

(25) 高密度アレー地震観測波を用いた インバージョンの試み

(株)熊谷組 ○阿部健一 清水昭男 嶋田 剛

1. はじめに

高密度アレー地震観測の目的の一つは、得られた観測波から震源特性、伝播経路特性、サイト特性などを求めることにある。筆者らは、高密度アレー地震観測システムKASSEMを、宮城、福島県の太平洋沿岸地域に展開している。これまでに、地表8地点に、三成分デジタル型強震計（分解能16ビット）を配した強震アレーから得られた記録を用いて、神山の提案するダミー変数を用いたスペクトルの重回帰分析により各地点のスペクトル特性などを明らかにしてきた。この場合、基盤点としてある岩盤地点を設定し、これに対する相対的なサイト特性を求めることとなるため、基準点が基盤としての平均スペクトルを与え得るかが重要になる。そこで今回は、多地点で複数の観測地震波を用いたインバージョン手法の1つとして観測波スペクトルが、震源、伝播経路、観測点付近の地盤特性スペクトルの線形結合とした岩田、入倉の手法を用いて、重回帰分析により得られる基盤スペクトル及びサイト特性スペクトルの妥当性について検討を行った。

2. 解析手法

I個の地震が、J個の観測点で全て観測されていたとすると、観測点のスペクトルは、震源、伝播経路観測点近傍の地盤特性の線形結合で与えられるものとするれば、j番目の観測点で観測されるi番目の地震の観測点スペクトルは(1)式で与えられる。

$$V_{ij}(f) = R_{ij}(f) \cdot S_i(f) \cdot G_j(f) \cdot \exp(-\pi f R_{ij} / Q \alpha V \alpha) \quad \text{----- (1)}$$

ここで、 $S_i(f)$; i番目の地震の震源スペクトル $G_j(f)$; j番目の観測点での増幅スペクトル
 R_{ij} ; i番目の地震のj番目の観測点に対する震源距離(km) $V \alpha, Q \alpha$; P波またはS波の伝播経路での平均的な速度及びQ値

このモデルは、震源の指向性やラディエーションパターンを考慮していないことと、Q値が伝播経路によらず一定であることの仮定のうえに成立する。任意の距離 R_{ref} で正規化し幾何減衰を補正すると(1)式は、
 $\bar{V}_{ij}(f) = (R_{ij} / R_{ref}) V_{ij}(f)$ となり両辺の常用対数を取ると(2)式のようになる。

$$\log_{10} \bar{V}_{ij} = -\log_{10} R_{ref} + \log_{10} S_i(f) + \log_{10} G_j(f) - (\log_{10} e) \pi f R_{ij} / Q \alpha \cdot V \alpha \quad \text{--- (2)}$$

(2)式を解く際には、観測点の増幅スペクトル $G_j(f) \geq 2$ とした拘束条件を与えた。

一方、ダミー変数を用いた重回帰式によると観測点スペクトルは、(3)式で表すことができる。

$$\log_{10} V_i(f) = a(f) \cdot M_j - b(f) \cdot \log_{10}(\Delta + 30) - d(f) \cdot D - C(f) + \sum_{i=1}^{n-1} A_i(f) \cdot S_i \quad \text{--- (3)}$$

ここで、 $V_i(f)$; 観測点スペクトル, M_j ; 気象庁マグニチュード, Δ ; 震央距離 (km),
 D ; 震源深さ (km), S_i ; ダミー変数, $a(f), b(f), C(f), d(f), A_i(f)$; 回帰係数

上式において $S_i = 0$ として処理される地点が基盤点となり、その基盤点に対する各地点の増幅率は、次のようになる。

$$\log_{10} [AMP_i(f)] = A_i(f) \quad \text{----- (4)}$$

さらに、(1)式と(3)式より、次の(5)式が得られる。

$$\log_{10} [AMP_i(f)] = \log_{10} G_j(f) - \log_{10} G_0(f) \quad \text{----- (5)}$$

ここで、 $G_0(f)$ は基盤点に相当する観測点の増幅スペクトルである。

3. 解析対象地震波

解析対象となる地震は、表-1に示す16地震とした。それらの震央位置と観測点位置は、図-1に示すとうりである。このうちダミー変数を用いた重回帰分析による方法に対しては、8観測点で全地震を対象とした。岩田、入倉の手法を用いる場合は、S波を対象としたとき●印の10地震をS-1, S-2, S-4, S-8の4観測点で組合せ、P波を対象としたとき○の4地震をS波解析と同様の観測点に対して用いた。なお、P波と比較のためS波についても、4地震、4観測点で計算を行った。

解析区間は、経験式(佐藤の式)から得られる断層(長さは、幅の2倍)上を破壊がユニラテラルに進行するものとして算定した震源継続時間を用いた。S波は、その立ち上がりから震源継続時間長を取り、各地点の観測点のスペクトルは、水平二成分のベクトル和とした。P波は、上下動の初動部分にこの震源継続時間長をあてはめ観測点スペクトルを求めた。いずれの観測点スペクトルも加速度フーリエスペクトルの相似形である $h=0\%$ の速度応答スペクトルを用いた。またS波及びP波の速度は、各々の地震波の到達時間差の平均値からそれぞれ4 km/secと7 km/secとした。

4. 解析結果と考察

4.1 増幅率の比較

重回帰より得られた水平地震動S波部分と上下地震動P波部分におけるS-4地点に対する増幅率を、それぞれ図-2, 3に示す。S波については、同じ花崗岩露頭であるS-1に着目するとほぼ1.0でフラットになっている。他地点は10 Hz前後より低周波数側でいずれも1.0のラインより大きな増幅率を示し、10 Hzより高周波数側では、S-2, S-3, S-6地点で0.5前後となる値を示した。一方P波については、全周波数帯域を通じて全地点で1.0以上の増幅率を示している。これと、インバージョンの結果を比較するため(5)式の $G_0(f)$ をS-4地点の増幅スペクトルとし、S-1, S-2, S-8地点のS-4地点に対する増幅率をS波とP波について求め、(4)式の結果と比較するとそれぞれ図-4, 5のようになる。

両者の増幅スペクトルはほぼ一致し、 $G_0(f)$ が周波数に依存しない一定値を示すことからS-4は基盤点としてのスペクトルを表し、S-1についても同様で

表-1 使用地震記録

No	年月日	震源時		緯度(度)	経度(分)	深さ(km)	M
		(h)(m)	(s)				
1	'84 12 19	04 35	26.6	37 08.4	141 34.1	44	5.3
2	'85 05 11	19 40	37.6	37 06.1	141 35.6	45	5.3
3	'07 29	03 05	45	37 04	141 15	52	4.7
4	'07 29	04 33	21.5	37 18.5	140 41.3	90	5.5
5	'08 12	12 49	16.6	37 42.1	141 53.7	52	6.4
6	'86 06 05	22 27	25	36 55	141 31	78	4.9
7	'05 15	02 11	49	37 32	140 43	83	4.9
8	'02 06	21 23	44.6	36 56.2	141 56.1	30	6.4
9	'87 02 06	22 16	15.3	36 57.7	141 53.6	35	6.7
10	'02 28	15 52	01.6	37 0.0	141 45.0	31	5.6
11	'03 03		16 48	37 16.0	141 40.0	53	4.7
12	'03 10	12 24	09.7	36 57.2	141 49.7	29	5.6
13	'04 07	09 40	43.4	37 18.0	141 52.0	44	6.6
14	'04 17	04 23	23.3	37 1.6	141 39.5	45	6.1
15	'04 20		19 09	37 30.0	141 36.0	52	5.1
16	'04 23	05 13	23.4	37 5.3	141 37.6	47	6.5

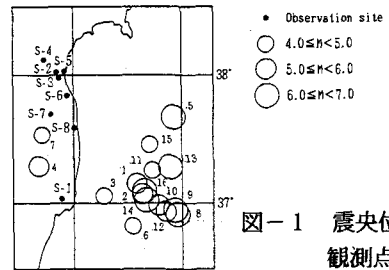


図-1 震央位置と観測点位置

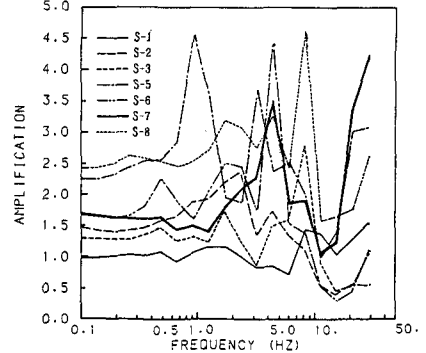


図-2 重回帰による増幅率(S波)

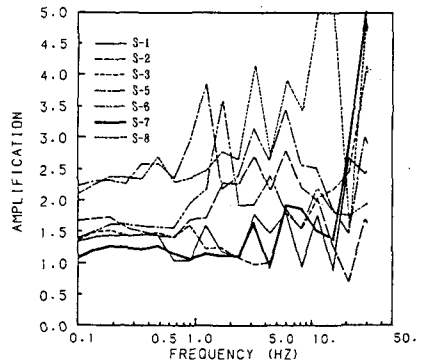


図-3 重回帰による増幅率(P波)

あることが分かった。

4. 2 Q値

図-6は、10地震を用いて(2)式から得られた、 Q_s 値を示している。この図から明らかなように、 Q_s 値は、周波数依存の傾向を示し、1 Hz前後から20Hzまでの間では、ほぼ $Q_s \sim 100f$ となり、0.5Hz前後で一たん頭打ちの傾向が見られるが、それより低周波数では、さらに減少の傾向を示している。 Q_p 値は図-7に示すように Q_s 値と同様に周波数依存が見られ、同じ周波数区域で $Q_p \sim 50f$ 程度の値となっている。

4. 3 震源スペクトル

図-8は、インバージョンより得られた10地震のS波の震源スペクトルの代表的な4波を示している。震源スペクトルの傾向は、高周波数側では、いずれも10 Hz以上でスペクトル値が急激に落ち込む傾向にあり、また低周波数側では、0.1 Hz付近の地震計の精度が低下している部分を除いて考えると、 ω^{-2} の下降線に漸近していると考えられる。一方、1~10Hzの主要動周波数区間には乱れがありフラットな傾向とはいえない。図-9は、P波による震源スペクトルを求めたものであるが、地震波が4波と少ないことがあって、S波に比べてかなり乱れた形状を示している。

5. まとめ

- (1) 花崗岩露頭であるS-1およびS-4地点は、基盤点としてのスペクトル特性を持つことが分かった。
- (2) S波及びP波の伝播経路での平均的なQ値は、いずれも周波数に依存し、P波の方が小さな値をとる。
- (3) 得られた震源スペクトルを理論スペクトルと対比することによって、物理的意味付けをもたせた予測スペクトル推定を行える可能性が出てきた。

最後に、プログラムを快く提供して頂いた京大防災研入倉教授、岩田氏、また貴重なご助言を頂きました東北工大神山助教授に紙上をかりて感謝いたします。

(参考文献) 1) 岩田, 入倉, 観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, 39, 579-593, 1986.

2) 神山, 地盤の強震動特性のその予測に関する研究, 東北大学学位論文, 1985.

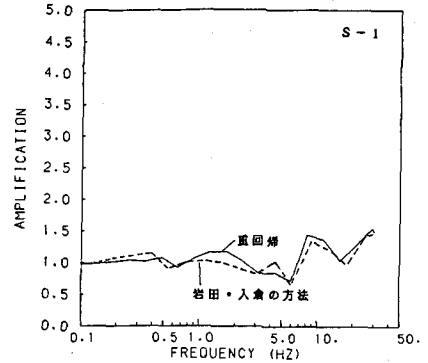


図-4 (a) S-1/S-4 増幅比 (S波)

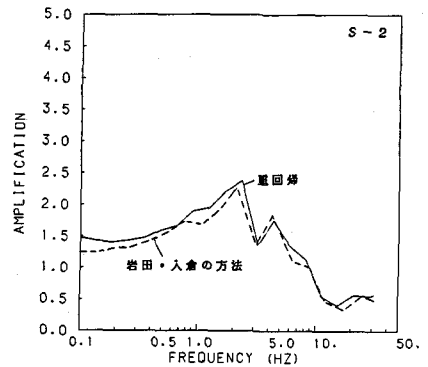


図-4 (b) S-2/S-4 増幅比 (S波)

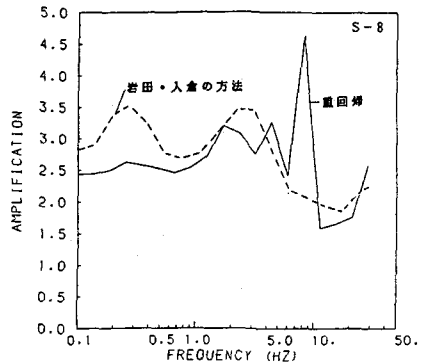


図-4 (c) S-8/S-4 増幅比 (S波)

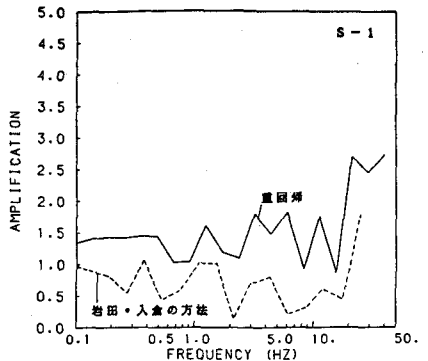


図-5 (a) S-1/S-4 増幅比 (P波)

3) T. SHIMIZU, et al., "The development of the dense instrument array system KASSEM and the analysis of observed earthquake waves", 9WCBE, Vol. VIII 137-142 (1988)

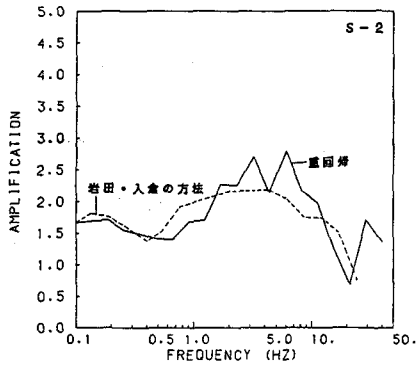


図-5 (b) S-2/S-4 増幅比 (P波)

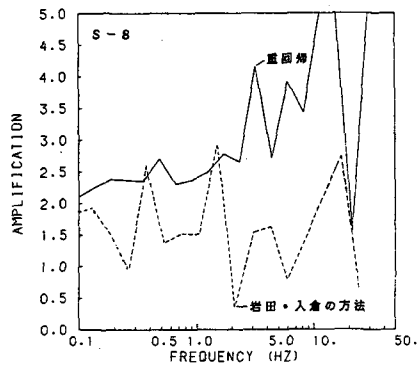


図-5 (c) S-8/S-4 増幅比 (P波)

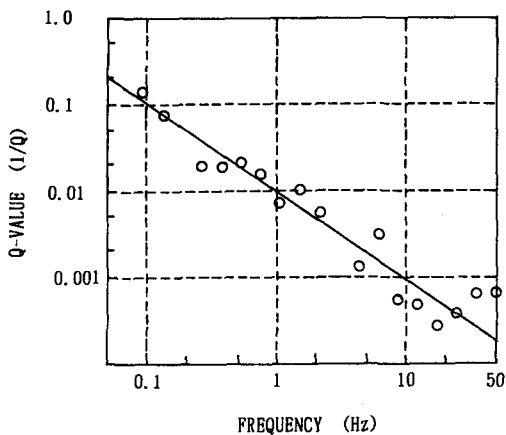


図-6 Q_s 値

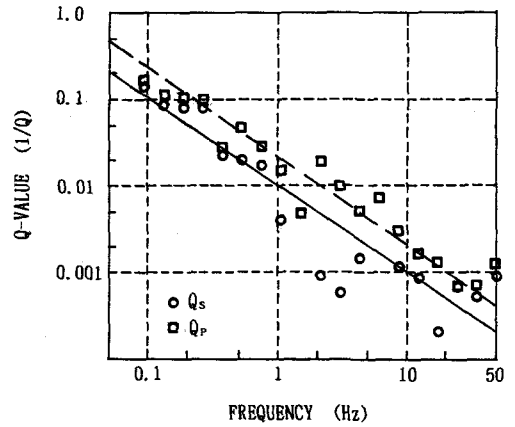


図-7 Q_s 値と Q_p 値

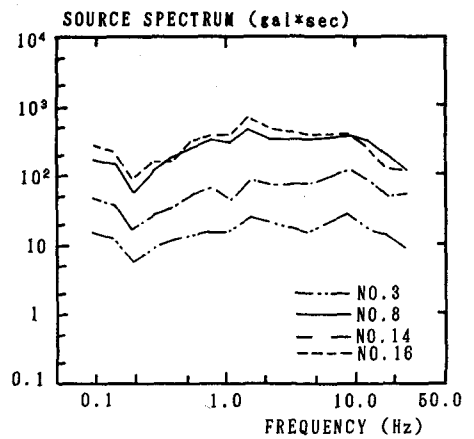


図-8 震源スペクトル (S波)

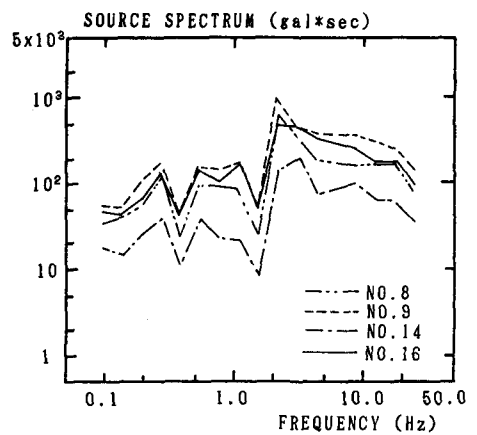


図-9 震源スペクトル (P波)