



Title	上部マントルの異常構造が強震動に与える影響
Author(s)	前田, 宜浩; MAEDA, Takahiro; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 64, 91-113
Issue Date	2001-03-27
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.64.91
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14292
Type	departmental bulletin paper
File Information	64_p91-113.pdf



上部マントルの異常構造が強震動に与える影響

前田 宜浩・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2001年1月10日受理)

Effects of the Anomalous Upper Mantle Structure on Strong Ground Motion

Takahiro MAEDA and Tsutomu SASATANI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,

Hokkaido University

(Received January 10, 2001)

It is well known that there exists the anomalous upper mantle structure beneath island-arc regions; the existence of a high Q , high V zone about 100 km thick, that is, the descending plate. In this study, we investigate effects of the anomalous upper mantle structure on strong ground motions based on numerous data observed at the dense K-NET stations in the eastern part of Hokkaido. First we investigate strong motion records and their S-wave spectra from three intermediate-depth earthquakes with different focal depths (100~150 km). The S-wave spectra at stations north of the volcanic front are extremely different from those at stations south of the front for an intermediate-depth event just beneath the front ($H\sim 150$ km); the S-wave spectra at the north stations severely lack high frequency contents. This difference decreases for more shallow events. These features are qualitatively explained by the anomalous upper mantle structure. Next we make the inversion technique to separate source, path and site effects from the observed S-wave spectra. The study zone is tentatively divided into two zones (the north and south zones) just beneath the volcanic front. The inversion technique is applied to the only data set (strong motion data at 17 stations from 7 intermediate-depth events) for the south region of the volcanic front; the data set for the north region is incomplete due to few records. The inversion results show the following features. (1) Q_s values in the south zone have a strong frequency dependence, (2) site amplifications generally reflect the surface geology at frequencies lower than 2 Hz, and (3) source spectra are well explained by the omega-squared source model with the high stress drop (about 20MPa). Finally we try to estimate Q_s values for the north zone by using the S-wave spectra observed at stations north of the volcanic front and the source spectra obtained from the inversion. Unfortunately the signal-to-noise ratios of the S-wave spectra are very low due to strong attenuation of high frequency seismic waves. However, we suggest that Q_s values for the

north zone have a considerably weak frequency-dependence compared with those for the south zone. This study is important for strong motion prediction from great intra-slab earthquakes such as the 1993 Kushiro-oki earthquake.

I. はじめに

1993年釧路沖地震 ($M_{JMA}7.8$) と 1994年北海道東方沖地震 ($M_{JMA}8.1$) による被害の発生から、沈み込んだプレート内で発生する巨大スラブ内地震によって、都市直下地震に匹敵する被害が起り得ることが認識された(日本建築学会, 1995; 1996)。スラブ内地震では、震度分布が震央を中心としたほぼ同心円状にならなかつたり、震央付近よりも遠い地域に高震度の領域が現れる、いわゆる異常震域現象が起きることが知られている。こうした現象は、沈み込む High-Q の海洋性プレートとそれを挟むように存在する Low-Q の領域で特徴付けられる上部マントルの異常構造(例えば, Utsu, 1977)によって定性的に説明されている。上部マントルの異常構造の存在により、スラブ内地震による地震被害は沈み込んだプレートと都市との位置関係に大きく左右されると考えられる。したがって、スラブ内地震による強震動を高い精度で予測するには、短周期地震波の強い励起で特徴付けられる震源特性 (Sasatani, 1997; Morikawa and Sasatani, 2000)、各地のサイト特性とともに、上部マントルの異常構造が強震動に与える影響を定量的に評価することが必要である。

これまでも、島弧下の3次元減衰構造 (Q_s 値構造) を定量的に評価した研究がいくつか行われている。海野・長谷川 (1984) は、微小地震記録のP波、S波のスペクトル振幅比をデータとして、東北日本下の3次元減衰構造を推定した。また、Hashida (1987)、中村・他 (1994) は、全国の震度データを用いて日本列島下の3次元減衰構造を推定した。これらの研究で推定された減衰構造は、上部マントルの異常構造と定性的には調和的である。ただし、解析上の仮定や、震度データを用いていることから、 Q_s 値の周波数依存性 (例えば, Aki, 1980) は考慮されていない。

最近、K-NET等により強震観測点が全国に高密度で配置され、多数の良質な強震動記録が得られるようになった。これらの記録を用いることにより、減衰構造をより詳細に定量的に評価することが可能になったと考えられる。実際に、K-NETの強震動記録を用いて、中村・植竹 (1999) は周波数依存性を考慮した日本列島下の3次元 Q_s 値構造の推定を行っている。

ここでは、まず、北海道東部地域で発生したやや深発地震 (深さ約100~150 km) による強震動記録から、上部マントルの異常構造が強震動に与える影響を示す。次に、これらの強震動記録のスペクトルインバージョンから、火山フロントよりも海溝側(南側)の深さ約100 kmまでの平均的な Q_s 値とやや深発地震の震源特性、各地のサイト特性を推定する。これらの結果をもとに、火山フロントよりも大陸側(北側)の平均的な Q_s 値と、スラブ内地震の震源特性について検討する。

II. やや深発地震による強震動記録の特徴

島弧下の異常構造が強震動に与える影響を定性的に理解するために、やや深発地震による強震動の特徴について検討する。対象とする地震は、北海道東部で発生した震源の深さが異なる3地震である。これらの地震に対して、防災科学技術研究所により全国に均一に配置された強震観測網 (K-NET) で均質な強震動記録が得られている。このうち、ここでは HKD 061 (ウトロ), HKD 066 (標津), HKD 069 (別海), HKD 071 (厚床) の4観測点での強震動記録を比較に用いる。それぞれの観測点の周辺では別の K-NET 観測点でも記録が得られている。これら4観測点での記録はそれぞれ周辺の記録と調和的であり、これら4観測点の記録を比較することにより他の観測点での記録も含めた強震動の空間的な特徴を見ることができる。3つのやや深発地震と4点の K-NET 観測点は、千島弧をほぼ南北に縦断する鉛直断面内に位置している (Fig. 1)。

最初に、97年11月15日のやや深発地震 (No. 6, Fig. 1, Table 1) による強震動について検討する。この地震は火山フロントのほぼ直下で起きた地震である。この地震による加速度波形 (Fig. 2) は、北側の2観測点 (HKD 061, HKD 066) と南側の2観測点 (HKD 069, HKD 071)

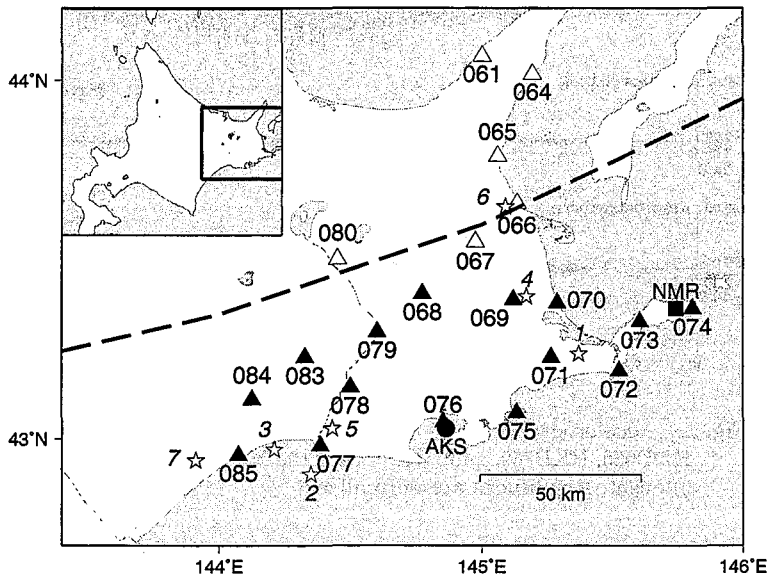


Fig. 1. Strong-motion stations and epicenters of earthquakes used in this study. Triangles, a square and a circle denote the K-NET stations (numbers in three figures; the prefecture code HKD is omitted), the FREESIA-net station (NMR), and the CRIEPI station (AKS), respectively. The solid symbols denote stations used in the inversion analysis. Open stars denote epicenters of intermediate-depth earthquakes whose source parameters are shown in Table 1. A bold dashed line denotes the volcanic front. Map inset shows the study area (the eastern part of Hokkaido).

Table 1. Earthquakes used in this study and data acquisition matrix.

Ev. No.	Date	D (km)	M (JMA)	K-NET												FREESIA	CRIEPI		
				068	069	070	071	072	073	074	075	076	077	078	079	083	084	085	NMR
1	97. 5. 4	104	4.2	○	○	○	○		○	○	○		○	○		○		○	
2	97. 6. 7	112	4.1		○	○	○	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
3	97. 6.15	98	5.1	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	○	○
4	97. 7.17	125	4.1	○	○		○		○	○	○	○	○		○		○	○	○
5	97.11. 6	113	4.9	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
6	97.11.15	153	6.1		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		○		○	○
7	99. 5.13	104	6.4	○	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	○	○	○

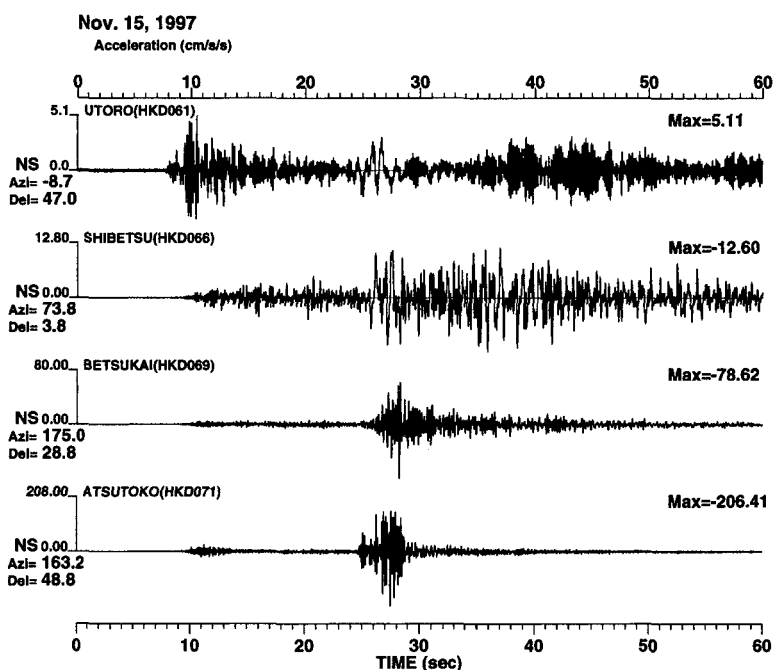


Fig. 2. Accelerograms (N-S component) observed at HKD061, HKD066, HKD069, and HKD071 for the November 15, 1997 (No. 6) event. Amplitudes are normalized.

で形状が大きく異なる。そこで、ほぼ同じ震央距離にある HKD 061 と HKD 071 の記録を比較する。HKD 061 での記録は、S 波部分で高周波数成分が少ないため、加速度波形でありながら周期約 1 秒の波がはっきりと見える。また、S 波と同程度の振幅を持つ高周波数の後続波が見られる。これに対し、HKD 071 での記録は S 波部分に高周波数成分が重畳しており、S 波の最大振幅は HKD 061 よりも約 70 倍大きい。また、後続波の振幅は S 波振幅に比べ非常に小さい。さらに、4 観測点での記録を比較すると南側の観測点の方が震央近傍の HKD 066 よりも大きな最大加速度を記録していることがわかる。次に、S 波部分の加速度フーリエスペクトルを比較する (Fig.

3). スペクトルは S 波到達の約 1 秒前からの 10.24 秒間分を FFT により計算した. HKD 061 の 7 Hz 付近や HKD 069 の 5 Hz 付近, HKD 071 の 3 および 6 Hz 付近にサイト特性を反映していると思われるピークが見られる. 4 観測点でのスペクトルの平均的な形状を比較すると, 0.1~1 Hz の周波数帯ではどれもほぼ同じ振幅レベルである. しかし, 1~20 Hz の周波数帯では HKD 061 と HKD 066 では右下がりの形状であるのに対し, HKD 069 と HKD 071 ではこの周波数帯で大きな振幅を持っている. これらのスペクトル形状の比較から, 4 観測点での加速度波形の相違は主に約 1 Hz 以上の高周波数地震動によることが分かる. より広範囲での強震動の特徴を見るために, S 波部分の最大加速度の距離減衰特性を Fig. 4 に示す. 用いたデータは, この地震をトリガーした北海道内の K-NET 観測点における最大加速度値である. ●と○はそれぞれ, 火山フロントよりも北側と南側の観測点に対応している. 図中には, 参考のために福島・田中 (1992) による経験式を実線で示してある. これによると, ほぼ同じ震源距離であっても最大加速度は約 100 倍違っている. また, 火山フロントの北側の方が南側よりも最大加速度が小さくなる傾向があり, 火山フロントよりも南側での最大加速度は経験式よりも大きな値である. こうした大局的な特徴は, 伝播経路特性 (Q_s 値) が横方向 (南北方向) に不均質であることに起因すると考えられる. そして, この横方向の不均質が 4 観測点の波形とスペクトルに見られた高周波数成分の違いに大きく寄与していると考えられる.

つづいて, 11 月 15 日の地震よりも南側の, より浅部で起きた 97 年 7 月 17 日のやや深発地震 (No. 4, Fig. 1, Table 1) による強震動について検討する. なお, HKD 061 ではこの地震はトリガーされていないため記録がない. まず, 加速度波形を比較すると (Fig. 5), 11 月の地震と同様に HKD 066 と HKD 069 の間で波形が大きく変化していることが分かる. 次に, S 波部分のスペクトルを比較する (Fig. 6). 11 月の地震と同様にサイト特性を反映したピークが見られる. 1 Hz 付近では 3 観測点ともほぼ同じ振幅レベルであるが, 10 Hz 付近では HKD 066 に比べ他の 2 点は 5~10 倍大きな振幅である. 1~10 Hz での平均的なスペクトル形状に注目すると, HKD 066 のスペクトルは他の 2 点よりも振幅が小さいが, それらの形状の違いは 11 月の地震に見られたほど顕著ではない. S 波部分の最大加速度の距離減衰特性を Fig. 7 に示す. 11 月の地震ほど大きくばらついてはいないが, ほぼ同じ距離にある観測点でも最大加速度は約 10 倍異なっている.

最後に, 前の 2 地震よりも更に南側の浅部で起きた 97 年 5 月 4 日のやや深発地震 (No. 1, Fig. 1, Table 1) による強震動について検討する. この地震でも, 7 月の地震と同様の理由で HKD 061 での記録はない. 加速度波形を比較すると (Fig. 8), 3 観測点の記録には前の 2 地震で見られたような, 顕著な波形の違いが見られない. また, S 波部分のスペクトル (Fig. 9) も, 3 観測点で 1~20 Hz でのスペクトル形状に大きな違いは見られない. S 波部分の最大加速度の距離減衰特性 (Fig. 10) は, 前の 2 地震に比べ同じ距離での最大加速度のばらつきが小さく, 火山フロントの南側と北側の観測点に対して距離減衰特性の違いは見られない.

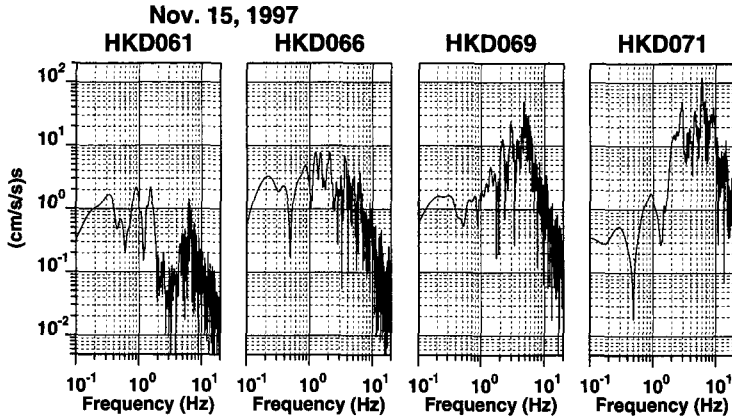


Fig. 3. S-wave acceleration spectra for accelerograms shown in Fig. 2.

観測点毎にこれら3地震の記録を比較すると、HKD 069とHKD 071では、いずれの地震においても約1 Hz以上の高周波数成分を多く含んだ記録が得られている。これに対し、HKD 066で得られた記録は、5月と7月の2地震ではHKD 069、HKD 071と同様に高周波数成分を多く含んでいるが、11月の地震では高周波数成分が減衰された記録になっている。また、HKD 061では、残念ながら5月と7月の2地震はトリガーされていないが、11月の地震では高周波数成分が大きく減衰された記録が得られている。

以上の検討から、やや深発地震による強震動は、震源と観測点との位置関係によって大きく2つに分類できる。一つは、5月の地震や7月、11月の地震の火山フロントよりも海溝側（南側）の地域で見られる、約1 Hz以上の高周波数成分を多く含むものであり、もう一つは7月、11月の地震の火山フロントよりも大陸側（北側）の地域で見られる高周波数成分の少ないものである。

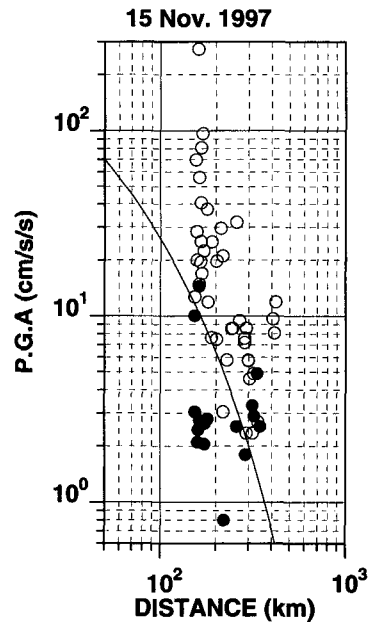


Fig. 4. Attenuation relation of peak horizontal accelerations from the November 15, 1997 event. Solid and open circles denote data recorded at the northern part and the southern part of the volcanic front, respectively. A solid line represents an empirical attenuation relation by Fukushima and Tanaka (1992).

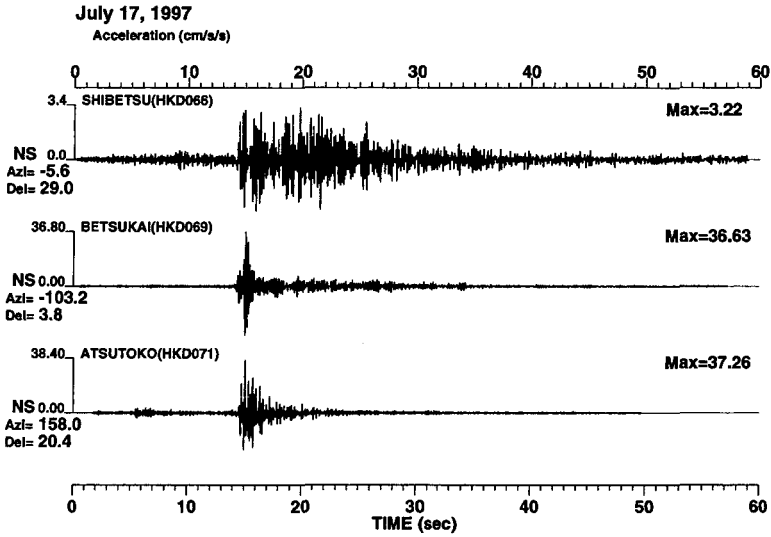


Fig. 5. Accelerograms (N-S component) observed at HKD066, HKD069, and HKD071 for the July 17, 1997 (No. 4) event. Amplitudes are normalized.

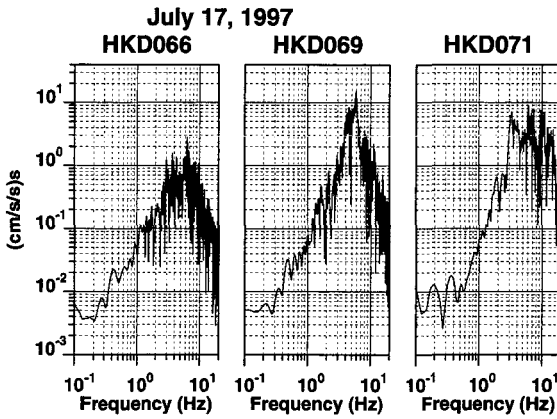


Fig. 6. S-wave acceleration spectra for accelerograms shown in Fig. 5.

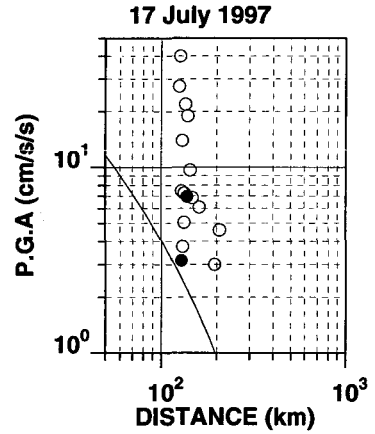


Fig. 7. Attenuation relation of peak horizontal accelerations from the July 17, 1997 event. Notations are the same as in Fig. 4.

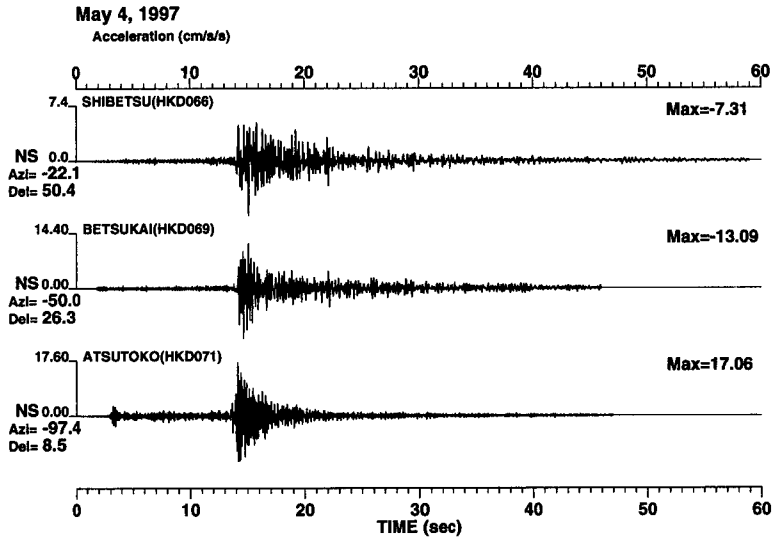


Fig. 8. Accelerograms (N-S component) observed at HKD066, HKD069, and HKD071 for the May 4, 1997 (No. 1) event. Amplitudes are normalized.

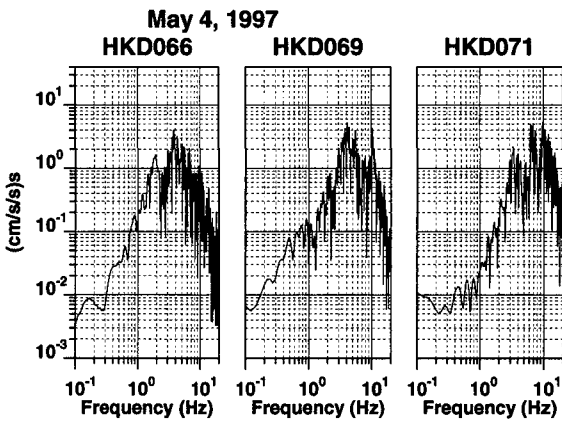


Fig. 9. S-wave acceleration spectra for accelerograms shown in Fig. 8.

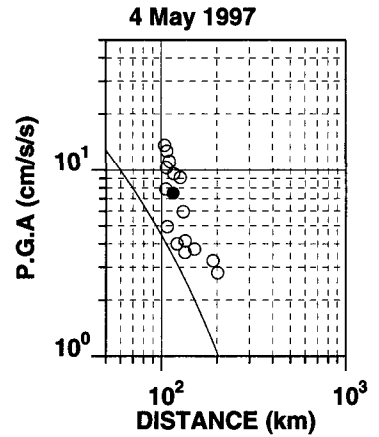


Fig. 10. Attenuation relation of peak horizontal accelerations from the May 4, 1997 event. Notations are the same as in Fig. 4.

こうしたやや深発地震による強震動の特徴は、Fig. 11 に示すように沈み込む High-Q のスラブと火山フロントよりも大陸側の Low-Q のマントルからなる島弧下の深部構造モデル（例えば、Utsu, 1977）によって定性的に説明される。なお、ここでは High-Q のスラブより上部で火山フロントよりも海溝側の上部マントルと地殻内を Intermediate-Q としてある。深さ約 150 km の地震による火山フロントよりも大陸側（北側）への波線は Low-Q の領域を通るが、海溝側（南側）への波線はそこを通らず、Intermediate-Q の領域を主に伝播すると考えられる。そのため、火山フロントの北側と南側では伝播経路特性（ Q_s 値）が大きく異なり、火山フロントよりも北側へ伝播する地震波は南側へ伝播する地震波よりも特に高周波数成分が大きく減衰される。また、深さ約 100 km の地震では火山フロント付近への地震波が Low-Q の領域内を伝播する距離が短くなるために、Low-Q の影響を強く受け始める位置は深さ 150 km の地震の場合よりも北側へ移動すると考えられる。したがって、HKD 066 よりも北側の観測点で 5 月と 7 月の地震がトリガーされていないのは、これらの観測点への地震波が Low-Q の領域内を伝播したことが要因の一つと思われる。このように、やや深発地震による強震動は伝播経路の影響を強く受けていることがわかる。

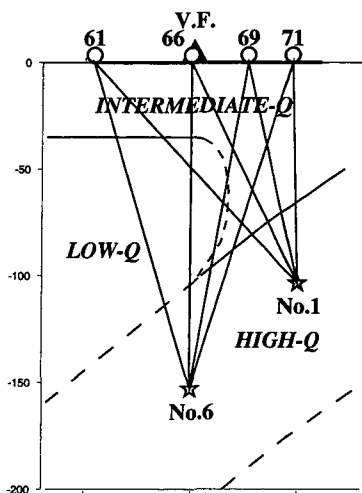


Fig. 11. Anomalous upper mantle structure (Q model) beneath the Kurile arc (a vertical section perpendicular to the Kurile arc). This structure is constructed based on this study of strong motion records and previous studies by Utsu (1977) and Umino and Hasegawa (1982). Schematic ray paths from two intermediate-depth events (Nos. 6 and 1) are also shown. Open circles and a solid triangle denote the K-NET stations and the volcanic front (V.F.), respectively.

III. インバージョン解析

島弧下の異常構造がやや深発地震による強震動に与える影響は Fig. 11 のような深部構造モデルによって定性的に理解することができる。しかし、観測された記録には伝播経路特性のみならず、震源、及びサイト特性の影響も含まれている。そこで、島弧下の異常構造が強震動に与える影響をより定量的に評価するために、ここではやや深発地震による強震動記録を用いて各特性を分離するインバージョン解析 (Iwata and Irikura, 1988) を行った。

1. 手法

一般に、S 波のフーリエスペクトルは、 Q_s が伝播経路に依存せず、サイト特性が地震に依存せず、幾何減衰が $1/R$ に従い、放射特性に影響されないと仮定すると次のようにモデル化できる。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) G_j(f) \frac{1}{R_{ij}} \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_s(f) V_s}\right) \quad (1)$$

ここで、 $S_i(f)$ は i 地震の震源スペクトル、 $G_j(f)$ は j 観測点近傍の地盤増幅率、 R_{ij} は震源距離、 $Q_s(f)$ は S 波に対する Q 値、 V_s は平均的な S 波速度でここでは 4.3 km/sec とした。(1) 式を任意の距離 R_{ref} で補正し、常用対数をとると、

$$\log O'_{ij} = \log S'_i + \log G_j - \log(e) \left(\frac{\pi f R_{ij}}{Q_s V_s} \right) \quad (2)$$

と線形化される。但し、 $O'_{ij} = (R_{ij}/R_{ref}) O_{ij}$ 、 $S'_i = (1/R_{ref}) S_i$ 、 e は Napier 数である。未知数 $S_i(f)$ 、 $G_j(f)$ 、 $Q_s(f)$ は、観測フーリエスペクトルと (2) 式の残差自乗和が最小になるように各周波数毎に決められる。その際、 $Q_s(f)$ は一意に決まるが、 $S_i(f)$ と $G_j(f)$ の間にはトレードオフが残るため、これらを一意に決定するために $S_i(f)$ か $G_j(f)$ に対して拘束条件を与えなくてはならない

(Iwata and Irikura, 1988)。本研究では拘束条件となる先見的な情報が無いため、Iwata and Irikura (1988) と同様に自由表面の効果を考慮しサイト特性が 2 倍以上になるという拘束条件を与えた。この拘束条件のみで計算した場合、インバージョンによって得られた O_{ij} 、 S_i 、 G_j を (1) 式に代入して計算される Q_s 値 (Q_{ij}) が負になり、対数上での Q_s 値の標準偏差が計算できない場合があったため、 Q_{ij} が $10^3 f$ 以下になるという拘束条件、すなわち

$$Q_{ij}^{-1} = -\frac{V_s}{\log(e) \pi f R_{ij}} (\log O'_{ij} - \log S'_i - \log G_j) \geq 10^{-3} f^{-1}$$

$$\log S'_i + \log G_j \geq \log O'_{ij} + \log(e) \frac{\pi f R_{ij}}{V_s} 10^{-3} f^{-1} \quad (3)$$

も与えた。また、 R_{ref} は M_{JA} に応じて 10~1000 の値を与えた。

2. データ

この手法で推定される Q_s 値は、解析に用いられた多数の地震と観測点とを含んだ領域での平均的な値である。実際の Q_s 値構造は Fig. 11 のように複雑であると考えられるが、ここでは、火山フロントを境界として、それよりも南側の Low- Q の影響を受けない領域と、北側の Low- Q の影響を強く受ける領域からなる簡単な Q_s 値構造 (Fig. 17) を仮定し、それぞれの領域に対する平均的な Q_s 値を推定する。ただし、火山フロントよりも北側の観測点で得られているデータ数が非常に少ないため、南側の領域のみをインバージョンの解析対象とした。

解析に用いた地震は、北海道東部で発生した深さ約 100~150 Km、気象庁マグニチュード 4.1~6.4 の 7 地震である (Fig. 1, Table 1)。また、解析に用いる記録は、K-NET 観測点 15 点での強震動記録と、防災科学技術研究所による FREESIA の根室観測点 (NMR) での広帯域記録と、電力中央研究所の厚岸観測点 (AKS) での強震動記録である (Fig. 1, Table 1)。これらの観測点のうち、NMR と AKS は岩盤上にあると考えられている観測点である。解析対象を北海道東部の観測点に限定するのは、伝播経路を単純に直線で扱うことが出来ると考えたためである。用

いたデータの震源距離と気象庁マグニチュードの関係を Fig. 12 に示す。震源、伝播経路、サイト特性を分離するスペクトルインバージョンを行っている他の研究（例えば、Takemura et al., 1991；Kinoshita, 1994；Satoh et al., 1997；加藤・他, 1998）と比較すると、本研究ではやや深発地震のみを対象としているために震源距離の範囲が特に小さく、 Q_s 値の推定が困難であると懸念されたが、後で示すように良好な結果が得られている。

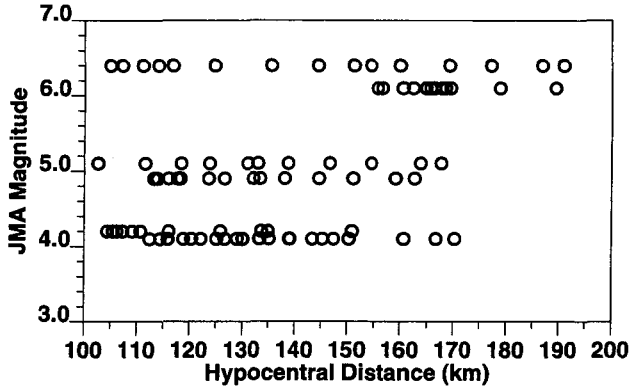


Fig. 12. Distribution of strong motion dataset in JMA magnitude and hypocentral distance.

解析には、S波の加速度フーリエスペクトルを用いる。K-NET, AKSの記録は100 Hz サンプリングの加速度記録、NMRの記録は80 Hz サンプリングの速度記録であるため、これら2種類の記録を同時に用いて解析を行うには、物理量や地震計の特性等をそろえなくてはならない。そこで、本研究では解析に用いる観測スペクトルを80 Hz サンプリングの加速度フーリエスペクトルに統一した。まず、各記録のS波の立ち上がりを目視で読み取り、その約1秒前から10.24秒間を10%のコサイン型のテーパを掛けて切り出し、FFTによりスペクトルを計算した。ここで、K-NET, AKSの記録は線形補間により80 Hz サンプリングの加速度スペクトルに直し、NMRの記録は微分して加速度スペクトルに直した。次に、0.1~20 Hzの周波数範囲で対数軸上ではほぼ等間隔に25の周波数を選び、中心周波数を f_0 とする $\pm 1/5 f_0$ での対数平均を周波数 f_0 での値として平滑化を行った。更に、同様の操作をS波到達直前までの10.24秒間に対して行ったものをノイズ(P-coda)スペクトルとし、S/N比が2以上のデータを解析に採用した。最後に、水平2成分のベクトル和をとり観測スペクトルとした。なお、S/N比の関係で0.5 Hz以下の周波数ではデータ数が少なくなっているため、結果は0.5~20 Hzについて示す。

3. 結果

Fig. 13に Q_s 値を示す。この結果には High-Q の影響も含まれているが、伝播経路の割合からすると (Fig. 11), 主に Intermediate-Q の値を表していると考えられる。0.5~20 Hz の周波数帯で明らかな周波数依存性が確認できることから、 $Q_s(f) = Q_0 f^n$ の形でモデル化すると $Q_s(f) = 49.2 f^{1.2}$ となる。この結果は、山本・他 (1995) が釧路沖の地震群による北海道南東部の観測点での記録を使った解析により求めた $Q_s(f) = 83.3 f^{1.0}$ や、Morikawa and Sasatani (2000) が 1994 年北海道東方沖地震群による北海道南東部の観測点での記録を使った解析から求めた $Q_s(f) = 120.9 f^{1.0}$ とほぼ同じ値である (Fig. 13)。また、各地で推定されている Q_s 値 (Sato and Fehler (1998), Fig. 5.1 を参照) とも調和的である。

得られた加速度震源スペクトルを Fig. 14 に示す。マグニチュードに応じて振幅の違いが見られるが、No.1 ($M=4.2$) と No.4 ($M=4.1$) では、 M_{JMA} が小さい No.4 の方が約 2 倍振幅が大きく、No.6 ($M=6.1$) と No.7 ($M=6.4$) では、 M_{JMA} は違うが、振幅はほぼ同じである。全体的なスペクトル形状は、低周波数側では右上がり、高周波数側ではほぼ平坦である。図中に示した実線は理論的に計算した震源スペクトルであり、これについては次章で検討する。高周波数側でスペクトル形状に凹凸が見られるが、これはサイト特性を 2 倍以上にするという拘束の影響などが考えられ、現時点ではこの形状を単純に震源特性と考えることはできない。

Fig. 15 にサイト特性を示す。NMR での増幅率がほぼ全周波数帯で 2 となっており、得られたサイト特性は NMR を基準とした結果といえる。約 2 Hz までの増幅率を見ると、根室半島にある観測点 (HKD 072~074, NMR) では 2~3 倍、根釧台地上の観測点 (HKD 068~070) では約 10 倍、釧路平野上の観測点 (HKD 078, 083~085) では 10 倍以上である。地質図 (Fig. 16) によると、根室半島は白亜紀の硬質な地盤であるが、根釧台地、釧路平野はそれぞれ火山灰堆積物、沖積層が厚く堆積している比較的軟弱な地盤であり、得られたサイト特性は大局的な地質を反映していると考えられる。しかし、それよりも高周波数帯では増幅率と大局的な地質構造との単純な対応は見られない。

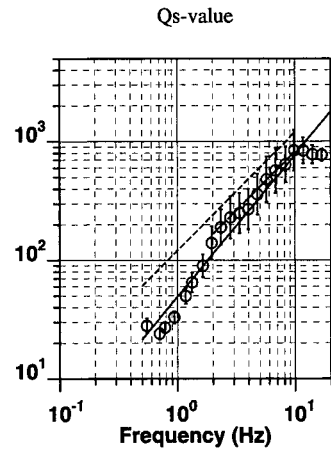


Fig. 13. Q_s values obtained from the inversion of S-wave spectra (open circles) and their standard deviations (vertical bars). A solid line is the best fitting line. A dashed line and a dotted line represent the results by Morikawa and Sasatani (2000), and Yamamoto et al. (1988), respectively.

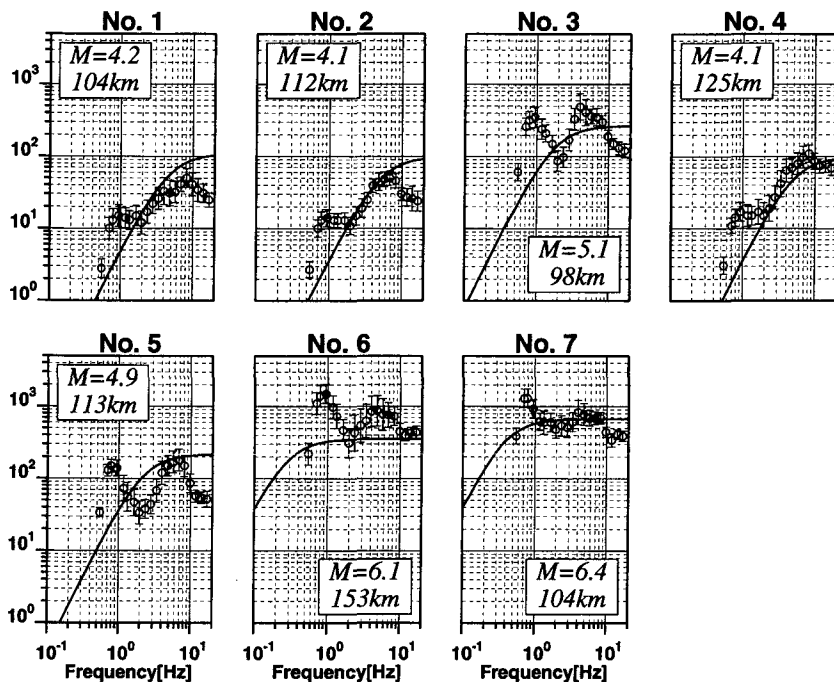


Fig. 14. Acceleration source spectra obtained from the inversion of S-wave spectra (open circles) and their standard deviations (vertical bars). A solid curve on each panel is the theoretical source spectrum calculated based on the ω^{-2} source model and the global source parameters (seismic moment and corner frequency).

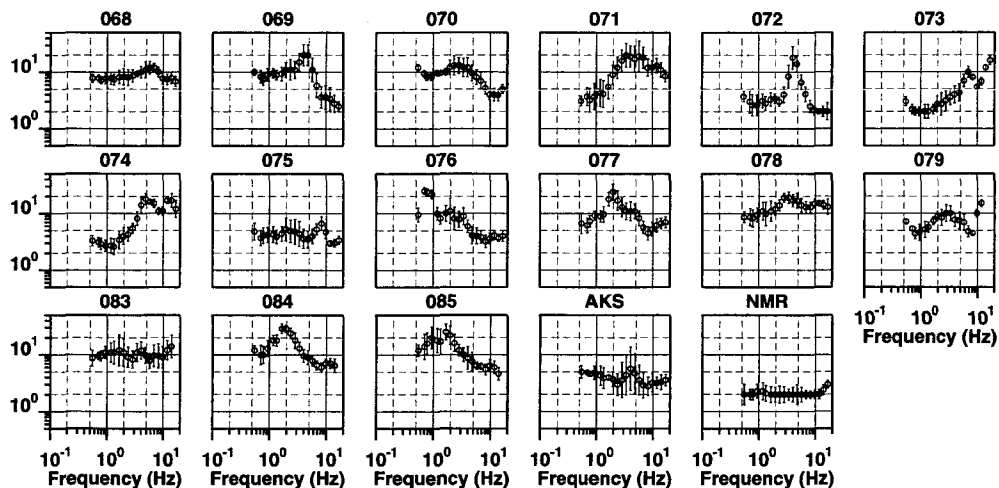


Fig. 15. Site responses at the K-NET stations, AKS and NMR obtained from the inversion of S-wave spectra (open circles) and their standard deviations (vertical bars).

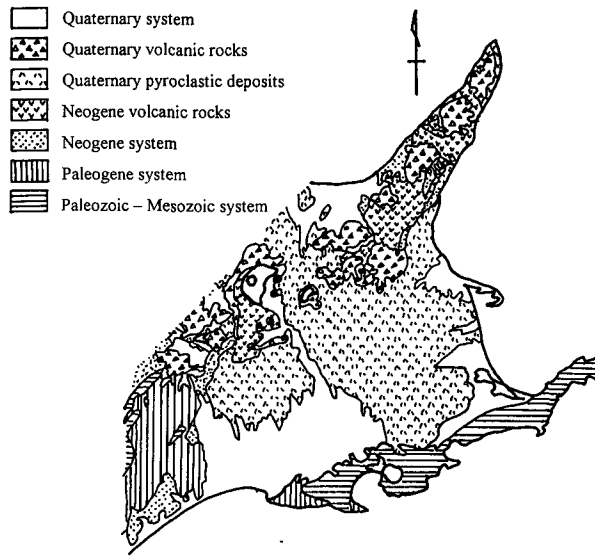


Fig. 16. Simplified surface geology map of the eastern Hokkaido (Nishikawa, 1995 ; the base figure is taken from Kato et al., 1990).

IV. 議 論

1. 火山フロント北側の Q_s 値について

III章では、島弧下の Q_s 値構造が火山フロントを境界とする2次元構造であると仮定し、火山フロントよりも南側の領域での平均的な Q_s 値を推定した。ここでは、データ数が少ないためにインバージョンを行えなかった火山フロントよりも北側の領域の Q_s 値について検討する。

まず、Fig. 11の構造を簡略化して、火山フロントを境界とする Q_s 値構造 (Q_{Int} , Q_{Low}) を仮定する (Fig. 17)。それぞれの領域での Q_s 値は一定であり、 Q_{Int} はインバージョンにより推定された Q_s 値に相当するものとする。なお、Fig. 17における火山フロントの北側と南側での Q_s 値は、それぞれ、Fig. 11における Low-Q, Intermediate-Q, High-Q を含めた平均的な値であ

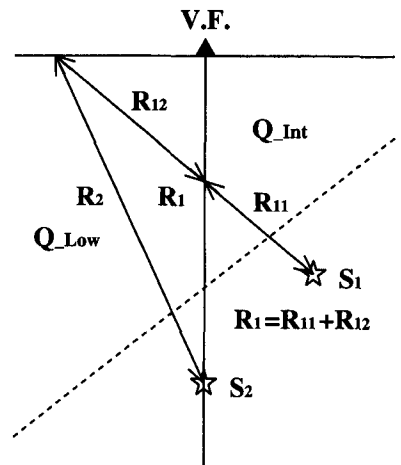


Fig. 17. Simplified Q_s structure modified from that shown in Fig. 11. The study zone is tentatively divided into two zones (Q_{Int} and Q_{Low}) just beneath the volcanic front (V. F.). Schematic ray paths to evaluate Q_s values for the Q_{Low} zone are also shown. A dashed line represents the upper plate boundary.

り、厳密には Low-Q, High-Q そのものを表しているのではない。Fig. 17 の S_1 , S_2 は震源を表しており、それぞれ 99 年 5 月 13 日と 97 年 11 月 15 日の地震 (No.6, No.7 ; Fig. 1, Table 1) に対応している。これらの地震では、インバージョンにより震源特性が推定されており、さらに、火山フロントの北側の観測点において記録が得られている。各震源から観測点までの波線を直線で近似すると、 S_1 による火山フロントよりも北側の観測点への波線は R_{11} と R_{12} に分けられる。以上の仮定に基づいて (1) 式から Q_{Low} を推定するためには、火山フロントよりも北側の観測点に対するサイト特性が必要である。しかし、それらのサイト特性についての情報がないため、ここでは 2 地震の同一観測点での記録のスペクトル比をとることにより、サイト特性に関する項を除いて Q_{Low} を推定する。

Fig. 17 のように、火山フロントよりも北側の観測点での 2 地震のスペクトル比は、

$$\begin{aligned} \frac{O_1}{O_2} &= \frac{S_1}{S_2} \cdot \frac{G}{G} \cdot \frac{R_1^{-1} \exp[-(\pi f R_1)/(Q_S V_S)]}{R_2^{-1} \exp[-(\pi f R_2)/(Q_S V_S)]} \\ &= \frac{S_1}{S_2} \cdot \frac{R_1^{-1} \exp[-(\pi f R_{11})/(Q_{Int} V_S)] \exp[-(\pi f R_{12})/(Q_{Low} V_S)]}{R_2^{-1} \exp[-(\pi f R_2)/(Q_{Low} V_S)]} \end{aligned} \quad (4)$$

で表される。この式に、観測スペクトル (O_1 , O_2), 震源特性 (S_1 , S_2), Q_{Int} を与えれば Q_{Low} を見積もることが出来る。また、火山フロントよりも南側の観測点の記録にこれを適用した場合には、 R_{12} はゼロとなり、 R_{11} に対する Q_S 値として Q_{Int} を与えることにより、 S_2 の波線 (R_2) に対する平均的な Q_S 値を求めることになる。ここでは、HKD 061, HKD 064, HKD 065 (Fig. 1) の記録から Q_{Low} を求め、HKD 069, HKD 071 (Fig. 1) の記録からインバージョンによる Q_S 値 (Q_{Int}) が推定できることを確認する。また、HKD 066, HKD 067, HKD 080 (Fig. 1) の記録から火山フロント付近の領域に対する Q_S 値を見積もる。まず、Fig. 18 (a) に火山フロントよりも北側での記録から求めた Q_{Low} と火山フロントよりも南側での記録から求めた Q_{Int} を示す。 Q_{Int} (★, ▼) は、インバージョンによって推定された Q_S 値とほぼ同じ値であり、この手法によって Q_S 値を推定することが妥当であると考えられる。また、インバージョンの結果と比べ多少のばらつきが見られるのは、インバージョンの結果が多数の波線についての平均的な値を表しているためであると考えられる。 Q_{Low} (●, ▲, ■) のうち白抜きで示した記号は、観測スペクトルの S/N 比が 2 未満のデータを基に計算された値であることを示している (Fig. 19)。したがって、これらの値は Q_{Low} の上限値であり、実際の値はこれよりもさらに小さいことが予想される。 Q_{Low} は約 2 Hz 付近までは S/N 比が良い記録から求められており、インバージョンによる結果とほぼ同じ値である。しかし、S/N 比が悪い 2 Hz よりも高周波数側ではインバージョンの結果に比べ 3~5 倍小さい値である。このことから、火山フロントの北側と南側での減衰特性の違いは、約 2 Hz よりも高周波数帯での Q_S 値の違い、すなわち Q_S 値の周波数依存性の違いを反映したものであると考えられる。ただし、 Q_{Low} は S/N 比の悪い記録を用いて得られた結果であり、現時点では Q_{Low} と Q_{Int} の違いを定量的に評価することはできない。次に、火山フロント付近での記録から求めた Q_S 値を Fig. 18 (b) に示す。これらの結果にも S/N 比が 2 以下のデータから計算された値が多

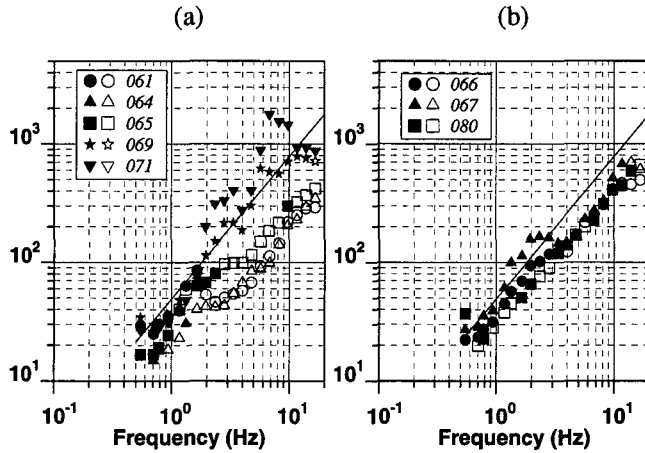


Fig. 18. Q_s values estimated from the S-wave spectral ratio method (see equation (4)). Left: stations north of the volcanic front, HKD061, HKD064 and HKD065; stations south of the volcanic front, HKD069 and HKD 071. Right: stations near the volcanic front, HKD066, HKD067 and HKD080. Open symbols indicate the less reliable estimation due to a low signal-to-noise ratio (see Fig. 19). A solid line is the best fitting line for Q_s values obtained from the inversion of S-wave spectra.

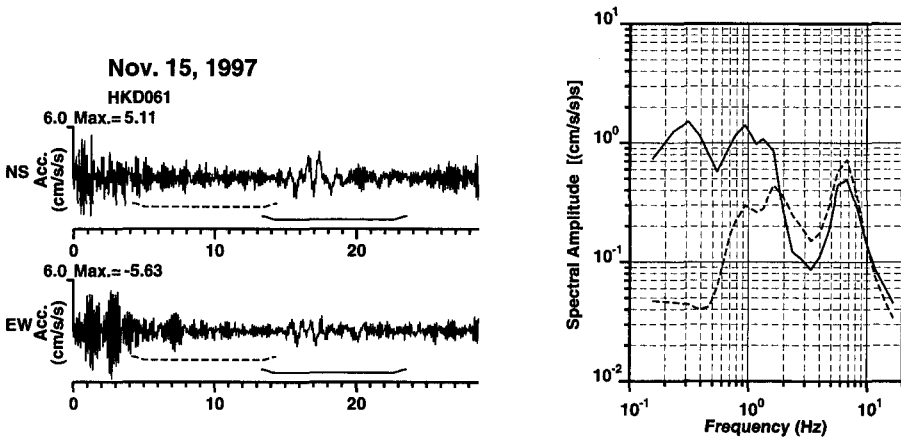


Fig. 19. Comparison between S-wave (solid curve) and P-coda (dashed curve) spectra at HKD061 for the Nov. 15, 1997 event. Note that the S-wave spectral amplitudes at frequencies higher than about 2 Hz are less than the P-coda spectral amplitudes. Accelerograms are also shown in the left. The time windows for the spectral analysis are shown by a solid line (S-wave) and a dashed line (P-coda).

数見られる。Fig. 17 の Q_s 値構造によれば、HKD 066, HKD 080 (●, ■) は Q_{Low} , HKD 067 (▲) は Q_{Int} に対応するはずであるが、いずれもほぼ同じ値となっており、2 Hz 以下では Q_{Int} とほぼ同じ値であるがそれよりも高周波数側では Q_{Low} と Q_{Int} の中間の値である。したがって、実際の Q_s 値構造は Fig. 17 で仮定したような単純な構造ではないことがわかる。

2. スラブ内地震の震源特性

巨大スラブ内地震は巨大プレート境界地震よりも高周波数地震動を強く励起すると考えられている (Sasatani, 1997; Morikawa and Sasatani, 2000)。ここでは、インバージョンから求められた震源スペクトルと、広くその適用性が認められている ω^{-2} モデル (Boore, 1983; Iwata and Irikura, 1988) から予測される理論震源スペクトルとを比較することにより、スラブ内地震 (やや深発地震) の高周波数地震動の励起強さについて検討する。

理論加速度震源スペクトルは、一般に次の形で与えられる。

$$S(f) = \frac{R(\theta, \phi)}{4\pi\rho V_s^3} \frac{M_0 (2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (5)$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数、 $R(\theta, \phi)$ は S 波の放射特性でここでは 0.63 とした (Boore and Boatwright, 1984)。 ρ 、 V_s は、それぞれ密度と S 波速度である。この式からわかるように、震源スペクトルを計算するには地震モーメントとコーナー周波数を与えなくてはならない。加藤・他 (1998) は、Dziewonski らによる地震モーメントと M_0 - f_c 関係 (Takemura et al., 1993) から求めたコーナー周波数を用いて理論震源スペクトルを計算している。ここでは、 M_{JMA} が 6 以上の 2 地震 (No. 6, No. 7; Fig. 1, Table 1) については、遠地記録の解析から求めた M_0 、 f_c を用い、その他の地震については、経験的に得られている M_0 - M_{JMA} 関係と M_0 - f_c 関係から求めた M_0 、 f_c を用いて震源スペクトルを計算し、インバージョン結果と比較した。

まず、 M_{JMA} が 6 以上の 2 地震に対して、IRIS の遠地 P 波上下動記録を用いた波形インバージョン (Kikuchi and Kanamori, 1991) を行った。これらの地震による IRIS の遠地 P 波記録は単純な 1 パルスからなる波形であるため、1 つの三角形関数からなる単純な震源時間関数が得られた (Fig. 20)。 M_0 は震源時間関数の三角形関数の面積から求められ、 f_c は三角形関数の底辺 (継続時間) を T として $f_c = 2/(\pi T)$ により計算される。次に、 M_{JMA} が 6 以下の地震に対して、Mahdavian and Sasatani (1996) が北海道周辺で発生した深さ 40~130 km の地震に対して求めた M_0 - M_{JMA} 関係と M_0 - f_c 関係

$$\begin{aligned} \log M_0 &= 1.34 M_{JMA} + 16.7 \\ \log M_0 &= 24.3 - 2.95 \log f_c \end{aligned} \quad (6)$$

に M_{JMA} を代入し M_0 、 f_c を求めた。なお、この M_0 - f_c 関係は、約 20 MPa のストレスドロップ (Brune, 1970; 1971) に相当している。III章で述べたように、スペクトルインバージョンによって求められた震源特性とサイト特性の間にはトレードオフがあり、それらの絶対振幅値について

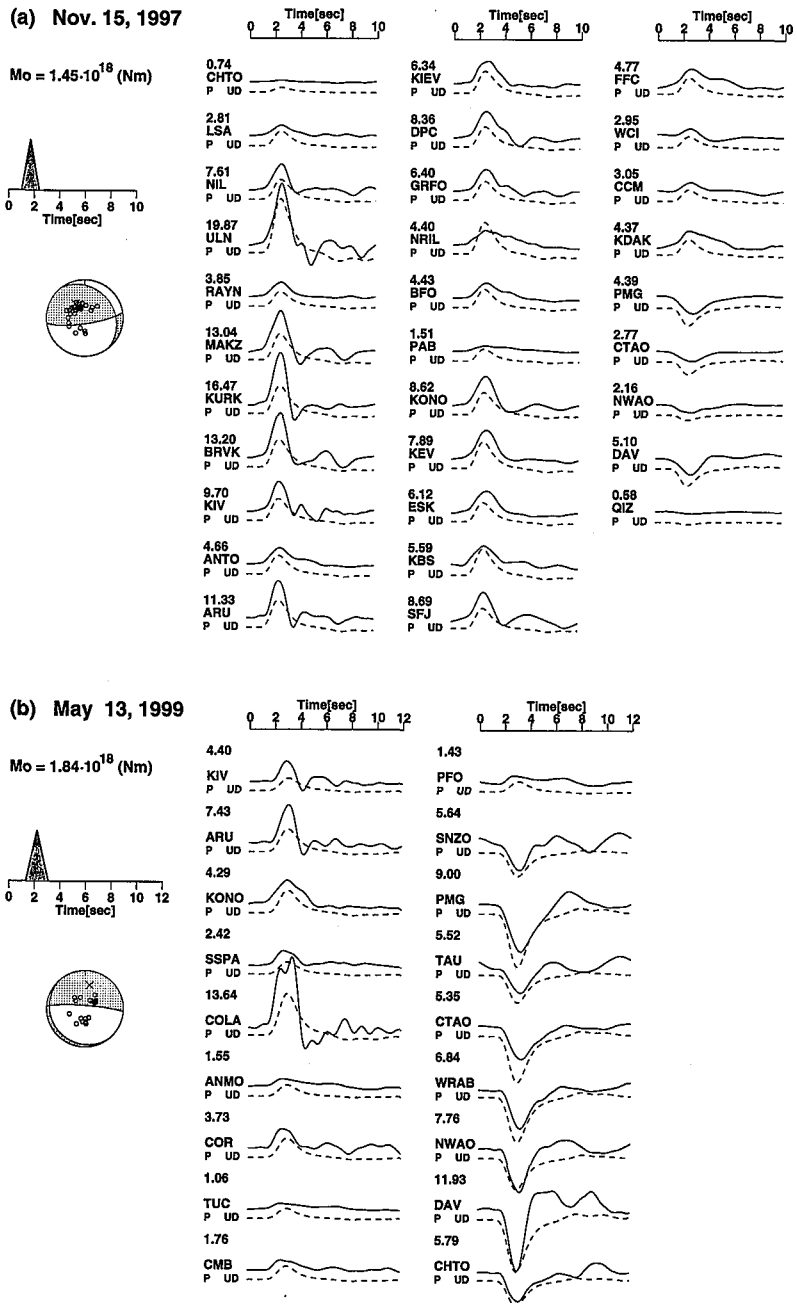


Fig. 20. Results of the waveform inversion of IRIS teleseismic data. (a) the Nov. 15, 1997 event and (b) the May 13, 1999 event. Solid and dashed curves represent the observed and synthetic waveforms, respectively. Moment rate function and focal mechanism are also shown at the left side of the figure. The shaded area of the focal mechanism represents compression.

議論するには注意が必要である。本解析で得られたサイト特性は NMR においてほぼ全周波数帯で2倍となっており、NMR を基準とした結果であると考えられる。(1)式におけるサイト特性 ($G(f)$) は、震源域と同じ音響インピーダンスを持つ地盤を基準とした場合の値である。しかし、NMR 観測点と震源域での S 波速度、密度は異なっており、サイト特性と震源特性の絶対値について評価するにはこの影響を考慮しなくてはならない。震源域と観測点直下での音響インピーダンスが異なる場合には、幾何減衰項に $\sqrt{\rho_s \beta_s / \rho_g \beta_g}$ を乗ずる必要がある。ここで、 ρ は密度、 β は S 波速度、下付き文字の s, g はそれぞれ震源域と観測点域での値であることを表している。ただし、波線が直線で近似できるものとする。ここでは、この影響が主にインバージョンによる震源特性に押し付けられたと仮定して、

$$S'(f) = S(f) \sqrt{\frac{\rho_s \beta_s}{\rho_g \beta_g}} \tag{7}$$

として理論震源スペクトルを計算する。ただし、NMR での土質データが無いため、ここでは NMR と同じ根室半島に位置している K-NET 観測点 (HKD 072) での土質データを用いる。

K-NET の土質データ (<http://www.k-net.bosai.go.jp/>) によると、HKD 072 の地下構造は地下 6 m で岩盤が現れる単純な 2 層構造である (Table 2)。この構造に対する SH 波の増幅特性によってインバージョンで得られたサイト特性が説明される (Fig. 21) ことから、NMR は HKD 072 の下層の地盤内にあると仮定する。

震源域と地表での S 波速度と密度を、 $\beta_s = 4.5 \text{ km/sec}$, $\rho_s = 3.3 \text{ g/cm}^3$, $\beta_g = 0.42 \text{ km/sec}$, $\rho_g = 2.8 \text{ g/cm}^3$ として計算し

Table 2. Velocity structure at HKD072.

Depth (m)	N-Value	P,S-Velocity (m/sec)		Density (g/cm ³)
1	2	1600	160	1.20
2	1	1600	160	1.42
3	9	1600	70	1.66
4	19	1600	70	1.94
5	17	1600	70	2.12
6	99	1600	420	2.34
7	99	1600	420	2.48
8	99	1600	420	2.54
9	99	1600	420	2.70
10	99	1600	420	2.78

た理論震源スペクトルとインバージョン

結果を比較したのが Fig. 14 である。いずれの地震においても、インバージョンによって求められた震源スペクトルと ω^{-2} モデルから予想される振幅レベルはほぼ同じである。この結果は、巨大スラブ内地震がプレート境界地震よりも高周波数地震動を強く励起する (Sasatani, 1997; Morikawa and Sasatani, 2000) という結果と調和的である。ただし、スラブ内地震の高周波数地震動の励起特性をより詳細に検討するには、さらに多くのスラブ内地震による強震動記録を解析する必要がある。

3. サイト特性について

NMR がサイト特性の基準観測点となる妥当性について検討する。サイト特性を評価する手法

にはいくつかあるが、ここでは理論計算と微動、S波のH/Vスペクトルによりサイト特性を評価し、スペクトルインバージョンによる結果 (Fig. 15) と比較する。まず、理論的な評価は鉛直入射SH波に対する増幅特性を次元多重反射理論により計算する。ただし、NMRについては地下構造に関する情報がないため理論的な評価は不可能である。次に、H/Vスペクトルは観測スペクトルの水平成分を鉛直成分で除すことで得られる。H/Vスペクトルは音響インピーダンスのコントラストが大きい構造に対して鋭いピークを持ち、その場合にはそれと同じ周波数でサイト特性にもピークが現れると考えられている (例えば、Lermo and Chábez-García, 1993)。そこで、ここでは特にH/Vスペクトルのピーク周波数に注目していく。S波H/Vの計算にはインバージョンに用いた7地震のS波スペクトルを用い、それらの平均をS波H/Vとする。また、微動H/Vの計算には、我々が1999年7月に北海道東部のK-NET観測点において行った微動測定によって得られたデータを用いる。約10分間の測定時間の中から適当に6つの区間を10.24秒間のtime windowで切り出し、それらに対して計算したH/Vスペクトルの平均を微動H/Vとする。なお、H/Vスペクトルはインバージョンと同様の平滑化を施したデータから計算されており、理論増幅特性にも同様の平滑化を施してある。

HKD 072 と NMR の2観測点に対する結果を Fig. 21 に示す。図が見つらなくなるため標準偏差は示さないが、いずれもファクター2以下である。各手法により評価されたHKD 072のサイト特性はインバージョンによる結果と非常に良く一致している。K-NETの土質データによると

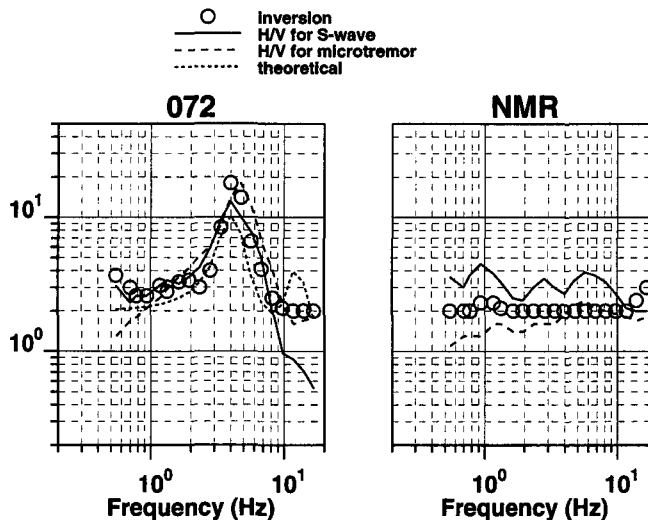


Fig. 21. Comparison of the site response obtained from the inversion and those estimated by various methods. Left: station HKD072, Right: station NMR. Open circles are the inversion results. A solid curve is site amplification estimated by the H/V spectral ratio method for S-wave and a dashed curve, that estimated by the H/V spectral ratio method for microtremor. A dotted curve on the left panel is theoretical site amplification calculated based on S-wave velocity model (Table 2).

HKD 072 での地下構造は単純な 2 層構造 (Table 2) であり, 各手法によって得られたサイト特性は浅部の構造をよく反映していると考えられる。また, NMR のサイト特性には鋭いピークは見られない。したがって, NMR のサイト特性がほぼ全周波数帯で 2 倍であるというインバージョン結果は妥当であり, NMR を基準観測点とみなすことが出来るものと考えられる。さらに, HKD 072 のサイト特性は低周波数側 (約 1 Hz 付近) で約 2 倍であり, NMR は HKD 072 の最下層に相当する地盤内にあると考えられることから, 前節において NMR での速度, 密度として HKD 072 の最下層の値を与えたことは妥当であると思われる。

V. ま と め

北海道東部で発生したやや深発地震を対象として, 上部マントルの異常構造がスラブ内地震 (やや深発地震) による強震動に与える影響について検討した。まず, やや深発地震による K-NET の強震動記録の比較を行い, それらが震源と観測点との位置関係によって大きく変化していることがわかった。これらの強震動の違いは主に 1 Hz よりも高周波数成分の相違を反映しており, Low-Q 領域の影響を受けた強震動は, 1 Hz よりも高周波数成分が大きく減衰されていた。

次に, 複数のやや深発地震による強震動記録の周波数領域での解析を行い, 火山フロントよりも海溝側 (南側) の領域での Q_s 値とやや深発地震の震源特性, および各地のサイト特性を推定した。その結果, $Q_s(f) = 49.2 f^{1.2}$ で表させる Q_s 値が得られ, サイト特性は約 2 Hz よりも低周波数帯で表層地質と調和的であった。さらに, この結果をもとに火山フロントよりも大陸側 (北側) の Q_s 値とやや深発地震の高周波数地震動の励起特性について検討した。その結果, 火山フロントよりも北側の Q_s 値は南側に比べ周波数依存性が弱く, 火山フロント付近を境として Q_s 値構造が変化していることがわかった。また, やや深発地震 (スラブ内地震) の高周波数地震動の励起強さはストレスドロップ 20 MPa の ω^{-2} モデルから予想されるものと同程度であるという結果が得られた。

これらの解析は Fig. 17 に示される非常に単純な Q_s 値構造を仮定して行われた。しかし, 実際の Q_s 値構造は Fig. 11 に示されるように横方向だけでなく深さ方向にも大きく変化していると考えられる。また, 火山フロントよりも北側では S/N 比の悪い記録しか得られていないという問題もある。今後は, Q_s 値構造の横方向の不均質だけではなく, 深さ方向の不均質についても詳しく調べることにより, Low-Q, High-Q, Intermediate-Q の領域の形状とそれらの値について定量的に評価することが重要であると考えられる。そのためには, やや深発地震による強震動記録が更に蓄積されることが必要である。

謝辞 本研究を行うにあたり, 防災科学技術研究所の K-NET, FREESIA-NET (NMR), および, 電力中央研究所 (AKS) の記録を使用させて頂きました。地震学及び火山学研究室の大学院生, 森川信之氏, 吉田邦一氏には, 北海道東部での微動観測の際に大変お世話になりました。北海道開発コンサルタントの齊藤誠治氏にはインバージョンプログラムを提供して頂きました。

上記各位に深く感謝致します。本研究の一部は、平成 11 年度文部省科学研究費(特定領域研究(A)) (1) 課題番号 08248111; 代表研究者, 京都大学防災研究所 入倉孝次郎教授) によって行われました。

文 献

- Aki, K., 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 50-60.
- Boore, D. M., 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- Boore, D. M. and J. Boatwright, 1984. Average body-wave radiation coefficient. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1615-1621.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971. Correction. *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- 福島美光・田中貞二, 1992. 新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂. 日本地震学会 1992 年秋季大会講演予稿集, 116.
- Hashida, T., 1989. Three dimensional seismic attenuation structure beneath the Japanese Islands and its tectonic and thermal implications. *Tectonophysics*, **159**, 163-180.
- Iwata, T. and K. Irikura, 1988. Source parameters of the 1983 Japan sea earthquake sequence, **36**, *J. Phys. Earth*, 155-184.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦, 1998. 強震記録から評価した短周期スペクトルの地域性. 地震 2, **51**, 123-138.
- 加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井愈, 1990. 日本の地質 1 北海道地方, 共立出版, 354 pp.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991. Inversion of complex body waves-III. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- Kinoshita, S., 1994. Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1387-1396.
- Lermo, J. and F.J. Chábez-García, 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.
- Mahdavian, A. and T. Sasatani, 1996. S-wave spectra from strong motion seismograms: source parameters and site response. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophys.)*, **10**, 1-19.
- Morikawa, N. and T. Sasatani, 2000. The 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake sequence: The complex activity of intra-slab and plate-boundary earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors.*, **121**, 39-58.
- 中村亮一・島崎邦彦・橋田俊彦, 1994. 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. 地震 2, **47**, 21-32.
- 中村亮一・植竹富一, 1999. 強震動波形を用いたスペクトル領域での三次元減衰構造及び地盤増幅インバージョン. 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 167-168.
- 日本建築学会編, 1995. 1993 年釧路沖地震災害調査報告 1993 年北海道南西沖地震災害調査報告, 1-272.
- 日本建築学会編, 1996. 1994 年北海道東方沖地震災害調査報告 1994 年三陸はるか沖地震災害調査報告, 1-137.
- 西川純一, 1996. 3. 地盤および地質, 1994 年北海道東方沖地震災害調査報告 1994 年三陸はるか沖地震災害調査報告 (日本建築学会編), 42-44.
- Sasatani, T., 1997. Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-Oki earthquake deduced from wide band strong motion records. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **10**, 269-293.
- Sato, H. and M. C. Fehler, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*. Springer, New York, 308 pp.

- Satoh, T., H. Kawase and T. Sato, 1997. Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku district, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 446–462.
- Takemura, M., K. Kato, T. Ikeura and E. Shima, 1991. Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology. *J. Phys. Earth*, **39**, 537–552.
- Takemura, M., T. Ikeura and T. Uetake, 1993. Characteristics of source spectra of moderate earthquakes in a subduction zone along the Pacific coast of the southern Tohoku district, Japan. *J. Phys. Earth*, **41**, 1–19.
- 海野徳仁・長谷川昭, 1982. 東北日本弧における二重深発地震面とその発震機構. 地震2, **35**, 237–257.
- 宇津徳治, 1977. 地震学. 共立出版, 310 pp.
- 山本みどり・岩田知孝・入倉孝次郎, 1995. 釧路地方気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性評価. 地震2, **48**, 341–351.