

# 2000年石川県西方沖地震の 強震動特性に関する考察

西川隼人<sup>1</sup>・北浦 勝<sup>2</sup>・宮島昌克<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 工修 (社)北陸建設弘済会 高田支所 (〒943-0166 新潟県上越市大字寺字前新田 525)  
<sup>2</sup>フェロー 工博 金沢大学教授 工学部土木建設工学科 (〒920-8667 石川県金沢市小立野 2-40-20)  
<sup>3</sup>正会員 工博 金沢大学教授 工学部土木建設工学科 ( 同上 )

2000年石川県西方沖地震においてK-NET, KiK-net観測点で多数の記録が観測された。マグニチュードのわりに最大加速度は全体的に大きくなり、また、最大値の地域的な偏りが見られた。これらの要因を調べるために北陸地方の伝播・サイト特性を評価するとともに、石川県西方沖地震における震源特性を評価し、それらが最大加速度に及ぼす影響を考察した。全体的に加速度最大値が大きくなったのは応力降下量が比較的大きかったことによるものである。地域的な分布の違いが見られたのは、地殻での地震波の減衰の程度が地域によって異なったことと、各観測点付近でのサイト特性の違いによるものと考えられる。

*Key Words : Ishikawa-ken seiho-oki earthquake, peak ground acceleration, source effect, path effect, site effect*

## 1. 序論

2000年6月7日に石川県西方沖を震源とする深さ22 km, 気象庁マグニチュード  $M$ , 6.1の地震が発生し、計測震度は小松で震度5弱であったほか、中部から中国地方までの広い範囲で有感となった。この地震の起きた石川県西方沖は石川県では能登半島沖と並んで地震活動度の高い地域であり、死者7名を出した1952年の大聖寺沖地震 ( $M$ , 6.5) が起きるなど、気象庁マグニチュード6クラスの地震が繰り返し発生している。

この地震では防災科学技術研究所が全国に設置しているK-NET, KiK-net強震観測点で多数の記録が得られた。図-1に福井, 石川両県にある観測点を、図-2に観測された最大加速度の分布を示す。記録が得られた観測点の震源距離はいずれの地点でも80 km以上であるが、震源距離が100 km以上の観測点においても最大加速度が100 cm/s<sup>2</sup>を超えるなど、地震の規模のわりに全体的に加速度の振幅が大きくなった。次に地域による最大加速度の違いを見ると、福井県よりも石川県の観測点で値が大きくなる傾向にある。このような加速度の地域的な違いには地震波の伝播経路での減衰の効果の差異やサイト特性(地震基盤から地表までの間の増幅率)の違い

が影響している可能性がある。これら震源特性などの地震動への影響を把握することは、今後、起こり得る地震による被害を予測する上で極めて重要である。特に短周期成分が卓越する加速度に影響する要因を調べることは固有周期が短い中・低層構造物の被害推定に不可欠であると考えられる。

そこで、本論文ではK-NET, KiK-net観測記録を用いて震源・伝播・サイト特性を評価し、それぞれが加速度に及ぼす影響について考察する。また、この地震で計器の故障で観測されなかったK-NET金沢観測点の地震動を推定する。

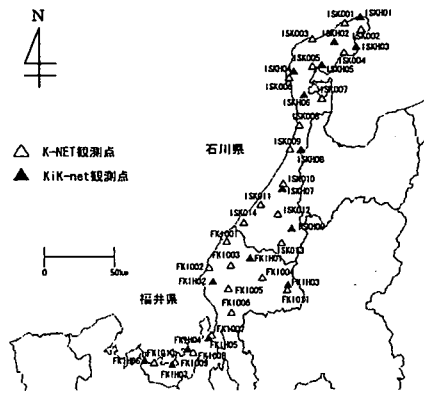


図-1 K-NET, KiK-net観測点の位置

## 2. 最大加速度の特徴

先に述べたように、全体的に最大加速度が大きくなったが、平均的な値と比べるために、ここでは観測値と距離減衰式より求めた予測値を比較する。検討には地盤種別によらず適用できる Shabestari & Yamazaki<sup>1)</sup>、司・翠川<sup>2)</sup>の式を用いた。図-3 に観測値と予測値を示す。これから明らかなように、ほとんどの観測値が予測値を上回っている。

つぎに観測値と司・翠川の式<sup>2)</sup>による予測値との比を求めると、図-4 のような分布となる。石川県においては、最大加速度の比が 5 以上の観測点は能登地方にのみ存在するが、4~5 の地点は加賀地方にも分布している。

一方、福井県では最大加速度比が最も大きな観測点でも 3~4 程度であり、1~2 の地点がほとんどである。このような最大加速度の違いは、伝播経路特性やサイト特性の地域による差異によって生じていると考えられる。

## 3. 伝播特性の評価

2000 年石川県西方沖地震の記録だけではデータ数が不十分なので、複数の地震記録より北陸地方での平均的な伝播経路特性を評価する。

### (1) 北陸地方の平均的な伝播特性の評価

伝播特性  $T_{ij}(f)$  は幾何減衰に関する  $\alpha$  と周波数  $f$  に依存している  $Q$  値などを用いて、式 (1) のように表されるものと仮定する。

$$T_{ij}(f) = \frac{1}{R_{ij}^\alpha} \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{VQ(f)}\right) \quad (1)$$

ここに、式 (1) の  $R_{ij}$  は  $i$  番目の地震における  $j$  番目の観測点の震源距離、 $\alpha$  は定数、 $V$  は P 波または S 波の速度である。 $\alpha$  は周波数ごとに変化するという研究事例<sup>3)</sup>もあるが、ここでは振幅は震源距離に反比例して減衰すると仮定し 1 とする。内部減衰、散乱減衰に関係している  $Q$  値は既往の研究において日本各地で求められているが<sup>4)</sup>、北陸地方は解析の対象となることが少ない。そこで二段階回帰分析<sup>5)</sup>の手法を用いて北陸地方の  $Q_s$  値 (S 波に関する  $Q$  値) を評価した。地域による  $Q_s$  値の違いを調べるために、福井県の観測記録 (データセット 1)、福井県と加賀地方の観測記録 (データセット 2)、福井県か

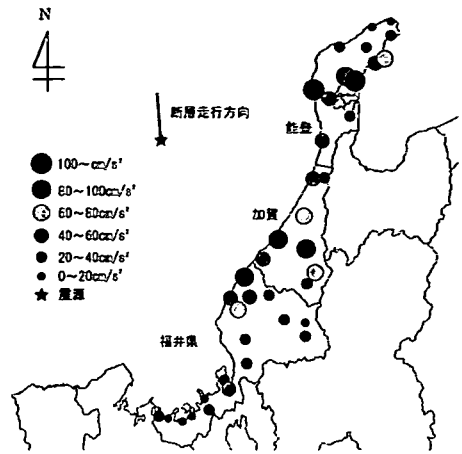


図-2 最大加速度の分布

注) 図中の断層の走行方向と破壊方向は必ずしも一致しない。

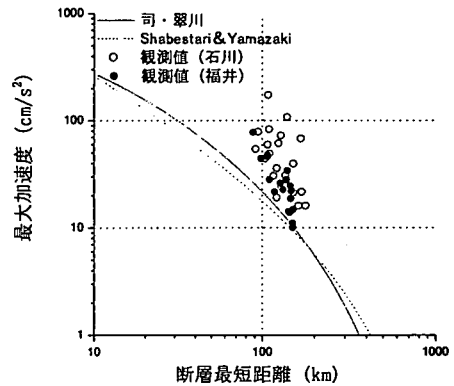


図-3 観測値と距離減衰式の比較

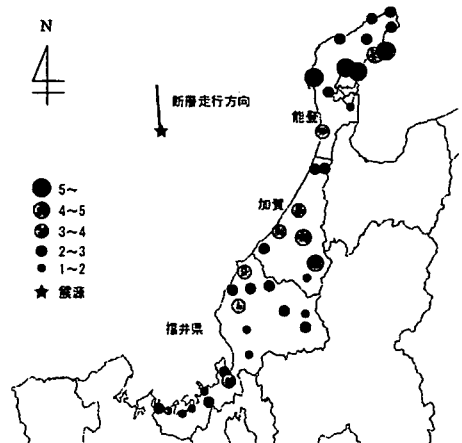


図-4 最大加速度比の分布

表-1  $Q_s$  値の算出に用いた地震の諸元

No.	発生年月日	マグニチュード	緯度 (° N)	経度 (° E)	震源深さ (km)	解析対象とした観測点数
1	1997/12/19	4.4	36.32	136.22	12	16
2	1999/1/11	4.3	36.05	136.75	9	6
3	1999/11/7	4.8	36.07	135.78	14	29
4	2000/3/24	4.0	35.90	136.76	10	5
5	2000/6/5	4.7	35.72	136.11	10	20
6	2000/6/7	6.1	36.84	135.55	22	38
7	2000/6/13	4.3	36.81	135.58	20	5
8	2000/6/22	4.6	36.84	135.52	13	8
9	2001/4/16	4.0	35.47	135.92	14	13

ら能登地方の観測記録（データセット 3）という 3 つのデータセットを用いた。データセットに用いた地震の震央の位置を図-5、諸元を表-1 に示す。各データセットにおいて対象とした地震はいずれも 9 地震である。

解析対象とした地震波形を、以下のように取り出した。即ち、表面波の混在を避けるために、S 波到達から 10 秒間の時間領域とし、波形を切り出す際には両端にコサインテーパーを施したウィンドウをかけた。周波数領域においてはノイズによる影響を避けるために 0.4~15Hz を用い、バンド幅 0.1Hz の Parzen ウィンドウを用いて、スペクトルを平滑化した。なお、式 (1) における地殻の S 波速度  $V_s$  は 3.4km/s とした。 $Q_s$  値は二段階回帰分析の一段階目の方法によって求める。まず、加速度フーリエスペクトルが次式で表されるものと仮定する<sup>6)</sup>。

$$A_{ij}(f) = CM_i(f)T_{ij}(f)G_j(f) \quad (2)$$

$A_{ij}(f)$  は  $i$  番目の地震における  $j$  番目の観測点の加速度フーリエスペクトル、 $C$  は定数、 $M_i(f)$  は  $i$  番目の地震の震源スペクトル、 $T_{ij}(f)$  は先に示した伝播特性、 $G_j(f)$  は  $j$  番目の観測点のサイト特性を表している。式 (2) に式 (1) を代入し、両辺の自然対数を取り、次式のように書き換え、最小二乗法によって  $Q_s$  値を求める。

$$\ln(R_{ij}A_{ij}(f)) = -\frac{pfR_{ij}}{V_s Q_s} + l_i c_i \quad (3)$$

$l_i$  は層別因子であり、 $i$  番目の地震では 1、それ以外では 0 とする。 $c_i$  は地震ごとに異なるが、 $Q_s$  は地震によらず共通の値となる。 $G_j(f)$  については震源距離に対してサイト特性の大きな地点と小さな地点が偏っていない場合、 $Q_s$  を求める際にその影響が

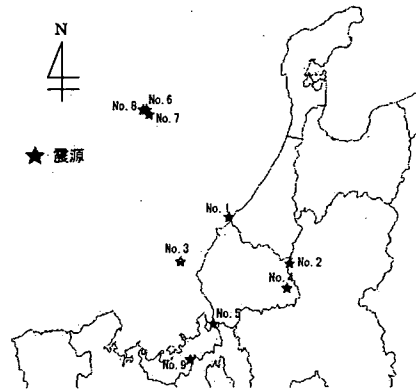


図-5  $Q_s$  値の算出に用いた地震の震央位置

小さいと考えられる<sup>7)</sup>。本研究で解析対象とした地域は観測点によってサイト特性のばらつきがあると考えられるため、 $G_j(f)$  の  $Q_s$  値への影響は小さいと考えられる。従って、 $G_j(f) = \text{一定}$  と仮定する。図-6 にそれぞれのデータセットより得られた  $Q_s$  値を示す。得られた  $Q_s$  値を周波数  $f$  (Hz) に依存する関数で表わすと、データセット 1, 2, 3 の順に次式で表わすことができる。

$$Q_s = 62.5f \quad (4)$$

$$Q_s = 81.8f \quad (5)$$

$$Q_s = 167.1f^{0.70} \quad (6)$$

図-6 より明らかなように、能登地方の観測記録を含むデータセット 3 より求められた  $Q_s$  値は他のデータセットより求めた値よりも大きくなっている。ただし、1Hz 以下で値が大きくなっているのは表面波の混在によるものと考えられる。式 (4) ~ (6) より、能登地方では他の地域よりも地殻での地震波の減衰が小さいことが推測される。

## (2)2000年石川県西方沖地震での伝播特性の評価

上述のように地域による $Q_s$ 値の違いが明らかになったが、解析に用いたデータセットでは地域によって震源距離が偏っているため、震源距離による $Q_s$ 値への影響が生じている可能性があり、 $Q_s$ 値の地域性を正確に把握するには、やや問題があると考えられる。そこで、解析対象としている地域までの震源距離がほぼ等しい、2000年石川県西方沖地震の本震(表-1のNo.6)と余震の記録(No.7, 8)を用いて、福井県と石川県の $Q_s$ 値の違いを考察する。ここでは $Q_s$ 値が正になった周波数のみで地域性を比較する。図-7に安定した解が得られた5~15Hzでの $Q_s$ 値を示す。図-7における $Q_s$ 値が図-6のものより大きくなったのは震源距離が大きな記録の割合が多く、 $Q_s$ 値が大きな地域の影響をより強く受けたためと考えられる。図-7から明らかなように石川県の観測記録から求めた値の方が福井県に比べて全体的に大きくなっている。

## 4. 震源特性の評価

震源特性は様々な要素より評価される。ここでは断層の破壊伝播効果と応力降下量に着目する。応力降下量が大きい場合、加速度に大きく寄与する高周波数成分が強く励起される。破壊伝播効果の影響が強く現れる場合、破壊が進む方向では振幅が大きくなり、地震動の主要動での継続時間が短くなる。しかし、6月7日の本震では震源からの方位による継続時間の顕著な違いは見られなかった(図-8)。また、最大加速度は能登地方の方が大きくなる傾向にあったので、破壊伝播効果による最大加速度への影響は小さかったと考えられる。むしろ、これは先に述べた $Q_s$ 値の地域的な違いや観測点付近での地盤増幅率の影響が大きかったことによるものと考えられる。

つぎに応力降下量 $\Delta\sigma$ の評価を行なう。ここでは次に示すBrune<sup>8)</sup>の式より評価するので、先に地震モーメント $M_0$ とコーナー周波数 $f_c$ を求める必要がある。

$$\Delta\sigma = M_0 \left\{ f_c / (4.9 \times 10^6 V_s) \right\}^3 \quad (7)$$

$M_0$ と $f_c$ は計算が比較的容易なAndrewsの方法<sup>9)</sup>より求める。Andrewsの方法は震源スペクトルが $\omega^{-2}$ 則に従うと仮定し、変位震源スペクトルの低周波数での一定値とコーナー周波数を決定する方法である。この方法では速度パワースペクトル $V^2(f)$ と変位パワースペクトル $D^2(f)$ の積分値を用いて $M_0$

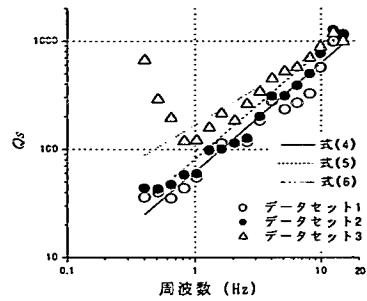


図-6 データセットより得られた $Q_s$ 値

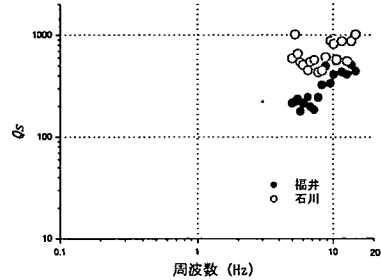
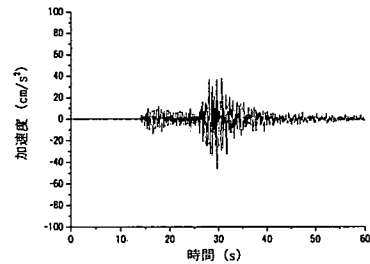
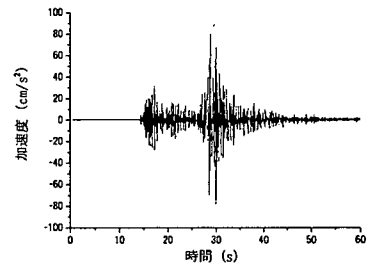


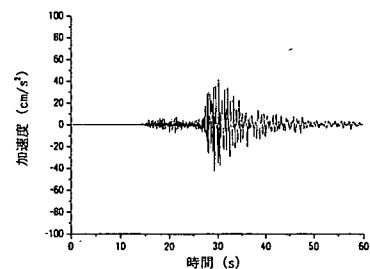
図-7 2000年石川県西方沖地震の記録より求めた $Q_s$ 値



(a)七塚 (ISK009) (震央距離 104km, 方位角 96°)



(b)鳥越 (ISK012) (震央距離 109km, 方位角 119°)



(c)福井 (FKI003) (震央距離 107km, 方位角 145°)

図-8 方位による加速度波形の違い

と  $f_c$  を決定する.  $V^2(f)$  と  $D^2(f)$  の積分値はそれぞれ次式で与えられる.

$$S_{D2} = 2 \int_0^{\infty} D^2(f) df \quad (8)$$

$$S_{V2} = 2 \int_0^{\infty} V^2(f) df \quad (9)$$

コーナー周波数  $f_c$  は Brune によるスペクトル形状について  $S_{D2}$ ,  $S_{V2}$  を算出することによって得られる. Brune によるスペクトル形状  $D_{BRUNE}(f)$  は次式で示される.

$$D_{BRUNE}(f) = \frac{O_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (10)$$

ここで,  $O_0$  は変位震源スペクトルの低周波数側での一定値である.  $S_{D2}$  および  $S_{V2}$  は次のように得られる.

$$S_{D2} = \frac{1}{4} O_0^2 (2\pi f) \quad (11)$$

$$S_{V2} = \frac{1}{4} O_0^2 (2\pi f)^3 \quad (12)$$

式 (11), (12) より式 (13), (14) が得られる.

$$O_0^2 = \frac{2S_{D2}}{\pi f_c} \quad (13)$$

$$O_0^2 = \frac{S_{V2}}{2(\pi f_c)^3} \quad (14)$$

式 (13), (14) より次式が成立する.

$$\frac{2S_{D2}}{\pi f_c} = \frac{S_{V2}}{2(\pi f_c)^3} \quad (15)$$

式 (15) より,  $f_c$  は次のように示される.

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{S_{V2}}{S_{D2}}} \quad (16)$$

式 (16) を式 (11) あるいは (12) に代入することによって,  $O_0$  は次式のように表される.

$$O_0^2 = 4 \sqrt{\frac{S_{D2}^3}{S_{V2}}} \quad (17)$$

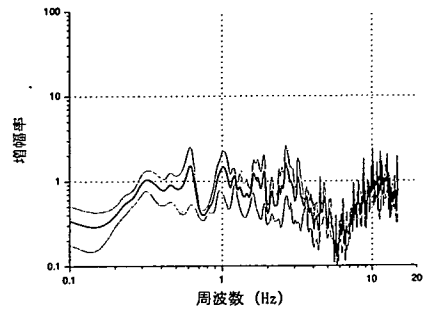


図-9 永平寺地中観測点のサイト特性 (太線は平均値, 細線は平均値+標準偏差)

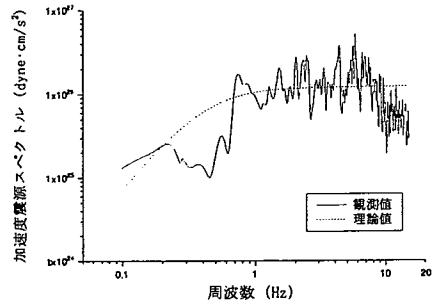


図-10 永平寺観測記録から求めた加速度震源スペクトル

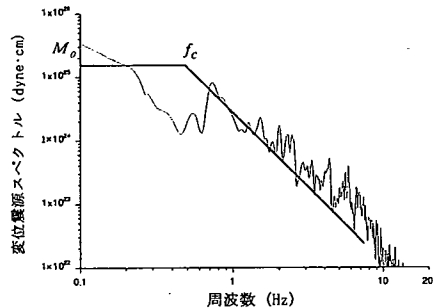


図-11 永平寺観測記録から求めた変位震源スペクトル

地震モーメント  $M_0$  は  $O_0$  から次式より得られる.

$$M_0 = (4\pi\rho V_s^3 / R_{\theta\theta}) \times O_0 \quad (18)$$

ここで  $\rho$  は地殻の密度,  $R_{\theta\theta}$  はラディエーションパターン係数である.  $M_0$  と  $f_c$  を算出する際, 観測記録から震源スペクトルのみを取り出すために伝播特性, サイト特性を取り除く必要がある. そのため, 地盤増幅率の小さい地震基盤に相当すると考えられる永平寺 (FKIH01) の地中観測記録を用いる. 地中記録には地表面などからの反射波が含まれると考えられるが, その影響は小さいと仮定する. 地震計が設置されている地点は  $V_s = 2.5 \text{ km/s}$  であり, 先に示した地殻の S 波速度  $3.4 \text{ km/s}$  に比べて小さい. そ

ここでS波速度 3.4km/s から 2.5km/s の地点までのサイト特性 (図-9) を求め、フーリエスペクトルを補正する。伝播特性は式 (4) に示す  $Q_s$  を用いて求める。補正したフーリエスペクトルから  $O_0$  と  $f_c$  を求め、式 (18) より地震モーメントを算出する。このとき、 $\rho$  は  $2.7\text{g/cm}^3$ 、 $R_{\text{av}}$  は平均的な値である  $0.63^{10)}$  を用いた。 $M_0$  を求める過程で得られた加速度、変位震源スペクトルを図-10, 11 に示す。図-10 から明らかなように 6Hz 付近にピークが現れ、9Hz 付近から振幅が減少している。解析より得られた  $M_0$  は  $1.63 \times 10^{25}$  dyne・cm であり、Freesia<sup>11)</sup> による値の 2.7 倍となった。この結果は既往の研究で得られた  $M_0$  が Freesia による  $M_0$  の 1.2~2.0 倍であるという結果<sup>12)</sup> と整合する。 $f_c$  は 0.4Hz となった。先に求めた  $M_0$  と  $f_c$  を用いて、式 (7) から  $\Delta\sigma$  を評価したところ 226bar となった。日本での地殻内地震の応力降下量の値は数 bar~200bar 程度である<sup>13)</sup> ので、本研究で得られた値は一般的な値に比べて、比較的大きいと言える。一方、震源スペクトルが  $\omega^{-2}$  則に従う場合、応力降下量と加速度震源スペクトルにおける高周波数側の振幅  $M_{HF}$  ( $f \gg f_c$  における振幅) の間には次式が成立する<sup>14)</sup>。

$$M_{HF} = (2.34V_s)^2 (7/16)^{-2/3} M_0^{1/2} \Delta\sigma^{3/2} \quad (19)$$

式 (19) から明らかなように  $M_{HF}$  は  $M_0$  よりも  $\Delta\sigma$  によって支配される。本研究で得られた応力降下量は比較的大きく、このため、高周波数成分が強く励起されたと考えられ、高周波数成分が卓越する加速度が全体的に大きくなったと推測される。

## 5. サイト特性の評価

サイト特性は地震によって若干変動すると考えられるため、複数の地震記録を用いて、平均的な特性を評価することにする。

### (1) サイト特性の算出方法

ここで評価するサイト特性とは地震基盤から地表に至る層の間での増幅率であり、地表での観測スペクトルと地震基盤でのスペクトルの比で表される。ここでは基盤での加速度フーリエスペクトルを人工的に作成し、地盤増幅率を求める鶴来らの方法<sup>15)</sup> を用いる。基盤における加速度フーリエスペクトルは式 (2) において  $G_j(f) = 1$  とした次式より得られる。

$$A_{ij}(f) = CM_i(f)T_{ij}(f) \quad (20)$$

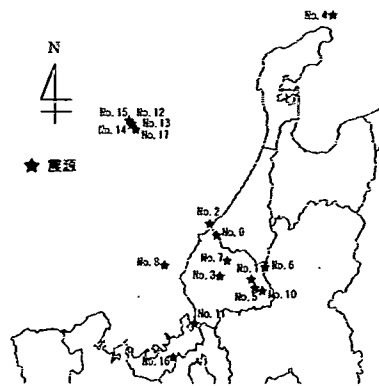


図-12 サイト特性の算出に用いた地震の震央位置

$M_i(f)$  は  $\omega^{-2}$  則に従う震源スペクトルである。

$$M_i(f) = (2\pi f)^2 M_0 P(f) / (1 + (f/f_c)^2) \quad (21)$$

ここで地震モーメント  $M_0$  は Andrews の方法より求める。この方法では計算の際に地震基盤に相当する観測点の記録が必要となるが、このような観測記録がない場合は Freesia による地震モーメントを用いる。 $f_c$  は  $M_0$  を求める際に得られる。ただし、 $M_0$  が求められていない地震においては  $f_c$  を次式<sup>16)</sup> から算出する。

$$f_c = 10^{(23.8 - \log M_0)/13} \quad (22)$$

$P(f)$  は高域遮断フィルターであり、次式で表される。

$$P(f) = 1 / (1 + (f/f_{\max})^n)^{1/2} \quad (23)$$

$n$  は定数、 $f_{\max}$  はスペクトルが激減するところでの周波数である。既往の研究において  $f_{\max}$  が震源に起因するものなのか、サイト特性に起因するものか、議論中であるため、 $f_{\max}$  は考慮せず、 $P(f) = 1$  とする。 $C$  は次式で表される。

$$C = R_{\text{av}} FS PRTITN / (4\pi\rho V_s^3) \quad (24)$$

$FS$  は自由地表面の影響による増幅率であり、2.0 とする。エネルギー分配係数  $PRTITN$  は観測スペクトルとして水平 2 成分の 2 乗和を用いたので 1.0 とする<sup>15)</sup>。それ以外のパラメータは先に示した値を用いた。

### (2) 解析に用いたデータと解析結果

地震の規模がマグニチュード 6 以上の場合、 $\omega^{-2}$  則が成立しない可能性があるため、マグニチュード

表-2 サイト特性の評価に用いた地震記録

No.	発生年月日	マグニチュード	緯度 (° N)	経度 (° E)	震源深さ (km)	地震モーメント (dyne·cm)
1	1997/7/24	3.7	35.93	136.62	12	$2.01 \times 10^{21}$
2	1997/12/19	4.4	36.32	136.22	12	$3.22 \times 10^{22}$
3	1998/4/12	3.5	35.97	136.33	10	$1.66 \times 10^{21}$
4	1998/11/16	4.7	37.68	137.40	15	$1.45 \times 10^{23}$
5	1998/11/25	3.9	35.90	136.70	20	$1.21 \times 10^{22}$
6	1999/1/11	4.3	36.05	136.75	9	$4.36 \times 10^{22}$
7	1999/5/2	3.5	36.10	136.38	11	$1.73 \times 10^{21}$
8	1999/11/7	4.8	36.07	135.78	14	$1.25 \times 10^{23}$ *
9	2000/1/10	3.8	36.20	136.30	10	$2.66 \times 10^{21}$ *
10	2000/3/24	4.0	35.90	136.76	10	$2.58 \times 10^{21}$ *
11	2000/6/5	4.7	35.72	136.11	10	$1.29 \times 10^{23}$ *
12	2000/6/12	3.9	36.85	135.55	5	$2.67 \times 10^{21}$
13	2000/6/13	4.3	36.81	135.58	20	$1.07 \times 10^{22}$
14	2000/6/22	4.6	36.84	135.52	13	$2.61 \times 10^{22}$
15	2001/4/6	4.2	36.88	135.54	13	$2.00 \times 10^{22}$
16	2001/4/16	4.0	35.47	135.92	14	$1.06 \times 10^{22}$
17	2001/6/13	4.4	36.80	135.60	20	$4.85 \times 10^{22}$ *

\* これらは永平寺観測記録より求めた値である。本研究で求めた値は Freesia の値の 1.0~2.2 倍となった。

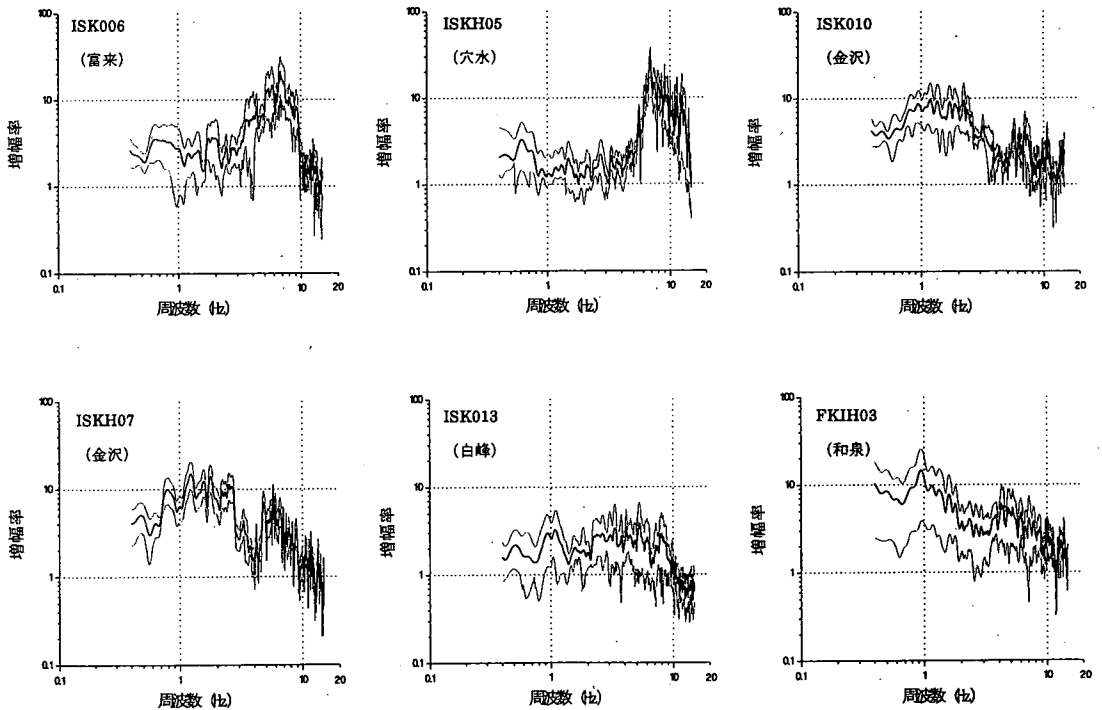


図-13 得られたサイト特性

3~5の地震記録を増幅率の算出に用いた(表-2)。

なお、地震の震央は図-12に示すとおりである。ここで用いた地震記録の大部分は $Q_s$ 値を求める際に使用した記録と重複している。対象とした観測点は福井、石川県に設置されているK-NET観測点15地点、KiK-net観測点9地点である。算出した地盤増幅率の一部を図-13に示す。図-13の太線はサイト特性の平均値、細線は平均値±標準偏差である。堆積層が厚い金沢(ISK010)、(ISKH07)では低周波数側での増幅率が大きくなっている。一方、堆積層が薄い富来(ISK006)、穴水(ISKH05)では低周波数側でのレベルが低く、高周波数側で増幅率が大きい。観測点が山間部に位置する白峰(ISK013)の地盤増幅率は全体的に小さくなっている。和泉(FKIH03)のサイト特性は1Hz付近にピークが見られる。これは表層地盤ではなく地震基盤程度の深い地下構造の影響によるものと考えられる。このように、ここで得られたサイト特性は地盤構造に対応したものになっていると考えられる。

## 6. K-NET 金沢観測記録の推定

2000年石川県西方沖地震ではK-NET金沢観測点の記録が計器の故障によって観測されなかった。一方、金沢市で設置されているそれ以外の地震計では記録が得られたが、同一市内でありながら、観測点ごとの最大加速度にばらつきがあり、観測点によっては2倍ほどの違いがあった。このように、地震動は狭い範囲で変化しており、金沢市内での地震動の空間的な変動を知る上でK-NET金沢観測点の地震動を推定することは重要である。

そこで、先に求めた震源スペクトルなどからK-NET金沢観測点の地震動を推定し、他の観測点との比較を行う。なお、ここで推定するのは加速度応答スペクトル(減衰定数5%)である。加速度応答スペクトルは加速度フーリエスペクトルが速度応答スペクトル(減衰定数0%)に近似でき、また、速度応答スペクトル(減衰定数0%)に $2\pi f$ を乗じたものと加速度応答スペクトル(減衰定数0%)が等しいと仮定し、次式から求める。

$$S_A(f) = (2\pi f)C_D C_{bed}(f)T(f)G(f) \quad (25)$$

$S_A(f)$ は加速度応答スペクトル、 $S_{bed}(f)$ は震源スペクトルであり、永平寺観測記録から地震モーメントを求める際に得られたものである。 $C_D$ は加速度応答スペクトル(減衰定数5%)に対する任意の減

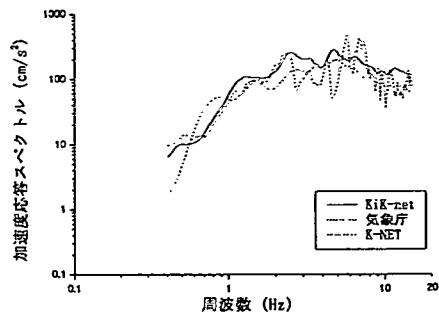


図-14 推定したK-NET金沢観測点とその他の金沢市内の観測点での加速度応答スペクトル

衰定数をもつ加速度応答スペクトルの補正係数である<sup>17)</sup>。図-14に式(25)より求めた応答スペクトルをKiK-net、気象庁観測記録から求めた結果と合わせて示す。図-14から明らかのように全体的に3つのスペクトルは一致しているものの、それぞれの周波数でばらつきがあるのも確かである。1Hz以下の振幅の違いは深部地下構造の影響によるものと考えられる。加速度に大きく影響する1Hz以上の周波数領域での振幅レベルに差がある。このような高周波数帯域でのスペクトル振幅の違いが最大加速度の差異に影響を及ぼしていると考えられる。3つの観測点間の距離は小さいため伝播特性の影響の違いは小さいと考えられ、このような1Hz以上の周波数帯域でのスペクトル振幅の違いは表層地盤の増幅特性の違いに起因していると考えられる。

## 7. 結論

本研究では2000年石川県西方沖地震で観測された最大加速度に着目して、北陸地方の伝播・サイト特性、及び、石川県西方沖地震における震源特性が加速度に及ぼす影響を評価した。

また、得られた各特性から計器の故障で観測されなかったK-NET金沢観測点の地震動を推定した。本論文の結論をまとめると以下ようになる。

1. 伝播特性を表わす $Q_s$ 値を地域ごとに推定したところ、福井における $Q_s$ 値の方が石川における値よりも小さくなった。これより、福井の方が石川よりも地殻における地震波の減衰が大きいと考えられる。
2. 震源での応力降下量が大きかったため、震源スペクトルにおいて高周波数成分が強く励起されたと推測される。このため、高周波数成分が卓



越する加速度が全体的に大きくなったと予測される。

3. サイト特性を経験的な方法により観測点ごとに評価した。その結果、加速度が大きかった石川県内の観測点（富来、穴水）では高周波数側の増幅率が大きかった。
4. 求めた各特性より K-NET 金沢観測点の加速度応答スペクトルを推定した。他の観測点の値と比較したところ、表層地盤の影響を強く受ける 1Hz 以上では振幅のばらつきがあった。このため金沢市内の観測点で最大で 2 倍の加速度最大値の違いが現れたと考えられる。

謝辞：防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net 観測記録、広帯域地震観測網 (Freesia) の震源情報、及び、気象庁観測記録を使用させて頂きました。(財)地域地盤環境研究所の鶴来雅人博士には解析コードの一部を提供して頂くとともに、有益な助言を頂きました。また、査読者の方々の御意見は論文を改善する上で大いに役立ちました。記して謝意を表わします。

#### 参考文献

- 1) Shabestari, K. and Yamazaki, F. : Attenuation relation of strong ground motion indices using K-NET records, 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, pp.137-140, 1999.
- 2) 司宏俊, 翠川三郎 : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度, 最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70, 1999.
- 3) 加藤研一 : K-NET 強震記録の二重スペクトル比に基づく九州南西部の減衰評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.151-152, 1999.
- 4) たとえば, 泉谷恭男 : 強震動の二重スペクトル比から推定した九州南部の  $Q_s$  値, 土木学会論文集, No. 640, pp.225-230, 2000.
- 5) Fukushima, Y. and Tanaka, T. : A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.84, pp.757-783, 1990.
- 6) Boore, D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 7) 佐藤智美, 川瀬博, 松島信一 : 1996 年秋田・宮城県境付近の地震群の K-NET 強震記録から推定した震源・伝播・サイト特性, 地震, 第 51 巻, pp.415-429, 1998.
- 8) Brune, J. N. : Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4497-5009, 1970.
- 9) Andrews, D.J. : Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Maurice Series 6, Am. Geophys. Union*, pp.259-267, 1986.
- 10) Boore, D. M and Boatwright, J. : Average body-wave radiation coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.74, pp.1615-1621, 1984.
- 11) 広帯域地震観測網ホームページ : <http://argent.geo.jp/freesia/index-j.html/>.
- 12) 鶴来雅人, 澤田純男, 宮島昌克, 北浦 勝 : 関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, Vol.48A, pp.577-586, 2002.
- 13) 佐藤良輔編著 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, p.89, 1989.
- 14) 加藤研一, 武村雅之, 八代和彦 : 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震, 第 51 巻, pp.123-138, 1998.
- 15) 鶴来雅人, 田居 優, 入倉孝次郎, 古和田 明 : 経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, 地震, 第 50 巻, pp.215-227, 1997.
- 16) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長 : 地震のスケールリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, Vol.430, pp.1-9, 1991.
- 17) 川島一彦, 相沢 興 : 減衰定数に対する地震応答スペクトルの補正法, 土木学会論文集, No. 344, pp.351-355, 1984.

(2002. 6. 12 受付)

# A STUDY ON STRONG MOTION CHARACTERISTICS OF THE 2000 ISHIKAWA-KEN SEIHO-OKI, JAPAN EARTHQUAKE

Hayato NISHIKAWA, Masaru KITaura and Masakatsu MIYAJIMA

Peak ground acceleration of K-NET, KiK-net records of the 2000 Ishikawa-ken seiho-oki, Japan earthquake were relatively large and regionally biased. Its causes were examined from source effect of the earthquake, path and site effects in the Hokuriku region. We clarified that the relatively large peak ground accelerations were caused from the relatively large stress drop of this earthquake. The spatial distribution of peak ground acceleration seems to depend on differences of Qs-value and site effect in each region.