



Title	足柄平野における堆積層中のS波減衰特性
Author(s)	齋藤, 誠治; SAITO, Seiji; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 58, 39-61
Issue Date	1995-09-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.58.39
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14225
Type	departmental bulletin paper
File Information	58_p39-61.pdf



足柄平野における堆積層中のS波減衰特性

齋藤 誠治・笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

工藤 一嘉

東京大学地震研究所

(1995年7月14日受理)

Attenuation Characteristics of S waves in the Sedimentary Layers at the Ashigara Valley

Seiji SAITO, Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Kazuyoshi KUDO

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

(Received July 14, 1995)

We evaluate Q values for S wave in sedimentary layers at the Ashigara Valley by analyzing accelerograms obtained by a borehole seismometer array during near-by, moderate-size events. The borehole array consists of three component accelerometers at depth of 467m, 100 m, 30m, 10m and 0m. First, we determine the direction of horizontal component accelerometers at a depth of 467m about which we have not known by this time. By comparing the polarization direction of S wave at 100m with that at 467m, the direction of the 467m accelerometer is determined.

Next we calculate Fourier spectral ratios of S wave transverse component at surface relative to that at each depth. Q values for S wave in sedimentary layers are obtained by fitting the theoretical transfer functions (1-D multiple reflection theory of SH wave) based on the S wave velocity and tentative Q structures to the observed ones, that is, the spectral ratios. We assume that Q value has frequency dependency of $Q = Q_0 f^n$. The synthetic transfer functions match closely the observed spectral ratios in the frequency range of 1Hz to 10Hz. The resulting Q values are quite small and have strong frequency dependency: $Q = 2f^{0.8}$ in the upper most layer from surface to 11m and Q_0 is less than 10 and n is more than 0.6 for the lower layers. Finally we compare the observed S wave seismogram at each depth with the synthetic one calculated based on the resulting Q structure. An agreement between them is reasonably good.

I. はじめに

近年、高層ビルや高速自動車道などの大規模構造物の著しい増加にともない、近い将来に起きるであろう巨大地震に対する地震動予測のため、強震動の性質を理解することの重要性がますます高まっている。特に、1989年ロマブリエータ地震の時に見られた震災のように、不整形地盤や軟弱な堆積層が地震波に及ぼす影響がどのようなものであるかを知ることが、最近の地震工学上の大きな課題となっている。

軟弱な堆積層中を伝播する地震波は、層の境界面でのインピーダンスの違いや多重反射などにより増幅され、それと同時に不均質媒質によって散乱されたり、また、媒質の非弾性により減衰される。したがって、堆積層中の地震波の挙動を知るためには増幅と減衰という相反する2つの影響を知ることが必要である。特に、最近では、地震波の減衰を記述する量である Q 値を求める試みが多くなされ [Hauksson *et al.* (1987), Seale and Archuleta (1989), Fletcher *et al.* (1990), Aster and Shearer (1991), Fukushima *et al.* (1992) など]、堆積中の Q 値が非常に小さく、それによる減衰が強震動を大きく左右することがわかってきている。

例えば、Hauksson *et al.* (1987) は、ロスアンゼルスにおいて S 波の Q (Q_s) 値を求め、周波数 10 Hz 以下で深さ 1500 m から 420 m までの平均の Q_s 値が 25、420 m から地表までの平均の Q_s 値が 100 という結果を得ている。さらに堆積層の浅い部分の結果では、Fletcher *et al.* (1990) がカルフォルニアでの異なる2点で深さ 50 m から地表までの Q_s 値が 10 程度であると見積もっており、また Seale and Archuleta (1989) もカルフォルニアで 30 m から地表までの Q_s 値を見積もって、10 という非常に Q_s が小さい結果を得ている。

これらの研究結果は、 Q_s 値が周波数に依存しないという仮定をしているが、一方では Q_s 値の周波数依存性を示す研究結果もある。例えば、Fukushima *et al.* (1992) は千葉県で 700 m より浅い部分の Q_s について、1 Hz から 5 Hz の周波数範囲で $\log_{10}(Q_s^{-1}) = (-0.52 \pm 0.48) \log_{10}(f) - (1.28 \pm 0.22)$ という実験式を導いた。この実験式によると 1 Hz から 5 Hz で Q_s が 1 から 2 であるから、他の結果と比較しても非常に Q_s 値が小さい結果となっている。

このように Q 値が非常に小さい値をもつとすれば、強震動予測の立場からは、堆積層中を伝わる地震波の振る舞いを知るために地盤の Q 構造を把握することが重要となってくる。本研究では SH 波鉛直入射を仮定し、1次元多重反射理論に基づいて計算される理論伝達関数と観測された S 波のスペクトル比をフィッティングすることにより、足柄平野における堆積層中の S 波の Q_s 値構造を求める。また、 Q 値の周波数依存性について考察することを目的とし、 Q は Fukushima *et al.* (1992) に従って $Q = Q_0 f^n$ で表される周波数依存性をもつことを仮定した。

II. データ

本研究で用いたデータは、東京大学地震研究所が足柄平野に設置した強震計アレイの観測点の

一つCNT(集中局)で記録されたものである。足柄平野は、南に相模湾を臨む東西約4 km南北約12 kmの沖積谷であり、東は大磯丘陵、北は丹沢山地、西は箱根火山に囲まれている。

観測点CNTは海岸近くの平野のほぼ中央に位置しており、ここにはボアホールが掘られ鉛直アレイが設置されている。この鉛直アレイは、0 m(地表)から、10 m、30 m、100 mと最深点

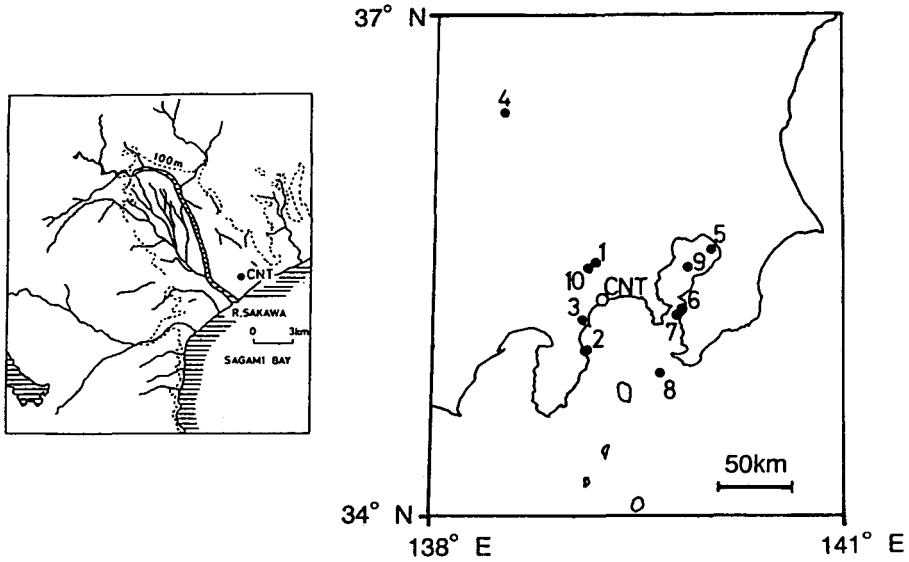


Fig. 1. Left : Location map showing station CNT in the Ashigara valley. Right : Epicentral distribution of events used in this study. The event numbers are referred to Table 1.

Table 1. List of events used in this study.

No	date	time	Lat. Lon.	Back Azimuth	Δ km	D km	M	Region
1	90/06/05	22:43	35 33N 139 12E	N1.4E	31	123	5.5	Central Kanagawa
2	90/06/27	06:55	35 00N 139 07E	S12.6W	31	148	5.4	Sagami bay
3	90/08/05	16:13	35 12N 139 06E	S45.2W	12	14	5.1	W. of Kanagawa
4	91/07/14	23:19	36 25N 138 31E	N25.5W	140	187	5.4	E. of Nagano
5	91/11/19	17:24	35 36N 140 02E	N64.5E	85	82	4.9	Tokyo bay
6	92/02/02	04:04	35 14N 139 48E	S85.5E	55	93	5.9	Tokyo bay
7	92/05/20	17:23	35 12N 139 46E	S81.1E	53	92	4.8	Tokyo bay
8	92/10/04	10:13	34 52N 139 39E	S42.9E	62	31	4.6	Near Izu Oshima
9	92/10/14	14:36	35 31N 139 47E	N63.3E	60	63	4.1	Tokyo bay
10	92/11/08	08:07	35 31N 139 08E	N11.5W	27	26	3.8	W. of Kanagawa

の 467 m まで計 5 点に地震計が置かれている。しかし、最深部 467 m に設置された地震計はその方位を設置時に確認していないため、今回の解析に先立って方位を推定する必要がある。467 m の地震計の方位の推定については、次章で述べる。また、この観測点での S 波および P 波の速度構造は 500 m の深さまで検層によって調べられている (Fig. 12)。

地震計は、3 成分の加速度計 SMAD-16 である。時計は同期がとられており、サンプリングレートは 100 Hz で記録されている。記録周波数範囲は 0 Hz~25 Hz、ダイナミックレンジは 16 ビット A/D 変換器の上位 14 ビットと、AGC の 4 ビットデータをあわせ 18 ビットであり、計算上は 108 dB となる。

解析に用いた 10 個の地震の発震時と震央位置、観測点 CNT への震央距離と Back Azimuth およびマグニチュードを Table 1 に示し、観測点 CNT と震央を Fig. 1 に示す。これらの地震の震央はほぼ観測点を取り囲むように分布し、震央距離は最小 12 km から最大 140 km、震源の深さはもっとも浅いもので 14 km から最も深いもので約 190 km である。マグニチュードの範囲は、3.8 から 5.9 である。

III. 埋設地震計の方位決定

観測点 CNT においては、0 m、10 m、30 m、100 m の 4 点では、十分な方位の精度をもって地震計が設置されたが、467 m ではその方位が設置時には未知であった。今回の研究に先立ち、467 m に埋設された地震計の方位推定を試みた。

埋設地震計の方位を設置後に推定する際には、観測記録の orbit を用いることが多い。例えば、Seale and Archuleta (1989) は S 波の orbit から推定した地震波の到来方向を震源の方位と比較することにより、埋設地震計の方位を求めた。一方、植竹・他 (1991) は方位が既知の地震計を基準として、2 地震計間の長周期 P 波の orbit の方向を比較することにより精度良く埋設地震計の方位を推定した。

方位を求めたい地震計の十分近くに基準となる地震計があるならば、2 地震計間の地震観測記録の orbit の方向を比較するのが最も容易であり、また精度もよい。観測点 CNT では、100 m までの地震計の方位はわかっているからこれを基準として 467 m の地震計の方位を推定する。

1. 解析方法

地震記録の orbit の偏向方向を θ_0 、方位を推定する地震計による記録の orbit の偏向方向を θ としたとき、この地震計の基準となる地震計に対する相対方位 ϕ は、 $\phi = -(\theta - \theta_0)$ である。今、基準の地震計として 100 m の地震計を選び、その地震計による記録の orbit の偏向方向を θ_{100} 、方位を推定すべき 467 m の地震計による記録の orbit の偏向方向を θ_{467} とし、求めるべき 467 m の地震計の方位を ϕ_{467} とすれば、 $\phi_{467} = -(\theta_{467} - \theta_{100})$ となる。

しかし、実際には、水平面へ投影された偏向方向を求めることになるので、入射角度が十分小さくないと、S 波の偏向方向を正しく求めることができない。したがって本解析では、震央距離

に対して深さが4倍以上であり、入射角度が十分に小さいことが期待される No. 1 と No. 2 の2つの地震を解析対象とした (Table 1)。また、この2つの地震はP波の振幅がかなり小さいため観測記録のS波部分のみを解析に用いた。

orbitの偏向方向の計算には、Park *et al.* (1987a)の方法を用いた。この方法では、ある時間区間内の平均的な偏向方向を周波数領域で求めることができ、したがって、偏向方向の安定な周波数範囲を容易に知ることができる。ただし、解析の対象となる時間区間で偏向方向が変化する場合については、この方法を適用できないので、前もって偏向性の安定な時間区間を選定する必要がある。

具体的には、次のような手順で解析を行った。

- (1) 観測記録のS波部分で偏向方向の時間変化の小さい部分を選定する。
- (2) (1)の時間区間について、周波数毎に orbitの偏向方向を推定する。
- (3) orbitの偏向性が強く、入射角度の小さい周波数領域を選定する。
- (4) (3)の周波数範囲について、地震計間の orbitの偏向方向のずれを算出し、地震計の方位を推定する。
- (5) $\pm 180^\circ$ の不確定性を修正する。

手順(1)では Vidale (1986)の方法を用いて偏向方向の時間変化の小さい区間を2.56秒間選んだ。手順(4)では、手順(3)で選定した周波数範囲における平均値をもって求める地震計の方位とした。すなわち、周波数 f_{min} から f_{max} まで、周波数間隔 Δf で $N = \frac{f_{max} - f_{min}}{\Delta f}$ 個の orbitの偏向方向を求めたとすれば、467mの地震計の方位 ϕ_{467} は、 $\theta_{100}^k = \theta_{100}(f_{min} + k\Delta f)$; $k=0,1,2,\dots,N-1$ と $\theta_{467}^k = \theta_{467}(f_{min} + k\Delta f)$; $k=0,1,2,\dots,N-1$ との差の平均

$$\phi_{467} = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} (\theta_{467}^k - \theta_{100}^k) \quad (1)$$

である。また、このような方法では、 $\pm 180^\circ$ の不確定性は避けられず、P波初動の押し引きなどの別の情報からそれを決める必要がある。

2. 解析および解析結果

Table 1のNo. 1とNo. 2の地震による記録について、Vidale (1986)の方法を用いて時間領域で偏向方向解析を行った。この結果をもとに、主にS波を含み、かつ、偏向性が安定な部分2.56秒間のウィンドウを選定した。その結果をFig. 2, Fig. 3に示す。囲みで示されているのが選定したウィンドウである。

Park *et al.* (1987a)の方法によりこのウィンドウの間の偏向方向を周波数領域で計算した。結果をFig. 4, Fig. 5に示す。この結果をみると、No. 1, No. 2の地震とも周波数1 Hz前後のスペクトルが卓越しており、卓越周波数近傍ではstrike, dipとも安定している。また、2つの地震ともに100mのdipが、467mのdipに比べて小さくなっている。467mでのdipが $10^\circ \sim 20^\circ$ であるのに比べて、100mではほぼ 0° に近い。これは100mと467mの間のインピーダンスの違いに

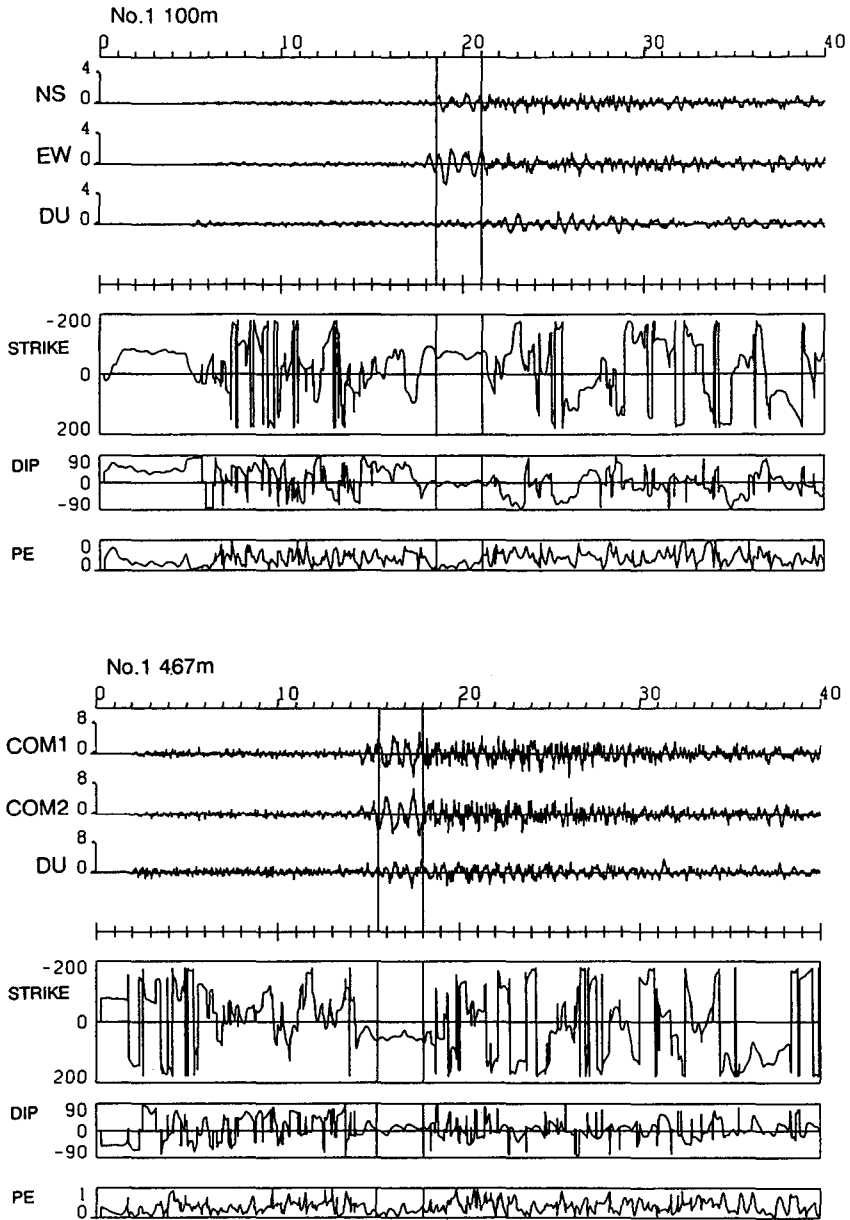


Fig. 2. Polarization analysis of records from event No. 1. Upper : 100m depth. Lower : 467m depth. Each horizontal component of the 467m accelerometers is referred to COM1 and COM2. STRIKE is polarization direction in horizontal plane from North (100m) or COM1 (467m). DIP is polarization direction from horizontal plane. PE is angular polarization : PE=0 indicates linear polarization and PE=1 indicates circular polarization.

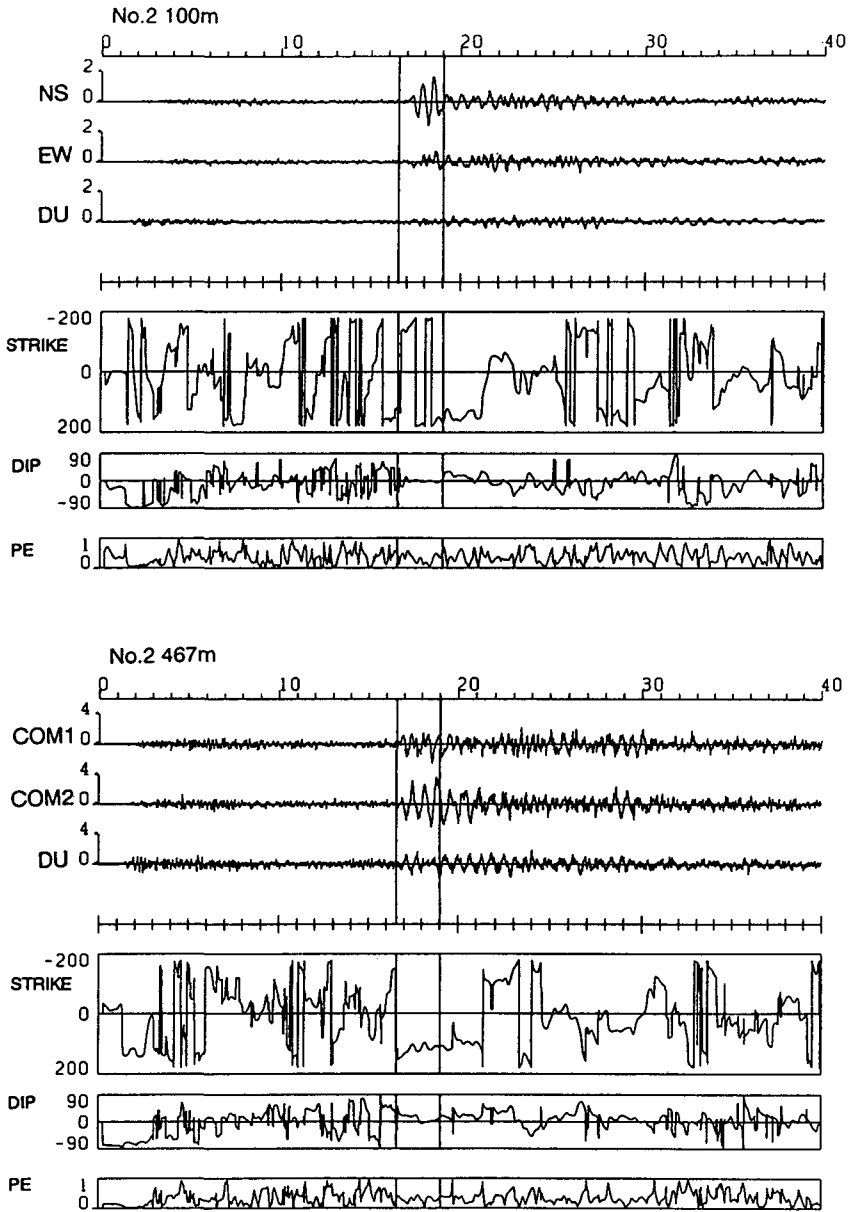


Fig. 3. Polarization analysis of records from event No. 2. Upper : 100m depth. Lower : 467m depth. The other notations are the same as in Fig. 2.

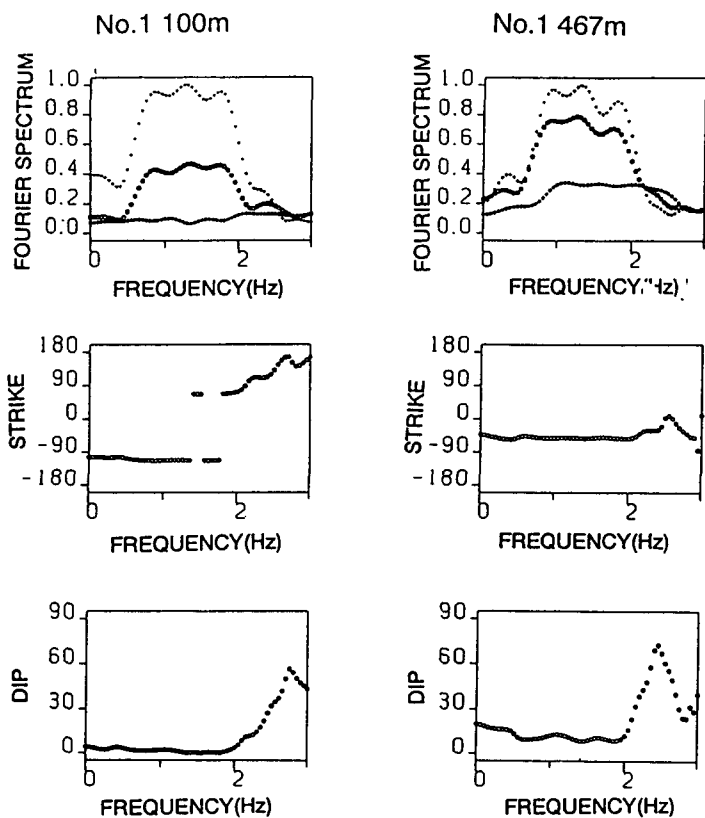


Fig. 4. Frequency dependent polarization angles for S wave portion (2.56sec) of event No. 1. Left : 100m depth. Right ; 467m depth. The upper most figures represent Fourier amplitude spectra for three components of S wave portion.

より、地震波の波線が浅くなるほど垂直に近づくことを示唆している。

この結果から、卓越周波数近傍の dip がほぼ 0° である周波数領域を選び、式(1)により偏向方向の差を計算し 467 m の方位を推定した。用いた周波数範囲は、No. 1 が $0.8 \sim 1.8$ Hz, No. 2 が $1.0 \sim 2.0$ Hz である。その結果 467 m の地震計の成分の 1 の方位は、No. 1 の地震からは -61.8° , No. 2 の地震からは -60.9° と計算された。ただし $\pm 180^\circ$ の不確実性が含まれている。平均値と標準偏差、頻度分布を Fig. 6 に示す。2 つの結果は互いに整合的であり、また標準偏差も小さく、確からしい結果であると考えられる。最終的にこの 2 つの結果を平均し、成分 1 の方位が -61.4° , または $-61.4^\circ \pm 180^\circ$ であるとした。

$\pm 180^\circ$ の不確実性について、これを確定するために、100 m と、 61.4° 回転した 467 m の P 波初動付近の水平動の記録を比較した。これを Fig. 7 に示す。No. 1 と No. 2 の記録のほかに、P 波の振幅の大きい No. 9 の地震の記録もあわせて示した。水平動の振幅が小さいので判断しづらいが、No. 6 の波形を見るとよく位相があっていることが見て取れる。したがって、最終的に 467 m

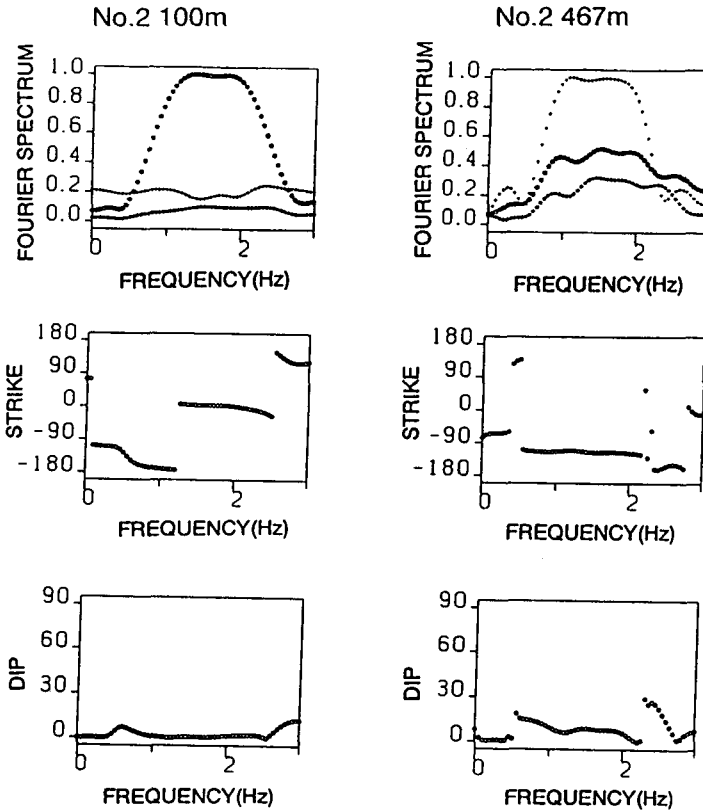


Fig. 5. Frequency dependent polarization angles for S wave portion (2.56sec) of event No. 2. Left : 100m depth. Right : 467m depth.

Table 2. Difference between S wave polarization direction at each depth and 100m depth.

	Difference	S. d.
$-(\theta_0 - \theta_{100})$	-4.2°	1.6°
$-(\theta_{10} - \theta_{100})$	-4.7°	1.8°
$-(\theta_{30} - \theta_{100})$	-7.4°	2.1°

	Difference	S. d.
$-(\theta_0 - \theta_{100})$	-6.7°	0.4°
$-(\theta_{10} - \theta_{100})$	-8.8°	1.1°
$-(\theta_{30} - \theta_{100})$	-20.0°	1.6°

の地震計の方位は、成分1が -61.4° 、成分2が 28.6° であると推定した。

今回の方位推定に用いた方法の確からしさを確認するために、同様の方法で、100mを基準とした0m、10m、30mの方位を計算した。その結果をTable 2に示す。No. 1の地震については $4^\circ \sim 7^\circ$ ；No. 2の地震については0m、10mが $6^\circ \sim 9^\circ$ 、30mが 20° という結果になっている。No. 2の30mが他の結果と比べて非常に大きな値となっているが、この原因はよくわからない。他の結果については、地震計設置時の方位決定の測定誤差と、今回方位推定に採用した方法の推定誤差の2つの要因が考えられる。しかし、いずれにせよこの方法によって約 8° 以下の精度で地震計の方位を決定することができたと考えられる。

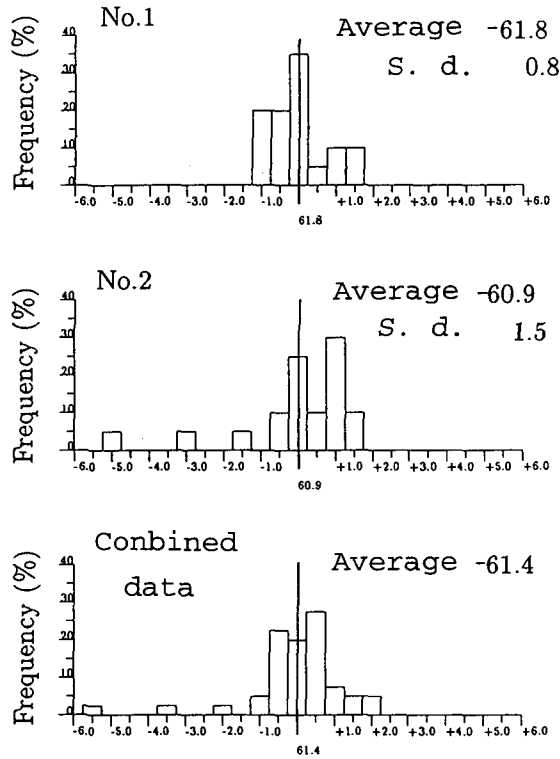


Fig. 6. Differences between S wave polarization direction at 100m depth and one at 467 depth : $-(\theta_{467} - \theta_{100})$. These are obtained from STRIKE in Fig. 4 and Fig. 5 at each frequency. Used frequency range is between 0.8Hz and 1.8Hz for event No. 1 and between 1.0Hz and 2.0Hz for event No. 2.

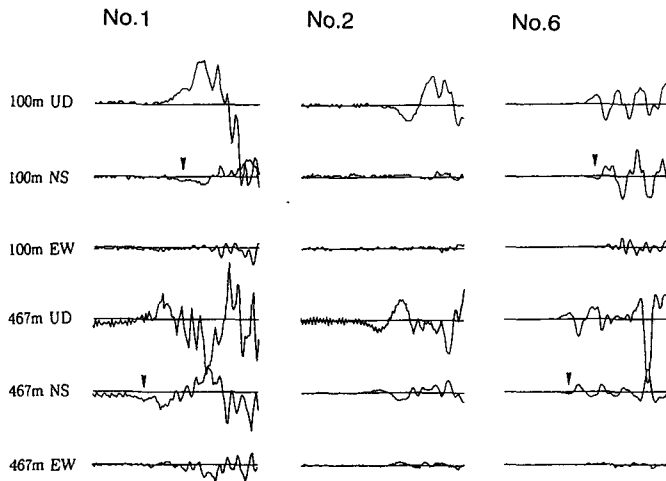


Fig. 7. Wave forms of initial P wave at depths of 100m and 467m for events No. 1, No. 2 and No. 6. Triangles indicate onset of P wave on the horizontal component.

IV. Q_s 値構造の推定

この章では、S波の Q が $Q_s = Q_s(f)$ で表わされる周波数依存性を持つと仮定し、1次元多重反射理論に基づいて $Q_s(f)$ 値の推定を行う。方法としては、地表で観測されたS波のスペクトルと10 m, 30 m, 100 m, 467 mで観測されたS波のスペクトルとの比が地表と各深さの間の伝達関数であると考えて、SH波が垂直に入射したときの1次元多重反射理論に基づいた理論伝達関数をそれにフィッティングさせることにより $Q_s(f)$ 値を推定する。

1. S波のスペクトルとスペクトル比の評価

まず、観測記録を各地震ごとに transverse 方向に回転する。No. 3の地震の観測波形を transverse 方向に回転した波形を Fig. 8に示す。No. 3の地震は震央距離12 kmと近いこともあって解析に用いた10個の地震の中では、S波の振幅が大きくその継続時間が短くなっている。S波部分に着目すると地震波が上方に伝わるにしたがって、高周波成分に比べて低周波成分が卓越してくるのが明らかであり、また振幅は増幅されて地表0 mでは467 mに比べて約2倍になっている。Fig. 8で各波形の下に実線で示したようにS波到達1秒前位から5.12秒間の時間区間を選定し各深さにおけるSH波のスペクトルを求めた。この際に multitaper spectral analysis [Park *et al.* (1987b)] を用いた。taper は、 $N=512$ の 2π prolate taper を3次まで用いた。

このようにしてNo. 1からNo. 10の10個の地震についてS波部分のスペクトルを求め、地表と10 m, 30 m, 100 m, 467 mの各深さについてスペクトル比を求めた。Fig. 9に各深さごとに0 mとのスペクトル比を10個の地震について重ね書きしたものを示す。どの場合もスペクトル比の大きなピークの周波数はほぼ一致している。しかし、ピークの高さについては大きなばらつきがあり、例えば0 mと10 mのスペクトル比を見ると3 Hzのピークの値は最小と最大で10倍の開きがある。このようなピーク値のばらつきはどの深さについてもみられる。

また、0.5 Hz以下の低周波数側ではスペクトル比が大きく乱れるが、これは、ノイズのためであると考えられる。Fig. 10はNo. 8の地震のS波のスペクトルとその直前の1.25秒間のスペクトルである。以下、このS波直前のスペクトルをP codaのスペクトルと呼ぶことにする。S波のスペクトルを求めた時間区間でもP codaは当然含まれていると考えるのが妥当であるから、S波のスペクトルの振幅がP codaのスペクトルの振幅を下回っているような周波数範囲では、地表と各深さのS波のスペクトル比はその間のS波の伝達関数を正しく反映しないと考えられる。一般に、0.5 Hz以下の低周波数領域では、地表0 mから30 mまでの深さのスペクトルについてはS波とP codaのスペクトルはほぼ同じくらいの振幅を持っている。また、深さ100 mと467 mの場合はP codaのスペクトルの振幅がS波のスペクトルの振幅を上回っている。Fig. 10に示したNo. 8のように振幅の小さい地震では、1 Hz以下の低周波数側だけでなく、1 Hz以上の周波数側でもS波のスペクトルの振幅がP codaのスペクトルの振幅を下回る場合があることがわかる。例えば、100 mのS波スペクトルの約1.2 Hzと2.5 Hzの振幅の谷などである。このような

No 3. Transverse

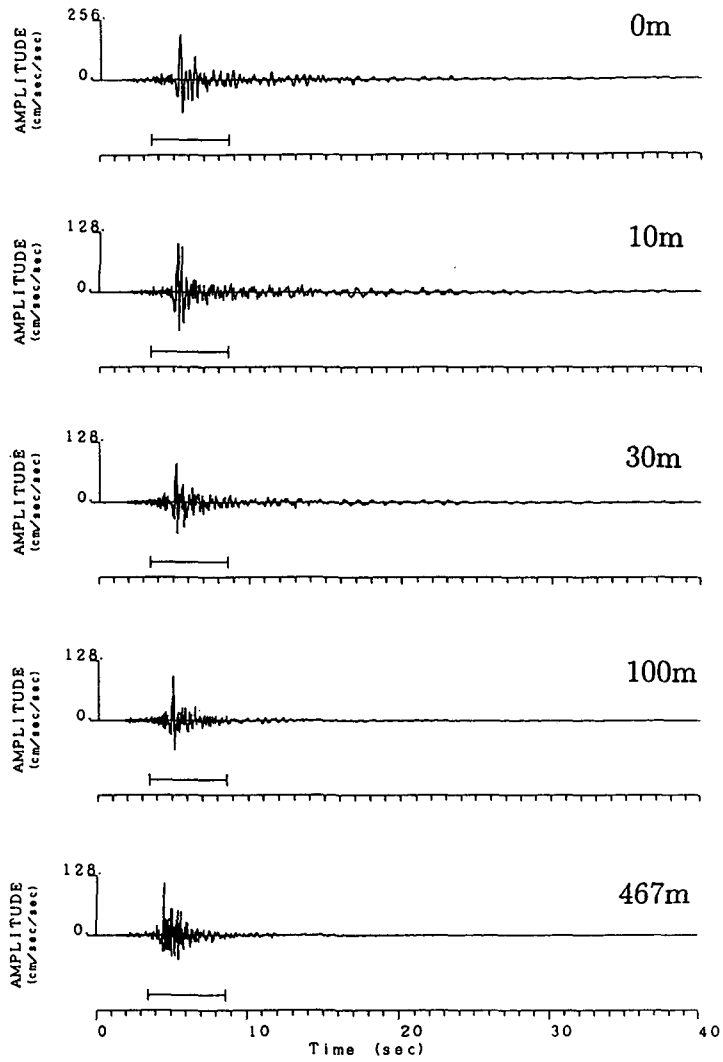


Fig. 8. Transverse components of S wave at each depth from event No. 3. Horizontal bars indicate the time window used in analysis.

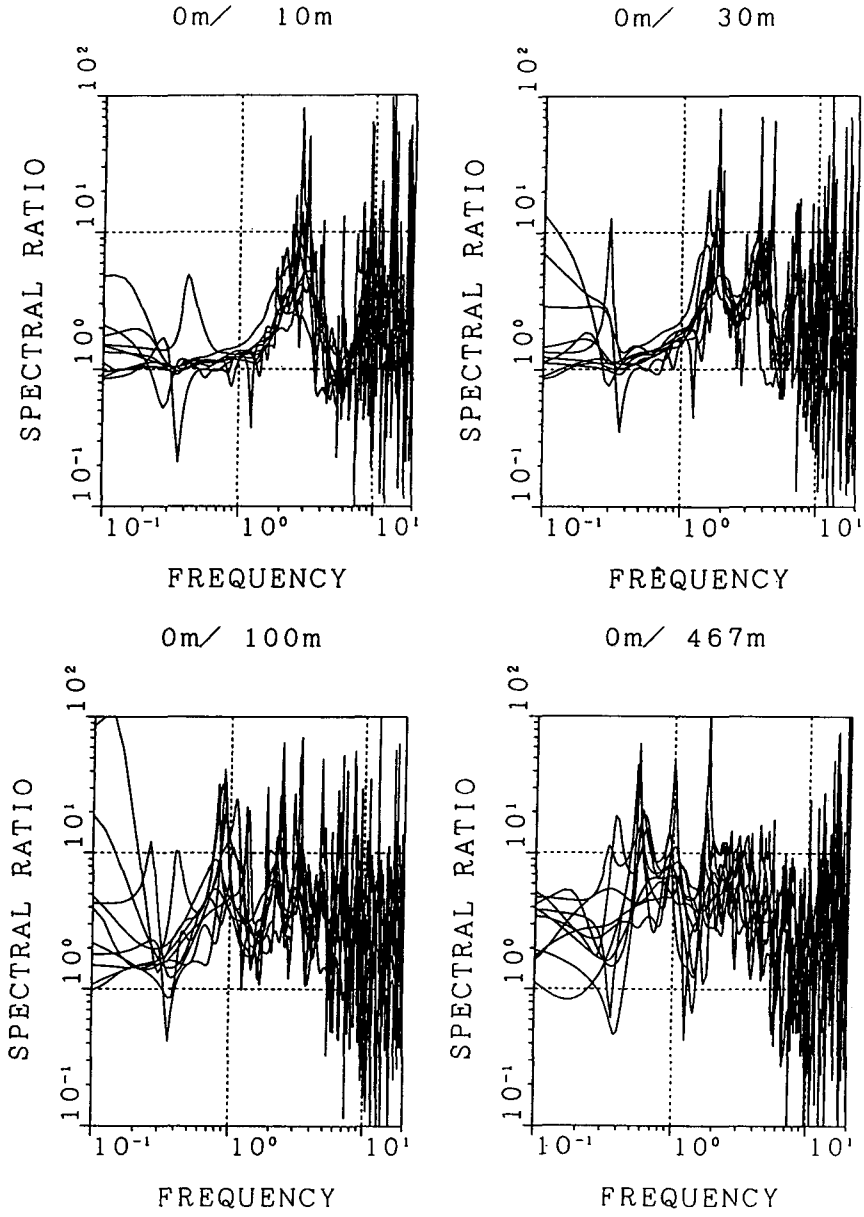


Fig. 9. Fourier spectral ratios of S wave transverse component at surface to that at each depth. The results for 10 events are superposed.

No.8

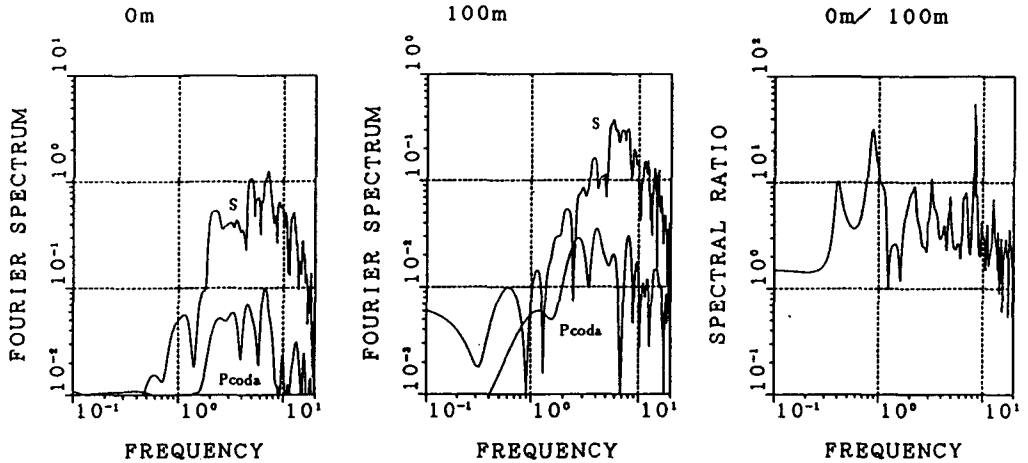


Fig. 10. Comparison between S wave and P coda spectral amplitudes from event No. 8 at 0m (left) and 100m (middle). Spectral ratio of S wave at 0m to that at 100m (right).

振幅の谷はスペクトル比をとったとき非常に大きなピークや大きな谷となって現れる。Fig. 9のスペクトル比でピークの周波数の一致がよいのに対して振幅のばらつきが大きくなる原因の一つは、このようにS波のスペクトルの振幅がP codaのスペクトルの振幅より小さくなっていることにあると考えられる。

本研究において、フィッティングの対象とするのは、個々の地震のスペクトル比ではなく、10個の地震のスペクトル比を平均したものとする。その理由は、いま述べたようにS波のスペクトルの振幅がP codaのスペクトルの振幅より小さくなるような場合があり、そのような周波数ではスペクトル比がS波の伝達関数を正しく反映していないと考えたからである。また、同じ理由からその様な周波数では、スペクトル比を平均する際に平均操作から削除した。このようにして求めたそれぞれの深さと地表とのスペクトル比の平均値と標準偏差を Fig. 11 に示す。

2. Qs 構造の推定

観測点CNTは厚い堆積層上にあり、鉛直アレイの最深点である467mの点も堆積層中に位置し (Fig. 12), 検層によると467mの点でもS波伝播速度が1260 m/secとかなり遅い結果となっている。このような遅い地震波伝播速度を持つ堆積層では、その下の基盤との速度比が大きいいため地震波が堆積層中に入射するとき大きく屈折して、堆積層中を伝播する地震波の波線はほぼ鉛直に近くなるため、S波の伝播はSH波鉛直入射の1次元多重反射理論で説明できると考えられる。

地表0mで観測されたS波のスペクトルと10m, 30m, 100m, 467mの各点で観測されたS波のスペクトルの比はその間の伝達関数を反映しているので、SH波鉛直入射を仮定した場合の1次元多重反射理論により計算される伝達関数をそれにフィッティングさせることにより堆積層

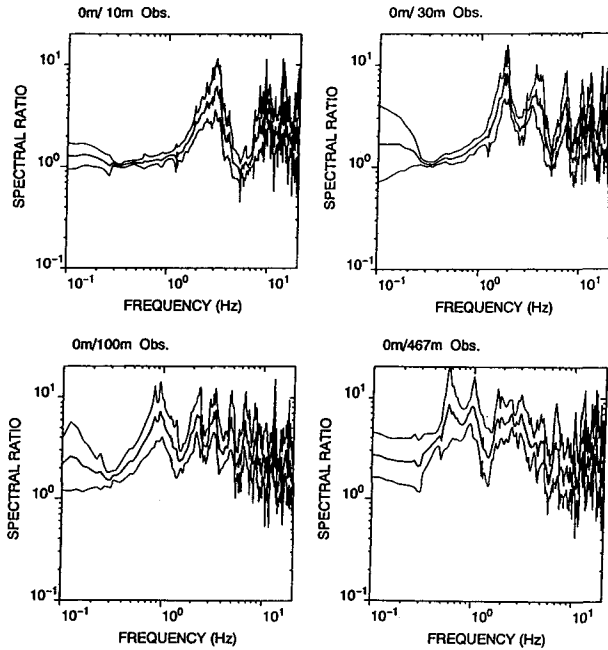


Fig. 11. Logarithmic mean values of spectral ratio (thick line) and their standard deviation (thin line).

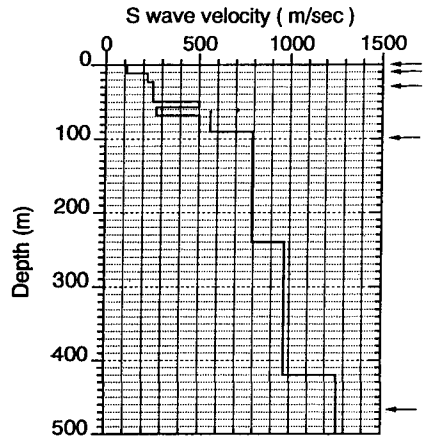


Fig. 12. S wave velocity structure at CNT. This velocity structure is obtained from two times S wave logging : 0-100m and 60m-500m. Arrows indicate the locations where accelerometers are installed.

におけるS波の Q_s 値を求めることができる。

堆積層のS速度構造は、検層により0 mから100 mまでと60 mから500 mまでの二つに分けて調べられている。検層によって求められたS波速度構造をFig. 12に示す。2つの結果は60 mから100 mの間でくい違っているがこれを修正してつなげたものを用いた。深さ100 mまでの浅いほうの検層結果では深さ68 mから100 mまでS波速度500 m/secとなっているが、もう1つの深さ60 mから500 mまでの深い検層結果は深さ90 mから560 m/secとなっている。今回の研究ではこの深いほうの検層の結果を採用して深さ68 mから90 mまでS波速度を560 m/secとした。密度は各層のS波速度と岩質から適当と考えられる値を仮定した。これらをTable 3に示す。 Q_s 値は $Q_s = Q_0 f^n$ の周波数依存性を仮定した。もし Q_s 値に周波数依存性が認められなければ $n = 0$ となり、 $Q_s = Q_0$ が得られるはずである。以上の仮定の上で Q_0 と n を様々に変化させて理論値を計算し試行錯誤で Q_s 値を推定した。 Q_s 値の推定は、浅い方から行い、そこで求められた Q_s 値を固定して、順次深い方へと進めていった。

地表0 mと深さ10 mでは観測値と理論値は10 Hz以上までピークの位置と振幅の両方をよく一致させることができた。Fig. 13に Q_0 と n を変えて計算した理論値を示す。観測されたスペクトル比は、周波数約3 Hzにおよそ6のピークをもち、周波数10 Hzと15 Hzでも4から5のピーク値を持っている。これを理論値と比較してみると3 Hzのピークの振幅を一致させるためには Q_0 が1から3という非常に小さい値を取らなくてはいけない。また、観測されたスペクトル

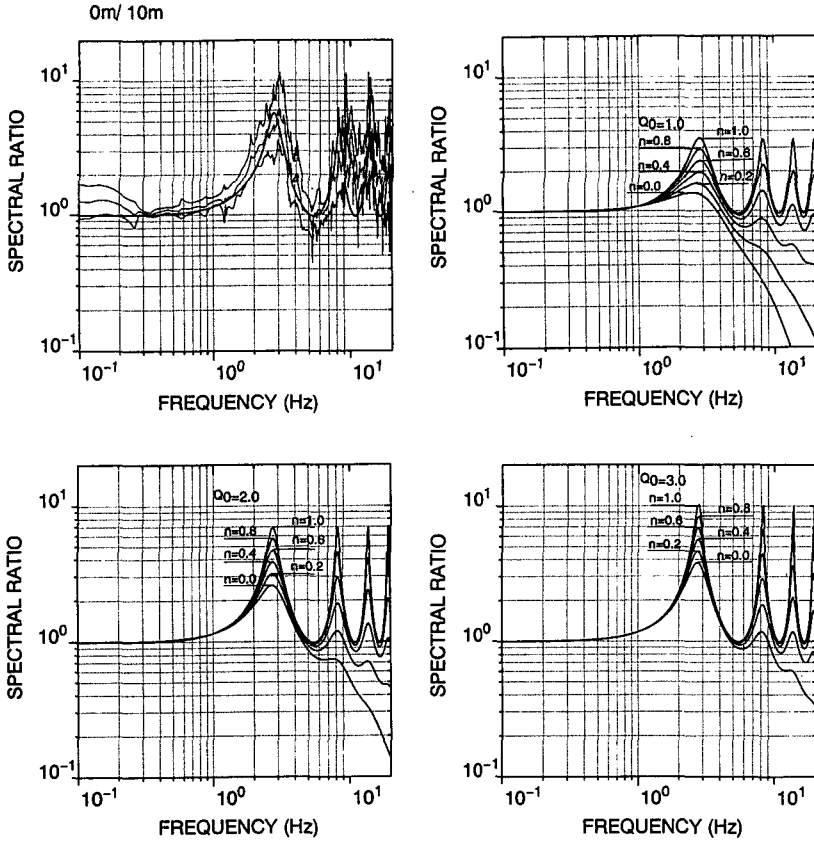


Fig. 13. Observed spectral ratio of S waves at free surface relative to that at 10m depth and theoretical one (Upper left). Also shown are sensitivity tests of the transfer function by varying the attenuation parameters of Q_0 and n ($Q_0=1$ to 3 and $n=0.0$ to 1.0).

比が 10 Hz 以上の周波数でも周波数 3 Hz 近傍の振幅とあまり変わらない振幅を持っている事実を説明するためには、 Q_s 値は $n=0.8$ 程度の周波数依存性を持たなくてはならない。 Q_s 値が周波数依存性を持たない ($n=0$) と仮定した場合、 $Q=3$ 程度で 3 Hz の振幅は説明できるが 10 Hz の振幅が小さくなりすぎてしまう。

地表 0 m と深さ 30 m の間では周波数 0 から 8 Hz まで理論値と観測値を良く一致させることができた (Fig. 14)。観測されたスペクトル比の 10 Hz のピークが理論値では再現できず周波数 9 Hz に現れている。また周波数 15 Hz のピークの位置も一致させることができなかった。速度構造を変化させてもこれ以上すべてのピークの位置の一致を改善することができず、結局検層結果による速度構造を用いた時が最もよい一致を見せた。結果として第 2 層では $Q_s=3f^{0.7}$ 、第 3 層では $Q_s=4f^{0.6}$ という結果が得られた。

地表 0 m と深さ 100 m の間では、周波数 0 から 5 Hz まで理論値と観測値を一致させることができた (Fig. 15)。ただし、観測されたスペクトル比では周波数 6.5 Hz にピークが存在するが、

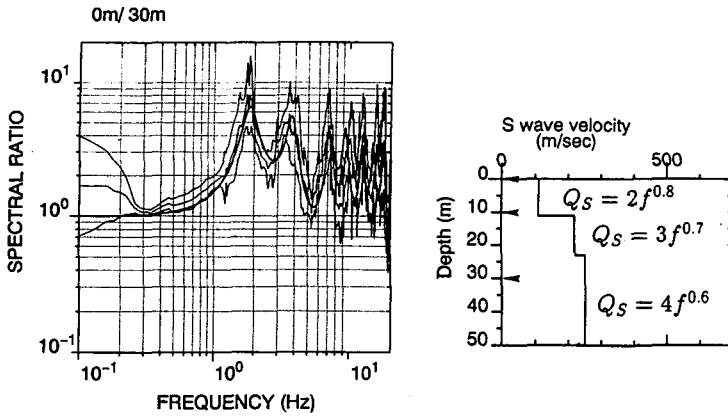


Fig. 14. Comparison between observed spectral ratio (0m/30m) and theoretical transfer function calculated based on S wave velocity and Q_s structures shown on the right.

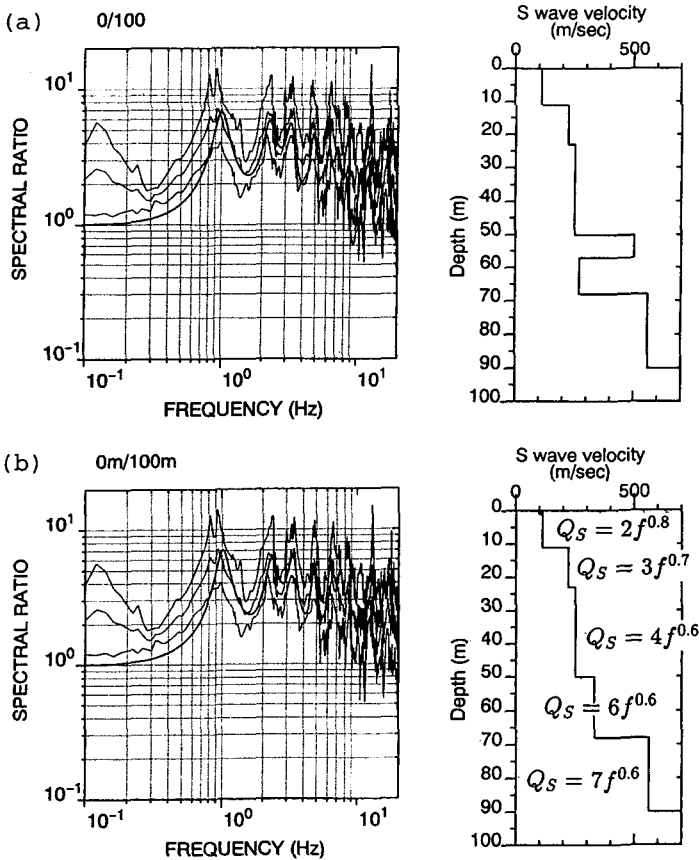


Fig. 15. Comparison between observed spectral ratio (0m/100m) and theoretical transfer function. (a) Theoretical transfer function is calculated based on the initial S wave velocity structure. (b) Theoretical transfer function is calculated based on the modified S wave velocity structure.

これを再現できなかった。また、理論伝達関数では観測されたスペクトル比には存在しない周波数 10 Hz 付近の大きな谷ができてしまった。検討の結果、57 m から 68 m の間に存在する低速度層によってこの谷が作られていることが分かった。この低速度層の速度を 500 m/sec に変更するとこの谷は改善されるが、1 Hz と 2.2 Hz のピークの位置が一致しなくなってしまう。そこで、50 m から 57 m の第 4 層と 57 m から 68 m の第 5 層をこの 2 層の平均の速度を持った 1 層にし、第 4 層と第 5 層は S 波速度 330 m/sec で、 $Q_s = 6f^{0.6}$ とした。この結果、低周波数側のピークの位置を変えることなく理論値の 10 Hz の谷を改善することができた。第 6 層の Q_s 値については、地表 0 m から 100 m までの伝達関数に第 6 層が寄与するのは深さ 90 m から 100 m までの 10 m のみであり、S 波速度も 790 m/sec と早い速度を持っているため、この 10 m の間で作られるピークの周波数範囲が 10 Hz 以上となり、この解析から Q_s 値は求められなかった。

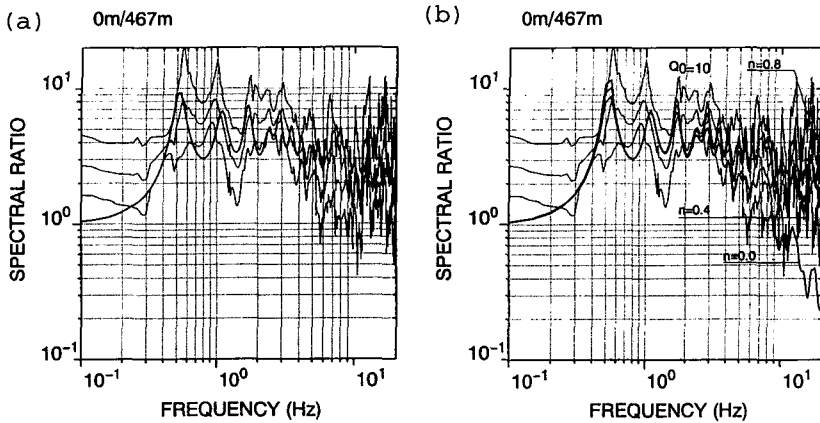


Fig. 16. (a) Comparison between observed spectral ratio (0m/467m) and theoretical transfer function ($Q_0=10$, $n=0.6$). (b) Change of the theoretical transfer function due to varying n value (from 0.0 to 0.8) in $Q=10f^n$.

地表 0 m と深さ 467 m の間ではあまり良く理論値と観測値を一致させることができなかった (Fig. 16)。周波数 1 Hz から 3 Hz までのピークの位置と振幅を理論値で一致させることができなかった。また、周波数 2 Hz 付近と 8 Hz 付近では理論値と観測値が 2 倍から 3 倍違っている。そのため、 Q_s 値の推定も任意性が大きく、10 Hz までの伝達関数の全体の傾向を合わせることによって、 Q_0 のおおよその値を求めた。結果として第 6 層が $Q_0=8$ 、第 7 層が $Q_0=9$ 、第 8 層が $Q_0=10$ としたが、この 3 つの層に関しては Q_s 値が 10 程度の値を持つということしかいえない。Fig. 16b には第 6 層、第 7 層、第 8 層の Q_0 を 10 とし、 n の値を $n=0.0$ 、 $n=0.4$ 、 $n=0.8$ の 3 つの場合について伝達関数を計算したものを示した。周波数 10 Hz 以上で伝達関数の理論値が観測値と同程度に 1 から 3 の値を持つためには $Q_s = Q_0 f^n$ の式において $n=0.4$ から $n=0.8$ としなくてはならず、ここでも Q_s 値が周波数依存性を持つことが確かめられた。

Table 3. S wave velocity and density structures (initial and final models) and Q_s structure obtained in this study.

Depth m	initial model		final model		$Q_s (=Q_0 f^n)$	
	V_s m/sec	ρ g/cm ³	V_s m/sec	ρ g/cm ³	Q_0	n
0-11	110	1.2	110	1.2	2	0.8
-23	220	1.7	220	1.7	3	0.7
-50	250	1.7	250	1.7	4	0.6
-57	500	2.0	330	1.9	6	0.6
-68	270	1.8	330	1.9	6	0.6
-90	560	2.0	560	2.0	7	0.6
-240	790	2.1	790	2.1	≈10	0.4~0.8
-420	970	2.2	970	2.2	≈10	0.4~0.8
420-	1260	2.3	1260	2.3	≈10	0.4~0.8

解析の結果、足柄平野における堆積層の Q_s 構造を、地表から 30 m の深さまでは 1 Hz から 10 Hz の周波数範囲で、また 467 m の深さまでは 1 Hz から 6 Hz の周波数範囲で求められた。この結果をまとめて Table 3 に示す。

V. 考 察

本研究では、 Q_s 値を推定するに当たって堆積層中のS波の伝播がSH波鉛直入射の1次元多重反射理論で説明できるという仮定をおいたが、この仮定の正当性と得られた Q_s 値構造の妥当性を確認するために、理論地震記象を合成して検討した。1次元多重反射理論で計算された伝達関数を用いて、 Q_s を求めることができた1から10 Hz の周波数範囲で各深さにおける理論地震記象を合成し、観測記録と比較した。理論記象の比較に当たって、各観測記録にハイカットフィルターをかけて10 Hz 以上の高周波成分を取り除いた。Fig. 17 に深さ100 m および467 m の観測記録を入力として合成した理論地震記象をS波部分の観測記録とあわせて示す。

100 m の記録を入力として計算した理論記象は各深さで良く似ているが、467 m の記録を入力として計算した理論記象は観測記録をあまり良く再現してはいない。これは地表0 m と467 m の間のスペクトル比と1次元多重反射理論で計算された伝達関数の一致があまり良くなかったことを反映していると考えられる。Fig. 16 をもう一度見ると1 Hz から3 Hz の間では計算された理論伝達関数が観測値を下回っているのに対し、6 Hz から8 Hz では理論値が観測値を上回っている。いずれにせよ、100 m の記録を入力とした理論記象は良く観測記録を再現しており、100 m 以浅では仮定の正当性と解析によって得られた Q_s 構造の妥当性が示された。深さ100 m と467 m の間については、No. 1 と No. 2 の地震の場合を除いて、仮定が十分に成り立つほど入射角度が小さくなかったのかもしれない。

次に、今回求められた Q_s 値と他の研究で求められた他地域の Q 値を比較する。武村・他(1993)は、地盤条件の異なる4地点において、ポアホールで観測された地震動記録を用いて、0.5 Hz ~ 20 Hz の範囲でS波の Q 値を求め、周波数依存性について検討した。彼らはまた、他の研究との比較もおこなっている。武村・他(1993)の Fig. 7 と Fig. 8 に本研究における結果を重ねたものが

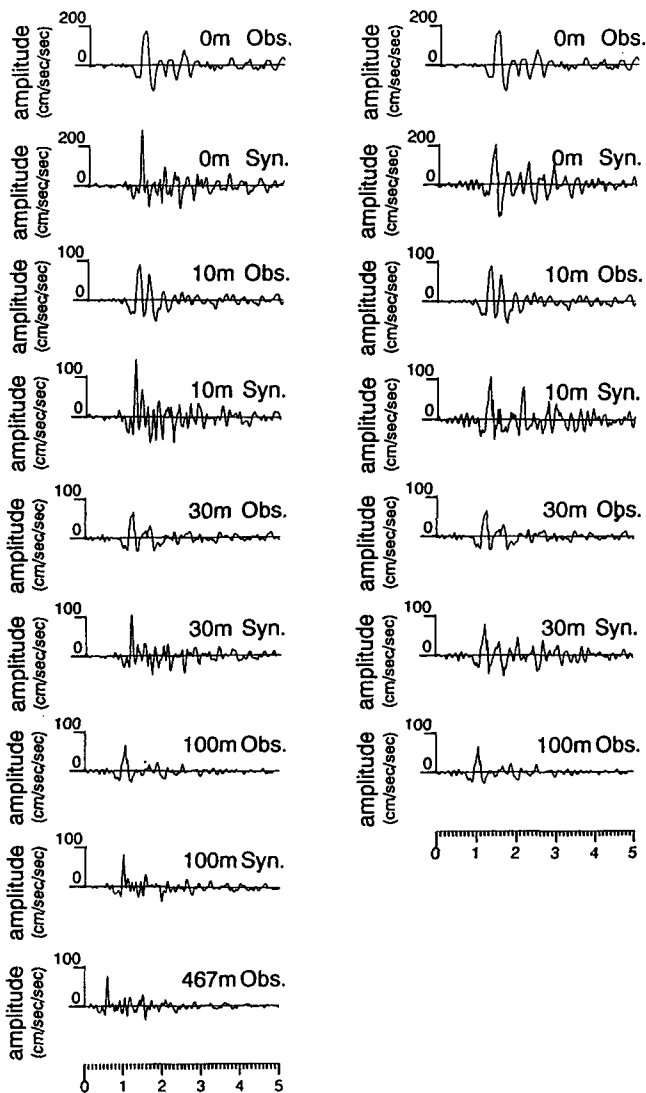


Fig. 17. Comparison between observed S wave transverse components and synthetic one at each depth. Input motion is shown at the lowest part in each column.

Fig. 18 と Fig. 19 である。Fig. 18 に S 波速度 700 m/s 以下の 100 m より浅い層の Q 値, また, Fig. 19 に S 波速度 700 m/s 以上の 100 m より深い層の Q_s の範囲をハッチで示した。Fig. 18 をみると, いずれの研究でも本研究と同様に, 周波数と共に Q_s 値が大きくなる傾向が見られる。しかし, TMK ($0 - 100 \text{ m}$) 以外の地域では, n の値は 0.2 程度である。Fig. 19 では, 本研究の結果として $Q_s = 10f^{0.4}$ から $Q_s = 10f^{0.8}$ の範囲を示したが, これをみると他の地域とほぼ等しい Q 値が得られている。

また, Seale and Archuleta (1989) は, カリフォルニアにおけるボアホールアレイの記録を用いて観測された S 波のスペクトル比と理論値を, 0.1 Hz から 10 Hz の周波数範囲でフィッティ

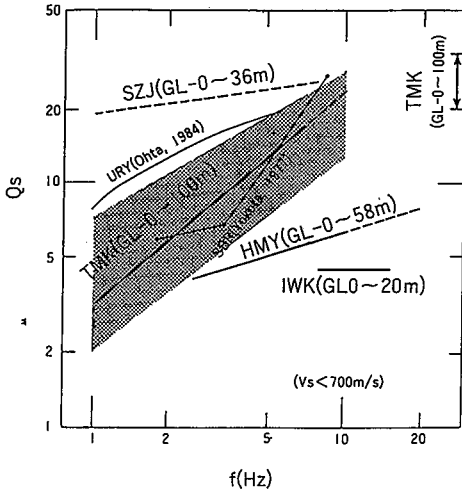


Fig. 18. Comparison between the resulting Q_s values in this study and other studies. Q_s values in layers with S wave velocity slower than 700m/s are shown. Hatched area shows a range of Q_s values evaluated in this study. (modified from Takemura *et al.* 1992)

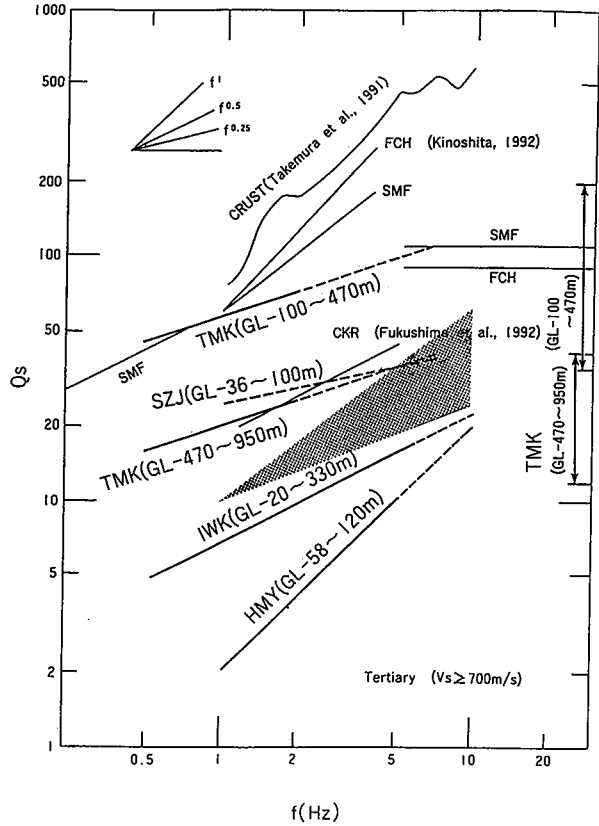


Fig. 19. Comparison between the resulting Q_s values in this study and other studies. Q_s values in layers with S wave velocity faster than 700m/s are shown. Hatched area shows a range of Q_s values evaluated in this study. (modified from Takemura *et al.* 1992)

ングし、 Q_s 値を求めている。ただし、 Q_s 値に周波数依存性は仮定していない。この結果によると、0 m から 14 m の S 波速度 290 m/s の第 1 層と、14 m から 30 m の S 波速度 620 m/s の第 2 層共に、 Q_s 値はほぼ 10 という値になっている。これは、本研究で求められた Q 値とほぼ等しい値であるが、 Q_s 値の周波数依存性を仮定せずとも観測値と理論値がかなりよく一致しており、この点では、本研究と対照的である。しかし、彼らも 10 Hz 以上の周波数領域では Q_s 値の周波数依存性を示唆している。

以上の研究から Q 値が周波数数 Hz から数 10 Hz の範囲で、周波数依存性を持つことはほぼ間違いない。一方、武村・他 (1993) では高周波側で Q_s 値が一定になるという結果もあり、また、Seale and Archuleta (1989) では、低周波数側で Q_s 値がほぼ一定とみなしてよいということから、 Q_s 値が周波数依存性を持つのは、ある周波数範囲に限られているようである。

地震波の減衰の原因として、主として 2 つの要因が考えられており、一つには内部減衰であり、もう一つは不均質な媒質中を地震波が伝わる際の散乱による減衰である。武村・他 (1993) は、

内部減衰による Q が周波数に依存しないことと、またこの Q 値が高周波側の頭打ちのレベルとほぼ整合することから、高周波側では内部減衰による Q の影響があらわれているのではないかと考えている。一方、散乱による減衰は、散乱体の代表的な大きさと地震波の波長の関係により、周波数依存性を持っている。散乱体が具体的に何であるかはよくわかっていないが、散乱体の大きさの分布がある大きさに集中しているような場合には、長波長の領域で散乱による Q が一定となることが考えられる。これらを考えあわせると、 Q 値が周波数依存性を示す周波数領域は、内部減衰と散乱減衰がそれぞれ卓越する周波数領域の間の遷移領域であると考えられることができるだろう。

VI. 結 論

足柄平野のボアホール鉛直アレイの観測記録を用いて、1次元多重反射理論に基づいた理論伝達関数を観測されたスペクトル比と一致させることによって、足柄平野の堆積層の Q_s 構造を求めた。解析に先立ち、これまで未知であった深さ 467 m における地震計の方位を決定した。

解析の結果、足柄平野 Q_s 値は非常に小さく、また $f^{0.4}$ から $f^{0.8}$ の強い周波数依存性を示すことがわかった。特に、深さ 11 m までの浅い部分では Q_s 値は $Q_s = 2f^{0.8}$ 、11 m から 23 m までは、 $Q_s = 3f^{0.7}$ となった。それより深い部分でも Q_s 値が f の 0.6 乗に比例することが分かった。

この研究や Fukushima *et al.* (1992) の研究で求められたごく小さい Q_s 値は、堆積層の減衰の効果が地震動に与える影響が多大なものであることを示しており、強震動予測上堆積層の Q 値を知ることの重要性を示唆している。さらに、研究の結果得られた Q_s 値が強い周波数依存性を示すことから、高周波数成分まで強震動を予測する場合、この効果を考慮する必要があることが分かった。

謝辞 用いた強震動記録は、東京大学地震研究所の強震計観測センターによって観測されたものである。同研究所技官の坂上実氏には観測およびデータ整理に関してお世話になった。本研究の費用の一部は、文部省科学研究費補助金（重点領域研究(1)、課題番号 04201107）によった。

文 献

- Aster, R. C. and P. M. Shearer, 1991. High Frequency Borehole Seismograms Recorded in the San Jacinto Fault Zone, Southern California. Part 1. Polarizations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1075–1100.
- Fletcher, J., T. Fumal, H. Liu, and L. C. Carroll, 1990. Near-Surface Velocities and Attenuation at Two Boreholes near Anza, California, from Logging Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 807–831.
- Fukushima, Y. and S. Kinoshita, and H. Sato, 1992. Measurement of Q^{-1} for S waves in Mudstone at Chikura, Japan : Comparison of Incident and Reflected Phases in Borehole Seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 148–163.
- Hauksson, E. and T. Teng, and T. L. Henyey, 1987. Results from a Deep Seismometer Array : Site Response, Low Q Values, and f_{max} . *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1883–1904.

- Park, J., F. L. Vernon III and C. L. Lindberg, 1987a. Frequency Dependent Polarization Analysis of High-Frequency Seismograms. *J. Geophys. Res.*, **92**, 12664–12674.
- Park, J., C. L. Lindberg and F. L. Vernon III, 1987b. Multitaper Spectral Analysis of High-Frequency Seismograms. *J. Geophys. Res.*, **92**, 12675–12684.
- Seale, S. H. and R. J. Archuleta, 1989. Site Amplification and Attenuation of Strong Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1673–1696.
- 武村雅之, 池浦友則, 高橋克也, 石田寛, 大島豊, 1993. 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価. 日本建築学会構造系論文報告集, **446**, 1–11.
- 植竹富一, 真下貢, 天池文夫, 1991. やや長周期地震動を用いた地中埋設地震計の方位推定. *地震*, **44**, 151–154.
- Vidale, J. E., 1986. Complex Polarization Analysis of Particle Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1393–1405.