

寄 書

えりも地殻変動観測所での
歪地震動波形による 1978 年
宮城県沖地震 ($M7.4$) と
2005 年宮城県沖の地震
($M7.2$) の比較

北海道大学大学院理学研究院附属地震
火山研究観測センター*

高橋浩晃・山口照寛・
岡山宗夫・笠原 稔

Comparison of the 1978 Miyagi-oki ($M7.4$) and
2005 Miyagi-oki ($M7.2$) Earthquakes by
Strain Seismograms Observed at Erimo

Hiroaki TAKAHASHI, Teruhiro YAMAGUCHI,
Muneo OKAYAMA, and Minoru KASAHARA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate
School of Science, Hokkaido University,
Sapporo 060-0810, Japan

(Received July 20, 2006;

Accepted September 12, 2006)

§ 1. はじめに

北海道大学では、1971年からえりも地殻変動観測所において 30 m 長の石英管伸縮計を用いた地殻変動観測を行っている [笠原・他 (1972)]. えりもでは、直流から長周期成分に至る長期的な地殻変動を記録する遅送り波形記録に加えて、短周期成分を含んだいわゆる歪地震動記録を取得するために、早送りの連続波形記録も同時に行ってきた。1976年以降は 6.15 Hz のデジタルサンプリングが実施されており [Kasahara (1976)], 現在では 1 Hz サンプリングでの波形記録を行っている。

地震調査委員会 (2000) は、1978 年宮城県沖地震 ($M_{JMA} 7.4$) の震源域において今後 30 年間に $M7.5$ 前後の地震が発生する確率を 2001 年 1 月 1 日時点で 90% 以上と想定していた。2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震 ($M_{JMA} 7.2$) は、想定されていた M よりも小さかったものの、まさに予想された場所に発生した地震であった。

えりも地殻変動観測所では、1978 年と 2005 年の宮城県沖の地震による歪地震動を、同じ伸縮計で観測することができた。本論では、これらの地震による歪地震動波形を比較し、それらの特徴について検討する。

§ 2. 観測データ

Fig. 1 には、気象庁による 1978 年および 2005 年宮城県沖の地震の震央および Yamanaka and Kikuchi (2004), 山中 (2005) によるメカニズム解を示す。両者は震源位置、メカニズム解ともほぼ同じであり、いずれも典型的なプレート境界型低角逆断層の地震であると考えられる。

えりも地殻変動観測所では完全な歪解析が行えるように 3 成分の伸縮計を設置して観測を行っている (Fig. 1) [笠原・他 (1972)]. 伸縮計は、1971 年の設置時に以降現在まで同じものであり、1978 年、2005 年ともデジタル方式によりデータが取得された。

Fig. 2 には、遅送り再生記録による歪地震動波形を示した。2005 年の記録のスケールは、1978 年のものにあわせた形で表示してあり、両者ともデジタルサンプリングされた記録を紙幅のフルスケールが 3.2×10^{-7} に相当するように出力した。

一見して 2005 年の記録振幅は 1978 年のものより小さく、特に EEF 成分では 1978 年の最大振幅が 2005 年

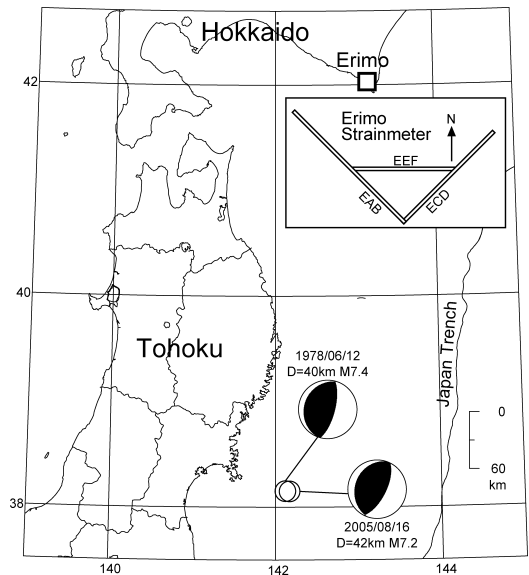


Fig. 1. Epicenters by JMA and focal mechanisms by Yamanaka and Kikuchi (2004) and Yamanaka (2005) of the 1978 and 2005 Miyagi-oki earthquakes. Orientation of strain-meters at Erimo is also indicated.

* 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

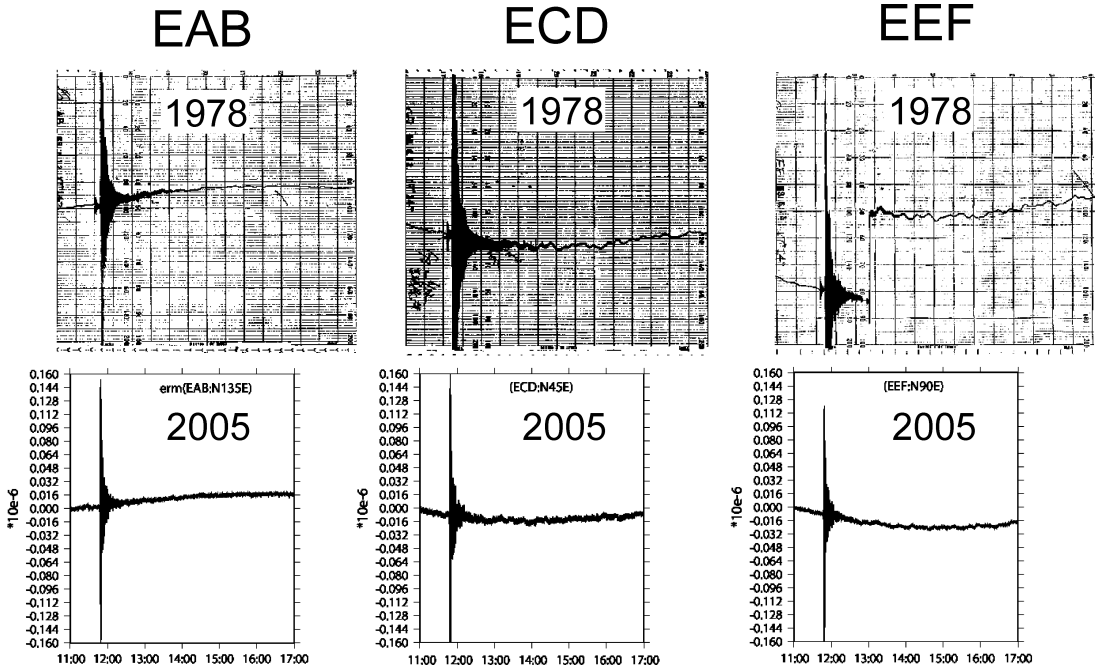


Fig. 2. Strain seismograms of the 1978 (upper) and 2005 Miyagi-oki (lower) earthquakes. Scales of amplitude and time are adjusted to be the same between the two events.

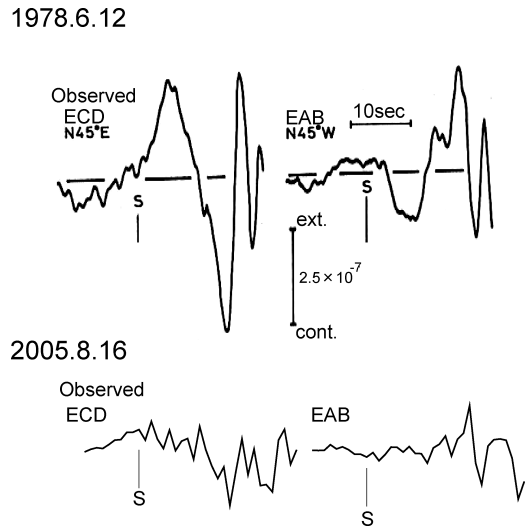
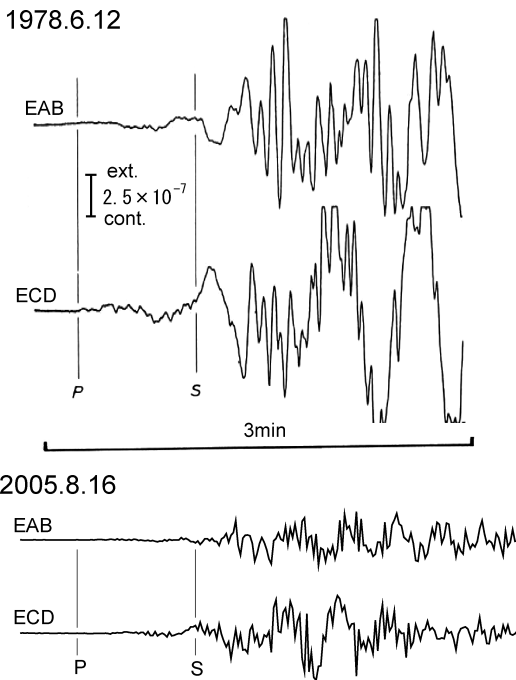


Fig. 3. Strain seismograms of the 1978 and 2005 Miyagi-oki earthquakes in the period of 3 minutes after P wave arrival. Scales of amplitude and time are adjusted to be the same between the two events. Onset times of P and S-waves detected by short-period seismometers are also indicated.

Fig. 4. Enlarged S-wave pulses of the 1978 and 2005 Miyagi-oki earthquakes. Scales of amplitude and time are adjusted to be the same between the two events. Onset time of S-wave detected by short-period seismometers is also indicated.

の少なくとも2倍以上あることが明瞭に示されている。EAB成分では、1978年では振り切れているものの、2005年では振り切れていない。ECD成分は、2005年

では表面波と考えられる最大振幅部分で振り切れてはいるものの振り切れは 1 波だけである。これに対し、1978 年ではそれ以上の時間にわたって振り切れる状態が継続している。このように、1978 年の地震のほうが最大振幅も後続波の励起も 2005 年よりはるかに大きかったことがわかる。

Fig. 3 には、P 波到達から約 3 分間の早送り再生記録を示した。同じく、スケールは 1978 年と 2005 年で合わせて表示してある。S 波のパルス、およびその後続波とも、1978 年の振幅は 2005 年よりもはるかに大きく、その振幅比は 3 倍程度と見積もられる。

Fig. 4 は、S 波のパルス部分を更に拡大したものである。1978 年では ECD・EAB いずれの成分でも明瞭な 10 秒程度の継続時間をもつ S 波のパルスが見えている。しかし、2005 年の記録からそれを同定するのは難しい。つまり、2005 年の地震では S 波パルスの振幅は 1978 年のものよりもはるかに小さかったと考えられる。

§ 3. 考 察

1978 年と 2005 年の地震は、ほぼ同じ震源位置で発生し、かつ、ほぼ同じメカニズム解をもつものであり [Yamanaka and Kikuchi (2004), 山中 (2005)], 地震波放出の方位特性はいずれも同じであると仮定できる。また、えりもから震源までは約 400 km 離れており、宮城県沖地震の断層サイズが 70 km × 70 km であることを考えると、断層面の広がりやの違いによる歪波形に対する影響もほとんどないと考えられる。つまり、1978 年と 2005 年で震源と観測点の幾何学的な位置関係は同じであり、なおかつ観測しているセンサーも同じであるから、いずれの地震の波形も同じ条件下で観測したことになる。よって、歪地震動波形を直接比較することで、それぞれの震源の特性を抽出することが可能であると考えられる。

Fig. 2 で示した遅送りの記録では、1978 年の地震の方が最大振幅が明らかに大きく、かつ大振幅の後続波の継続時間が長い。片振幅であるものの、振幅比が比較できる EEF 成分では、最大振幅で 2 倍以上の開きがあり、早送りの記録によればその比は 3 倍程度と見積もられる。これらの違いは、震源の放射特性や観測点との幾何学的関係による影響ではなく、地震モーメントの大きさの違いを直接反映しているものと考えられる。近地や遠地の地震波形を用いた地震モーメントの推定では、1978 年の場合が $2-3 \times 10^{20}$ Nm [Seno *et al.* (1980), Yamanaka and Kikuchi (2004)], 2005 年の場合が $4-8 \times 10^{19}$ Nm [山中 (2005)] と、1978 年の方が 5 倍程度

大きい。この差は、歪地震動の最大振幅比とも傾向が一致する。

Fig. 3 で示した早送りの記録では、1978 年の歪波形に明瞭な S 波のパルスが見える。このパルス幅と振幅から求めた地震モーメントは 1.1×10^{20} Nm であり [Kasahara and Sasatani (1986)], 前述の地震波を用いた結果とおおむね一致する。それに対して、2005 年の記録には明瞭な S 波のパルスは見られなかった。これは、2005 年の地震のモーメントが小さかったために、震源で励起された S 波パルスはえりもで観測可能な振幅には成長しなかったことを示しているものと考えられる。S 波のパルスは、同じモーメントでも震源での震源時間関数の継続時間が長くなれば振幅が小さくなるが [笹谷・笠原 (1978), 岡田 (1980), Kasahara and Sasatani (1986)], 2005 年の地震は特に長い継続時間をもつような地震ではなかったため、この可能性は低いと考えられる。したがって、S 波のパルスの比較からも 2005 年の地震は 1978 年よりもはるかに小さかったことが強く示唆される。

§ 4. ま と め

えりも地殻変動観測所で観測された 1978 年および 2005 年宮城県沖の地震による歪地震動波形を比較した。最大振幅比や S 波パルスの励起状態から、1978 年の方が 2005 年より少なくとも 2 倍以上大きな地震モーメントをもつ地震であったことが示された。この結果は、地震波を用いて推定された地震モーメントの違いとほぼ一致するものであり、2005 年の地震の規模が 1978 年に比べて半分以下であることが歪地震動記録からも強く示唆された。

今回の例からも、歪地震動観測はその生波形記録から直接的に地震モーメントを評価することができる強力な観測手法のひとつであることが、改めて確認された。

謝 辞

えりも地殻変動観測所の維持管理にあたられている田中安守氏、および有意義なコメントをいただいた査読者の岡田義光氏・大久保慎氏に感謝いたします。

文 献

- 地震調査委員会, 2000, 宮城県沖地震の長期評価, 18 pp.
 笠原 稔・田中安守・横山 泉, 1972, えりもにおける地殻変動連続観測—1971—, 北海道大学地球物理学研究報告, 28, 83-96.
 Kasahara, M., 1976, Seismic and geodetic observations through the digital PCM telemetering system

- in Hokkaido, Japan, *J. Geodetic Soc. Japan*, **22**, 292–294.
- Kasahara, M. and T. Sasatani, 1986, Body wave analysis of strain seismograms observed at Erimo, Hokkaido Japan, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, **8**, 83–108.
- 岡田義光, 1980, 理論歪地震記象とその応用, 東京大学地震研究所彙報, **55**, 101–168.
- 笹谷 努・笠原 稔, 1978, 近地地震の Strain Seismogram の解析, *地震* **2**, **31**, 11–23.
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi, 1980, Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **23**, 39–61.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi: 10.1029/2003JB002683.
- 山中佳子, 2005, EIC 地震学ノート No. 168, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC168.html> (参照 2006-9-15).