震度データトモグラフィによる日本列島下の三次元 減衰構造および広域震度予測

東電設計株式会社* 中村 亮一
東京大学地震研究所** 島崎 邦彦
気象庁地震火山部*** 橋田 俊彦

3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands by Tomographic Inversion of Seismic Intensity Data and Predicting JMA Seismic Intensity Distributions in a Broad Area

Ryoichi NAKAMURA

Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., Uchisaiwai-cho 2-1-1, Chiyoda-ku, Tokyo, 100, Japan

Kunihiko SHIMAZAKI

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 1-1-1, Bunkyo-ku Tokyo, 113, Japan

Toshihiko HASHIDA

Japan Meteorological Agency, Otemachi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo, 100, Japan

(Received September 16, 1993; Accepted January 27, 1994)

Attenuation of seismic ground motions is affected by the 3-D attenuation structure. The distribution of seismic intensity of the 1993 Kushiro-Oki earthquake can not be predicted by conventional attenuation relations. We attempt to explain this phenomenon on the basis of the 3-D attenuation structure of the Japanese islands. We first obtain the 3-D attenuation structure by tomographic inversion of a large quantity of previous seismic intensity data and then simulate the seismic intensity distribution of the 1993 Kushiro-Oki earthquake using the attenuation model. Results are summarized as follows.

(1) The obtained 3-D attenuation structure shows that the Pacific plate and the Philippine Sea plate tend to show High- Q . These results are consistent with the reported results of P wave velocity tomography.

(2) The source acceleration of inland earthquakes whose depths are 0-30 km is smaller than that of subduction zone earthquakes at the same depth range.

(3) It is possible to reproduce the seismic intensity distribution of the 1993 Kushiro-Oki earthquake using the obtained 3-D attenuation structure and the relationship between source acceleration and JMA magnitude.

Key words: 3-D attenuation structure, Tomography, Seismic intensity.

§1. ま え が き

地震規模、震源距離及び地震動の振幅値等の関係は、一般に距離減衰式と呼ばれ、地震動予測や歴史地震の地震規模の推定などに用いられている。このような距離減

* 〒100 東京都千代田区内幸町 2-1-1

** 〒113 東京都文京区弥生 1-1-1

*** 〒100 東京都千代田区大手町 1-3-4

衰式は、地域に分けて求められている場合もあるが、多くは地震動が距離と共に同心円状に減衰する形であらわされている。しかし、実際には異常震域のように減衰構造の不均質性により同心円にならない事象が知られている。したがって、より正確な震度予測を行うには三次元減衰構造を考慮する必要がある。

HASHIDA (1987) は、HASHIDA and SHIMAZAKI (1984) の定式化に基づき、震度データを用いたインバージョンによって日本列島下の三次元減衰構造を求めた。インバージョン手法については、Damped Least Square 法によっている。この手法では逆行列を求めるため、大きな計算領域を必要とする。数 10 km 程度のスケールで三次元減衰構造を求める場合、計算領域の制約上、日本全国を対象として問題を解くことができなかった。このため、全国を 8 区域に分けた計算を実施していた。

さらに、震度データのインバージョンでは、減衰構造と同時に震源における仮想加速度を求めている。これは、震源を点とみなした場合の震源から半径 1 km の地点の加速度を表す。よって、地震規模（マグニチュード）と震源における仮想加速度との経験的な関係式と求められた減衰構造を用いて任意の地震の震度予測をおこなうことができる。HASHIDA and SHIMAZAKI (1987) は、東北日本における地震の震度予測を行い、地震の有感回数の計算値が実際とよくあうことを示した。しかし、震度予測はインバージョン解析で用いられた領域内に限られるため、大きい地震について、広い地域の震度予測をおこなうことができなかった。

その後、ARTB (ART-type Bayesian Reconstruction) 法と呼ばれるインバージョン手法 [HERMAN (1980)] を利用し [HIRAHARA (1988)], より大領域の問題が安定して解けるようになった。KAMIYA *et al.* (1989) 等はこの方法により日本列島下の三次元速度構造を求めている。

本研究においては、これらの手法を用いて日本全国を対象とし、大量の震度データを用いた日本列島下の減衰構造のインバージョンを行った。さらに、求められた減衰構造及び気象庁マグニチュードと震源における仮想加速度の関係を用いて、1993 年釧路沖地震の震度を推定することを試みた。この結果、広域にわたっての震度予測が行え、実際に近い異常震域を予想できることがわかった。

§ 2. 最大加速度に対する三次元減衰構造の影響例

異常震域現象など、震度が減衰構造の不均質性の影響をうけていることは良く知られている [伊神 (1975), 宇佐美・他 (1992), Utsu (1966) など]。震度と加速度には

Fig. 1. Attenuation of peak ground accelerations for the 1993 Koshiro-Oki earthquake. The solid circle shows a station located in the east of Volcanic Front, and the open circle shows a station in the west of this line.

相関があることが報告されており [鉢嶺 (1989), 河角 (1943), 翠川・福岡 (1988), 宇佐美・他 (1989)], 最大加速度振幅についても三次元減衰構造の影響を受けていると考えられる。武村 (1984) は、日本海中部地震の加速度振幅の距離減衰の勾配が一般の距離減衰式の勾配に比べて急であることを示すと同時に、太平洋側の地震を調べて、火山フロントの東西の観測点で距離減衰が異なることを指摘し、減衰構造の影響を示唆した。Fig. 1 は、強震観測事業推進連絡会議 (1993) の強震速報に基づいて、1993 年釧路沖地震の地表での水平 2 成分のうち大きい方の最大加速度の距離減衰を示したものである。火山フロントを境に日本海側と太平洋側の観測点を分け、これらを区別して示した。太平洋側の最大加速度の値は、同じ距離での日本海側の値の 10 倍～数 10 倍程度にも及ぶ。また、最大加速度の全体的なバラツキは、太平洋側の方が日本海側に比べて小さい傾向がみられる。太平洋側と日本海側の違いは、広域にわたっていることから地域的な表層地盤の増幅によるものとは考えにくく、より深い減衰構造に起因するものと考えられる。このような加速度記録を用いて三次元減衰構造を求めるには現在では十分なデータ量がない。しかし、これらのデータが蓄積されるにつれて、Q の振動数依存性なども検出出来るようになると思われる。

Fig. 2. Epicentral distribution of the earthquakes used in this study. The numeral indicates the hypocentral depth; 0: 0-30 km, 3: 30-60 km, 6: 60-90 km, 9: deeper than 90 km.

Table 1. The conditions of the calculations.

	This study	Hashida(1987)
Areas of calculation	The entire Japanese islands	8 regional areas in Japan
Earthquakes	1087	808
Stations	Weather stations of JMA	Weather stations and climate stations of JMA
Intensity data	12912	15170
Velocity structures	Ichikawa and Mochizuki(1971)	2 layers (V_s ; 3.8km/s, 4.3 km/s)
Intensity - Acceleration	Kawasumi(1943)	
Site amplifying effect	2.0	
Geometrical spreading factor	1/X X; travel distance	Ray theory
Inversion method	ARTB	Damped least square
Initial value of Q	100	400($h=0-30$ km), 100($h>30$ km)
Damping factor	$\sigma_{DATA}=0.34, \sigma_{SOURCE}=0.17, \sigma_{MEDIUM}=0.01$	
Relaxation parameter of ARTB	$\lambda=0.1$	-

§ 3. デ ー タ

今回、インバージョン解析に用いたデータは、気象庁の気象官署で観測された 1963 年から 1980 年までの震度である。震度 1 以上の観測点が 5 点以上ある地震を対

象とし、マグニチュードが不明とされている地震は除いた。その結果、検討の対象とした地震数は 1086、震度データは 12912 となった。用いた地震の震央分布を Fig. 2 に示す。マグニチュードの範囲は M 3.8~7.9 で

あり、深さの範囲は0~600 kmであるが、深い地震は少ない。

震度がS波の加速度を示すと考え、震度1から5の震度データは、次の河角(1943)の関係を用いて加速度に変換した。

$$\alpha = 10^{I/2 - 0.35}$$

ここで、 α は最大加速度振幅で、 I は気象庁(中央気象

台)の震度階級を示す。なお、震度6は、中央気象台(1952)によると250 gal~400 galに対応し、対数軸上での中央値の316 galを用いた。震度7は検討した期間には無い。HASHIDA(1987)は有感距離以内の無感地点を震度0とし、上式により最大加速度に変換してインバージョン解析を行っているが、今回は解析に震度0は用いなかった。

Fig. 3. Distribution of Q_s^{-1} values for each layer. The open square and the solid square indicate $Q_s > 100$ and $Q_s < 100$, respectively.

§4. 方 法

或る地点で観測された或る地震の最大加速度振幅 α (gal) は,

$$\alpha = S \cdot G \cdot g \cdot \exp \{-\pi f \Sigma (T_K / Q_K)\} \quad (1)$$

S: 震源における仮想加速度 (gal)

G: 幾何減衰項

g: 表層の増幅率

f: 周波数 (Hz)

T_K : K ブロックの伝播時間 (s)

Q_K : K ブロックにおける Q 値

Fig. 4. Cross-sections of Q_s^{-1} structure in the Tohoku region. The symbols are the same as those in Fig. 3.

Fig. 5. Three dimensional attenuation structure after HASHIDA (1987). "H" and "L" denote high Q and low Q respectively. The contour intervals are 1.0×10^{-2} (thick lines) and 1.5×10^{-2} (broken lines) s^{-1} , respectively, for areas where attenuation coefficients ($D = \pi f / Q$; $f = 1$ Hz) are smaller and larger than the reference values. The reference values are $7.85 \times 10^{-3} s^{-1}$ for Layer 1 and $3.14 \times 10^{-2} s^{-1}$ for the lower layers.

として表すことが出来る。ここで最大加速度値には震度がS波加速度を示すと考え震度から変換した値を用いる。なお、震源における仮想加速度は、震源を点とみなし、半径1 kmの地点での加速度を示すものである。 $\Sigma(T_K/Q_K)$ は震源から観測点までの地震波線上のブロックにおける (T_K/Q_K) の和を示す。

最大加速度振幅を決定づけるような周期の短周期地震波については長周期地震動と異なり、破壊伝播効果や震源メカニズムの影響が比較的少ないという指摘〔武村(1991)〕があるので、震源加速度の方位依存性はないものとする。

幾何減衰については、伝播距離の逆数とした。表層の増幅率については、上述の釧路沖地震の最大加速度の場合、表層地盤の影響が三次元減衰構造の影響に比べて小さ目であること、中村(1988)、野越(1987)、岡田・鏡味(1987)による地盤の震度への影響をみても震度差が1程度以下であることから、自由表面における増幅率として一律に2.0とした。

また、震度判定に寄与する周期成分については翠川・福岡(1988)の報告がある。彼らは、速度応答スペクトルと震度との関係を調べ、震度Iでは5~10 Hzの成分と相関が高く、震度が大きくなるにつれて相関が高くなる周期が長くなり、震度Vでは、2 Hz前後となることを報告している。しかし、リソスフェア内のS波減衰は、1 Hz以上の周波数では、周波数に強く依存し、 $f^{-1} \sim f^{-0.5}$ に比例する〔佐藤(1991)〕。このような周波数範囲においては、非弾性減衰の項 $(-\pi f \Sigma(T_K/Q_K))$ の項自体の周波数への依存性が弱くなる(f^{-1} の場合は依存性がなくなる)ため、上式の周波数 f の値を厳密にすることはあまり意味がないと考えられる。そこで、ここではHASHIDA(1987)と同様に1 Hzの値を仮定することとした。

震源から観測点までの地震波経路については、HASHIDA(1987)はモホ面を境界とした平行2層構造を用いて経路を考えているが、今回は、日本列島を一律に解くため球殻構造を仮定した。すなわち、平面的には大円を通る経路を考え、鉛直断面上では市川・望月(1971)による構造を用いてS波の経路を求め、これを用いた。

観測方程式の定式化については、HASHIDA and SHIMAZAKI(1984)に基づいた。この概要を以下に示す。

K番目のブロックにおける実際の減衰を Q_K 及びJ番目の地震の震源における仮想加速度を S_J 、それらの初期値を Q_{OK}, S_{OJ} 、初期値から計算されるI番目の観測点での加速度を α_{IJ}^c 、実際の加速度を α_{IJ}^o とすると、

$$\text{実測加速度 } \alpha_{IJ}^o = S_J \cdot G \cdot g \cdot \exp(-\pi f \Sigma T_{IJK}/Q_K)$$

$$\text{計算加速度 } \alpha_{IJ}^c = S_{OJ} \cdot G \cdot g \cdot \exp(-\pi f \Sigma T_{IJK}/Q_{OK})$$

から、両者の比の自然対数をとると、

$$\ln(\alpha_{IJ}^o/\alpha_{IJ}^c) = \ln(S_J/S_{OJ}) - \pi f \Sigma (Q_K^{-1} - Q_{OK}^{-1}) T_{IJK}$$

ここで、

$$r_{IJ} = \ln(\alpha_{IJ}^o/\alpha_{IJ}^c)$$

$$s_J = S_J/S_{OJ}$$

$$\delta q_K^{-1} = Q_K^{-1} - Q_{OK}^{-1}$$

とおき、観測方程式を $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ とした場合、それぞれは、

$$\mathbf{d}^T = [r_{11}, r_{21}, \dots, r_{N1}, r_{12}, \dots, r_{N2}, \dots, r_{NM}]$$

$$\mathbf{m}^T = [\ln s_1, \dots, \ln s_M, \delta q_1^{-1}, \dots, \delta q_K^{-1}]$$

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} 1 & -\pi f T_{11}^{11} & \dots & -\pi f T_{11}^{NK} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & \vdots & & \vdots \\ 1 & \vdots & & \vdots \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & -\pi f T_{NM}^{11} & \dots & -\pi f T_{NM}^{NK} \end{bmatrix}$$

とおくことができる。

実際の計算においては、実測加速度は上述の震度と加速度の関係から変換した値を用い、残差を最小とするような Q_K 及び震源における仮想加速度 S_J を求めた。これを初期値として、さらにイタレーションを行った。

インバージョンの解法については、HIRAHARA(1988)によるARTB法を用いた。ARTB法は、 $\mathbf{G}$ マトリックスの逆行列を解く必要がなく、 $\mathbf{G}$ マトリックスのモデルパラメーターの数にあたる1行づつを計算するため、メインメモリーが大幅に節約でき、大領域の問題でも解くことができる。しかし、直接レゾリューションを計算することは出来ない。データおよびモデルパラメーターに対する先験的な標準偏差については、HASHIDA and SHIMAZAKI(1984)と同様の、

$$\sigma_{\text{DATA}} = 0.34 \text{ (震度の誤差を}\pm 0.5\text{の一様分布と仮定)}$$

$$\sigma_{\text{SOURCE}} = 0.17 \text{ (}\sigma_{\text{DATA}}\text{の半分を仮定)}$$

$$\sigma_{\text{MEDIUM}} = 0.01 \text{ (異常震域現象に基づき仮定)}$$

という値を用いた。なお、減衰構造のインバージョンでは、 Q に拘束条件を与えない場合には、解が負になる場合がある。これを避けるため、ARTB法のグローバルイタレーション50回ごとに負となった Q 値を大きな正値に置き換えて、 Q を負にならないようにした。

解析領域については、東経128°~146°、北緯29°~46°、深さ0~600 kmを対象とした。ブロックサイズは

0.5°×0.5°×30 km とした。

主な解析の条件を HASHIDA (1987) と比較して、Table 1 に示す。

§ 5. 結果及び議論

5.1 減衰構造

インバージョンにおけるデータ数は 12912、モデルパラメータのうち地震数は 1086 である。また、ブロック数は領域全部で 24480 であるが、地震波の通過しないブロックが多く、これを除くようにしたため、計算上扱うブロック数は 4041 となり、モデルパラメータの総数は 5127 となった。細かな減衰構造を議論するためには、今回のデータ数がモデルパラメータ数に比べて少ないが、広域的な震度予測のための大局的な減衰構造を求めるにはあまり問題がないと考えられる。インバージョンによる残差の標準偏差は、ARTB 法のグローバルイタレーションが 100 回程度を超えるとあまり変化しなくなり、最初に比べ約半分程度となった。このことから、今回は、250 回でイタレーションを終了することとした。

求まった減衰構造の解はブロックごとにバラツキが大きいため、平滑化を行った。平滑化の方法としては、となりあうブロックの解及び中心のブロックの計 7 ブロックにそれぞれ同じ重み (1/7) をつけた移動平均とし

た。求まった減衰構造を Fig. 3 に示す。Q=100 以上については□印、以下については■印で示している。また、図中には、太平洋プレート [萩原 (1986)] 及びフィリピン海プレート [ISHIDA (1992), 山崎・大井田 (1985)] の等深度線を記入した。これによると、浅部から深部にかけて、太平洋プレートの部分は比較的安定して High Q が得られている。フィリピン海プレートでも同様の傾向がみられる。東北地方を横切る断面図を Fig. 4 に示す。これによると、太平洋プレートで High Q の傾向がみられる。HASHIDA (1987) によって求められた 90 km までの構造を Fig. 5 に示す。太平洋プレートで High Q である傾向は全般的に HASHIDA (1987) より今回の方が明瞭であると思われる。

深さ 0~30 km では、今回は全体として太平洋側で Low Q となった。HASHIDA (1987) では High Q となっており異なる結果となった。HASHIDA (1987) の場合、浅い地震では、距離が遠い観測点に対しても第 1 層しか通らない。しかし、実際には、それより深い構造の影響を受けているはずであるから、この影響が第 1 層に取り込まれてしまうと考えられる。一方、第 1 層については、観測点の地盤の影響が入り込んでくるため、同じブロック内に多数の観測点がある方が信頼できる結果が得られると考えられる。HASHIDA (1987) は気象官署及び区内観測点のデータを用いている。区内観測点はかつて気象

Fig. 6. Relation between a logarithm of the source acceleration and the JMA magnitude. The data show larger scatters in the depth range 0–30 km (a) as compared with those in the deeper range ((b)–(g)). They can be divided into two groups by the dotted line shown in the figure. The epicentral distributions of these two groups of earthquake are shown in Fig. 7.

(a) The larger source acceleration group

(b) The smaller source acceleration group

Fig. 7. Epicentral distributions of the two groups of earthquakes shown in Fig. 6(a). (a) group of earthquakes with large source acceleration. (b) group of earthquakes with small source acceleration.

庁が民間等に委託していた観測点であり、観測点数は気象官署に比べて格段に多い。今回は気象官署のデータのみを用いている。したがって、HASHIDA (1987) の方が地盤の影響はより少ないと思われる。このため、現地点で

はどちらの結果にも問題があるといえよう。

深さ 30~60 km では、東北日本において、HASHIDA (1987) の結果では火山フロントの太平洋側において High Q 、日本海側において Low Q が明瞭に得られてお

(a) Observation

Fig. 8(a). Seismic intensity distribution of the 1993 Kushiro-Oki earthquake observed at JMA stations.

り、今回の結果についてもその傾向が見られる。また、神谷(1991)が気象庁地震月報から求めた33~66 kmの深さのP波速度構造をみると、火山フロント付近より日本海側で速度が小さくなっており、今回の結果のLow Q と対応している。この深さの西日本では、近畿から中国地方にかけてのHigh Q の分布がHASHIDA (1987)と整合的であり、大きな相違点はみられない。神谷(1991)のP波速度構造では琵琶湖付近で高速の傾向がみられるが、この部分で今回はHigh Q の傾向が得られている。

深さ60 km以上でも、プレート部分では全体的にHigh Q が優勢であるが、その傾向は深くなるにつれてはつきりしなくなる。これは、解像度が悪くなっているためと考えられる。

今回は、幾何減衰効果を伝播経路の逆数で与えてこのような結果を得た。SEKIGUCHI (1992)は、数値計算に基づき速度構造の不均質により地震波の振幅が大きく変化することを示しており、幾何減衰は速度構造の不均質の影響を受けると考えられる。SEKIGUCHI (1992)の結果によると波線は高速度域で粗、その周辺部で密となっている。実際の震度分布が速度構造の不均質の影響をより強く受けたものであるとすれば、震度データを用いたインバージョンにより得られる減衰構造は高速度域においてLow Q が得られると期待されるが、今回の検討で得られた結果は逆であり、減衰構造の不均質の影響がより大

(b) Simulation

Fig. 8(b). Simulated seismic intensity contour map using 3-D attenuation structure in Fig. 3. The source acceleration is estimated from Fig. 6 on the basis of the observed JMA magnitude of 7.8.

きいことを示唆するものと考えられる。なお、今回の結果では速度構造の不均質による幾何減衰が無視されているので、実際の減衰構造は、得られた結果以上に不均質であると考えられる。

5.2 震源における仮想加速度

インバージョンでは、同時に震源における仮想加速度が得られる。これは震源を点とみなし、半径1 kmの地点での加速度を示すものであるため、みかけ上大きな値が求まる。震源における仮想加速度と気象庁マグニチュード M との関係をFig. 6に示す。深さ0~30 kmの地震の M に対する震源加速度の関係は、それ以深の地震よりバラツキが大きい。深い地震の震源における仮想加速度と気象庁マグニチュードの勾配は、おおよそ0.6程度である。しかし、深さ0~30 kmのものは全体でみるとその勾配はほとんど1程度となり、それ以外の深さのものに対して明かに勾配が大きい。データのまとめ具合をみると上下2つのグループに分けられるように見える。そこで、図中の直線(傾き0.6)により上下のグループに分けてみた。これら2グループ地震の震央分布はそれぞれ、Fig. 7の(a),(b)に示すようになり、明瞭な差がみられる。 M 5前後の地震はどちらのグループにも数多く含まれるのでこの違いは、 M の違いによるものとは考えにくい。このことから内陸の浅い地震は海溝

沿いの地震に比べて、 M に対して震度に関連する 1 秒程度までの周期をみた場合、震源における仮想加速度が小さい可能性がある。

武村 (1990) は、日本付近で発生した地震の地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M の関係を検討し、その関係が海溝沿いの地震と内陸地震において異なっており、内陸地震は地震モーメントに比べて気象庁マグニチュードが大きいことを報告した。その原因について、内陸の地震では、 M の決定に主に用いられるやや長周期表面波の励起が大きいこと等が考えられるとしている。今回、求められた震源における仮想加速度と気象庁マグニチュードの関係は、このことと定性的にあっている。

5.3 震度予測

求められた減衰構造及びマグニチュードから推定される震源における仮想加速度から、震度予測を行うことができる。

釧路沖地震について、深さ 90~120 km における震源加速度とマグニチュードの関係から M 7.8 に対する震源加速度のおおよその値として、 10^5 gal を与え、求められた減衰構造から (1) 式より日本列島全体について震度予測を行った。なお、インバージョンにおいて減衰構造が求まっていないブロックを地震波線が通過するような場合には計算しなかった。計算で得られる結果は加速度値であるため、これを震度に変換するにはインバージョンで用いたものと同様の関係を用いた。

実際の震度分布および計算による震度分布をそれぞれ Fig. 8(a) および Fig. 8(b) に示す。釧路沖地震の震度データは今回のインバージョン解析に用いていないにもかかわらず、計算結果は、実際の震度分布が東北日本を全体に南北に延びているという傾向をよく表現していることがわかる。

§6. ま と め

震度データインバージョンを全国一律に行い、太平洋プレートの部分で High Q となる結果が得られた。また、震源加速度は深さ 0~30 km の地震に対して、内陸と海溝沿いなどの海域の地震の間に明瞭な差が認められ、内陸の地震については震源加速度に対し、 M が相対的に大きくなる結果が得られた。さらに、得られた減衰構造を用いて広域の震度予測を行えることがわかった。

今回は、三次元減衰構造による広域的な震度予測について検討した。今後、より精度の高い震度予測を議論するためには、より詳細な減衰構造を求める必要があることから、データを増やすと共にインバージョンの解像度や地盤の増幅の影響の検討が必要である。

謝 辞

東京大学地震研究所宮武隆博士、神谷眞一郎博士、山中佳子博士、横浜市立大学岡元太郎博士には、インバージョン及び構造に関する有益な議論をして頂きました。東京大学宇佐美龍夫名誉教授には震度についてのさまざまな有益な知識を頂きました。東京電力・東電設計の方々に研究の便宜を図って頂きました。その他多くの方々から励ましの言葉を頂戴致しました。記して感謝致します。また、査読して頂きました末次大輔博士、匿名査読者及び編集委員の方々に深く感謝致します。

文 献

- 萩原幸男, 1986, 太平洋プレートとフィリピン海プレートの中中部日本重力場への影響, 測地学会誌, **32**, 12-22.
- 鉢嶺 猛, 1989, 震度の計測化について, 験震時報, **52**, 43-68.
- HASHIDA, T. and K. SHIMAZAKI, 1984, Determination of seismic attenuation structure and source strength by inversion of seismic intensity data: Method and numerical experiment, J. Phys. Earth, **32**, 299-316.
- HASHIDA, T. and K. SHIMAZAKI, 1987, Predicting JMA seismic intensities based on 3-D attenuation structure and surface amplifying factor: The Tohoku district, Japan, J. Phys. Earth, **35**, 367-379.
- HASHIDA, T., 1987, Determination of three-dimensional attenuation structure and source acceleration by inversion of seismic intensity data: Japanese Islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **62**, 247-287.
- HERMAN, G. T., 1980, Image Reconstruction from projections: The fundamentals of computerized tomography, Academic Press, New York, 316 pp.
- HIRAHARA, K., 1988, Detection of three-dimensional velocity anisotropy, Phys. Earth Planet. Interiors, **51**, 71-85.
- 伊神 輝, 1975, 日本の火山前線下における地震波の減衰, 地震 **2**, **28**, 61-73.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., **97**, 489-513.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地地震用走時表について, 気象研究所研究報告, **22**, 229-290.
- KAMIYA, S., T. MIYATAKE and K. HIRAHARA, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **64**, 457-485.
- 神谷眞一郎, 1991, 気象庁地震月報データから求めた日本列島下の 3 次元地震波速度構造, 地震 **2**, **44**, 185-201.
- 河角 広, 1943, 震度と震度階, 地震 **1**, **15**, 6-12.
- 中央气象台, 1952, 地震観測法.

- 強震観測事業推進連絡会議, 1993, 強震速報 No. 41, 1993年1月15日平成5年(1993年)釧路沖地震, 科学技術庁防災科学技術研究所, 52 pp.
- 翠川三郎・福岡知久, 1988, 気象庁震度階と地震動強さの物理量との関係, 地震 2, **41**, 223-233.
- 中村亮一, 1988, 気象庁震度データと地盤の対応について, 地震学会講演予稿集, No. 1, 278.
- 野越三雄, 1987, 1983年日本海中部地震による高密度震度と微地形等との統計的評価, 地震学会講演予稿集, No. 1, 265.
- 岡田成幸・鏡味洋史, 1987, 高密度震度調査資料にもとづく地震動の減衰特性と地盤増幅特性の考察, 第15回地盤振動シンポジウム資料集, 47-56.
- 佐藤春夫, 1991, ランダムな不均質による地震波の散乱, 地震 2, **44**, 特集号, 85-97.
- SEKIGUCHI, S., 1992, Amplitude distribution of seismic waves for laterally heterogeneous structures including a subducting slab, Geophys. J. Int., **111**, 448-464.
- 武村雅之, 1984, 強震地動, 地盤震動にかかわる今日の課題, 一日本海中部地震をめぐって一, 第12回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 15-24.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震 2, **43**, 257-265.
- 武村雅之, 1991, 震源近傍観測記録の解釈とその問題点, 都市直下の地震と地盤震動, 第19回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 17-30.
- 宇佐美龍夫・山下利夫・植竹富一・中村亮一・渡辺健, 1989, 加速度-震度の関係についての一考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 717-718.
- 宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡辺 健・中村亮一・植竹富一, 1992, 震度分布からみた東北日本の地震の特性, 地震 2, **45**, 339-351.
- Utsu, T., 1966, Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle inferred from abnormal distributions of seismic intensities, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. ser. VII, **2**, 359-374.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震 2, **38**, 193-201.