寄 書

1969年と1994年北海道 東方沖地震による 強震動記録の比較

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻*
森川 信之・笹谷 努

Comparison of Strong Motion Records during
the 1969 and the 1994 Hokkaido
Toho-oki Earthquakes

Nobuyuki MORIKAWA and Tsutomu SASATANI
Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido
University, N10, W8, Kita-ku, Sapporo
060-0810, Japan

(Received January 12, 2000;

Accepted April 20, 2000)

§1. はじめに

1994年北海道東方沖地震 ($M_{JMA}=8.1$: 以後94年地震と呼ぶ) と、1969年北海道東方沖地震 ($M_{JMA}=7.8$: 以後69年地震と呼ぶ) は、ほぼ同じ震源域と地震モー

メントを有しているにもかかわらず、両者の震度分布には大きな違いが見られる (Fig. 1). 94年地震による各観測点の震度は、69年地震によるものよりも約2階級大きく、有感域も極めて広い。これまでの研究において、69年地震がプレート境界地震であった [例えば、ABE (1973)] のに対して、94年地震はスラブ内地震であった [例えば、KIKUCHI and KANAMORI (1995)] ことが示されている。SASATANI (1997) や MORIKAWA and SASATANI (2000) は、94年地震の震源から1 Hz以上の高周波数地震波が強く放出されたことを示し、それが広い有感域の要因となったことを指摘している。しかし、これまで両地震による地震動の違いを近地の地震動記録そのものから直接示した例はない。そこで、本稿では69年地震と94年地震の強震動記録を比較し、高周波数地震波の放出特性の違いを明確に示す。その際に、69年代と94年代における強震計の性能の差を考慮に入れる必要がある。

§2. データ

69年地震と94年地震についての震源情報を Table 1 に示す。このうち、地震モーメントは主に実体波の解析によって求められた値、応力降下量は地震モーメントと震源域の大きさから求められた値を示してある。データは Fig. 2 に示す4つの観測点で得られた強震動記録である。ただし、MYR (広尾町茂寄) での記録は94年地震のみであり、次節で気象庁1倍強震計記録の解析周波数の有効範囲を選定するために用いる。なお、HOO (広

Fig. 1. Seismic Intensity distributions (JMA scale) for the 1969 event (a) and the 1994 event (b). Solid stars represent the epicenters. Their focal mechanisms (equal-area projection of the lower hemisphere) are also shown; the shaded area represents compression. [after SASATANI (1997)].

* 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

尾)とNEM(根室)は気象庁, KUSG(釧路港)は運輸省港湾技術研究所の観測点である。各観測点に関する情報を Table 2 に示す。気象庁の1倍強震計記録は煤書き, あるいはペン書きによるアナログ記録を菊地・他(1999)と同様の手順により20 Hz サンプリングでデジ

タル化したものを用いる。Fig. 3 にデジタル化した波形と原記録を比較した例を示す。デジタル化した波形はおおむね原記録を再現している。また, KUSG の69年地震の記録は, 井合・他(1978)によって100 Hz サンプリングでデジタル化されている。ここではS波部分に注目し, 水平成分のみを用いる。

Table 1. Source parameters.

	1969 event	1969 event
Date (JST)	1969/8/12	1994/10/4
Epicenter ¹⁾	42.70N, 147.62E	43.37N, 147.71E
Depth (km)	30 ¹⁾	23 ¹⁾
	20 ²⁾	56 ⁴⁾
M_{JMA} ¹⁾	7.8	8.1
Moment (N·m)	1.5×10^{21} ²⁾	2.6×10^{21} ⁴⁾
Stress drop (MPa)	2.9 ³⁾	11.0 ⁴⁾

Reference: ¹⁾ Japan Meteorological Agency,

²⁾ KIKUCHI and FUKAO, 1987, ³⁾ ABE, 1973,

⁴⁾ KIKUCHI and KANAMORI, 1995.

Fig. 2. Location map showing epicenters (circles) and stations (triangles) used in this study. A solid curve represents the approximate aftershock area of the 1994 event, and a dotted curve represents that of the 1969 event. These epicenters and aftershock areas are taken from JMA.

Table 2. Strong motion stations and their seismographs.

Station	MYR		HOO		NEM		KUSG	
	1969	1994	1969	1994	1969	1994	1969	1994
Sensor	—	VS-3 (vel.) ¹⁾	S (disp.) ²⁾	S (disp.) ²⁾	S (disp.) ²⁾	87-type (acc.) ²⁾	SMAC-B2 (acc.) ³⁾	ERS-G (acc.) ³⁾
Sampling (Hz)	—	100	20*	20*	20*	50	100*	100
Distance (km)	—	381	356	378	179	171	266	274
Azimuth (degree)	—	253	264	253	294	269	278	262

Reference: ¹⁾ MURAMATU, 1995, ²⁾ Japan Meteorological Agency, 1991, ³⁾ MATSUNAGA *et al.*, 1994.

S: Strong motion seismograph of magnification 1.

vel.: velocity-type seismometer, disp.: displacement-type seismometer, acc.: accelerometer.

*: Original data in analogue.

§ 3. 解析周波数帯の選定

Fig. 4 に94年地震によるMYRとHOOでの変位記録を示す。MYRの記録はオリジナルの速度記録を積分し, さらに1倍強震計による出力(固有周期: $T_0=6$ s, 減衰定数: $h=0.55$)に補正したものである。両観測点間の距離が約3 kmということもあり, 両者の波形はよく似ている。ここでは, この記録を比較することによって1倍強震計の解析周波数帯の選定を行う。

Fig. 5 にS波部分40秒間についての加速度フーリエ振幅スペクトルを示す。1 Hz以下の低周波数側で両観測点のスペクトルはほぼ一致しているが, 3 Hz以上で

Fig. 3. An example of comparison between the digitized waveform (upper) and the original one (lower). The onset time of P-wave is adjust to 0 s for all traces.

Fig. 4. Displacement waveforms during the 1994 event observed at HOO and MYR. The onset time of S-wave is adjust to 0 s for all traces.

Fig. 5. S-wave acceleration amplitude spectra for the waveforms shown in Fig. 4.

は両者が急激に離れていっている。これはデジタル化の際に生じたノイズのためであると考えられる。したがって、ここでは1倍強震計の記録は3 Hz以下の周波数帯でのみ議論する。なお、0.5～3 HzでHOOの振幅がMYRよりもやや大きくなっているが、これはサイト特性によるものであると思われる。HOOは海岸段丘の上にあり、一方、MYRは岩盤観測壕の中にある。なお、KUSGでの69年地震の記録は0.3 Hz以下においてS/N比が悪かったため、KUSGの記録については0.3

Fig. 6. An example of observed waveforms (N-S component) during the 1969 event and the 1994 event. The onset time of S-wave is adjust to 0 s for all traces.

Table 3. Observed peak ground displacement (PGD) or peak ground acceleration (PGA).

		1969 event	1994 event
HOO (PGD, cm)	NS	1.08	2.87
	EW	1.18	2.41
NEM (PGD, cm)	NS	3.26	8.78 ¹⁾
	EW	3.51	7.83 ¹⁾
KUSG (PGA, cm/s ²)	NS	40.1	162.4 ²⁾
	EW	37.0	211.1 ²⁾

¹⁾ Strong motion seismograph of magnification 1 equivalent, ²⁾ SMAC-B2 equivalent.

Hz以上の周波数帯を解析に用いることにする。

§4. 69年地震と94年地震の記録の比較

Fig. 6は69年地震と94年地震の観測波形の例である。HOOとNEMは変位記録である。HOOは両者とも1倍強震計記録であるが、NEMの94年地震の記録は加

Fig. 7. S-wave spectral ratios of the 1994 event to the 1969 event. The theoretical spectral ratio based on ω^{-2} source model is also shown.

速度記録(87-type)を2回積分し、1倍強震計の出力に補正したものである。また、KUSGは加速度記録で、94年地震の記録(ERS-G)についてはSMAC-B2地震計の出力($T_0=0.14$ s, $h=1.0$)に補正してある。94年地震の記録の最大値は69年地震のものよりも変位で2~3倍大きいのに対し、加速度では4~5倍と極めて大きくなっている(Table 3)。また、94年地震の変位記録において、周期1~2秒の波が優勢に含まれていることがはっきりと見てとれる。

両地震の波形の違いを水平成分のS波部分40秒間についてのフーリエ振幅スペクトル比(94年地震/69年地震: Fig. 7)で見てみると、低周波数側では比が2程度と両地震のモーメントの比にほぼ対応している。一方、その比は0.3 Hz付近から周波数とともに次第に大きくなっていき、1 Hz付近では5以上、さらに10 HzではKUSGで10以上にもなっていることがわかる。しかもこの傾向は3つの観測点すべてで共通である。同一観測点においてはほぼ同じ震源域を有する地震による記録のスペクトル比をとった場合、伝播経路とサイトの特性はその比から除かれる。したがって、Fig. 7のスペクトル比は、主に両地震の震源スペクトルの比を表していると考えられる。

§5. 議論とまとめ

94年地震において観測された大きな震度や最大加速度は、震源から0.3 Hz以上の地震波を極めて強く放出したためであると考えられる。その要因として、94年地震の応力降下量が69年地震のものよりも大きい(Table 1)ことが考えられる。そこで、 ω^{-2} モデル[Aki (1967),

BRUNE (1970)]を仮定して、これらの応力降下量より震源スペクトル比を求めてみた(Fig. 7の2点鎖線)。観測スペクトル比は0.3 Hz以上でモデルによる比よりも明らかに大きくなっている。ここで用いたのは、グローバルな応力降下量であるが、高周波数領域におけるスペクトルの振幅は、局所的な応力降下量によって支配されると考えられる[例えば、IZUTANI (1984)]。したがって、Fig. 7に示した結果から、94年地震の局所的な応力降下量が極めて大きかったことが推測される。また、94年地震の変位記録に、周期1~2秒(0.5~1 Hz)の波がいくつか明瞭に見られたことは(Fig. 6)、94年地震の震源領域において、半径数km程度の比較的小さいアスペリティが多く存在していたことを示唆している。残念ながら、本研究で用いた記録は、震源距離が最も近いものでも170 kmであるため(Table 2)、これらから両地震のさらに詳細な震源過程を知ることは難しい。

なお、1倍強震計記録のデジタル化波形の解析から、3 Hz以下の周波数帯において現在の広帯域強震計記録との比較が可能であることがわかった。

謝 辞

気象庁の1倍強震計および87型強震計記録、運輸省港湾技術研究所のSMAC-B2強震計およびERS-G強震計記録を使用しました。また、1969年北海道東方沖地震によるSMAC-B2記録の存在は、信州大学泉谷恭男教授から教えていただきました。査読を担当された京都大学防災研究所の岩田知孝博士と鹿島建設小堀研究室の武村雅之博士からは、重要かつ有益なコメントをいただき、本稿を改善することができました。上記各位に深く感謝します。本研究の費用の一部は平成11年度文部省科学研究費(特定領域研究(A)課題番号0824811; 研究代表者、京都大学防災研究所教授入倉孝次郎)による。

文 献

- ABE, K., 1973, Tsunami and mechanism of great earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **7**, 143-153.
- AKI, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- 井合 進・倉田栄一・土田 肇, 1978, 強震記録のデジタル化と補正, 港湾技研資料, No. 286, 56 pp.
- IZUTANI, Y., 1984, Source parameter relevant to heterogeneity of a fault plane, *J. Phys. Earth*, **32**, 511-529.
- KIKUCHI, M. and Y. FUKAO, 1987, Inversion of long-

- period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, **144**, 231-247.
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1995, The Shikotan earthquake of October 4, 1994: Lithospheric earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1025-1028.
- 菊地正幸・中村 操・山田 眞・伏見 実・巽 蒼樹・吉川一光, 1999, 1948年福井地震の震源パラメーター—1倍強震計記録の解析—, *地震* **2**, **52**, 121-128.
- 気象庁, 1991, 地震観測指針(観測編)第2章, 20-37.
- 松永康男・桜井博孝・森田年一・井合 進, 1994, 港湾地域強震観測年報(1992 & 1993), 港湾技研資料, No. 776, 390 pp.
- MORIKAWA, N. and T. SASATANI, 2000, The 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake sequence: The complex activity of intra-slab and plate boundary earthquakes, submitted to *Phys. Earth Planet. Interiors*, in press.
- 村松郁栄, 1995, 広帯域速度型強震計の開発とその記録範囲, *地震* **2**, **47**, 247-256.
- SASATANI, T., 1997, Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake deduced from wide band strong motion records, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, VII, **10**, 269-293.