

# ボアホール歪計で観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震の歪地震記録

## Strain seismograms of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake recorded by borehole strainmeters

武田直人<sup>1</sup>・今西和俊<sup>1</sup>・北川有一<sup>1</sup>

Naoto Takeda<sup>1</sup>, Kazutoshi Imanishi<sup>1</sup> and Yuichi Kitagawa<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, n-takeda@aist.go.jp)

**Abstract:** We made a comparison between borehole strain seismograms and broadband ones for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Comparing two-hours long section (14:00-16:00 local time on March 11, 2011) of both seismograms, we found that they are similar each other at a period between a few seconds and a natural period of seismometers, as indicated by Okubo et al (2004). Borehole strainmeters are, thus, usable as broadband seismometers.

**キーワード:** 東北地方太平洋沖地震, 歪地震記録, 広帯域地震計

**Keywords:** the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake, strain seismogram, broadband seismograph

### 1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は日本近傍では観測史上最大の超巨大地震 (M9.0) で, その被害は, 東北地方を中心に北海道から関東地方まで広範囲に及んだ. 日本では防災科学技術研究所 (防災科研) の地震観測網 (Hi-net, F-net 等) や国土地理院の GPS 観測網 (GEONET) 等, 世界でも屈指の観測網が整備されていて, この超巨大地震の際に記録された様々なデータを使った詳細な解析が可能であり, 今後の地震防災研究・地震予知研究等への大きな貢献が期待できる. 東海, 西南日本にて展開している産業技術総合研究所 (産総研) のボアホール観測点に於いても広域地殻変動に伴う歪ステップ変化 (板場ほか, 2011), 水位変化 (北川・小泉, 2011) 等様々な観測記録が得られた. その他にも, 産総研のボアホール歪計では 20~100 Hz の高サンプリングレートで観測を行っており, この超巨大地震に伴う歪地震動を高い S/N で振り切れることなく記録することができた. 従来, 歪計では永年的な変化から潮汐現象による半日程度の周期的な変動までを主な観測対象としてきた. 近年, 高サンプリングレートで歪データが記録されるようになり, それら短周期の歪記録を用いた研究が行われ始めているが (例えば Kitagawa *et al.*, 2011, 大久保ほか, 2004, Okubo *et al.*, 2004), その数はまだ少ない. 本論文では, 産総研の歪計で記録された地震動を F-net 広帯域地震計記録と比較し, 高サンプリングレートのボアホール歪計が地震計としての性能を有するかについて調査する.

### 2. 産総研の歪観測網

産総研では西南日本を中心に地下水等の観測網を配備している. これらの水位観測井のいくつかでは歪観測 (多成分型線歪観測) を同時に行っている (例えば小泉ほか, 2009). これらの歪観測点では深さ 200 m~600 m のボアホールにて歪の鉛直成分や複数の水平成分を孔底にて観測しており, そのうち 20~100 Hz の高サンプリングレートで歪観測を行っている観測点を第 1 図 (a) に示す. これらの観測点に設置されている歪計には石井式歪計 (Ishii *et al.*, 2002), Gladwin 式歪計 (GTSM Technologies) 等, 数種類ある. 歪計はその埋設方法の関係から, 水平設置方位が観測点毎に異なり, 各観測点の水平成分を比べる際には歪計の観測点補正を行った上での方位変換が必要となる (Matsumoto *et al.*, 2010). そこで本報告ではその処理が不要な鉛直成分のみを使うことにした. 産総研の観測点のうち鉛直成分の線歪を観測しているのは石井式歪計設置点のみである. また, ここではその歪観測点の分布状況, 及び後述の防災科研広帯域地震観測網 F-net 観測点との位置関係から, 第 1 図 (b) に示すように紀伊半島にある観測点の記録を中心に紹介する.

### 3. 歪地震記録と広帯域地震計記録の比較

Okubo *et al.* (2004) によって, 広帯域地震計の出力がフラットな帯域では, ある方向の, 広帯域地震計による地震動とボアホール歪計による歪地震動は比例関係にあることが報告されている. この比例関係は, 震源から十分遠方で観測される速度波形と歪

波形は共に震源の食い違い加速度に対応しているためと説明されている（大久保ほか，2004）。

一方，地震波動の理論的解析からは，その波の種類，観測の方向によって比例定数が異なることが予想される（付録参照）．具体的な比例定数の値は，単位を strain/(m/s) として，実体波の場合数千分の1程度でその値は波の入射角に依存して変化し，レイリー波の場合には1万分の1程度となる．

我々はこのようなことを念頭に置きながら，紀伊半島にある産総研観測点の歪地震記録と，その近傍にある F-net 広帯域地震計記録を用い，Okubo *et al.* (2004) と同様の比較を行った．

F-net 観測点には広帯域地震計 (STS-1, STS-2) 及び速度型強震計 (VSE-355G2, VSE-355G3, TSM-1) が併設されている．広帯域地震計は STS-1 が固有周期 360 秒，STS-2 が 120 秒であるが，その最大入力それぞれ 0.008 m/s, 0.014 m/s と小さく，ほとんどの観測点で本震記録は振り切れていた．そこで，本報告では速度型強震計の記録を用いた．紀伊半島に設置されている速度型強震計の分布は第 1 図 (b) に示す通りであり，その特性は VSE-355G3 が固有周期 120 秒，最大入力 2 m/s, TSM-1 が固有周期 100 秒，最大入力 3 m/s である．広帯域地震計と速度型強震計の周波数特性の比較を第 2 図に示す．これらの速度型強震計はその動作帯域が広帯域地震計 STS-2 に匹敵しており，以下では広帯域地震計と呼ぶ事にする．

本震が発生した時刻を含む 2011 年 3 月 11 日 14:45 ~15:00 の 15 分間の歪地震波形の鉛直成分と広帯域地震計の上下動成分の波形記録を第 3 図 (a) に，歪観測点 HGM とそれに隣接する F-net 観測点 N.KISF の 14:47~14:54 の波形記録を第 3 図 (b) に示す．歪地震波形と広帯域地震計の波形の形状は良く似ていることがわかる．第 4 図 (a)~(c) に 14:00~16:00 の 2 時間の歪地震記録と広帯域地震計記録の周波数スペクトルを示す．広帯域地震計のスペクトル (第 4 図 (c)) では，地震計の周波数特性により固有周期 (この図の観測点では 120 秒) を超えると急速に振幅が減少していくが，歪計は直流成分まで平坦な周波数特性を持つことから地震動が減衰する事無く記録されている (第 4 図 (a, b))．従って，低周波側の成分には本震時に記録された歪ステップ (板場ほか，2011) に起因するものが含まれている．数秒以下の帯域においては，広帯域地震計記録に比べ歪地震記録の S/N が極端に悪くなる．これは，今回使用した産総研の石井式歪計の AD 変換に起因したものと推測される．第 4 図 (d) に歪地震記録と近傍の F-net 観測点広帯域地震計記録とのスペクトル比を示す．数秒から広帯域地震計の固有周期 (この図の観測点では 120 秒) までの帯域では，スペクトル比がほぼ一定 ( $3 \times 10^{-4}$  strain/(m/s)) であり，歪計と広帯域地震計は地震動に対して同等の応答を示していること

がわかる．

第 5 図に四国及び東海地方の歪計観測点分布を示す．図中の観測点のうち四国の TSS と東海地方の TYS は 2011 年東北地方太平洋沖地震発生時に欠測中で，歪地震記録は無い．上述の紀伊半島の場合と同様に，四国及び東海地方の波形記録，スペクトル，スペクトル比の比較結果を第 6 図~第 9 図に示す．第 6 図，第 8 図から分かるように四国，東海地方の歪地震波形と広帯域地震計の波形の形状は良く似ている．また，第 7 図，第 9 図に示すようにスペクトル比も数秒から百秒程度の帯域では，四国，東海地方共にほぼ一定で，その値はそれぞれ  $4 \times 10^{-4}$  strain/(m/s),  $1 \times 10^{-4}$  strain/(m/s) である．紀伊半島を含め，実際に観測された比例定数は付録で見積もった値と同程度になっている．

#### 4. まとめ

本論文では産総研ボアホール歪計による歪地震記録と F-net 広帯域地震計記録の比較を行った．通常地震に対して，数秒から地震計の固有周期 (100 秒，もしくは 120 秒) までの帯域では両者はほぼ同等の応答を示すことが確認された．大久保ほか (2004) や Okubo *et al.* (2004) で報告されている通り，ボアホール歪計は地殻変動観測としてだけでなく広帯域の地震計としても使うことができる優れた計測機器であることが本研究でも確認された．

**謝辞** 活断層・地震研究センターの桑原保人博士，松本則夫博士には本論を改善するに当たり，有益な助言をいただきました．また，防災科学技術研究所が公開している広帯域地震観測網 (F-net) の連続波形データ及び気象庁一元化震源カタログを使用させていただきました．記して感謝いたします．

**付録** 任意の方向で観測される歪波形と速度波形の関係がその方向や波の種類によって変わることについて概略する．ここでは簡単のために x-y 平面 (x, y の直角座標系) で考えることにする．各座標軸の向きの変位を  $u_x$ ,  $u_y$  とした場合，その方向で観測される垂直歪  $\epsilon_x$ ,  $\epsilon_y$  は，

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_x &= \partial u_x / \partial x \\ \epsilon_y &= \partial u_y / \partial y \end{aligned} \right\} (1)$$

であり，この時のせん断歪  $\gamma_{xy}$  は，以下のように表される．

$$\gamma_{xy} = (\partial u_y / \partial x + \partial u_x / \partial y) / 2 \quad (2)$$

次に x 軸と任意の角度  $\theta$  方向 (ここで  $\theta$  の向きは x 軸から反時計回りとする) で観測される垂直歪  $\epsilon_\theta$  とせん断歪  $\gamma_\theta$  は， $\epsilon_x$ ,  $\epsilon_y$ ,  $\gamma_{xy}$ ,  $\theta$  を使って，

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_\theta &= (\epsilon_x + \epsilon_y) / 2 + (\epsilon_x - \epsilon_y) / 2 \cdot \cos 2\theta + \gamma_{xy} \sin 2\theta \\ \gamma_\theta &= -(\epsilon_x - \epsilon_y) / 2 \cdot \sin 2\theta + \gamma_{xy} \cos 2\theta \end{aligned} \right\} (3)$$

となる (例えば Jagar 1964 等). また,  $\theta$  方向の変位速度  $\dot{u}_\theta (= v_\theta)$  は以下ようになる.

$$\dot{u}_\theta = \dot{u}_x \cos\theta + \dot{u}_y \sin\theta \quad (4)$$

今  $x$  軸方向に伝搬する P 波を考えると, 変位  $u_x$ ,  $u_y$  はそれぞれ,

$$\left. \begin{aligned} u_x &= a \cos(\omega t - kx) \\ u_y &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

の形で表すことができる. ここで  $a$ ,  $k$  は定数,  $\omega$  は角周波数である. この時,  $x$ ,  $y$  軸方向の垂直歪  $\varepsilon_x$ ,  $\varepsilon_y$  とせん断歪  $\gamma_{xy}$  は,

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_x &= a k \sin(\omega t - kx) \\ \varepsilon_y &= 0 \\ \gamma_{xy} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

となり,  $\theta$  方向で観測される歪  $\varepsilon_\theta$  はこれらを式 (3) に代入して,

$$\begin{aligned} \varepsilon_\theta &= (\varepsilon_x)/2 + (\varepsilon_x)/2 \cdot \cos 2\theta \\ &= a k \sin(\omega t - kx) \cdot (1 + \cos 2\theta)/2 \quad (7) \end{aligned}$$

となる. 一方この時の変位速度  $v_\theta$  は, 式 (5) に式 (6) を代入して,

$$v_\theta = -a \omega \sin(\omega t - kx) \cdot \cos\theta \quad (8)$$

となり, その比は,

$$\begin{aligned} \varepsilon_\theta/v_\theta &= -(k/\omega) (1 + \cos 2\theta)/\cos\theta \\ &= -(k/\omega) \cos\theta = -\cos\theta/c_p \quad (9) \end{aligned}$$

となる. 但し  $k/\omega = 1/c_p$  で,  $c_p$  は P 波の伝搬速度である. 同様に S 波について比を求めると,  $c_s$  を S 波伝播速度として, 以下ようになる.

$$\varepsilon_\theta/v_\theta = -2\cos\theta/c_s \quad (10)$$

式 (9), (10) より比例定数は, 観測方位  $\theta$  と速度  $c$  によって決まることが容易に理解できる.

次に  $x$  軸方向に伝搬するレイリー波を考える. 宮村 (1968) よりレイリー波の  $y$  軸方向 (鉛直方向とする) の変位  $u_y$  は以下の式で表すことができる.

$$u_y = a V(y) \sin(\omega t - kx) \quad (11)$$

ここで,

$$V(y) = (\alpha/k) \exp(\alpha y) + g \cdot \exp(\beta y) \quad (12)$$

であり,  $\alpha$ ,  $\beta$  は P 波・S 波・レイリー波の速度  $c_p$ ,  $c_s$ ,  $c_R$  を使って,

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= k \sqrt{1 - (c_R/c_p)^2} \\ \beta &= k \sqrt{1 - (c_R/c_s)^2} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

である.  $g$  は弾性定数で決まる定数である. 観測点の位置  $y=0$  とすると, 鉛直方向の歪  $\varepsilon_y$  と変位速度  $v_y$  はそれぞれ,

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_y &= a (\alpha^2/k + g\beta) \sin(\omega t - kx) \\ v_y &= a \omega (\alpha/k + g) \cos(\omega t - kx) \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

であり, その比を計算すると,

$$\begin{aligned} \varepsilon_y/v_y &= (1/c_R) \{ (1 - (c_R/c_p)^2) \\ &\quad + g \sqrt{1 - (c_R/c_s)^2} \} / (\sqrt{1 - (c_R/c_p)^2} + g) \quad (15) \end{aligned}$$

となる. 式 (15) より, 比例定数は地震波速度のみで決まることが分かる.

ここで, 宮村 (1968) によるとラメ定数  $\lambda = \mu$  の時,  $c_R/c_p = 0.531 \dots$ ,  $c_R/c_s = 0.919 \dots$ ,  $g = -1.468 \dots$  である. 従って, 式 (10), (15) から S 波やレイリー波に対する比例定数を見積もると,  $c_s = 2500$  m/s,  $\theta = 45^\circ$  とした場合, それぞれ  $6 \times 10^{-4}$  strain/(m/s),  $1 \times 10^{-4}$  strain/(m/s) となる.

## 文 献

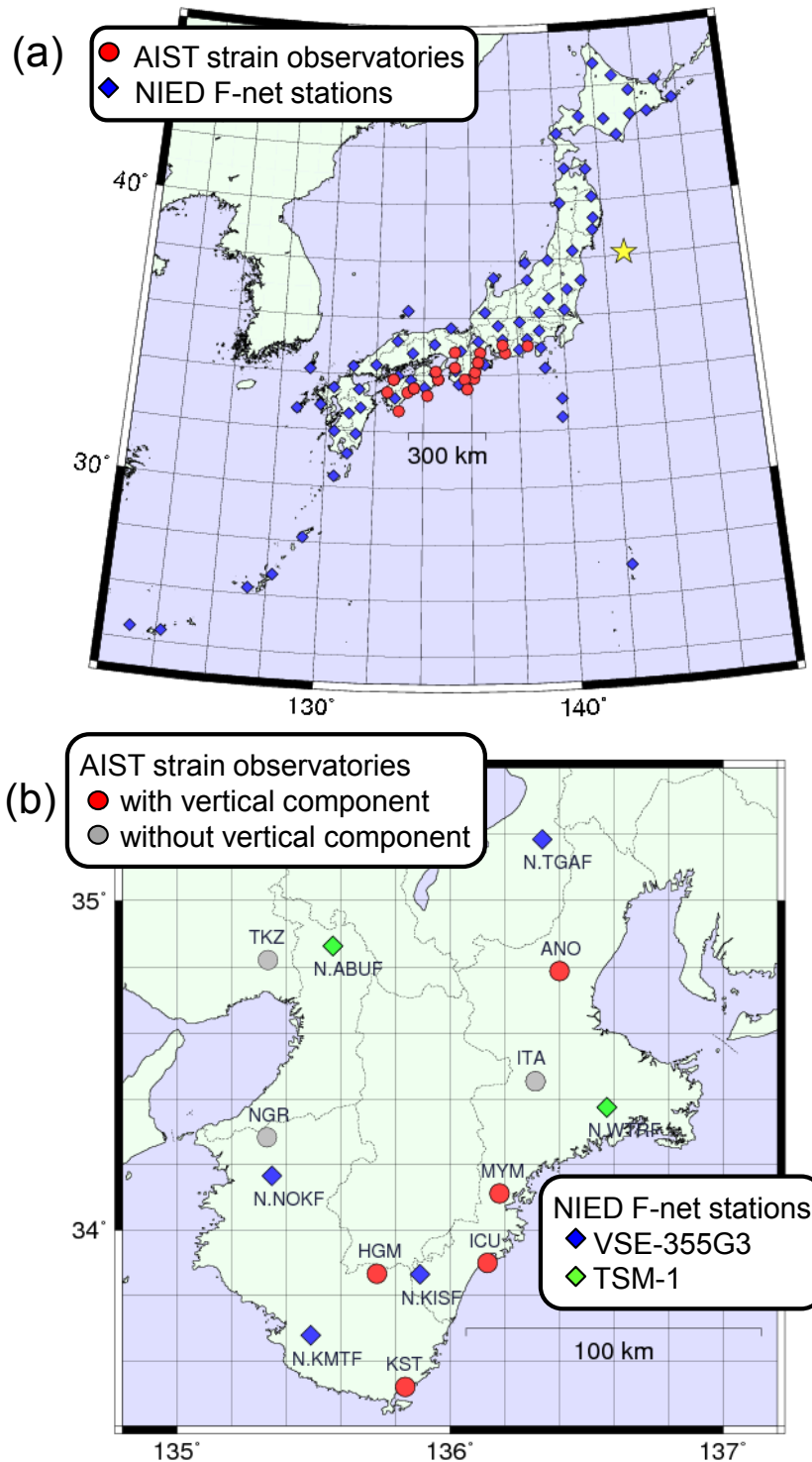
- GTSM Technologies, <http://gtsmtechnologies.com/>, Last accessed: 4/11/2011.
- Ishii, H., Yamauchi, T., Matsumoto, S., Hirata, Y. and Nakano, S. (2002) Development of multi-component borehole instrument for earthquake prediction study: some observed examples of precursory and co-seismic phenomena relating to earthquake swarms and application of the instrument for rock mechanics, in Seismogenic Process Monitoring, edited by H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando, pp. 365-377, A.A. Balkema Publishers.
- 板場智史・松本則夫・北川有一・小泉尚嗣 (2011) 歪ステップから推定した 2011 年東北地方太平洋沖地震の断層モデル. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会 MIS036-P25.
- Jagar, J. C., (1964) Elasticity, Fracture and Flow, 2nd Ed., Methuen & Co Ltd.
- Kitagawa, Y., Itaba, S., Matsumoto, N. and Koizumi, N. (2011) Frequency characteristics of the response of water pressure in a closed well to volumetric strain in the high-frequency domain, J. Geophys. Res., 116, B08301, doi:10.1029/2010JB007794.
- 北川有一・小泉尚嗣 (2011) 東北太平洋沖地震 (M9.0) に伴う地下水・地下水圧・自噴量変化. 本誌.
- 小泉尚嗣・高橋誠・松本則夫・佐藤 努・大谷 竜・北川有一・板場智史・梅田康弘・武田直人・重松紀生・桑原保人・佐藤隆司・今西和俊・木口 努・関 陽児・塚本 斉・山口和雄・加野直巳・住田達哉・風早康平・高橋正明・高橋 浩・森川徳敏・角井朝昭・下司信夫・中島 隆・中江 訓・大坪 誠・及川輝樹・干野 真 (2009) 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備について. 地質ニュース, 662, 6-10.
- Matsumoto, N., Kamigaichi, O., Kitagawa, Y., Itaba, S., and Koizumi, N. (2010), In-situ Calibration of Borehole Strainmeter Using Green's Functions for Surface Point Load at a Depth of Deployment, Abstract G11A-0626 Poster presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.
- 宮村攝三 (1968) 地震・火山・岩石物性, 共立出版株式会社.

大久保慎人・石井 紘・山内常生 (2004) ボアホール歪計アレイが観測した 2003 年十勝沖地震波形. 地震 第 2 輯, 57, No. 2, 105-113.

Okubo, M., Asai, Y., Ishi, H. and Aoki, H. (2004) The seismological and geodetical roles of strain

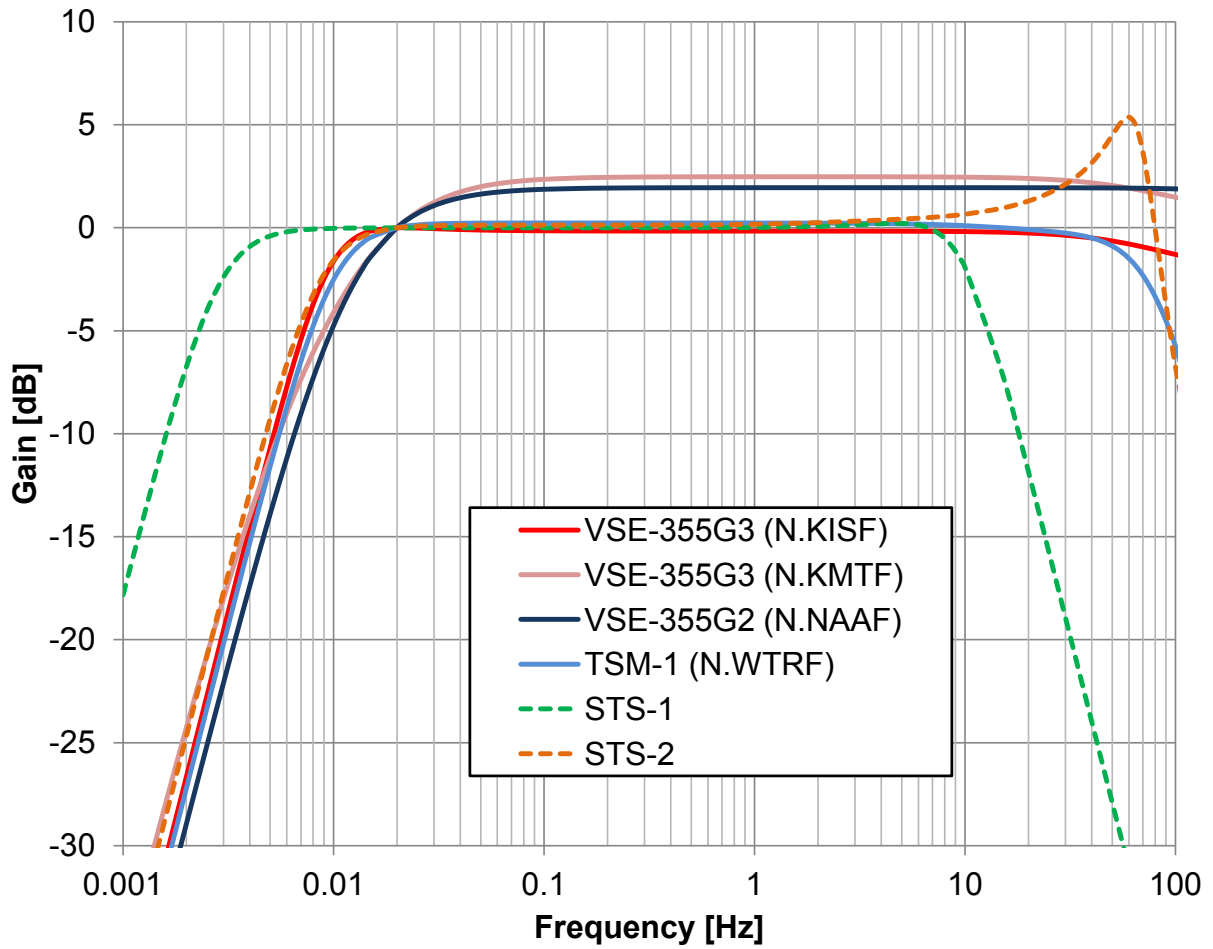
seismogram suggested from the 2004 off the Kii peninsula earthquake. Earth Planets Space, 57, 303-308.

(受付: 2011 年 7 月 29 日, 受理: 2011 年 12 月 2 日)

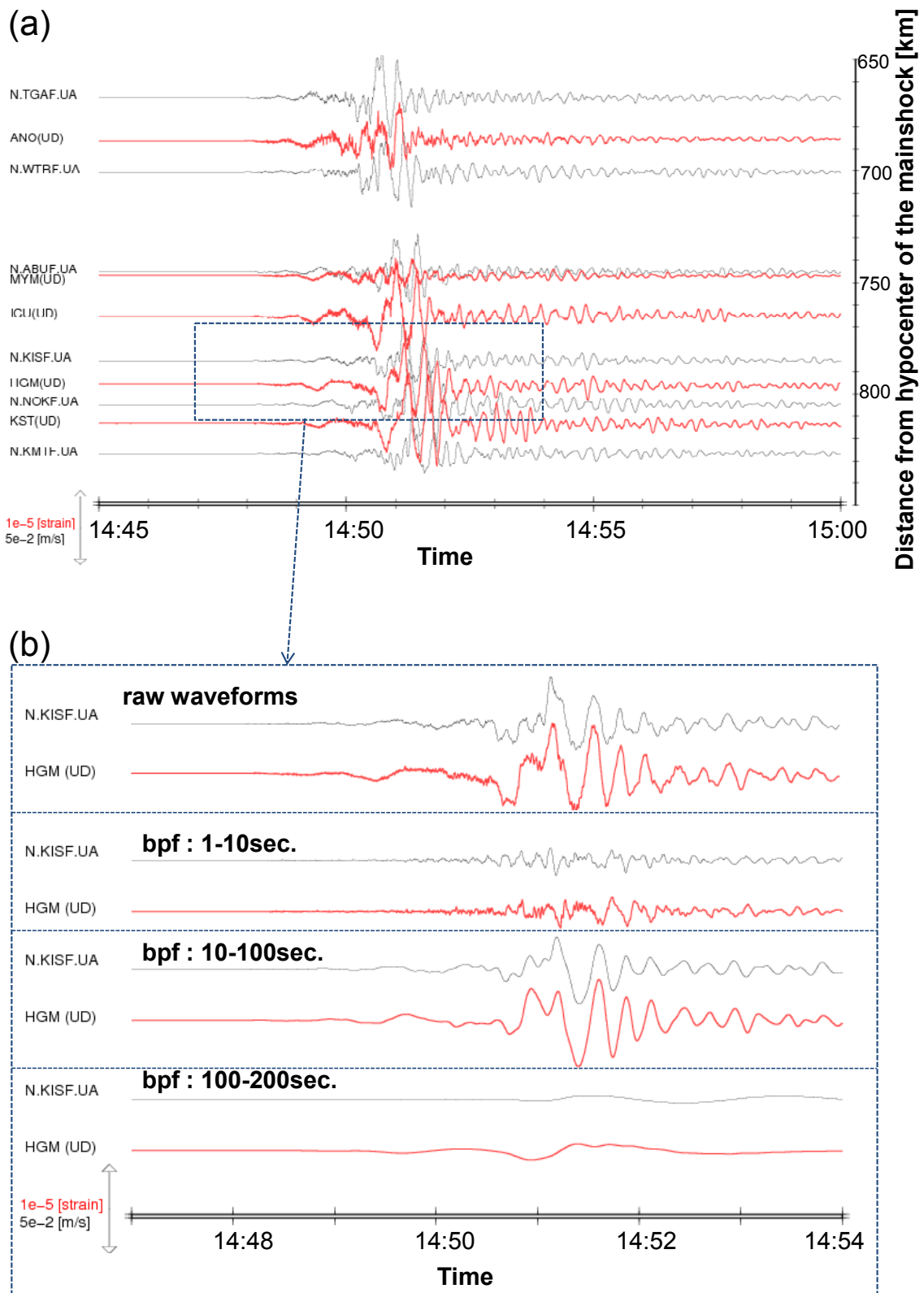


第 1 図. (a) 産総研歪観測点及び防災科研 F-net 観測点の分布. 星印は気象庁一元化震源カタログによる東北地方太平洋沖地震の本震位置. (b) 紀伊半島の産総研歪観測点及び F-net 観測点の分布.

Fig. 1. (a) Distribution of AIST strainmeter observatories and NIED F-net broadband stations. Star shows the epicenter of the mainshock of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake on the basis of JMA (Japan Meteorological Agency) earthquake catalogue. (b) Distribution of observatories located in the Kii peninsula.

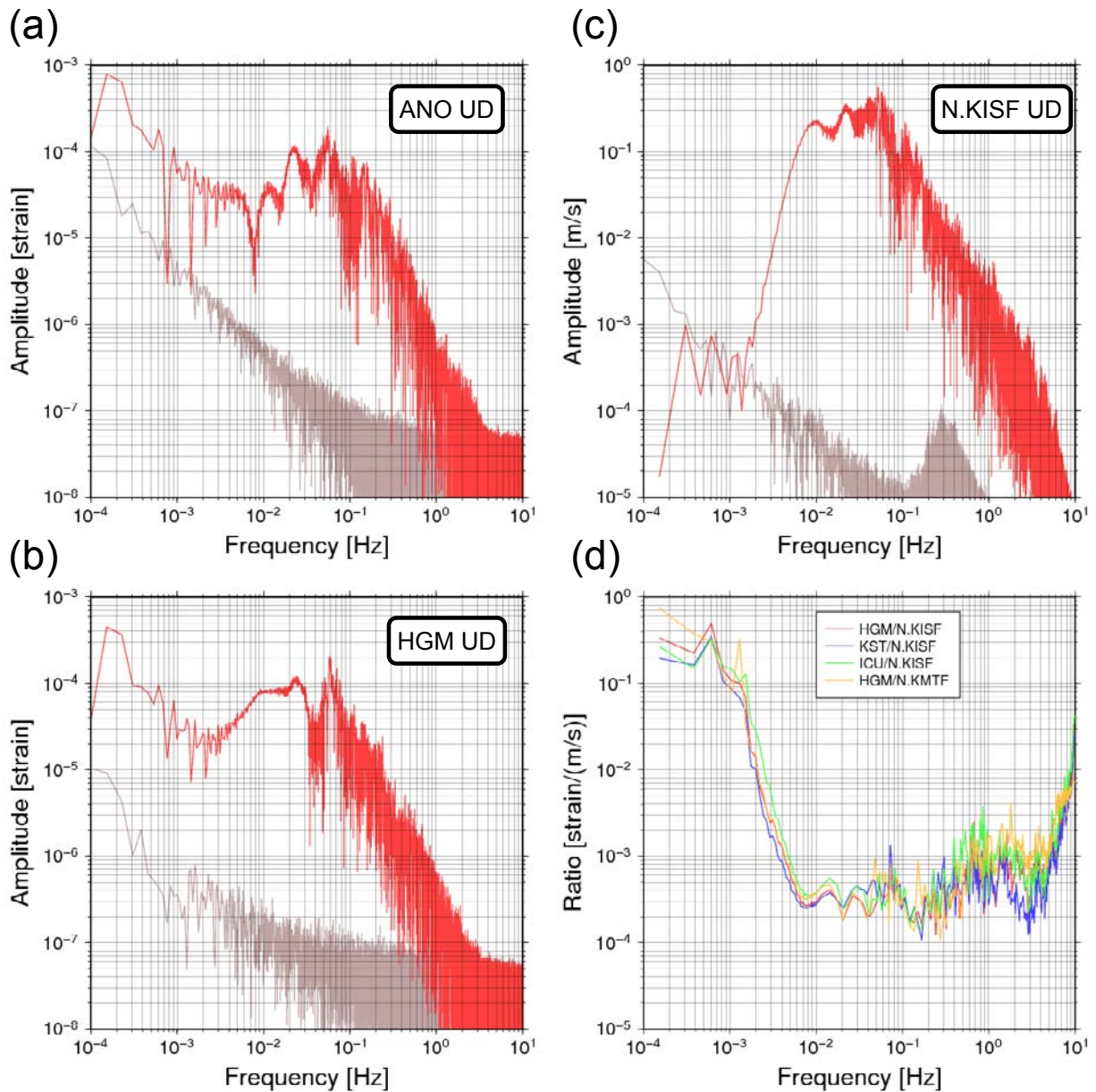


第2図. 広帯域地震計と速度型強震計の周波数特性. 利得は0.02 Hzの値で規格化してある.  
Fig. 2. Frequency response characteristic of broadband seismometers and velocity-type strong motion seismographs. Gain is normalized to the value at 0.02 Hz.



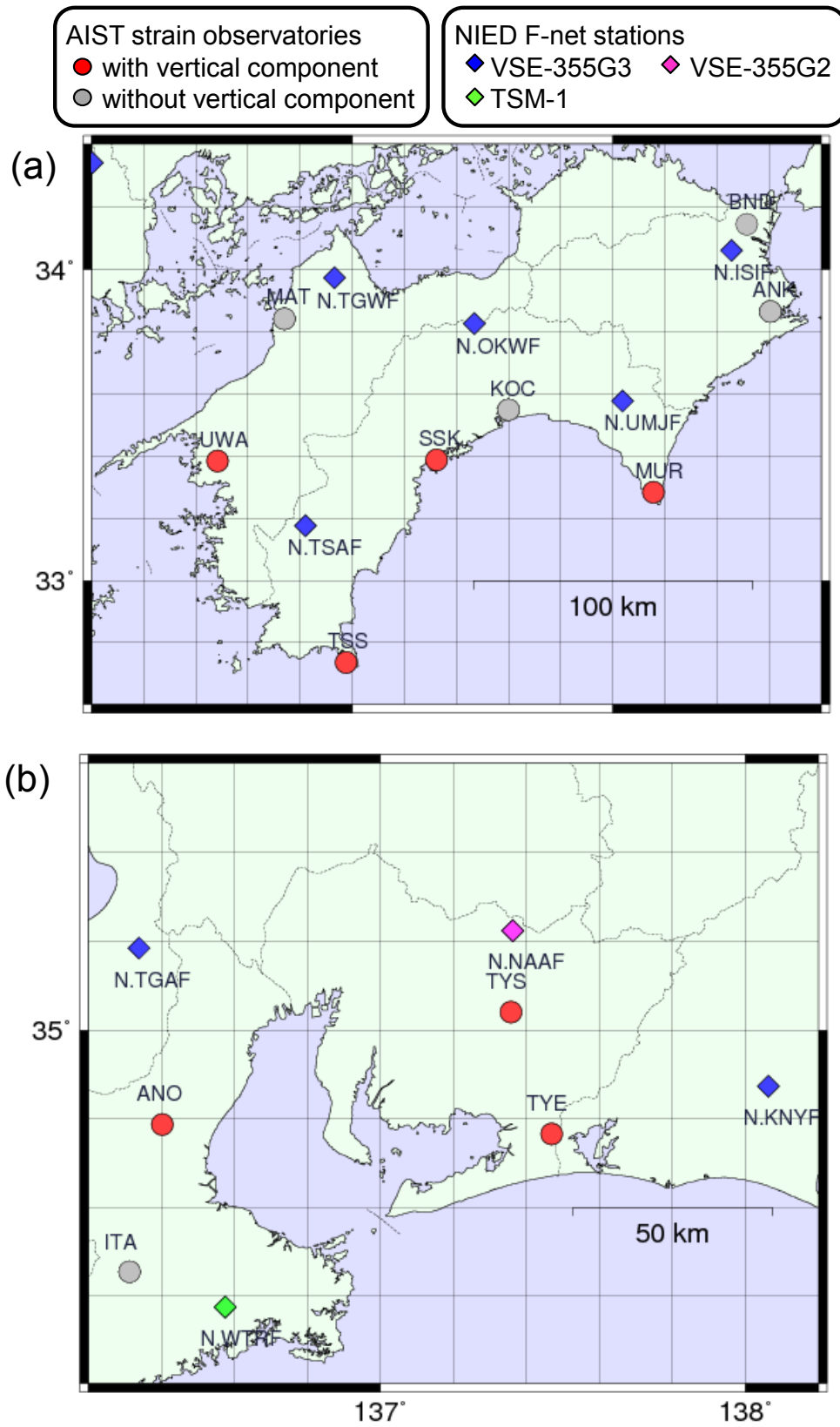
第3図. 歪地震記録と広帯域地震計記録の比較. (a) 14:45~15:00の観測波形(鉛直成分). 赤線が歪地震記録で黒線が広帯域地震計の記録. (b) 14:47~14:57の歪地震記録(HGM)と広帯域地震計記録(N.KISF)の比較. 1~10秒, 10秒~100秒, 100~200秒のバンドパスフィルタを通した波形記録も併せて示す.

Fig. 3. Comparison of strain and broadband seismograms. (a) Raw waveform records of vertical component between 14:45 and 15:00 local time (LT). Red and black lines show strain seismograms and broadband seismograms, respectively. (b) Comparison of seismograms at the station HGM (strainmeter) and N.KISF (broadband seismometer) between 14:47 and 14:57 LT. Band-passed waveforms (1-10s, 10-100s, 100-200s) are also shown.



第4図. (a), (b) 歪地震記録の周波数スペクトル例. 赤線が本震を含む 14:00~16:00 の 2 時間分のスペクトル, 灰色線はバックグラウンド (2011 年 3 月 9 日 0:00~2:00) のスペクトルを示す. (c) 広帯域地震計記録のスペクトル例. 赤線・黒線の区別は (a), (b) と同様. (d) 14:00~16:00 の歪地震記録と広帯域地震計記録のスペクトル比.

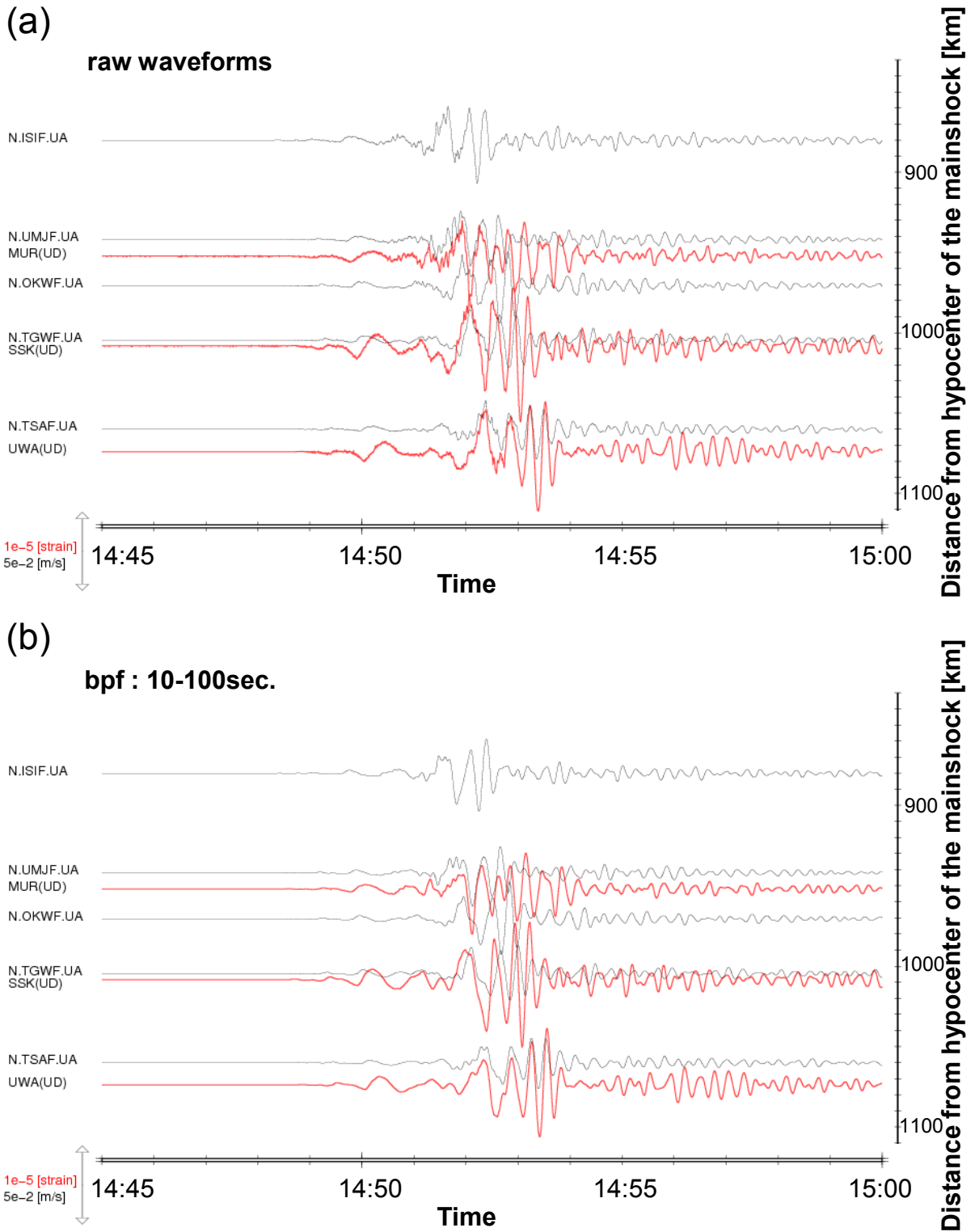
Fig. 4. Frequency spectra of strain seismograms at the station ANO (a), HGM (b) and broadband seismogram at station N.KISF (c). Red lines show the spectra for 2 hours (14:00-16:00 LT) records including the mainshock. Gray lines show the spectra for background noise records (0:00-2:00 LT, March 9 2011). (d) Spectral ratio between strain seismograms and broadband seismograms between 14:00 and 16:00 LT.



第 5 図. (a) 四国の産総研歪観測点及び F-net 観測点の分布. (b) 東海地方の産総研歪観測点及び F-net 観測点の分布.

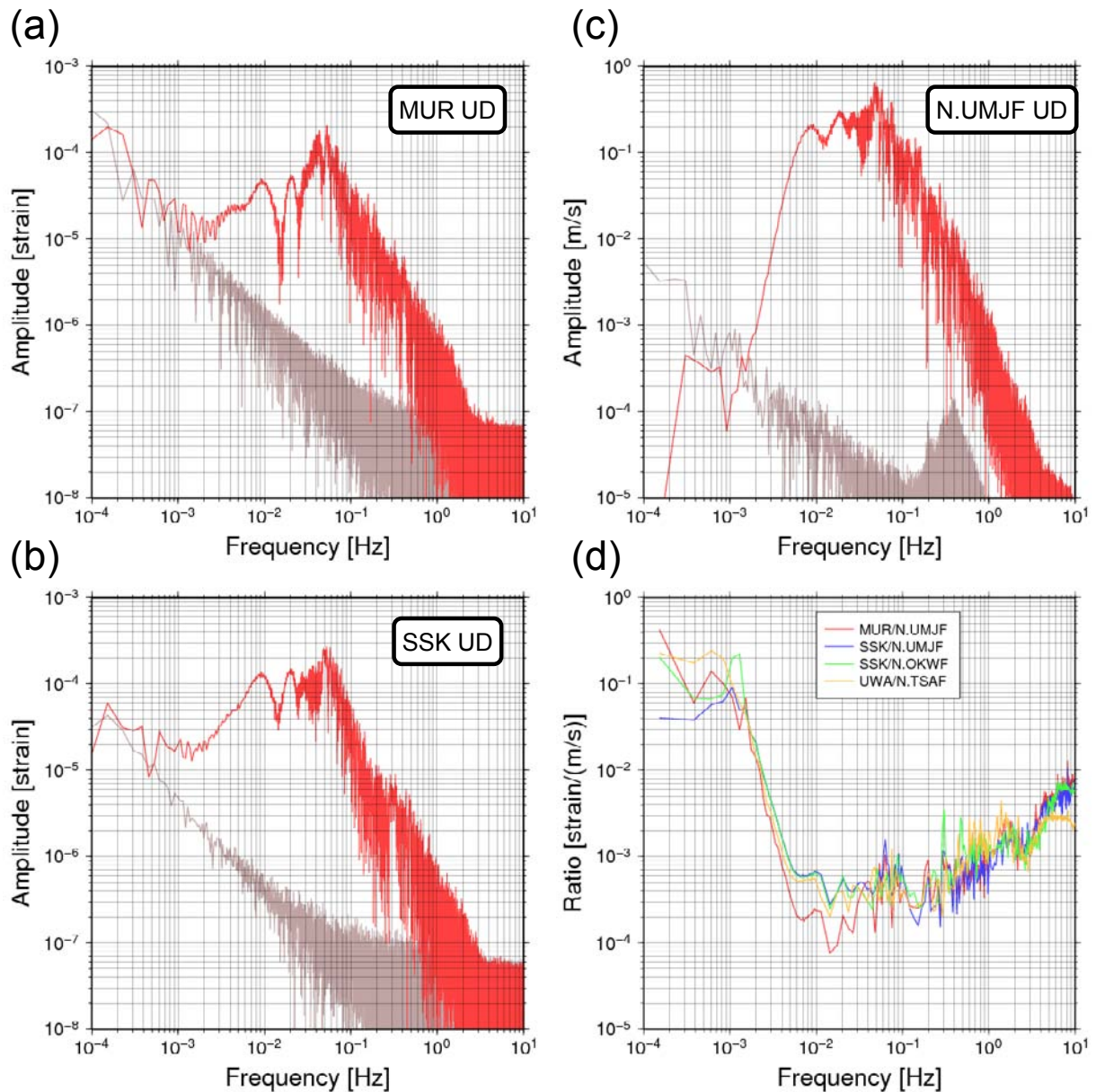
Fig. 5. (a) Distribution of observatories located in the Shikoku Island. (b) Distributions of observatories located in Tokai area.





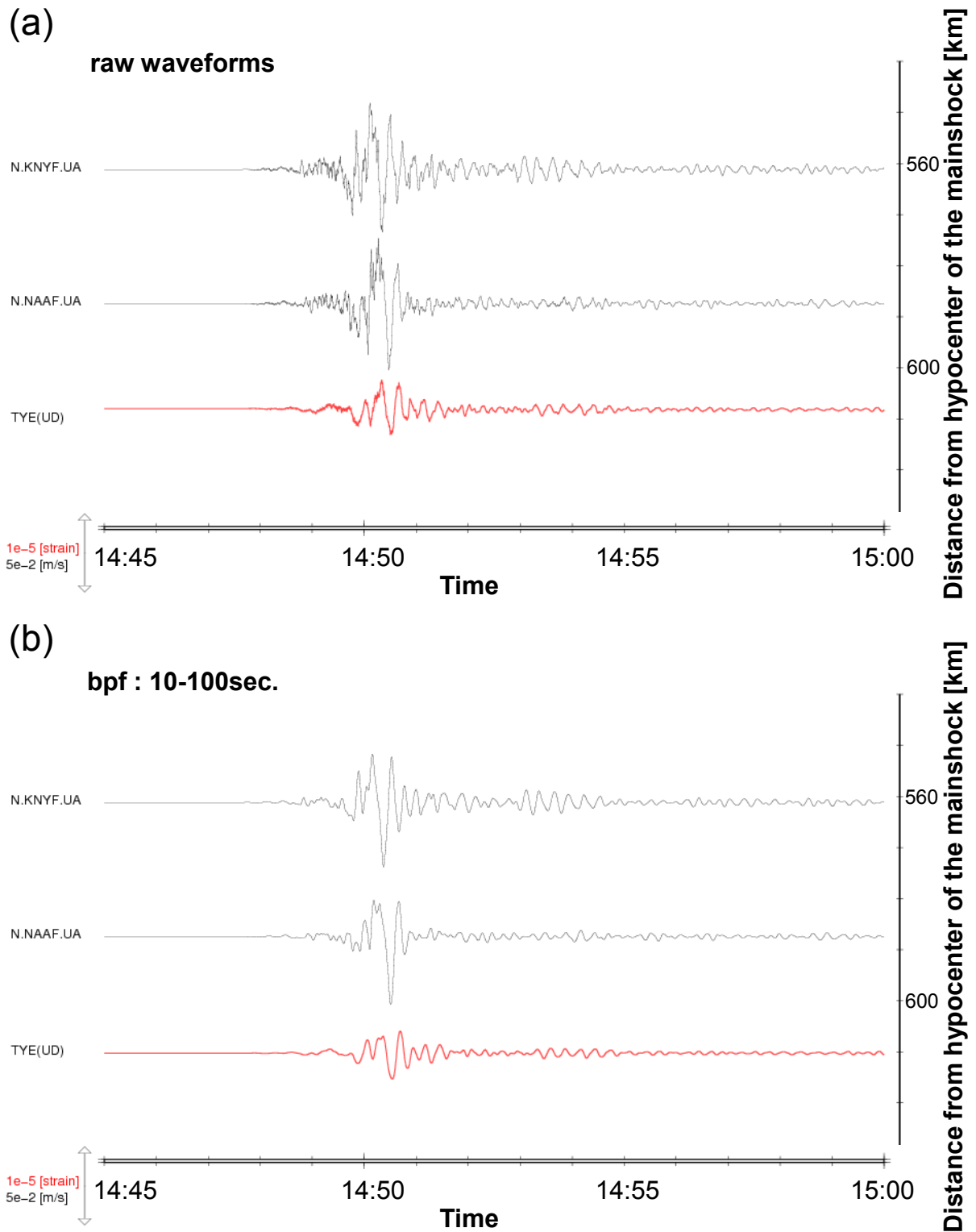
第 6 図. 四国における歪地震記録と広帯域地震計記録の比較. (a) 14:45~15:00 の観測波形 (鉛直成分). 赤線が歪地震記録で黒線が広帯域地震計の記録. (b) 同時帯の 10 秒~100 秒のバンドパスフィルタを通した波形記録.

Fig. 6. Comparison of strain and broadband seismograms observed in Shikoku Inland. (a) Raw waveform records of vertical component between 14:45 and 15:00 LT. Red and black lines show strain seismograms and broadband seismograms, respectively. (b) Band-passed (10-100s) waveforms.



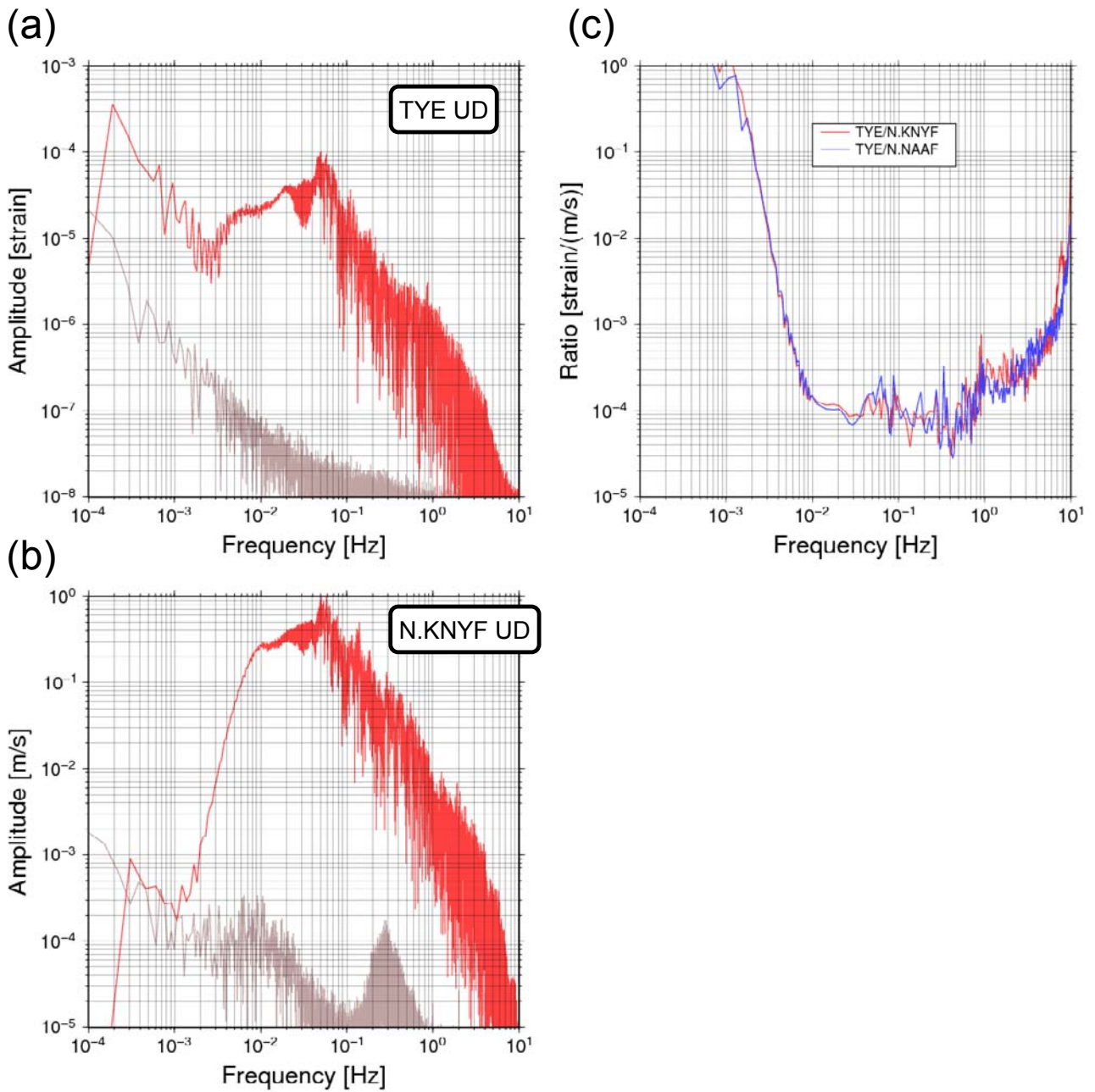
第7図. (a), (b) 四国における歪地震記録の周波数スペクトル例. 赤線が本震を含む 14:00~16:00 の 2 時間分のスペクトル, 灰色線はバックグラウンド (2011 年 3 月 9 日 0:00~2:00) のスペクトルを示す. (c) 四国における広帯域地震計記録のスペクトル例. 赤線・黒線の区別は (a), (b) と同様. (d) 14:00~16:00 の歪地震記録と広帯域地震計記録のスペクトル比.

Fig. 7. Frequency spectra of strain seismograms (a, b) and broadband seismogram (c) observed in Shikoku Island. Red lines show the spectra for 2 hours (14:00-16:00 LT) records including the mainshock. Gray lines show the spectra for background noise records (0:00-2:00 LT, March 9 2011). (d) Spectral ratio between strain seismograms and broadband seismograms between 14:00 and 16:00 LT.



第 8 図. 東海地方における歪地震記録と広帯域地震計記録の比較. (a) 14:45~15:00 の観測波形 (鉛直成分). 赤線が歪地震記録で黒線が広帯域地震計の記録. (b) 同時間帯の 10 秒~100 秒のバンドパスフィルタを通した波形記録.

Fig. 8 Comparison of strain and broadband seismograms observed in Tokai area. (a) Raw waveform records of vertical component between 14:45 and 15:00 LT. Red and black lines show strain seismograms and broadband seismograms, respectively. (b) Band-passed (10-100second) waveforms.



第9図. (a) 東海地方における歪地震記録の周波数スペクトル例. 赤線が本震を含む14:00~16:00の2時間分のスペクトル, 灰色線はバックグラウンド(2011年3月9日0:00~2:00)のスペクトルを示す. (b) 東海地方における広帯域地震計記録のスペクトル例. 赤線・黒線の区別は(a)と同様. (c) 14:00~16:00の歪地震記録と広帯域地震計記録のスペクトル比.

Fig. 9. Frequency spectra of strain seismograms (a) and broadband seismogram (b) observed in Tokai area. Red lines show the spectra for 2 hours (14:00-16:00 LT) records including the mainshock. Gray lines show the spectra for background noise records (0:00-2:00 LT, March 9 2011). (c) Spectral ratio between strain seismograms and broadband seismograms between 14:00 and 16:00 LT.