地震波スペクトルのスケーリング

京都大学理学部阿武山地震観測所 梅 田 康 弘
京都大学理学部地震予知観測地域センター 飯尾能久・黒磯章夫
伊藤 潔・村上寛史

(昭和 59 年 7 月 4 日受理)

Scaling of Observed Seismic Spectra

Yasuhiro UMEMA

Abuyama Seismological Observatory, Faculty of Science, Kyoto University

Yoshihisa IIO, Akio KUROISO, Kiyoshi ITO and Hiroshi MURAKAMI

Regional Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science, Kyoto University

(Received July 4, 1984)

Many aftershocks ($3.5 \leq M \leq 7.1$) of the Mid-Japan Sea Earthquake (May 26, 1983, $M=7.7_{JMA}$) were recorded at Fukaura by velocity type strong-motion seismometers. P-wave spectra of these aftershocks were obtained by band-pass filters and converted to the displacement spectra at a reference distance of 35 km.

The spectra thus obtained were added to the seismic spectral data of other regions previously obtained by the same method. From the total spectra, scaling of seismic spectra was produced by earthquakes with the magnitude range of $0 \leq M \leq 7.5$. The seismic spectra of small or micro-earthquakes have only one peak, but most spectra of large earthquakes have two peaks at low- and high-frequencies. The low- and high-frequency spectral peaks vary with different slopes of f^{-3} and f^{-9} , respectively for various magnitudes.

For the large earthquakes, the low- and high-frequency spectral peaks correspond to the coherent movement of main fault and small ruptures, respectively. Clear separation of the observed two spectral peaks for a large earthquake implies that the dimension of small rupture element is not arbitrary but limited.

§1. はじめに

断層運動がコヒーレントであれば、断層の大きさに見合った周波数の波動が放出されるという、いわゆる相似則に関する研究は AKI (1967) 以来多くなされている [例えば, GELLER (1976); KOYAMA *et al.* (1979); 辻浦 (1974)]. 一方、実際に観測される波動には、相似則から期待される周波数より著しく高い周波数で、大きな振幅をもつものがある。その起源についても近年いくつかの研究がある [DAS and AKI (1977); MIKUMO and MIYATAKE (1978)]. またそのスペクトルについては、小山 (1983), 鈴木・平澤 (1984), 吉田 (1982) によつて統計的推察がなされている。ところで、この高周波成分の地震規模依存性はどのようになつてい

るのだろうか。また、低周波スペクトルと高周波スペクトルとの関係はどのようなになっているのだろうか。

我々は震源の情報をできるだけ忠実にとらえるため、震源の近くで広帯域の地震観測を行なってきた [梅田 (1973); (1975)]。地震規模 (M) の範囲 $0 \sim 7.5$ での変位スペクトルをまとめた結果、これまでに次のことが明らかにされている。すなわち、(i) 低周波側のスペクトルピークは地震規模に対して f^{-3} (f は周波数) の勾配をもつ、(ii) 地震規模が大きくなると、

多くの地震のスペクトルは高周波側にもう 1 つのピークをもつ、(iii) 高周波側のスペクトルピークの地震規模依存性は非常に小さい [UMEDA (1981)], などである。

残念ながら、震源近くで得られた大・中地震の記録には、高周波 (10 Hz ~ 30 Hz) まで完全に解析できるものが少ない。従つて高周波スペクトルの地震規模依存性については未解決であつた。大・中地震の広帯域データを得るため、1983 年 5 月 26 日の日本海中部地震 ($M_{JMA}=7.7$) の余震観測を行なつた。震源距離は 50 km ~ 120 km とやや遠いが、 $3.5 \leq M \leq 7.1$ の多数の地震記録を得た。本論では、これらの記録を解析し、上記の問題点を明らかにする。また今回得られた種々の地震の多様なスペクトルを分類し、それぞれについて破壊過程との関連も議論する。

Fig. 1. Location map of aftershocks of the Mid-Japan Sea Earthquake [after JMA (1984)] used in this study. Rectangular is observation station (Fukaura).

Fig. 2. Velocity response curve of the strong-motion seismometers.

§ 2. 観測及びデータ処理

観測は青森県深浦町 (Fig. 1) で、1983 年 6 月 1 日から 7 月 26 日まで行なつた。使用地震計は速度型強震計、いわゆる村松式地震計 [村松 (1977)] 3 成分である。各成分共出力を 5 V/kine (高感度) と 0.5 V/kine (低感度) に分け、コンパイル方式で FM データレコーダに収録した。地動速度に対する記録系全体の周波数特性を Fig. 2 に示す。地震計は深浦町体育

Table 1. List of earthquakes used in this study. Focal parameters are after JMA (1984). Δ and ψ are the epicentral distance and azimuth from the station to epicenter, respectively.

No.	M	D	Origin Time			Lat.		Long.		Depth	M	Fukaura	
	Date		H	M	S	°	'N	°	'E	(km)		Δ (km)	ψ (Deg.)
1	6	1	22	01	10.8	40	58.6	139	25.9	42	3.9	55.9	309.1
2	6	2	09	40	00.7	40	36.7	139	14.0	11	3.6	60.6	265.1*
3	6	4	03	03	55.4	40	41.1	149	18.0	45	4.2	54.8	273.1
4	6	4	16	17	03.5	40	37.7	139	16.9	42	4.1	56.4	266.6
5	6	7	15	06	37.5	40	40.0	139	21.8	39	3.9	49.4	271.0
6	6	9	13	36	46.9	40	02.4	138	51.9	35	5.1	114.9	233.5
7	6	9	21	49	01.2	40	13.0	138	54.2	23	6.1	101.4	241.2
8	6	9	22	03	56.8	40	11.1	138	51.3	14	6.0	106.7	240.7
9	6	19	07	13	31.3	40	07.0	138	59.7	29	5.4	100.9	233.5
10	6	20	11	43	24.3	41	00.6	139	05.3	33	4.6	82.2	298.5
11	6	21	15	25	25.0	41	15.7	139	00.2	6	7.1	103.8	310.4
12	6	21	16	04	18.7	41	19.9	139	03.9	19	5.3	105.2	315.4
13	6	21	16	13	47.8	41	21.5	139	06.8	7	5.2	104.5	318.5
14	6	21	16	44	20.7	41	18.5	139	03.3	25	4.0	104.0	314.1
15	6	21	19	16	03.0	41	23.2	139	06.6	30	4.3	107.1	319.2
16	6	23	00	20	22.2	41	22.0	139	04.7	11	5.2	107.2	317.3
17	7	4	21	01	02.9	40	40.8	138	53.8	18	4.1	103.5	234.0

* after the List of Preliminary Earthquake Origin by JMA.

館の地下倉庫 (40°39'37.8''N, 139°56'48.1''E, $h=45$ m) のコンクリート上に固定した。地盤は第3紀層である。

データの解析は、UMEDA (1981) のスペクトルスケーリングを完成させるという目的もあり、それと同じ方法で行なった。すなわち、観測波形の上下動成分をアナログフィルターに通し、出力のP波部分の最大振幅を読みとった。また同一距離での地動変位スペクトルを見るため、読取値から計測系の特性を除いた後、 $Q=500$ を仮定し、震源距離 35 km の変位スペクトルに換算した。解析に使用した地震の震源要素 [気象庁 (1984)], 震央距離等は Table 1 に、また震央は Fig. 1 に示した。

§3. スペクトルスケーリング

日本海中部地震の余震のスペクトルは、同じ地震規模でも低周波成分が卓越するものや高周波成分が卓越するものなど多様である。それぞれのスペクトルについては次節で説明することとし、まず全体のスペクトルを概観する。Fig. 3 は解析した変位スペクトルすべてを一つの図に示したものである。同図で、2つの直線はあとで述べる $0 \leq M \leq 7.5$ のスペクトルスケーリングの図 (Fig. 4) から求められたものである。

$M \geq 4.5$ の (Fig. 3 で No. 10 より上方にある) スペクトルについては、1つの地震スペクトルに3つのピークが現われるものが多い。そこで、高周波側のスペクトルコーナーに黒丸印を、低周波側のそれに白丸印を、またその中間にあるスペクトルピークにはプラス印をつけた。コーナーやピークがはつきりしないものには印をつけていない。地震規模が小さく ($M < 4.5$) になると、スペクトルピークは高周波側と低周波側との2つになる。Fig. 3 を見て明らか

Fig. 3. Displacement spectral amplitude. Open and solid circles indicate low- and high-frequency spectral peaks, respectively. Cross marks, which are independent of earthquake magnitude, may be influenced by foundation. Numerals attached to each spectrum correspond to those in Table 1. Thick and thin straight lines have gradients of f^{-3} and f^{-9} , respectively.

震の大きさに強く依存しないことを示している。

かつて、UMEDA (1981) は同様の解析を $0 \leq M < 7.5$ の範囲で行なつたが、そこで不備だった $5 \leq M \leq 7$ の地震として今回のものを取りあげ、両者を合わせて考察を進めたい。そうすることにより、微小地震から大地震までの観測スペクトルのスケールリングを行なうことが可能である。両者を総合したスペクトルが Fig. 4 である。ただし、今回得られたものについてはスペクトル振幅が互に交叉しないように適当に選んで描き入れた。

先にも述べたように、今回得られたスペクトルは、 $M \sim 5$ の低周波側のピークが、地下構造の影響を受け少し高い方へシフトしている。また同図に示したスペクトルは異なつた観測地点

のように、この場合の低周波側のピーク（プラス印）の周波数位置は、 $M \geq 4.5$ 以上のスペクトルでもプラス印をつけた周波数位置 ($f=1.5$ Hz 付近) とほぼ一致している。これらのスペクトルピークは地震規模に依存しないことから観測点の地下構造によるものと考えられる。

中規模地震 (Fig. 3 で、 $1 \sim 2 \mu\text{m}$ のスペクトル振幅をもつ地震) の場合、地下構造の影響をうけて、低周波側のピークの位置が見掛上やや高い方へシフトしている可能性が強い。地下構造の影響はさらに高周波成分にもおよんでいると考えられる。しかし、黒丸印をつけた高周波側のスペクトルピーク又はスペクトルコーナーは、震央距離 $600 \text{ km} \sim 700 \text{ km}$ 離れた多くの観測点でも顕著に見られる [黒磯等 (1983); 岡本等 (1983)] こと、及び Fig. 3 に見られるように地震規模依存性があることからその周波数は震源スペクトルを現わしていると見てよい。

地震規模に対して f^{-3} で変化する低周波側のスペクトルピークはコヒーレントな断層運動から期待されるものである。一方、高周波側のスペクトルピークは、より小さな破壊によつて現われたものと考えられるが、地震規模に対する依存性が非常に小さいことは、小破壊のディメンションは最終的な地

のデータから構成されていることもあり、スペクトルの形は必ずしも相似形にはなっていない。しかし大局的には観測スペクトルに現われる低周波側のピークの位置は f^{-3} で変化している。一方、高周波側のスペクトルピークも、UMEDA (1981) が得た変化の様子とよく合う。これらピークの変化は図のように直線で近似でき、その勾配は f^{-3} となる。

大・中地震 ($M \geq 5$) のスペクトルは、低周波と高周波とに分れた2つのピークをもっている。前者は主断層の破壊による、後者は小破壊群によるスペクトル構造と説明されている (UMEDA, 1981)。つまり、このクラスの地震は2つの異なつた破壊様式から構成されている。

地震規模が小さくなると2つのスペクトルピークの間隔が狭くなり、小地震 ($3 \leq M < 5$) クラスでは1つのスペクトルピークの幅が見掛上少し広がっている程度となる。主断層の寸法が小破壊のそれに近くなることを意味する。さらに小さい微小地震になると幅の狭い1つのピークになる。すなわち、小さな破壊は単一の破壊であることを示す。

地震規模によつて破壊様式が異なることは破壊の階層構造とも呼ばれている。深尾・古本 (1981) は大地震について、また西上 (1983) は微小地震についても階層構造が存在することを示している。ところで、2つの破壊様式は地震規模がある程度以上になるとどの地震でも必ず現われるのだろうか。次節では、多様なスペクトル構造が存在する中・小地震のスペクトルを分類し、それぞれの破壊過程の議論と共にこの問題にも言及したい。

§4. スペクトルの多様性と破壊過程

前節 Fig. 3 のスペクトルを、低周波成分の卓越するものから高周波成分の卓越するものま

Fig. 4. Scaling of seismic spectra. Thick and thin straight lines are the same as in Fig. 3.

Fig. 5. Three groups of seismic spectra and examples of seismograms for the spectra. Two straight lines are the same as in Fig. 3 and Fig. 4.

でを3つのグループに分けて描くと Fig. 5-A, -B, -C のようになる. それぞれの図での地震規模の範囲は小さくなるが, いずれのグループでもそのグループの中ではスペクトルの形は似ている.

Fig. 5-A のグループのようなスペクトルをもつ地震記象は, しばしば低周波地震記象と呼ばれている. しかし破壊過程のダイナミックパラメータ (破壊速度, 変位速度) をさして言う **slow-earthquake** (低速地震) ではない. 各地震のスペクトルピークは f^{-3} の直線に乗っていることが示すように, このグループの地震が最もスムーズな変位に近い運動をした地震である. ここで, 近いと言うのは, 完全なコヒーレント運動でないことを示す. なぜなら, ピークを与える周波数より高い方のスペクトルの減り具合 (フォールオフ) はゆるやかであり, かつ上に凸になるものが多い. つまり, 短周期成分の寄与は少ないもののその存在は充分認められる. このようすはもう少し量的に, Fig. 3 の $10 \text{ Hz} \leq f \leq 20 \text{ Hz}$ での各スペクトルのフォールオフ ($A(f) \sim f^{-3}$) と見比べるとよくわかる. このように見ると, 中規模の地震では, 完全にコヒーレントな運動のみで説明できる地震はほとんどないと言つてよい.

地震スペクトルの数が最も多いのは Fig. 5-B のグループである. このグループの特徴は, 低周波成分と同じくらい高周波成分をもっていることである. かつ, 多くの地震波スペクトルは低周波側のピークと高周波側のそれとが分離している. それぞれのピークに対応する破壊の大きさには隔たりがあることを示している.

Fig. 5-C グループのようなスペクトルをもつ地震は数少ない. スペクトルピークをつらねる直線の勾配に注意したい. 先に述べた急勾配の直線に合っている. このことは, Fig. 5-A のグループが相似形を保つて高周波側へシフトしたのでないことを示している. もし, 単にシフトしたのならば, 周波数は高くとも, ピークを連ねる直線の勾配は f^{-3} に合うはずだからである.

以上の理由から, Fig. 5-C の地震は破壊のダイナミックパラメータの大きい地震と理解される. ところで, ダイナミックパラメータには上限がある [大中 (1976); 大塚 (1976); UMEDA (1981)] ため, この種の地震が単一の破壊で発生するならば, その地震規模には上限が存在することになる. 実際このようなスペクトルをもつ大・中地震は観測されなかつた. 岡田 (1980) は, このような地震を **rapid earthquake** と名付けたが, 彼もまた実際の現象としては知られていないと述べているように, 小地震でたまに存在する程度なのであろう.

以上, 中小規模の地震の多様なスペクトルを3つに大別してみた. このクラスの地震では, 完全なコヒーレント運動をするものは極めて少ない. 多くの地震は低周波側のスペクトルを与える主断層の破壊と高周波側のそれを与える小さな破壊に分化している. 小地震の中には高周波側に単一のスペクトルピークをもつ地震もわずかに見いだされた. これが単一の破壊ならば, その規模には上限が存在しなければならない. 逆に言えば, 大, 中地震の高周波側ピークの高さは単一の破壊ではなく, 非常に数多くの小破壊による波動の重畳であると結論される.

§5. ま と め

低周波側のスペクトルピークは地震規模に対して f^{-3} の勾配で変化する. 高周波側にもう一つのスペクトルピークがあり, 地震規模依存性は $\sim f^{-9}$ 程度である. 2つのピークを連ねる直線の勾配が異なるため, 地震規模が小さくなるに従つて高・低両ピークの周波数間隔は小さく

なる。微小地震ではほとんど単一のスペクトルピークとなる。この状況はスペクトルスケールリングを概観して言えることである。多くの中・小地震のスペクトルをさらにくわしく検討すると、2つのピークに分かれるもの、単一のピークしかないものが混在している。従つて、ある地震規模を越えると必ず2つのピークに分化するのではない。地震規模が大きくなるに伴い2つのピークに成長する割合が多くなるというのが観測事実である。

地震波を放出する破壊のダイナミックパラメータの値は余り大きく変らない。これらには、§4 で述べたように上限がある。また逆にそれらが小さすぎても有効な弾性波を放出しなくなる。従つて、本論で述べた地震波のスペクトルピークの位置（周波数とスペクトル振幅）を決定する主な要素は破壊の面積と変位量、すなわち破壊の大きさである。高周波スペクトルを説明するモデルとして、主断層面上に多くの小破壊（例えばアスペリティ）を分布させる方法が考えられているが、これの占める領域を多くすると相対的にコヒーレントな運動をする部分が少なくなり、逆に低周波スペクトルのピークの高さを説明するのがむづかしくなる。

ある1つの大地震に付随する小破壊は多数であることを述べたが、その大きさは大・小でためではない。もし、いろいろな大きさが存在するならば、観測されるスペクトルは低周波と高周波に分離したスペクトルにならないからである。多数の小破壊の大きさは、高周波スペクトルが示す分解能の範囲内の大きさに限られていると考えられよう。また主断層の大きさによつて決められる地震規模に対しても高周波側のピーク周波数はほとんど変らない。このことは、最終的に形成される主断層の大きさが変化しても小破壊のそれはほとんど変らないことを示している。しかし、わずかに認められる地震規模依存性（ $\sim f^{-\alpha}$ 程度）は主断層と小破壊群の間に確率的でない何らかの関係があることを暗示している。

謝 辞

日本海中部地震の余震観測に、多大の便宜をはかつていただいた秋田大学鉱山学部の高崎長良助教授並びにその研究室の方々、また深浦町でいろいろお世話下さった町役場の方々および観測を手伝っていただいた同町就業改善センターの小山内悟郎氏に御礼申し上げる。計測器として使用した記憶装置は、京都大学防災研究所の尾池和夫助教授の設計による。

文 献

- AKI, K., 1967, Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
 DAS, S. and K. AKI, 1977, Fault Plane with Barriers: A Versatile Earthquake Model, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5658-5670.
 深尾良夫・古本宗光, 1981, 地震の発生過程の確率モデル, 地震学会講演予稿集, No. 1, 100.
 GELLER, R. J., 1976, Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **66**, 1501-1523.
 気象庁, 1984, 昭和 58 年 (1983 年) 日本海中部地震調査報告, 気象庁技術報告, **106**, 119-131.
 KOYAMA, J., M. TAKEMURA and Z. SUZUKI, 1979, Seismic-Moment Determination Qualified for Routine Processing of Seismic Data, *Sci. Rep. Tôhoku Univ.*, Ser. 5, Geophysics, **26**, 2, 81-92.
 小山順二, 1983, 伝播性破壊確率モデルと地震の震源スペクトル, 地震 **2**, **36**, 225-235.
 黒磯章夫・伊藤 潔・飯尾能久・村上寛史・梅田康弘, 1983, 日本海中部地震の余震の波形特性, 地震学会講演予稿集, No. 2, 11.
 MIKUMO, T. and T. MIYATAKE, 1978, Dynamic Rupture Process on a Three-Dimensional Fault

- with Non Uniform Frictions and Near-Field Seismic Waves, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **54**, 417-438.
- 村松郁栄, 1977, 速度型強震計の製作, *地震* **2**, **30**, 317-338.
- 西上欽也, 1983, 微小地震の発生過程における破壊単位の階層構造, *地震* **2**, **36**, 672-675.
- 岡田義光, 1980, 理論歪地震記象とその応用, *地震研究所彙報*, **55**, 101-168.
- 岡本拓夫・渡辺邦彦, 1983, 微小地震観測網で得られた日本海中部地震の余震波形, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 13.
- 大中康蒼, 1976, 震源時間関数の立上り時間と平均的すべり速度, *地震* **2**, **29**, 318-319.
- 大塚道男, 1976, 地震の起り方のシミュレーション——第五部余震とは何か——, *地震* **2**, **29**, 137-145.
- 鈴木保典・平澤朋郎, 1984, 断層運動微細構造のモデル化, 自然災害特別研究研究成果「大地震時における都市生活機能の被害予測とその保全システムに関する研究, 研究代表者志賀敏男, 21-26.
- 辻浦 賢, 1974, 1974 年伊豆半島沖地震余震のスペクトル解析 (1)——マグニチュードと S 波スペクトル——, *地震研究所研究速報*, **14**, 83-92.
- 梅田康弘, 1973, 震源近くでの長周期地震波の観測, *地震* **2**, **26**, 336-347.
- 梅田康弘, 1975, 震源近くでの長周期地震波の観測 (2), *地震* **2**, **28**, 313-320.
- UMEDA, Y., 1981, An Earthquake Source Model with a Ripple Generating Core, *J. Phys. Earth*, **29**, 341-370.
- 吉田明夫, 1982, 統計的断層モデルと地震波スペクトル, *地震* **2**, **35**, 509-521.