

電源開発株式会社  
大間原子力発電所

1993年釧路沖地震観測記録の特徴について

平成16年8月  
原子力発電安全審査課

1993年釧路沖地震観測記録の特徴を整理し、震源特性、伝播特性及び地盤の振動特性の観点から分析している。

## 1. 観測記録の特徴

大間地点において観測された1993年釧路沖地震観測記録の特徴を検討するために、この地震を含む5地震(1993年釧路沖地震, 1993年北海道南西沖地震, 1994年北海道東方沖地震, 1994年三陸はるか沖地震, 及び2003年十勝沖地震)について、最大加速度値を他地点の観測値と比較している。

さらに、大間地点で得られたこれら5地震の観測記録の応答スペクトルの特徴について検討している。

### 1.1 検討内容

対象とした5地震の諸元を表-1、震央位置を図-1に示す。これらの地震について図-2に示す敷地内の地表(T.P.+32.5m)の観測点、強震速報<sup>(1),(2),(3),(4)</sup>、K-NET及びKiK-netの地表の観測点で得られた最大加速度値と震源距離との関係を図-3～図-7に示し、敷地内の観測点の記録については●印で示している。また、図-3～図-7には、5地震で得られた最大加速度値と震源距離の関係を把握するための目安として、金井式から予測される最大加速度値を、 $T_G=0.1$ 秒,  $0.4$ 秒,  $1.6$ 秒として実線で併記している。同様に図-8～図-12には、やや深い地震にも適用可能とされている翠川・大竹(2003)<sup>(5)</sup>の距離減衰式(以下「翠川・大竹式」という。)から予測される最大加速度の平均値を実線で、平均値 $\pm\sigma$ を破線で併記している。なお、

翠川・大竹式では震源距離は断層面最短距離とされているが、ここでは気象庁震源からの震源距離を用い、同式の適用範囲と考えられる300km以内までについて示している。

また、大間地点で得られた5地震の観測記録の解放基盤相当位置(T.P.-207.5m)での応答スペクトルを図-13に示す。

## 1.2 検討結果

検討結果は、以下のとおりであるとしている。

(1) 大間地点の最大加速度値は、1993年釧路沖地震と1994年北海道東方沖地震では金井式の $T_G=0.1$ 秒の線より上に位置しており、震源距離が遠い割には大きな値になっている。

一方、1993年北海道南西沖地震、1994年三陸はるか沖地震及び2003年十勝沖地震では、金井式の $T_G=0.1$ 秒の線の下に位置している。

(2) 大間地点において、震源距離が遠い割に最大加速度値が大きい1993年釧路沖地震と1994年北海道東方沖地震では、大間地点の最大加速度値は他地点の上限に位置している。

(3) 翠川・大竹式は概して観測記録の最大加速度の距離減衰特性と対応しているが、特に1993年釧路沖地震、1993年北海道南西沖地震及び2003年十勝沖地震では対応がよい。

大間地点における1993年釧路沖地震及び1994年北海道東方沖地震の最大加速度は翠川・大竹式よりも大きくなっている。

(4) 応答スペクトルをみると、三陸はるか沖地震のEW成分を除いて周期

0.8秒付近にスペクトルのピークが認められ、このうち1993年釧路沖地震のNS成分が最も大きくなっている。

また、1993年釧路沖地震は、周期1秒付近よりも短周期側では他の4地震よりも大きくなっているが、長周期側ではそのようにはなっていない。

表-1 検討対象地震の諸元

地震名	震央位置		M	深さ (km)	震源距離 (km)
	北緯	東経			
1993年釧路沖地震	42° 55.0'	144° 21.4'	7.5	101	340
1993年北海道南西沖地震	42° 46.8'	139° 11.0'	7.8	35	204
1994年北海道東方沖地震	43° 22.3'	147° 40.7'	8.2	28	595
1994年三陸はるか沖地震	40° 25.6'	143° 44.9'	7.6	0	267
2003年十勝沖地震	41° 46.5'	144° 4.9'	8.0	45	270

諸元は気象庁による

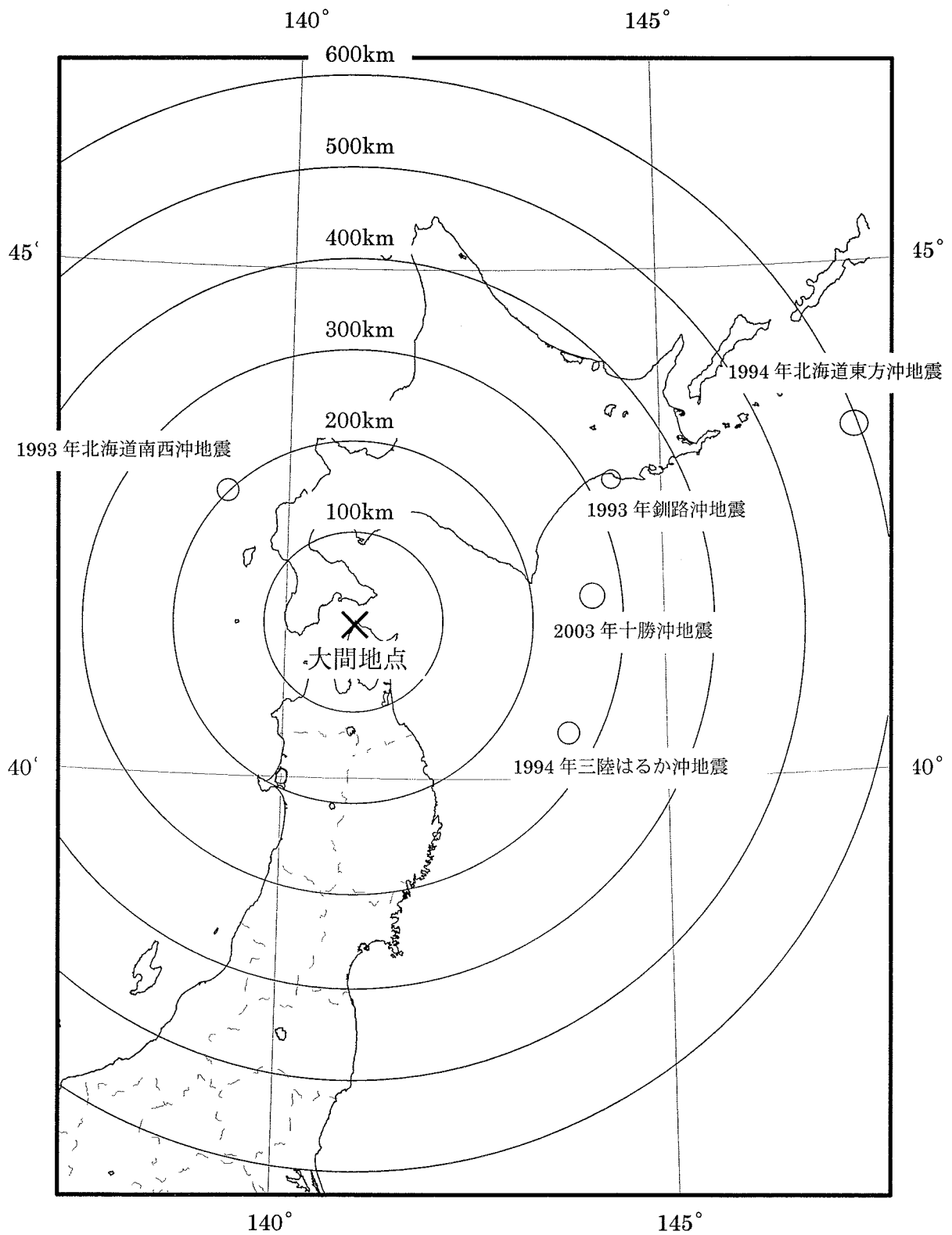


図-1 検討対象地震の震央分布

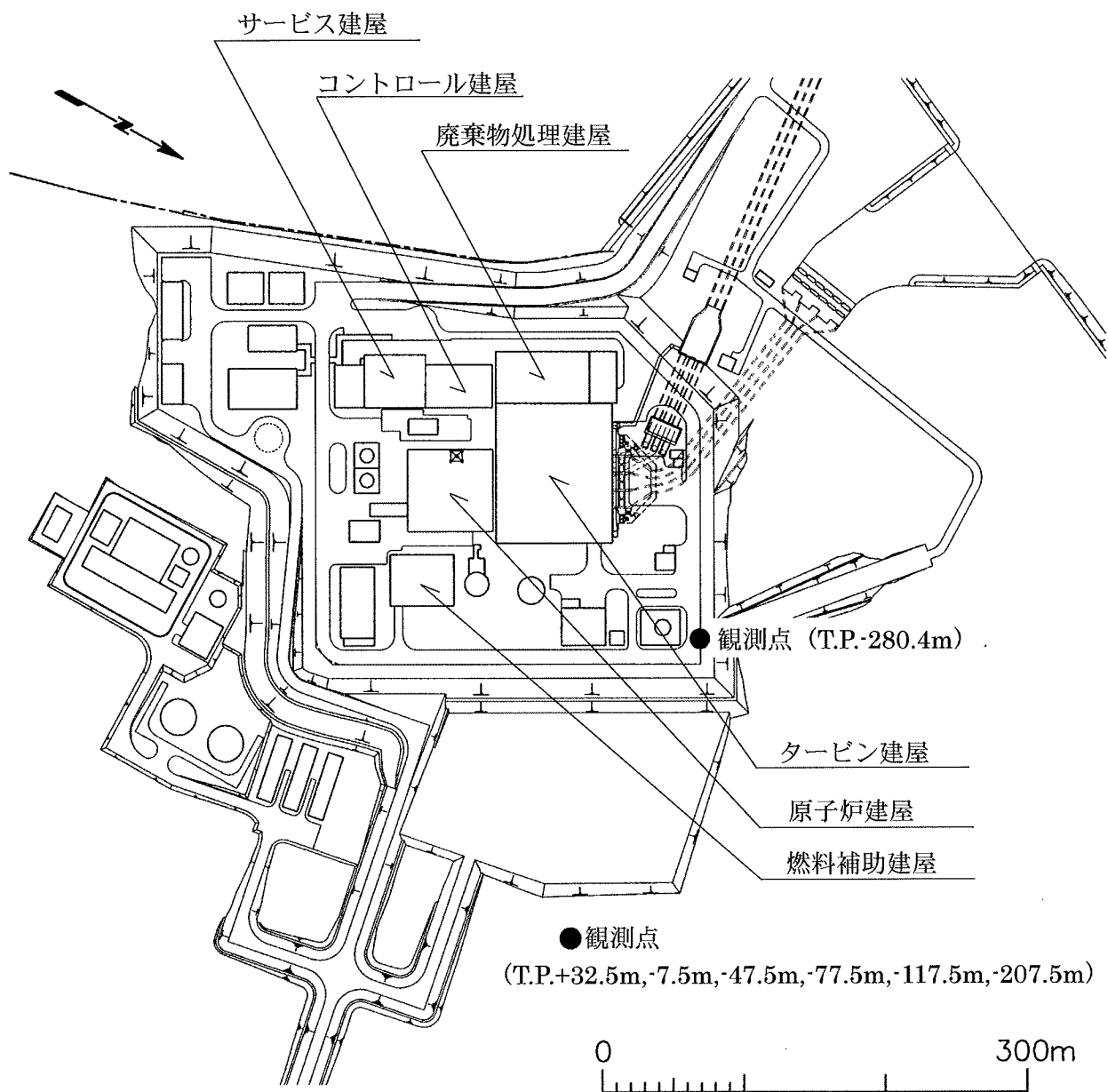


図-2 地震観測点

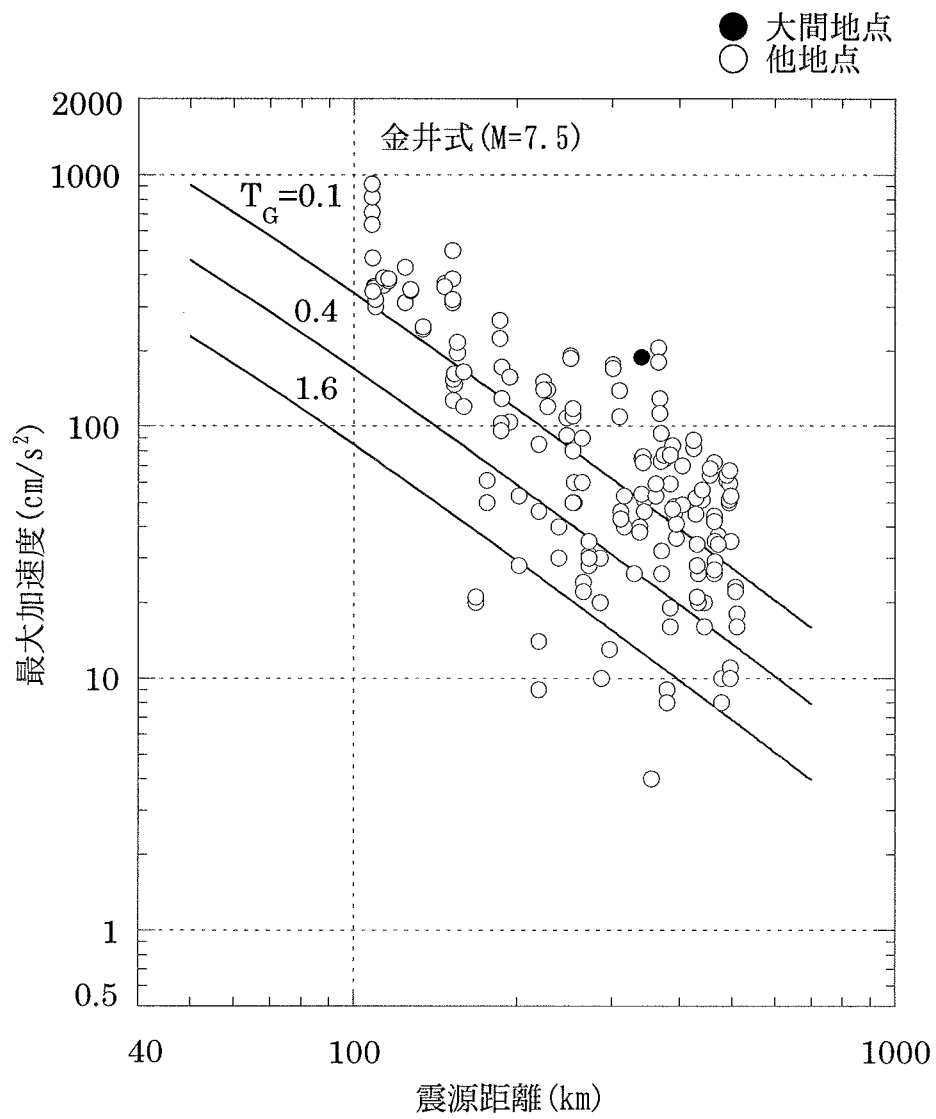


図-3 最大加速度の距離減衰特性(1993年釧路沖地震)

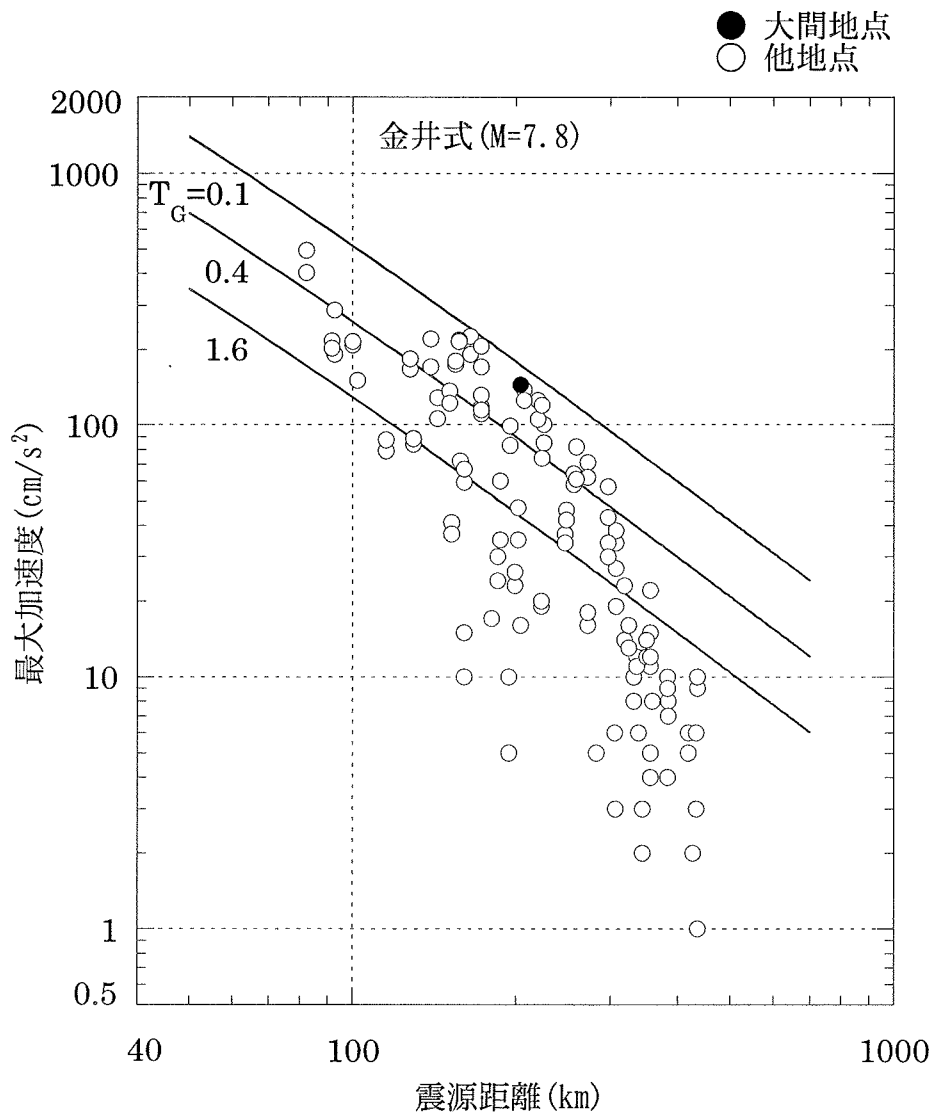


図-4 最大加速度の距離減衰特性(1993年北海道南西沖地震)

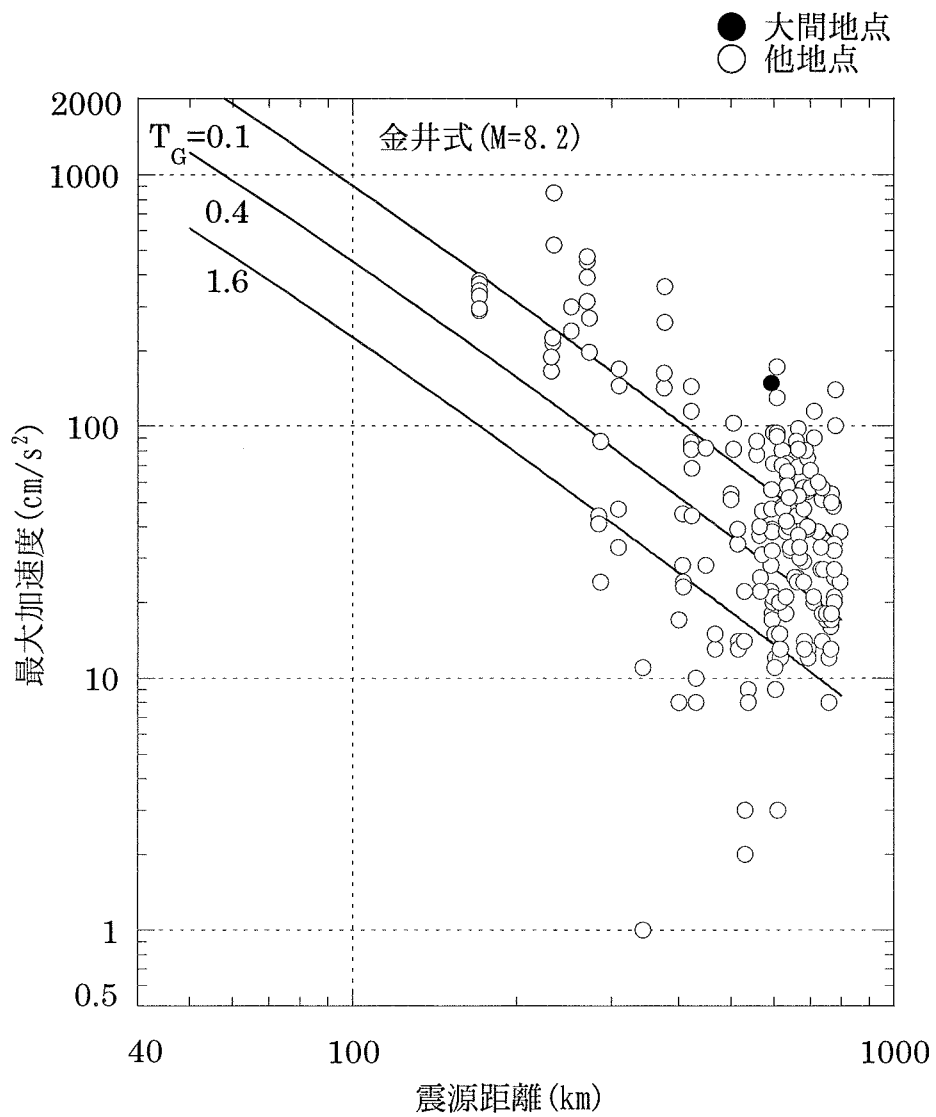


図-5 最大加速度の距離減衰特性(1994年北海道東方沖地震)

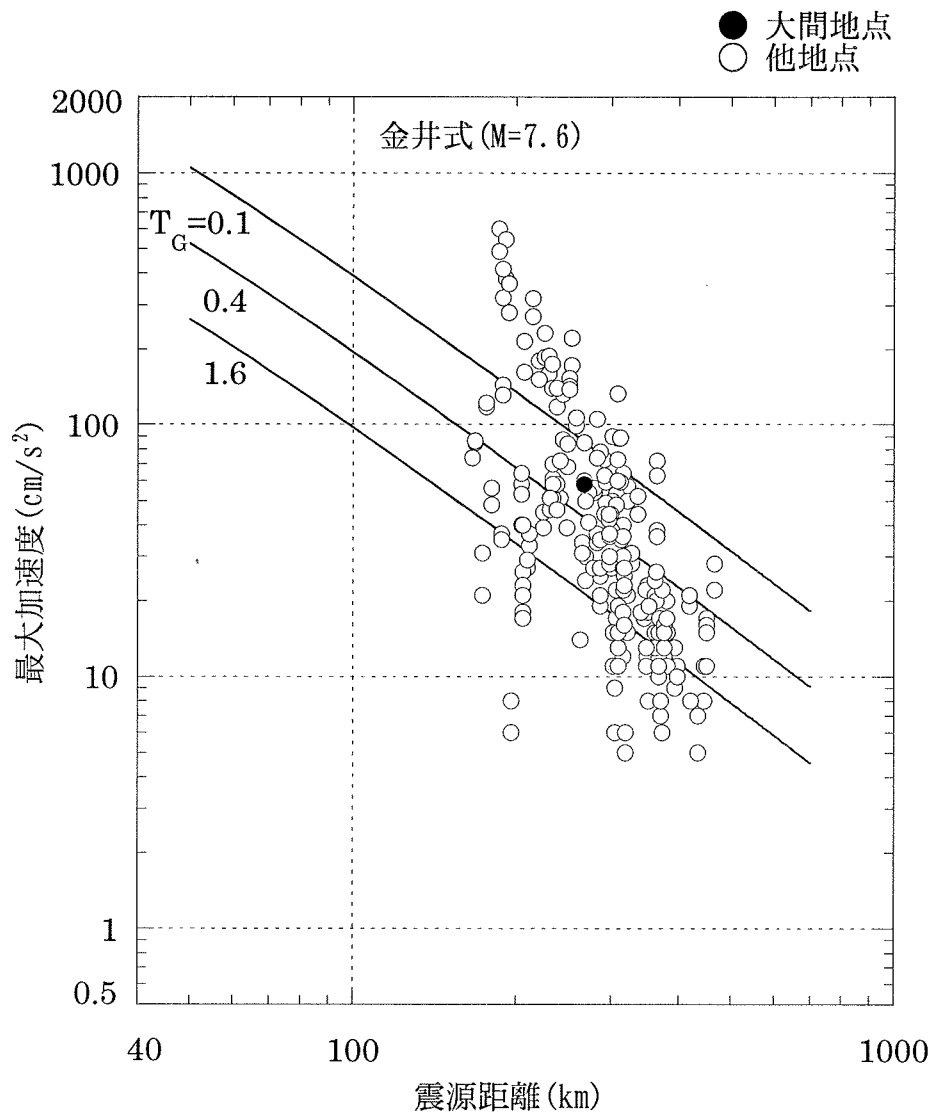


図-6 最大加速度の距離減衰特性(1994年三陸はるか沖地震)

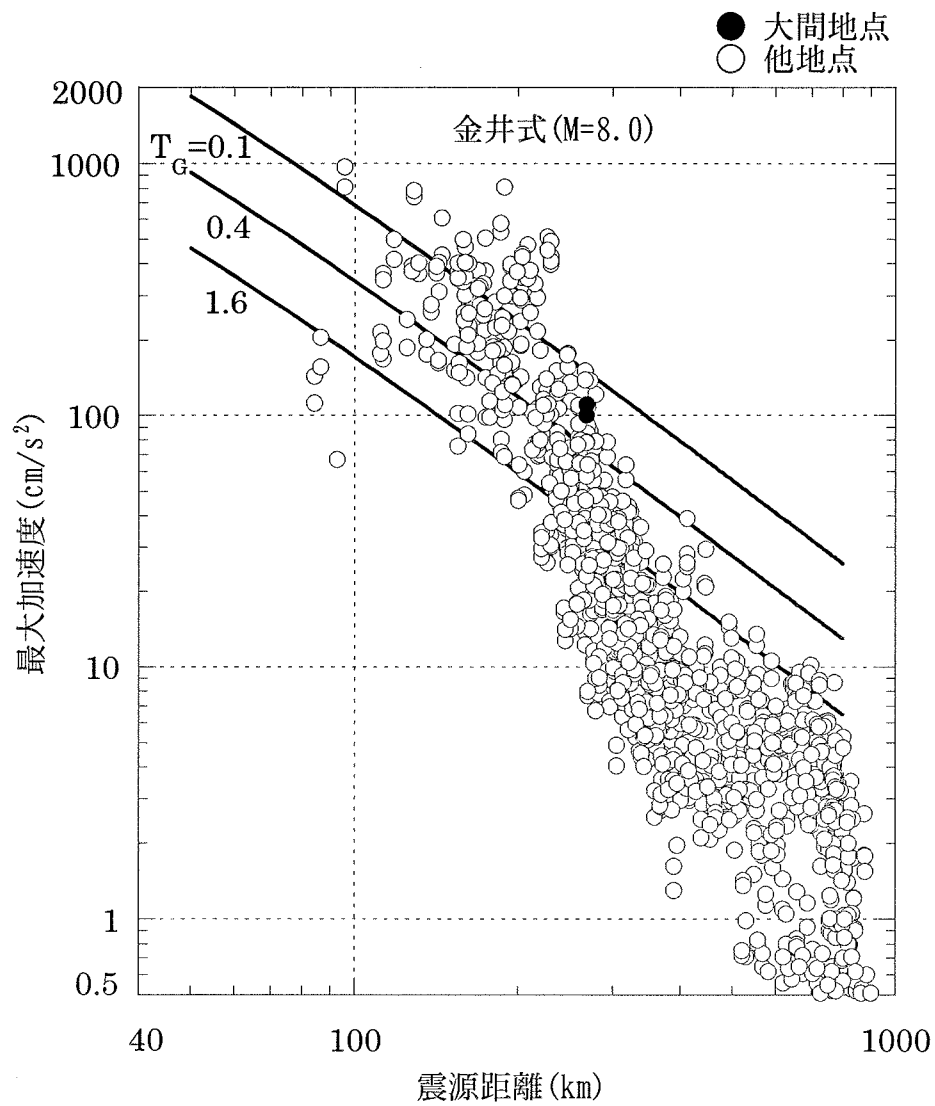


図-7 最大加速度の距離減衰特性(2003年十勝沖地震)

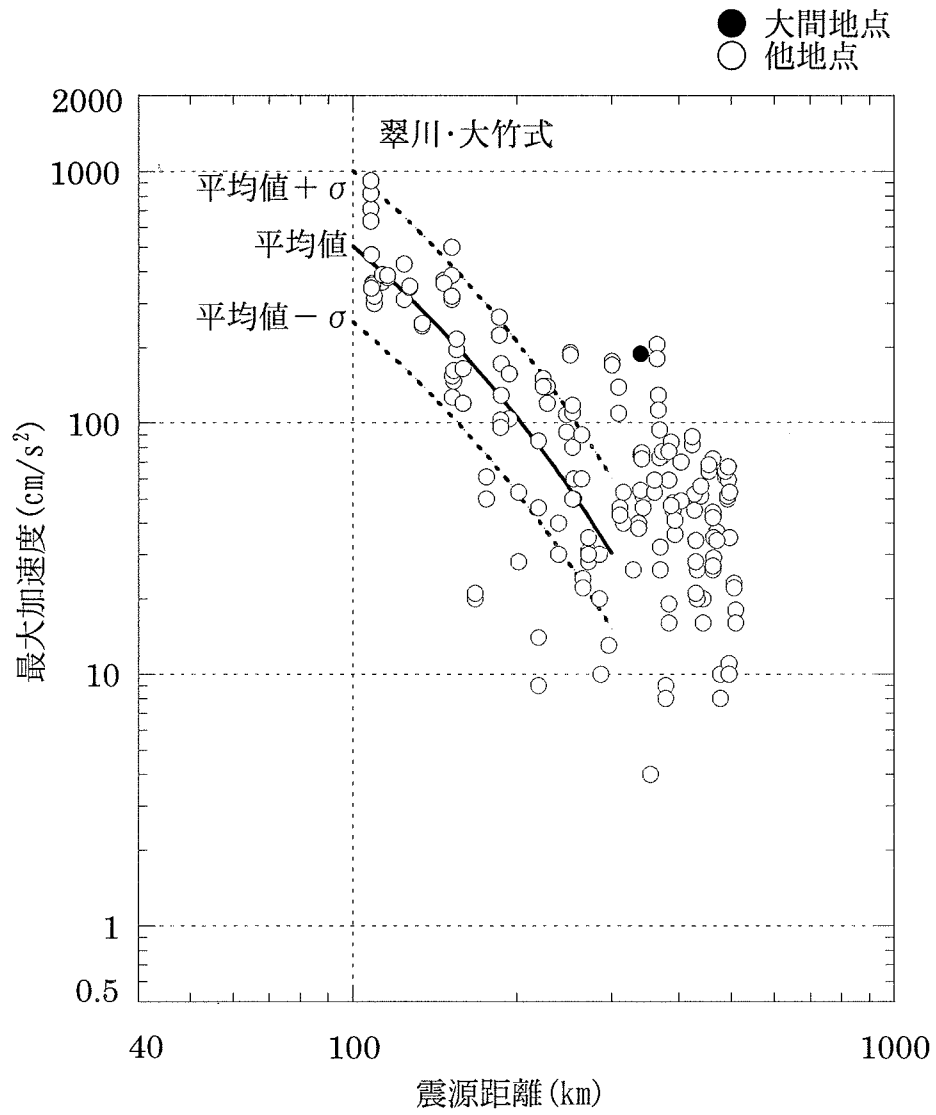


図-8 最大加速度の距離減衰特性(1993年釧路沖地震)

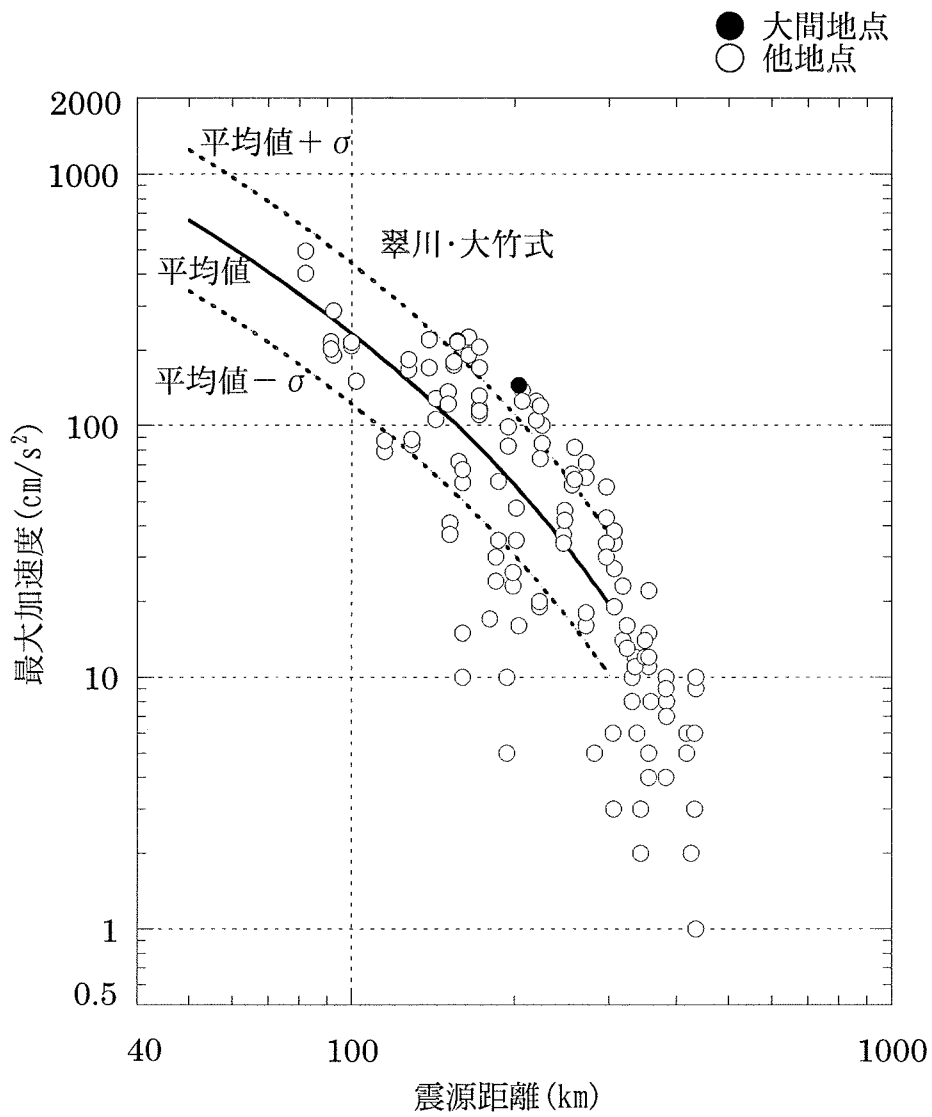


図-9 最大加速度の距離減衰特性(1993年北海道南西沖地震)

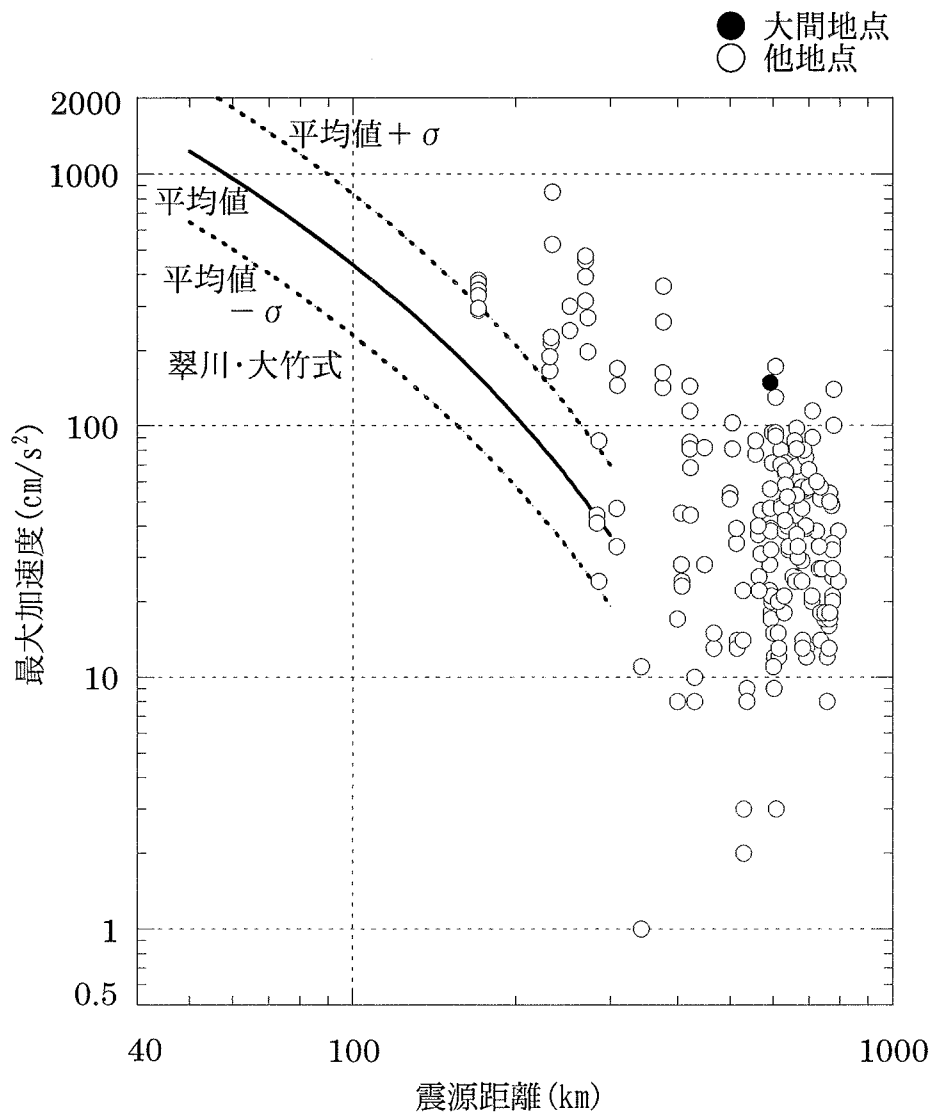


図-10 最大加速度の距離減衰特性(1994年北海道東方沖地震)

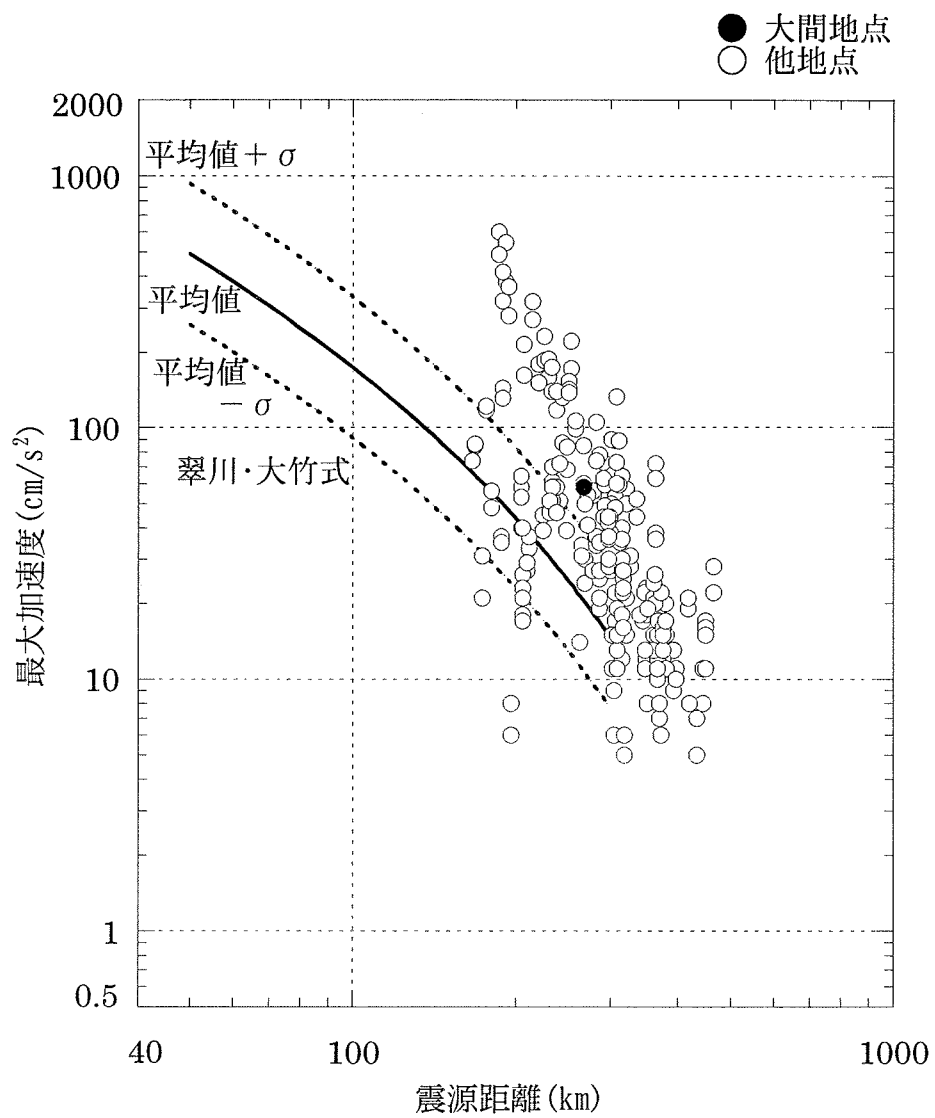


図-11 最大加速度の距離減衰特性(1994年三陸はるか沖地震)

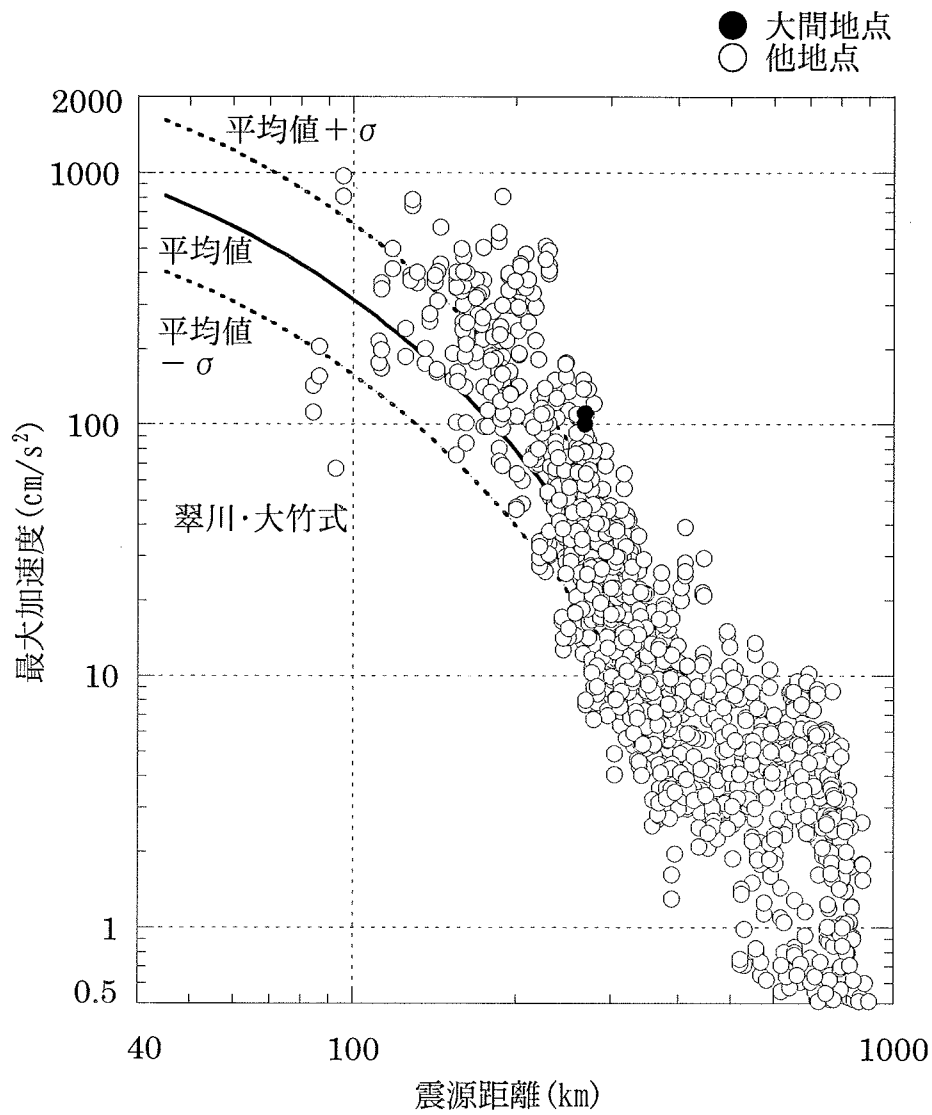


図-12 最大加速度の距離減衰特性(2003年十勝沖地震)

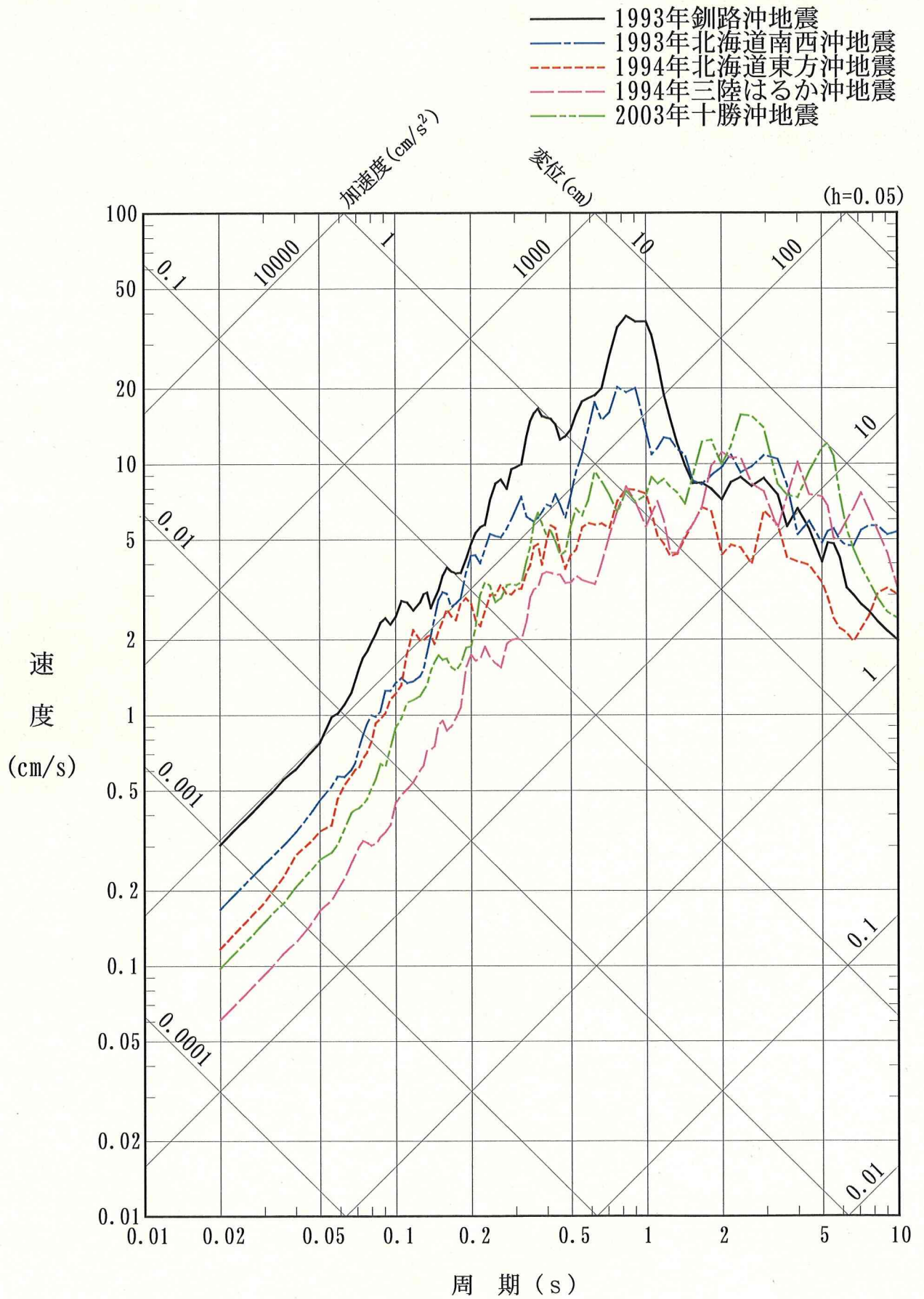


図-13(1) 検討対象地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, NS方向)

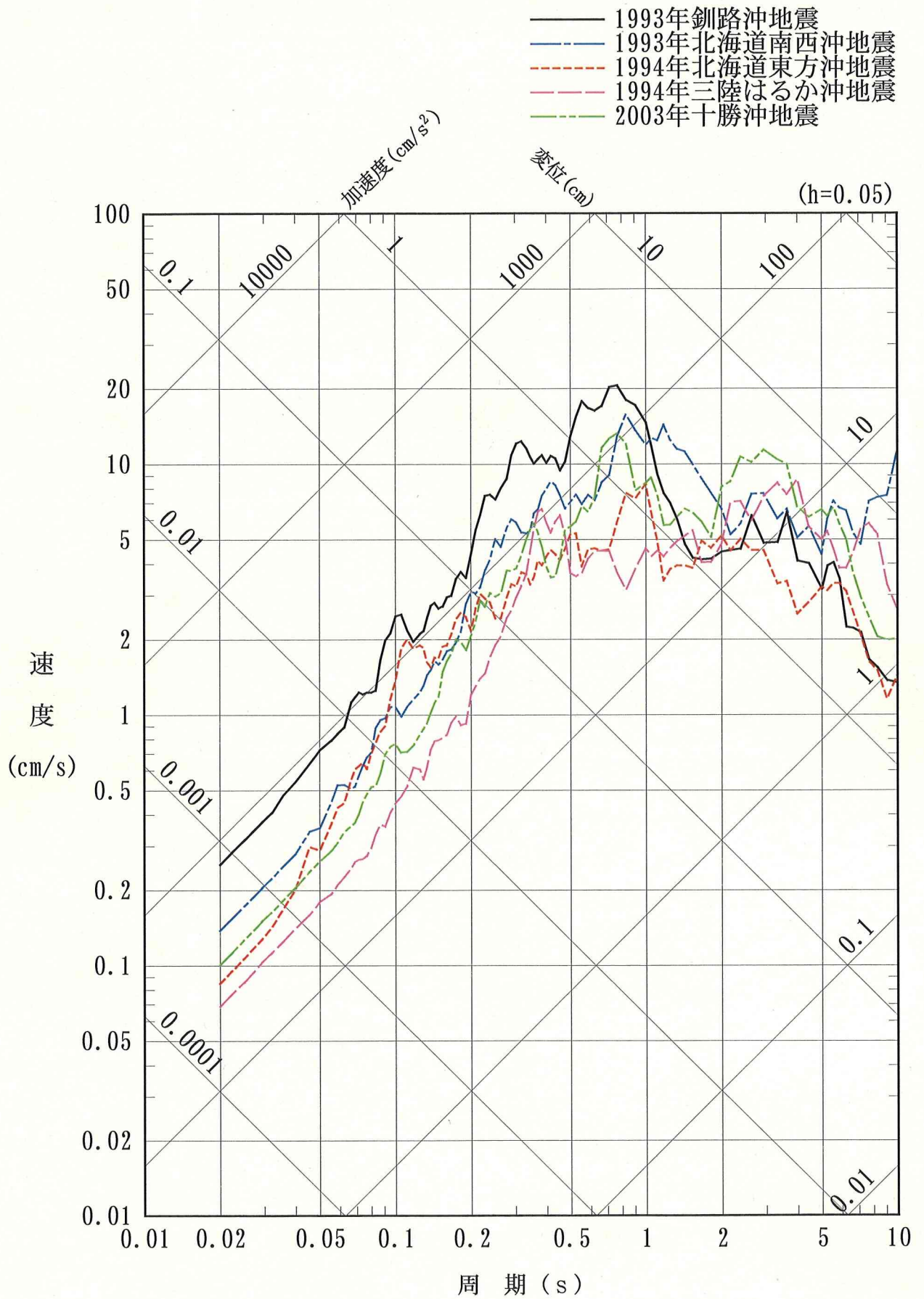


図-13(2) 検討対象地震の応答スペクトル(T.P.-207.5m, EW方向)

## 2. 観測記録の特徴の分析

「1. 観測記録の特徴」における検討により, 1993 年釧路沖地震の観測記録の特徴として, 震源距離が遠い割には最大加速度を含む短周期成分が大きかったこと, 及び解放基盤相当位置の応答スペクトルの周期 0.8 秒付近にピークが認められることが挙げられ, これらの特徴について, 以降に示すとおり, 震源特性, 伝播特性, 地盤の振動特性の観点から検討している。また, 東通地点の観測記録に対するケーススタディを行っている。

## 2.1 震源特性について

1993年釧路沖地震は、震源深さが101km<sup>(6)</sup>であることから、やや深発地震(スラブ内地震)と言われており、震源メカニズムについては、Suzuki et al.(1996)<sup>(7)</sup>が余震分布に基づき、沈み込むプレート内の二重深発地震面の下面で発生し、断層面が水平であるDE(down dip extension)型の地震であると述べている(図-14)。

武村(1993)<sup>(8)</sup>は、1993年釧路沖地震の北海道各地で観測された最大加速度値と金井式による推定値とを比較し、1993年釧路沖地震は東北日本の太平洋側で発生したM7.5クラス以上の地震に比べて、短周期地震波が約2倍程度強く励起したことを指摘している。

更に、加藤・他(1999)<sup>(9)</sup>は、武村(1993)の指摘が1993年釧路沖地震に限らず、やや深発地震特有の現象か否かを確かめるため、1993年釧路沖地震を含む関東以北で発生した深さ50km以深のやや深発地震を対象として、武村(1993)と同様の検討を行っている。その結果、浅発地震と比べて、加速度振幅が平均的に1.6倍ほど大きく短周期地震波が強く励起されるのは、やや深発地震特有の現象であることを示している。また、震源における短周期の励起を支配するパラメータとして応力降下量を挙げている。

Takeo et al.(1993)<sup>(10)</sup>は、1993年釧路沖地震の強震記録を解析し、応力降下量が42MPaとなることを示している。なお、地震の平均的な応力降下量は5MPa<sup>(11)</sup>としている。

Mahdavian et al.(1996)<sup>(12)</sup>は、1993年釧路沖地震の強震記録から、震源スペクトルが約0.1Hzと約1Hzの2つのコーナー周波数を有していること(図-15)、約0.1Hzのコーナー周波数は断層全体の破壊に関係しているのに対して約1Hzのコーナー周波数は断層面の不均一性に関係していること、断層面の不均一性により短周期成分を強く発生したと考えられることを指摘している。

以上の文献整理より、1993年釧路沖地震の大間地点における観測記録の周期1秒付近より短周期側の成分が震源距離の割に大きかった理由として、短周期成分を強く発生した震源特性の影響を要因の一つとして考えることができるとしている。

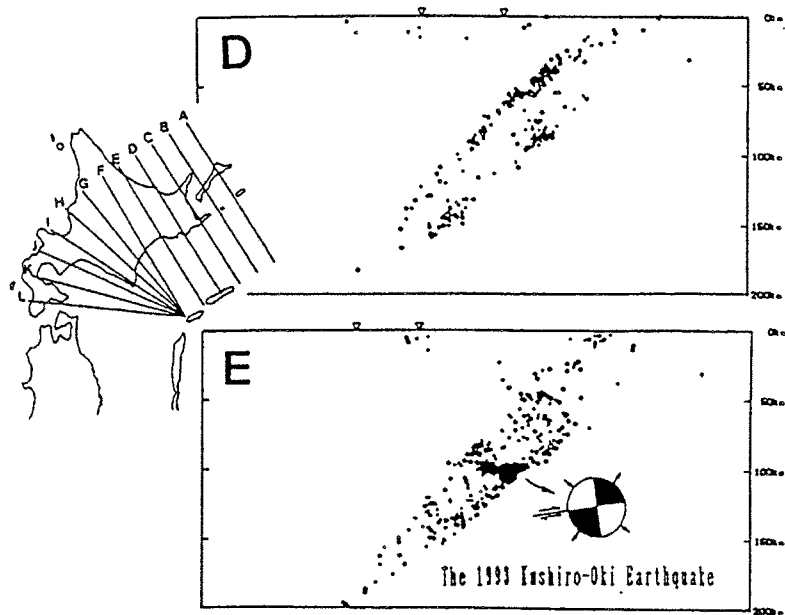
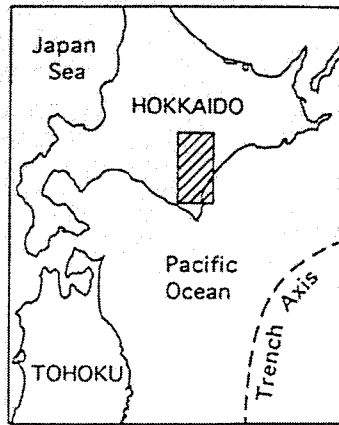
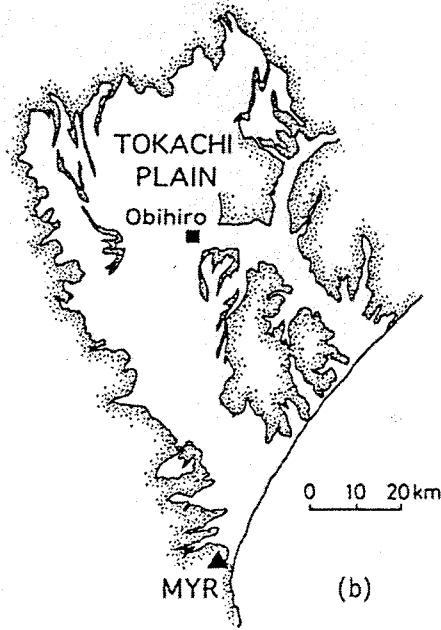


図-14 二重深発地震面の断層面とその断面に投影した  
 1993年釧路沖地震の震源メカニズム  
 (Suzuki et al.(1996)<sup>(7)</sup>による)

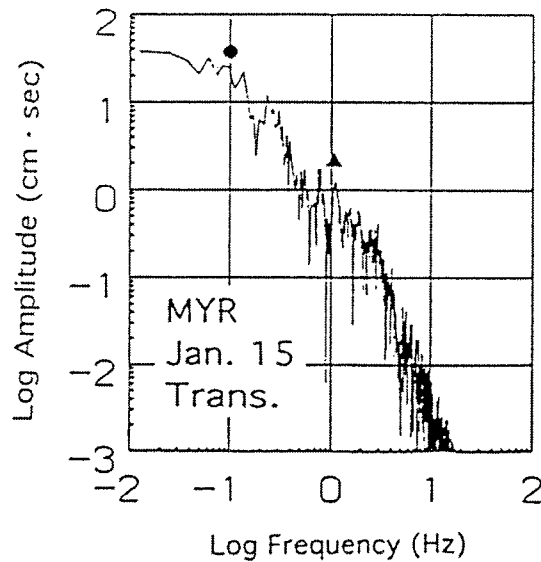


(a)



(b)

(a) Map showing location of the Tokachi plain (shaded region) in Hokkaido.  
 (b) Simplified geological map of the Tokachi plain (revised from Geological Survey of Hokkaido, 1980) and strong motion observation stations (MYR).  
 The Tokachi plain is covered mainly by Terrace deposits.



S-wave displacement spectra at MYR for the Kushiro-Oki earthquake. A solid circle and a solid triangle represent the first and second corner frequencies.

図-15 1993年釧路沖地震の観測地点とS波変位スペクトル  
 (Mahdavian et al.(1996)<sup>(12)</sup>一部修正)

## 2.2 伝播特性について

### (1) 北海道・東北地方周辺の太平洋側に震源を有する地震の震度分布

宇佐美・他(1992)<sup>(13)</sup>によれば、北海道・東北地方周辺の太平洋側に震源のある地震の震度分布は太平洋沿岸で南北に伸びる傾向があり、この傾向は地下深部の減衰構造の影響が大きいとされている。これについては武村(1987)<sup>(14)</sup>が、図-16に示す沈み込む太平洋プレートのHigh-Qゾーンと、火山フロント西側の上部マントルにおけるLow-Qゾーンの影響を受けていると述べている。

図-17に1993年釧路沖地震の震度分布を示すが、文献で言う太平洋沿岸で南北に伸びる傾向が確認できる。

### (2) 伝播経路の影響

高井・他(1998)<sup>(15)</sup>、同(1999)<sup>(16)</sup>は、2次元のレイトレーシングを用いて求めた地震波伝播経路に対し、プレートの沈み込みに伴うプレート内(High-Qゾーン)及びプレートより上部(Low-Qゾーン)の通過距離を考慮した(1)式のような震度予測式を提案している。図-18に示すように、震源と観測点を結ぶ伝播経路を、プレート内を通過する距離L1と、プレートより上部を通過する距離L2に分けて求め、複数の観測点の震度データから(1)式の回帰係数a, b, cを評価することにより予測震度Iを算定している。

$$I=a \cdot L1+b \cdot L2+c \quad (1)$$

梅田・他(1999)<sup>(17)</sup>によれば、プレート内地震(スラブ内地震)である1993年釧路沖地震, 1994年北海道東方沖地震について、震央と大間地点を含む鉛直断面に関して、地震波伝播経路を考慮した(1)式による予測震度が求められている。求められた予測震度を断面線上の各観測点におけるアンケート調査による観測震度及び従来用いられてきた震源距離( $X_r$ )のみで表される(2)式の回帰式による予測震度と比較して図-19に示している。

$$I=A+B \cdot X_r \quad (2)$$

千島・カムチャッカ海溝から沈み込む太平洋プレート内で発生した1993年釧路沖地震及び1994年北海道東方沖地震では、下北半島方向は地震波減衰が効きづらい方向であり、このプレートの影響は震央距離が大きいほど大きくなるとされている。

図-19(1)に示すように1993年釧路沖地震相当の地震においては、(2)式による予測震度に比べ、下北半島方向では震度差で+1.5程度高震度になるとされている。

### (3) スラブ内地震の地震波伝播特性の検討

最近の知見として、翠川・大竹(2003)<sup>(5)</sup>では、やや深いスラブ内地震にも適用可能な距離減衰式(以下「翠川・大竹式」という。)を提案している。

ここでは、大間地点及び他機関の地震観測点における最大加速度と震源距離の関係について、翠川・大竹式、及び先述の高井・他(1999)による太平洋プレート内(High-Qゾーン)の伝播距離との関連から、スラブ内地震の伝播特性について検討している。

なお、翠川・大竹式は、震源距離には断層面最短距離を用いているが、ここでは震源距離は、気象庁震源から観測点までの距離を用いている。また、翠川・大竹式の適用範囲は震源距離が300km以内と考えられるが、震源距離が300kmを超える観測値と比較する場合は翠川・大竹式を外挿している。

#### (a) 北海道・東北地方に発生するスラブ内地震

検討対象地震としては、大間地点で観測された最近のスラブ内地震も含めて表-2に示す地震を選定している。これらの地震の震央分布を図-20に示す。なお、検討に用いる観測記録は、強震速報<sup>(1),(18),(19)</sup>による最大加速度及びK-NET, KiK-netにより観測された加速度記録としている。

表-2に示す検討対象地震について、各観測点において観測された

最大加速度と震源距離の関係を翠川・大竹式と比較して図-21に示す。同図によると、2003年2月19日の留萌支庁南部の地震を除いて震源距離が300km程度以内では、各観測点における最大加速度は翠川・大竹式と概ね同様の距離減衰特性を示している。一方、震源距離が300km程度より遠い観測点では、最大加速度が翠川・大竹式の外挿値よりも大きくなる傾向が認められる。なお、2003年2月19日の留萌支庁南部の地震と2000年12月22日の択捉島付近の地震は、震源距離が300km以下の観測記録が少ないので、以降の検討対象地震から除外している。

上記の傾向に関して、太平洋プレートの沈み込み形状を考慮した震源から観測点までの伝播経路の影響をみるために、以下に示す式により算定した震源から各観測点に至る地震波伝播経路に占める太平洋プレート内(High-Qゾーン)の伝播経路の割合(k)を算定している。最大加速度と震源距離の関係について、観測記録を各観測点のkの値により色分けして図-22に示す。

$$k=L1/(L1+L2)$$

L1:太平洋プレート内(High-Qゾーン)の伝播距離

L2:太平洋プレートより上部(Low-Qゾーン)の伝播距離

図-22によると、震源距離が300km程度以下の場合、kの値は0.4

程度以下になっており、震源距離が300km程度以上になるとkの値が0.4程度より大きくなる傾向が認められ、さらに、震源距離が同程度であっても、kの値が大きくなると最大加速度が大きくなる傾向にあるとしている。また、北海道側の地震では、東北地方の太平洋側でkの値が大きく、逆に東北側の地震では、北海道の太平洋側でkの値が大きくなる傾向が認められるとしている。すなわち、kの値は図-20に示す太平洋プレートの沈み込み形状と関連しており、震源距離が大きくなっても、太平洋プレート内のHigh-Qゾーンを伝播する距離の割合(k)が大きい場合は、見かけの減衰が小さくなるという伝播特性により、震源距離が遠いにもかかわらず、最大加速度が小さくならないと考えられるとしている。

#### (b)大間地点で観測されたスラブ内地震

大間地点で観測されたスラブ内地震の地震波伝播特性の検討にあたって、最近の地震ではないが、大間地点で観測されたその他のスラブ内地震を検討対象地震に加えて、敷地における観測記録と翠川・大竹式の最大加速度比について震源距離との関係を整理している。検討に用いている地震を表-3に、震央分布を図-23に、検討結果を図-24に示す。

図-24によると、北海道側の地震は震源距離が200km程度の地震は翠川・大竹式のばらつきの範囲内にあるが、震源距離が300km程

度以上の地震は、翠川・大竹式のばらつきの範囲よりも大きくなっており、(a)の検討結果と同様の傾向となっている。一方、東北側の地震では震源距離が300km程度であれば、翠川・大竹式のばらつきの範囲内であるとしている。さらに、1993年釧路沖地震と2003年宮城県沖の地震についてみると、両地震の震源距離はそれぞれ340km, 313km とほぼ同程度であるが、北海道側に震源をもつ1993年釧路沖地震は、2003年宮城県沖の地震に比べてかなり大きくなっているとしている。

ここで、両地震について  $k$  の値をみると、2003年宮城県沖の地震が  $k=0.38$  であるのに対して、1993年釧路沖地震は  $k=0.59$  と大きくなっており、1993年釧路沖地震では太平洋プレート内のHigh-Qゾーンを伝播する距離が長いとしている。

これらのことから、1993年釧路沖地震では太平洋プレート内のHigh-Qゾーンを伝播する距離の割合が大きいという伝播経路の影響で見かけの減衰が小さくなり、そのため、震源距離が遠いにもかかわらず、敷地での観測記録が大きかったと考えられるとしている。

以上のことから、1993 年釧路沖地震の大間地点における観測記録の短周期成分が震源距離が遠い割に大きかった理由として、震源から大間地点までの伝播経路の影響も要因の一つとして考えることができる。

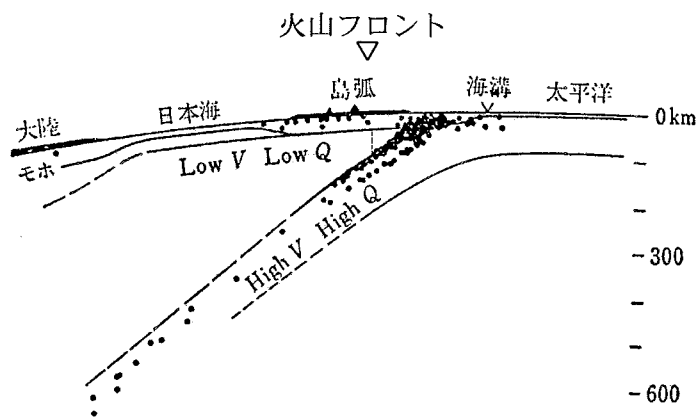


図-16 島弧の大局的な深部構造モデル, • は震源  
(宇津(1991),「地震学」<sup>(20)</sup> 一部修正)

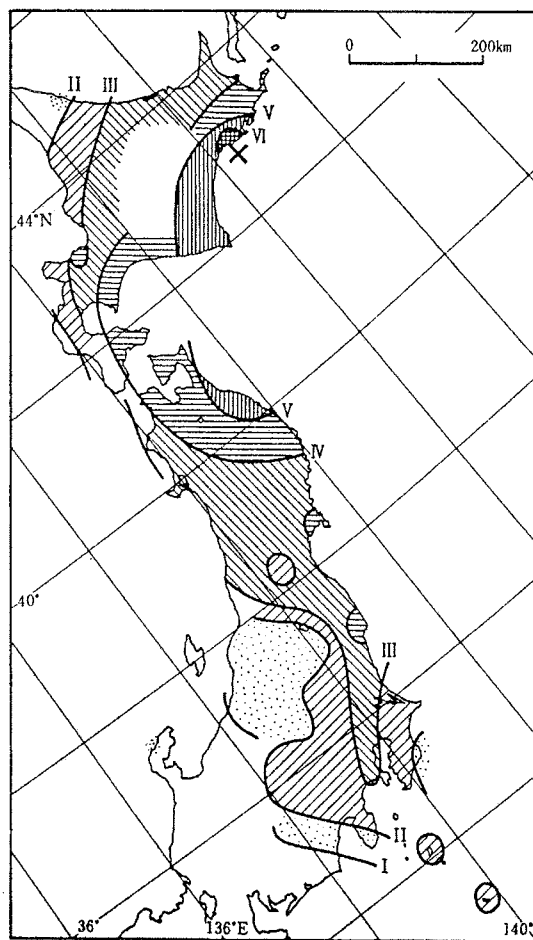


図-17 1993年釧路沖地震の震度分布  
(「最新版 日本被害地震総覧」(2003)<sup>(21)</sup>による)

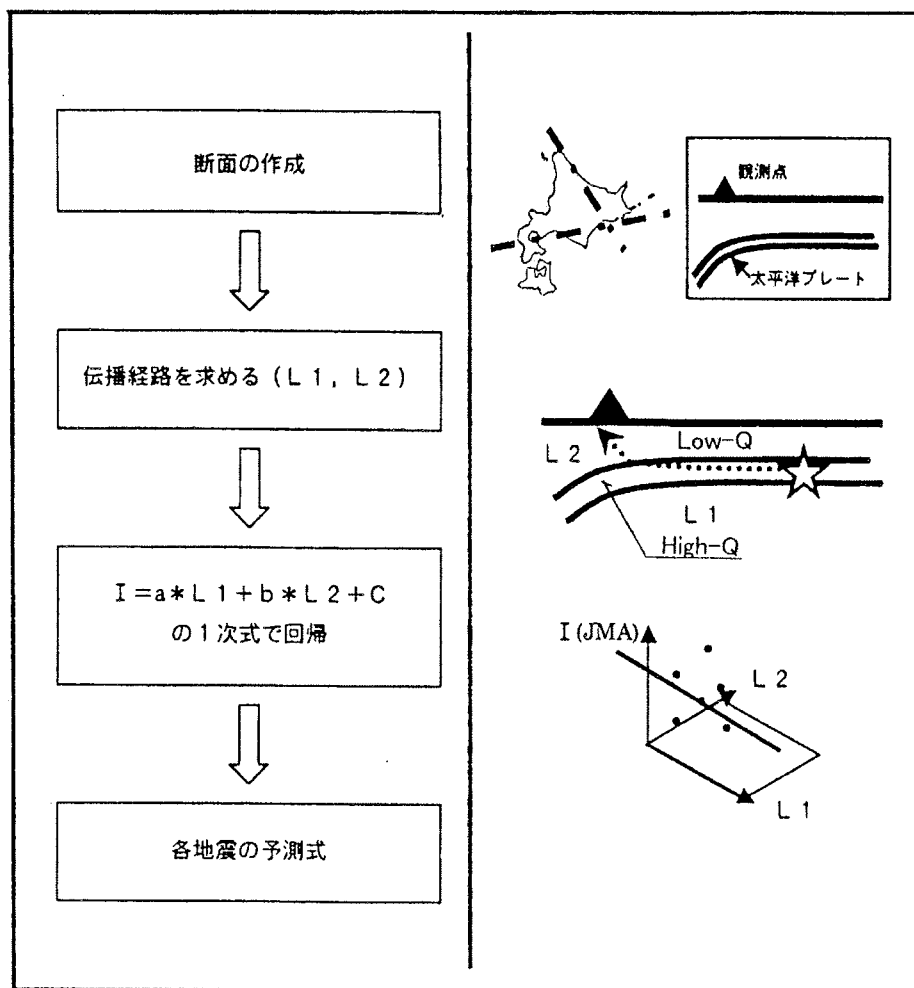
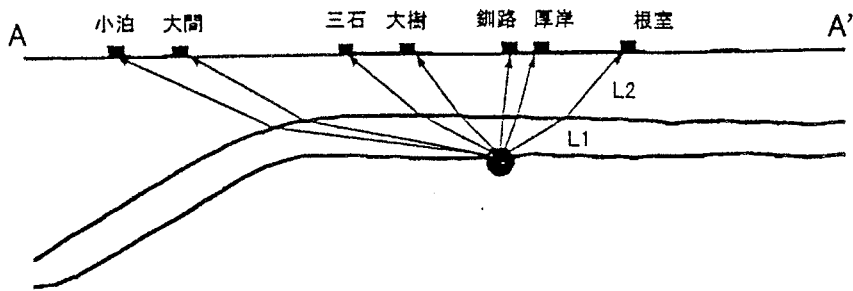
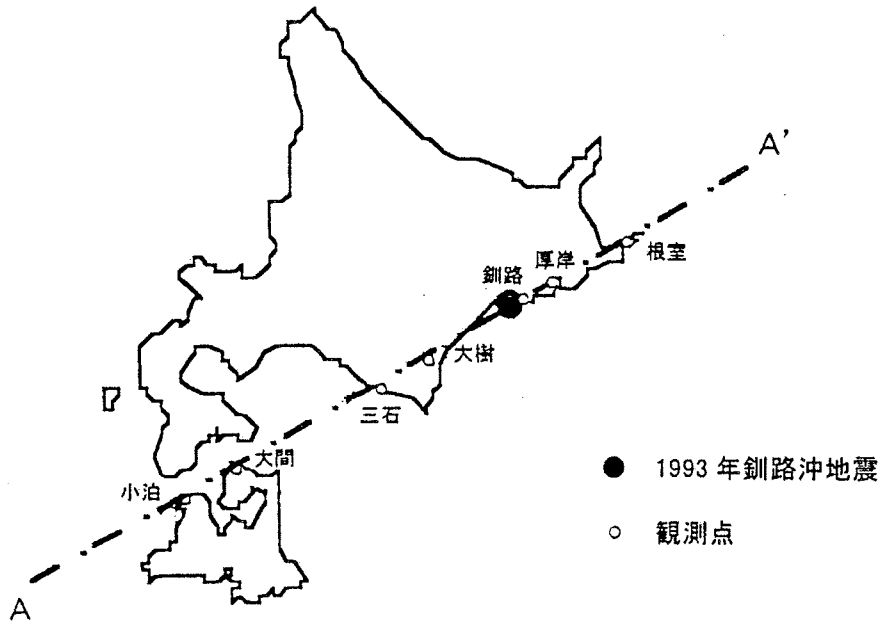
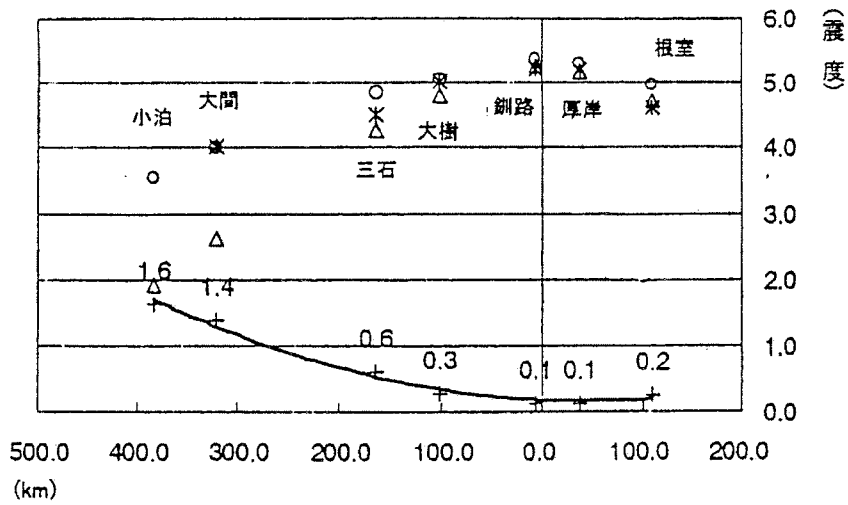


図-18 予測式構成の主な流れ(高井・他(1999)<sup>(16)</sup>に一部加筆)

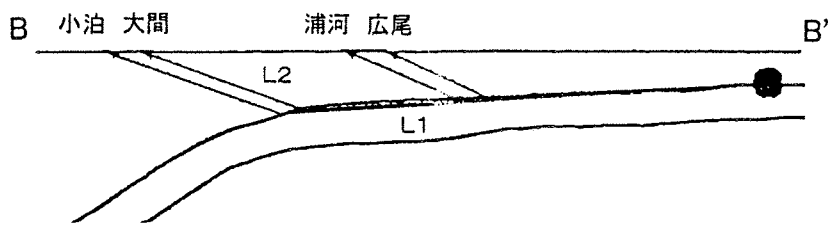
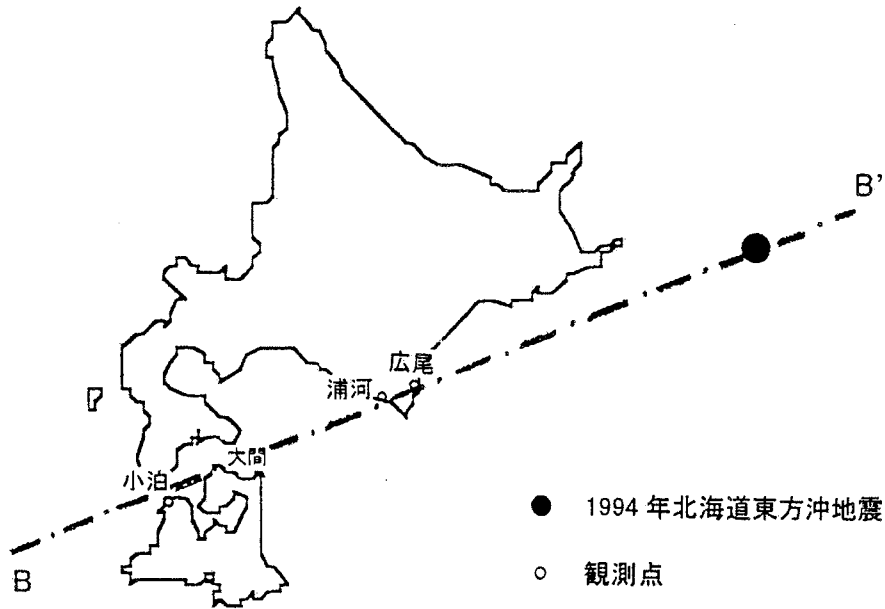


- \*: 観測震度
- :  $I = a * L1 + b * L2 + C$
- △:  $I = A + B * Xr$  ( $Xr$ : 震源距離)
- +: ○と△の差

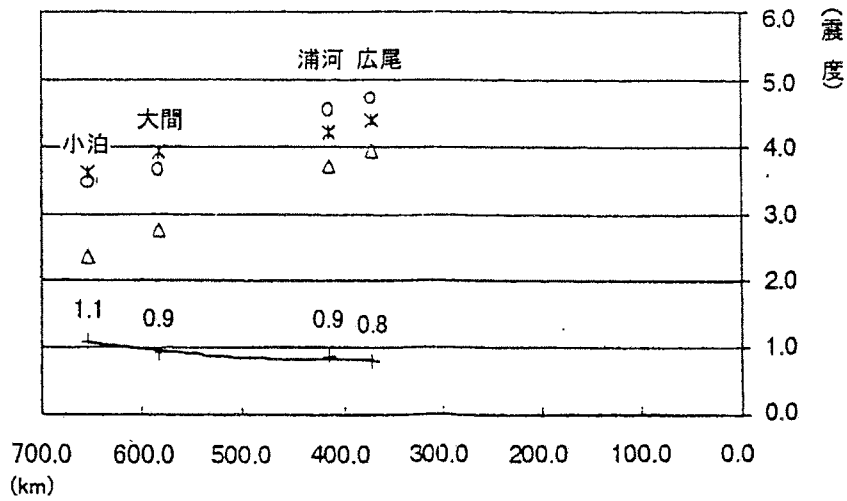


A-A'方向

図-19(1) 伝播経路を考慮した予測震度(1993年釧路沖地震)  
(梅田・他(1999)<sup>(17)</sup> 一部修正)



- \*: 観測震度
- :  $I = a * L1 + b * L2 + c$
- △:  $I = A + B * Xr$  (Xr: 震源距離)
- +: ○と△の差



B-B'方向

図-19(2) 伝播経路を考慮した予測震度(1994年北海道東方沖地震)  
(梅田・他(1999)<sup>(17)</sup> 一部修正)

表-2 検討対象地震

No.	発震年月日	地震名	Mj	Mw*	震源深さ (km)	震源距離 (km)	大間サイト以外の観測データ
①	1987/1/9	岩手県北部の地震	6.6	6.6	72	213	強震速報(地表)
②	1987/1/14	日高山脈北部の地震	6.6	6.8	119	234	〃
③	1993/1/15	釧路沖地震	7.5	7.6	101	340	〃
④	2000/12/22	択捉島付近の地震	6.1	6.1	141	639	KiK-net(地表) + K-NET(地表)
⑤	2001/4/27	根室半島南東沖の地震	5.9	6.0	80	450	〃
⑥	2001/12/2	岩手県内陸南部の地震	6.4	6.4	122	266	〃
⑦	2003/2/19	留萌支庁南部の地震	5.9	5.9	222	373	〃
⑧	2003/5/26	宮城県沖の地震	7.1	7.0	72	313	〃

\*)Mwはハーバード大学による

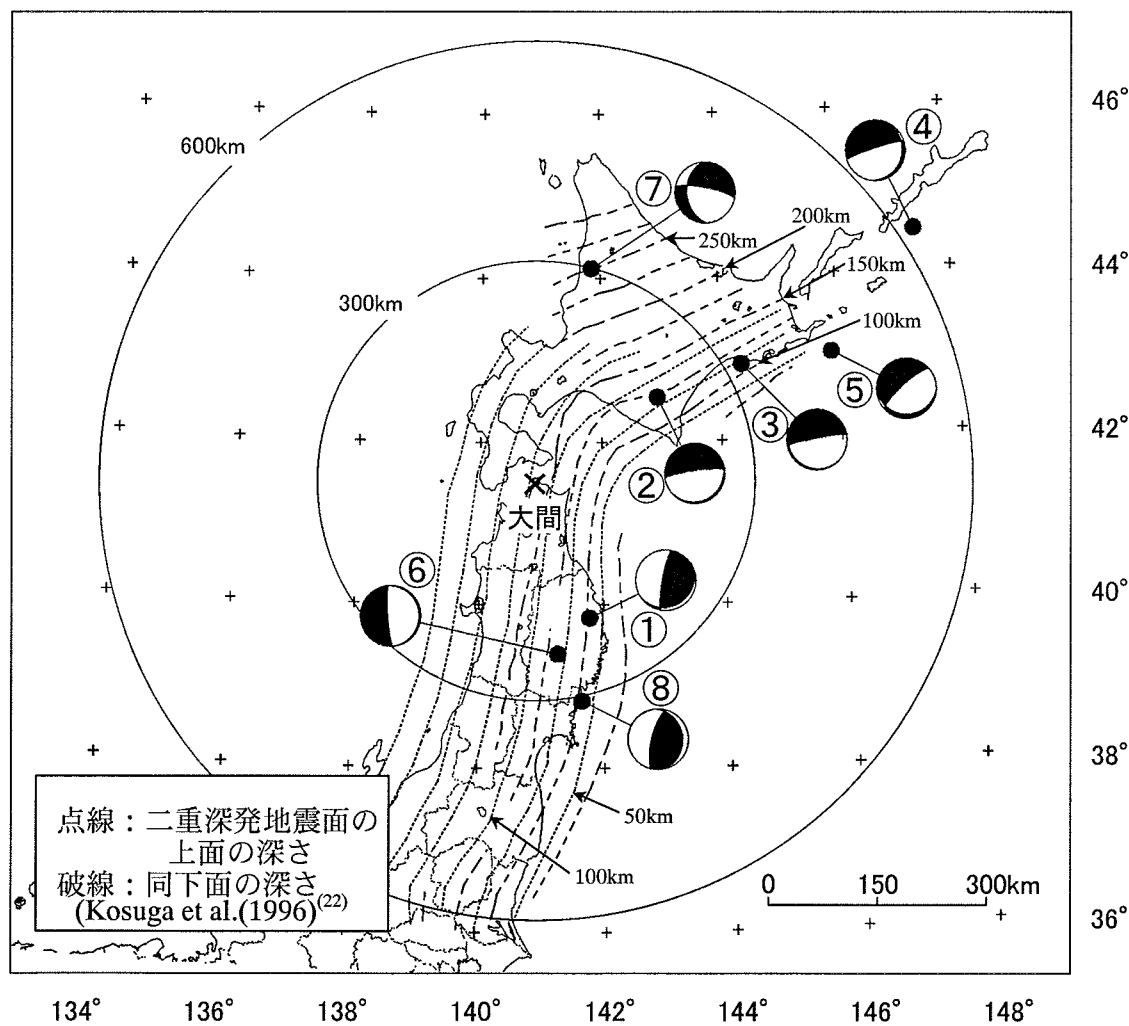
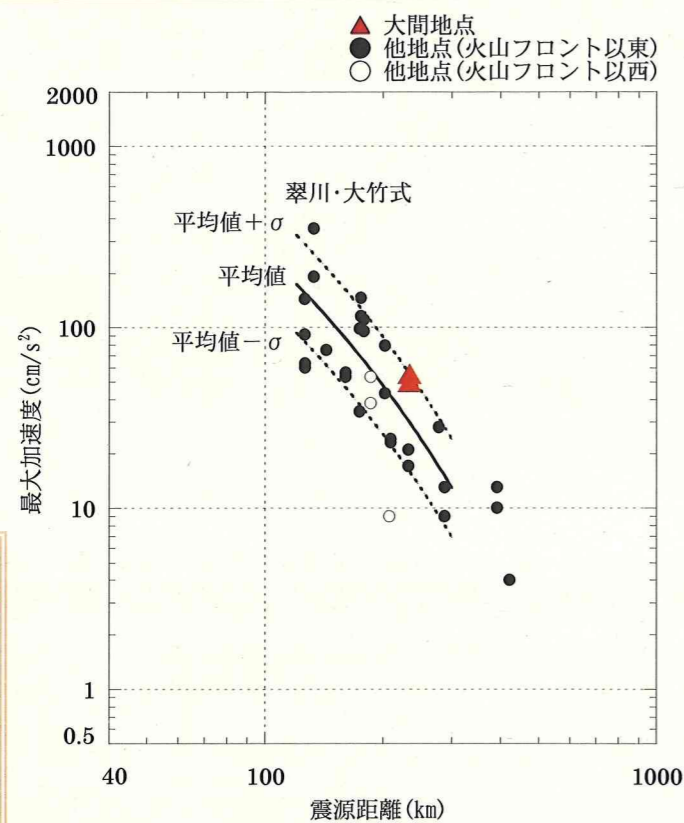
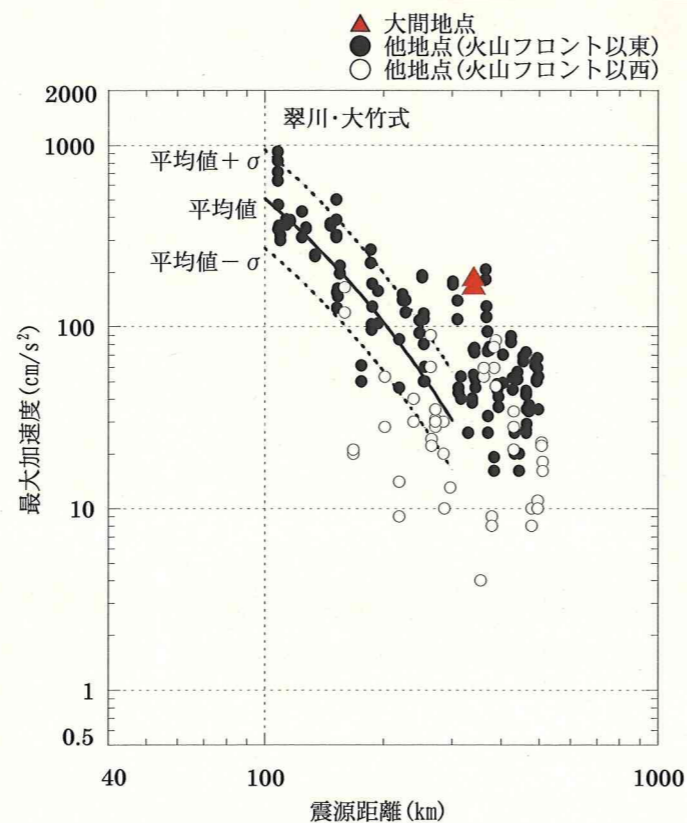


図-20 検討対象地震の震央分布図

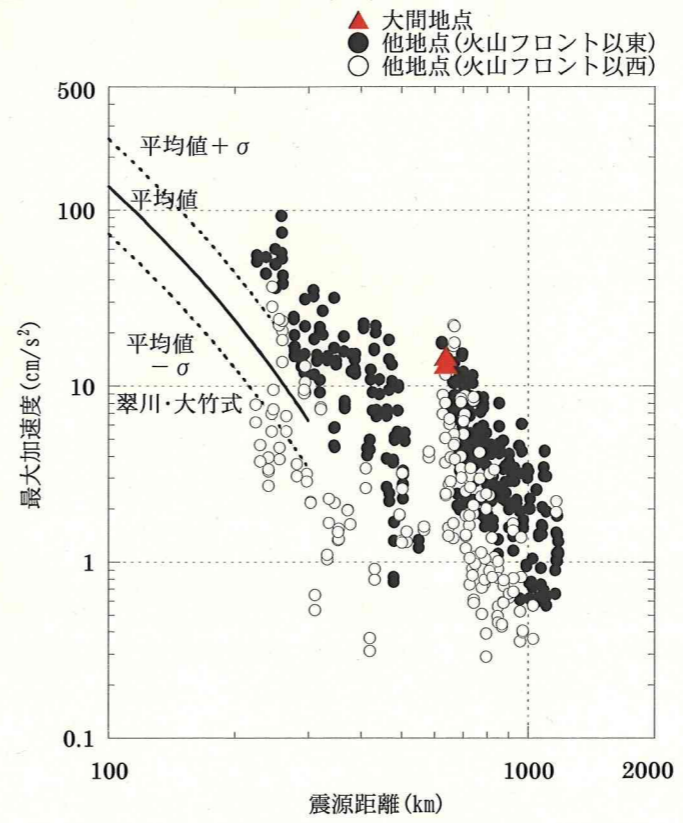
北海道側で発生したスラブ内地震



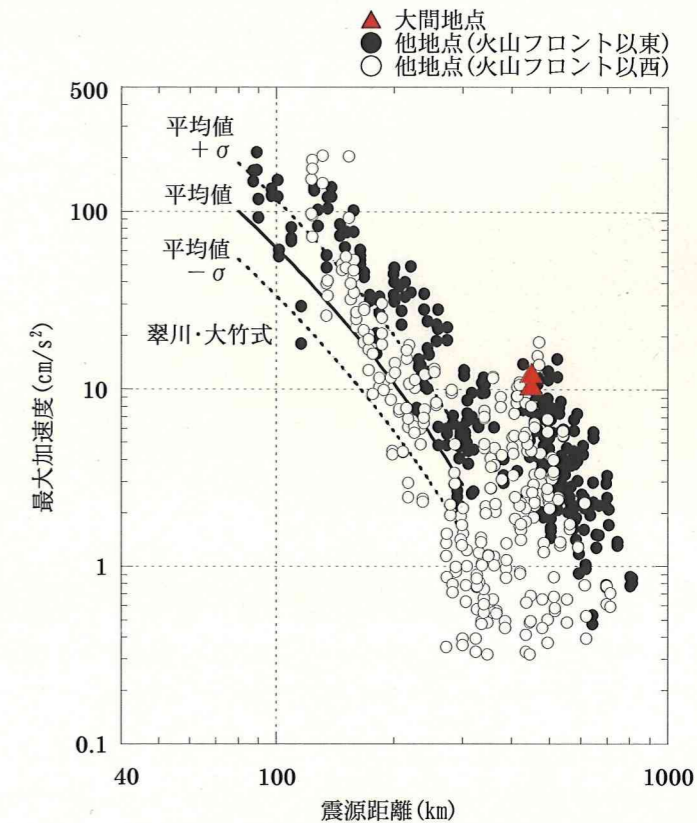
1987年1月14日 日高山脈北部の地震  
(Mj 6.6, 震源深さ 119km)



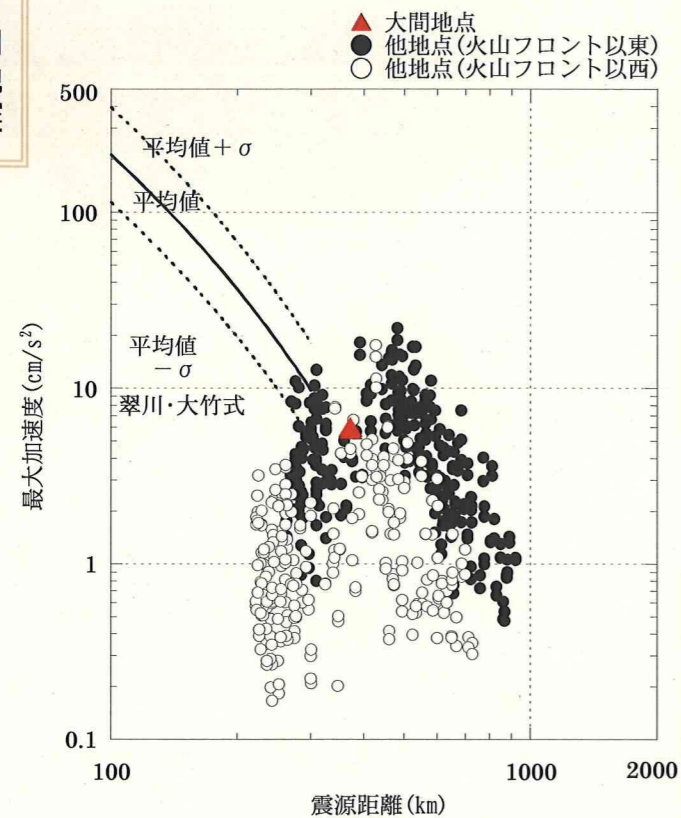
1993年1月15日 釧路沖地震  
(Mj 7.5, 震源深さ 101km)



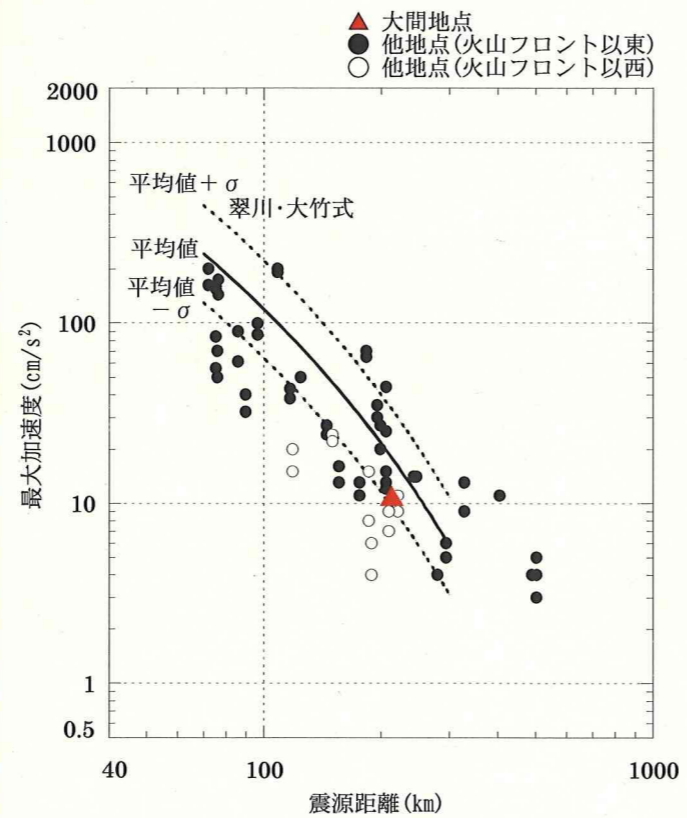
2000年12月22日 択捉島付近の地震  
(Mj 6.1, 震源深さ 141km)



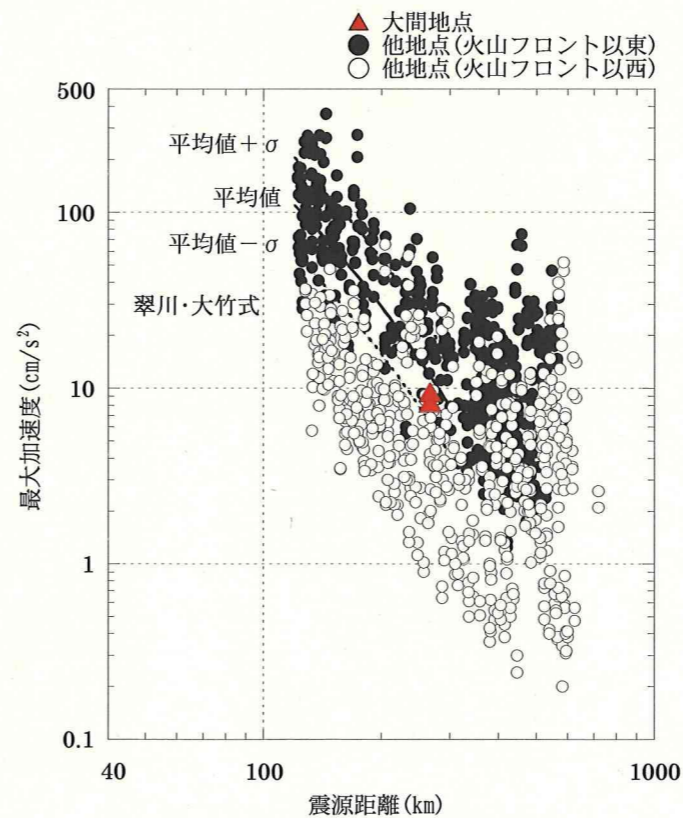
2001年4月27日 根室半島南東沖の地震  
(Mj 5.9, 震源深さ 80km)



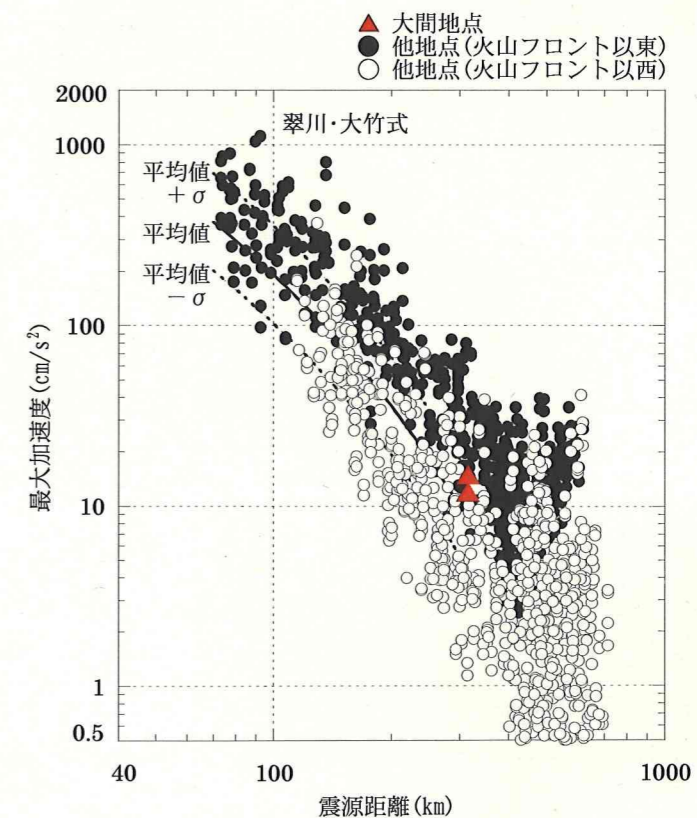
2003年2月19日 留萌支庁南部の地震  
(Mj 5.9, 震源深さ 222km)



1987年1月9日 岩手県北部の地震  
(Mj 6.6, 震源深さ 72km)



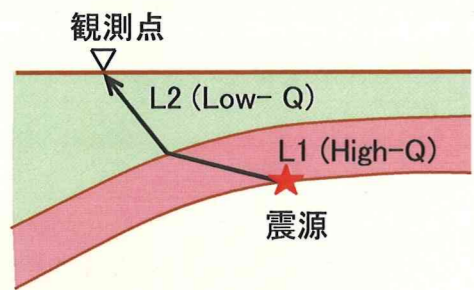
2001年12月2日 岩手県内陸南部の地震  
(Mj 6.4, 震源深さ 122km)



2003年5月26日 宮城県沖の地震  
(Mj 7.1, 震源深さ 72km)

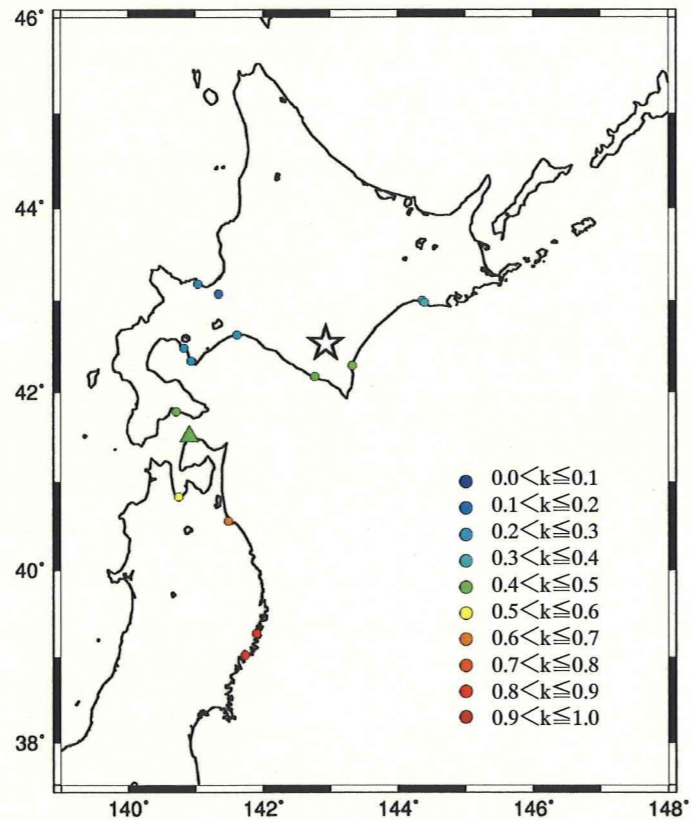
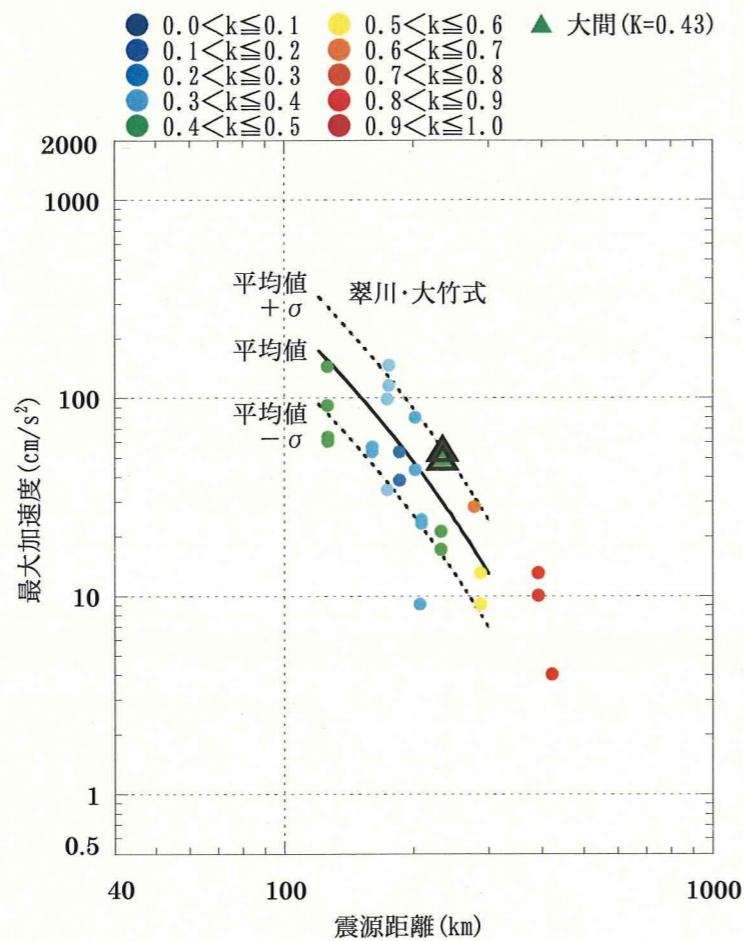
東北側で発生したスラブ内地震

図-21 最大加速度と震源距離との関係

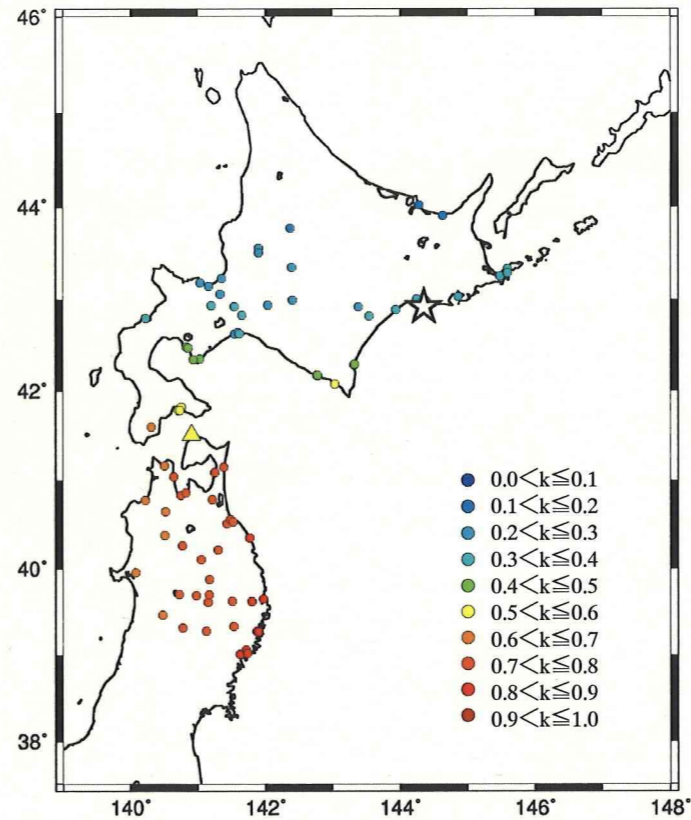
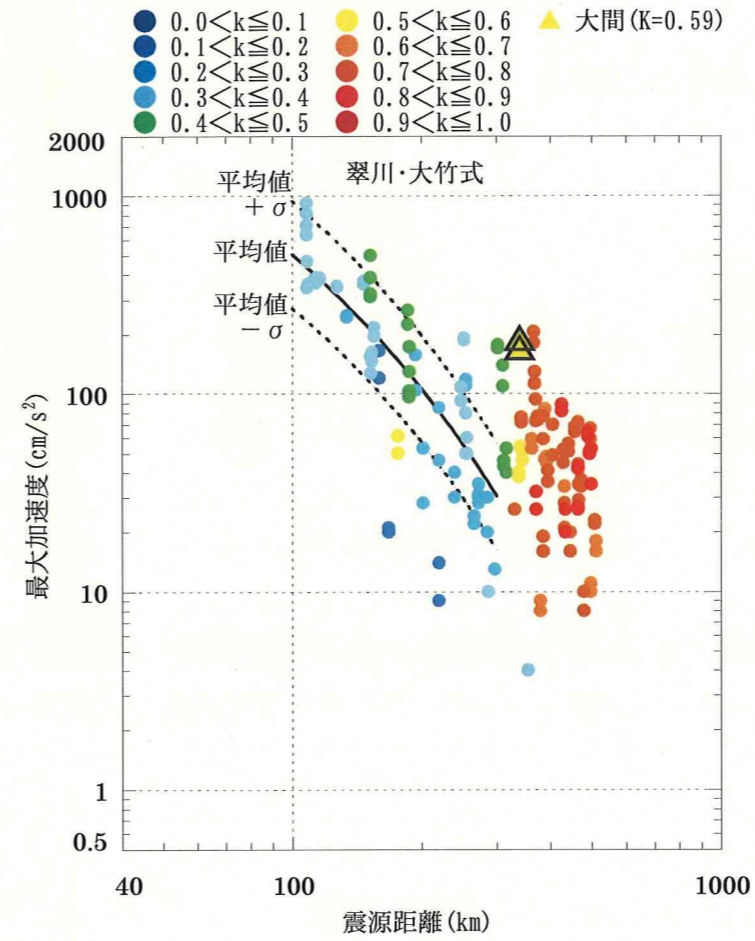


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

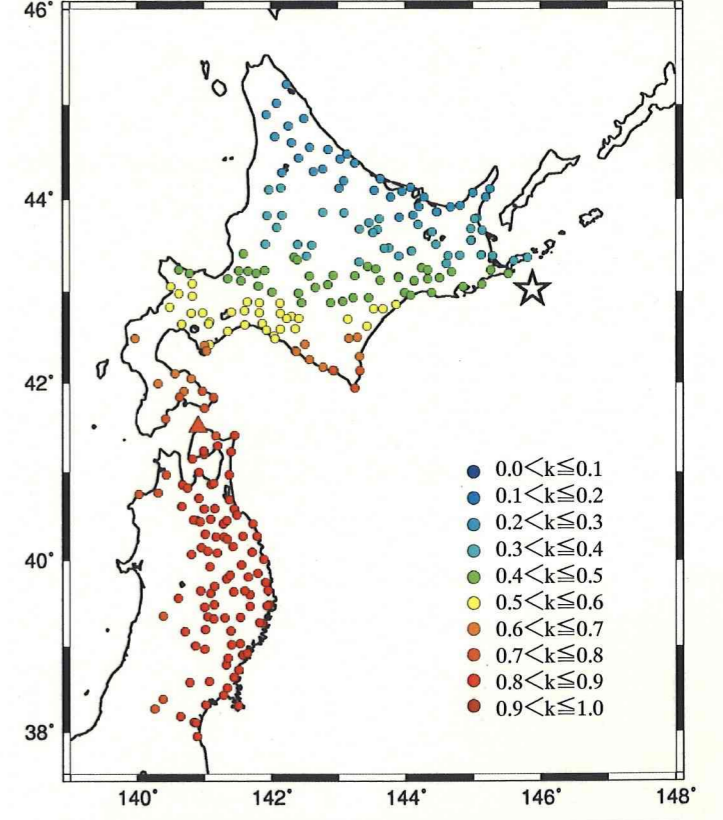
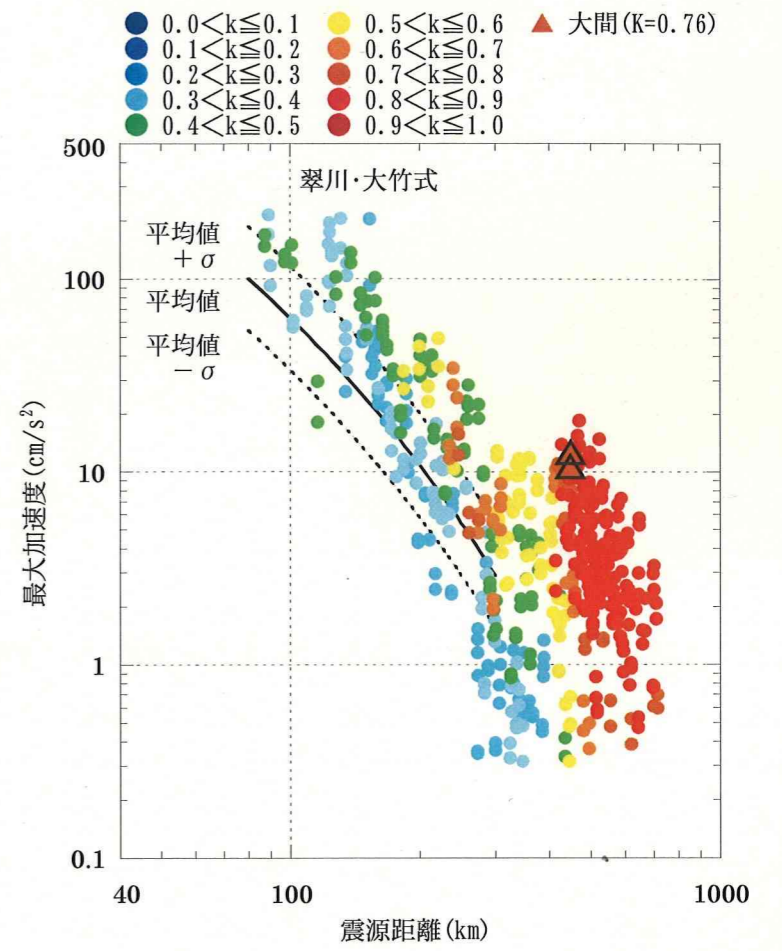
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離  
 L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



1987年1月14日 日高山脈北部の地震  
(Mj 6.6, 震源深さ 119km)

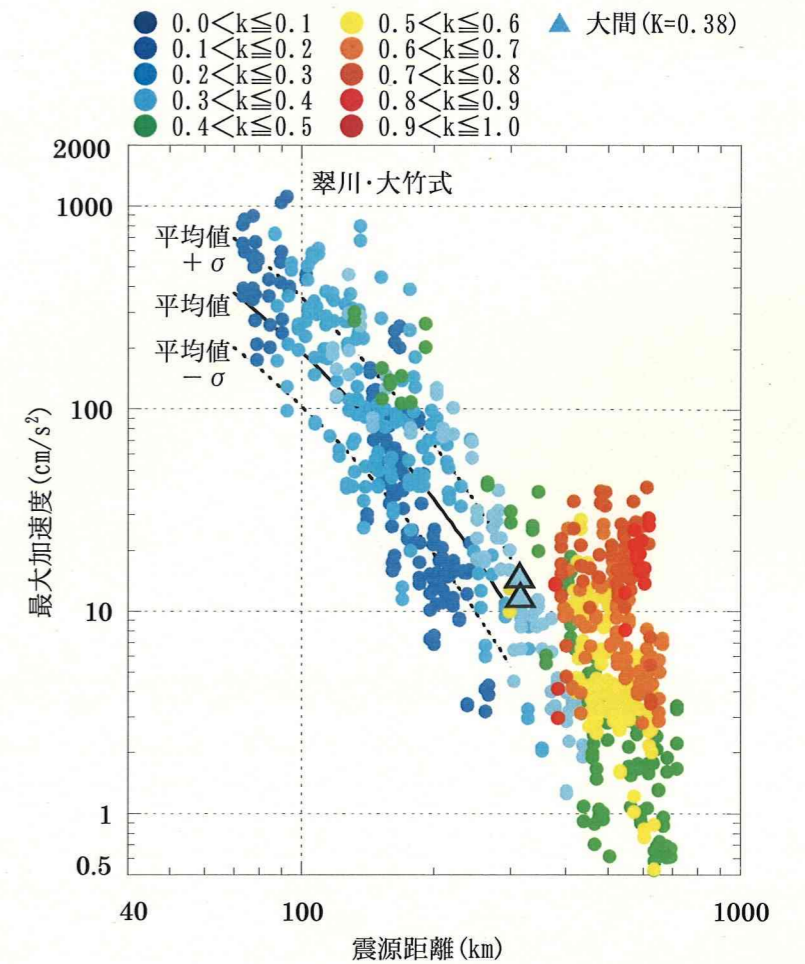
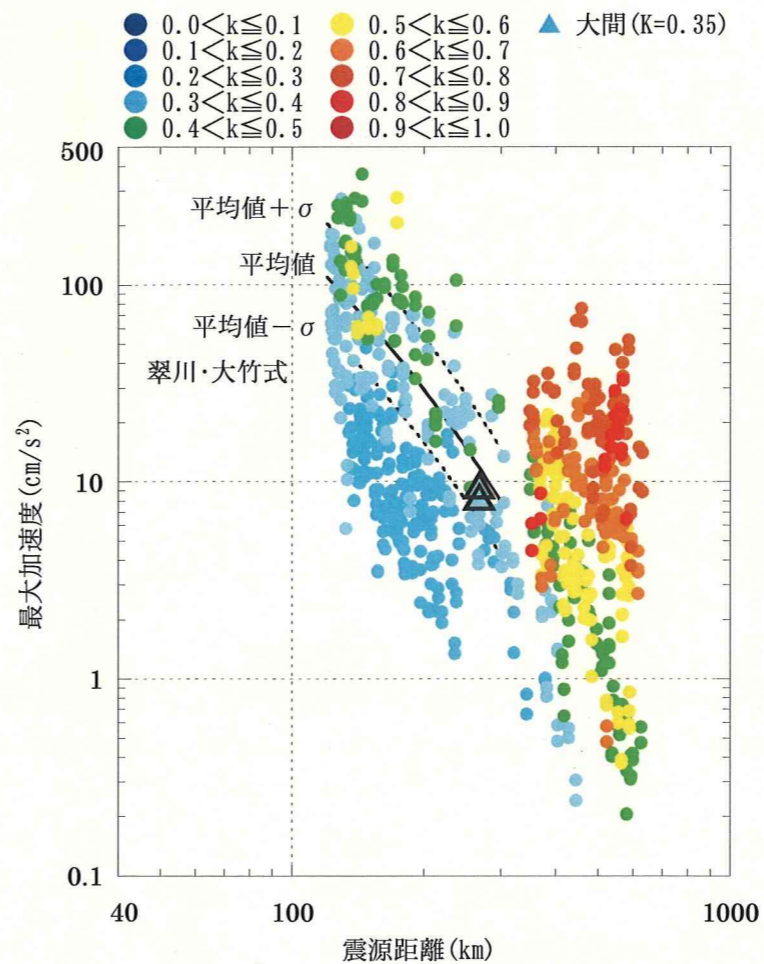
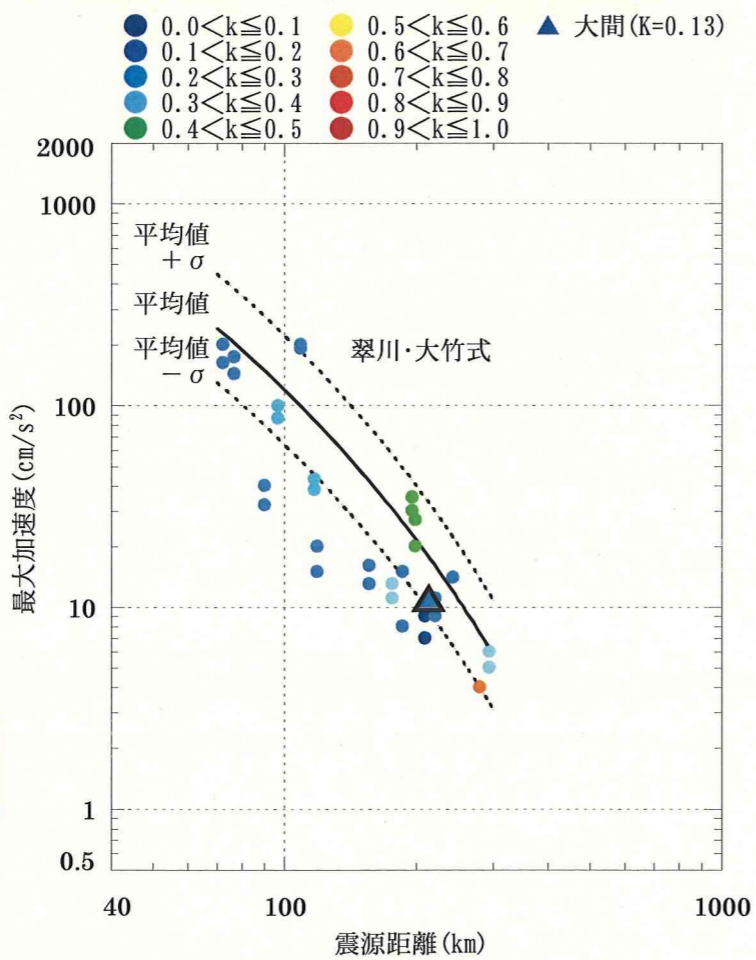
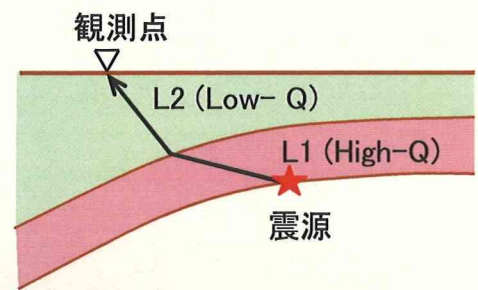


1993年1月15日 釧路沖地震  
(Mj 7.5, 震源深さ 101km)

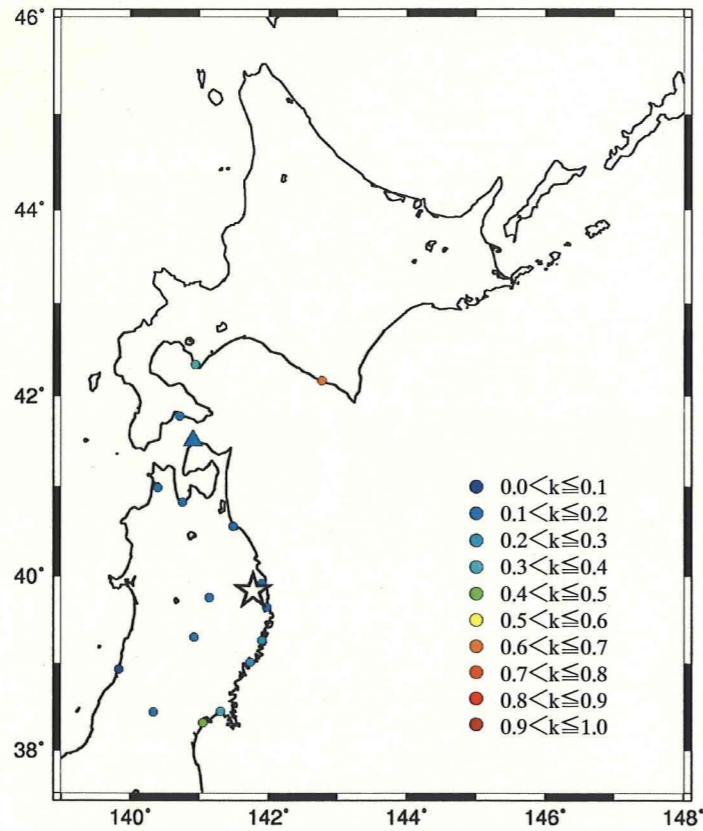


2001年4月27日 根室半島南東沖の地震  
(Mj 5.9, 震源深さ 80km)

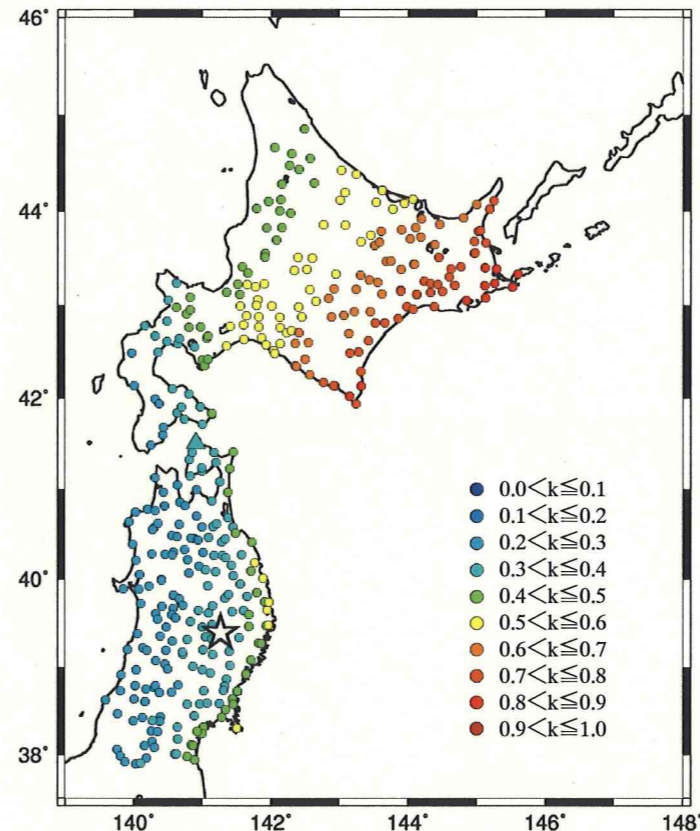
図-22(1) プレート内を伝播する距離の割合(k)と最大加速度及び観測点との関係



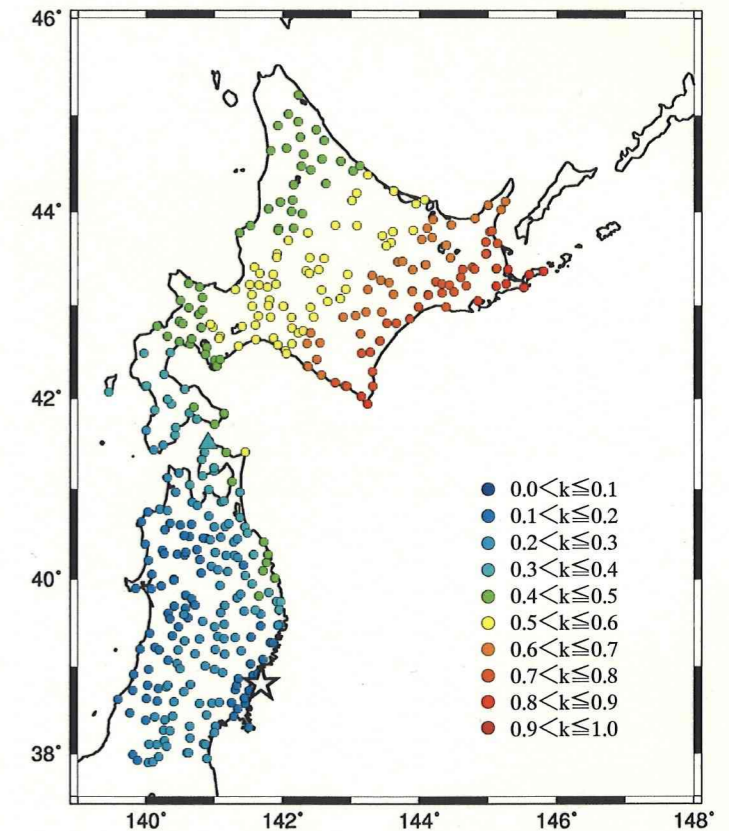
$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$
 L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離  
 L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



1987年1月9日 岩手県北部の地震 (Mj 6.6, 震源深さ 72km)



2001年12月2日 岩手県内陸南部の地震 (Mj 6.4, 震源深さ 122km)



2003年5月26日 宮城県沖の地震 (Mj 7.1, 震源深さ 72km)

図-22(2) プレート内を伝播する距離の割合(k)と最大加速度及び観測点との関係

表-3 大間地点において観測されたスラブ内地震

発震年月日	Mj	Mw*	震源深さ (km)	震源距離 (km)	備考
1984/6/22	5.3	5.2	103	206	
1987/1/9	6.6	6.6	72	213	表-1 ①岩手県北部の地震
1987/1/14	6.6	6.8	119	234	表-1 ②日高山脈北部の地震
1988/10/10	5.8	5.7	71	330	
1990/4/11	5.5	5.5	69	298	
1991/6/13	5.8	5.7	120	276	
1993/1/15	7.5	7.6	101	340	表-1 ③釧路沖地震
1993/5/6	5.4	5.4	106	294	
2001/4/27	5.9	6.0	80	450	表-1 ⑤根室半島南東沖の地震
2001/12/2	6.4	6.4	122	266	表-1 ⑥岩手県内陸南部の地震
2003/5/26	7.1	7.0	72	313	表-1 ⑧宮城県沖の地震

\*)Mwはハーバード大学による

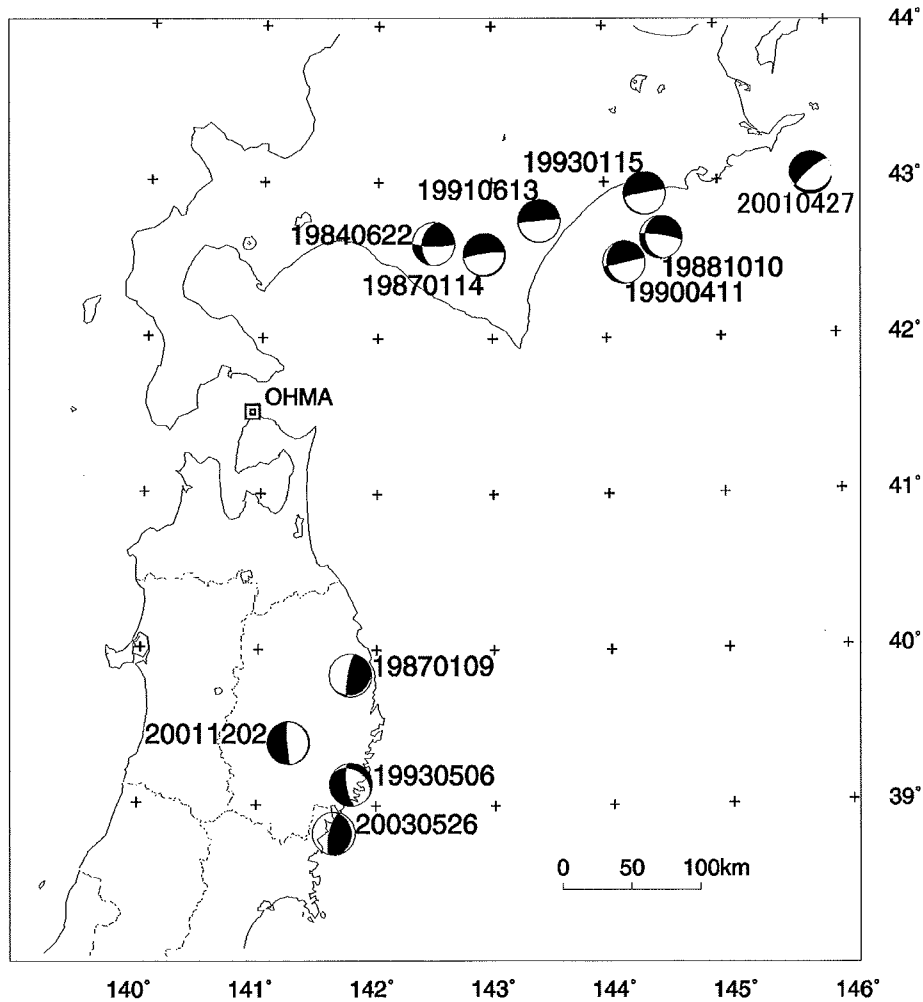
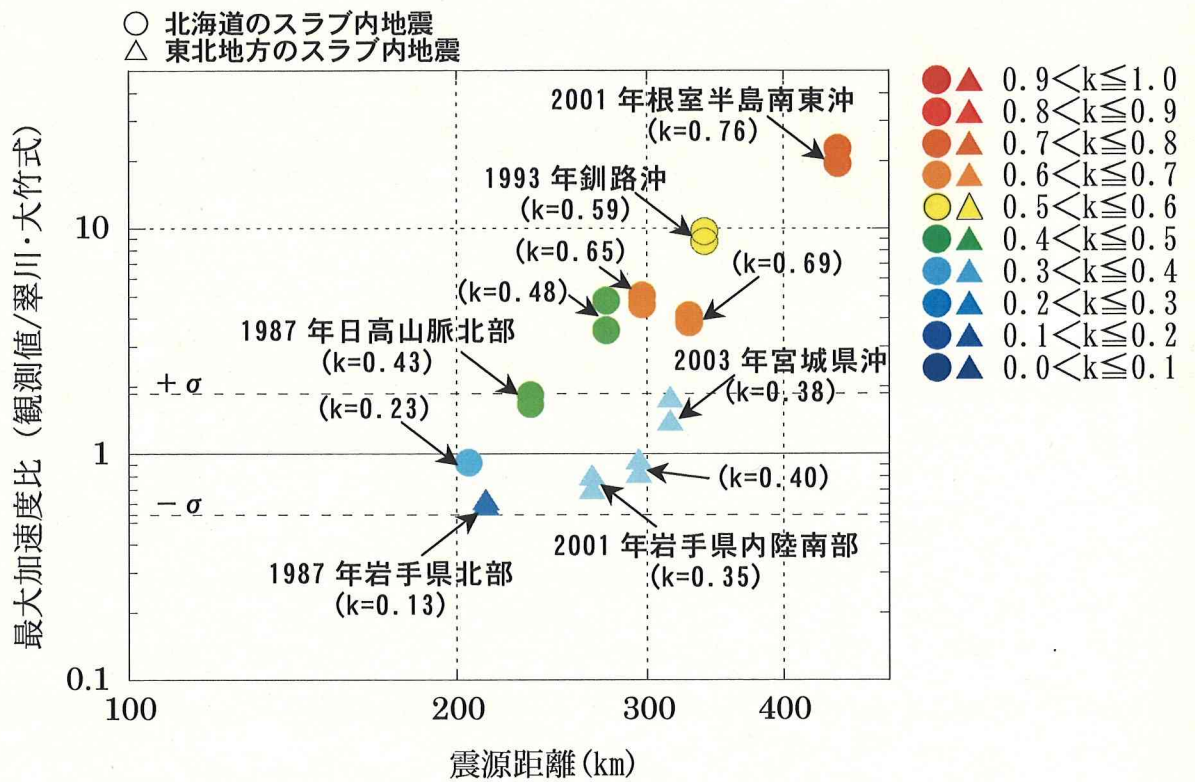


図-23 表-3 に示す地震の震央分布図



$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離  
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離

図-24 大間地点における最大加速度と翠川・大竹式との比

## 2.3 地盤の振動特性について

### (1)観測記録による地盤の振動モードの検討

「1. 観測記録の特徴」に示したように、5地震の応答スペクトルにみられる周期 0.8 秒付近のピークに対する地盤の影響を検討するために、この周期付近の振動モードを調べている。

検討に際しては、5地震の各観測深さにおける加速度波形に対して、バンドパスフィルターにより周期 0.7～1.2 秒の周期帯域の波形を取り出し、この帯域波形から深さ方向の加速度分布を時々刻々プロットして、振動モードを求めている。

### (2)検討結果

#### (a)1993 年釧路沖地震

1993 年釧路沖地震の T.P.-207.5m における観測波形と帯域波形を図-25 に示す。図中には振動モードをプロットする際に対象とした時間区間も示す。振動モードは、各観測深さにおける帯域波形の加速度値を 1/20 秒ごとにプロットし、1秒間隔で図化して図-26 に示す。

図-26 によると、NS成分では T.P.-77.5m 付近を節、T.P.-207.5m 付近を腹とした振動モードとなっている。また EW成分においては T.P.-47.5m 付近を節、T.P.-117.5m 付近を腹とする振動モードを示している。

#### (b)1993年北海道南西沖地震

1993年北海道南西沖地震のT.P.-207.5mにおける観測波形と帯域波形を図-27に示し、振動モードを図-28に示す。

図-28によると、NS成分については、T.P.-77.5m付近を節、T.P.-207.5m付近を腹とする振動モードである。EW成分については、T.P.-77.5m～T.P.-117.5m付近を節、T.P.-207.5m付近を腹とする振動モードとなっている。

#### (c)1994年北海道東方沖地震

1994年北海道東方沖地震のT.P.-207.5mにおける観測波形と帯域波形を図-29に示し、振動モードを図-30に示す。

図-30によるとNS成分については、時間区間によっては振動モードが必ずしも明瞭ではないが、NS成分及びEW成分共にT.P.-77.5m付近を節、T.P.-207.5m付近を腹とする振動モードとなっている。

#### (d)1994年三陸はるか沖地震

1994年三陸はるか沖地震のT.P.-207.5mにおける観測波形と帯域波形を図-31に示し、振動モードを図-32に示す。

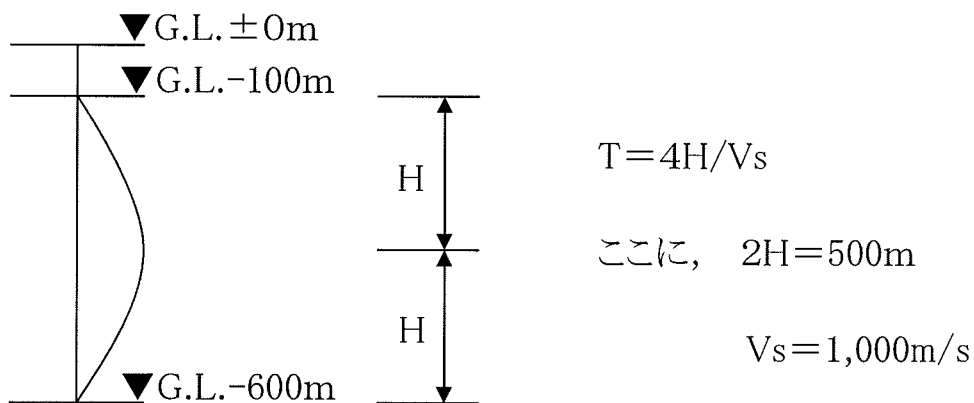
図-32によると、前述した3地震と比べて振動モードは明瞭でなく、また時間とともに節や腹の位置が変化しているが、NS成分及びEW成分共に3地震と同様に節が1箇所見られる振動モードとなっている。

(e)2003年十勝沖地震

2003年十勝沖地震のT.P.-207.5mにおける観測波形と帯域波形を図-33に示し、振動モードを図-34に示す。

図-34によると、振動モードは明瞭でなく、また時間とともに節や腹の位置が変化しているが、NS成分及びEW成分共に概ね節が1個所見られる振動モードとなっている。

以上により、5地震で多少差はあるものの、T.P.-207.5mを腹とする振動モードが見られる。また、図-35に示す申請者が実施した微動アレイ観測に基づいて得られた深さ1,000mまでのせん断波速度構造を用いて、G.L.-600m付近を節とする振動モードを考慮し、G.L.-100mとG.L.-600mの2点間のせん断波速度( $V_s$ )を約1,000m/sとすると、この2点を節とする振動モードの周期( $T$ )は4分の1波長則では、約1秒となると考えられる。



これらのことから、1993年釧路沖地震観測記録で見られた0.8秒付近のピークの原因は、地盤による要因も一つとして考えることができるとしている。

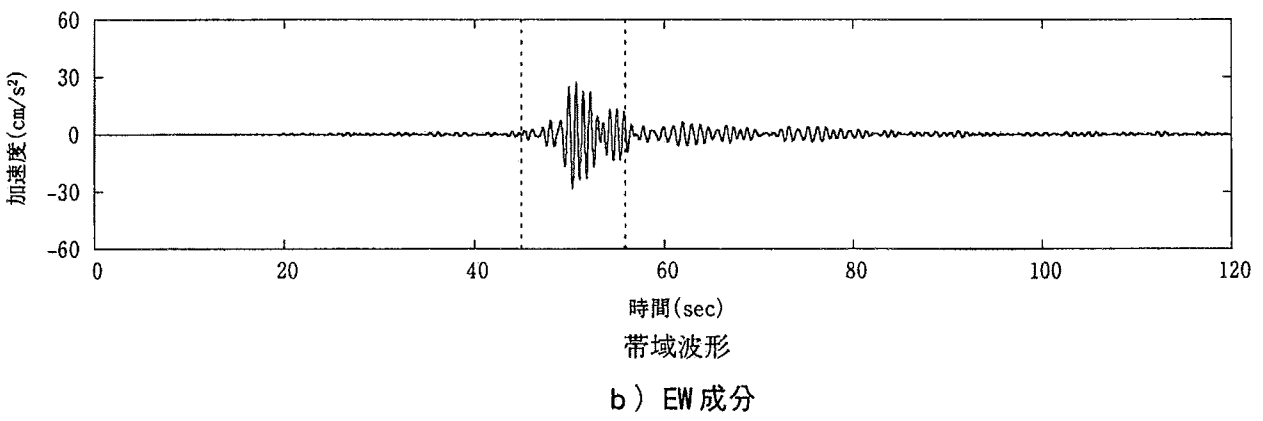
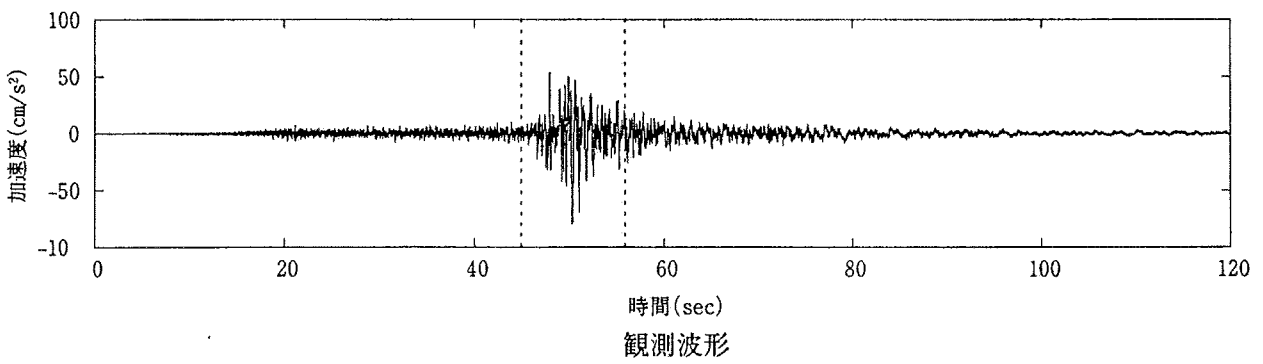
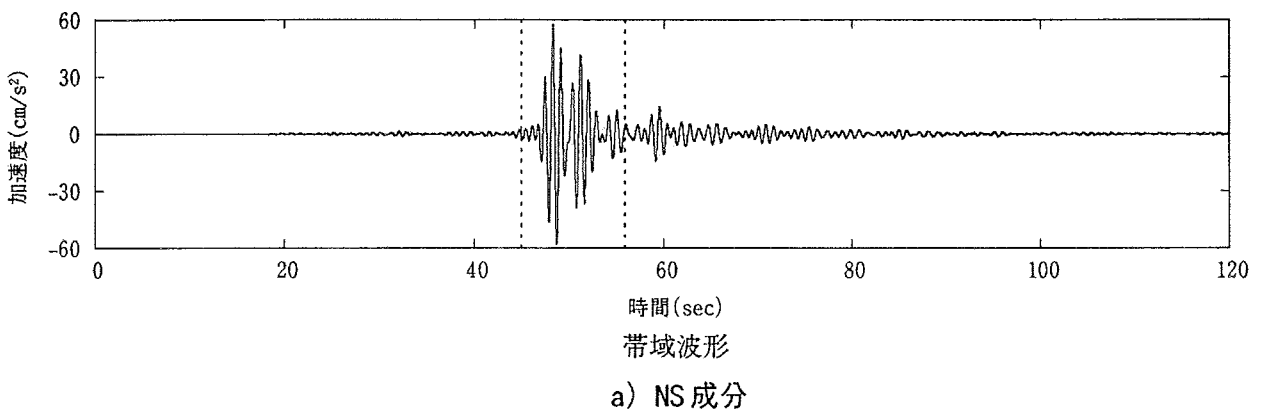
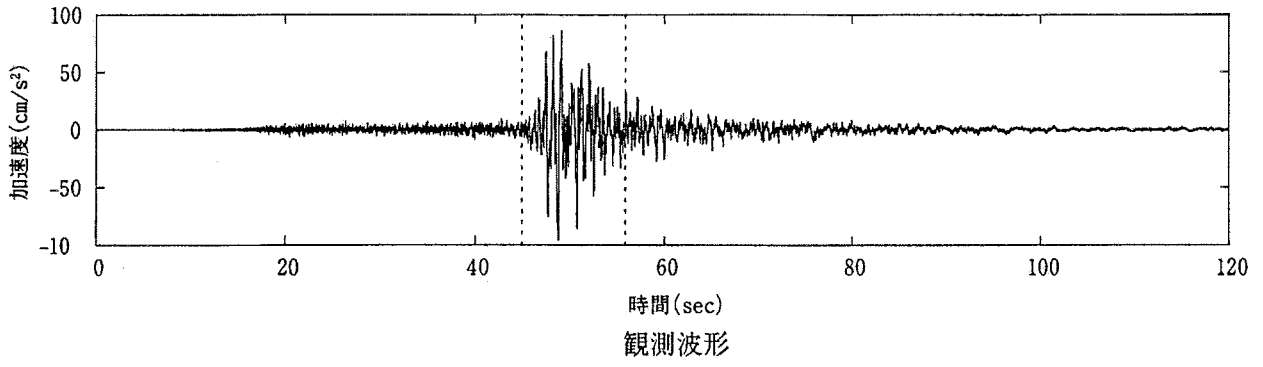
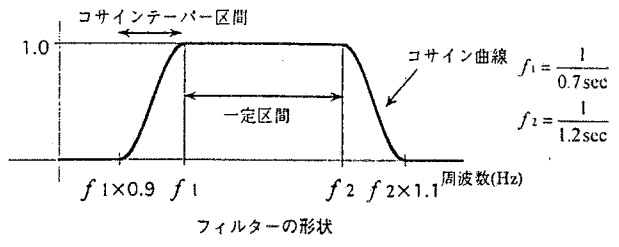


図-25 観測波形と帯域波形(1993年釧路沖地震, T.P.-207.5m)

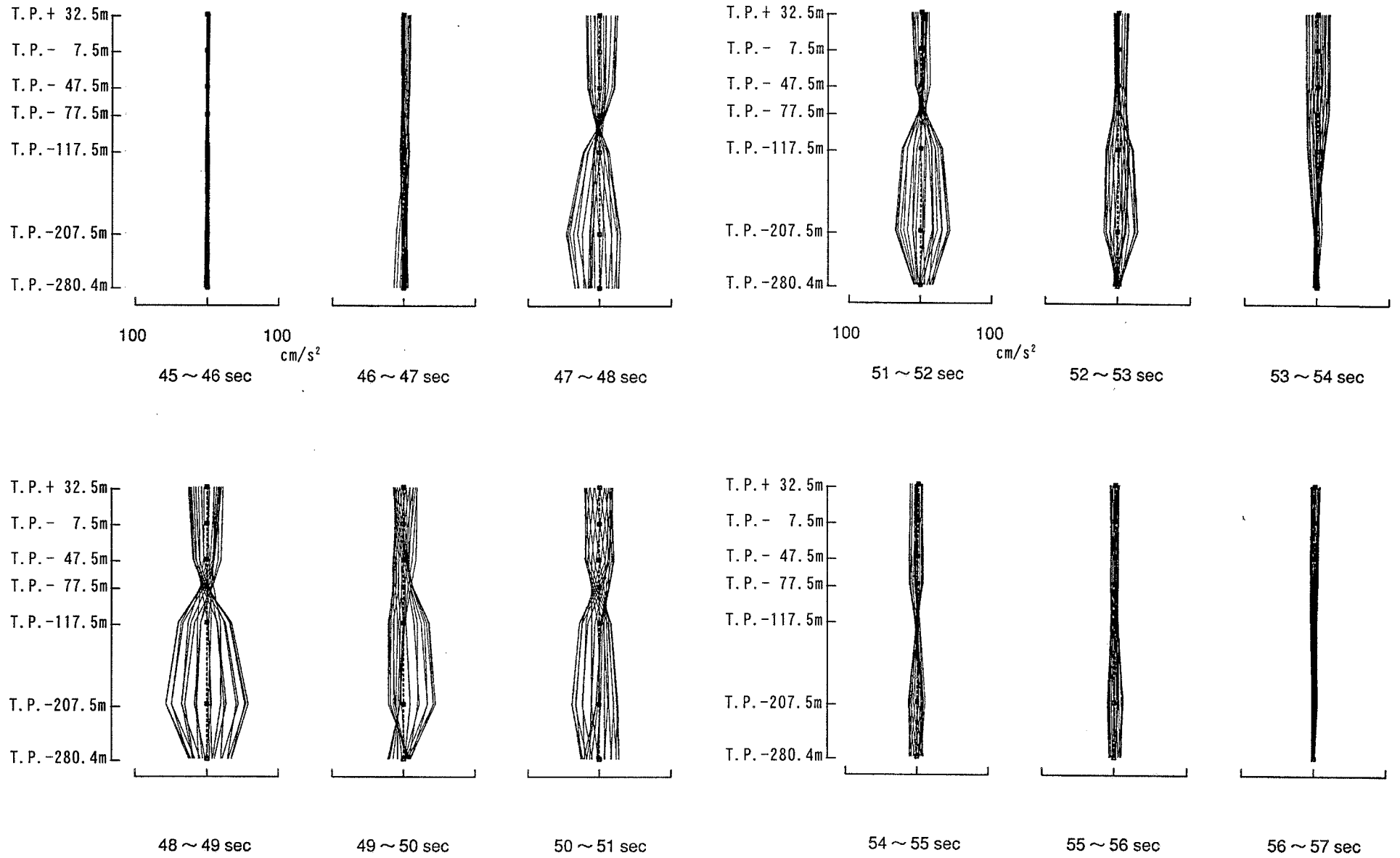


図-26(1) 振動モード図(1993年釧路沖地震, NS成分)

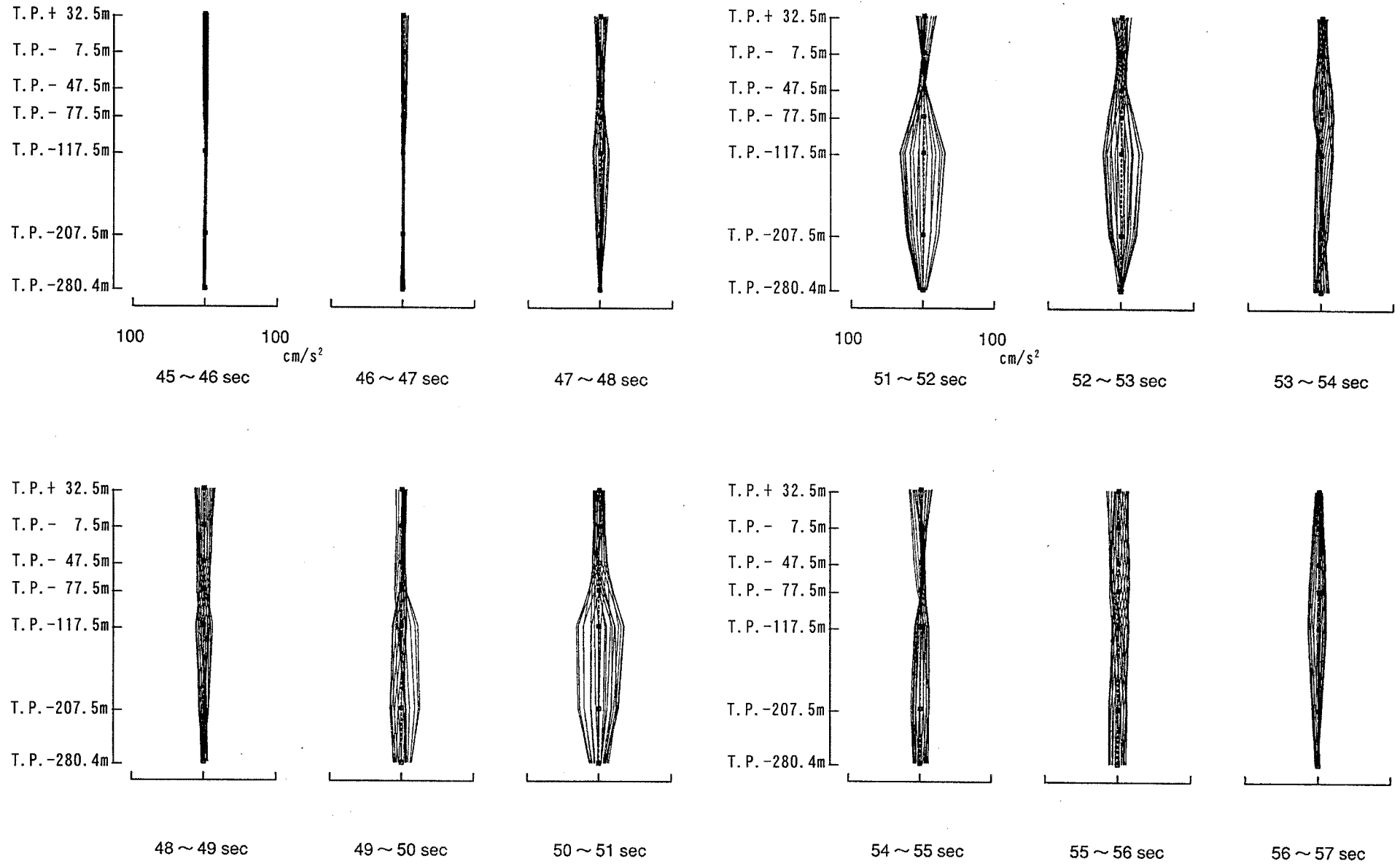
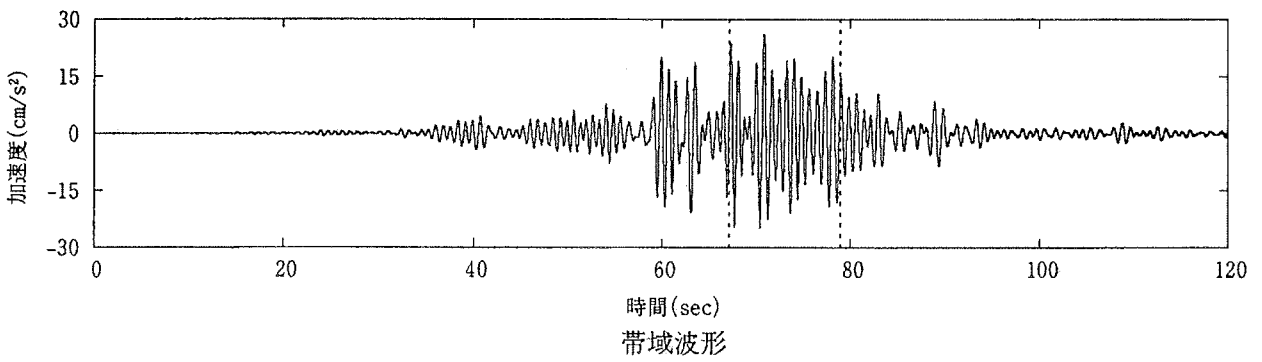
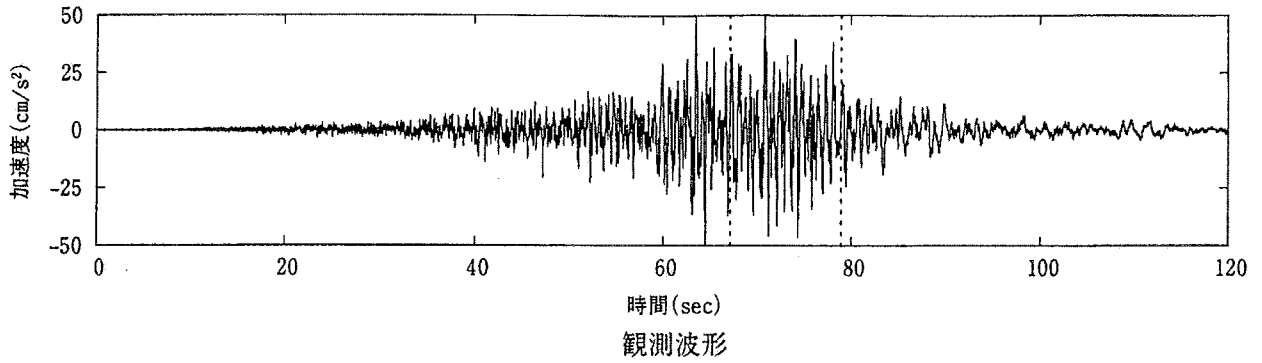
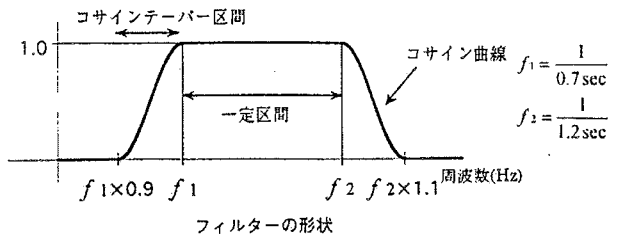
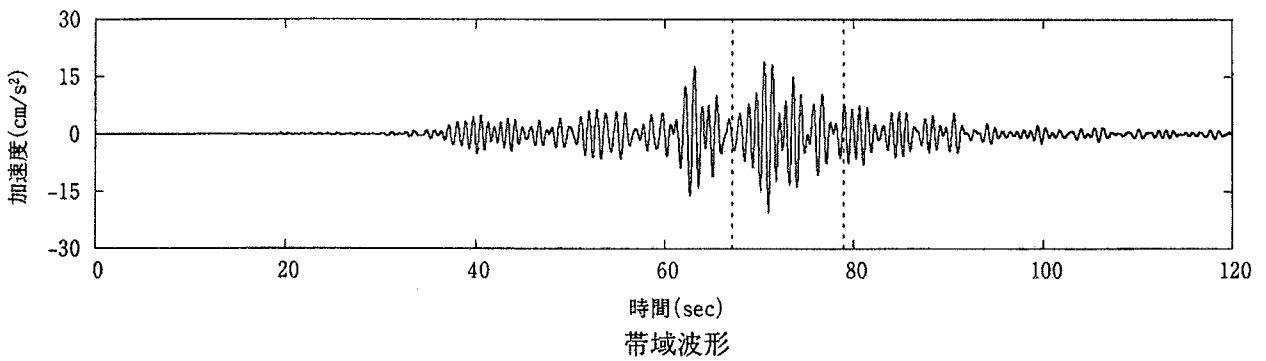
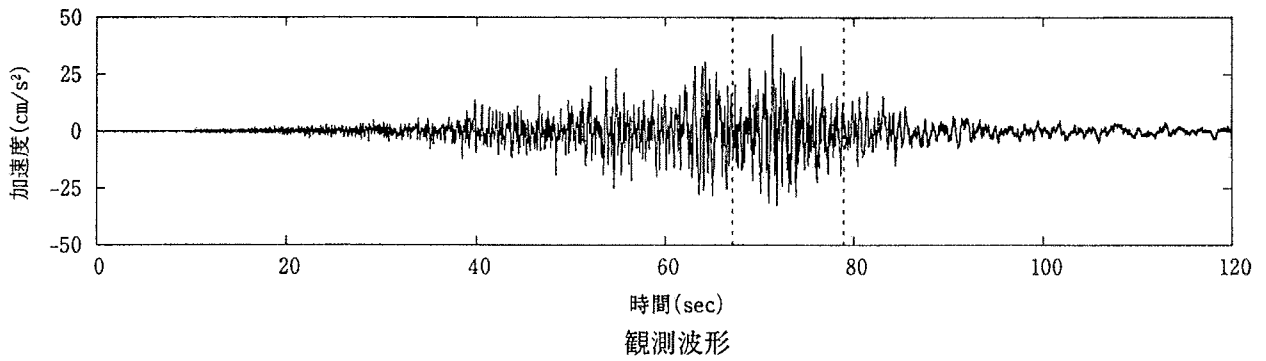


図-26(2) 振動モード図(1993年釧路沖地震, EW成分)



a) NS 成分



b) EW 成分

図-27 観測波形と帯域波形(1993年北海道南西沖地震, T.P.-207.5m)

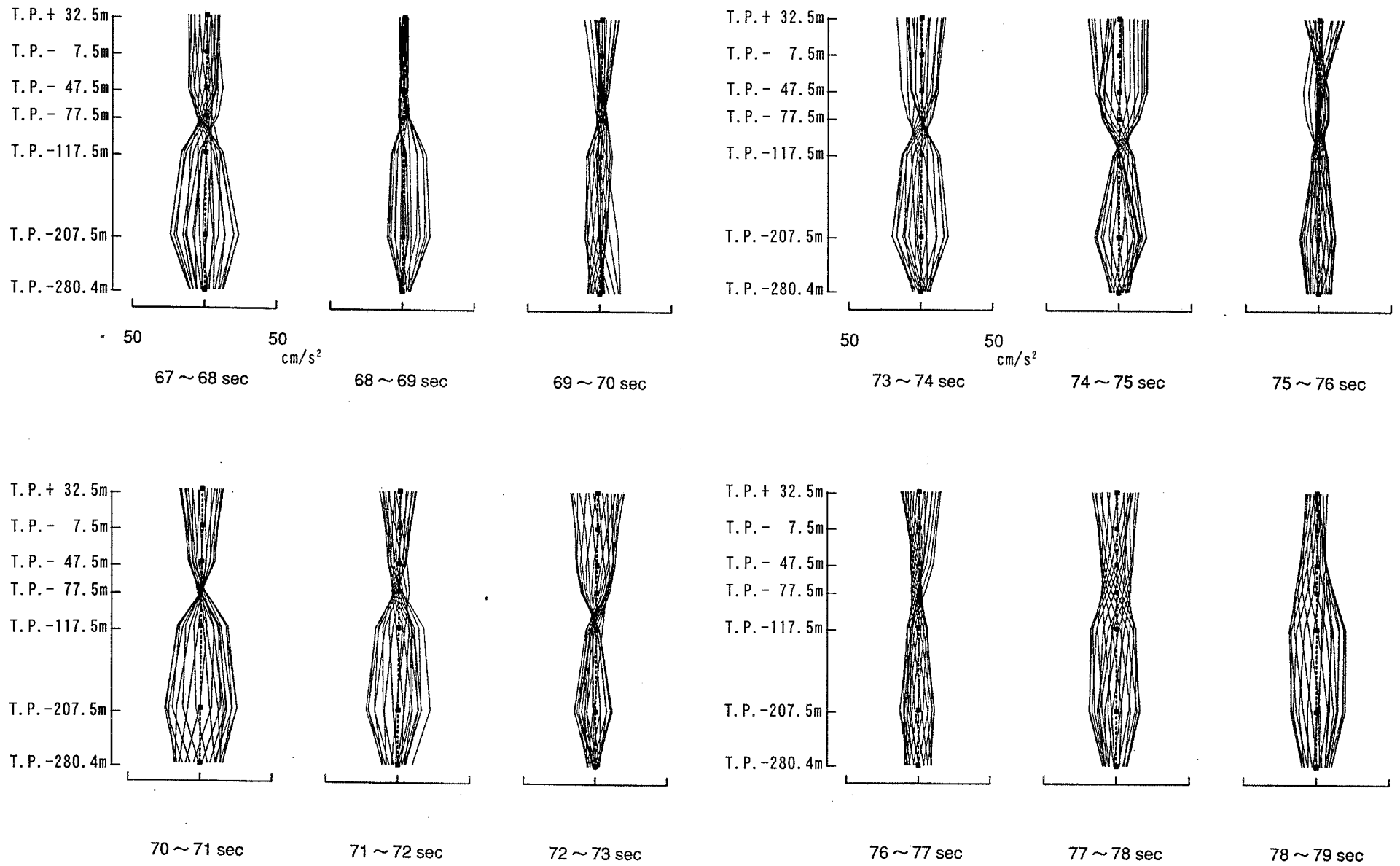


図-28(1) 振動モード図(1993年北海道南西沖地震, NS成分)

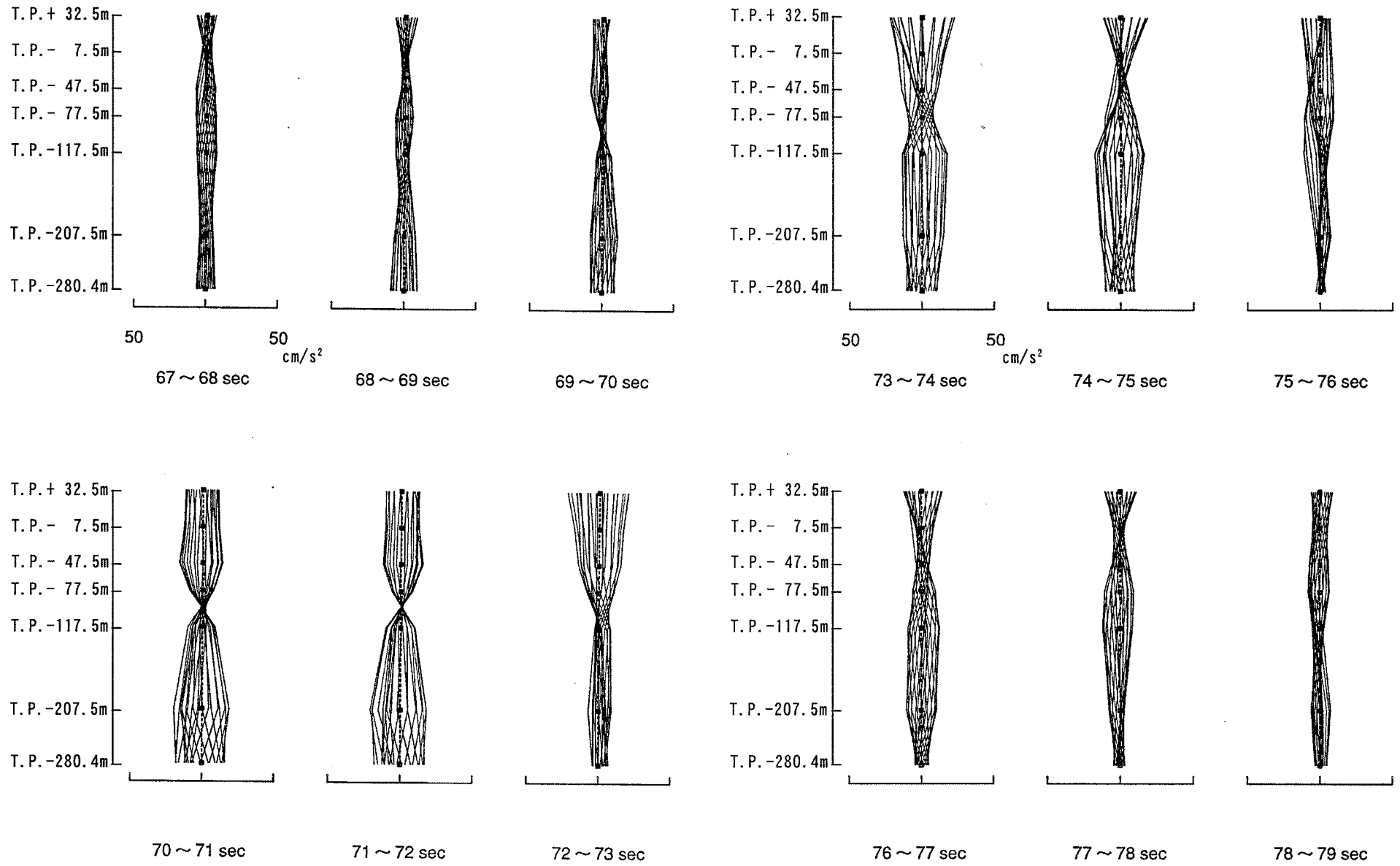


図-28(2) 振動モード図(1993年北海道南西沖地震, EW成分)

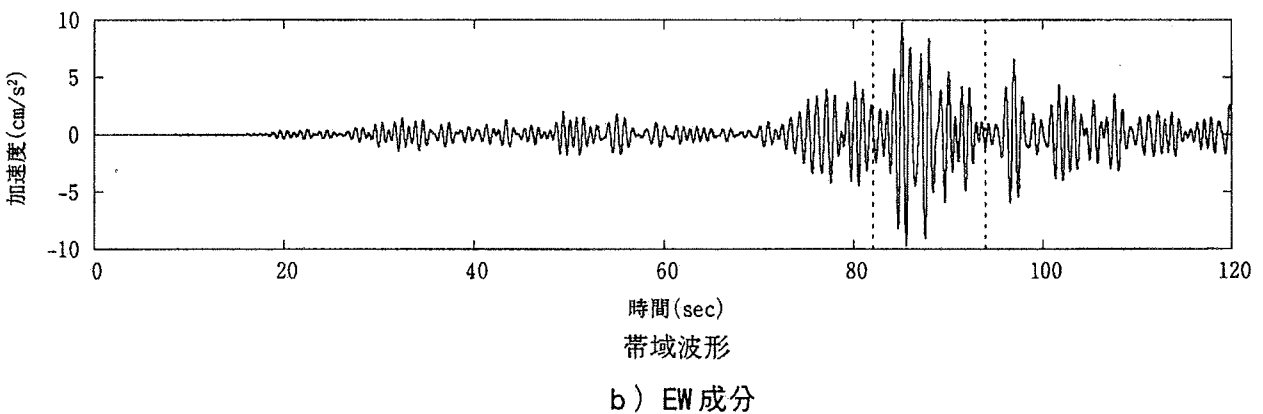
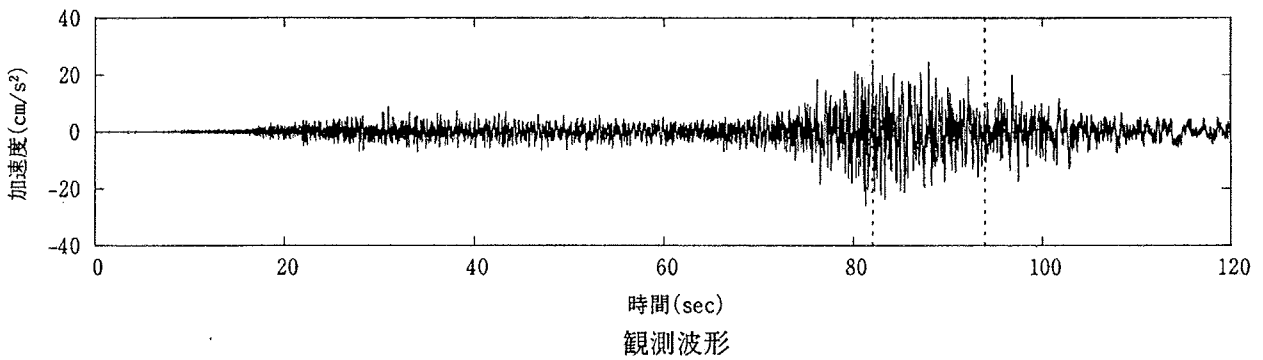
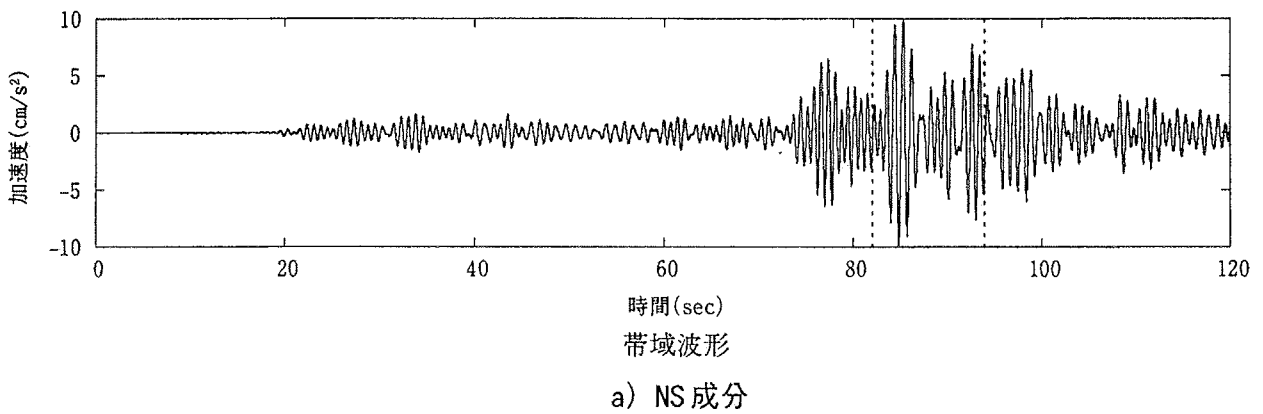
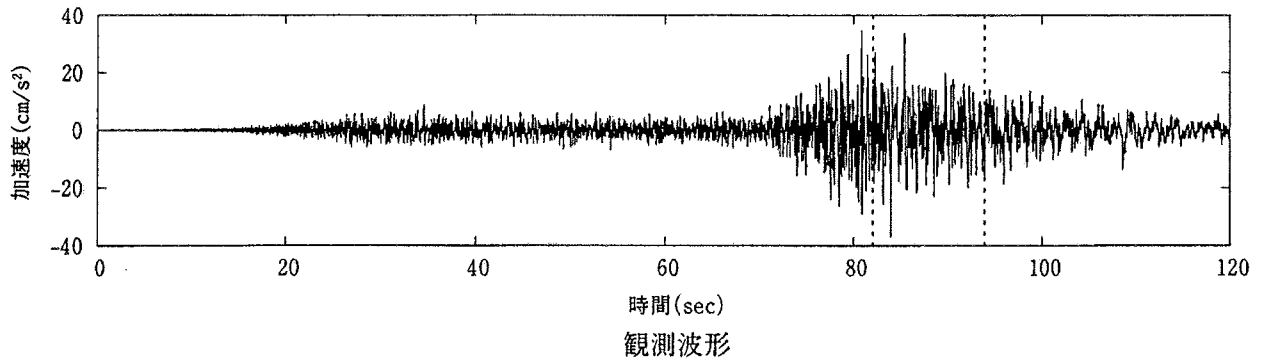
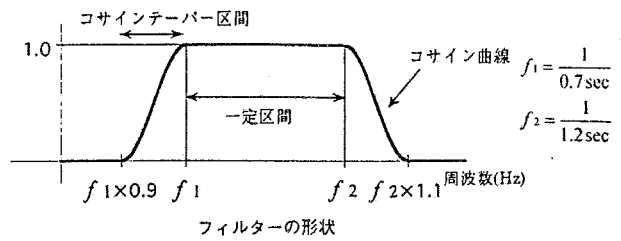


図-29 観測波形と帯域波形(1994年北海道東方沖地震, T.P.-207.5m)

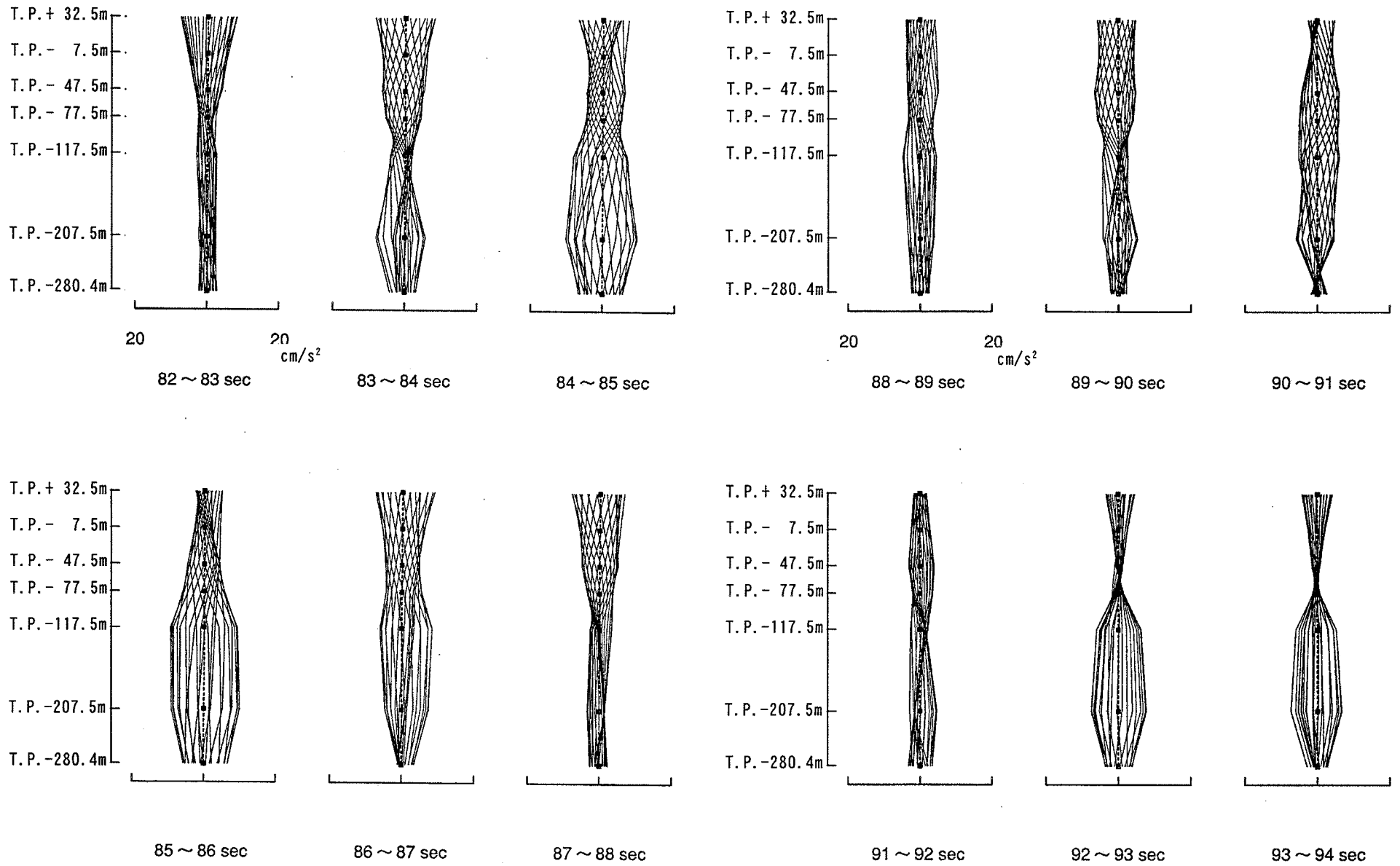


図-30(1) 振動モード図(1994年北海道東方沖地震, NS成分)

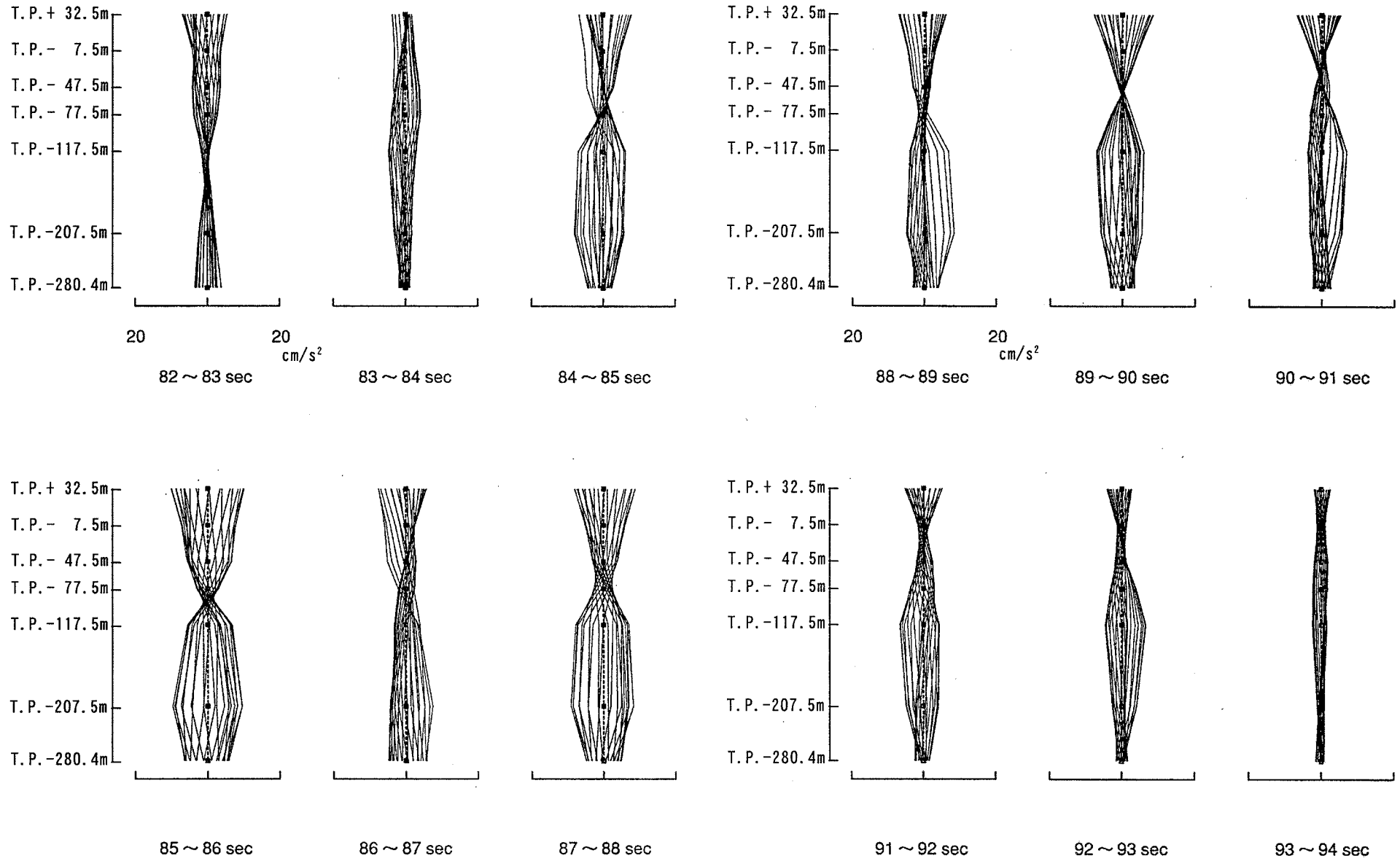
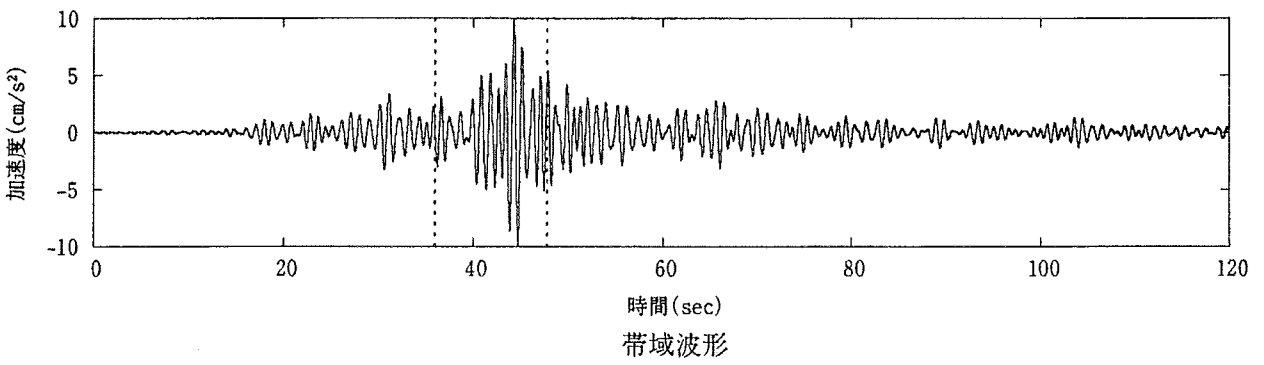
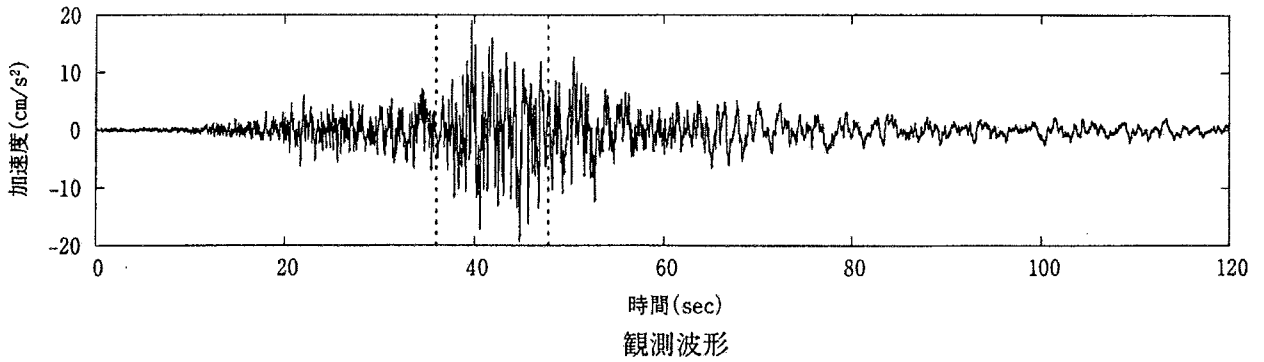
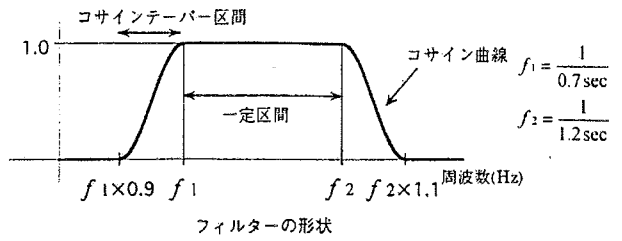
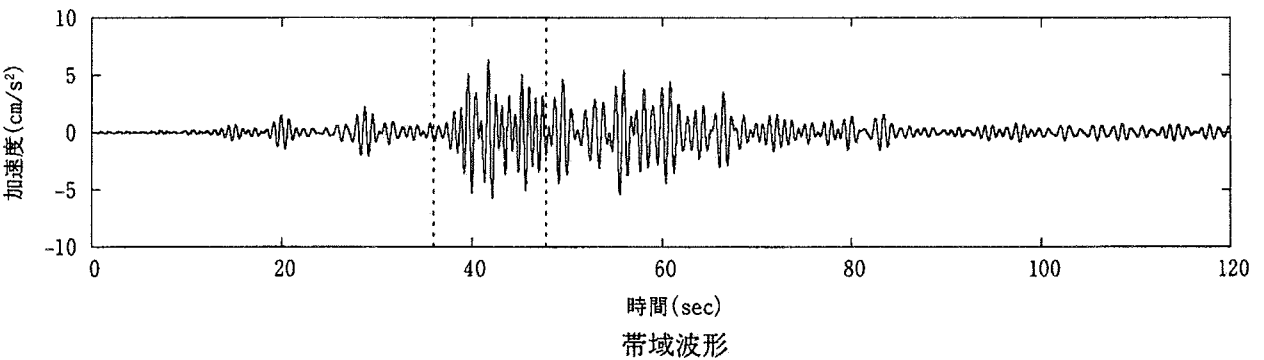
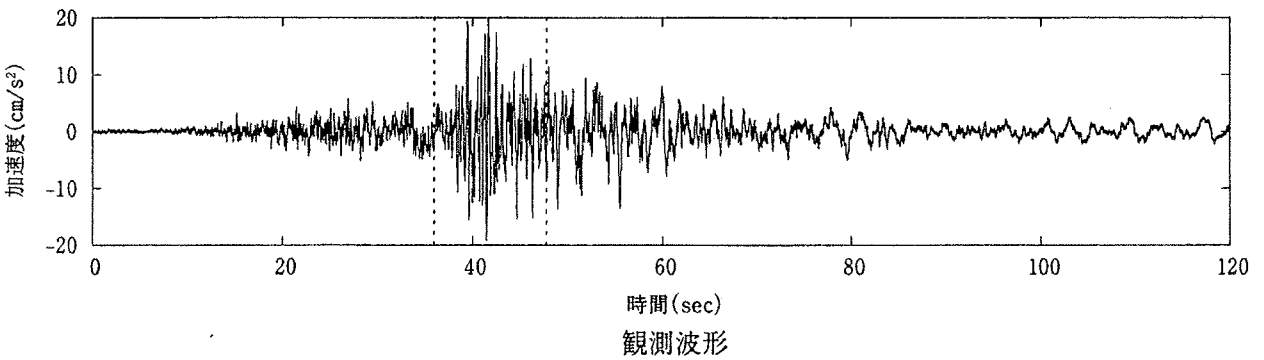


図-30(2) 振動モード図(1994年北海道東方沖地震, EW成分)



a) NS 成分



b) EW 成分

図-31 観測波形と帯域波形(1994年三陸はるか沖地震, T.P.-207.5m)

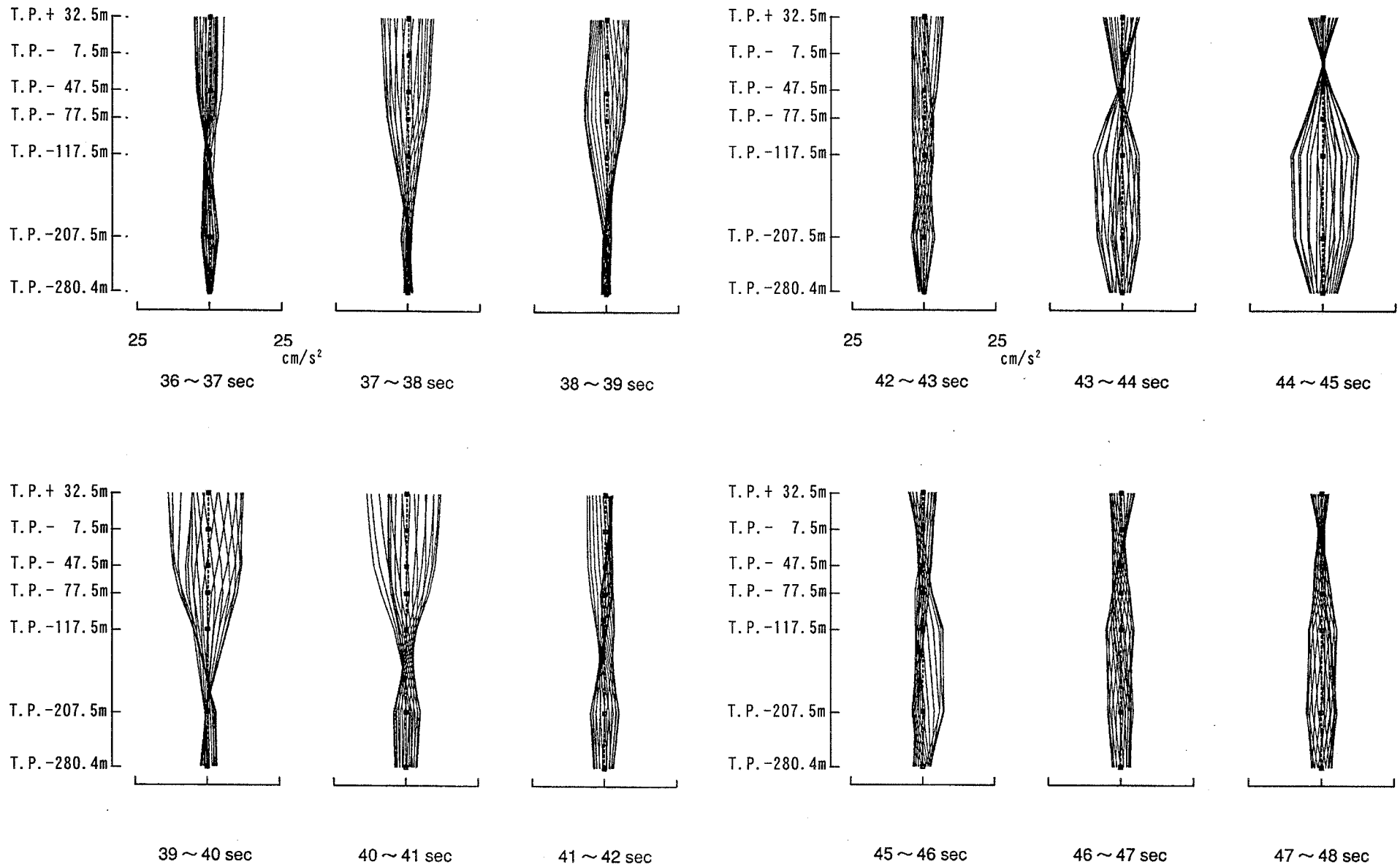


図-32(1) 振動モード図(1994年三陸はるか沖地震, NS成分)

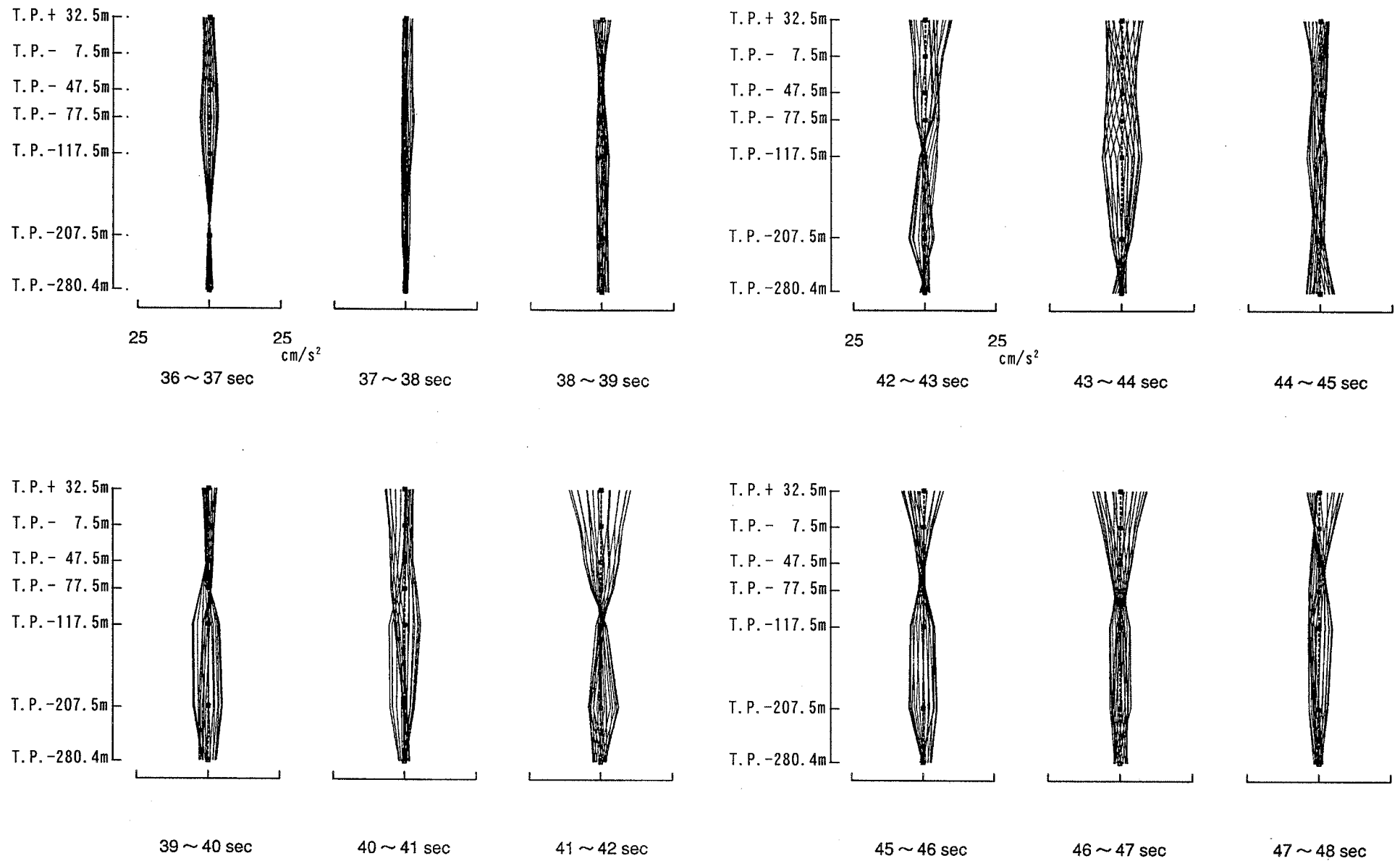
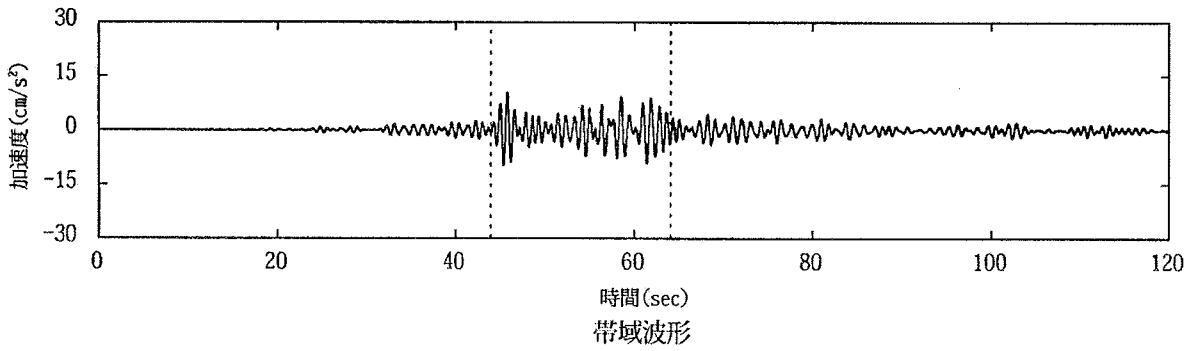
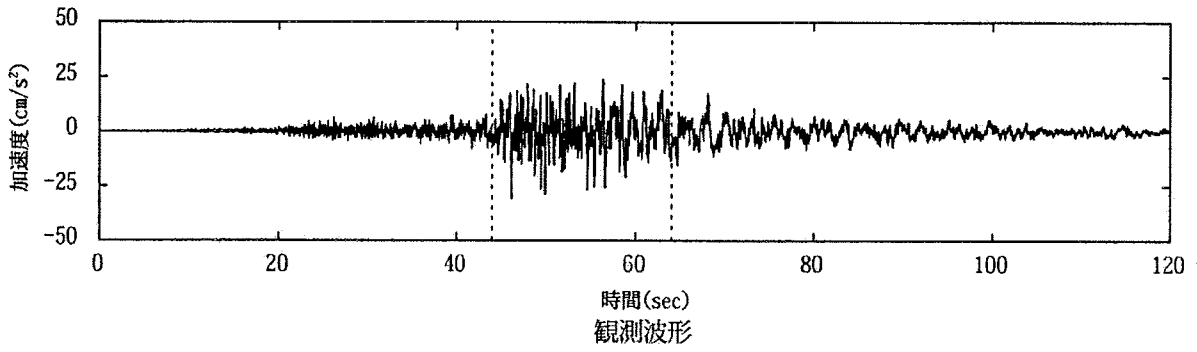
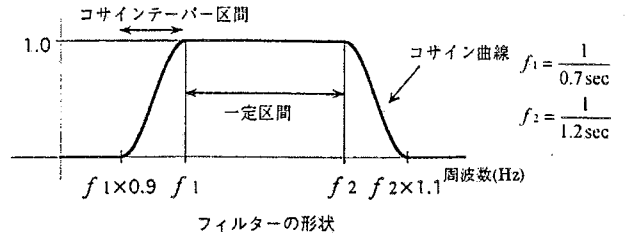
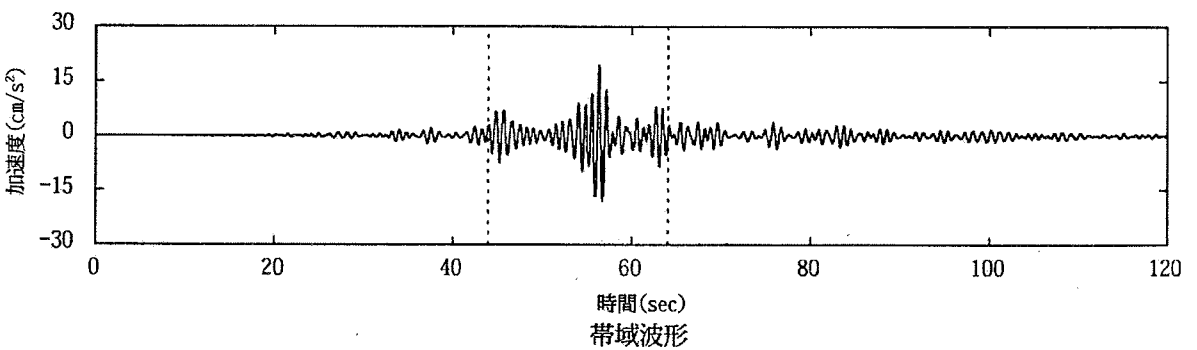
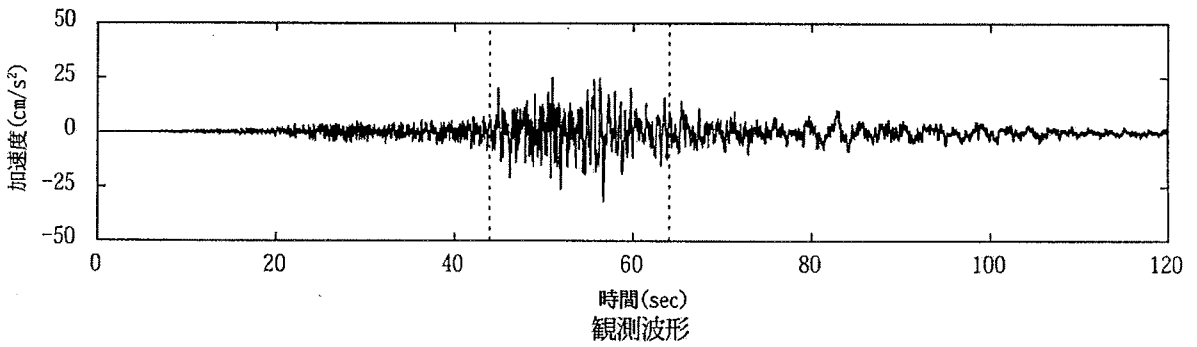


図-32(2) 振動モード図(1994年三陸はるか沖地震, EW成分)



a) NS 成分



b) EW 成分

図-33 観測波形と帯域波形(2003年十勝沖地震, T.P.-207.5m)

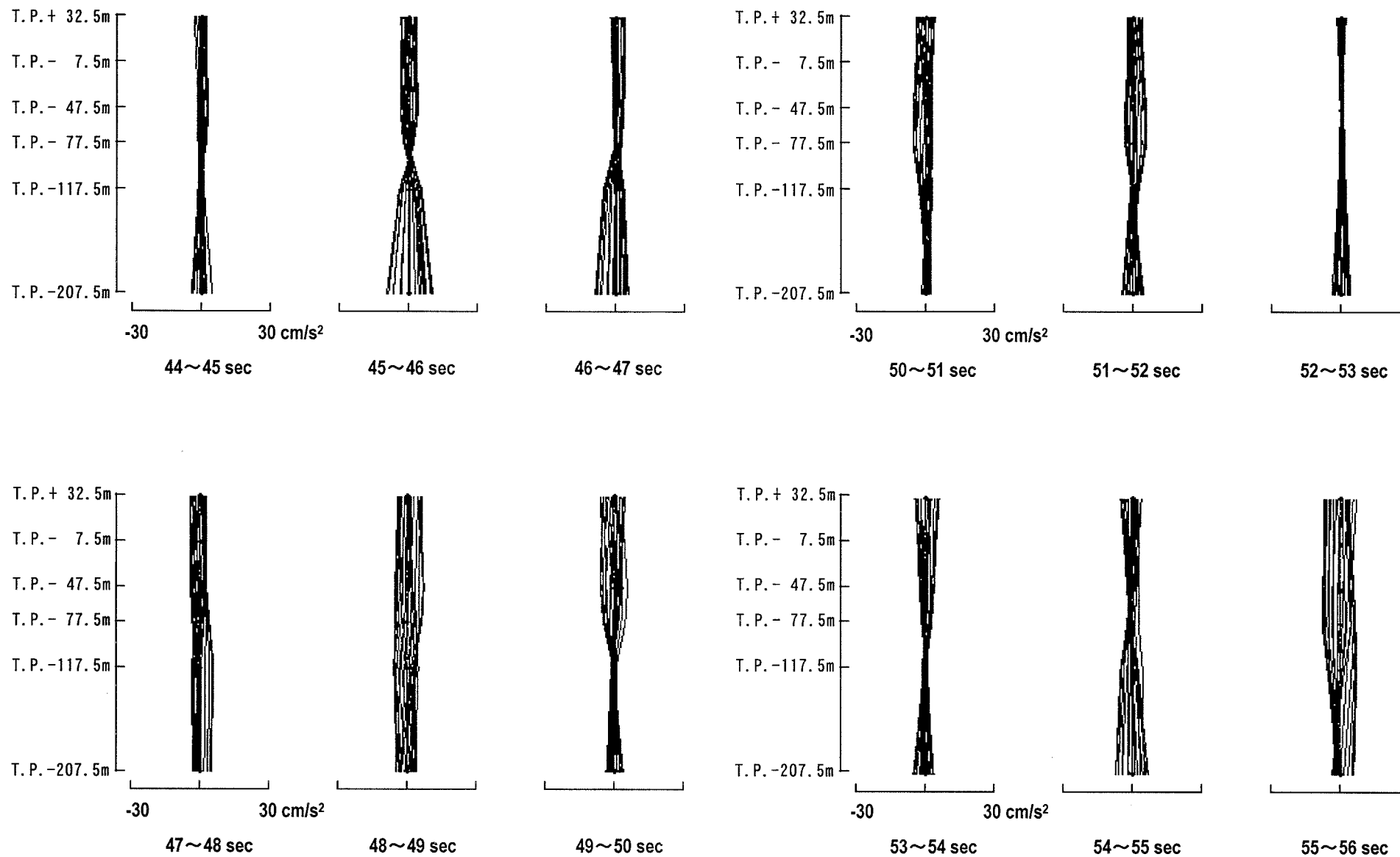
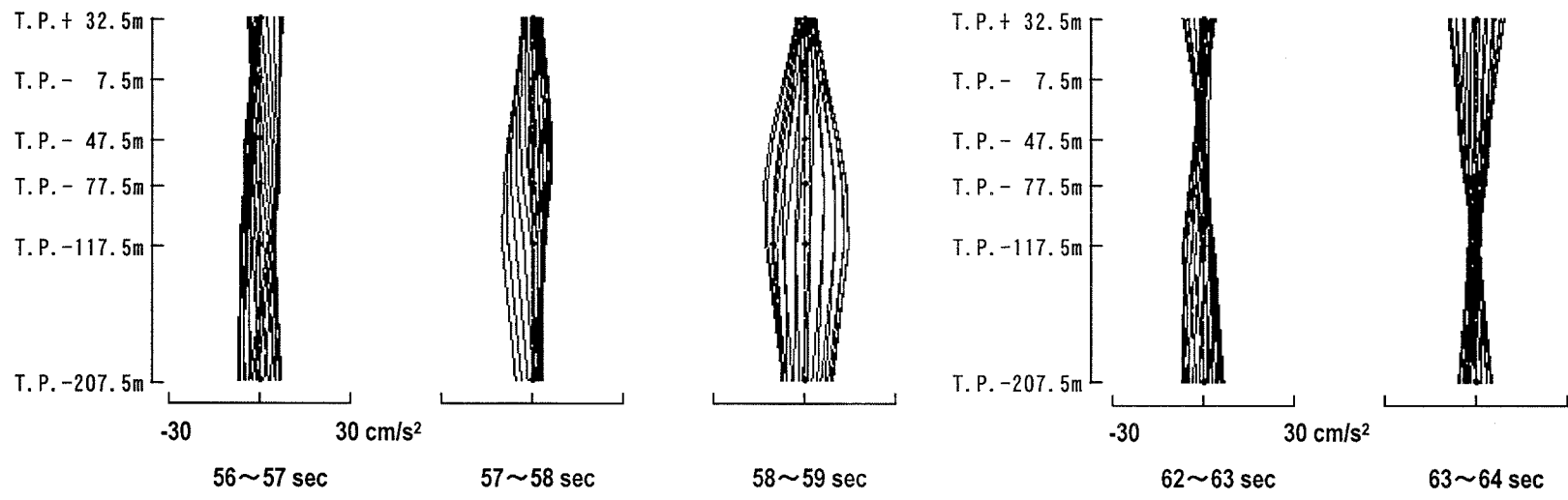


図-34(1) 振動モード図(2003年十勝沖地震, NS成分)



59

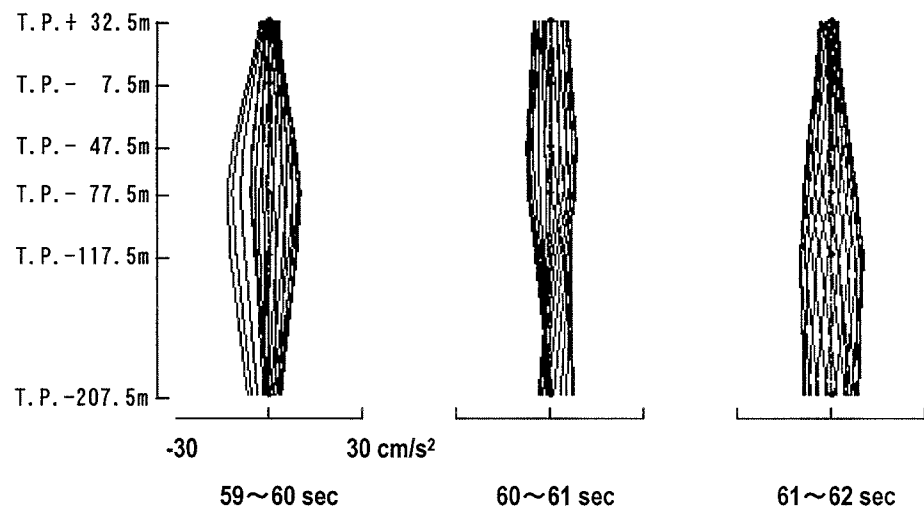


図-34(2) 振動モード図(2003年十勝沖地震, NS成分)

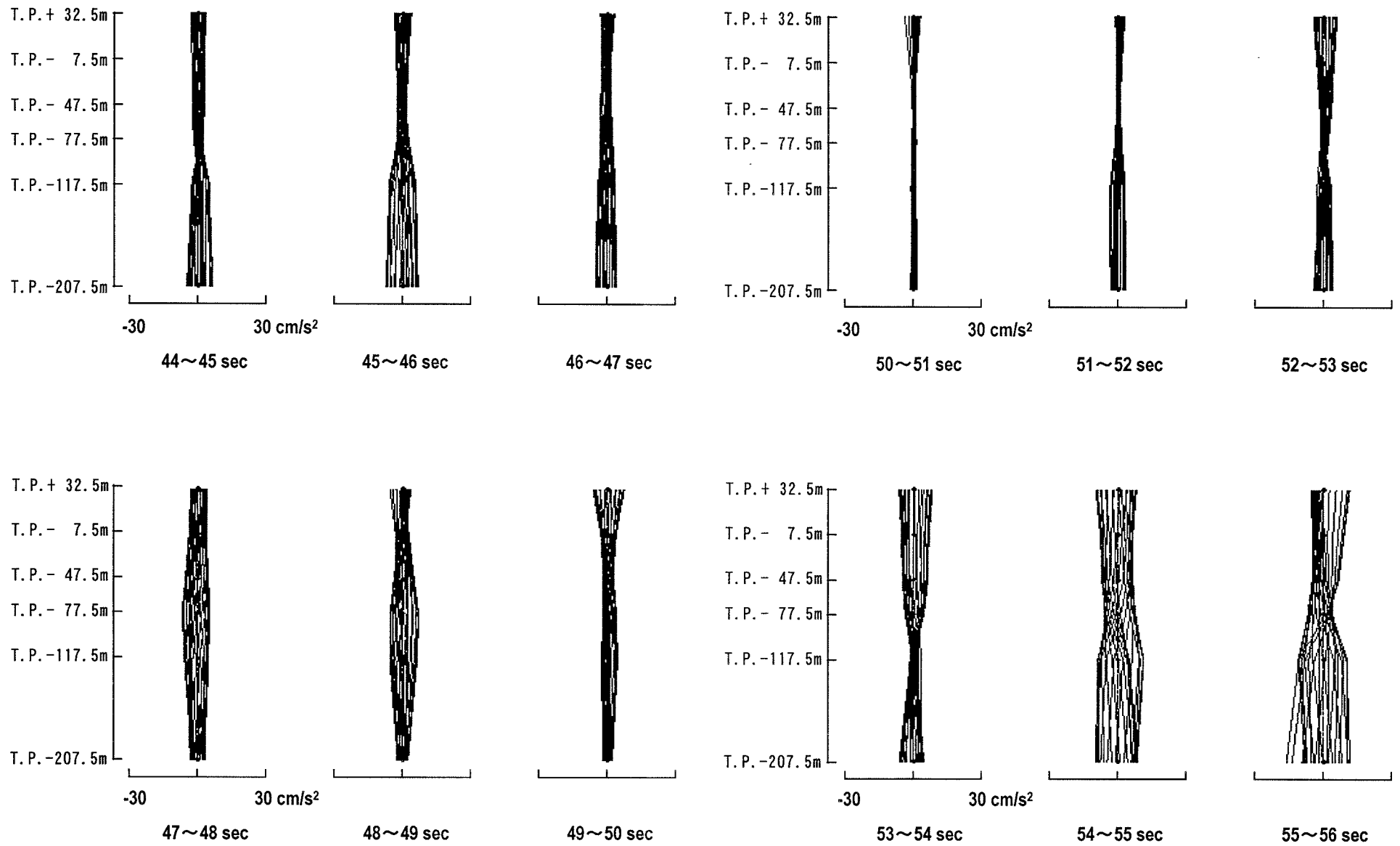
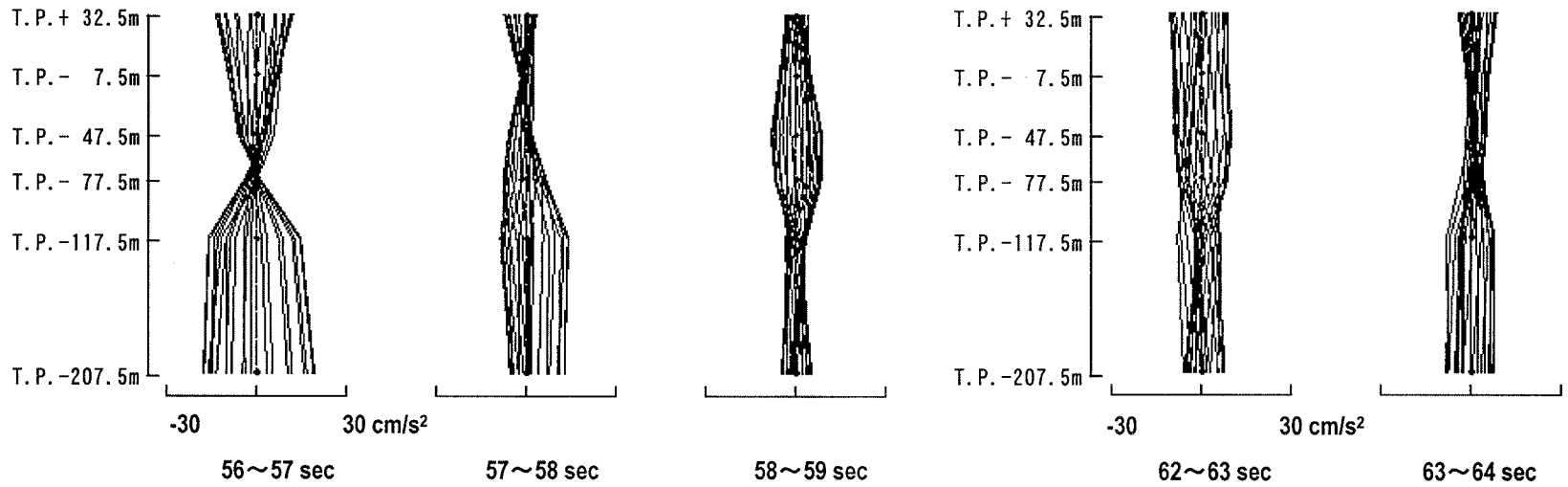


図-34(3) 振動モード図(2003年十勝沖地震, EW成分)



61

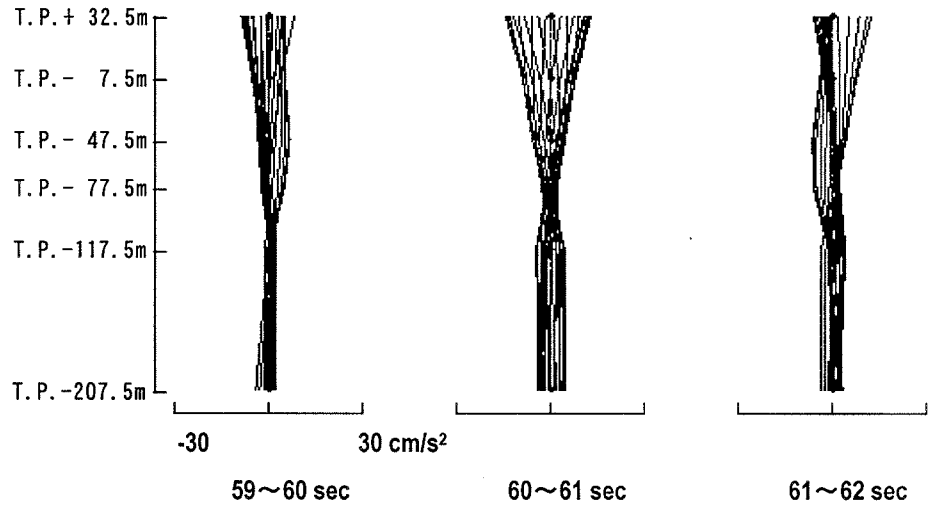


図-34(4) 振動モード図(2003年十勝沖地震, EW成分)

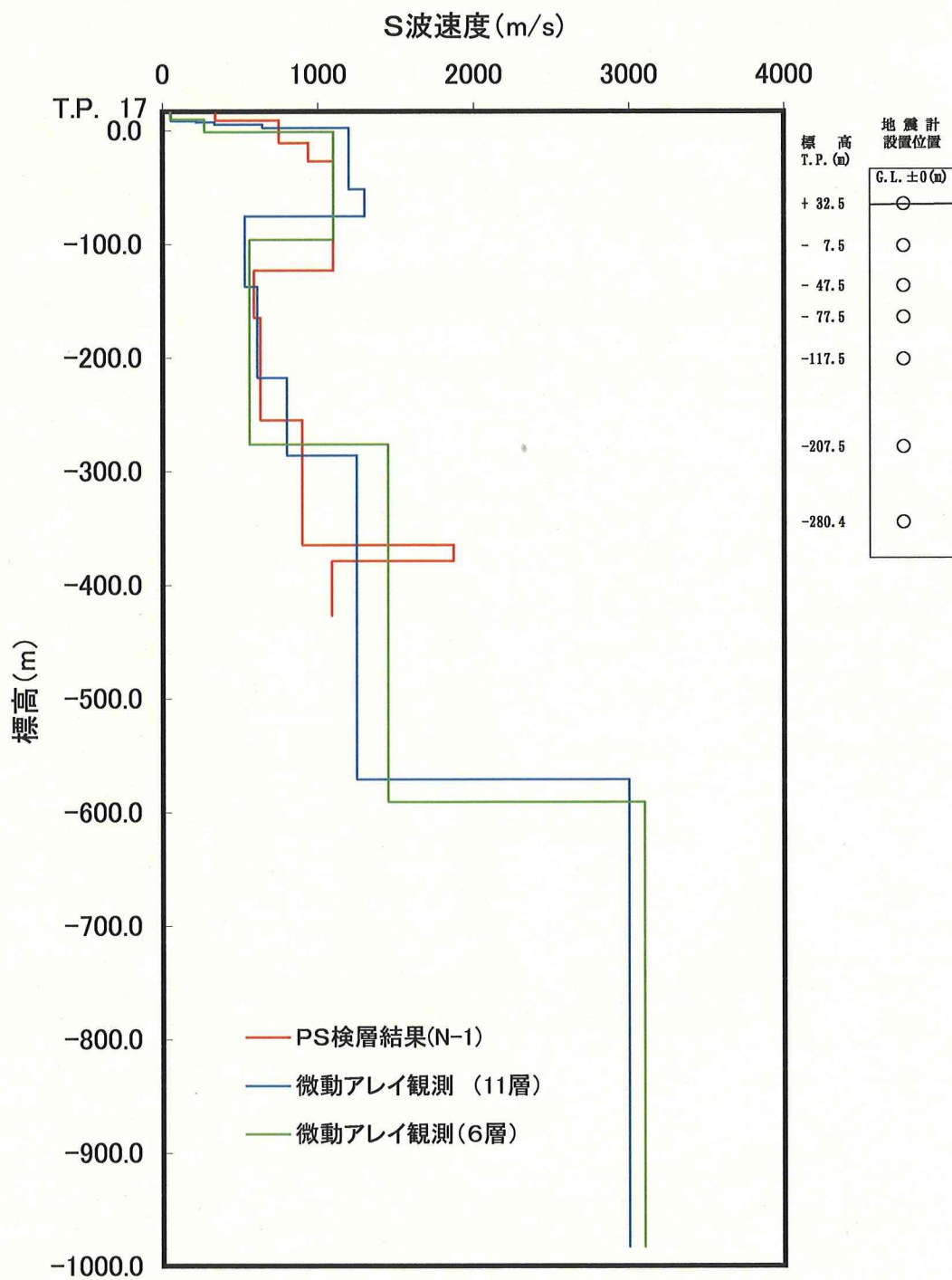


図-35 地盤のS波速度構造(微動アレイ観測による)

## 2.4 大間地点の観測記録を東通地点の地盤モデルへ入力した場合の検討

大間地点で観測された1993年釧路沖地震観測記録を東通地点の地盤モデルへ入力した場合について、ケーススタディを行っている。

### (1) 検討方法

検討方法としては、まず大間地点の解放基盤相当位置である T.P.-207.5m における 1993 年釧路沖地震観測記録を用いて、表-4 に示す大間地点の地盤モデルの T.P.-573.1m における上昇波を1次元波動論により求めている。次に、求めた上昇波を表-5 に示す東通地点の地盤モデルの T.P.-2000.0m へ入力して、1次元波動論により求めた東通地点の解放基盤相当位置である T.P.+2.0m の地中波と東通地点の T.P.+2.0m で得られた観測記録と比較している。

### (2) 検討結果

表-6 に大間地点の T.P.-207.5m と東通地点の T.P.+2.0m における最大加速度及び解析で求めた最大加速度を比較して示す。また、図-36 に大間地点の T.P.-207.5m と東通地点の T.P.+2.0m の観測記録の応答スペクトルを比較して示す。表-6 及び図-36 によると、大間地点では、東通地点よりも大きな観測記録が得られている。

図-37 に東通地点の T.P.+2.0m における観測記録と解析で得られた応答スペクトルを比較して示す。

表-6 及び図-36～図-37 によると、解放基盤相当位置における大間地点の観測記録と比較して、大間地点の観測記録を用いて求めた東通地点の T.P.+2.0m の最大加速度及び応答スペクトルは、東通地点

の観測記録に近い結果を与えている。

以上より、大間地点の観測記録が東通地点の観測記録より大きい理由として、地盤による要因も一つとして考えることができるとしている。

表-4 大間地点地盤モデル

深さ (T.P. m)	層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm <sup>3</sup> )	せん断波速度 (m/s)	減衰定数 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				$h_0$	$\alpha$
+32.5	10	1.59	220	0.115	0.68
+22.5	15	1.90	700		
+7.5	75	2.06	1000		
-67.5	70	1.51	510		
-137.5	70	1.52	690		
-207.5	▼解放基盤相当位置				
	50.6	1.61	850	0.009	0.00
-258.1	315	2.60	1450	0.005	0.00
-573.1	▼上昇波算出位置				
	—	2.60	3100	0.002	0.00

- ・層厚, 単位体積重量, せん断波速度については, T.P.-258.1m以浅はボーリングデータ, 同定解析に基づき, T.P.-258.1m以深は微動アレイ観測等に基づく
- ・減衰定数についてはT.P.-207.5m以浅は同定解析, T.P.-207.5m以深は $h_0=15/2V_s$ に基づく

表-5 東通地点地盤モデル(東通2次審査資料に基づく)

深さ (T.P.m)	層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)	減衰定数 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				$h_0$	$\alpha$
+12.0	2.00	1.90	170.00	0.07000	0.00
+10.0	2.00	1.90	170.00	0.07000	0.00
+8.0	6.00	2.24	1630.00	0.40000	0.50
+2.0	64.00	2.24	1630.00	0.40000	0.50
-62.0	20.80	2.72	1950.00	0.40000	0.50
-82.8	23.20	2.72	1950.00	0.40000	0.50
-106.0	60.00	2.39	2000.00	0.40000	1.00
-166.0	24.00	2.00	2000.00	0.40000	1.00
-190.0	62.00	2.14	2000.00	0.40000	1.00
-252.0	30.80	2.33	2090.00	0.40000	1.00
-282.8	417.20	2.30	1900.00	0.00390	0.00
-700.0	700.00	2.40	2200.00	0.00340	0.00
-1400.0	600.00	2.50	2700.00	0.00280	0.00
-2000.0	—	2.60	2900.00	0.00260	0.00

▼解放基盤相当位置

▼上昇波入力位置

- 注・単位体積重量については-282.8m以浅はボーリングデータ、-282.8m以深は「P波速度と密度の関係」(「物理探査」物理探査学会)による。
- ・S波速度については-282.8m以浅はPS検層結果に基づき地震観測記録から求められる伝達関数に適合するように設定し、-282.8m以深は反射法探査結果による。
  - ・減衰定数については-282.8m以浅はQ値測定結果に基づき地震観測記録から求められる伝達関数に適合するように設定し、-282.8m以深は $Q=V_p/15$ 、 $h_0=1/2 Q$ による。

表-6 最大加速度の比較(解放基盤相当位置)

	大間地点観測記録 (T.P.-207.5 m)	大間地点観測記録に よる東通地点解析結果 (T.P.+2.0 m)	東通観測記録* (T.P.+2.0 m)
NS方向	95.3 cm/s <sup>2</sup>	65.6 cm/s <sup>2</sup>	48.0 cm/s <sup>2</sup>
EW方向	79.6 cm/s <sup>2</sup>	43.1 cm/s <sup>2</sup>	54.8 cm/s <sup>2</sup>

\*:東通2次審査資料に基づく

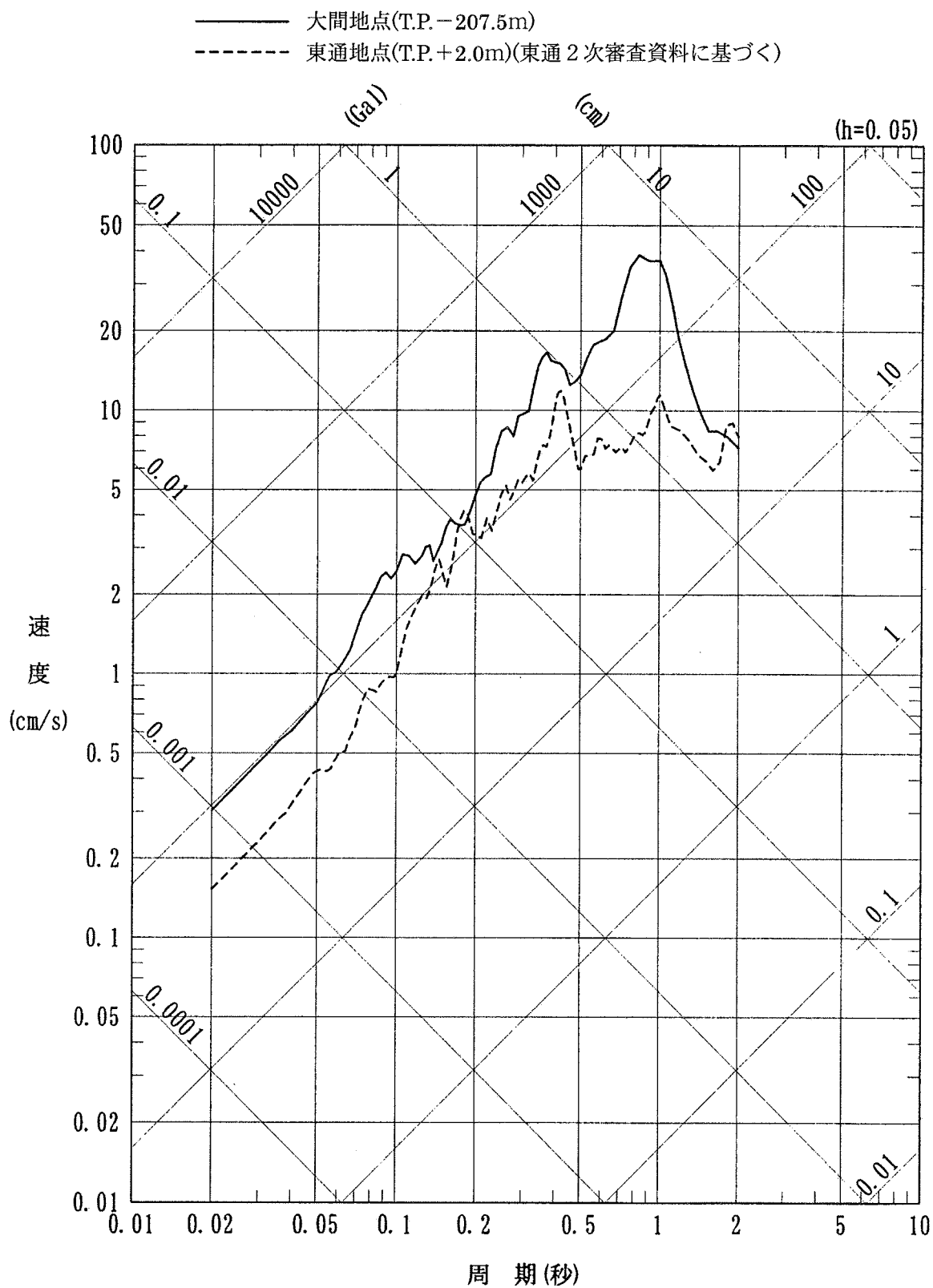


図-36(1) 大間地点と東通地点の観測記録の比較(NS成分)

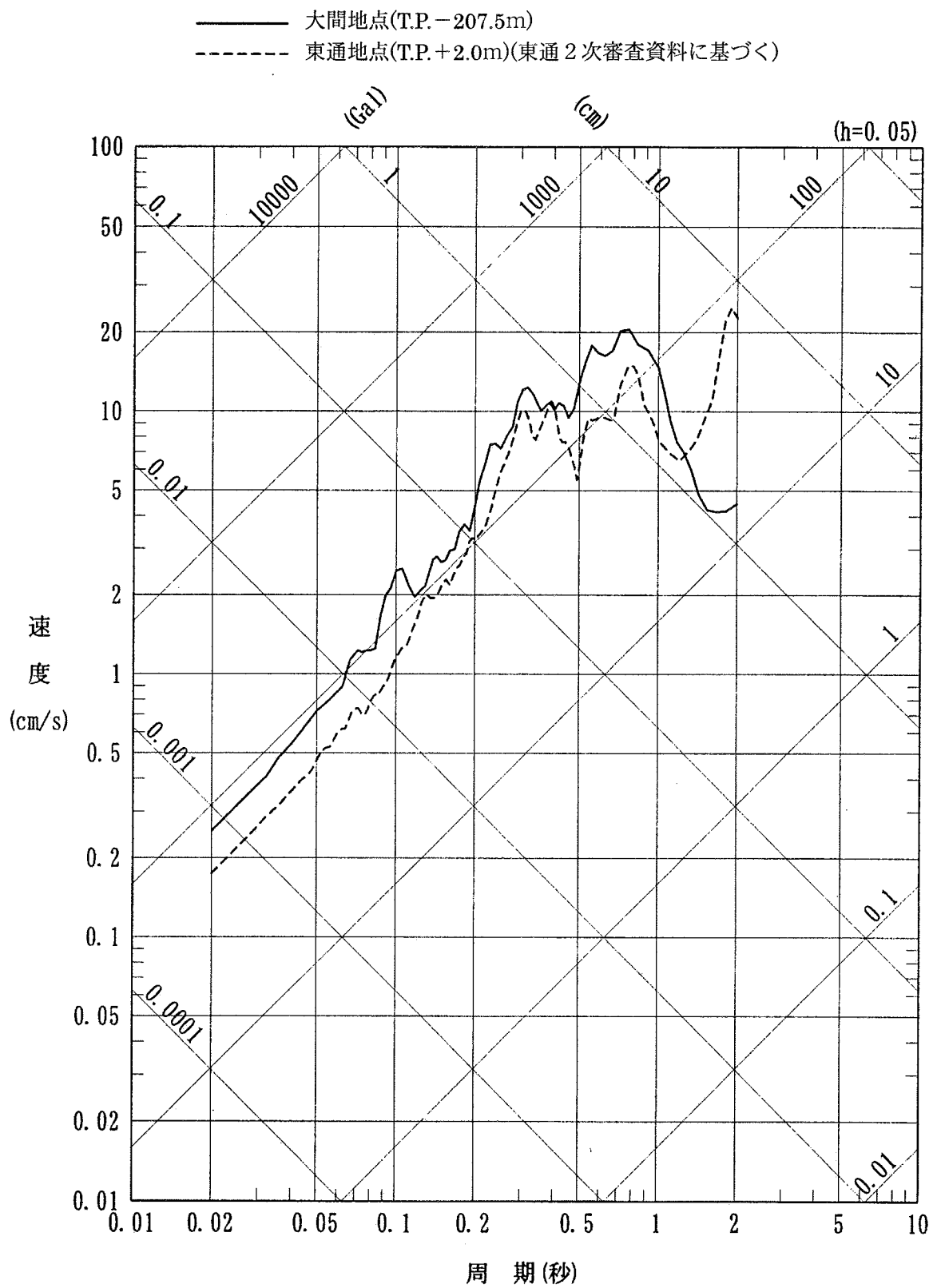


図-36(2) 大間地点と東通地点の観測記録の比較(EW成分)

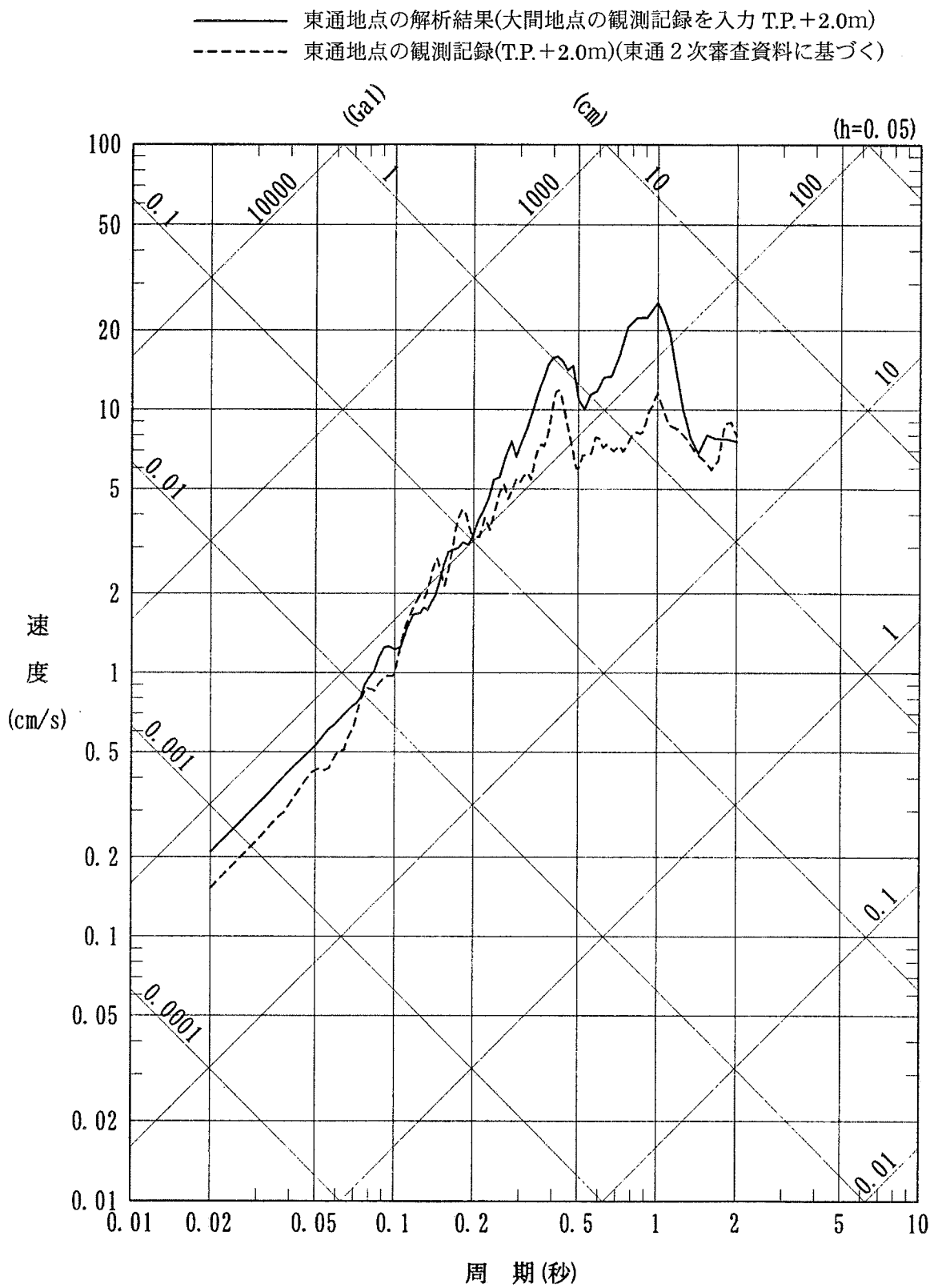


図-37(1) 東通地点の観測記録と解析結果の比較(NS成分)

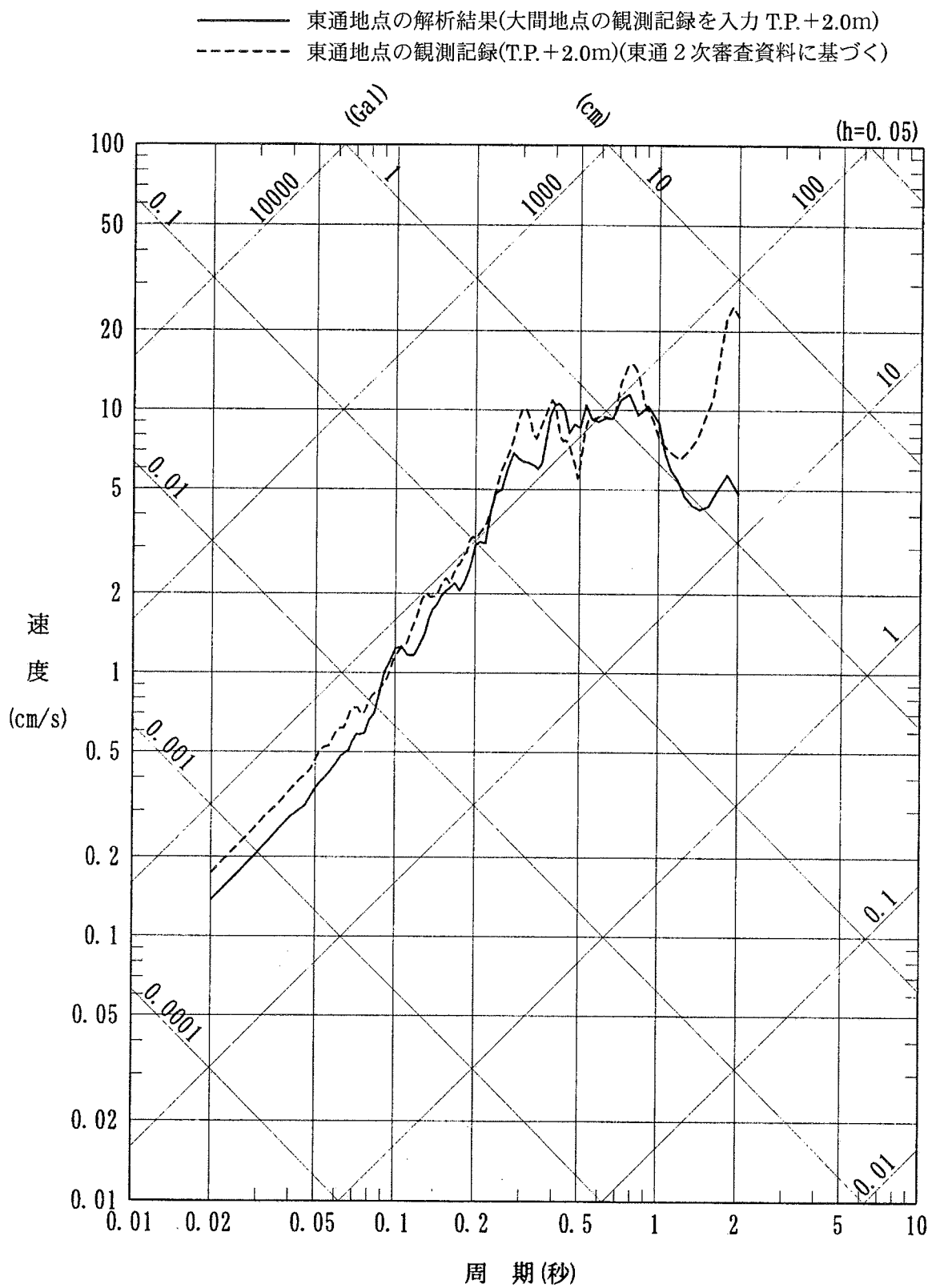


図-37(2) 東通地点の観測記録と解析結果の比較(EW 成分)

### 3. まとめ

「1.」,「2.」により, 大間地点における 1993 年釧路沖地震観測記録が, 震源距離が遠い割に加速度が大きく, 応答スペクトルの周期 0.8 秒のピークが認められることについて, その原因は震源特性, 伝播特性及び地盤の振動特性の各々が関係していると考えられるとしている。

## 参考文献

- (1) 強震観測事業推進連絡会議(1993a):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
- (2) 強震観測事業推進連絡会議(1993b):強震速報No.43 1993年7月12日 北海道南西沖地震, 科学技術庁防災科学技術研究所
- (3) 強震観測事業推進連絡会議(1994a):強震速報No.44 1994年10月4日 北海道東方沖地震, 科学技術庁防災科学技術研究所
- (4) 強震観測事業推進連絡会議(1994b):強震速報No.45 1994年12月28日 三陸はるか沖地震, 科学技術庁防災科学技術研究所
- (5) 翠川三郎・大竹雄(2003):震源深さによる距離減衰特性の違いを考慮した地震動最大加速度・最大速度の距離減衰式, 第11回日本地震シンポジウム論文集
- (6) 気象庁:地震月報 等 (1923~2003)
- (7) Suzuki, S. and Kasahara, M.(1996) :Unbending and horizontal fracture of subducting Pacific plate, as evidenced by the 1993Kushiro-oki and the 1981 and 1987 intermediate-depth earthquakes in Hokkaido, Phys.Earth Planet.Int.,
- (8) 武村雅之(1993):1993年釧路沖地震の発生メカニズムと地震動—やや深発地震による強震動の特徴—, 第21回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会

- (9) 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1999): やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性—最大加速度値に基づく検討—, 日本建築学会構造系論文集, No.521
- (10) Minoru Takeo, Satoshi Ide, and Yasuhiro Yosida(1993): THE 1993 KUSHIRO-OKI, JAPAN, EARTHQUAKE : A HIGH STRESS-DROP EVENT IN A SUBDUCTING SLAB, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.20, NO23
- (11) 佐藤良輔・阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
- (12) Abbas Mahdavian and Tsutomu Sasatani(1996): S-Wave Spectra from Strong Motion Seismograms : Source Parameters and Site Response, the Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University Series VII (Geophysics), Vol.10, No.1
- (13) 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日本の地震特性, 地震 2, 45
- (14) 武村雅之 (1987): 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式, 第 15 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会
- (15) 高井伸雄・梅田浩士・岡田成幸 (1998): リソスフェア構造を反映させた広域震度分布予測手法の開発—北海道地域におけるアンケート詳細震度データの解析—, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1

- (16) 高井伸雄・梅田浩士・岡田成幸(1999):地震波伝播特性を考慮した  
広域震度分布予測手法の開発－1.考え方－, 日本建築学会北海道  
支部研究報告書 No72
- (17) 梅田浩士・高井伸雄・岡田成幸(1999):地震波伝播特性を考慮した  
広域震度分布予測手法の開発－2.北海道地域における予測式の  
構成とその適用例－, 日本建築学会北海道支部研究報告集 No72
- (18) 強震観測事業推進連絡会議(1987):強震速報 No.32 1987年1月  
9日岩手県中部地震, 科学技術庁国立防災科学技術センター
- (19) 強震観測事業推進連絡会議(1987):強震速報 No.33 1987年1月  
14日日高山脈北部地震, 科学技術庁国立防災科学技術センター
- (20) 宇津徳治(1991):地震学, 共立出版
- (21) 宇佐美龍夫(2003):最新版 日本被害地震総覧[416]-2001, 東京  
大学出版会
- (22) Masahiro Kosuga, Tamao Sato, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa,  
Sadaomi Suzuki, Yoshinobu Sawada(1996) :Spatial distribution of  
intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal  
planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and  
Planetary Interiors 93(1996)