

緊急地震速報への大規模海底地震観測網データ活用のための取り組み

—S-net と DONET の活用—

Approaches for Utilizing Data of Large-scale Ocean Bottom Observation Network
for Earthquake Early Warning
- Utilization of S-net and DONET -

林元直樹¹, 野口恵司¹, 齋藤潤¹, 干場充之²

HAYASHIMOTO Naoki¹, NOGUCHI Keishi¹, SAITO Jun¹ and HOSHIBA Mitsuyuki²

(Received November 9, 2020; Accepted March 1, 2022)

ABSTRACT: On June 21, 2019, the Japan Meteorological Agency (JMA) began to utilize ocean bottom seismograph (OBS) data for earthquake early warning (EEW) to provide the public with quick and accurate EEWs of undersea earthquakes. We describe several improvements of the JMA EEW system for addressing emerging issues regarding the commencement of using OBS data, such as differences in the installation environment, amplification factor, and the effects of changes in the OBS attitude angle. We analyzed acceleration waveforms observed with the Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench (S-net) and the Dense Oceanfloor Network System for Earthquakes and Tsunamis (DONET) to automatically detect P-wave arrivals, estimate seismic parameters for analysis methods such as the B- Δ method and the principal component analysis method, and identify the maximum amplitude of waveforms. We found that some of the three-component displacement magnitude measurements obtained from OBSs were overestimates because of anomalous amplitudes attributable to changes in the attitude angle (tilting and oscillating) of the housing of OBSs, which depends on peak ground acceleration (PGA), occurring in response to huge PGA inputs. In order to avoid such overestimation, we adopted an up-down (UD) component displacement magnitude equation to stabilize magnitude estimation by OBSs. We devised a quality control method for directly detecting attitude angle changes from velocity waveforms obtained by integration of UD component acceleration waveforms, in order that UD component displacement amplitudes of detected anomalies are not used in magnitude calculation. For the S-net S6 stations located on the east side of the Japan-Trench axis, we introduced a travel-time correction approach for correcting travel-time residual differences between adjacent stations so as to stabilize source determination. The methods presented in this paper contribute to the stable utilization of OBS data for JMA EEW.

1 はじめに

気象庁では、2007年10月1日より、緊急地震速報の一般提供を開始した (Kamigaichi et al., 2009)。緊急地震速報は、地震波を震源近傍の観測点が捉えた段階から直ちに震源とマグニチュード (M) を推定し、地震動予測式と地盤増幅度から震度の予測を行い、揺れが予測される地域に対して迅速に情報を発表する手

法である (Hoshiba et al., 2008)。地震の検知を可能な限り早く情報発表に活かすために、「単独観測点処理」 (気象庁地震火山部, 2020) と呼ぶ波形処理手法が観測点で動作しており、観測した波形データそのものを中枢に伝送するのではなく、現地でリアルタイムに波形処理した結果を即座に処理中枢に電文形式で送信している。また、中枢処理においては、各観測点で処

¹ 地震火山部地震火山技術・調査課, Earthquake and Volcanic Engineering Affairs Division, Seismology and Volcanology Department

² 気象研究所地震津波研究部, Department of Seismology and Tsunami Research, Meteorological Research Institute

理された検測値や最大振幅値および諸元推定結果などの情報を用いて、震源や M の推定、予測される震度の推定処理を行っている。

緊急地震速報は、観測点からのデータが少ない状況でも迅速に処理して情報を発表する必要があるため、震源や M の推定誤差が大きくなる場合があり、一般提供開始後のこの 14 年の間も、処理の改善を継続してきた。特に、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0, Hirose et al., 2011) では、同時多発する地震を分離して識別できないことによる過大予測や、大きな震源域の広がりを持つ巨大地震の際の過小予測といった課題が顕著となった (Hoshiba et al., 2011)。これらの課題解決のため、気象庁では、2016 年 12 月より IPF 法 (溜淵・他, 2014)、2018 年 3 月より PLUM 法 (Kodera et al., 2018) を導入し、緊急地震速報の精度向上のための改良を実施した。

緊急地震速報の改善においては、精度向上と同様に、迅速性の向上が重要である。特に海域で発生する地震に対しては、震源の直上にある海底地震計 (OBS) のリアルタイムデータを緊急地震速報に用いることができれば、内陸で発生する地震と同程度に迅速な情報発表が期待できる。これまでに、単独観測点処理機能を有している気象庁の東海・東南海沖のケーブル式常時海底地震観測システム (東南海 OBS) 5 地点について、2009 年 8 月より緊急地震速報への活用 (気象庁, 2009; 林元・干場, 2013)、また、国立研究開発法人海洋研究開発機構 (JAMSTEC) が設置し、国立研究開発法人防災科学技術研究所 (NIED) が運用している地震・津波観測監視システム (DONET, Kaneda et al., 2015, Kawaguchi et al., 2015) の一部の地点については 2015 年 3 月 31 日から自動検測による地震波検知時刻のみを活用 (気象庁, 2015) してきたところである。

今回、活用を検討したのは、陸海統合地震津波火山観測網 (MOWLAS, Aoi et al., 2020) として NIED が運用する観測網のうち、日本海溝海底地震津波観測網 (S-net, Kanazawa et al., 2016; Uehira et al., 2016; Mochizuki et al., 2016) 及び DONET である。これらを活用することができれば、日本海溝で発生する地震では理論上最大で 30 秒程度、相模トラフ沿いの海域では最大 10 秒程度、活用前と比較して緊急地震速報を迅速に発表することが可能となる (気象庁, 2019; 気象庁, 2020)。

これらの海底地震観測網のデータの活用にあつ

ては、東南海 OBS においても地震波の増幅を補正するためのマグニチュード補正值を導入しているように (林元・干場, 2013)、OBS では、これまでに緊急地震速報に活用されている陸上の観測点とは異なり、地震計の設置姿勢や設置環境あるいは地盤特性によるデータへの影響などの課題があり、特別な対策が必要となる。本稿では、実際に 2019 年 6 月 27 日の活用開始時に行った対策について、その検討内容を記述する。

2 調査に用いたデータ

調査には、緊急地震速報に活用を検討する S-net と DONET で記録された加速度波形データを利用した。S-net については、2016 年 4 月 15 日から 2019 年 9 月 30 日までに S-net 周辺で発生した M4.5 以上の地震から、余震活動等によるデータの偏りを考慮して抽出した 304 個の地震のデータを利用した (Fig. 1(a))。また、DONET については、周辺海域の地震活動度が低いために S-net ほど多くのデータは得られていないが、DONET の観測網直下で発生した 2016 年 4 月 1 日の地震をはじめ、周辺で発生した 28 個の地震のデータを利用した (Fig. 1(b))。なお、これらのデータを緊急地震速報に活用している陸の観測点のデータと比較するため、気象庁の多機能型観測点についても同様に調査し、比較に用いることとした。

3 OBS データにおける単独観測点処理結果の調査

OBS データの特徴を抽出するため、各観測点の地震波形に対して単独観測点処理 (気象庁地震火山部, 2020) で実施する自動検測処理、震央距離推定処理 (B- Δ 法, Odaka et al., 2003; 東田・他, 2004)、震央方位推定処理 (主成分分析法, 気象研究所地震火山研究部, 1985)、最大振幅値出力の各種処理を適用し、周辺の陸の観測点との相違を比較してその特徴を比較した。以下に、各処理における結果を示す。

3.1 3 成分の回転補正

単独観測点処理においては、上下動成分を用いたトリガ処理や、地震波の振動方向に基づく地震波到来方向の推定を実施するために、地震計の 3 成分の記録が上下・南北・東西にそれぞれ特定できている必要がある。陸上の地震計では、地震計の 3 成分を上下・南北・東西に合わせて設置しているが、OBS は地震計の水平動成分の向きを各方位に合わせて設置することがで

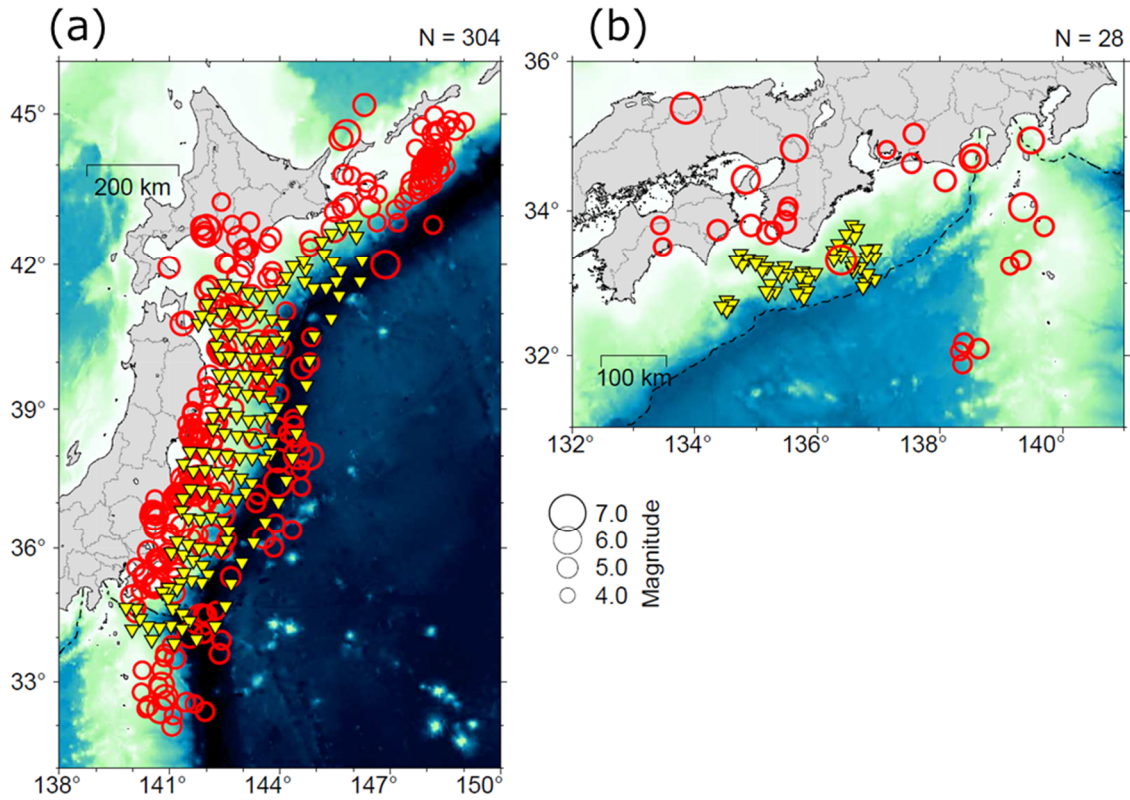


Fig. 1 Location map of the OBS stations and epicenters used in this study. The yellow inverted triangles indicate (a) S-net stations and (b) DONET stations. The red circles denote the epicenter of earthquakes and the size of each circle indicates the magnitude of the earthquake.

きない。また、DONET や東南海 OBS はジンバルを搭載することで上下動成分を鉛直方向に揃えることができるのに対し、S-net はジンバルを搭載しておらず、直交する3成分がそれぞれ任意の方向を向いた状態で設置されている (DONET については中野・他 (2012), S-net については Takagi et al. (2019) を参照)。そのため、DONET と東南海 OBS については、設置方位角の回転補正のみを実施すればよいが、S-net においては単独観測点処理を実施する前処理として、地震計の姿勢角と設置方位角の補正を実施する必要がある。以下に、S-net で実施する地震計の3成分回転補正について述べる。

S-net に実装されている加速度計は直流成分までを記録可能なセンサであり、波形には振動記録の他に、重力加速度による加速度オフセットが記録されている。よって、各成分に記録される定常時の加速度オフセットのベクトル積が鉛直方向の静的な重力加速度を示していることを基に、地震計の姿勢角を推定することが可能である。

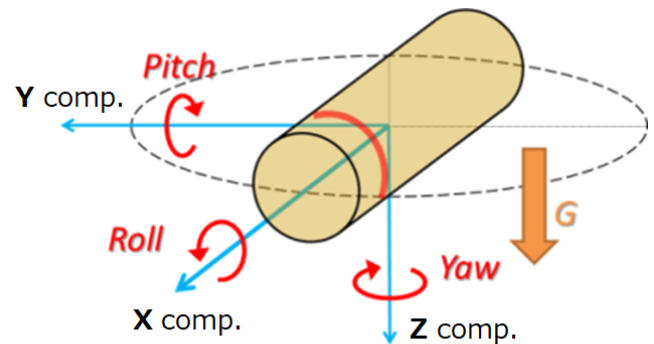


Fig. 2 Schema of attitude angle of S-net.

S-net の加速度センサは、筐体の長軸となるケーブル方向を X 軸とし、X・Y・Z 成分がそれぞれ直交する方向に右手系の配置で設置されている。ここで、Nakamura and Hayashimoto (2019) 同様、地震計の姿勢角をオイラー角として定義する。姿勢角の Roll 角と Pitch 角、設置方位角の Yaw 角をそれぞれ X 軸・Y 軸・Z 軸の周りの回転として、X 軸が北、Y 軸が東、Z 軸が下に向く方向を原点として、右ねじの方向に正を取った角度で定義する (Fig.2, Roll 角: λ ($-\pi < \lambda \leq \pi$), Pitch 角: θ ($-\pi/2 < \theta \leq \pi/2$), Yaw 角: ϕ ($0 \leq \phi < 2\pi$)). 重力加速度は鉛直下向きに働く静的な加速度で

あり、加速度計での出力としては上下動 (UD) 成分に正のオフセット (+1G≒980cm/s²) を生じる. X・Y・Z 各成分 ($Acc_{1-3}(i)$) に記録される重力加速度によるオフセット量 (O_{1-3}) を抽出することにより、重力加速度 (g) と姿勢角である Pitch 角 (θ) と Roll 角 (λ) はそれぞれ (1) 式で表すことができる.

$$g = \sqrt{\sum_{j=1}^3 (O_j)^2}$$

$$\theta = \sin^{-1}\left(\frac{O_1}{g}\right) \quad (1)$$

$$\lambda = \tan^{-1}\left(\frac{-O_2}{-O_3}\right)$$

このようにして得られた姿勢角と、別途設置時の測定や地震波形の解析値などから推定した設置方位角である Yaw 角 (ϕ) (例えば, Takagi et al., 2019) をもとに、X・Y・Z 成分は X 軸周りの回転, Y 軸周りの回転, Z 軸周りの回転, そして上下動極性の逆転を, (2) 式のように回転行列を用いることによって NS・EW・UD 成分に変換することが可能となる.

OBS の姿勢角は、強震時には地震動に変化してしまう場合があることが報告されている (例えば, Hayashimoto et al., 2016 ; Nakamura and Hayashimoto, 2019 ; Takagi et al., 2019). 自動処理では変換処理の安定性を重視し、ある時点における姿勢角を予めパラメータとして与え、回転補正を実施することとした. ただし、姿勢角は各成分のオフセット値からも逐次推定を行い、パラメータ値と推定値が一定以上乖離するような場合には、その観測点のデータを利用しないこととした. パラメータ値と推定値との乖離は単独観測点処理の中の品質管理処理として実施するほか、方位角と姿勢角のパラメータ値および姿勢角の推定値は、観測点から処理中枢へ送信する電文に掲載することに

より、中枢側で現在の姿勢角の状況を把握することを可能とした. なお、姿勢角と設置方位角は、 $\lambda' = 180/\pi \times \lambda$, $\theta' = 180/\pi \times \theta$, $\phi' = 180/\pi \times \phi$ として、パラメータ値、推定値ともに度数法で保持することとした. オフセットの推定により得られた姿勢角 (2019 年 6 月 20 日時点) は Table a-1 のようになっており、運用開始時点ではこの値をパラメータ値として現地での成分変換に利用している.

3.2 自動検出処理

単独観測点処理における自動検出は、STA/LTA 比を用いたトリガ検知によって実施しており、STA/LTA がある閾値以上の大きさとなった場合にトリガオンと判定し、さらにノイズレベルから地震波が立ち上がる時刻をトリガオン時点からさかのぼって検出して検出時刻を得ている. また、自動検出が実施されたタイミングで、地震波振幅の鉛直/水平動比 (V/H 比) や地震波振幅の移動分散、後述する B- Δ 法の推定結果などから地震波らしさを評価する品質管理処理を実施しており、品質管理を通過した自動検出結果のみが震源決定に利用される. このようにして得られた検出時刻は、IPF 法 (溜淵・他, 2014) による震源決定処理に利用される. また、トリガオンとならずに検出値が得られなかった観測点についても、地震波が到達していない「未着観測点」として IPF 法によって評価される. OBS において適切な時刻かつ適切なトリガ範囲で自動検出結果が得られることを確認するため、S-net・DONET とその周辺の陸上の観測点において自動検出処理と品質管理処理を実施し、JMA2001 (上野・他, 2002) による理論走時と比較することにより走時残差の傾向を確認した.

Fig. 3 に S-net, Fig. 4 に DONET における自動検出処理結果の事例を示す. 走時残差は、気象庁一元化震源の位置が正しいとした場合の理論走時からのずれを示している. 震源が陸に近い地震 (Fig. 3(a),(b)) を

$$\begin{bmatrix} Acc_{NS}(i) \\ Acc_{EW}(i) \\ Acc_{UD}(i) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \phi & -\sin \phi & 0 \\ \sin \phi & \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & 0 & \sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta & 0 & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \lambda & -\sin \lambda \\ 0 & \sin \lambda & \cos \lambda \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Acc_1(i) \\ Acc_2(i) \\ Acc_3(i) \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$= \begin{bmatrix} \cos \phi \cos \theta & -\sin \phi \cos \lambda + \cos \phi \sin \theta \sin \lambda & \sin \phi \sin \lambda + \cos \phi \sin \theta \cos \lambda \\ \sin \phi \cos \theta & \cos \phi \cos \lambda + \sin \phi \sin \theta \sin \lambda & -\cos \phi \sin \lambda + \sin \phi \sin \theta \cos \lambda \\ \sin \theta & -\cos \theta \sin \lambda & -\cos \theta \cos \lambda \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Acc_1(i) \\ Acc_2(i) \\ Acc_3(i) \end{bmatrix}$$

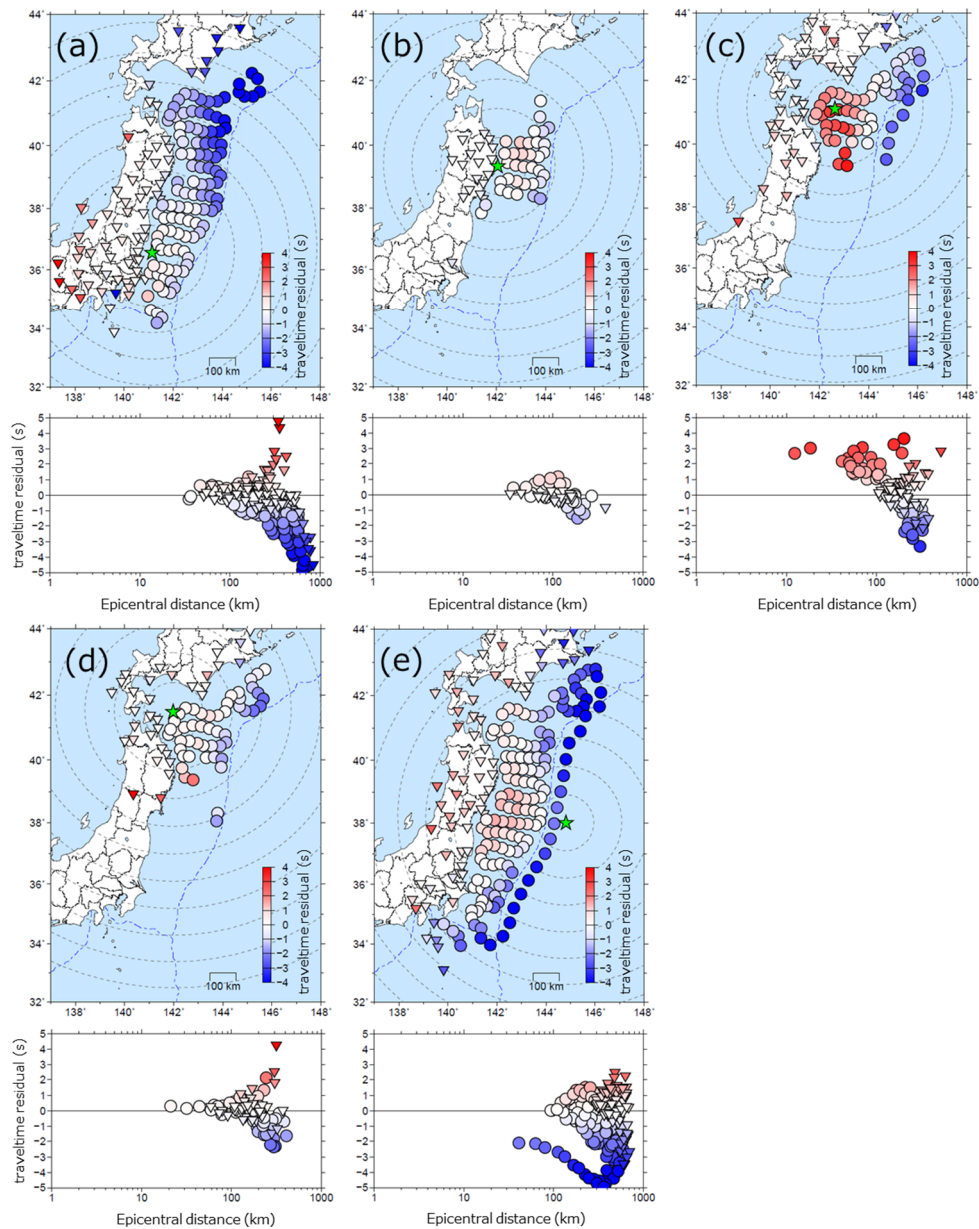


Fig. 3 Examples of travel-time residual of S-net. The panels indicate (a) the M5.4 earthquake E off Ibaraki Prefecture on August 19, 2016, (b) the M4.5 earthquake E off Iwate Prefecture on June 23, 2017, (c) the M5.1 earthquake E off Aomori Prefecture on August 24, 2018, (d) the M5.2 earthquake E off Aomori Prefecture on March 8, 2017 and (e) the M6.0 earthquake Far E off North Honshu on November 13, 2017, respectively. The circles indicate OBSs and the inverted triangles indicate land stations. The upper row denotes the map distribution of the travel-time residuals, and the lower row denotes the relationship between the travel-time residuals and epicentral distance. The colors indicate the travel-time residuals; blue indicates that the observed time is earlier than the theoretical travel-time, and red indicates later than that time. A green star indicates the location of the epicenter of JMA-Catalogue.

みると、震源付近の観測点において陸の観測点と OBS との走時残差に系統的なずれは見られず、どちらも走時残差は 0 前後で安定している。一方で、震源遠方の観測点では走時残差が系統的に負（理論走時よりも速い）となる傾向がある（Fig. 3(a)など）。これは、プレート内の速度構造の速い部分を地震波が伝播する影

響によって陸域の速度構造である JMA2001 による理論走時との差が生じていると考えられる。残差が大きくなるのは震源から遠方の観測点であり、震源近傍における OBS と陸上の観測点の間の走時残差の差は小さいことから、震源近傍で得られた観測結果から震源決定に利用する IPF 法へは走時補正を行うことなく震

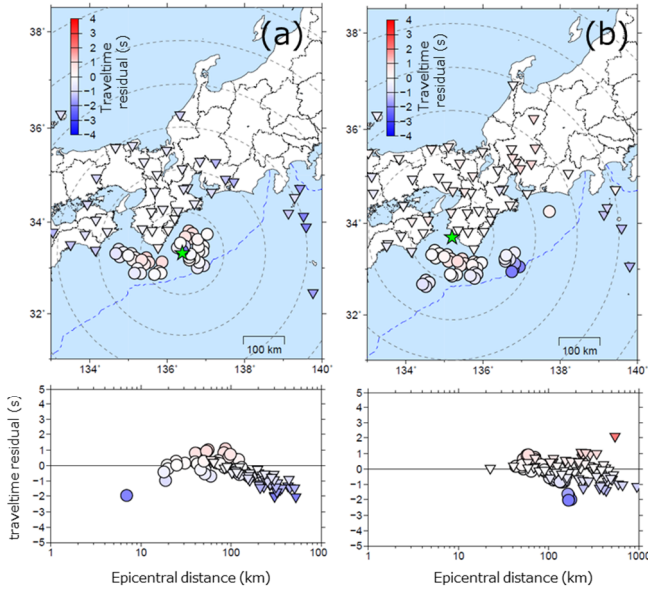


Fig. 4 Examples of travel-time residual of DONET. (a) the M6.5 earthquake SE off the Kii Peninsula on April 1, 2016, (b) the M5.4 earthquake S Part of Kii Channel on November 2, 2018. Symbols are the same as in Fig. 2.

源決定へ利用可能である。また、M が大きいほど、遠くの観測点までトリガ検知の領域が広がるが、自動検測結果が得られた範囲について OBS でも陸の観測点と同程度の広がりであることが確認できる。これらの自動検測の傾向は DONET の観測点でも同様に確認できる (Fig. 4)。なお、Fig. 3(c)のように、事例によっては、震源近傍の OBS 観測点のみが理論走時よりも遅いことを示す場合があった。これは、一元化震源を決定した陸の観測点での走時が海域の構造によって理論走時より早くなる影響によるものと推察され、近傍で発生した他の地震ではそのような震源付近の走時の遅れは認められない場合もある (例えば、Fig. 3(d))

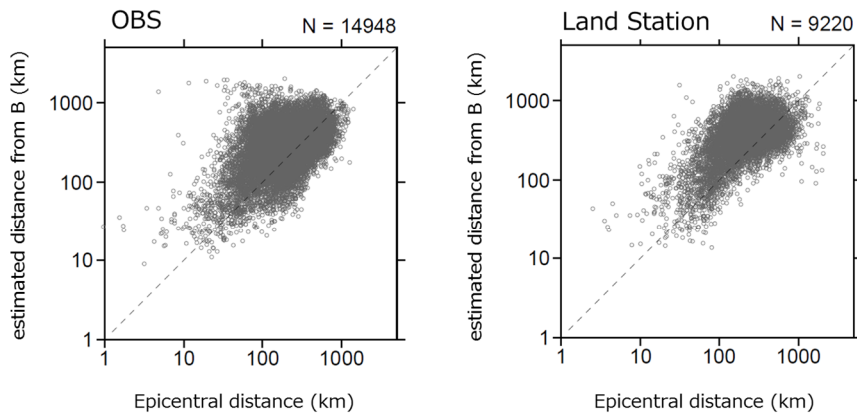


Fig. 5 Results of epicentral distance estimated from B-Δ method at OBSs (left) and land stations (right).

ことから、推定震源位置への影響は小さいと考えられる。

一方で、S-net の海溝軸外側の S6 の観測点については、震源近傍であっても近傍の S1~S5 の観測点と比較して走時が 2 秒程度早くなる傾向が確認された (Fig. 3(e))。これは、海溝軸の内側と外側で表層の地震波速度構造の違いが顕著となることによると推察される。震源近傍の隣り合う観測点に走時残差のギャップが生じるならば、それが直接推定震源位置の誤差につながるため、S-net の S6 の観測点に関しては走時補正を施すことが必要と考えられる。S6 観測点の走時補正值の推定については 4 章で述べる。

3.3 震央距離推定

1 つの観測点の地震波形から地震の震源位置に関する特徴量を抽出する手段のひとつに、B-Δ 法 (Odaka et al., 2003; 東田・他, 2004) がある。これは、P 波直後の地震波の立ち上がりの急峻さとその減衰の程度を定式化したものであり、上下動加速度波形に中心周波数 10~20Hz のバンドパスフィルタを適用したトリガ後 1 秒間のエンベロープ波形に、

$$y(t) = Bt \cdot e^{-At} \quad (3)$$

をフィッティングすることで特徴量を抽出している。

(3) 式の係数 B はこの絶対値波形の増加率を反映した数値、係数 A は振幅増加傾向の継続時間を反映した数値である。つまり、係数 B が大きければ大きいほど鋭く立ちあがり、係数 A が小さければ小さいほど振幅増加が長く続くということになる。係数 B は M によらず震央距離 Δ と相関関係があり、係数 B からおよ

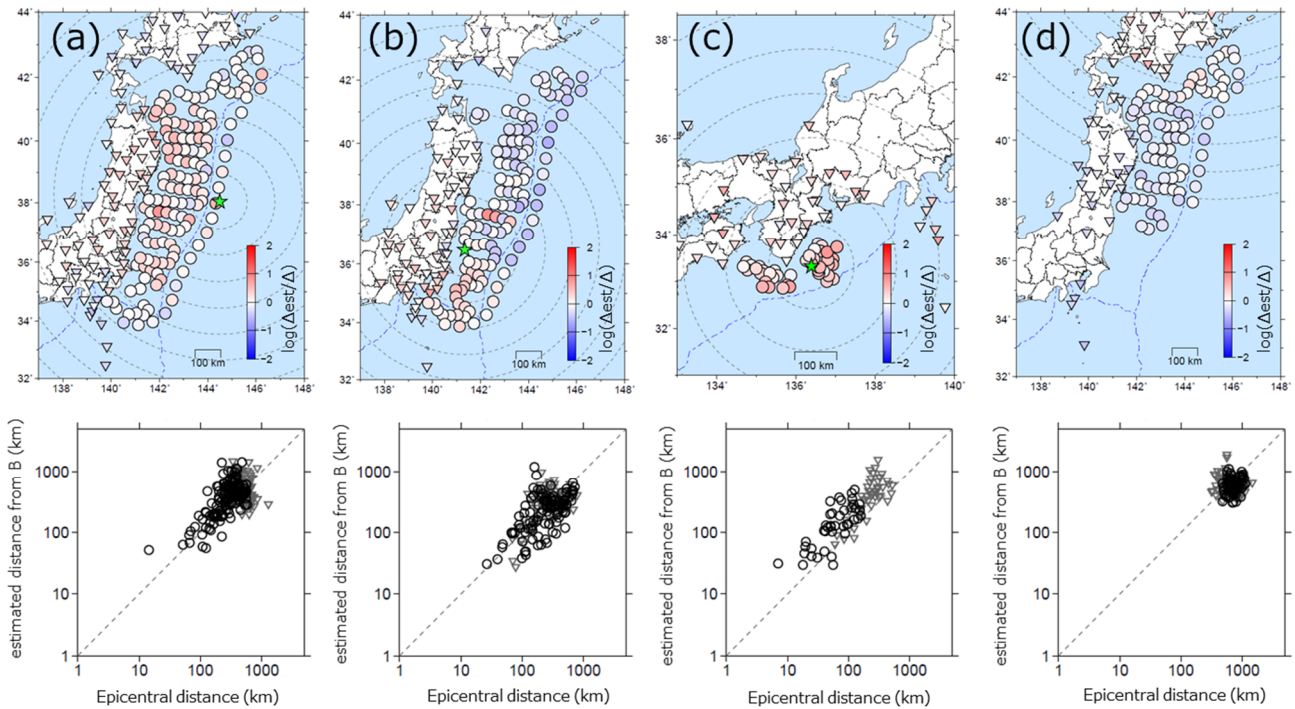


Fig. 6 Results of epicentral distance estimated from B- Δ method. The panels indicate (a) the M6.3 earthquake Far E off North Honshu on September 21, 2017, (b) the M5.5 earthquake E off Ibaraki Prefecture on September 5, 2018, (c) the M6.5 earthquake SE off the Kii Peninsula on April 1, 2016 and (d) the M5.6 earthquake Southern Sea of Okhotsk on July 9, 2019, respectively. The colors of the symbols on the upper map denote the residuals of estimated epicentral distance (expressed in term of difference in log values). The black circles indicate OBSs and the gray inverted triangles indicate land stations.

その震央距離 Δ を求めることができる。この係数 B による推定震央距離の情報、IPF 法の尤度計算や、トリガのノイズ判定に活用されている。S-net や DONET における B- Δ 法による震央距離推定結果と各観測点の一元化震源との震央距離を比較したところ、Fig. 5 に調査に用いたすべてのデータにおける散布図を示すとおり、震央距離推定は陸上と同程度の誤差において推定可能であることが確認できた。例えば、2017 年 9 月 21 日の三陸沖の地震や 2018 年 9 月 5 日の茨城県沖の地震の S-net、2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震の DONET においては、陸の観測点同様、震央距離に概ね一致して推定していることが確認できる (Fig. 6(a),(b),(c))。また、2019 年 7 月 9 日のオホーツク南部の地震においては、すべての観測点で震源が遠方であると推定できている (Fig. 6(d))。緊急地震速報においては、推定した震央距離が大きいトリガのみである場合には遠地地震の可能性があると判定する品質管理処理を設けているが、OBS の震央距離推定も陸と同様の判定に利用できることを示している。

3.4 震央方位推定

震央距離の推定とともに、単独観測点処理では地震波の到来方位の推定を行っている。中心周波数 1~2 秒のフィルタをかけたトリガ検知後 1 秒間の変位波形の振動軌跡を主成分分析法 (気象研究所地震火山研究部, 1985) により解析することで、地震波の到来方向を推定している。B- Δ 法の推定結果とともに用いることで、震央方位と震央距離の推定値が得られることで、1 観測点のみの情報から震源推定可能となる情報量であり、IPF 法ではそれぞれを尤度計算に活用している。Fig. 7 は、2019 年 1 月 26 日の岩手県沖の地震 (M5.6)、および 2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震 (M6.5) における OBS と陸上の観測点との震央方位推定結果である。陸上の観測点の結果と比較した場合、OBS でも震源近傍での方位推定は可能であるが、震源から離れると、陸のデータと比較して震央方位推定結果と気象庁一元化震源の震央方位との差がやや大きくなる場合がある。また、OBS では震央方位とともに主成分分析法により推定される地震波の見かけ入射角が小さくなる特徴が認められる。これらの特徴から、OBS

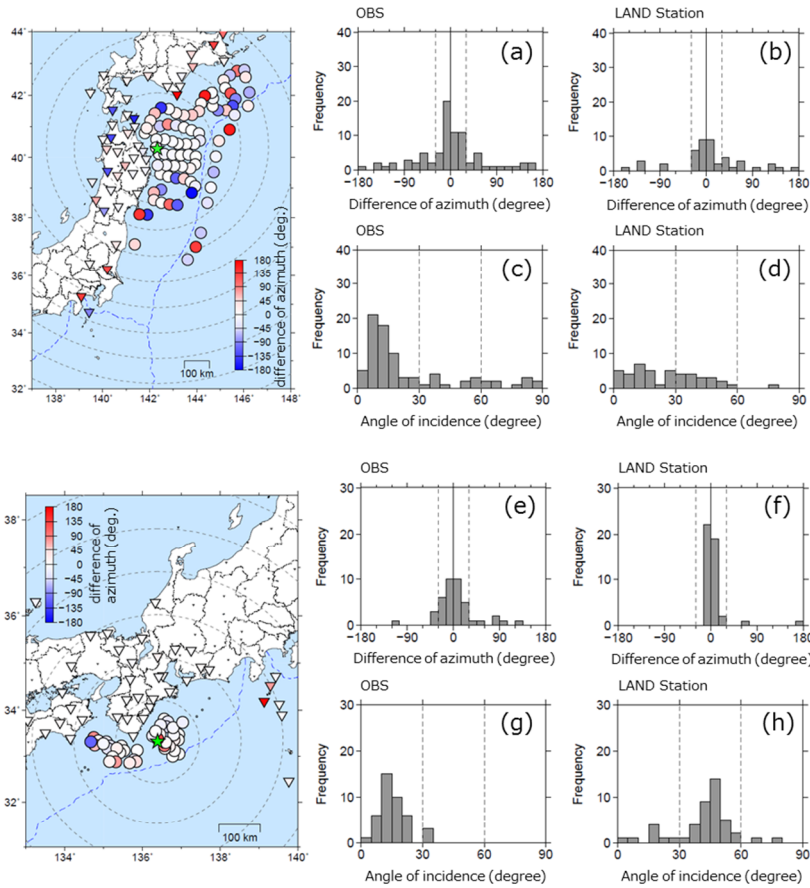


Fig. 7 Results of back-azimuth estimated from principal component analysis. The upper and lower panels indicate the M5.6 earthquake NE off Iwate Prefecture on January 26, 2019 and the M6.5 earthquake SE off the Kii Peninsula on April 1, 2016, respectively. The maps on the left indicate the distribution of the residuals of estimated back-azimuth. The middle and right columns denote histograms for (a,e) differences in the azimuth of OBSs, (b,f) differences in the azimuth of land stations, (c,g) the estimated incident angle of OBSs and (d,h) the estimated incident angle of land stations, respectively.

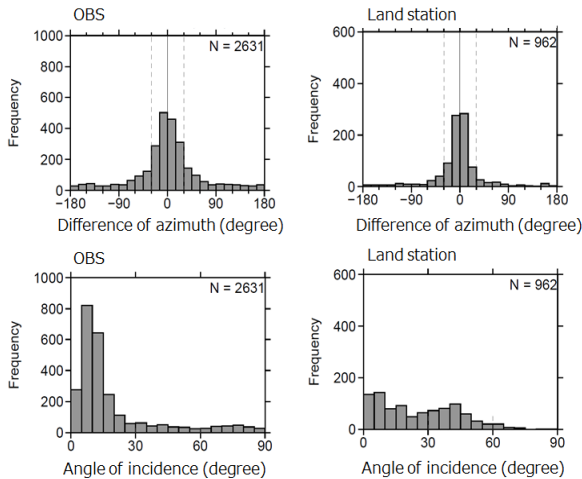


Fig. 8 Results of estimated back-azimuth and incident angle at the OBSs (left) and the land stations (right) within 100 km of the epicenter. The upper and lower panels indicate histograms for differences in azimuth and estimated incident angle, respectively.

では地震波速度の違い堆積層の影響により、観測点への地震波の見かけ入射角が小さく鉛直入射に近くなることで、P波の水平方向のS/Nが低下することによって震央方位推定誤差が大きくなると推察される。

Fig. 8はすべてのデータのうち震央距離100km以内の観測点での方位角残差と見かけ入射角のヒストグラムである。個別事例と同様の傾向が確認できるが、このようにOBSにおいても震央距離が近い観測点については、陸の観測点と同程度の推定精度を有していることから、IPF法による震源決定の初期計算に用いるデータとしては利用可能と判断できる。

3.5 M計算に用いる振幅値の評価

OBS周辺で発生する地震の緊急地震速報の迅速性を高めるためには、OBSのデータから震源が決定できるのみではなく、Mを推定できなければならない。陸

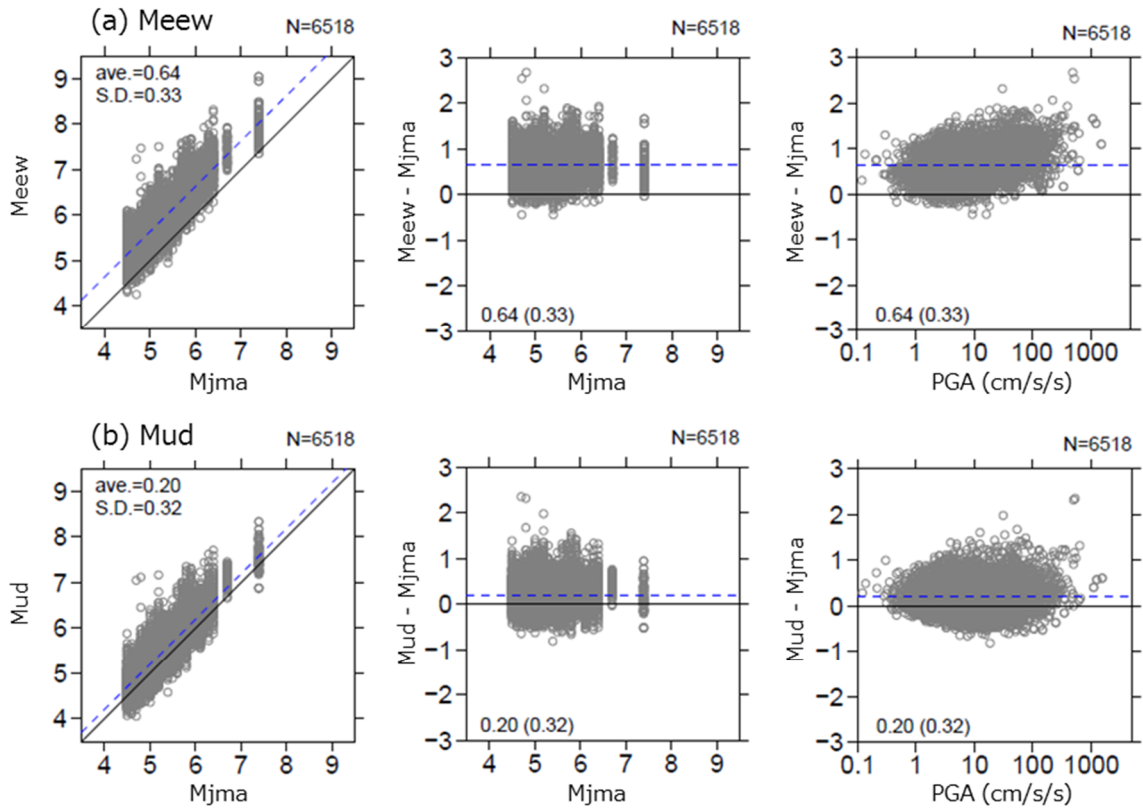


Fig. 9 Results of (a) 3-component displacement magnitude (Meew) and (b) UD-component displacement magnitude (Mud) at S-net stations. The left column indicates a comparison of those magnitudes with Mjma. The center and right columns indicate scatter diagrams of magnitude residuals versus Mjma and PGA, respectively.

上の観測点においては、緊急地震速報の M は、加速度波形にフィルタをかけて機械式 1 倍強震計相当の特性の変位波形とし (勝間田, 2008), その 3 成分合成変位振幅値を基に M 計算を行っている. しかしながら OBS では、堆積層による地震波の増幅 (例えば, 林元・干場, 2013 ; Nakamura et al., 2014) や、姿勢角変化による地震時の加速度オフセットの影響 (Hayashimoto et al., 2016 ; Nakamura et al., 2018 ; Nakamura and Hayashimoto, 2019) が、変位振幅を用いた M 推定に影響を及ぼすことがわかっている. ここでは、OBS における M 推定の調査のため、各観測点において各種 M 式による観測点 M を算出し、その安定性について確認を行う. なお、観測点 M の確認については、観測点の周辺での地震活動度が高いことから S-net のデータを中心に実施する.

緊急地震速報では、3 成分の変位振幅を合成した値をもとに、3 成分合成変位 M 式 (清本・他, 2010)

$$0.87 \times M_{eew} = \log(Amp) + 1.0 \times \log R + 1.9 \times 10^{-3} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.98 \quad (4)$$

が利用されている. ここで、 Amp は 3 成分合成変位振幅の最大値 (10 μ m 単位)、 R は震源距離 (km)、 D は震源の深さ (km) である. なお、主要動が到達する前の区間については、P 波の検知から理論 S-P 時間の 0.7 倍の範囲までの最大振幅を基に P 波 M 式 (明田川・他, 2010)

$$0.72 \times M_{eewP} = \log(Amp) + 1.2 \times \log R + 5.0 \times 10^{-4} \times R - 5.0 \times 10^{-3} \times D + 0.46 \quad (5)$$

を併用している.

これに対して、海底の堆積層による地震波の増幅の影響は、水平動成分に比べて上下動成分で小さい (例えば, Yabe et al., 2021) ことから、上下動成分を用い

た上下動変位 M (林元・他, 2019)

$$0.90 \times M_{ud} = \log(Amp) + 0.83 \times \log R + 1.7 \times 10^{-3} \times R - 2.6 \times 10^{-3} \times D + 1.68 \quad (6)$$

の利用が有効であると考えられる. ここでは, 上下動変位 M と緊急地震速報の 3 成分合成変位 M とを比較し, OBS で得られる最大振幅の特徴を調べた. なお, 4 章で述べるが, 上下動 M では P 波部分での落ち込みが小さいことなどから OBS では P 波 M については本稿での検討の対象外とした.

S-net 観測点において上下動変位振幅が $50\mu\text{m}$ を超過した事例について, Fig. 9 に, 観測点 M と一元化震源の $M(M_{jma})$ との関係性を, 3 成分合成変位 $M(M_{eew})$

と上下動変位 M (M_{ud}) それぞれについて示す. 上下動変位 M は 3 成分合成変位 M と比較して堆積層による増幅の影響が小さいことから, 残差の平均値が小さく, 全体のばらつきも若干小さい. さらに, 重要な特徴として, 3 成分合成変位 M では入力最大加速度 (PGA) が大きい場合に M 残差が大きくなる PGA 依存性が確認されるが, 上下動変位 M ではこの依存性が小さい. 緊急地震速報では, 一般に震源に最も近い観測点, すなわち振幅の大きな観測点ほど処理に利用される傾向にあり, その点では, このような堆積層の影響や振幅依存性が確認される 3 成分合成変位 M よりも, 上下動変位 M の方が緊急地震速報処理に適した傾向を示している.

3 成分合成変位 M において観測点 M の値に PGA 依

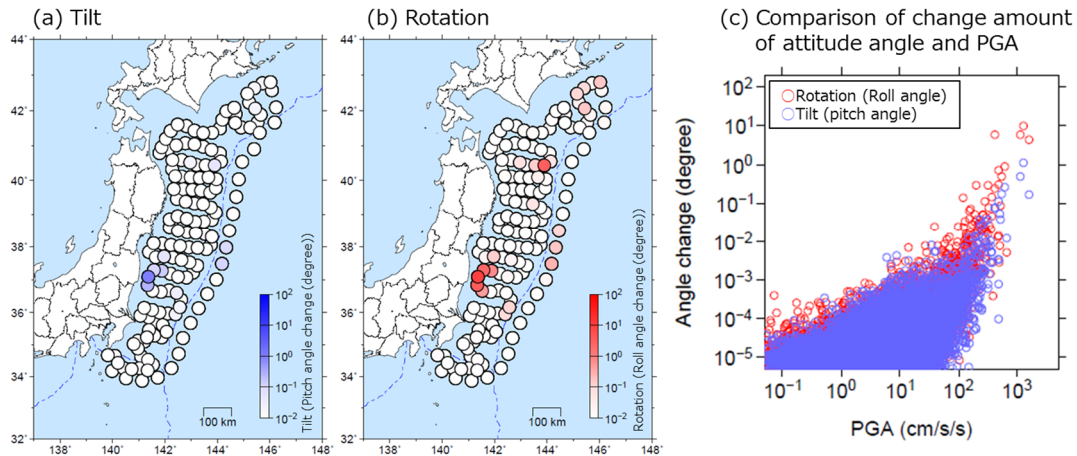


Fig. 10 The maximum attitude angle change ((a) tilt angle and (b) rotation angle) that occurred during seismic motions and (c) their relationship with PGA.

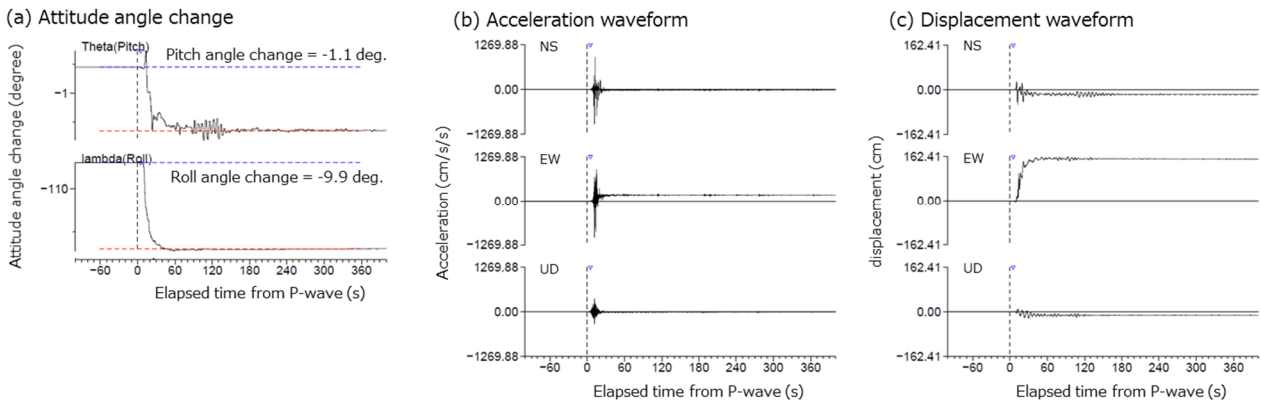


Fig. 11 Examples of waveforms and processing results at the N.S2N14 station for the M7.4 earthquake E off Fukushima Prefecture on November 22, 2016, (a) time series of attitude angle change estimated at the N.S2N14 station, and the (b) acceleration and (c) displacement waveforms, respectively. The attitude angle changes were estimated from offset values extracted by applying a median filter (Kinoshita (2008), Hayashimoto et al., (2016)) to the acceleration waveform.

存性が明瞭に生じたことについて考察する。過大な変位振幅ノイズを生じる原因のひとつに地震計の傾動による影響 (Hayashimoto et al., 2016 ; Nakamura and Hayashimoto, 2019 ; Takagi et al., 2019) がある。OBSが強震動に見舞われた際、OBSの筐体の姿勢が地震中に回転して姿勢角が変化することで、地震計の3成分各成分へ含まれる重力加速度の割合が変化することにより、重力加速度のオフセットを正しく補正できなくなるのが原因である。地震動を記録する前後でのS-net各地点における姿勢角の変化をKinoshita (2008) や Hayashimoto et al. (2016) と同様にメディアンフィルタを用いて、各成分のオフセット量の変化を調査したところ、傾動による姿勢角変化は入力加速度が 100cm/s^2 よりも大きい場合にその入力加速度に応じて大きくなり、またS-net筐体の長軸方向となるケーブル軸方向が傾く変化であるピッチ角変化に比べて、円筒容器が回転する変化であるロール角変化が大きくなる特徴が確認される (Fig. 10)。Fig. 11はこれまでに

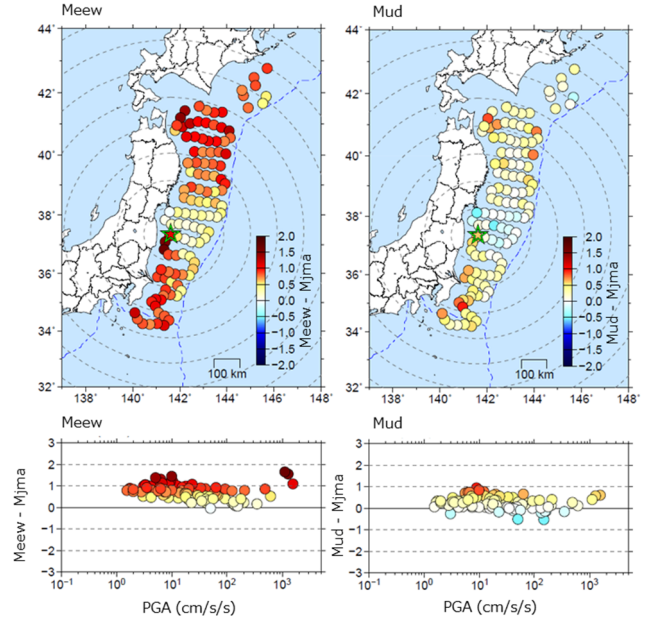


Fig. 12 Comparison of the magnitude residual of Meew (left) and Mud (right) at S-net stations for the M7.4 earthquake E off Fukushima Prefecture on November 22, 2016.

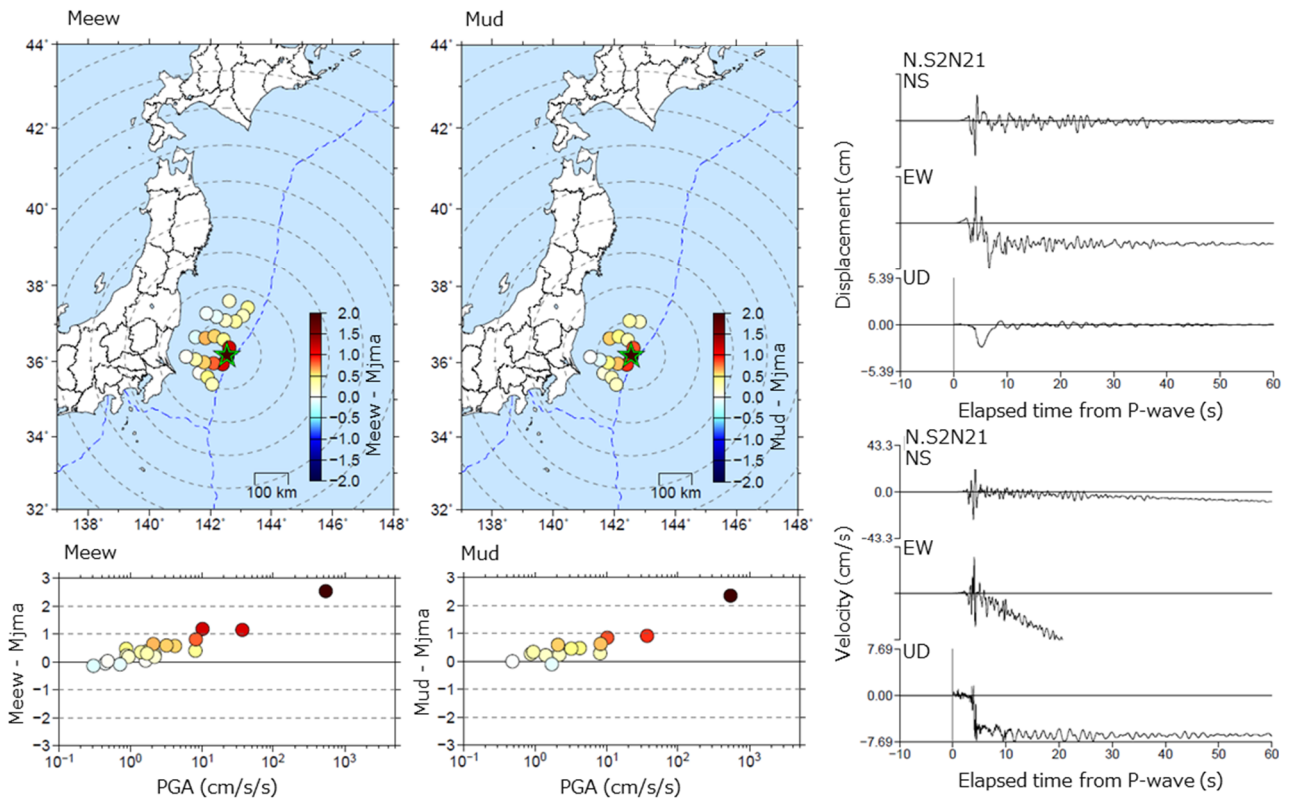


Fig. 13 Comparison of the magnitude residual of Meew (left) and Mud (middle) at S-net stations for the M4.7 earthquake Far E off Kanto on March 24, 2017, the displacement waveform (upper right) and the integrated acceleration waveform (lower right) at the N.S2N21 station. In the horizontal component, tilting causes a bending of the baseline of the integrated acceleration waveform and an offset change of the displacement waveform. In contrast, the UD component has an offset of the integrated acceleration waveform and a downward one-sided waveform of the displacement waveform due to the oscillations of the OBS housing.

S-net での最大の傾動変化を記録した、2016 年 11 月 22 日の福島県沖の地震 (M7.4) における N.S2N14 観測点のデータを示す。この観測点では、 -9.9 度のロール角変化、 -1.1 度のピッチ角変化が生じたことにより、加速度波形にオフセット変化を生じ、これによって気象庁 1 倍強震計相当の特性を持つ変位波形にもオフセットを生じることで、3 成分合成変位 M の観測点 M で M9.0 という過大評価となったほか、震源周辺の複数観測点でも M が過大評価となった (Fig. 12)。このような傾動による M 過大評価は入力加速度が大きくなる震源近傍で発生しやすく、震源近傍のデータが重要となる緊急地震速報への振幅活用の際には注意が必要である。詳細は後述するが、傾動によって生じるオフセット変化は、姿勢角の変化が数度程度である場合には上下動よりも水平動のオフセット量が大きくなるため、上下動変位振幅では傾動による影響が小さく、上下動 M では過大傾向が小さくなる。すなわち、傾動の影響は上下動変位 M を利用することで軽減することが可能である。

一方で、上下動 M を利用した場合も震源近傍の観測点で M が過大になる場合があることがわかった。Fig. 13 は 2017 年 3 月 24 日の関東東方沖 (M4.7) の地震の例を示したものである。震源直近の N.S2N21 観測点では水平動変位波形に傾動によるオフセットが生じていることにより、3 成分合成変位 M を過大に推定してしまうが、上下動変位 M においても同様に M が過大となっていることが確認される。上下動変位波形には傾動とは異なる下向き片ぶれとなる特徴的な記録が生じている。Fig. 13 右下の波形は 3 成分の加速度波形を単純積分した速度波形である。傾動による加速度オ

フセットの変化は、単純積分速度波形においてはある時点からの基線の折れ曲がりとして表現されるが、今回の上下動の片ぶれは単純積分速度波形のオフセット変化として発現している。また、このような片ぶれ変化の特徴は上下動成分にのみ認められ、常に下向きの片ぶれとして存在する。以上の特徴から、この単純積分速度波形の上下動成分の片ぶれは、強震時に地震計筐体が揺れ動くことにより上下動成分に含まれる重力加速度値が一定時間減少することによって上下動成分に下向きのノイズが生じているものと解釈し、この現象を「揺動」と呼ぶこととする。

Fig. 14 に、傾動と揺動の模式図を示す。静止状態において上下動成分に働いている重力加速度 g は常に $+g$ のオフセットとして記録されており、通常これを $g - g = 0$ としてキャンセルすることで地震波を記録している。地震計筐体が α だけ傾いた場合、上下動成分にかかる重力加速度は $g \cos \alpha$ となるが、上下動成分からキャンセルする値は g で一定であるため、 $g \cos \alpha - g = g(\cos \alpha - 1)$ が記録されることとなる。傾動とは、地震計筐体の姿勢が静的に α だけ傾く現象であり、上下動には $g(\cos \alpha - 1)$ の、水平動には $g \sin \alpha$ の加速度オフセット変化が生じる。なお、 α が十分に小さいならば、 $g(\cos \alpha - 1) \ll g \sin \alpha$ の関係が成り立つことから、傾動の影響は上下動では小さい。一方、揺動とは地震計筐体の姿勢が動的に α だけ揺れ動く現象である。このとき、 $\cos \alpha$ は偶関数であり、傾きの方向が正の場合も負の場合も同じ値となる。よって、揺れが継続することで傾き $\alpha(t)$ が変化し続ける場合、 $g(\cos \alpha(t) - 1)$ は常に負となり、それを時間積分するとマイナスのオフセット変化が、機械式 1 倍強震計相

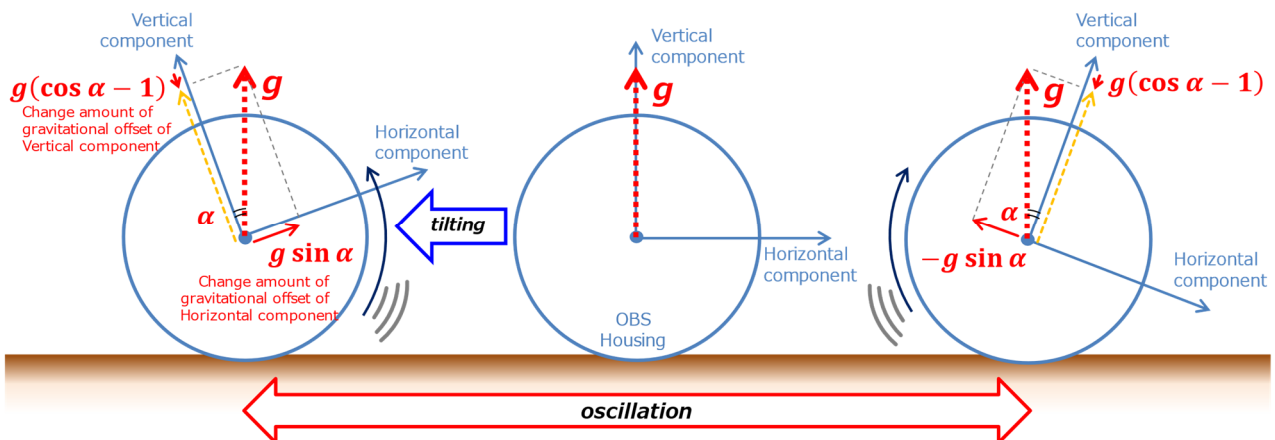


Fig. 14 Schematic diagram of tilting and oscillation of OBS housing.

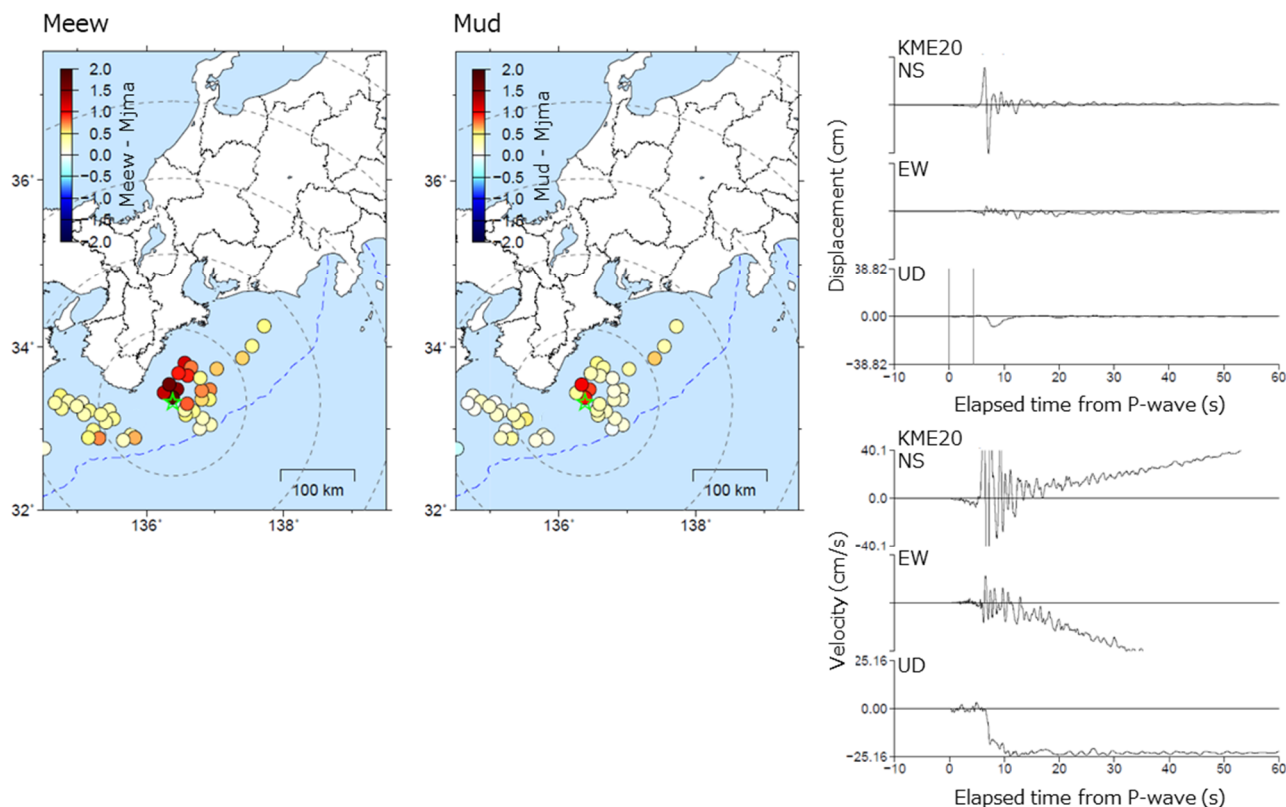


Fig. 15 Comparison of the magnitude residual of Meew (left) and Mud (middle) at DONET station for the M6.5 earthquake SE off the Kii Peninsula on April 1, 2016, the displacement waveform (upper right) and the integrated acceleration waveform (lower right) at the KME20 station. In the horizontal component, tilting causes a bending of the baseline of the integrated acceleration waveform and an offset change of the displacement waveform. In contrast, the UD component has an offset of the integrated acceleration waveform and a downward one-sided waveform of the displacement waveform due to the oscillation of OBS housing.

当の変位波形フィルタを通すと下向き片ぶれの関数が得られる。傾動の影響は上下動変位 M の利用により軽減できたが、揺動の影響は上下動変位 M の利用にも影響を及ぼすことから、揺動の影響を受けた波形を M 計算に利用しないようにする工夫が必要となる。なお、傾動や揺動による振幅過大の影響は、インライン式の S-net のみでなくノード式の DONET でも確認されている。Fig. 15 は 2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震 (M6.5) の KME20 観測点の記録であるが、明瞭な変位波形の下向き片ぶれ、単純積分速度波形のオフセット変化が確認できる。DONET はその設置方法から、インライン式と比較して回転するような動作は生じにくい、強震時にはケーシングやその中に設置されるセンサの傾きがわずかに変化したり振動したりする場合があると考えられる。このように、揺動による影響は上下動変位振幅の過大評価につながるため、 M 計算への振幅利用においては注意が必要となる。

傾動や揺動といった姿勢変化に起因する影響とは

直接的な関連が認められない場合にも、震央近傍の観測点において上下動成分と比較して水平動成分の振幅が過大となる事例が確認されている。例えば 2019 年 5 月 26 日の三陸沖の地震 (M4.6) においては震央距離 23km の N.S4N25 観測点では 3 成分合成変位 M で M5.9 と +1.3 の過大評価となる (Fig. 16) が上下動 M では M4.5 と適切な範囲で推定できている。このように、傾動による影響が顕著ではない場合にも、水平動の S 波部分でパルス状の過大振幅が記録されることが生じる場合がある。同様の過大振幅はこれまでに上下動成分には確認されておらず、上下動変位 M の利用は、結果としてこのような水平動成分の異常振幅への対策としても有効である。

以上のように、 M 計算で用いる振幅値について調査を行った結果、上下動変位 M の活用によって OBS の M の過大評価を軽減することは可能であることがわかった。しかしながら揺動のように、OBS において震源近傍の観測点で M の過大評価につながる可能性の

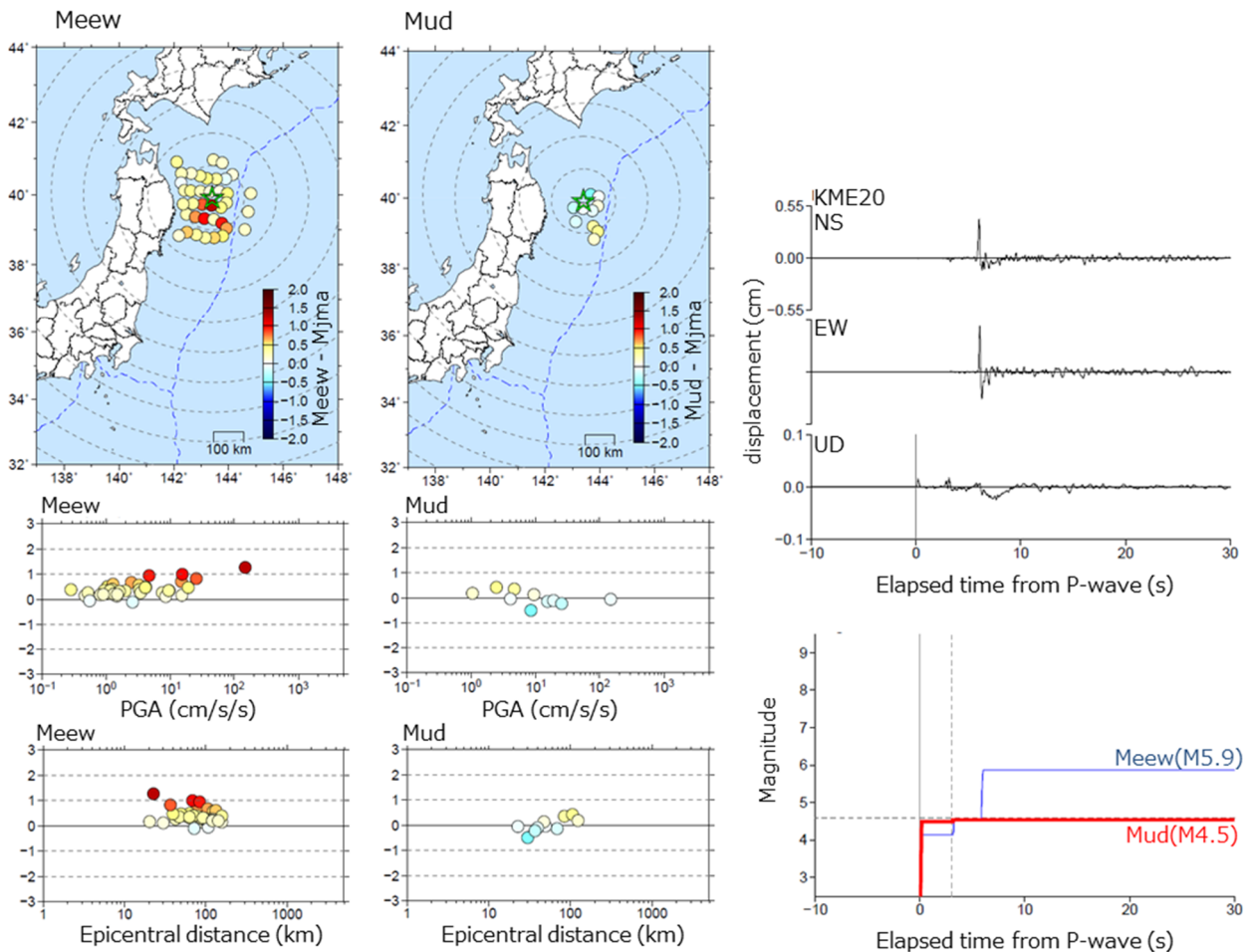


Fig. 16 Comparison of magnitude residual of Meew (left) and Mud (middle) at S-net stations for the M4.6 earthquake Far E off Sanriku on May 26, 2019, the displacement waveform at the N.S4N25 station (upper right), and growth curve of Meew and Mud magnitude at the N.S4N25 station.

ある現象については、過大評価を避けるための対策が必要である。

4 OBS データの活用のために実施する対策

OBS データに単独観測点処理を実施することで震源と M の評価に必要な各推定要素を調査した結果、B- Δ 法による震央距離推定や、主成分分析法による震央方位推定は陸上と同様に利用可能であることがわかった。一方で、特に振幅の活用においては陸の観測点とは異なる震源近傍でのデータ異常に備える必要があることがわかった。また、走時補正については、S-net の S6 観測点では構造の違いによる近距離での走時差を補正すべきであることがわかった。これらについて、安定的な震源と M の推定のために新たに緊急地震速報処理に追加する機能について以下に述べる。

4.1 単独観測点処理における品質管理処理

OBS 観測点における M 計算には、傾動や震源近傍での水平動の過大振幅による影響を避けるため、上下動変位 M を採用することとする。ただし、Fig. 13 や Fig. 15 に示したように、上下動変位 M も揺動や顕著な傾動が発生した場合には振幅が過大となる場合があることがわかった。このような、上下動成分に影響を及ぼす傾動・揺動の発生を直接的に検知して除外するために、観測点側の処理である単独観測点処理に「傾動・揺動検知処理」を既存の品質管理処理に追加する。

Fig. 17 は、2016 年 11 月 22 日 05 時の福島県沖の地震 (M7.3) において震源周辺の S-net 観測点で得られた上下動変位振幅と、上下動加速度波形を単純積分した速度波形を示している。N.S2N05 観測点のように変位振幅の片ぶれとして発現する揺動は、単純積分速度

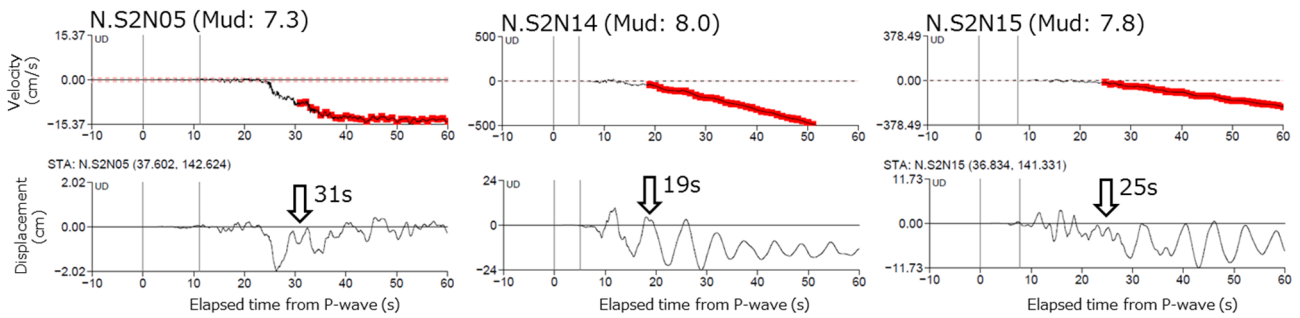


Fig. 17 Example of tilting and oscillation detection during the M7.4 earthquake E off Fukushima Prefecture on November 22, 2016. The upper row shows the integrated acceleration waveform of the UD component and the lower row shows the displacement waveform of the UD component. The red lines and arrows indicate the time point at which tilting or oscillation was detected. The pink dashed lines show the quality check detect level shown in Level 1 of Fig. 18.

波形においてオフセット変化を生じる。対して、N.S2N14 や N.S2N15 観測点のように変位振幅のオフセット変化を生じる傾動は、単純積分速度波形では基線の折れ曲がりを生じている。この単純積分速度波形に生じる特徴を「傾動・揺動検知処理」に利用する。具体的には、上下動加速度波形の単純積分速度波形を用いて、オフセットの発生を長期間ゼロクロスしないことで傾動・揺動と検知するロジックである (Fig. 18)。このロジックは、ゼロクロスを検知するための境界幅である level0 を設定し、上下動単純積分速度波形が +level0 以上あるいは -level0 以下となる状態が N サンプル継続した時点より変位振幅の品質管理情報を「異常」と判定するものであり、「異常」と検知された以降は M 計算に利用しないとするものである。ある程度の規模以上の地震にのみ品質管理を実施するために、ゼロクロスを検出する閾値とは別に処理を適用する単純積分速度波形の振幅値に閾値 level1 を設けることと

した。現在は level0=0.5 cm/s, level1=1.0 cm/s, N=600 sample としている。これは変位振幅が機械式強震計 (固有周期 6 秒, 減衰定数 0.55) の特性を再現するフィルタであることも考慮し、長周期の入力が誤ってこの品質管理処理で除外されることを避けるためである。ただし、継続時間を長く評価することによって、品質管理処理が適用可能なタイミングは遅れること

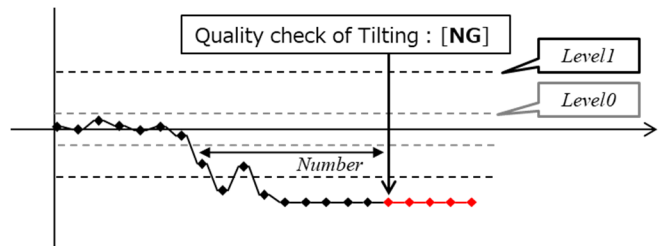


Fig. 18 Schema of quality control of tilting and oscillation.

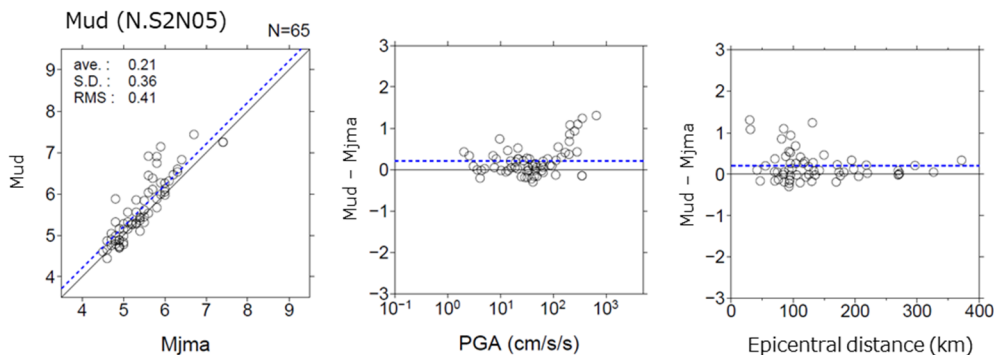


Fig. 19 Comparison of Mud and Mjma at the S-net N.S2N05 station. (Left) Comparison of Mud with Mjma. (Center) Correlation between magnitude residual and PGA. (Right) Correlation between magnitude residual and epicentral distance. The blue dashed lines show the average value of each plot.

Table 1 Examples of tilting and oscillation detected by the quality control process.

Earthquake	Station	Detection time from OT (s)	PGA (cm/s/s)
2016/04/20 福島県沖 M5.8 最大震度 3	N.S2N05	24	290.78
2016/06/27 福島県沖 M5.9 最大震度 3	N.S2N05	22	196.10
2016/08/15 福島県沖 M5.6 最大震度 4	N.S2N05	24	205.02
2016/08/20 三陸沖 M6.4 最大震度 3	N.S4N09	26	159.75
	N.S4N10	14	408.84
	N.S4N11	26	255.48
	N.S4N21	24	258.23
2016/09/23 関東東方沖 M6.7 最大震度 1	N.S1N16	41	220.00
2016/10/29 三陸沖 M4.8 最大震度 1	N.S3N04	22	326.26
2016/11/12 宮城県沖 M5.9 最大震度 4	N.S2N05	31	353.30
2016/11/22 福島県沖 M7.4 最大震度 5 弱	N.S2N05	31	347.24
	N.S2N12	43	611.72
	N.S2N13	25	1561.04
	N.S2N14	19	1269.88
	N.S2N15	25	1108.17
	N.S2N17	37	205.97
2017/02/28 福島県沖 M5.7 最大震度 5 弱	N.S2N05	43	166.05
2017/03/24 関東東方沖 M4.7 震度 1 以上の観測なし	N.S2N21	10	539.11
2017/07/20 福島県沖 M5.8 最大震度 4	N.S2N05	24	250.43
2017/09/21 三陸沖 M6.3 最大震度 2	N.S6N11	17	361.73
	N.S6N12	13	479.51
	N.S3N02	29	163.02
2017/10/06 福島県沖 M6.3 最大震度 2	N.S2N05	30	140.29
	N.S6N13	11	542.51
	N.S6N14	42	186.74
2017/10/22 関東東方沖 M4.8 震度 1 以上の観測なし	N.S2N22	11	504.86
2018/01/24 青森県東方沖 M6.3 最大震度 4	N.S4N04	18	351.27
	N.S4N05	22	464.04
	N.S4N06	26	381.56
	N.S4N07	46	165.48
	N.S4N11	34	236.64
	N.S4N12	27	311.94
	N.S4N13	22	517.89
	N.S5N17	46	244.74
	N.S5N18	46	206.04

Earthquake	Station	Detection time from OT (s)	PGA (cm/s/s)
2018/05/18 釧路沖 M5.8 最大震度 4	N.S5N01	15	230.97
	N.S5N02	15	276.35
	N.S5N03	37	119.47
	N.S5N04	27	188.00
	N.S6N01	17	198.97
	N.S6N02	18	232.47
2018/08/08 三陸沖 M5.6 最大震度 3	N.S6N12	19	281.85
	N.S6N13	13	362.88
2018/10/26 宮城県沖 M5.7 最大震度 4	N.S2N05	29	201.50
	N.S3N16	28	130.66
2018/11/28 青森県東方沖 M5.7 最大震度 3	N.S5N17	16	327.90
	N.S5N18	34	282.26
2019/01/26 岩手県沖 M5.6 最大震度 4	N.S4N13	26	224.47
2019/03/02 根室半島南東沖 M6.2 最大震度 4	N.S5N05	23	318.48
	N.S5N06	32	150.99
	N.S6N02	23	188.46
	N.S6N03	26	216.36
	N.S6N05	40	178.99
2019/03/11 福島県沖 M6.0 最大震度 3	N.S2N18	14	277.99
	N.S2N19	13	495.85
2019/04/11 三陸沖 M6.2 最大震度 3	N.S4N10	32	172.20
	N.S4N11	14	657.02
	N.S4N12	16	476.27
	N.S4N13	38	198.06
	N.S4N21	25	241.59
2019/04/23 三陸沖 M5.6 最大震度 2	N.S4N09	30	132.43
2019/04/28 十勝地方南部 M5.6 最大震度 4	N.S5N05	39	129.29
2019/05/05 根室半島南東沖 M5.3 最大震度 4	N.S6N01	20	152.91
2019/08/04 福島県沖 M6.4 最大震度 5 弱	N.S2N05	25	281.27
	N.S2N18	30	251.57
2019/08/24 福島県沖 M5.6 最大震度 3	N.S2N05	14	646.81
2019/08/29 青森県東方沖 M6.1 最大震度 3	N.S4N05	17	493.86
	N.S4N06	21	246.94
	N.S5N17	49	218.46

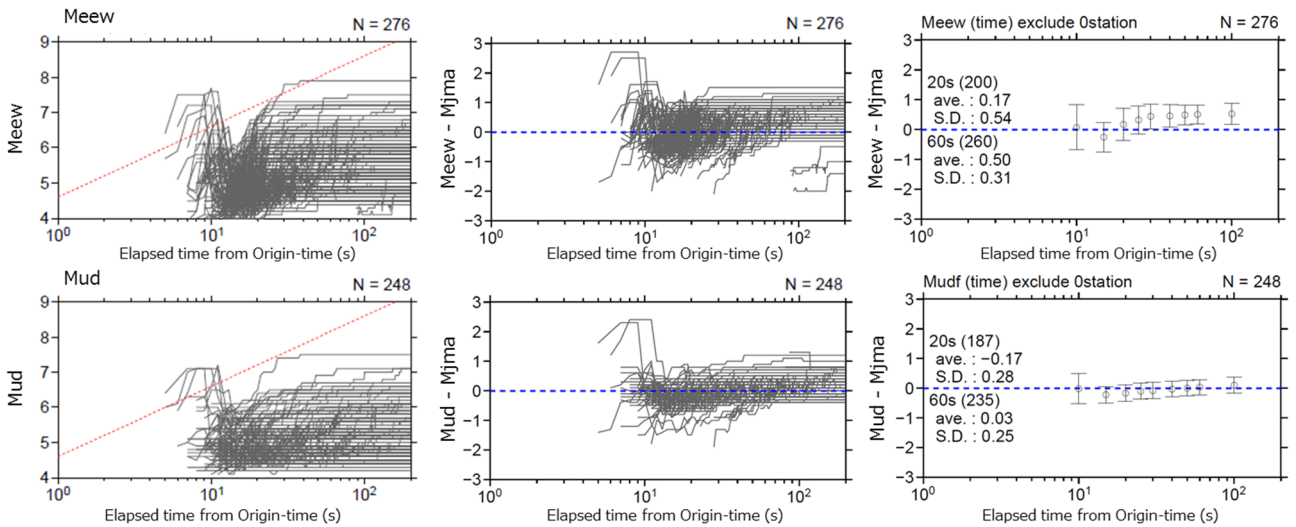


Fig. 20 Time series of statistical processing of magnitude for Meew (top) and Mud (bottom) on S-net. The magnitude was calculated by the median of magnitude at up to five stations for each earthquake. The left column indicates the time series of the estimated magnitude. The red dashed line is the time of fault formation derived from the scaling law. The middle column shows the time evolution of the residuals between the estimated M and M_{jma} for each earthquake. The right column indicates the mean value at each time. Each circle and each error bar indicate the mean value and the standard deviation, respectively.

となる。この「傾動・揺動検知処理」に基づく品質管理により振幅利用を無効とした場合、その地震処理が終了するまでの間、当該観測点の振幅データが後段の処理に利用されないようにし、再び地震を検知した場合には改めて評価することとしている。

Table 1 は、P 波検知後 60 秒以内に「傾動・揺動検知処理」で傾動・揺動と検知された事例である。100cm/s²を超える加速度を生じさせるような地震の場合に、傾動・揺動が検知されていることがわかる。検知された観測点の振幅は、その時点から M 計算に参加させないことで、波形データの処理によって傾動や揺動によって M 推定が過大となることを防ぐことが可能となる。なお、N.S2N05 観測点については、入力加速度が 100cm/s²を上回る多くの事例で傾動・揺動が検知されるなど、揺動による影響が顕著であることがわかった。このような観測点については活用観測点から除外することとした (Fig. 19)。さらに、傾動・揺動検知は時定数を持つ判定であることから、より簡便で迅速な入力加速度による判定も併せて実装する。Fig. 10 で示したとおり、傾動の発生は入力加速度との相関が高いことがわかっていることから、「傾動・揺動検知処理」の結果によらず 500cm/s²を超過する入力加速度が得られた場合には、大きな姿勢変化が生じる可能性が高いとして、その時点から当該観測点の振幅情報の利

用を行わないこととした。

4.2 OBS 観測点データを考慮した M 計算統計手法の採用

「傾動・揺動検知処理」により、検知された過大振幅を M 計算から除外することが可能となったが、一方で傾動・揺動の検知が大振幅の発現に間に合わない場合や、その他の理由によって震源近傍で振幅が過大となる場合も考えられる。そこで、中枢処理側で過大な振幅を除外可能な手法として、OBS 観測点では複数観測点での振幅データが得られることを待って M 計算を開始する手法を導入する。

緊急地震速報の M 計算には、50 μ m 以上の 3 成分合成変位振幅が得られた観測点のデータが M 推定に利用され、いずれか 1 点で 100 μ m 以上となった際に M が緊急地震速報処理に採用される。S-net の観測点で得られたデータについて、震源と震源時刻を気象庁一元化震源で固定した場合に、その時点で得られたデータに基づき震源から近い順に最大 5 点までの観測点 M を中央値処理して M 計算結果の時系列を処理したものが Fig. 20 である。3 成分合成変位 M の場合をみると、特に震源時刻から 10 数秒までの時間において、初期に推定した M が過大に推定されている場合が多く見られる。赤破線は断層形成時間のスケージング則

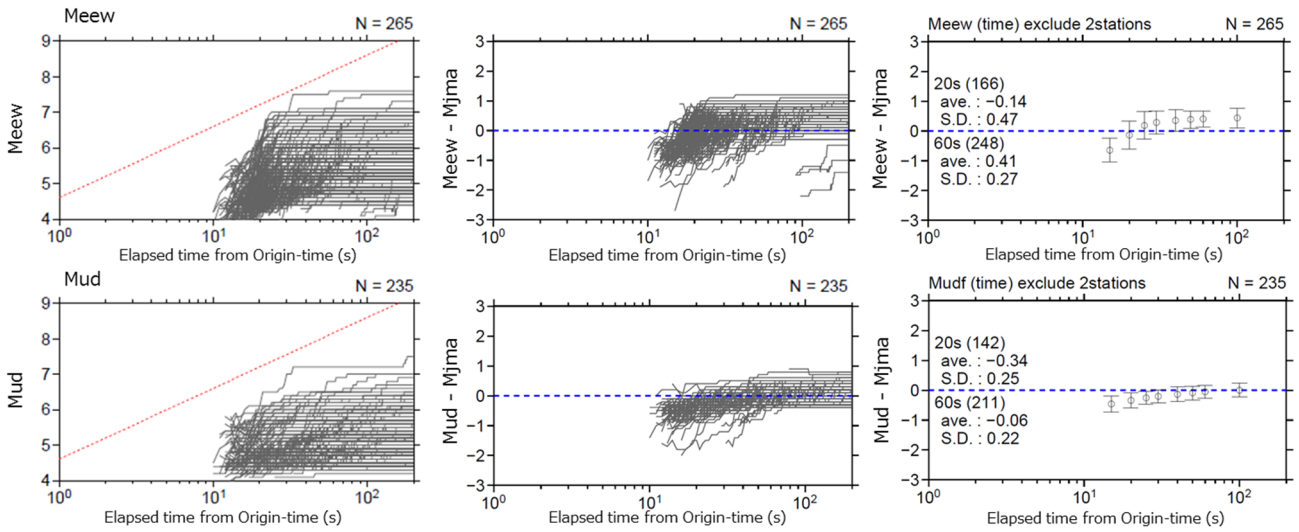


Fig. 21 Same as in Fig. 18, but for the magnitude is calculated using the median after excluding the top two stations.

($\log Tr = 0.5M - 2.3$, 宇津, 2001) に基づく M ごとの破壊時間であるが、この破線を超えて大きく過大になっているデータは推定された M の成長が破壊の平均的な成長よりも早いことを示しており、何らかの振幅異常により過大となっている可能性が高い。この特徴は、事例は少ないながらも上下動 M においても同様に確認されている。

OBS 活用後は緊急地震速報の初期の情報が OBS データのみで発表されることもあるため、初期の M 計算の過大評価は過大予測の原因につながる。そこで、OBS では陸で強い揺れを観測するまでの間に十分な時間的猶予があることを活かし、1 点での評価を許容するこれまでの M 推定手法ではなく、複数地点のデータを待って統計処理を開始することとした。具体的には、以下の 3 つの処理を実施する。

1. OBS の振幅値は、3 地点以上の OBS で計算基準となる振幅データ ($50\mu m$ 以上) が得られた時点から M 計算処理に参加可能とする。
2. その時点までに得られた OBS 振幅データのうち、OBS での観測点 M の上位 2 地点については、異常振幅である可能性があるとして M 統計処理から除外する。
3. OBS と陸の観測点の振幅データはそれぞれ 5 地点まで M 計算に参加できるものとする。ただし、OBS が参加する以前に陸の観測点 5 地点が M 計算に参加している場合には新たに OBS の振幅値を M 計算に取り込まない。

従来、 M 計算処理は基本的に震源に近い順に、得られた 1~5 地点の観測点 M を中央値処理することで決定している。中央値であるため複数地点のデータが得られた場合には 1 地点の異常値の影響は小さくなるが、OBS については 1~3 の処理を追加することによって、その時点での観測点 M の上位数地点が統計処理から取り除かれるため、その結果、初期の M 計算の安定化につながる。

Fig. 20 での解析結果に対して、観測点 M が 3 点得られてから統計処理を行い、さらにそのうち上位 2 地点の観測点 M に異常値が混入している可能性を仮定して統計処理から除外するという処理を行った結果が Fig. 21 の結果となる。3 成分合成変位 M でも上下動変

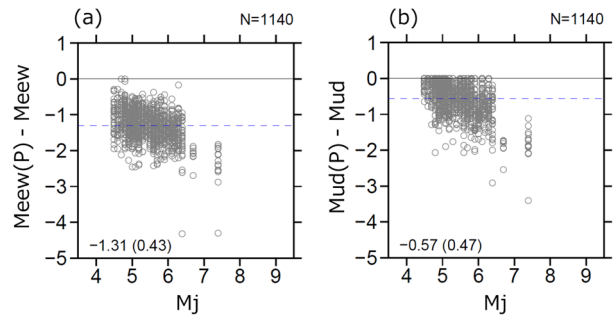


Fig. 22 Distribution of magnitude differences between the P-wave magnitude estimated from maximum displacement amplitude of the P-wave portion and the whole wave magnitude at stations within 100 km of the epicenter. (a) Three-component displacement magnitude (Meew) (b) UD component displacement magnitude (Mud)

位 M でも、初期の M の過大推定が抑えられていることがわかる。さらに上下動変位 M では、初期のばらつきが小さく抑えられている。これは上下動変位 M のほうが観測点 M の異常を軽減できていることと、P 波部分と S 波部分との振幅比が小さいことが原因である。P 波部分と S 波部分との地点 M の差を 3 成分合成変位 M と上下動 M それぞれについて震央距離 100km 以内のデータについて示したものが、Fig. 22 である。このように、上下動 M では P 波部分と S 波部分での振幅比が小さいことが確認できる。なお、陸上の観測点では、理論 S 波到達前の期間に P 波 M (明田川・他, 2010; 第(5)式) を採用しているが、OBS では上下動 M では P 波部分での落ち込みが小さく抑えられることと、陸に揺れが到達するまでの猶予があることから、P 波

区間にも上下動 M 式のみを採用することとする。

4.3 走時補正值の適用

海溝軸の東側に設置される S6 の観測点において周辺の S-net 観測点よりも走時が早くなることを補正するため、S6 観測点への走時補正值の適用を検討する。2017年9月から2019年9月に発生した地震において、自動検出における検出値と、気象庁一元化震源を真とした場合の理論走時との差(走時残差)を算出する。なお、少ない観測データから震源を計算する緊急地震速報においては、隣接する陸と海との観測点において走時計算が不連続となることを避けるため、OBS においても IPF 法による震源決定の際の理論走時には JMA2001 による走時を用いることとする。さらに、走

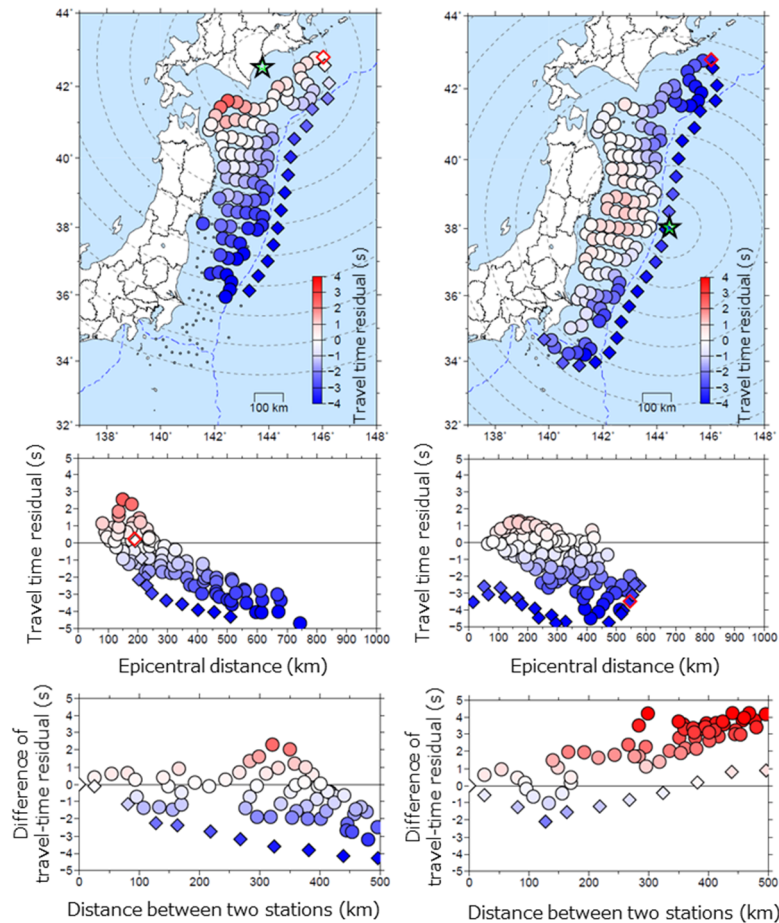


Fig. 23 Distribution of the travel-time residuals for the M5.0 earthquake SE off Tokachi on November 3, 2017 (left) and the M6.3 earthquake Far E off North Honshu on September 21, 2017 (right). The upper panel shows the distribution of the travel-time residuals, the middle panel shows the relationship between the travel-time residuals and the epicentral distance, and the lower panel shows the relationship between the difference of the travel-time residuals between N.S6N01 and the neighboring stations and the distance between the stations. The rhombus and circle indicate the data of the S6 and other S-net stations, respectively. The pink rhombus indicates the data of the N.S6N01 station.

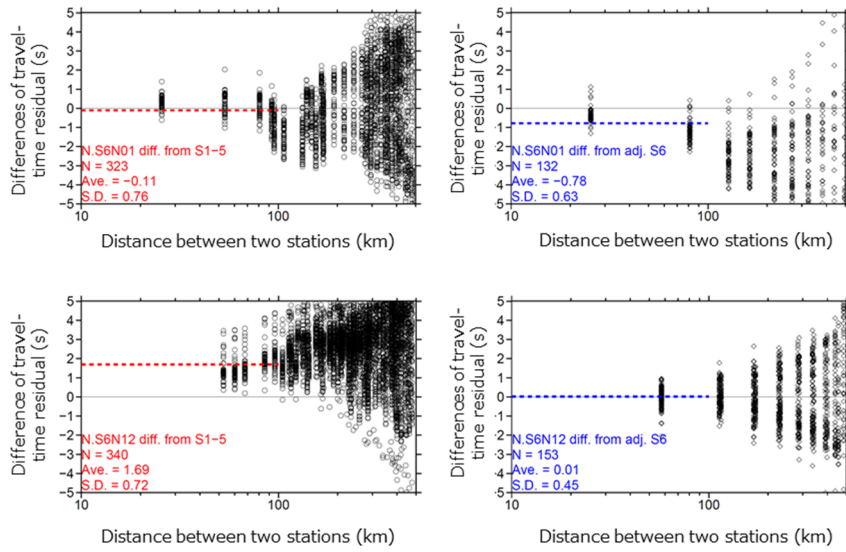


Fig. 24 Distribution of the differences between the travel-time residuals between the target station and the other neighboring stations and the distance between the two stations. The upper and lower row denote the results at the N.S6N01 and N.S6N12 stations, respectively. The left panel shows the difference between the travel-time residuals among the S1-S5 stations and the right panel shows the difference between the travel-time residuals compared with the S6 stations. The red and blue dashed lines each show the average of the data within 100 km between the stations.

Table 2 Travel-time corrections of the S6 station and statistical results with regard to the differences of the travel-time residuals. The correction for N.S6N06 was calculated by comparing with the surrounding S6 stations, and the other stations were calculated by comparing with the S1-S5 stations.

	Correction	Differences from S1-S5			Differences from S6		
		Num.	Ave.	S.D.	Num.	Ave.	S.D.
N.S6N01	0.0	323	-0.11	0.76	132	-0.78	0.63
N.S6N02	0.0	399	0.10	0.84	135	-0.24	0.73
N.S6N03	0.7	504	0.73	0.84	288	-0.11	1.17
N.S6N04	1.0	350	1.04	0.43	168	0.55	0.64
N.S6N05	1.3	570	1.29	0.63	251	0.32	0.68
N.S6N06	1.5	263	0.93	0.73	183	-0.05	0.42
N.S6N07	1.8	246	1.79	0.74	197	0.1	0.38
N.S6N08	1.8	407	1.81	0.76	192	-0.07	0.48
N.S6N09	1.9	361	1.92	0.74	170	0.02	0.55
N.S6N10	1.8	271	1.79	0.64	144	-0.04	0.45
N.S6N11	1.8	503	1.78	1.38	137	-0.09	0.34
N.S6N12	1.7	340	1.69	0.72	153	0.01	0.45
N.S6N13	1.7	363	1.65	0.78	172	0.1	0.44
N.S6N14	1.7	117	1.76	1.02	176	-0.01	0.45
N.S6N15	1.7	185	1.69	0.95	165	-0.09	0.52
N.S6N16	1.6	268	1.55	0.86	138	0.08	0.5
N.S6N17	1.5	309	1.43	0.85	119	-0.04	0.48
N.S6N18	1.7	330	1.70	0.98	126	0.05	0.51
N.S6N19	1.3	159	1.31	1.13	128	-0.22	0.55
N.S6N20	1.5	123	1.54	1.70	120	0.79	0.65
N.S6N21	0.3	226	0.27	1.43	84	-0.83	0.93
N.S6N22	0.3	161	0.30	0.97	49	0.18	1.01
N.S6N23	0.0	218	-0.03	0.63	44	-0.18	0.66
N.S6N24	0.0	111	-0.10	0.55	43	-0.13	0.43
N.S6N25	0.4	165	0.40	0.76	22	0.21	0.39

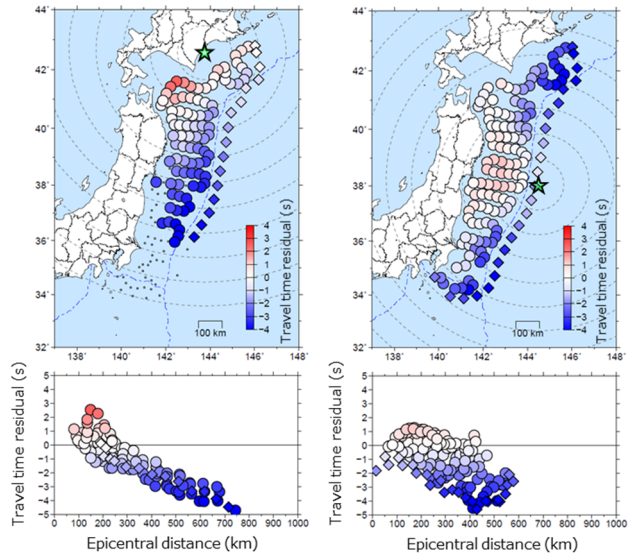


Fig. 25 Same as in Fig. 23, but for the travel-time residuals calculated with the travel-time correction.

時補正対象とする観測点と、その周辺の観測点における走時残差の差を評価することにより、観測点間の相対的な走時差を算出し、この震源によらない観測点間の走時差の平均値より走時補正值を推定した。

Fig. 23 は、N.S6N01 観測点における走時残差と、周辺の観測点との走時残差の差を比較したものである。

走時残差では、地震の発生場所や震源距離によって走時残差に構造による違いが含まれることもあり、単純な走時残差からでは走時補正値を推定できないが、周辺観測点との走時残差の差をみると、観測点間距離が小さい場合には地震によらずその傾向が共通していることがわかる。Fig. 24 は N.S6N01 観測点と N.S6N12 観測点において、周辺の S1~S5 の観測点および S6 の観測点との走時残差の差を示したものである。観測点間距離が 100km 以内のデータを平均すると、N.S6N01 観測点では、S1~S5 の観測点と比べてほとんど違いがみられないのに対して、他の S6 の観測点より 0.8 秒ほど相対走時が遅いことがわかる。対して N.S6N12 観測点は周辺の S1~S5 の観測点より約 1.7 秒相対走時が早く、S6 の観測点とはほぼ同等であることがわかる。このようにして得られた、周辺の S1~S5 の観測点との走時残差の差を S6 観測点に適用する P 波走時補正値とすることとした (Table 2)。ただし、観測点配置によっては、周辺の S1~S5 の観測点との距離が離れており、比較するデータが限定される観測点がある (N.S6N06 観測点)。そのような場合には周辺の S6 の

観測点との比較から走時補正値を補間することとした。また、走時残差の差の絶対値が 0.2 未満と小さい場合には補正値を適用しないこととした。

Fig. 23 に示した事例について、走時補正値を適用した場合の走時残差の変化を Fig. 25 に示す。補正値を適用することで、S6 の各観測点と周囲の観測点との走時残差のギャップが抑えられていることが確認できる。

5 運用開始後に発表した事例における動作確認

4 章で示した新たな機能追加を行った上で、緊急地震速報の運用を開始した後、実際に OBS のデータが情報の迅速な発表に寄与した事例について以下に示す。

2019 年 8 月 4 日 19 時 23 分に発生した福島県沖の地震 (M6.4, 最大震度 5 弱) は、S-net の活用により予報第 1 報の発表を約 2 秒迅速化できた事例であった。IPF 法による震源推定結果をみると、最寄りの観測点で地震波を検知した 1.3 秒後から、周辺の未着情報も利用しながら震源を推定しており、陸の観測点でのト

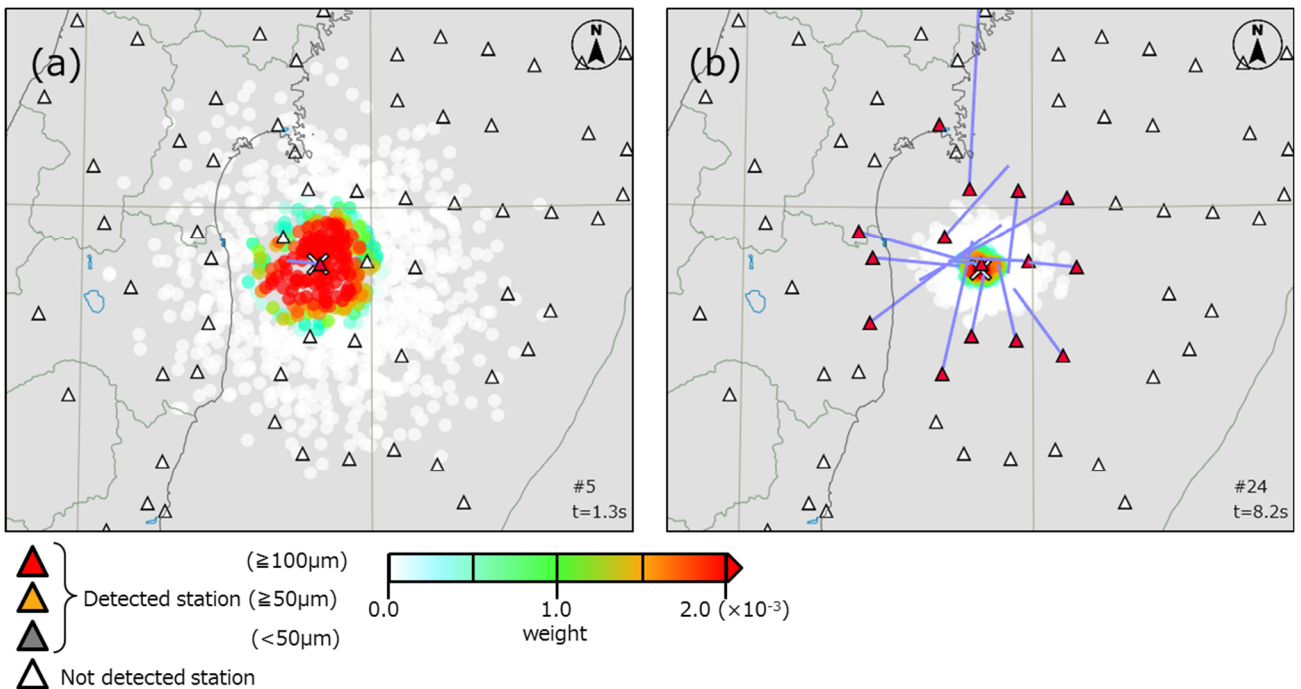


Fig. 26 Likelihood distribution by the IPF method for the M6.4 earthquake E off Fukushima Prefecture on August 4, 2019. The left and right maps show snapshots taken 1.3 and 8.2 seconds after the arrival time at the nearest station, respectively. The triangles denote the stations used in the IPF method, and the red triangles indicate the stations that have already detected seismic waves, according to the magnitude of the displacement amplitude. The purple lines indicate the estimated epicenter distance estimated with the B- Δ method and the back-azimuth estimated with principal component analysis.

リガが得られ始める 8.2 秒後時点にかけて IPF 法による仮想震源分布が次第に収束していくが、推定震源位置はほぼ変化はなく、S-net 観測点によって高い精度の震源が得られていることがわかる (Fig. 26). IPF 法による震源推定には B-Δ 法・主成分分析法による単独観測点処理による震央距離と震央方位の推定結果も利

用されるが、概ね適切な震央位置を指し示しており方位変換後の到来方位推定も支障なく機能していることがわかる。

2019年8月24日13時52分の福島県沖の地震(M5.6, 最大震度3)は、第1報を約15秒迅速に発表できた事

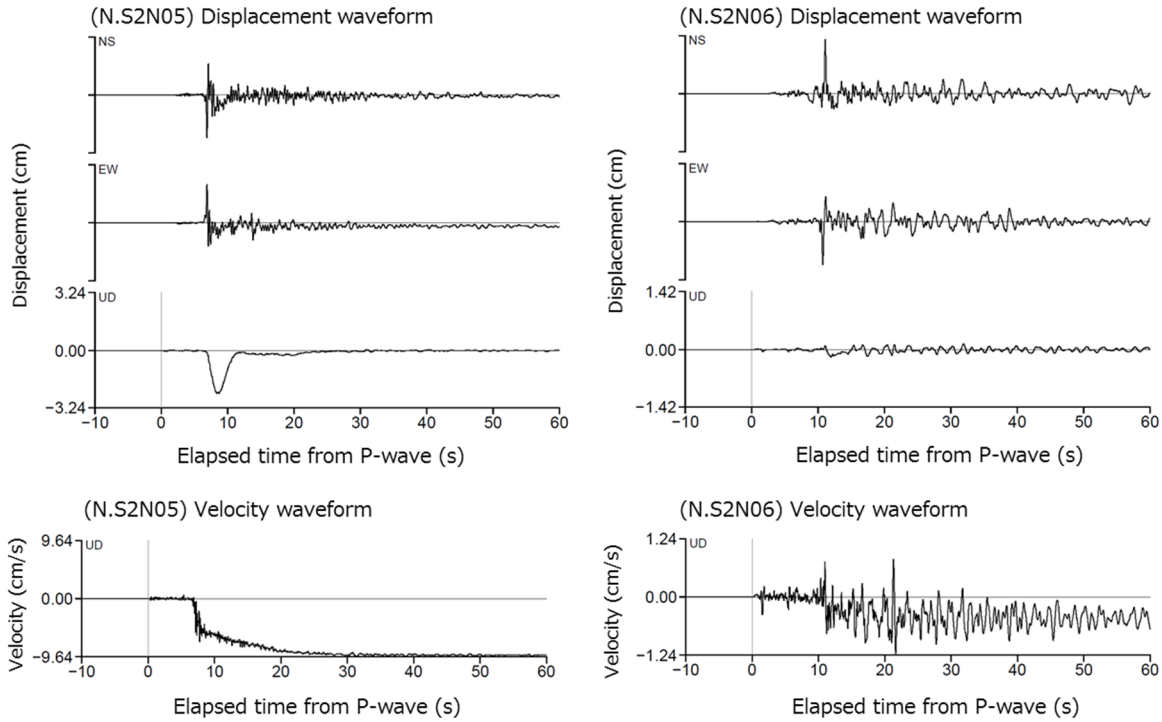


Fig. 27 Three component displacement and UD-component velocity waveform at the N.S2N05 (left) and the N.S2N06 (right) station during the M5.6 earthquake E off Fukushima Prefecture on August 24, 2019.

Table 3 Results of magnitude estimation for the M5.6 earthquake E off Fukushima Prefecture on August 24, 2019. At the land stations, [P] indicates the P-wave magnitude and [S] indicates the whole wave magnitude, respectively.

Num.	lat.	lon.	dep.	Time	Elapsed time from AT	M	Magnitude at each station																		
							sta.	N.S2N11	N.S2N05	N.S2N10	N.S2N04	N.S2N06	N.S2N09	N.S2N12	N.S2N03	N.S2N08	N.S2N07	KOBUCH	KAWAUC	MSOUMA	IWAKMZ	OURI	JSEDA	OTAMAZ	
							AT	52:54.4	52:54.5	52:54.7	52:55.1	52:56.9	52:57.0	52:57.7	52:58.4	52:58.4	52:59.8	53:07.9	53:08.4	53:08.7	53:09.8	53:10.5	53:12.8	53:15.7	
1	37.4	142.4	20	13:53:00.8	6.4	4.5		4.5			*	*													
2	37.4	142.5	20	13:53:00.9	6.5	4.8		4.8			*	*													
3	37.4	142.5	10	13:53:01.6	7.2	4.7		4.7			*	*	4.7	5.0											
4	37.4	142.5	10	13:53:04.4	10.0	5.0		4.8			*	*	4.7	5.0	5.0	5.3									
5	37.4	142.4	30	13:53:07.3	12.9	5.3		4.9		5.4	*	*	5.3	5.2	5.3										
6	37.4	142.5	30	13:53:09.7	15.3	5.4		4.9		5.4	*	*	5.3	5.4	5.6										
7	37.4	142.5	70	13:53:15.6	21.2	5.5		5.0		5.5	*	*	5.4	5.5	5.8										
8	37.4	142.5	70	13:53:20.2	25.8	5.4		5.0		5.5	*	*	5.4	5.5	5.8								5.0[P]		5.4[P]
9	37.3	142.5	10	13:53:20.9	26.5	5.4		4.9		5.4	*	*	5.4		5.7	5.5							5.3[P]		5.8[P]
10	37.3	142.5	10	13:53:24.7	30.3	5.5		4.9		5.4	*	*	5.4		5.7	5.7							5.6[P]	5.5[P]	5.8[P]
11	37.4	142.5	10	13:53:32.5	38.1	5.4		4.9		5.4	*	*	5.4	5.5	5.7			5.9[S]	5.1[S]	5.2[S]	5.6[P]	5.4[S]			
12	37.4	142.5	10	13:53:33.9	39.5	5.4		4.9		5.4	*	*	5.4	5.5	5.7			5.9[S]	5.1[S]	5.2[S]	5.4[S]	5.4[S]			
13	37.4	142.5	10	13:53:53.2	58.8	5.4		4.9		5.4	*	*	5.3	5.4	5.8			5.9[S]	5.1[S]	5.2[S]	5.4[S]	5.5[S]			
14	37.4	142.5	10	13:54:02.1	67.7	5.4		4.9		5.4	*	*	5.4	5.4	5.8			5.9[S]	5.1[S]	5.2[S]	5.4[S]	5.5[S]			

* : Station magnitude excluded for magnitude calculation because magnitude was in the top two.
□ : Station magnitude selected for magnitude calculation.
- : Station magnitude that was not selected.

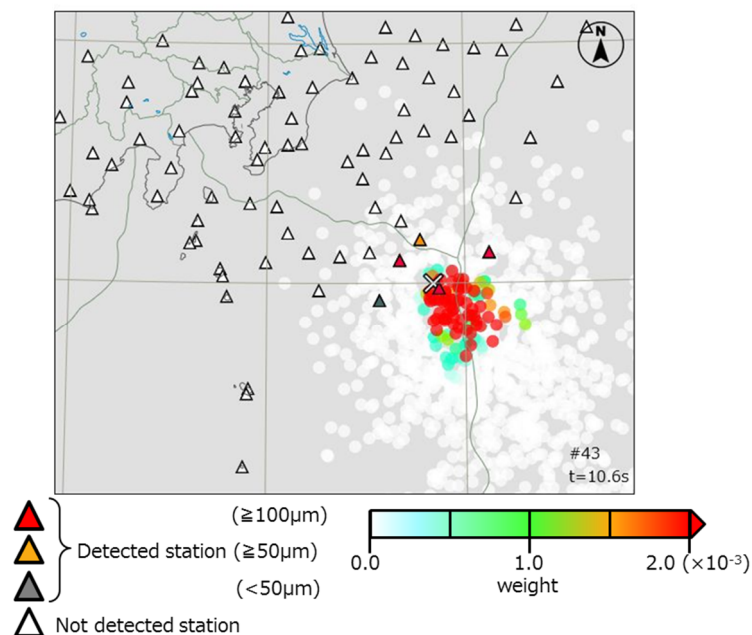


Fig. 28 Likelihood distribution by the IPF method for the M5.7 earthquake Far SE off the Boso Peninsula on June 29, 2020. The triangles denote the stations used in the IPF method, and the red, orange, and gray triangles indicate the stations that have already detected seismic waves, according to the magnitude of the displacement amplitude.

例であった。この事例では、震源近傍の N.S2N05 観測点で揺動による上下動変位振幅の過大振幅が記録されたほか、N.S2N06 観測点でも品管処理上は検出されない程度であるものの、わずかな揺動の傾向が確認された (Fig. 27)。Table 3 に第 1 報から各報のタイミングで、マグニチュード算出に利用した観測点と地点 M の推移を示す。N.S2N05 は Table 1 に示すように傾動・揺動が頻繁に検出されるため、また N.S2N10 は非地震性のトリガノイズが多数記録されるためそれぞれ非活用としており、Fig. 27 で示した N.S2N05 の上下動変位振幅は M 計算を含む処理に利用されていない。また、N.S2N06 は、第 1 報時点から振幅データを利用可能であったが、4 節で示した OBS 観測点の地点 M のうち上位 2 点を除外する処理によって M 計算処理には用いることはなかった。これら 2 点の上下動振幅は一元化震源の位置を基準として上下動 M を推定すると、N.S2N05 では M6.9、N.S2N06 では M6.0 とそれぞれ地点 M が過大となる。このように、「傾動・揺動検知処理」での検知と、OBS 振幅 2 地点の M 計算除外処理によって、安定した M 推定が実施できていることがわかる。なお、N.S2N09 観測点は第 3 報から M 計算に利用していたが、第 5 報からは N.S2N04 観測点に代わって OBS 地点 M の上位 2 位に含まれたために M 計算から除外されている。また、第 9・10 報のときのみ、

N.S2N07 観測点の地点 M が N.S2N03 の地点 M の代わりに選択されているのは、震源が緯度方向に移動したことによるものである。

2020 年 3 月 24 日の S6 活用開始以後では、2020 年 6 月 29 日 18 時 52 分の関東東方沖の地震 (M5.7、震度 1 以上の観測なし) が S6 観測点の近傍で発生した地震であったが、走時補正值を利用した IPF 法の震源決定も安定して推定することができた (Fig. 28)。

6 まとめ

緊急地震速報に S-net と DONET という OBS データを活用するためには、OBS における設置環境の違いや地盤特性の違い、さらには地震計の姿勢変化の影響という新たな課題に対応する必要があった。本稿での検討を踏まえ、M 計算においては、上下動 M 式を採用することで堆積層による増幅の影響を低減したうえで、傾動のような姿勢角の変化に対しても安定した M 推定を可能とした。また、地震計側で行う単独観測点処理においては、姿勢角と設置方位角による 3 成分の回転補正のみでなく、地震動中に地震計の姿勢が変化することによって発生する傾動と揺動という現象を直接的に検知する品質管理処理を実装することとした。また、中枢処理においては、IPF 法による震源決定処理のために海溝軸外側に設置されている S6 の観

測点の走時補正を実施した。

これらの対処により、S-net と DONET のデータを緊急地震速報へ安定的に活用し、情報の迅速化を果たすことが可能となった。特に、制御できない OBS の姿勢変化による傾動・揺動に対して、現象を直接的に傾動・揺動検知品質管理処理によって検出することで、異常振幅を除外可能な M 統計処理を実装したことにより、OBS 観測点においても安定した M 計算が可能となった。なお、本稿は OBS を緊急地震速報の IPF 法による震源計算と M 計算に活用するための検討である。PLUM 法 (Kodera et al., 2018) への活用については、陸上から 30km 以内の OBS 観測点がほとんど存在しないことから、活用の検討は行っていない。

謝辞

解析には、国立研究開発法人防災科学技術研究所の S-net および DONET のデータを利用しました。S-net への単独観測点処理の実装においては、功刀卓博士をはじめ国立研究開発法人防災科学技術研究所の皆様にご尽力をいただきました。お二方の匿名の査読者および編集委員である地震火山技術・調査課の清本真司氏には、本稿を改善する上で大変有意義なご助言をいただきました。作図には、GMT (Wessel and Smith, 1998) を利用しました。背景の海底地形図の描画には日本海洋データセンターの J-EGG500 および、アメリカ国立地球物理データセンターの ETOPO2v2 を使用しました。記して感謝いたします。

文献

明田川保, 清本真司, 下山利浩, 森脇健, 横田崇 (2010): 緊急地震速報における P 波マグニチュード推定方法の改善, 験震時報, **73**, 123-134.

上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善 — 浅部速度構造と重み関数の改良 —, 験震時報, **65**, 123-134.

宇津徳治 (2001): 地震学 (第 3 版), 共立出版, 376pp.

勝間田明男 (2008): 機械式地震計の周波数特性を持つ再帰型デジタルフィルター, 験震時報, **71**, 89-91.

気象研究所地震火山研究部 (1985): 自動検測手法の研究, 気象研究所技術報告, **16**, 56-100.

気象庁 (2009): 新設観測点の緊急地震速報への活用等について, <http://www.jma.go.jp/jma/press/0907/24b/ewsinsetutenkatu>

[you.html](http://www.jma.go.jp/jma/press/0907/24b/ewsinsetutenkatu), (参照 2020-09-01).

気象庁 (2015): 新たな観測データの緊急地震速報への活用開始について,

<http://www.jma.go.jp/jma/press/1503/24a/ewkatsuyou20150324.html>, (参照 2020-09-01).

気象庁 (2019): 海底地震観測データの緊急地震速報への活用について,

<https://www.jma.go.jp/jma/press/1906/21a/ewkatsuyou20190621.html>, (参照 2020-09-01).

気象庁 (2020): 緊急地震速報に活用する海底地震観測点の追加について,

https://www.jma.go.jp/jma/press/2003/19a/20200319_ewkatsuyouS6.html, (参照 2020-09-01).

気象庁地震火山部 (2020): 緊急地震速報の概要や処理手法に関する技術的参考資料,

<https://www.data.jma.go.jp/cew/data/nc/katsuyou/reference.pdf>, (参照 2020-11-01).

清本真司, 明田川保, 大竹和生, 新原俊樹, 下山利浩, 森脇健, 土井恵治, 横田崇 (2010): 緊急地震速報における技術的検討事項について, 験震時報, **73**, 135-150.

溜瀨功史, 山田真澄, Stephen Wu (2014): 緊急地震速報のための同時多発地震を識別する震源推定手法, 地震 **2**, **67**, 41-55.

東田進也, 小高俊一, 芦谷公稔, 大竹和生, 野坂大輔 (2004): P 波エンベロープ形状を用いた早期地震諸元推定法, 地震 **2**, **56**, 351-361.

中野優, 利根川貴志, 金田義行 (2012): 地震動波形から推定した DONET 地震計の方位, JAMSTEC-R, **15**, 77-89.

林元直樹, 干場充之 (2013): 緊急地震速報における東南海海底地震計活用のための走時補正・マグニチュード補正の検討, 験震時報, **76**, 69-81.

林元直樹, 中村武史, 干場充之 (2019): 海域地震観測網を含む様々な地震観測網に適用可能な緊急地震速報のための上下動マグニチュード推定手法, 験震時報, **83**:1.

Aoi, S., Y. Asano, T. Kunugi, T. Kimura, K. Uehira, N. Takahashi, H. Uchida, K. Shiomi, T. Matsumoto, H. Fujiwara (2020): MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano, Earth Planets Space, **72**:126.

Hayashimoto, N., T. Nakamura and M. Hoshiba (2016): Stability of ocean bottom seismograph data exposed to strong shaking: Efforts for utilizing OBS for earthquake early warning, in ECGS & ESC/EAAE Joint Workshop Proc., pp.

41–49.

- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki and M. Nakamura (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) -Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity-, *Earth Planets Space*, **63**, 513-518.
- Hoshiba, M., O. Kamigaichi, M. Saito, S. Tsukada and N. Hamada (2008): Earthquake Early Warning Starts Nationwide in Japan, *EOS Trans AGU*, **89**, 73-74.
- Hoshiba, M., K. Iwakiri, N. Hayashimoto, T. Shimoyama, K. Hirano, Y. Yamada, Y. Ishigaki and H. Kikuta (2011): Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) -Earthquake Early Warning and observed seismic intensity-, *Earth Planets Space*, **63**, 547-551.
- Kamigaichi, O., M. Saito, K. Doi, T. Matsumori, S. Tsukada, K. Takeda, T. Shimoyama, K. Nakamura, M. Kiyomoto and Y. Watanabe (2009): Earthquake Early Warning in Japan: Warning the General Public and Future Prospects, *Seismological Research Letters*, **80**, 717-726.
- Kanazawa T., K. Uehira, M. Mochizuki, T. Shinbo, H. Fujimoto, S. Noguchi, T. Kunugi, K. Shiomi, S. Aoi, T. Matsumoto, S. Sekiguchi and Y. Okada (2016): S-NET PROJECT, CABLED OBSERVATION NETWORK FOR EARTHQUAKES AND TSUNAMIS, SubOptic 2016, WE2B3.
- Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi, T. Hori, T. baba and N. Takahashi (2015): Development and application of an advanced ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis, *Seafloor observatories*, In: Favali, P. et al. (eds.), Springer Praxis Books, pp. 643-663, doi:10.1007/978-3-642-11374-1_25.
- Kawaguchi, K., S. Kaneko, T. Nishida and T. Komine (2015): Construction of the DONET real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, *Seafloor Observatories*, In: Favali, P. et al. (eds.), Springer Praxis Books, pp. 211-228, doi 10.1007/978-3-642-11374-1_10.
- Kinoshita, S. (2008): Tilt measurement using broadband velocity seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 1887-1897.
- Kodera, Y., Y. Yamada, K. Hirano, K. Tamaribuchi, S. Adachi, N. Hayashimoto, M. Morimoto, M. Nakamura and M. Hoshiba (2018): The Propagation of Local Undamped Motion (PLUM) Method: A Simple and Robust Seismic Wavefield Estimation Approach for Earthquake Early Warning, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **108**, 983-1003.
- Mochizuki, M., T. Kanazawa, K. Uehira, T. Shimbo, K. Shiomi, T. Kunugi, S. Aoi, T. Matsumoto, S. Sekiguchi, N. Yamamoto, N. Takahashi, M. Shinohara and T. Yamada (2016): S-net project: Construction of large scale seafloor observatory network for tsunamis and earthquakes in Japan, AGU Fall Meeting, NH43B-1840.
- Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto, E. Araki and Y. Kaneda (2014): Anomalous large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, *Mar. Geophys. Res.*, **35**, 255-270.
- Nakamura, T., N. Takahashi and K. Suzuki (2018): Ocean-Bottom Strong-Motion Observations in the Nankai Trough by the DONET Real-Time Monitoring System, *Marine Technology Society Journal*, **52**, 100-108.
- Nakamura, T. and N. Hayashimoto (2019): Rotation motions of cabled ocean-bottom seismic stations during the 2011 Tohoku earthquake and their effects on magnitude estimation for early warnings, *Geophys. J. Int.*, **216**, 1413-1427.
- Odaka T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake and D. Nozaka (2003): A New Method of Quickly Estimating Epicentral Distance and Magnitude from a Single Seismic Record, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 526-532.
- Takagi, R., N. Uchida, T. Nakayama, R. Azuma, A. Ishigami, T. Okada, T. Nakamura and K. Shiomi (2019): Estimation of the Orientations of the S-net Cabled Ocean-Bottom Sensors, *Seismological Research Letters*, **90**, 2175-2187.
- Uehira, K., T. Kanazawa, M. Mochizuki, H. Fujimoto, S. Noguchi, T. Shinbo, K. Shiomi, T. Kunugi, S. Aoi, T. Matsumoto, S. Sekiguchi, Y. Okada, M. Shinohara and T. Yamada (2016): Outline of Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench (S-net), *European Geosciences Union General Assembly 2016*, EGU2016-13832.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans AGU*, **79**, pp579.
- Yabe, S., S. Baba, T. Tonegawa, M. Nakano, S. Takemura (2021): Seismic energy radiation and along-strike heterogeneities of shallow tectonic tremors at the Nankai Trough and Japan Trench, *Tectonophysics*, **800**, 228714.

(編集担当 清本真司)

Table a-1 Attitude angle of S-net estimated from gravitational acceleration offset (as of June 20, 2019).

S1	θ	λ	S2	θ	λ	S3	θ	λ	S4	θ	λ	S5	θ	λ	S6	θ	λ
S01N01	-0.54	41.64	S02N01	-3.22	107.15	S03N01	0.81	-123.80	S04N01	-3.57	-179.05	S05N01	0.30	121.26	S06N01	-2.45	-153.05
S01N02	2.55	92.26	S02N02	-0.16	66.47	S03N02	-1.03	100.26	S04N02	0.92	101.20	S05N02	-1.98	169.46	S06N02	0.21	-106.26
S01N03	-4.01	85.69	S02N03	-1.86	79.02	S03N03	-1.42	101.52	S04N03	1.66	70.20	S05N03	-2.70	75.21	S06N03	3.72	-78.47
S01N04	-3.93	-89.16	S02N04	-0.36	76.75	S03N04	4.09	-86.44	S04N04	-0.21	119.65	S05N04	-2.48	84.79	S06N04	-3.99	-157.49
S01N05	8.68	88.29	S02N05	0.37	-35.15	S03N05	2.05	-176.55	S04N05	-0.65	102.91	S05N05	0.02	-156.20	S06N05	2.93	117.96
S01N06	-12.91	-74.83	S02N06	-3.35	-166.65	S03N06	-0.33	177.22	S04N06	-0.23	70.95	S05N06	-1.12	166.64	S06N06	-0.17	-37.31
S01N07	-11.68	-62.58	S02N07	-1.09	-164.71	S03N07	-2.71	-99.49	S04N07	1.65	92.71	S05N07	-2.14	60.36	S06N07	4.39	-159.56
S01N08	-2.83	-44.50	S02N08	1.54	-169.30	S03N08	0.85	-111.08	S04N08	0.58	106.35	S05N08	-3.51	-173.62	S06N08	1.29	80.34
S01N09	-14.27	99.01	S02N09	-7.34	-68.74	S03N09	-0.85	-112.92	S04N09	2.87	101.23	S05N09	0.48	-161.12	S06N09	0.15	98.56
S01N10	5.37	171.23	S02N10	-4.32	64.07	S03N10	-1.76	-76.90	S04N10	-3.19	95.92	S05N10	-4.01	-121.64	S06N10	0.81	-62.62
S01N11	5.62	161.95	S02N11	-0.83	-83.56	S03N11	-1.02	-103.32	S04N11	-0.81	111.12	S05N11	-0.26	55.52	S06N11	1.50	-10.02
S01N12	1.02	59.50	S02N12	-1.32	-74.06	S03N12	-1.78	104.00	S04N12	-1.29	109.45	S05N12	-0.21	75.33	S06N12	2.87	-118.97
S01N13	-0.14	88.64	S02N13	0.79	-162.31	S03N13	-0.40	106.08	S04N13	0.28	17.90	S05N13	-0.50	103.63	S06N13	0.71	42.88
S01N14	10.10	177.73	S02N14	-1.66	-116.85	S03N14	0.77	48.66	S04N14	-1.58	105.08	S05N14	3.05	-36.35	S06N14	-2.09	-137.10
S01N15	16.97	-14.34	S02N15	-0.56	66.76	S03N15	-2.09	-82.68	S04N15	-1.16	121.22	S05N15	1.05	175.73	S06N15	0.21	145.98
S01N16	3.40	-176.44	S02N16	2.06	91.04	S03N16	-3.30	-55.86	S04N16	0.80	124.44	S05N16	1.25	-125.76	S06N16	0.68	-6.92
S01N17	3.37	94.22	S02N17	-2.54	-172.88	S03N17	2.08	33.70	S04N17	2.17	73.01	S05N17	0.53	50.98	S06N17	0.14	-88.36
S01N18	-2.16	-84.02	S02N18	-4.38	95.30	S03N18	0.24	-113.38	S04N18	0.10	80.34	S05N18	-1.88	131.68	S06N18	0.91	-157.11
S01N19	-1.81	-71.97	S02N19	2.33	-143.72	S03N19	2.12	25.69	S04N19	-0.87	74.80	S05N19	0.41	97.90	S06N19	-2.93	105.16
S01N20	4.01	74.45	S02N20	1.72	169.43	S03N20	-1.18	-111.48	S04N20	0.38	59.05	S05N20	-0.40	91.92	S06N20	4.19	-15.54
S01N21	-7.91	-94.11	S02N21	2.02	0.59	S03N21	1.16	28.35	S04N21	4.90	51.98	S05N21	0.01	72.69	S06N21	5.98	120.43
S01N22	2.02	79.74	S02N22	0.38	-97.80	S03N22	-0.40	-77.11	S04N22	-0.31	105.36	S05N22	0.23	-90.29	S06N22	6.72	0.54
			S02N23	-1.01	-127.62	S03N23	-0.35	-133.04	S04N23	1.12	112.99	S05N23	-1.38	98.71	S06N23	2.75	-89.72
			S02N24	2.42	-177.20	S03N24	-1.62	-85.38	S04N24	-3.92	116.07				S06N24	1.32	-99.96
			S02N25	-2.88	-147.21	S03N25	-0.35	141.85	S04N25	-0.58	123.26				S06N25	-3.54	14.85
			S02N26	-1.71	-95.96	S03N26	1.44	64.12	S04N26	-1.16	-119.83						
								S04N27	-1.15	78.74							
								S04N28	-0.58	-112.75							