

電源開発株式会社
大間原子力発電所

意見聴取会指摘事項について
(地震関係：その1)

平成16年8月
原子力発電安全審査課

目 次

1. スラブ内地震の地震波伝播特性の検討について
2. 地盤定数の同定解析について

1. スラブ内地震の地震波伝播特性の検討について

- 1) スラブ内地震の伝播特性について、最近の観測記録を加えて検討すること。

1.1 はじめに

大間地点で最も大きい観測記録である1993年釧路沖地震観測記録は、震源距離が遠いにもかかわらず、加速度が大きいという特徴がある。申請者は、この特徴の要因の一つとして地震波伝播特性の影響が考えられるとしている。

ここでは、大間地点及び大間地点周辺のK-NET, KiK-net 等の他機関の地震観測点で得られた最近のスラブ内地震観測記録も含めて、スラブ内地震の地震波伝播特性の検討を行う。

1.2 スラブ内地震の地震波伝播特性について

(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)⁽¹⁾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)⁽²⁾が、図-1.1 に示す沈み込む太平洋プレート⁽³⁾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-1.2 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。

高井・他(1998)⁽³⁾, 同(1999)⁽⁴⁾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-1.3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)⁽⁵⁾によれば、プレート内地震である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(Xr)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-1.4に示している。

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

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-1.4(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。

以上の文献調査より、申請者は1993年釧路沖地震で震源距離が

遠いにもかかわらず加速度が大きい理由の一つとして、伝播経路の影響が考えられるとしている。

(2)最近のスラブ内地震の観測記録に基づく検討について

最近の知見として、翠川・大竹(2003)⁽⁶⁾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-1.1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-1.5に示す。なお、検討に用いる観測記録は、強震速報^{(7),(8),(9)}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-1.1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-1.6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・大竹式とおおむ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-1.7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-1.7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-1.5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-1.2に、震央分布を図-1.8に、検討結果を図-1.9に示す。

図-1.9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程度以内であれば、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、スラブ内地震の地震波伝播特性について、申請者が太平洋プレート内(High-Qゾーン)の伝播距離の影響が考えられるとしていることは妥当であると考えられる。したがって、大間地点における1993年釧路沖地震の観測記録が、震源距離が遠いにもかかわらず大きかった要因の一つとして、スラブ内地震の伝播特性の影響が考えられるとしていることは妥当であると考えられる。

ここで、前述したスラブ内地震の地震波伝播特性の影響に関して、大間地点においては、震源距離が200km程度の北海道側の地震及び震源距離が300km程度以内の東北側の地震では翠川・大竹式のばらつきの範囲内にあるため、翠川・大竹式を適用できると考えられることから申請者が基準地震動策定にあたり実施している敷地周辺に想定したスラブ内地震による地震動の評価結果と翠川・大竹式との比較を行う。

申請者は「観測記録を用いた想定やや深発地震の検討について」(意見聴取会資料「04-大間設C-24」)に示すように、北海道・東北地方に発生するスラブ内地震の発震機構及び発生状況を考慮して、以下のとおり、敷地周辺にやや深発地震(スラブ内地震)を想定している。

①二重深発地震面の下面で発生するDE型のやや深発地震は北海道側で活発であるため⁽¹⁰⁾、敷地から最も近い東北日本弧と千島弧の会合部付近に、震源深さを1993年釧路沖地震と同様の深さ100kmとし、規模は1993年釧路沖地震と同じMj7.5の地震(X=174km)を想定している(図-1.10)。

②二重深発地震面の上面で発生するDC型のやや深発地震は東北地方で活発なため⁽¹⁰⁾、震源位置を敷地下方の上面に相当する深さ125kmとし、規模については、東北地方では大きくともM7.0未満が普通であること⁽¹¹⁾及びDC型の地震である2003年宮城県沖の地震の規模を考慮してMj7.1の地震(X=125km)を想定している(図-1.10)。

上記①の地震については、想定した地震の地震動の応答スペクトル

を、応答スペクトルの距離減衰式を用いた検討、波形合成法による検討及び1993年釧路沖地震観測記録を距離の効果で補正した検討の3つの方法によりそれぞれ評価している。また、②の地震については、応答スペクトルの距離減衰式を用いた検討により、想定した地震の地震動を評価している。

これらの検討で評価された応答スペクトルの周期0.02秒におけるスペクトル値を最大加速度と考え、翠川・大竹式と比較した結果を、図-1.11に示す。翠川・大竹式は地盤における最大加速度を算定するのに対し、想定した地震は解放基盤相当の最大加速度であるという違いはあるものの、同図に示すように、想定したDE型の地震の敷地での最大加速度は、翠川・大竹式のばらつきの範囲内にある。一方、DC型の地震については翠川・大竹式より小さな値になっている。これは、想定位置である敷地下方の上面では伝播経路のほとんどはLow-Qゾーンと考えられ、 k の値がかなり小さいことを考慮すると、図-1.7に示すように k が小さい場合は観測値が翠川・大竹式よりも小さくなる傾向にあることと整合している。以上のことから、想定した地震の地震動評価結果は妥当であると考えられるとしている。

以上のことから、申請者が敷地周辺に想定したやや深発地震の最大加速度の評価結果は、翠川・大竹式と比較しても妥当であることを確認した。

参考文献

- (1)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, 第45巻
- (2)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
- (3)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ー北海道地域におけるアンケート詳細震度データの解析ー, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1
- (4)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ー1.考え方ー, 日本建築学会北海道支部研究報告集 No72
- (5)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ー2.北海道における予測式の構成とその適用例ー, 日本建築学会北海道支部研究報告集 No72
- (6)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回日本地震工学シンポジウム論文集
- (7)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
- (8)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

(9)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

(10)海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷
悟・田中和夫・澤田義博(1984):北海道および東北地方におけ
る稍深発地震の発震機構, 地震2, 第37巻

(11)国土地理院(1994):地震予知観測の成果(1), 地震予知連絡会
地域部会報告第4巻

(12)宇津徳治(1991):地震学, 共立出版

(13)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

(14) 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)

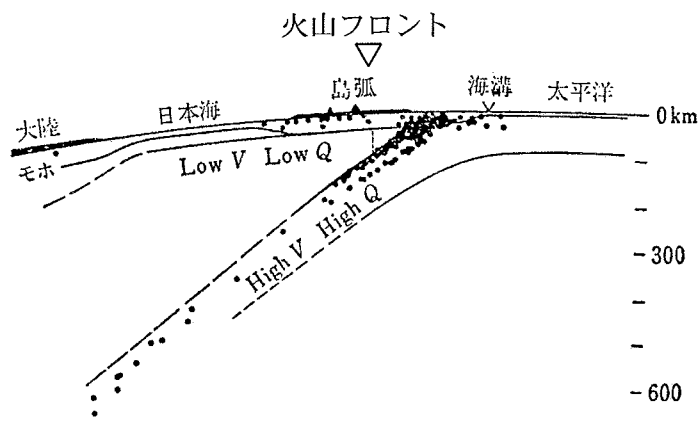


図-1.1 島弧の大局的な深部構造モデル, ・は震源
(宇津(1991),「地震学」⁽¹²⁾ 一部修正)

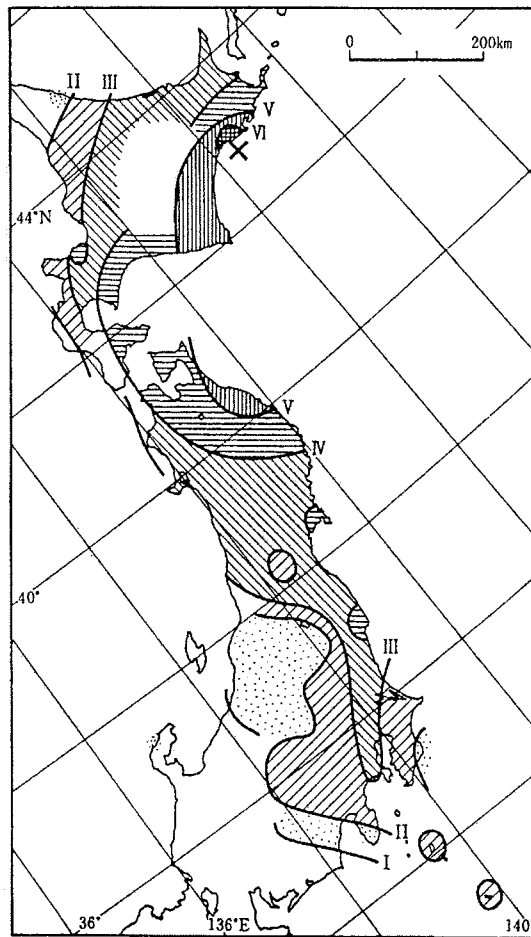


図-1.2 1993年釧路沖地震の震度分布
(「最新版 日本被害地震総覧」(2003)⁽¹³⁾による)

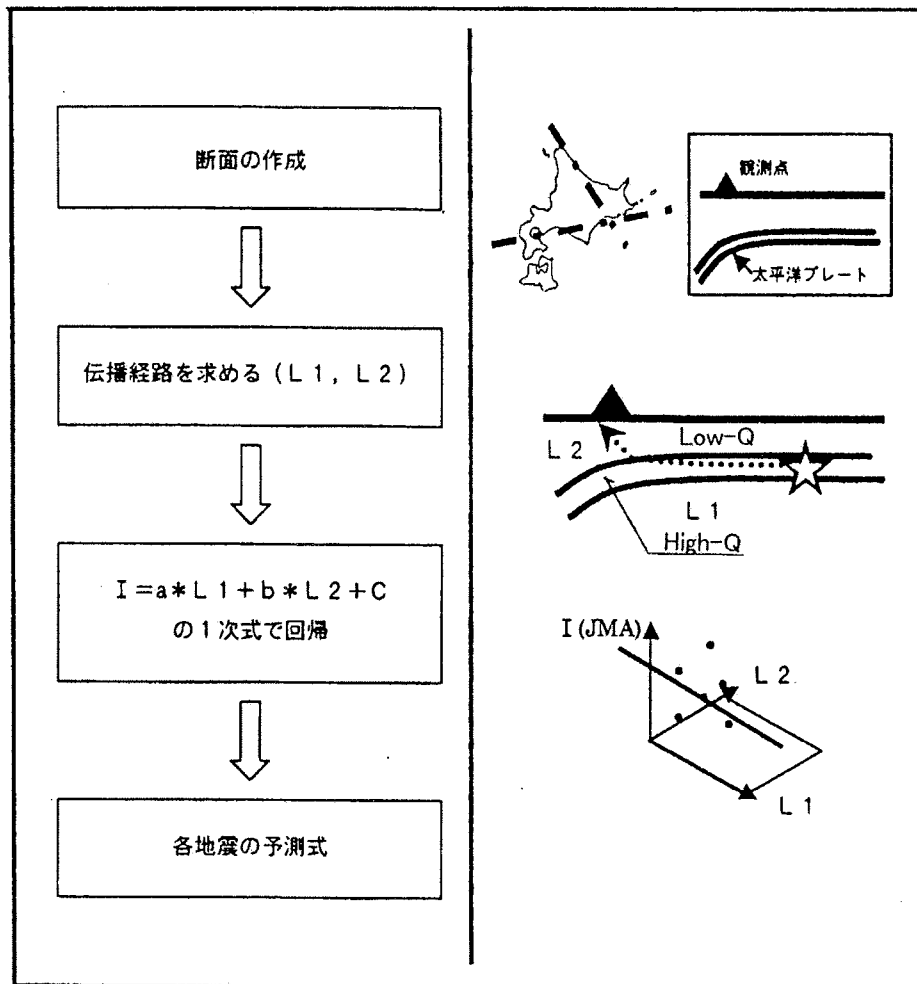
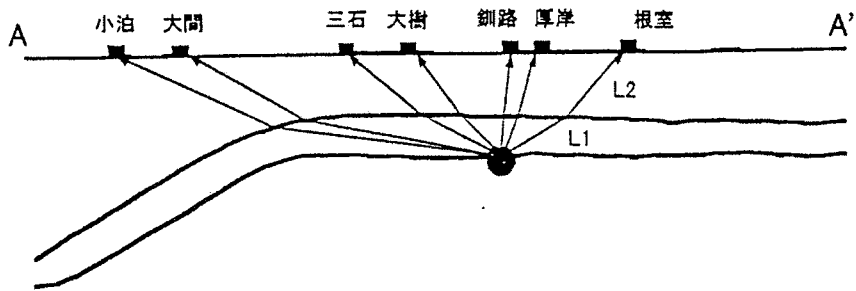
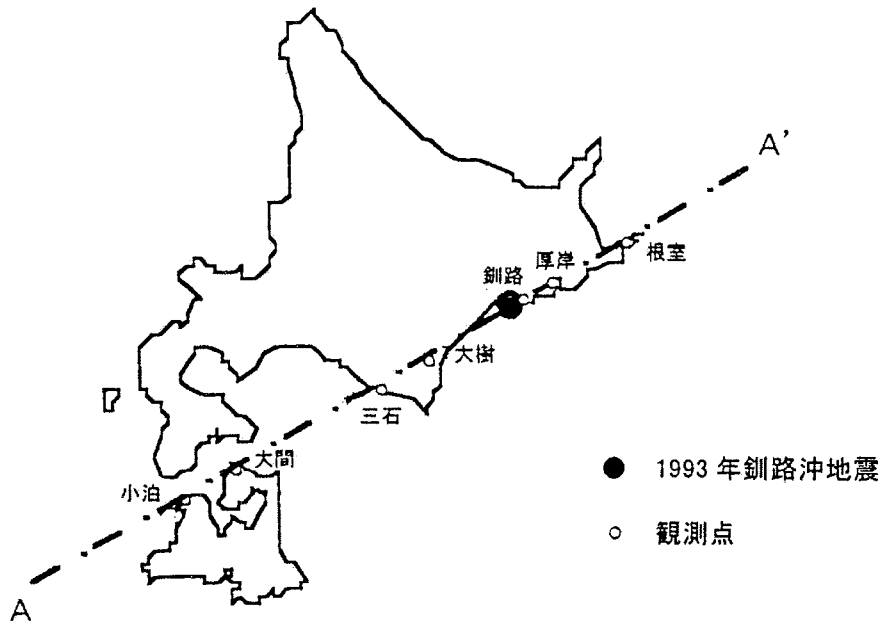
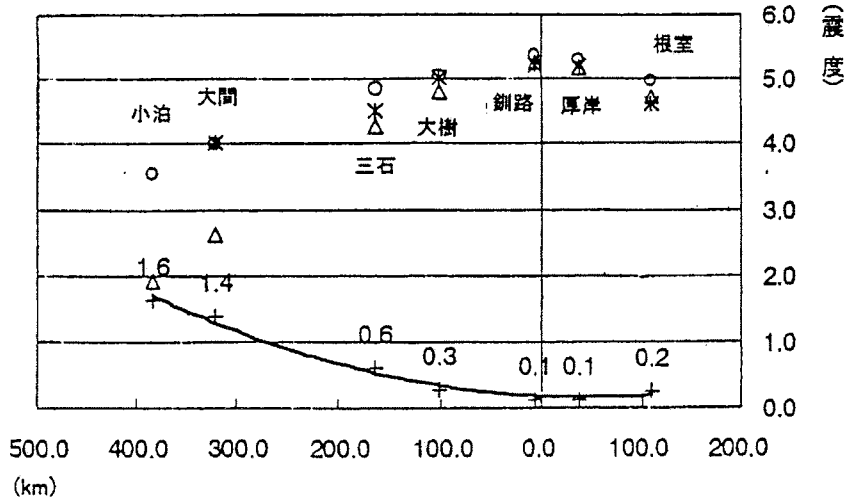


図-1.3 予測式構成の主な流れ(高井・他(1999)⁽⁴⁾に一部加筆)

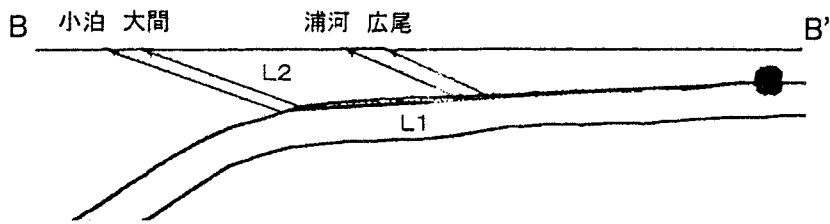
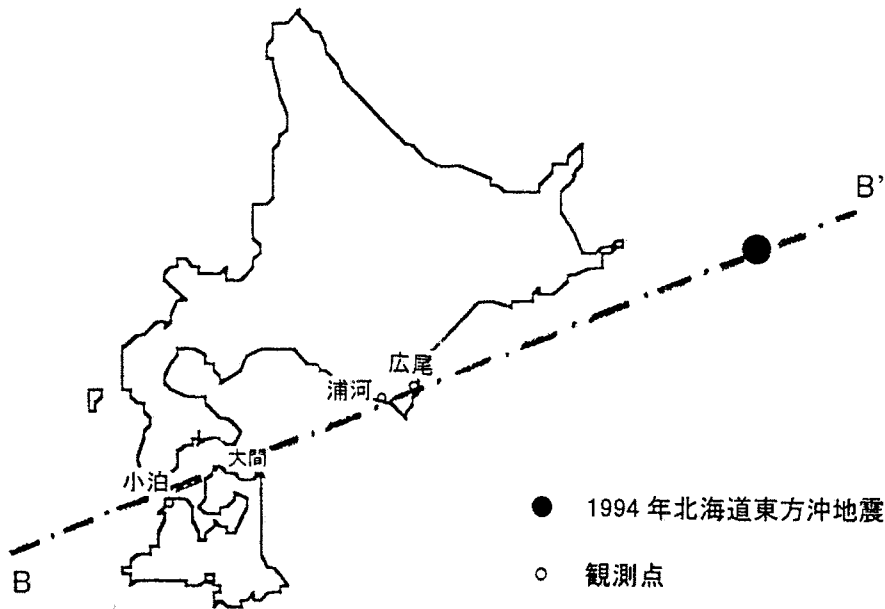


- *: 観測震度
- : $I = a * L1 + b * L2 + C$
- △: $I = A + B * Xr$ (Xr: 震源距離)
- +: ○と△の差

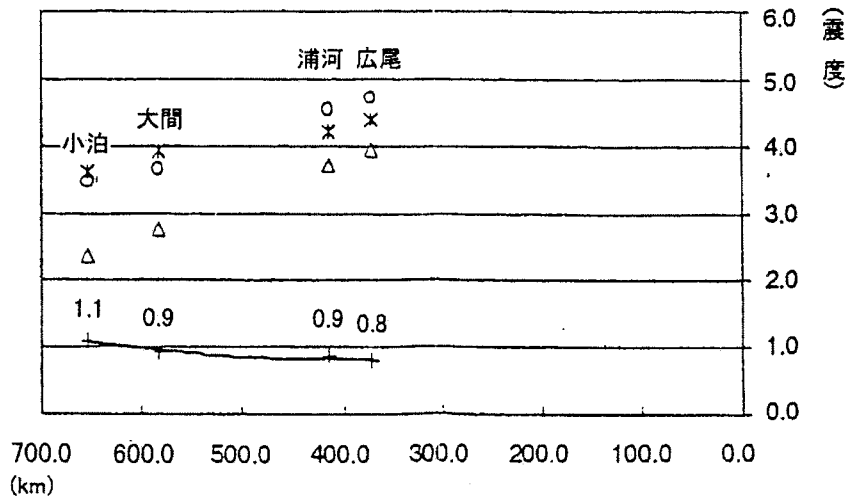


A-A'方向

図-1.4(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)⁽⁵⁾ 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-1.4(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)⁽⁵⁾ 一部修正)

表-1.1 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

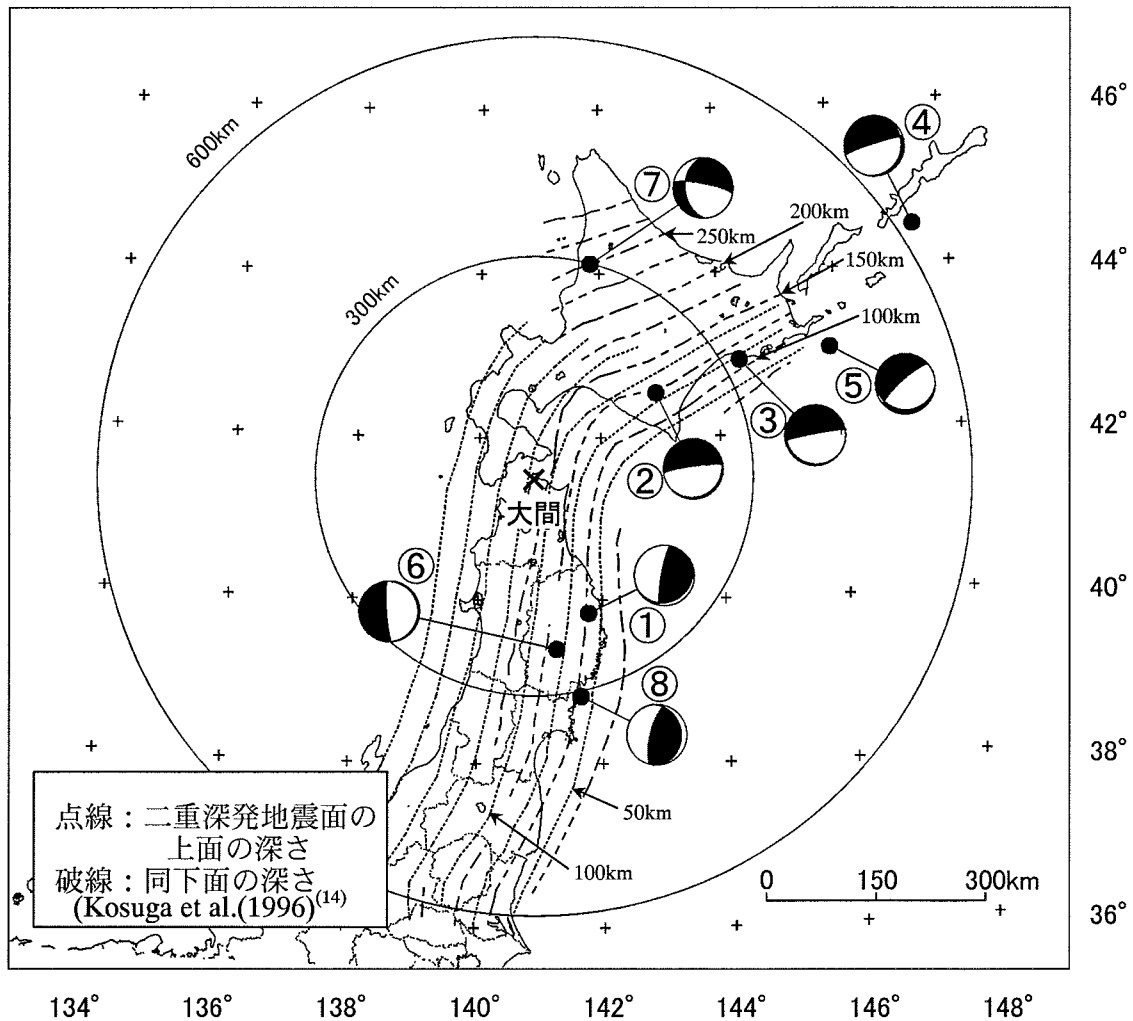
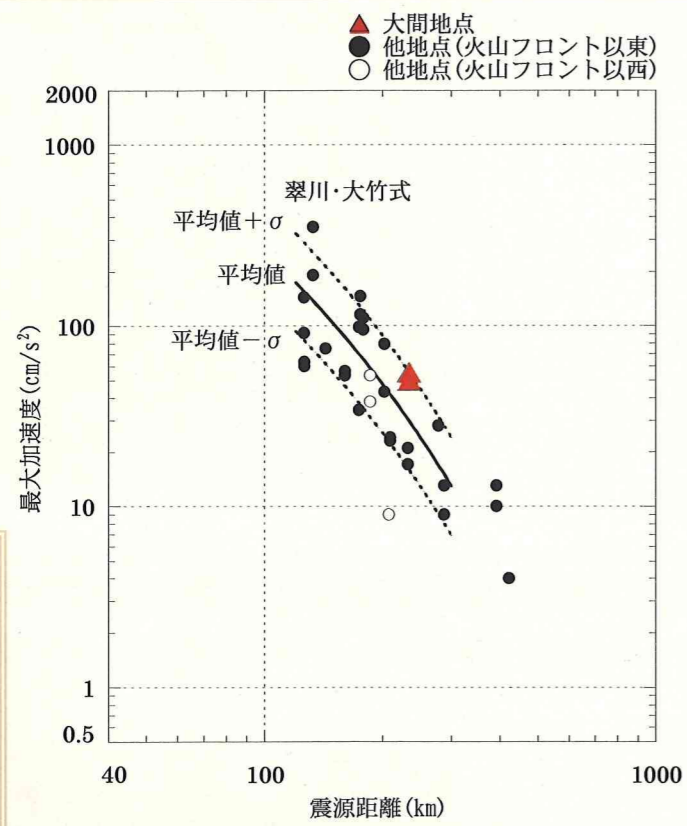
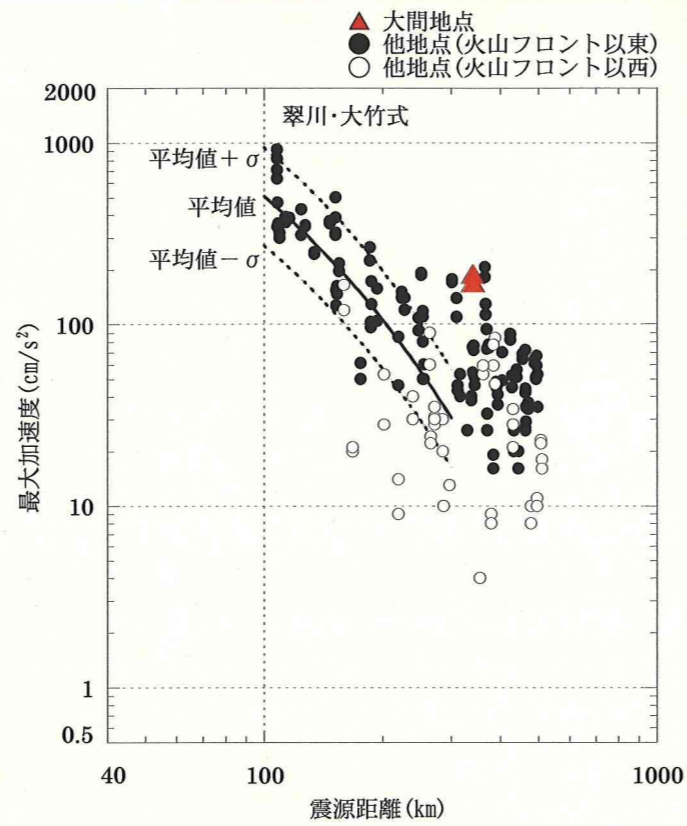


図-1.5 検討対象地震の震央分布図

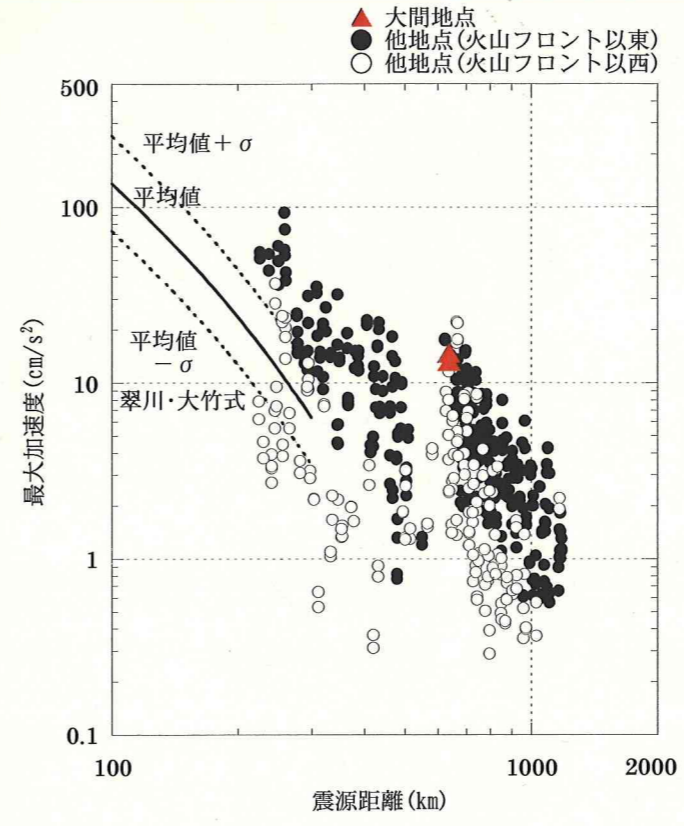
北海道側で発生したスラブ内地震



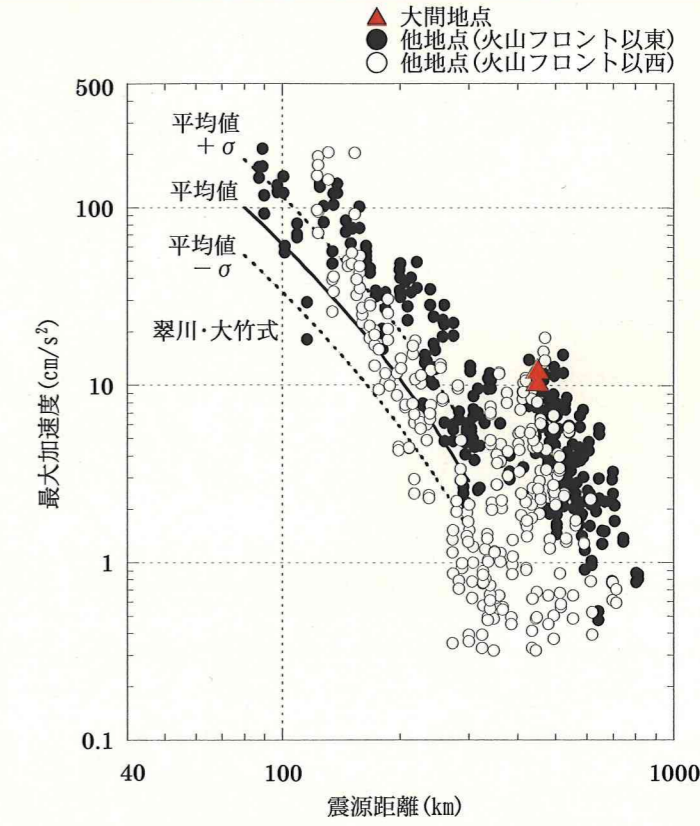
1987年1月14日 日高山脈北部の地震
(Mj 6.6, 震源深さ119km)



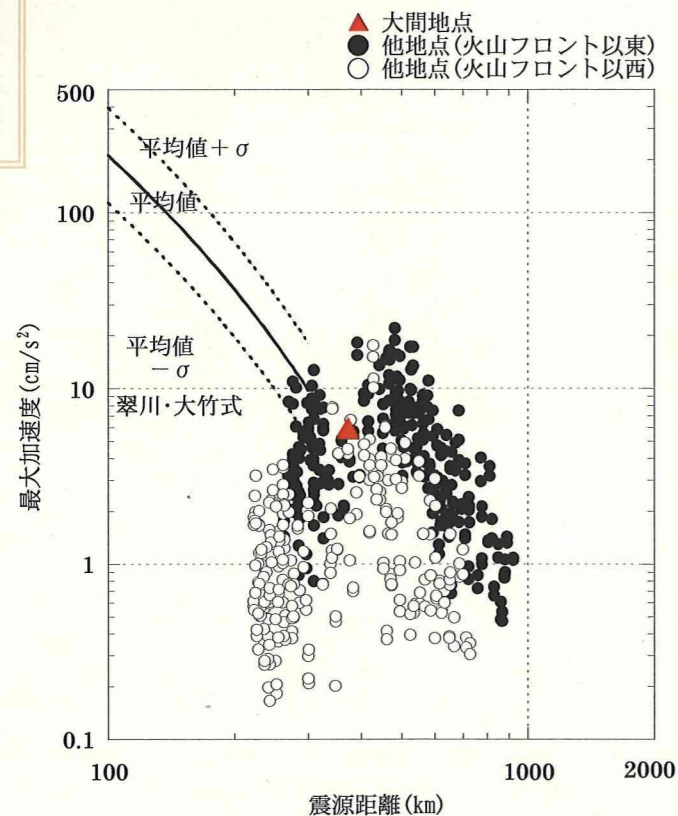
1993年1月15日 釧路沖地震
(Mj 7.5, 震源深さ101km)



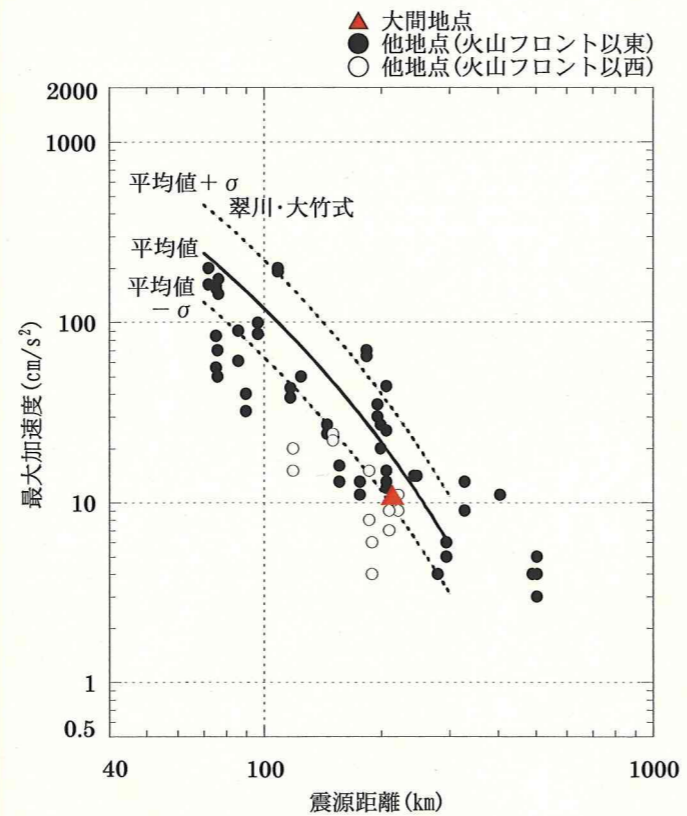
2000年12月22日 択捉島付近の地震
(Mj 6.1, 震源深さ141km)



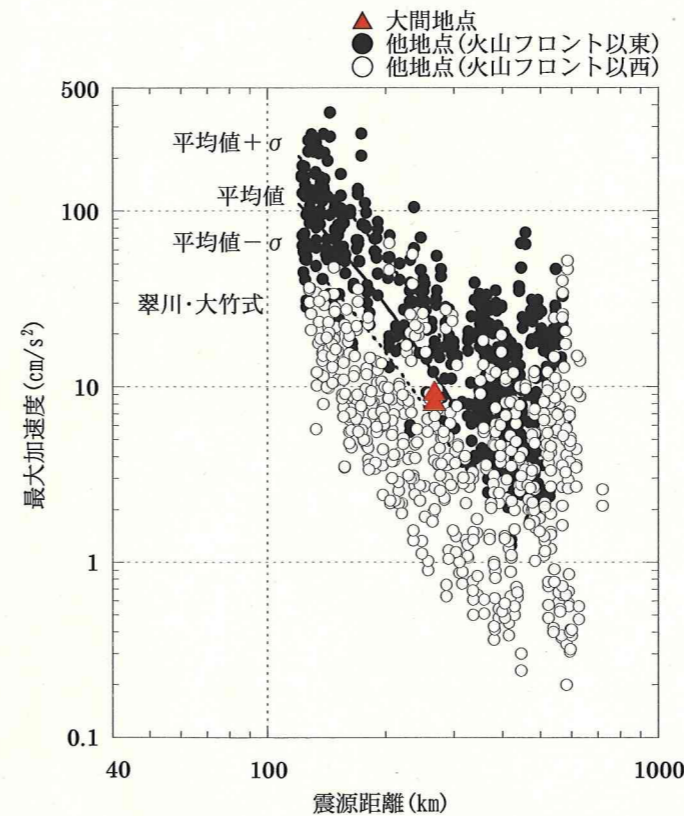
2001年4月27日 根室半島南東沖の地震
(Mj 5.9, 震源深さ80km)



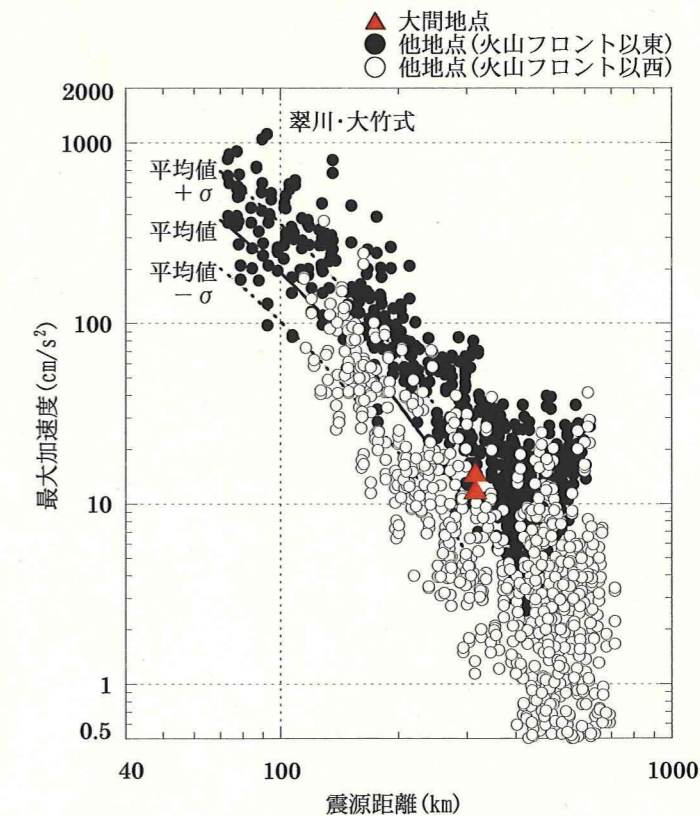
2003年2月19日 留萌支庁南部の地震
(Mj 5.9, 震源深さ222km)



1987年1月9日 岩手県北部の地震
(Mj 6.6, 震源深さ72km)



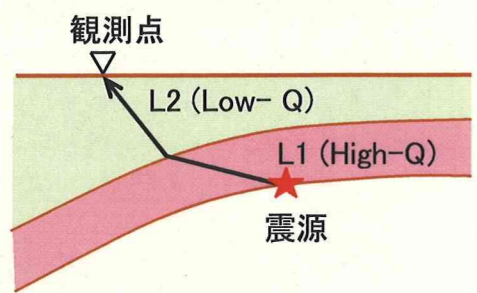
2001年12月2日 岩手県内陸南部の地震
(Mj 6.4, 震源深さ122km)



2003年5月26日 宮城県沖の地震
(Mj 7.1, 震源深さ72km)

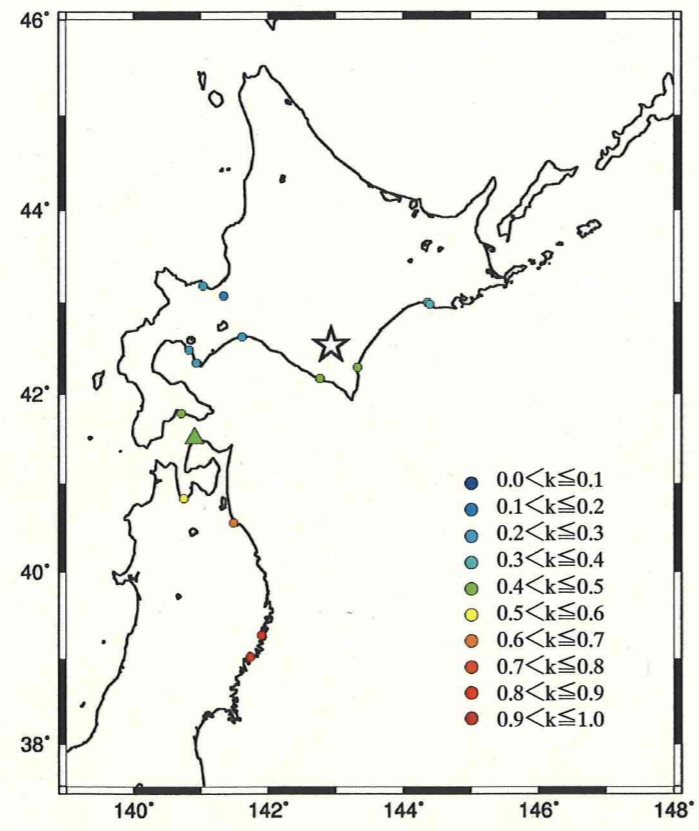
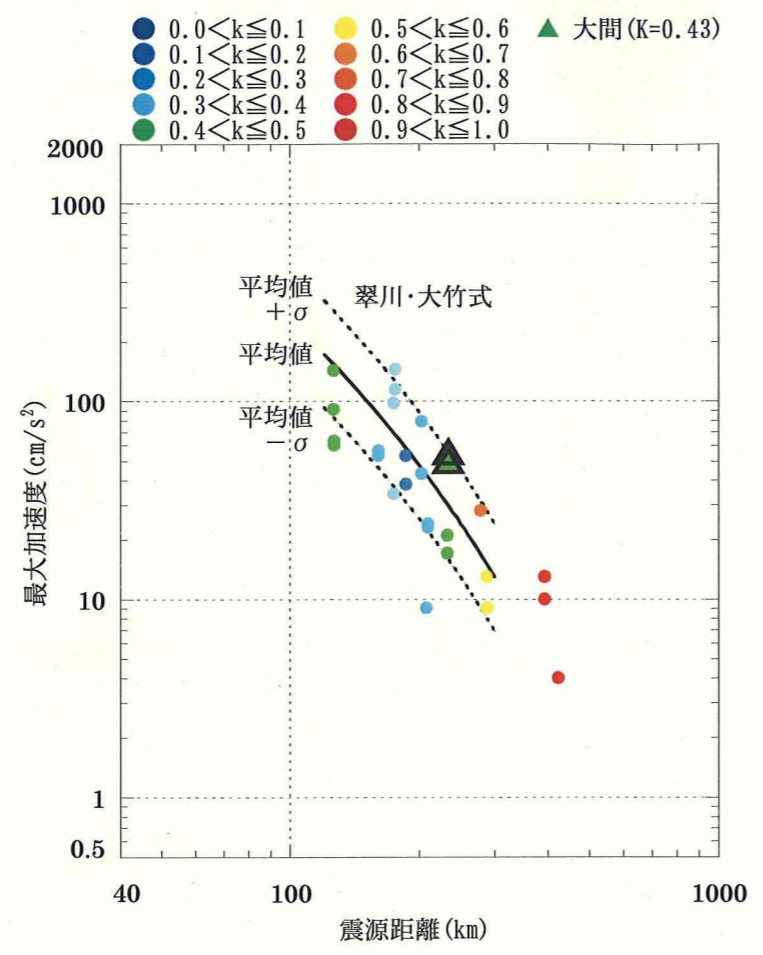
東北側で発生したスラブ内地震

図-1.6 最大加速度と震源距離との関係

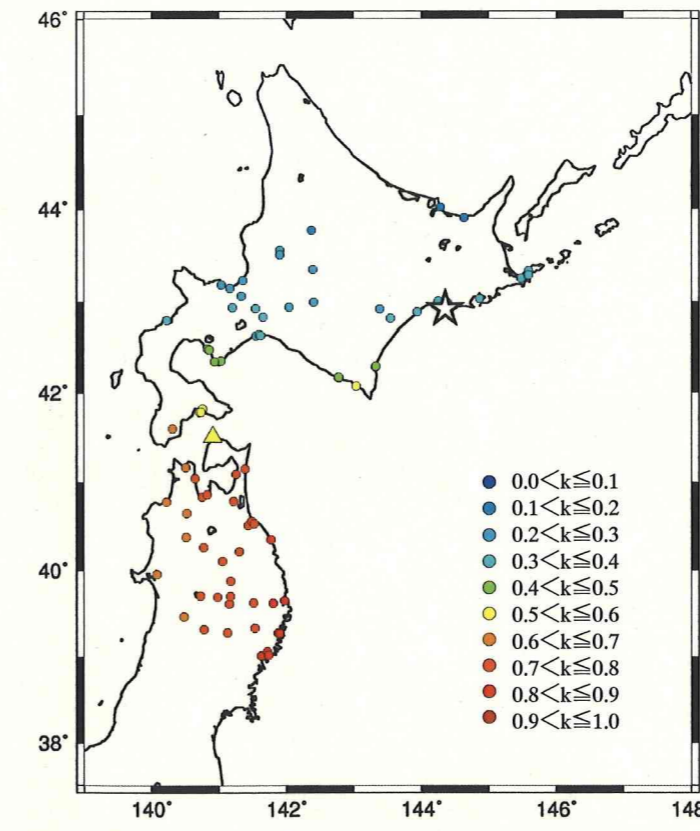
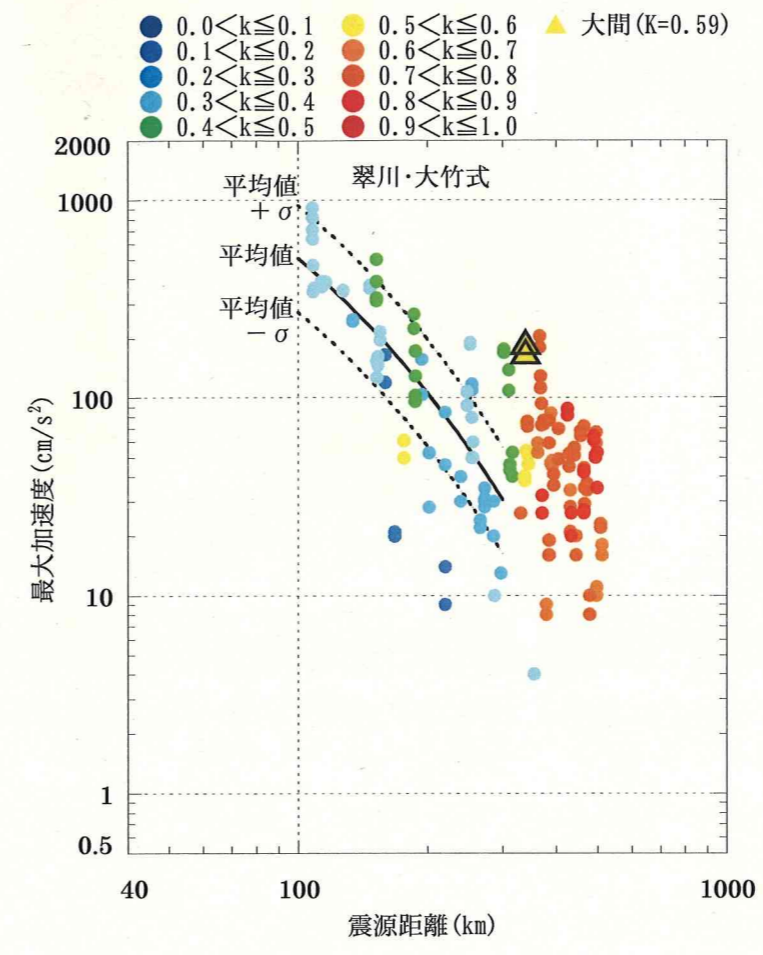


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

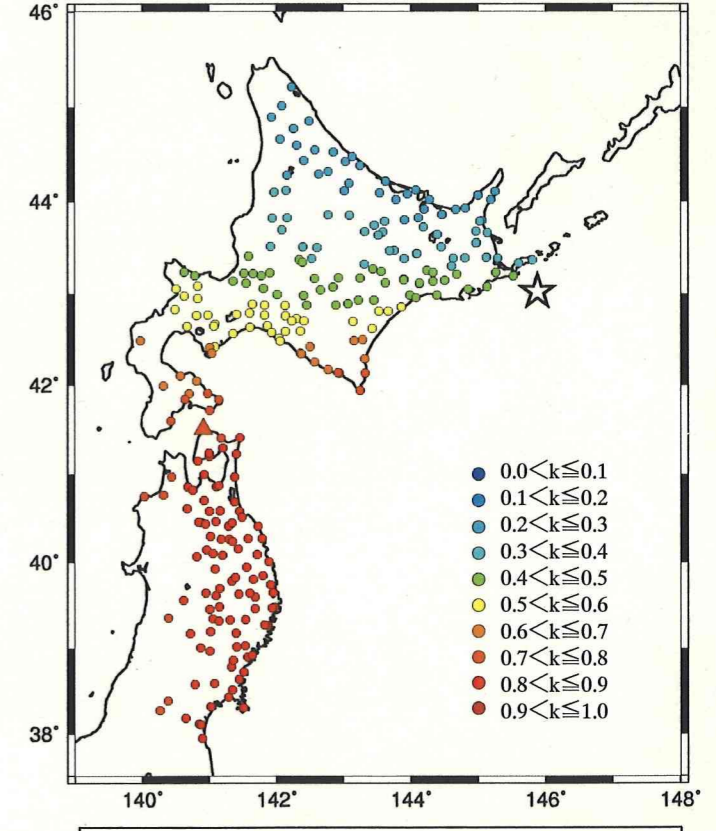
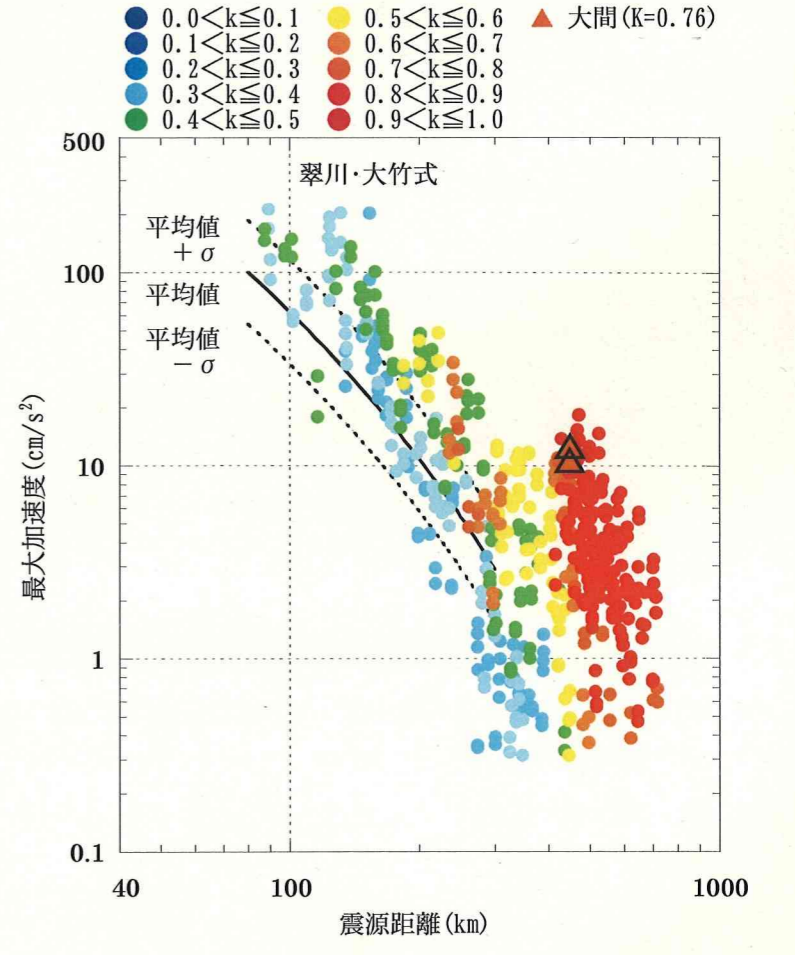
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



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

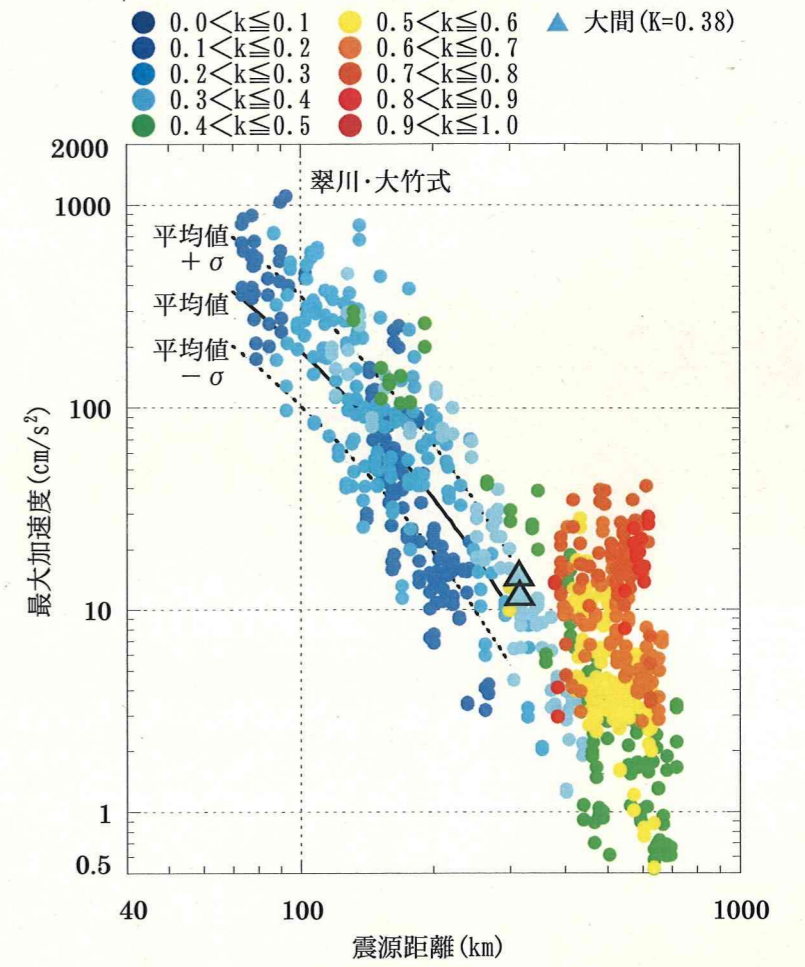
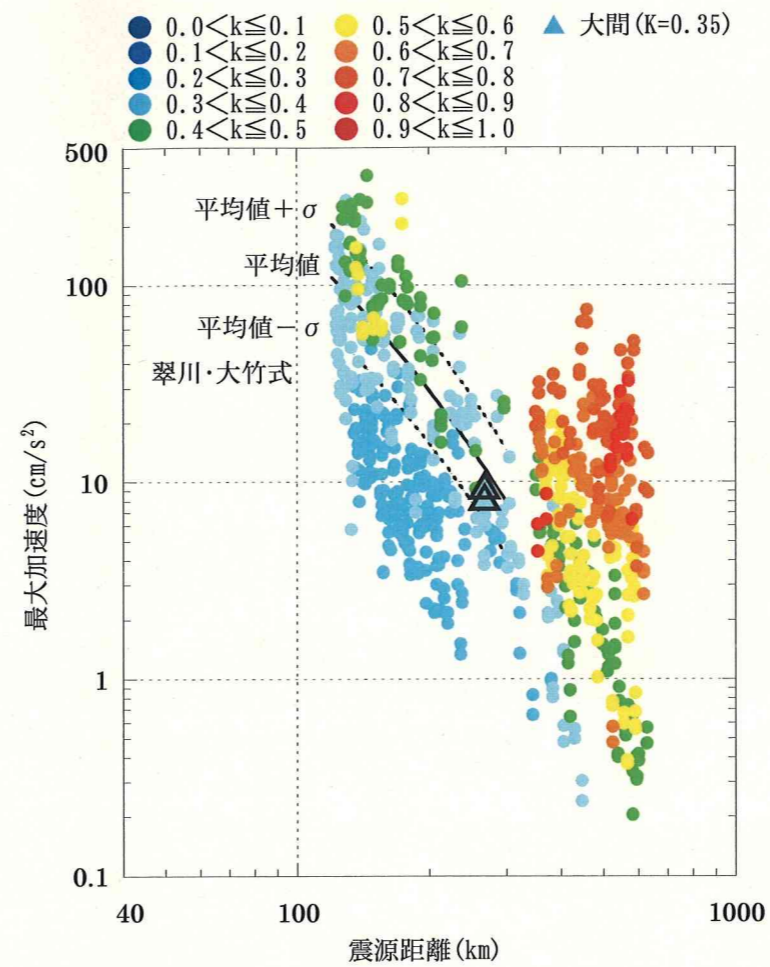
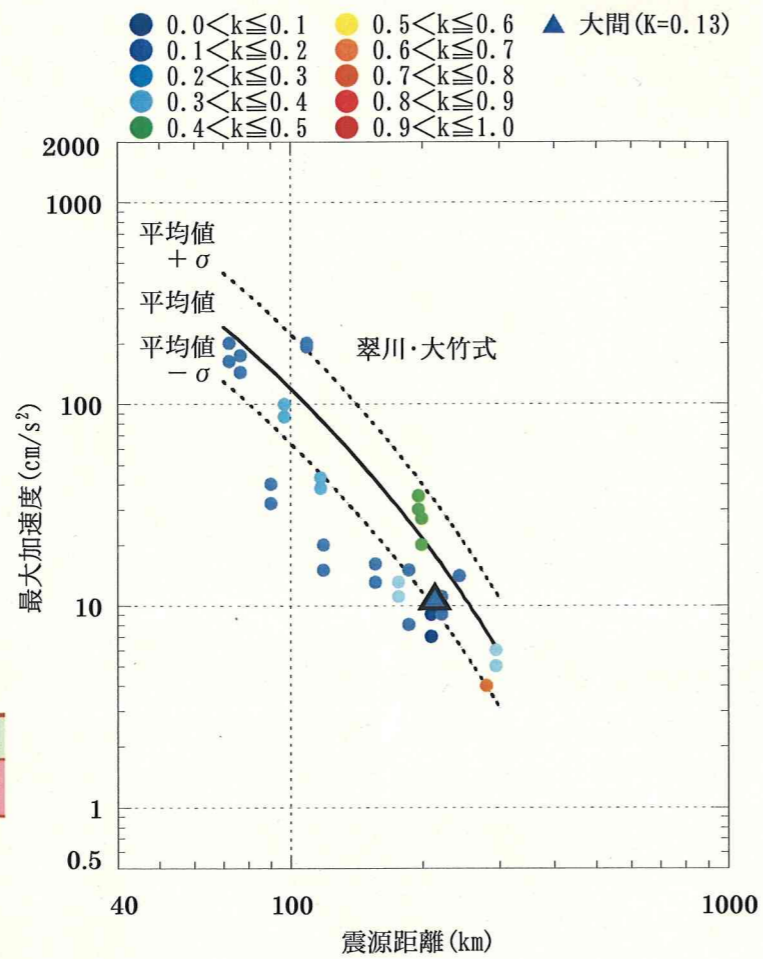
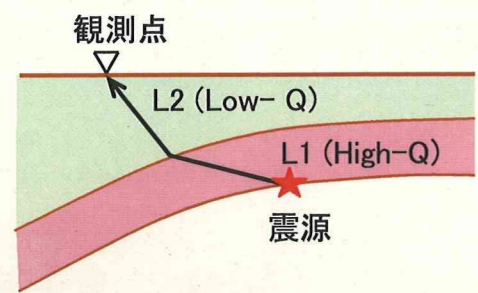


1993年1月15日 釧路沖地震
(Mj 7.5, 震源深さ 101km)



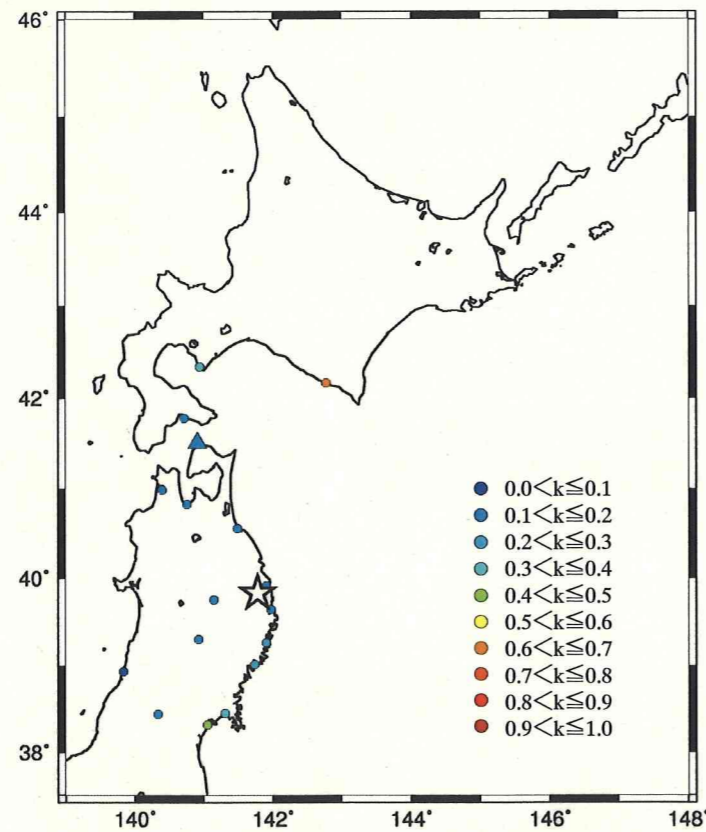
2001年4月27日 根室半島南東沖の地震
(Mj 5.9, 震源深さ 80km)

図-1.7(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

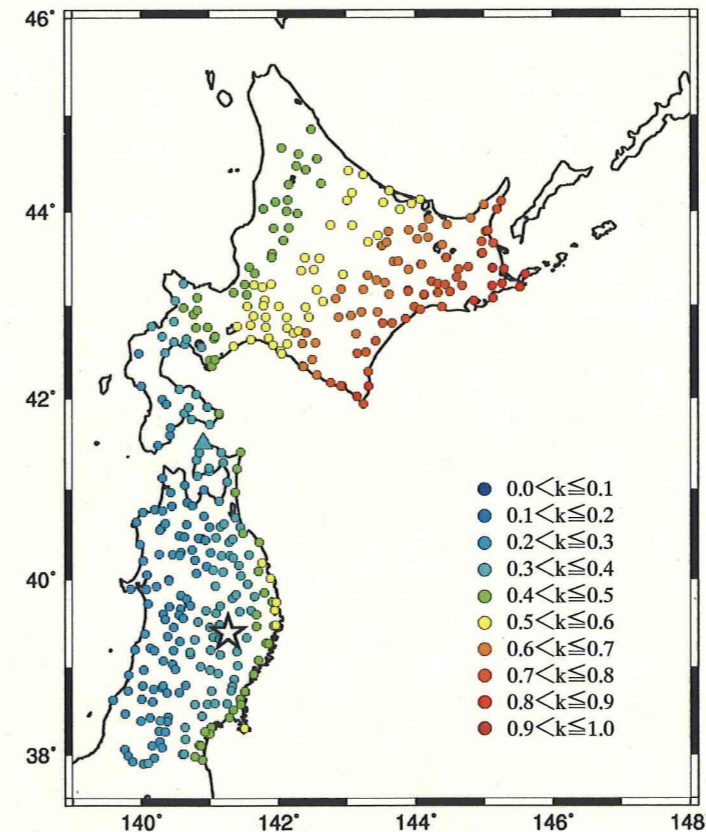


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

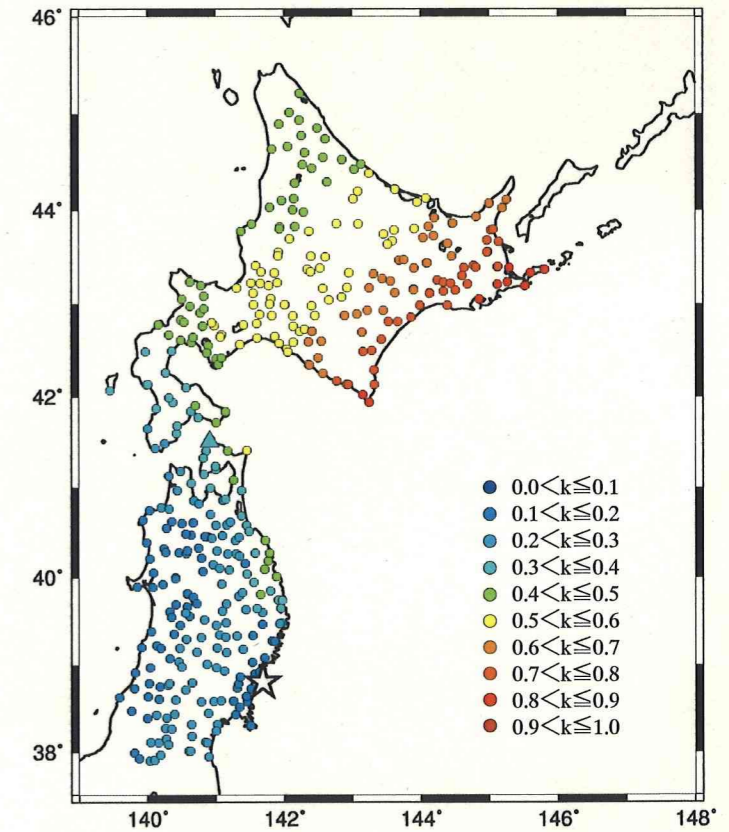
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離



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-1.7(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-1.2 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 ①岩手県北部の地震
1987/1/14	6.6	6.8	119	234	表-1.1 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-1.1 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-1.1 ⑤根室半島南東沖の地震
2001/12/2	6.4	6.4	122	266	表-1.1 ⑥岩手県内陸南部の地震
2003/5/26	7.1	7.0	72	313	表-1.1 ⑧宮城県沖の地震

*)Mwはハーバード大学による

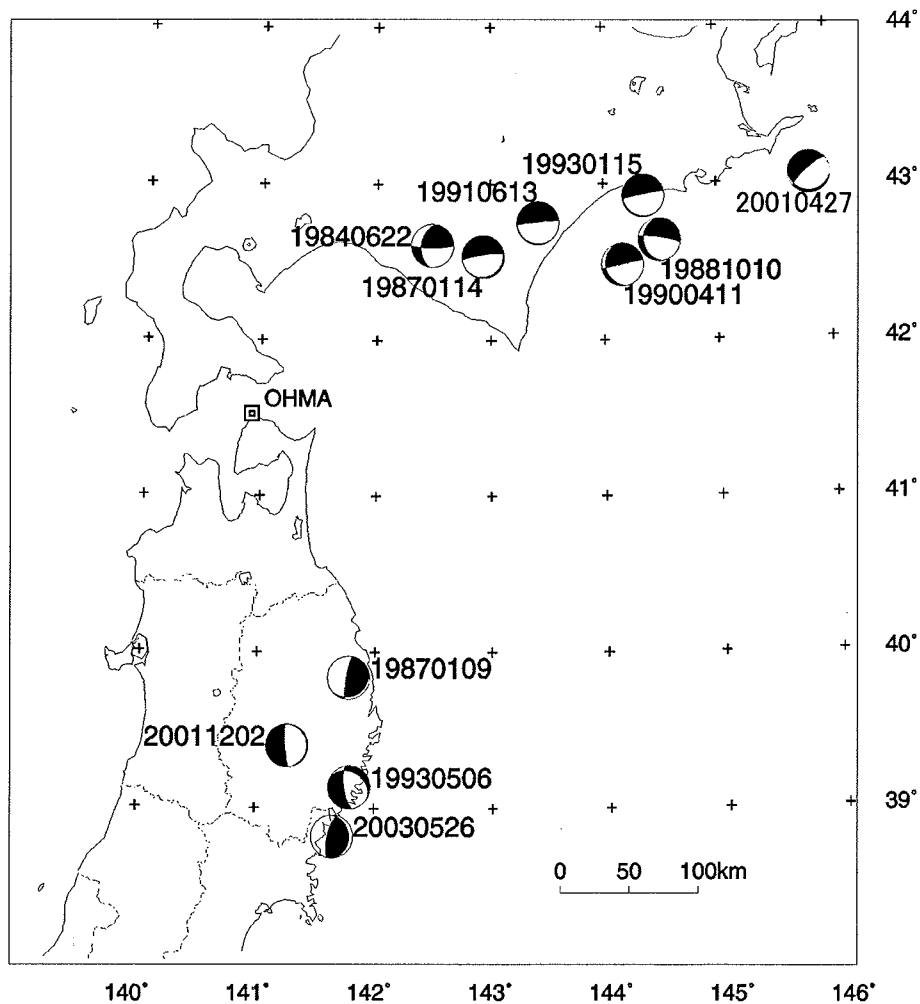
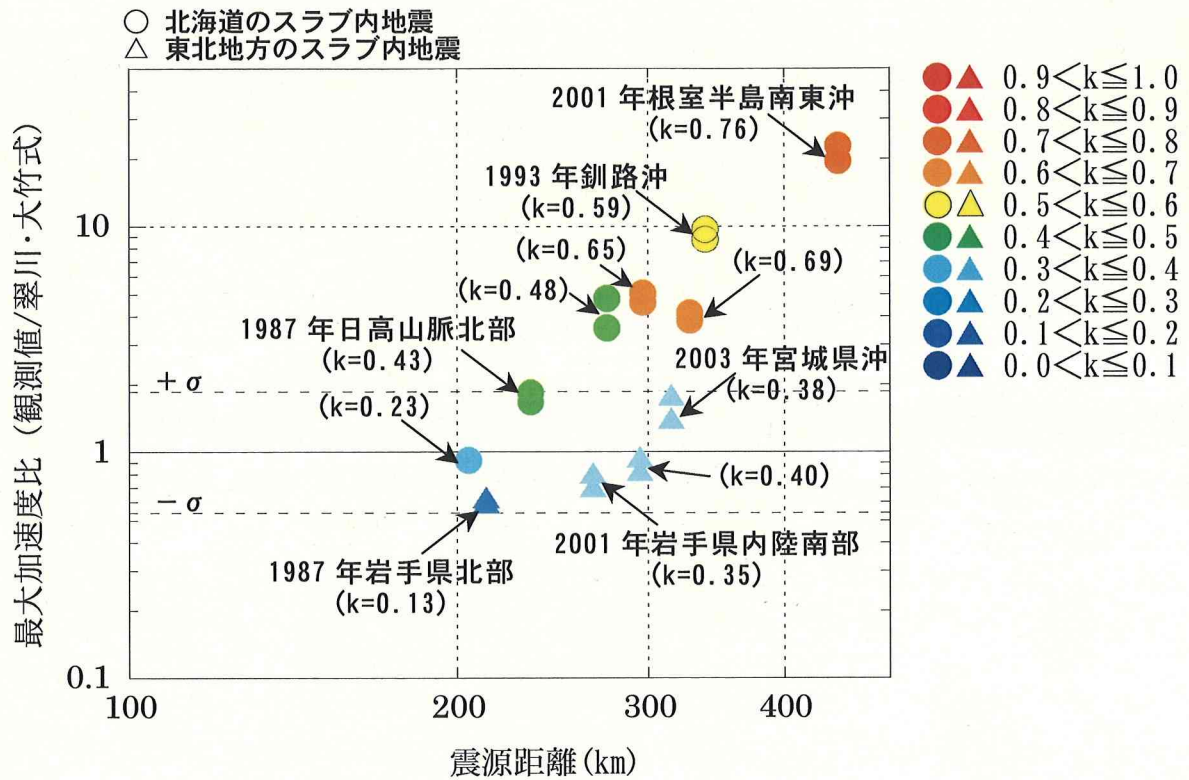


図-1.8 表-1.2 に示す地震の震央分布図

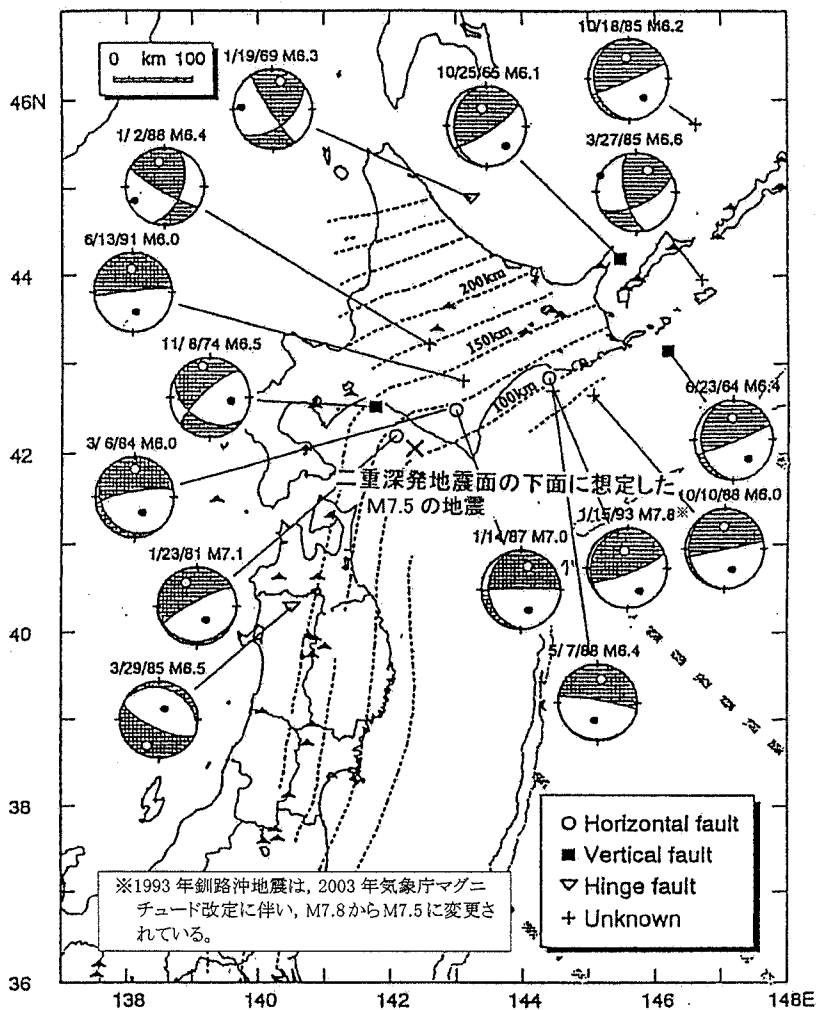


$$k = \frac{L1}{L1 + L2}$$

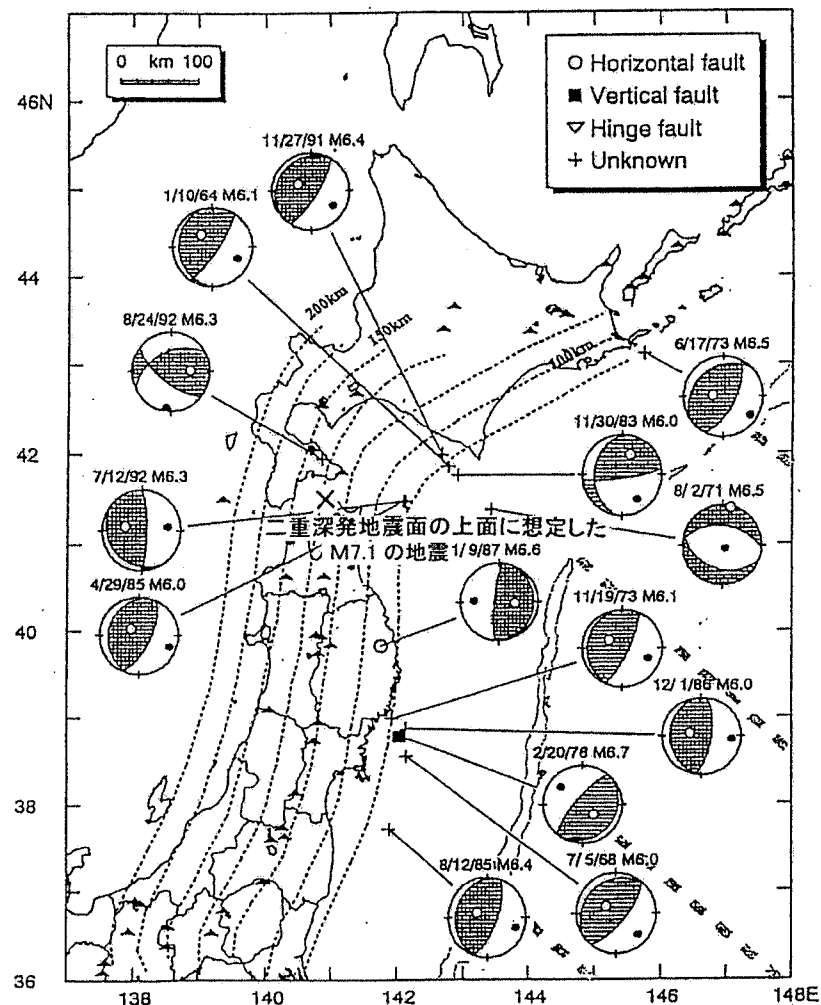
L1 : 太平洋プレート内 (High-Q ゾーン) の伝播距離
L2 : 太平洋プレートより上部 (Low-Q ゾーン) の伝播距離

図-1.9 大間地点における最大加速度の翠川・大竹式に対する比と震源距離及びkとの関係

(a) Lower Plane(M≥6)



(b) Upper Plane(M≥6)



Focal mechanisms are projected on the lower hemisphere of the focal sphere using equal-area projection. Hatched quadrants show compressional first motions. Dotted lines represent depth contours of the double seismic zone (Hasegawa et al., 1983; Umino et al., 1984). ▲, Active volcanoes. Shaded broken lines show the fracture zones estimated from magnetic lineations (Hilde et al., 1976).

図-1.10 やや深発地震の想定位置及び北海道・東北地方でのM6以上の地震の発震機構(Kosuga et al.(1996)⁽¹⁴⁾に一部加筆)

- ▲応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法
- 波形合成法（要素地震 1987 年日高山脈北部の地震）
- 波形合成法（要素地震 1984 年 6 月 22 日の地震）
- ◆1993 年釧路沖地震観測記録をプレート内を伝播する距離の効果で補正した方法

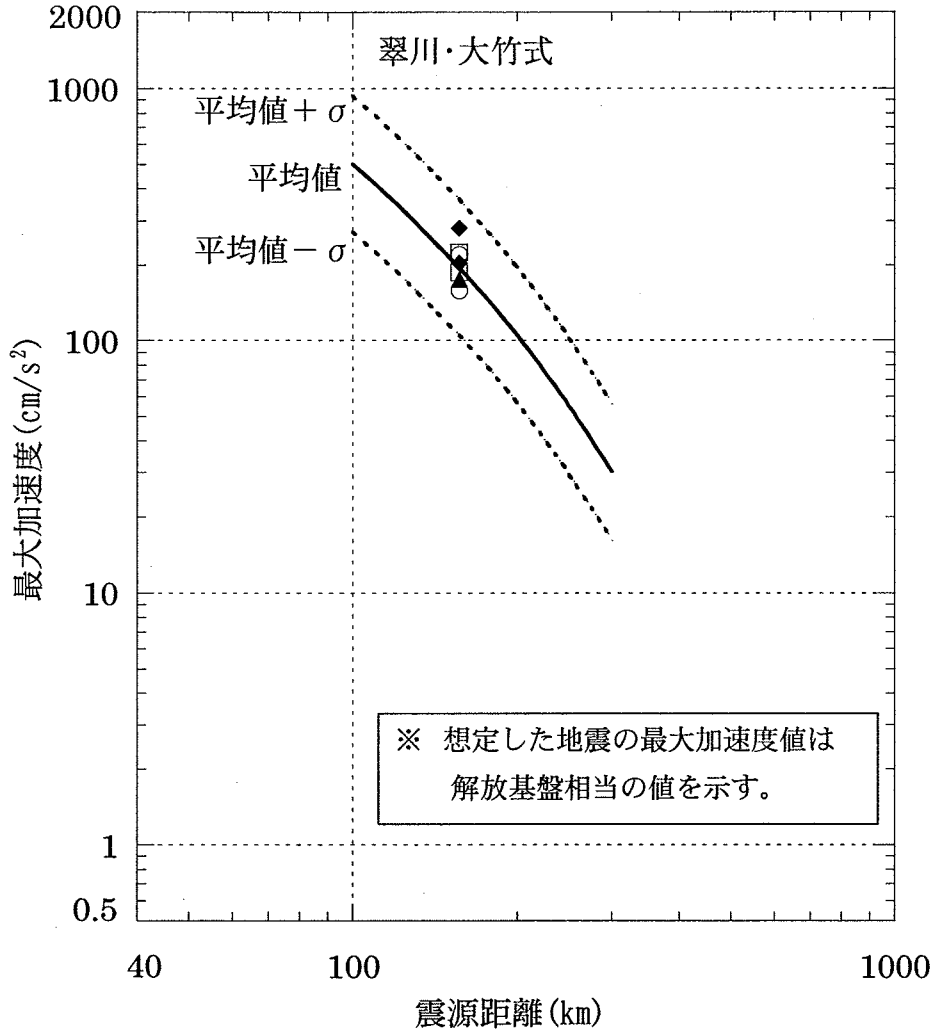


図-1.11(1) 二重深発地震面の下面に想定したやや深発地震の最大加速度と翠川・大竹式との比較 (M7.5, H=100km, DE 型)

▲応答スペクトルの距離減衰式に基づく方法

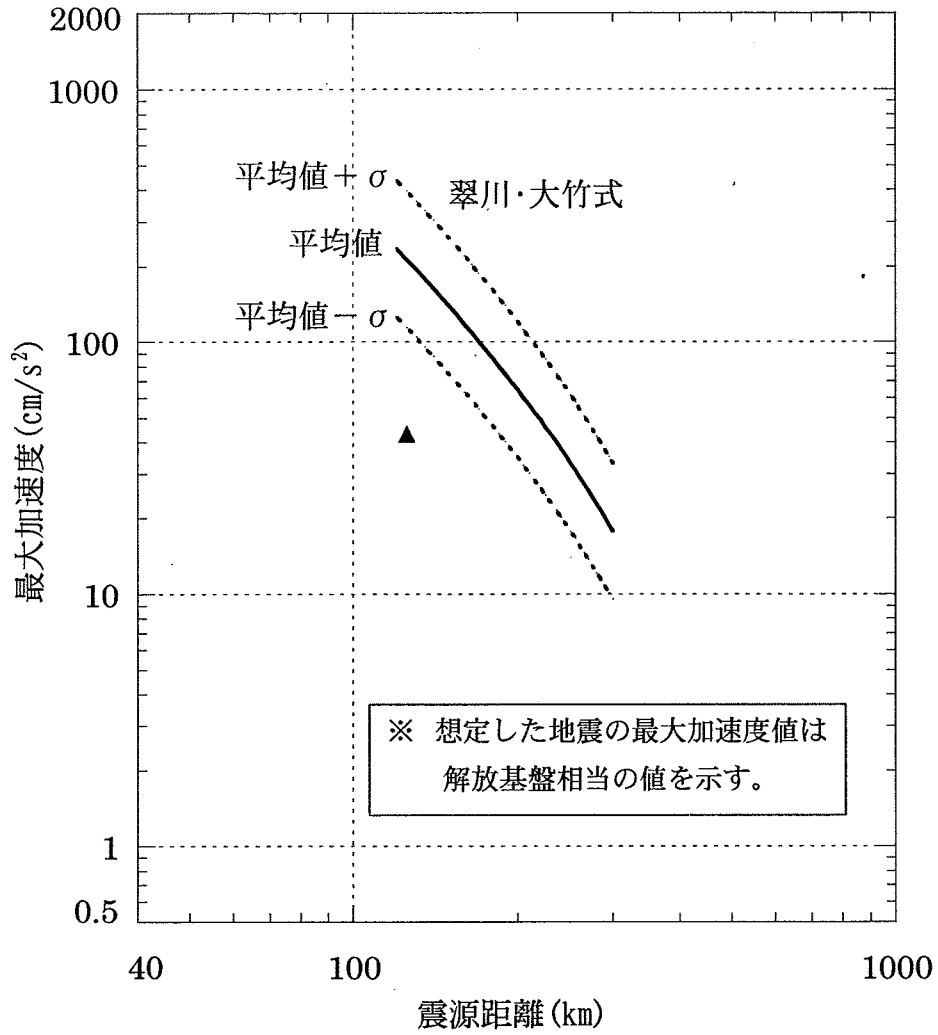


図-1.11(2) 二重深発地震面の上面に想定したやや深発地震の最大加速度と翠川・大竹式との比較 (M7.1, H=125km, DC型)

2. 地盤定数の同定解析について

- 1) 地震観測記録を用いて、硬－軟－硬の地盤特性を同定した結果について説明すること。

2.1 はじめに

申請者は、地震観測記録のはぎとり解析に用いる地盤定数について、大間地点で観測された代表的な地震記録の同定解析に基づいて硬一軟一硬の地盤特性を反映した地盤モデルを設定している。

ここでは、同定結果の妥当性について検討を行う。

2.2 地盤定数の同定解析

はぎとり解析に用いる地盤定数は、以下に示す代表的な4地震(以下「4地震」という)の地震観測記録に対する同定解析に基づき設定している。

(1) 同定解析に用いる観測記録

解析には図-2.1 に示す敷地内の地震観測点において観測された表-2.1 に示す4地震で得られたNS成分及びEW成分の観測記録を用いている。図-2.2 にT.P.-207.5m(解放基盤相当位置)における4地震の加速度波形と解析に用いた区間を示す。また、地震観測点における地質構造を図-2.3 に示す。

表-2.1 同定解析の対象地震

地震名	M	Δ (km)	備考
1993年釧路沖地震	7.5	325	やや深いプレート内地震(やや深発地震)
1993年北海道南西沖地震	7.8	201	日本海側のプレート境界地震
1994年北海道東方沖地震	8.2	594	浅いプレート内地震
1994年三陸はるか沖地震	7.6	267	太平洋側のプレート境界地震

(2) 同定解析手法

解析条件および解析手法は、佐藤・他(1994)⁽¹⁾に基づくとしている。

以下に概要を示す。

- ① せん断波速度の初期値は、PS検層結果を基に表-2.2 のように設定する。なお、T.P.-207.5m以深のせん断波速度は固定値とする。
- ② 単位体積重量はボーリングコアの岩石試験結果に基づき、層厚及び層数はPS検層結果に基づき各々表-2.2 のように設定し、共に固定値とする。
- ③ 減衰定数としては、次式のように振動数依存型減衰を用いる。

$$h=h_0f^{-\alpha} \quad (1)$$

ここに、 h_0 は1Hzにおける減衰定数、 α は減衰定数の振動数依存の度合いを表すパラメータである。なお、 h_0 及び α については全層で同一とする。

- ④ 解析は、各地震について成分毎に行う。
- ⑤ せん断波速度及び減衰定数は、T.P.-207.5mの記録に対する他の5つの深さの記録のフーリエ振幅スペクトル比毎に同定する。

目的関数 $J(\{r\})$ を次式に示す。

$$J(\{r\}) = \frac{\int_{f_s}^{f_e} |H_0(f) - H_t(f, \{r\})|^2 df}{\int_{f_s}^{f_e} |H_0(f)|^2 df} \quad (2)$$

ここに、 r は未知数であるせん断波速度と減衰定数、 f は周波数、 $H_0(f)$ は観測記録から得られるフーリエ振幅スペクトル比、 $H_t(f)$ は一次元波動論により求められるフーリエ振幅スペクトル比、 f_s 、 f_e は各々解析対象とする最小、最大周波数とする。なお、フーリエ振幅スペクトル比については、観測、理論共に、バンド幅 0.2Hz の Parzen ウィンドウによる平滑化を行う。

⑥ T.P.-207.5mの記録に対する他の5つの深さの記録のフーリエ振幅スペクトル比毎に、図-2.4 に示す手順で同定し、各々5種の同定された地盤モデルを得る。

⑦ ⑥で得られた5種の地盤モデルを各々初期値として、⑥と同様の同定解析を再度行い、各深さのフーリエ振幅スペクトル比毎に更に5種の地盤モデルを同定し、結果として25種の地盤モデルを得る。

⑧ 得られた25種の地盤モデルのうち、せん断波速度がPS検層結果から大きく外れるものを除き、各深さのフーリエ振幅スペクトル比に対する目的関数の総和が最小となる地盤モデルを採用する。

(3) 同定解析結果

4地震について成分毎に同定されたせん断波速度及び減衰定数 $h(h_0f^{-\alpha})$ を図-2.5 及び表-2.3 に示す。また、フーリエ振幅スペクトル比の同定結果を図-2.6～図-2.9 に示す。

4地震について成分毎に同定された地盤モデルによるフーリエ振幅スペクトル比は、図-2.6～図-2.9 に示すように、観測記録のフーリエ振幅スペクトル比とよく対応しているとしている。

2.3 はぎとり解析

(1) はぎとり解析に用いる地盤定数

「2.2 地盤定数の同定解析」の同定解析結果に基づき、はぎとり解析に用いるせん断波速度及び減衰定数について、各々以下の考えに基づき表-2.4 のように設定している。

① せん断波速度

せん断波速度の同定値は、図-2.5 及び表-2.3 に示すように、4地震について同定されたせん断波速度のばらつきが小さく、平均値はPS検層結果とほぼ等しいことから、PS検層によって得られたせん断波速度を用いる。

② 減衰定数

減衰定数の同定値は、図-2.5 及び表-2.3 に示すように、 h_0 は約 0.06～0.14、 α は約 0.3～0.9 の範囲にあり、これらの平均値 ($h_0 = 0.115$, $\alpha = 0.68$) を用いる。

(2) 1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり解析結果

「(1) はぎとり解析に用いる地盤定数」に基づき設定された表-2.4 に示す地盤定数を用いた 1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり解析結果を図-2.10 に示す。同図に示すように、1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり波の応答スペクトルは、設計用応答スペクトル S_1-D を

上回らないことを確認している。なお、1993年釧路沖地震観測記録に対する同定結果を地盤定数として用いたはぎとり解析結果も図-2.10に示すように、設計用応答スペクトル S_1-D を上回らないことを確認している。

2.4 最近の地震を用いた検討

申請者は、4地震による同定解析結果の妥当性を確認するため、最近の地震である2003年宮城県沖の地震(M7.1, $\Delta = 305\text{km}$)及び2003年十勝沖地震(M8.0, $\Delta = 266\text{km}$)について、「2.2 (2)同定解析手法」に基づき同定解析を実施している。図-2.11及び表-2.5に同定結果を、フーリエ振幅スペクトル比の比較を図-2.12及び図-2.13に示す。

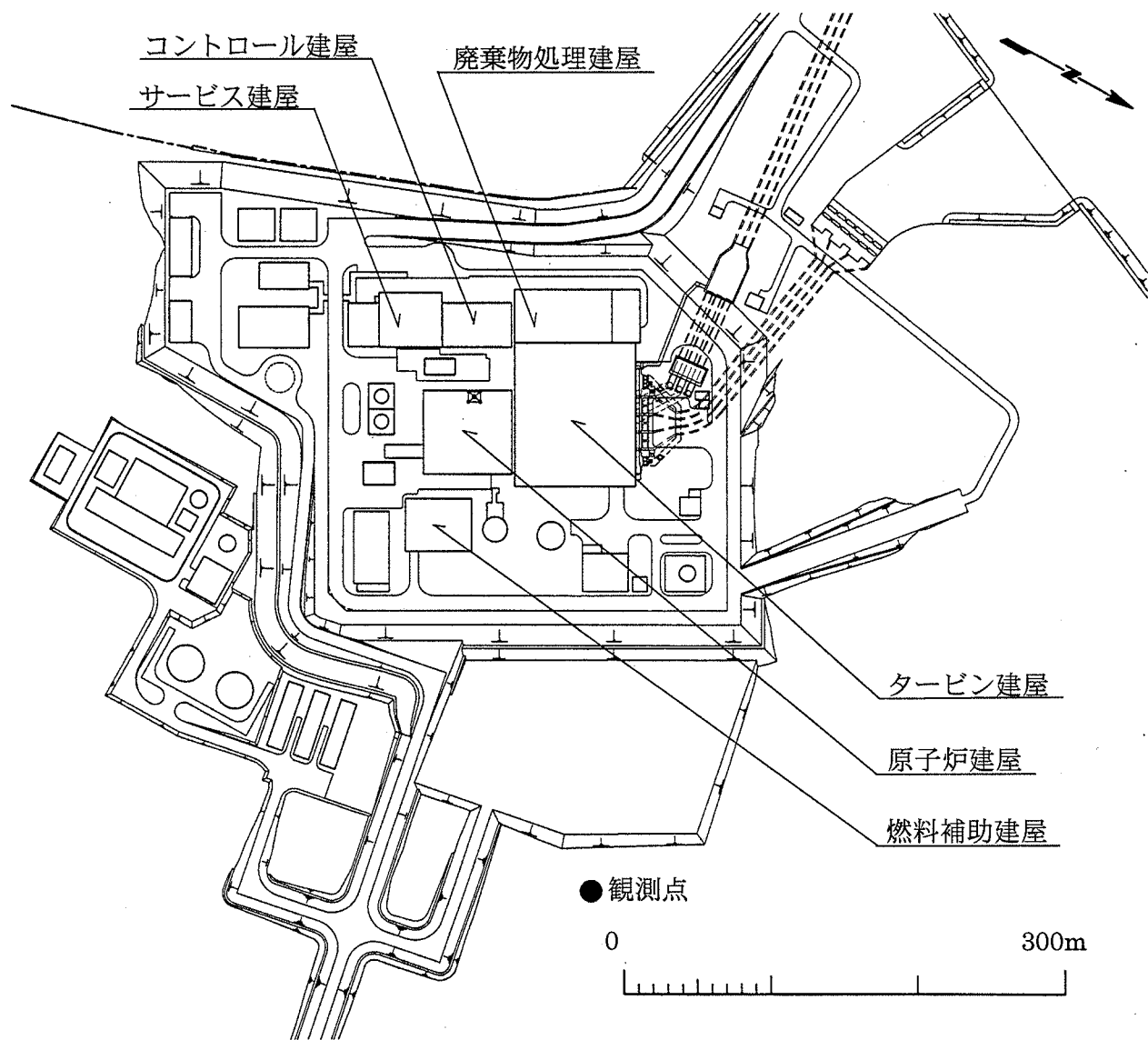
図-2.11及び表-2.5に示すとおり、2003年宮城県沖の地震及び2003年十勝沖地震の同定解析により得られたせん断波速度はPS検層結果とほぼ等しく、減衰定数は4地震の減衰定数とほぼ同等の範囲内にあることから、同定結果は4地震の同定解析結果とおおむね同等であるとしている。

また、せん断波速度をPS検層結果、減衰定数を4地震に上述の2地震を加えた6地震の平均値($h_0 = 0.122$, $\alpha = 0.71$)とした場合について算定した1993年釧路沖地震観測記録のはぎとり波の応答スペクトルは、図-2.14に示すとおり、4地震の平均値とした場合の応答スペクトルとほとんど変わらないことを確認している。

以上のことから、4つの代表的な地震記録による同定解析結果は、敷地の硬－軟－硬の地盤特性を反映しており、はざとり解析に用いる地盤定数として妥当であると考えられる。

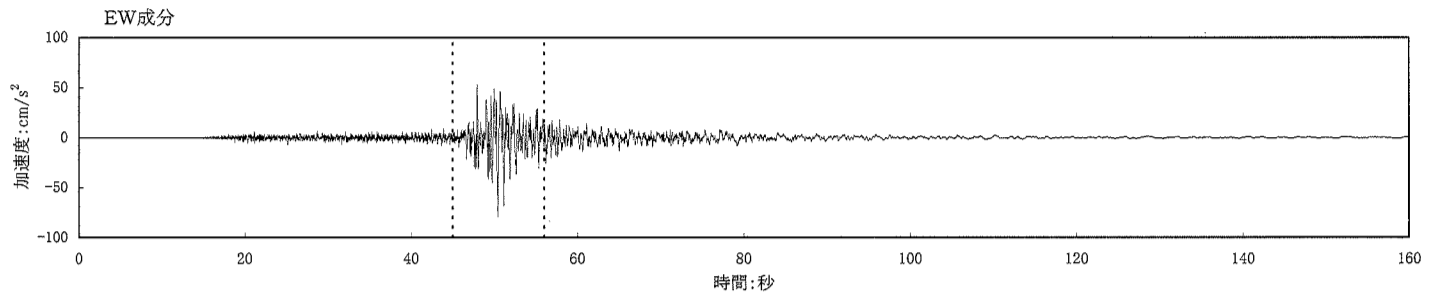
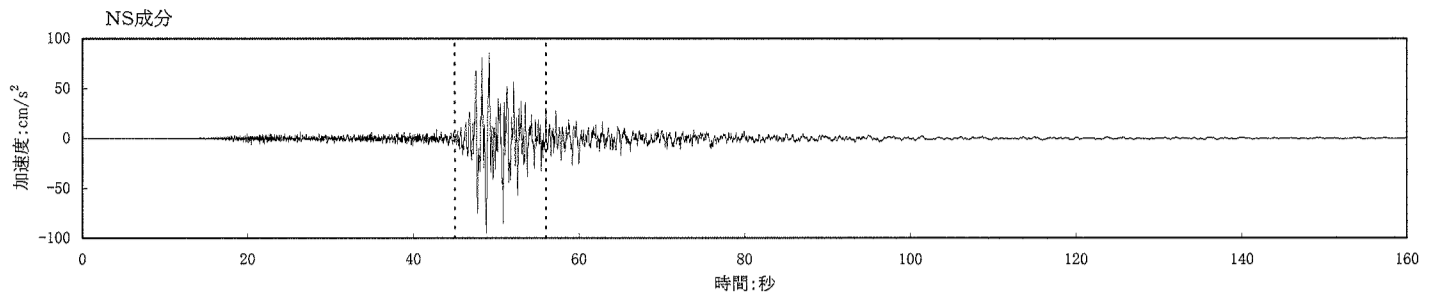
参考文献

- (1) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994):ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集 第461号

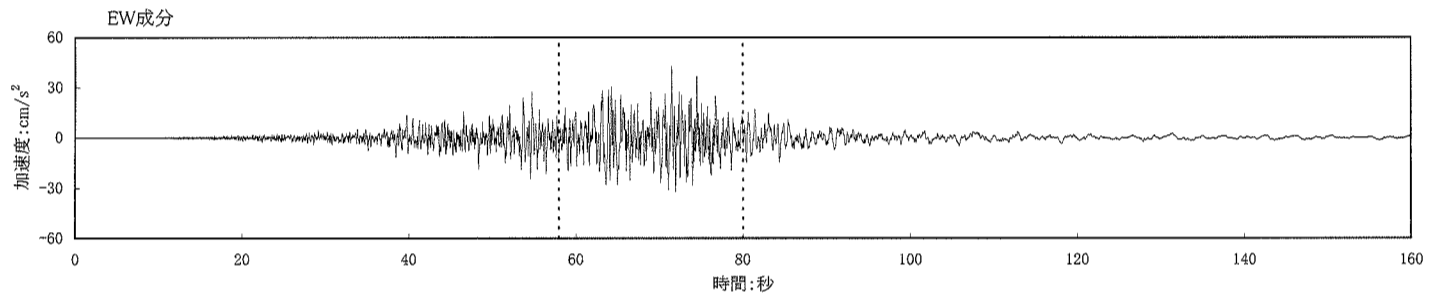
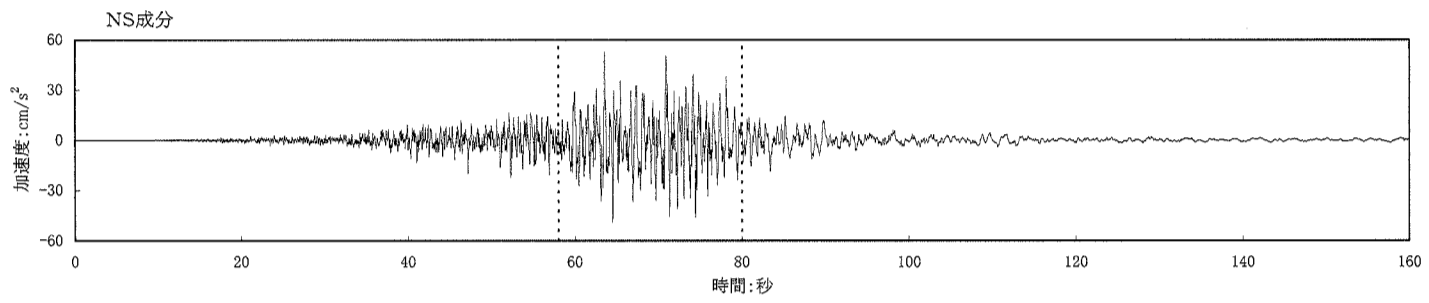


標高 T.P. (m)	地震計	地層
+32.5	GL±0 (m)	第四系
		易国間層上部層
-7.5	○	易国間層下部層
-47.5	○	
-77.5	○	
-117.5	○	大間層
-207.5	○	

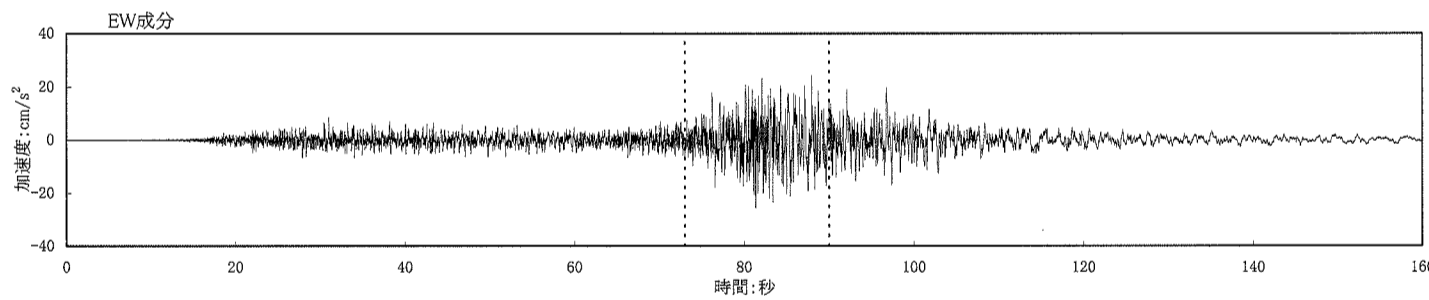
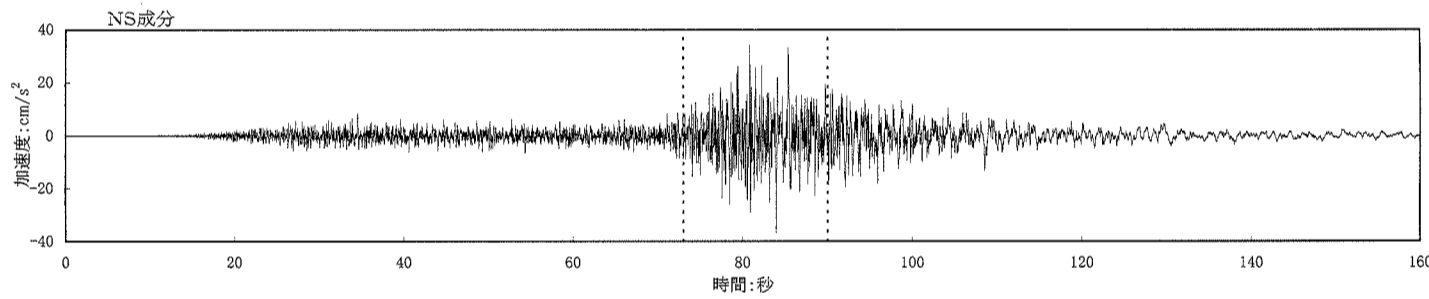
図-2.1 地震観測点



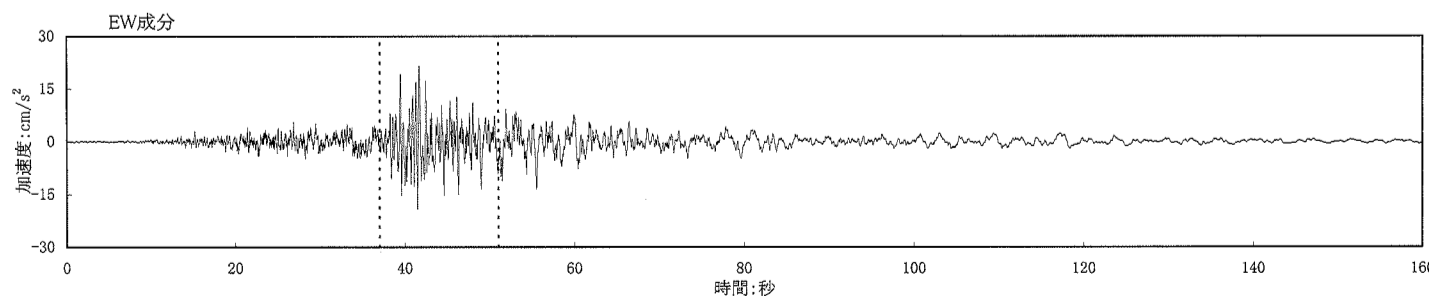
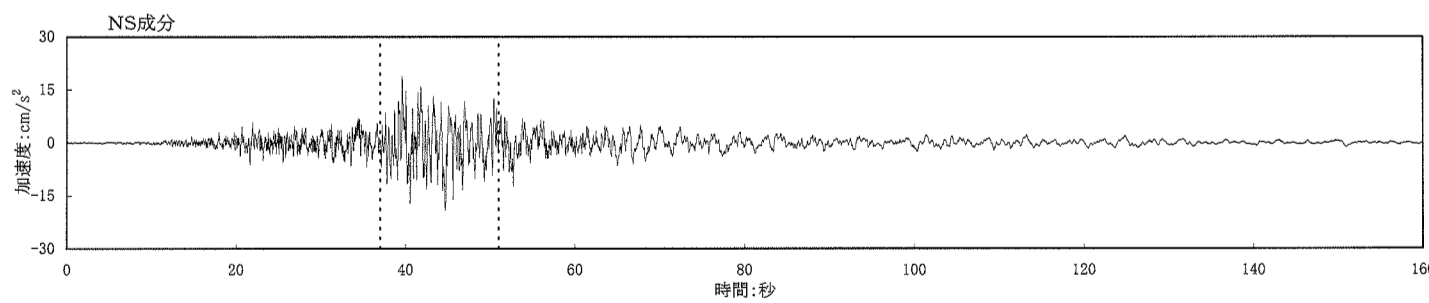
(a) 1993年釧路沖地震



(b) 1993年北海道南西沖地震



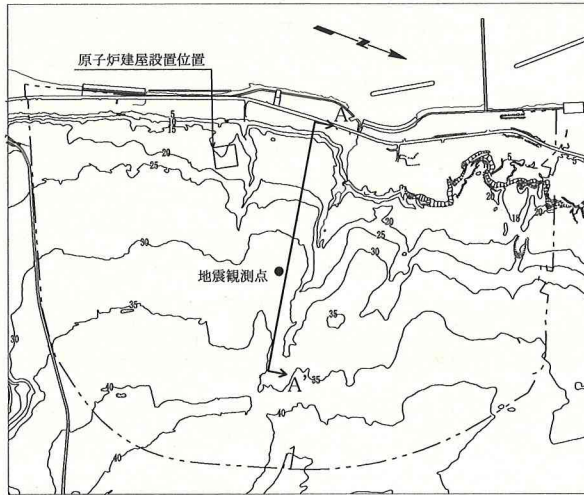
(c) 1994年北海道東方沖地震



(d) 1994年三陸はるか沖地震

図-2.2 解析に用いた地震観測記録の加速度波形 (T.P.-207.5m)
(点線は解析区間を示す。)

凡 例



断面位置図

0 500m

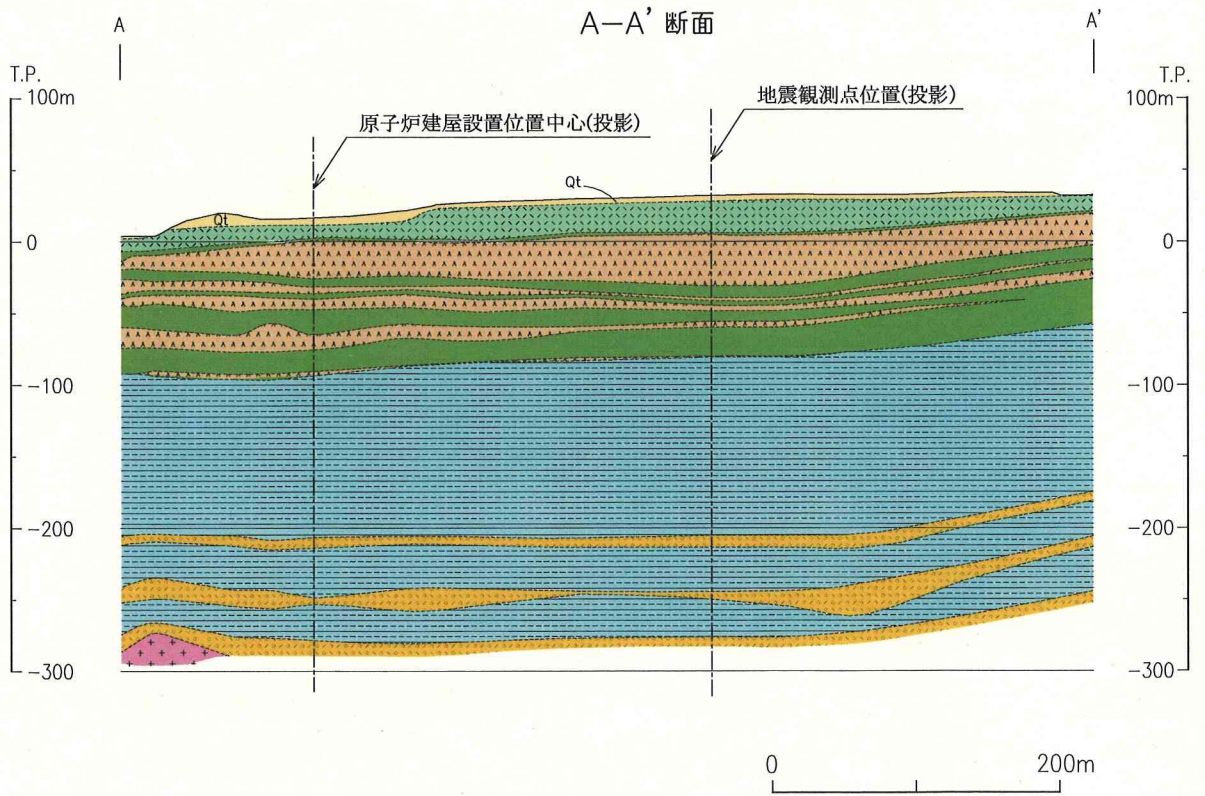
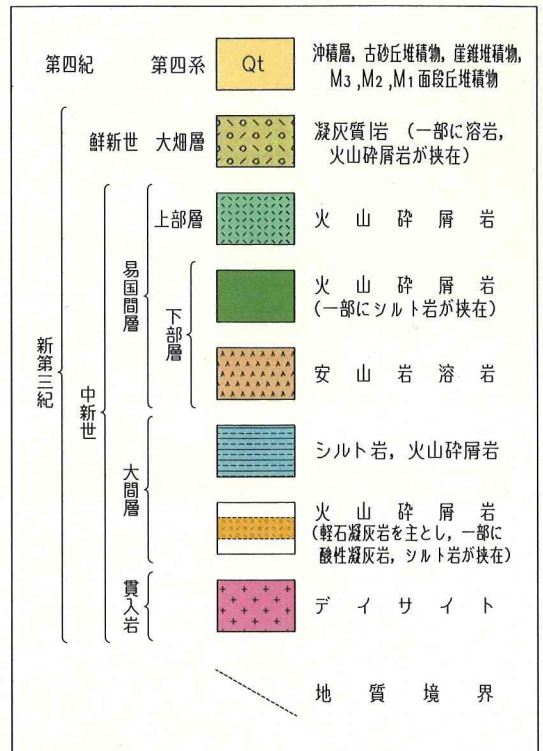


図-2.3 地震観測点の地質断面図

表-2.2 同定解析に用いる地盤モデル

T.P.(m)	層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	せん断波速度 (m/s)
観測点 +32.5(地表)			
○ +22.5	10	1.59	220
+7.5	15	1.90	700
○ -7.5	75	2.06	1000
○ -47.5			
-67.5			
○ -77.5	70	1.51	510
○ -117.5			
-137.5			
	70	1.52	690
○ -207.5(解放基盤相当)			
		1.61	850

単位体積重量, 層厚及び層数は固定値とする

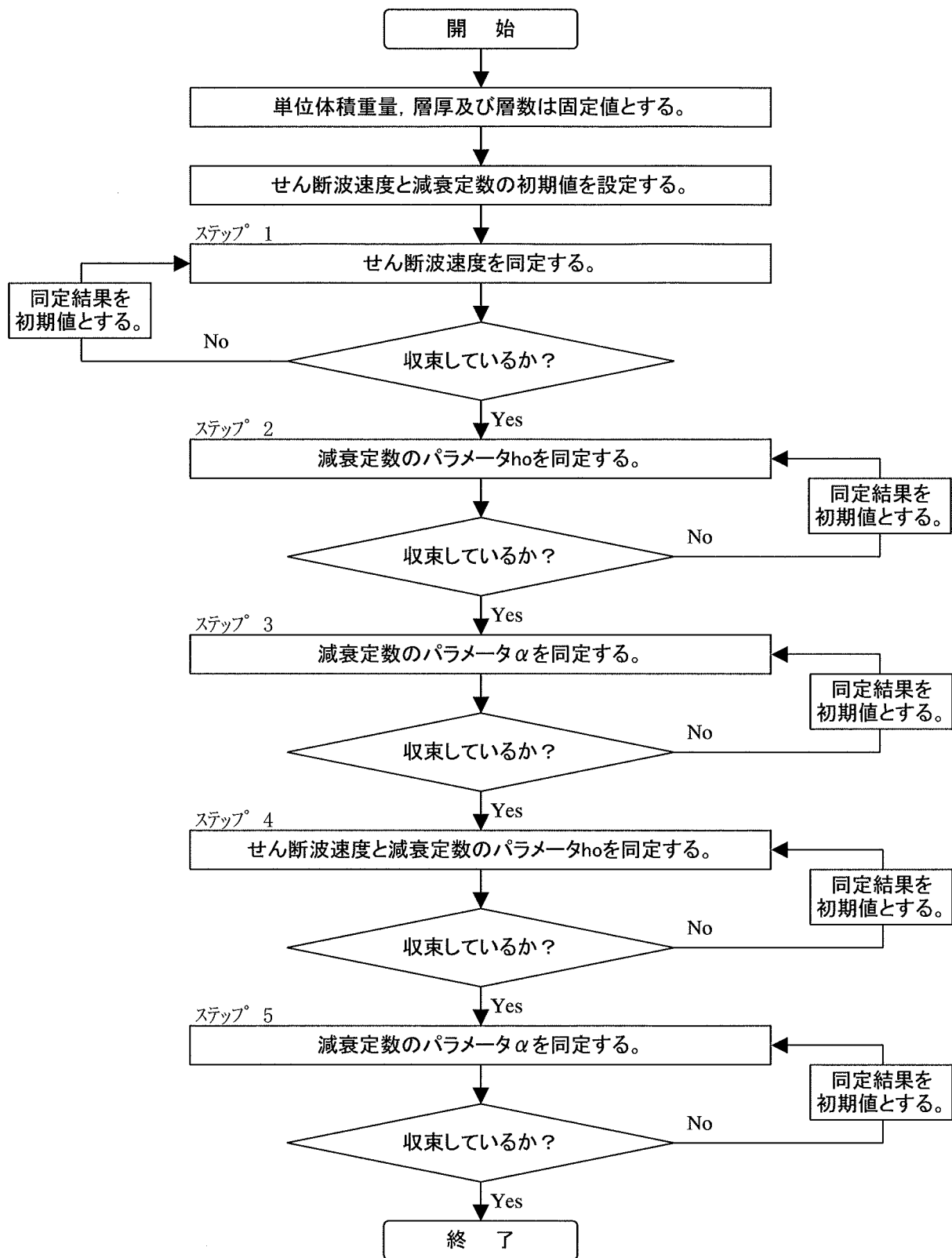


図-2.4 フーリエ振幅スペクトル比毎のせん断波速度及び減衰定数の同定解析手順

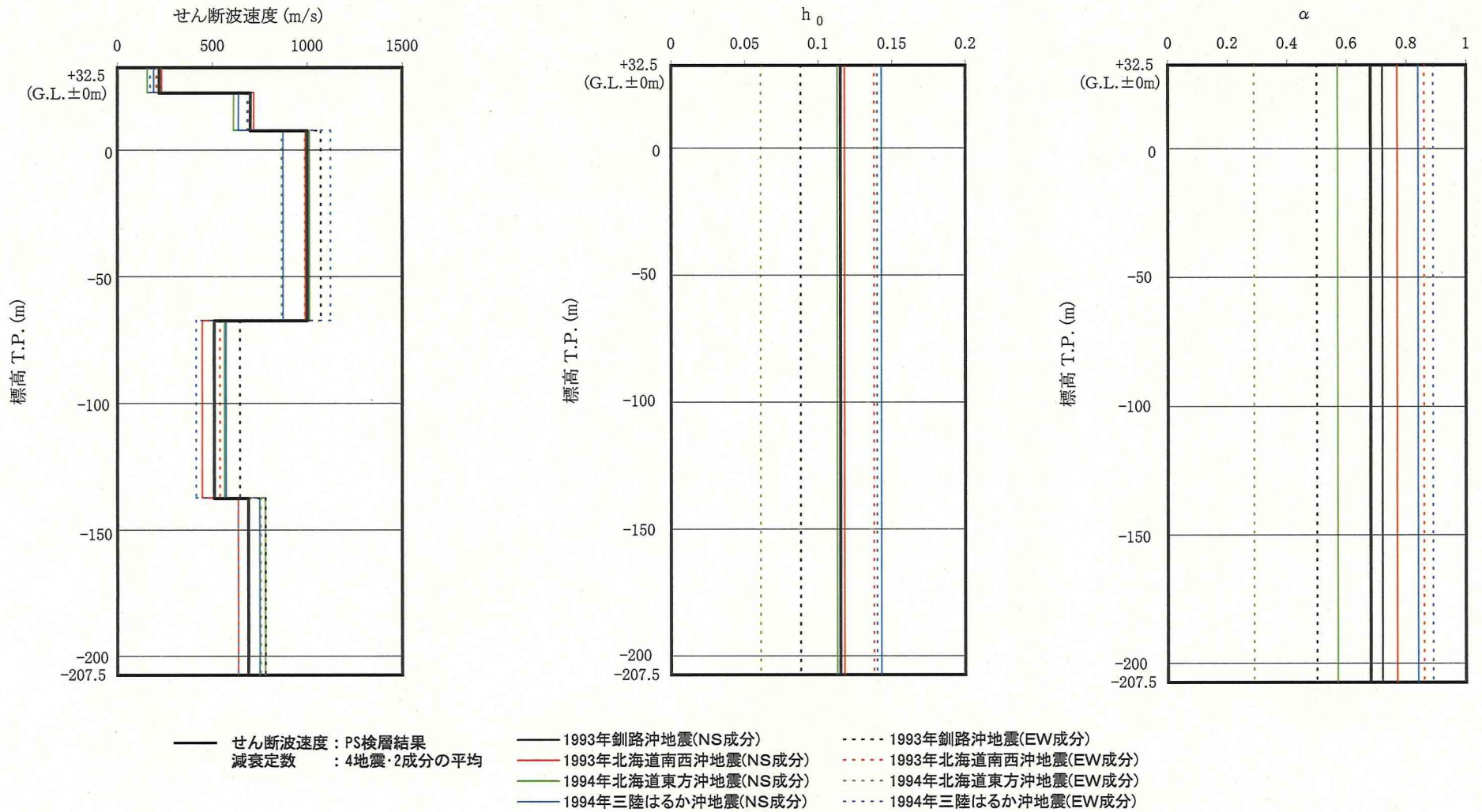


図-2.5 せん断波速度と減衰定数の同定結果

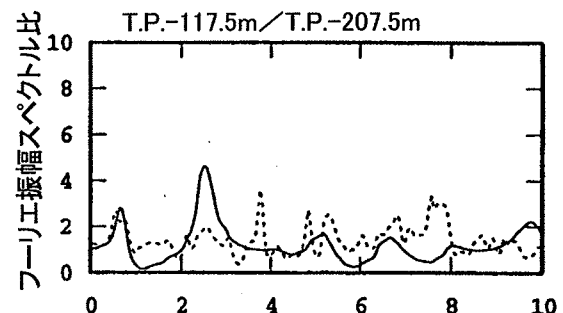
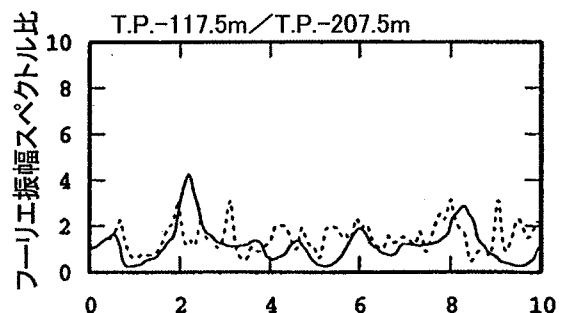
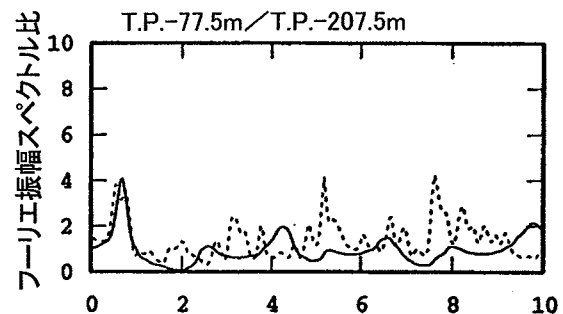
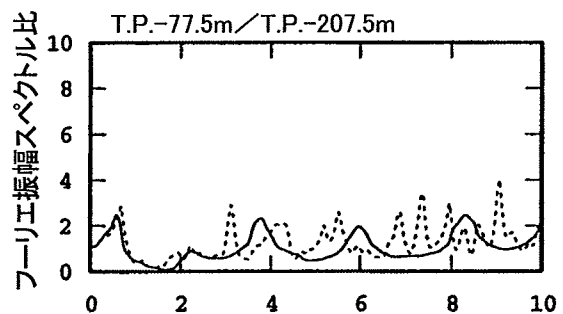
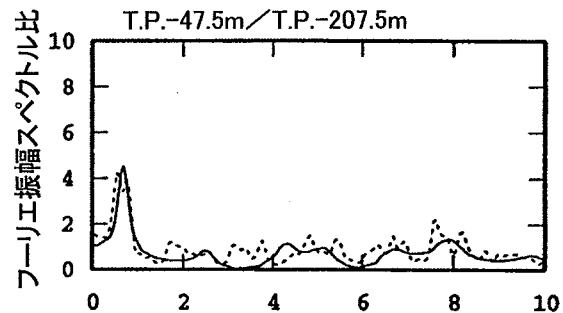
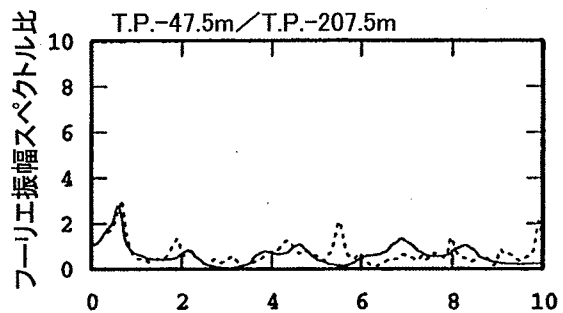
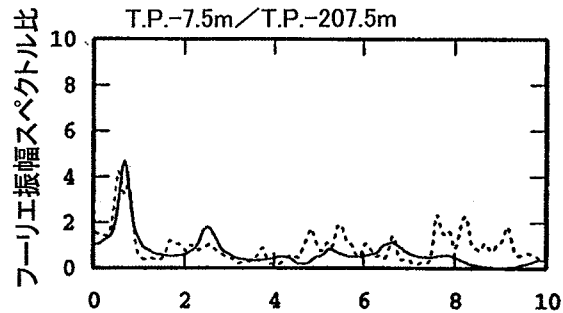
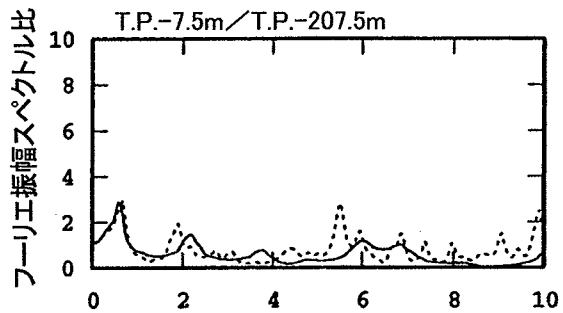
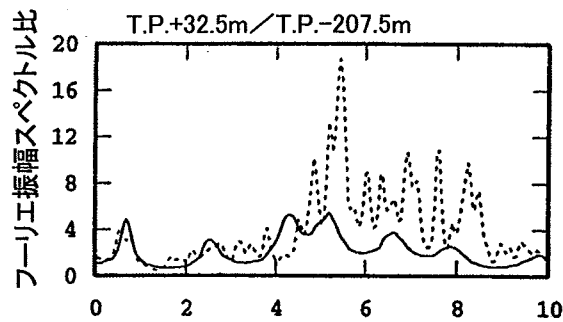
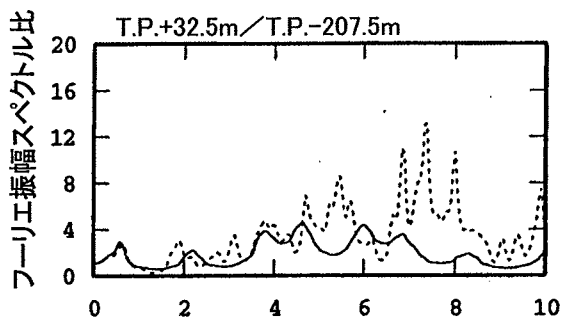
表-2.3 同定解析結果

同定解析条件			同定解析結果(平均値)				
層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	PS検層結果 (m/s)	せん断波速度 (m/s)	減衰定数 h(f)			
				h ₀	α		
10	1.59	220	202	0.115	0.68		
15	1.90	700	680				
75	2.06	1000	990				
70	1.51	510	526				
70	1.52	690	715				
▽解放基盤相当位置(T.P.-207.5m)							
—	1.61	850	850				

減衰定数 : $h(f) = h_0 f^\alpha$

層厚,層数 : PS検層による

単位体積重量: ボーリングコアの岩石試験結果による

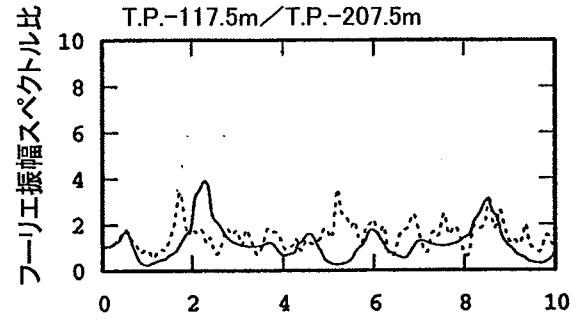
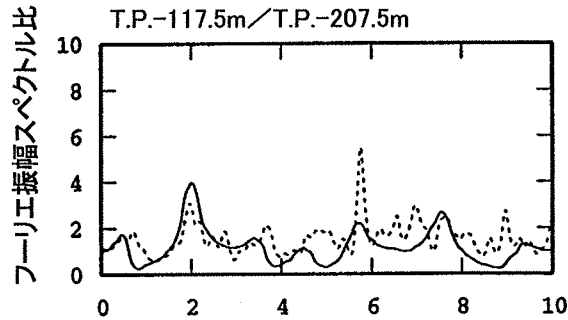
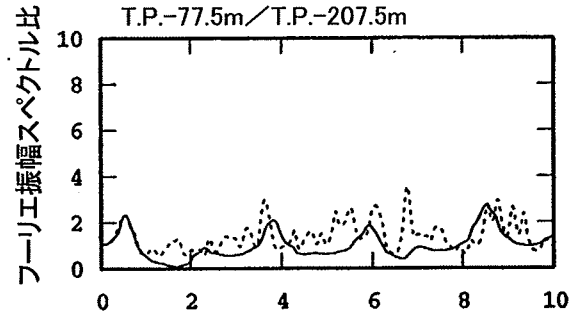
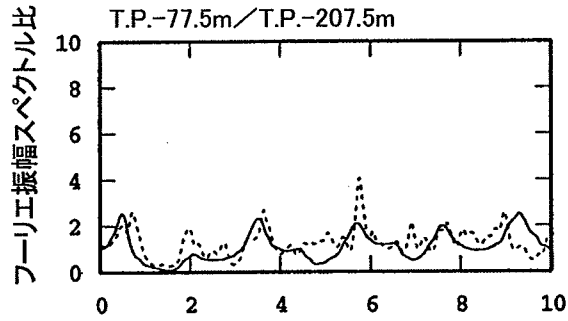
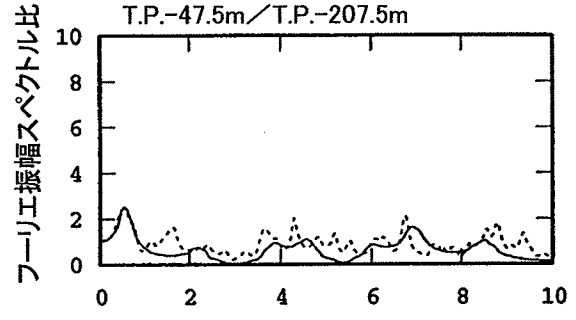
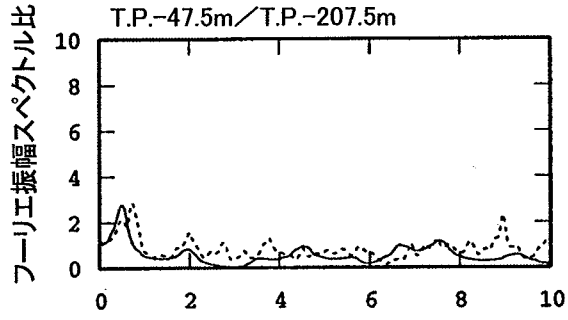
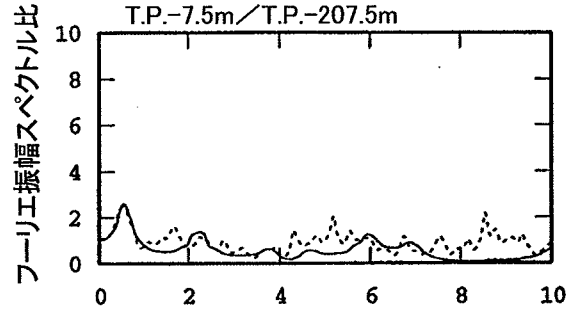
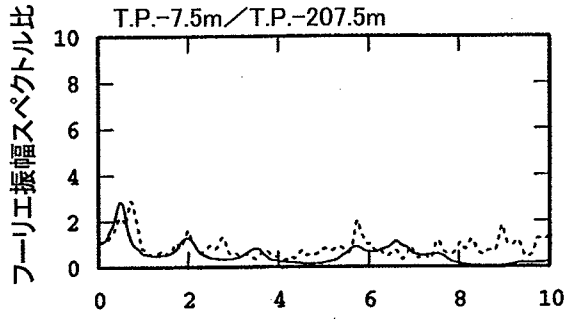
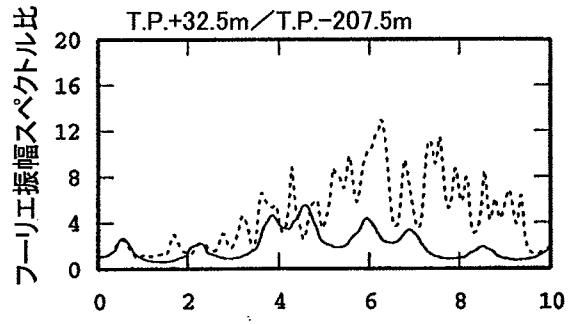
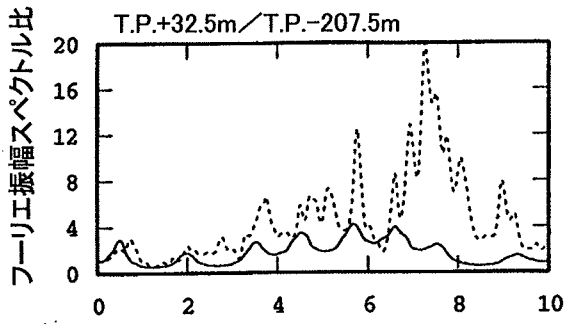


周波数(Hz)
N S 成分

周波数(Hz)
E W 成分

破線:1993年釧路沖地震観測記録のフリーエ振幅スペクトル比
実線:同定された地盤モデルによるフリーエ振幅スペクトル比

図-2.6 同定結果(1993年釧路沖地震)



周波数(Hz)

NS 成分

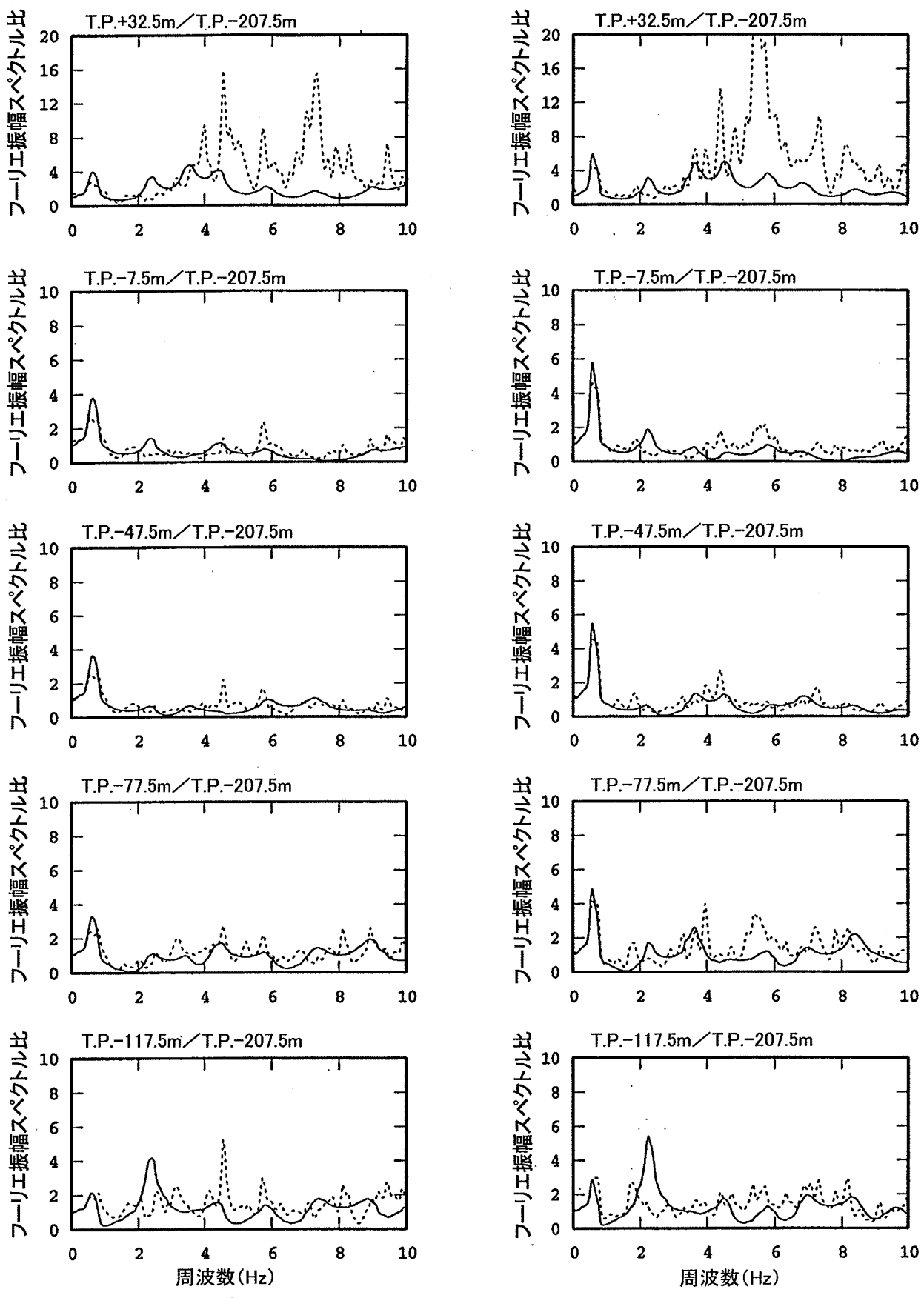
周波数(Hz)

EW 成分

破線: 1993年北海道南西沖地震観測記録のフリーエ振幅スペクトル比

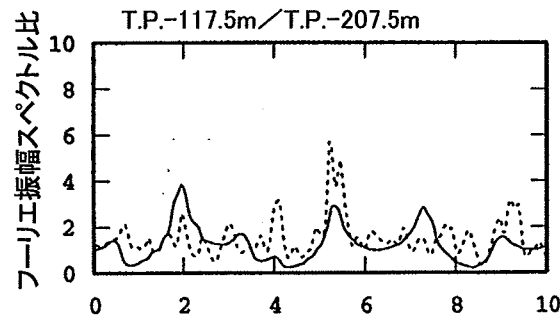
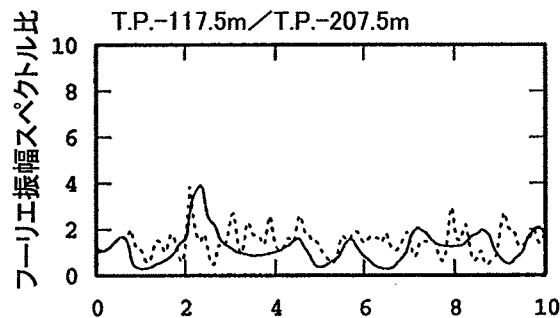
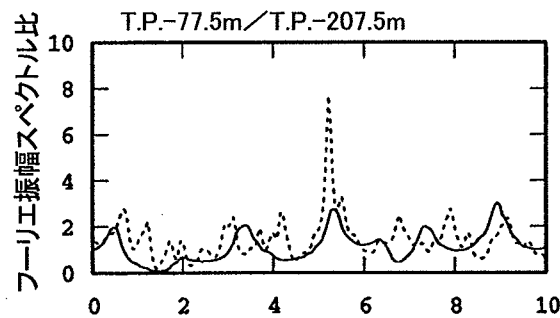
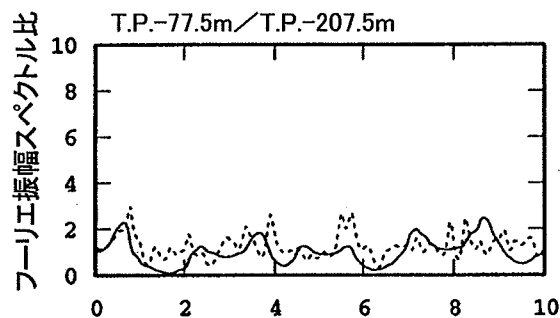
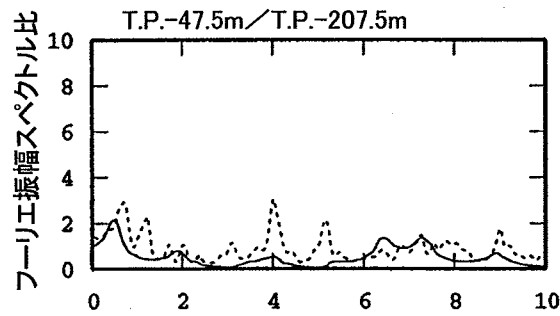
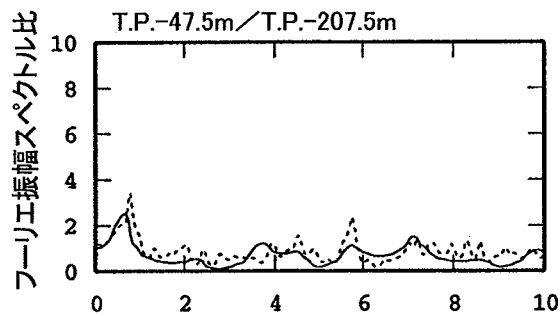
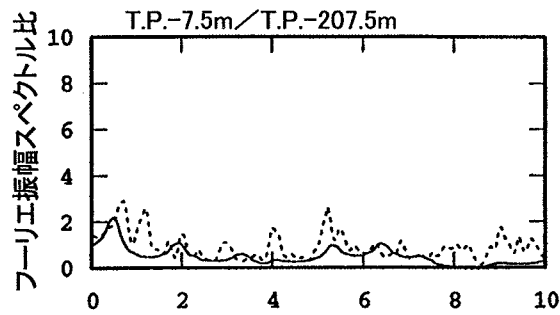
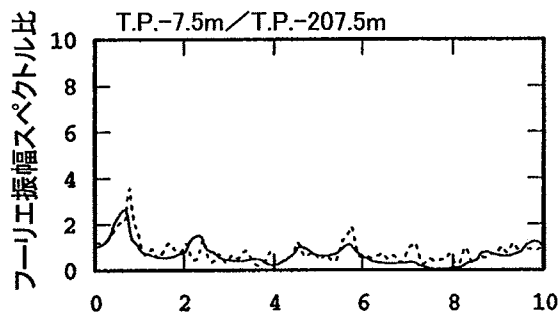
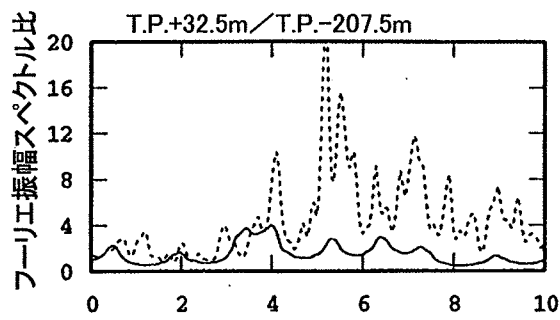
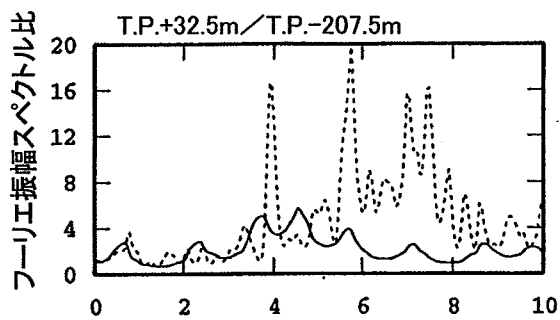
実線: 同定された地盤モデルによるフリーエ振幅スペクトル比

図-2.7 同定結果(1993年北海道南西沖地震)



破線: 1994年北海道東方沖地震観測記録のフーリエ振幅スペクトル比
 実線: 同定された地盤モデルによるフーリエ振幅スペクトル比

図-2.8 同定結果(1994年北海道東方沖地震)



周波数(Hz)

NS 成分

周波数(Hz)

EW 成分

破線: 1994年三陸はるか沖地震観測記録のフーリエ振幅スペクトル比

実線: 同定された地盤モデルによるフーリエ振幅スペクトル比

図-2.9 同定結果(1994年三陸はるか沖地震)

表-2.4 はぎとり解析用地盤モデル

層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	せん断波速度 (m/s)	減衰定数 h(f)	
			h ₀	α
10	1.59	220	0.115	0.68
15	1.90	700		
75	2.06	1000		
70	1.51	510		
70	1.52	690		
▽解放基盤相当位置(T.P.-207.5m)				
—	1.61	850		

減衰定数 : $h(f) = h_0 f^{-\alpha}$

層厚,層数 : PS検層による

単位体積重量: ボーリングコアの岩石試験結果による

せん断波速度, 減衰定数: 同定解析による

1993年釧路沖地震
観測記録のはざとり波

- ① 表-2.4の地盤モデルによる (NS成分)
- ② 表-2.4の地盤モデルによる (EW成分)
- ③ 1993年釧路沖地震観測記録の同定結果による (NS成分)
- ④ 1993年釧路沖地震観測記録の同定結果による (EW成分)
- 設計用応答スペクトル S_1-D

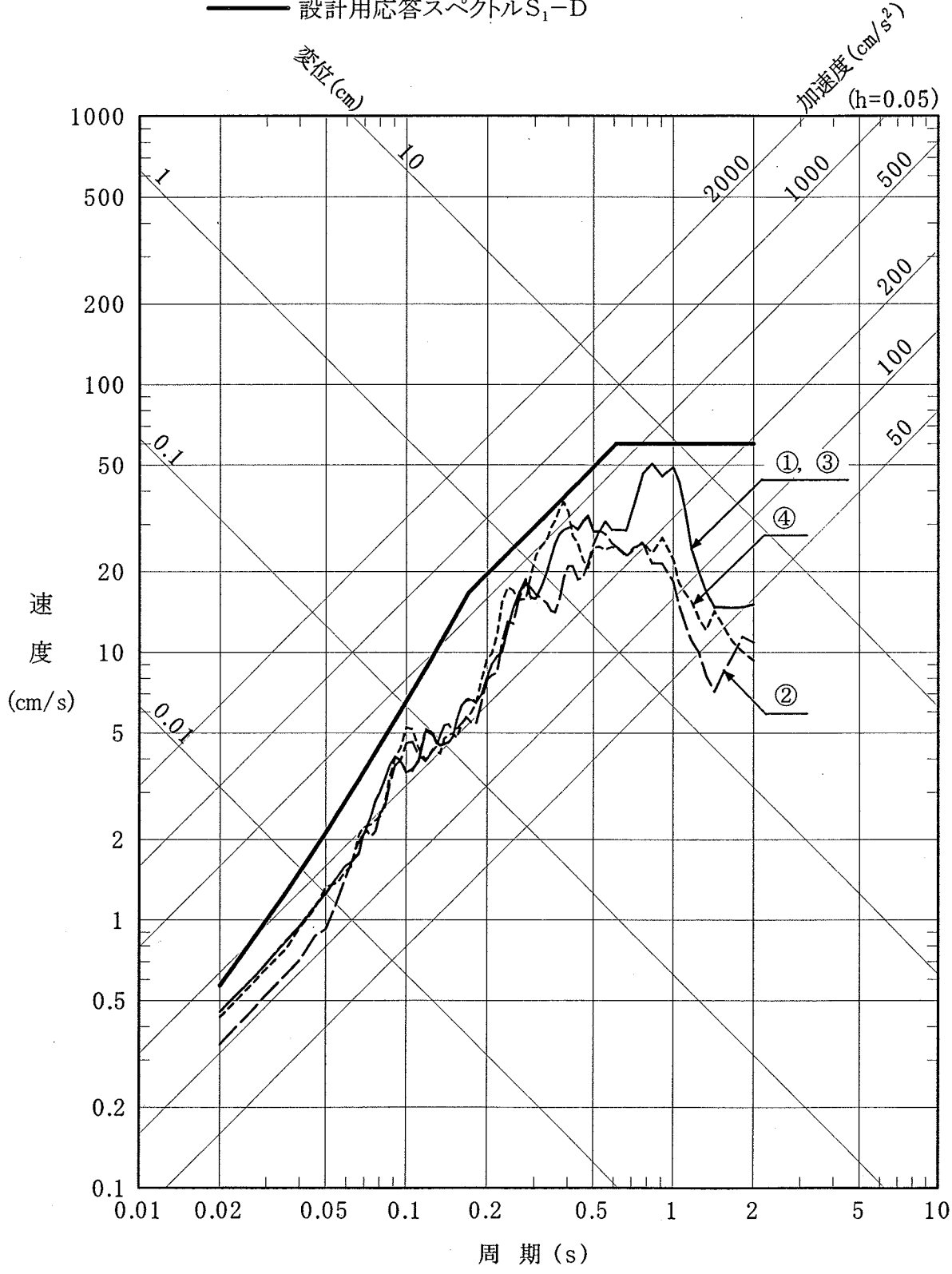
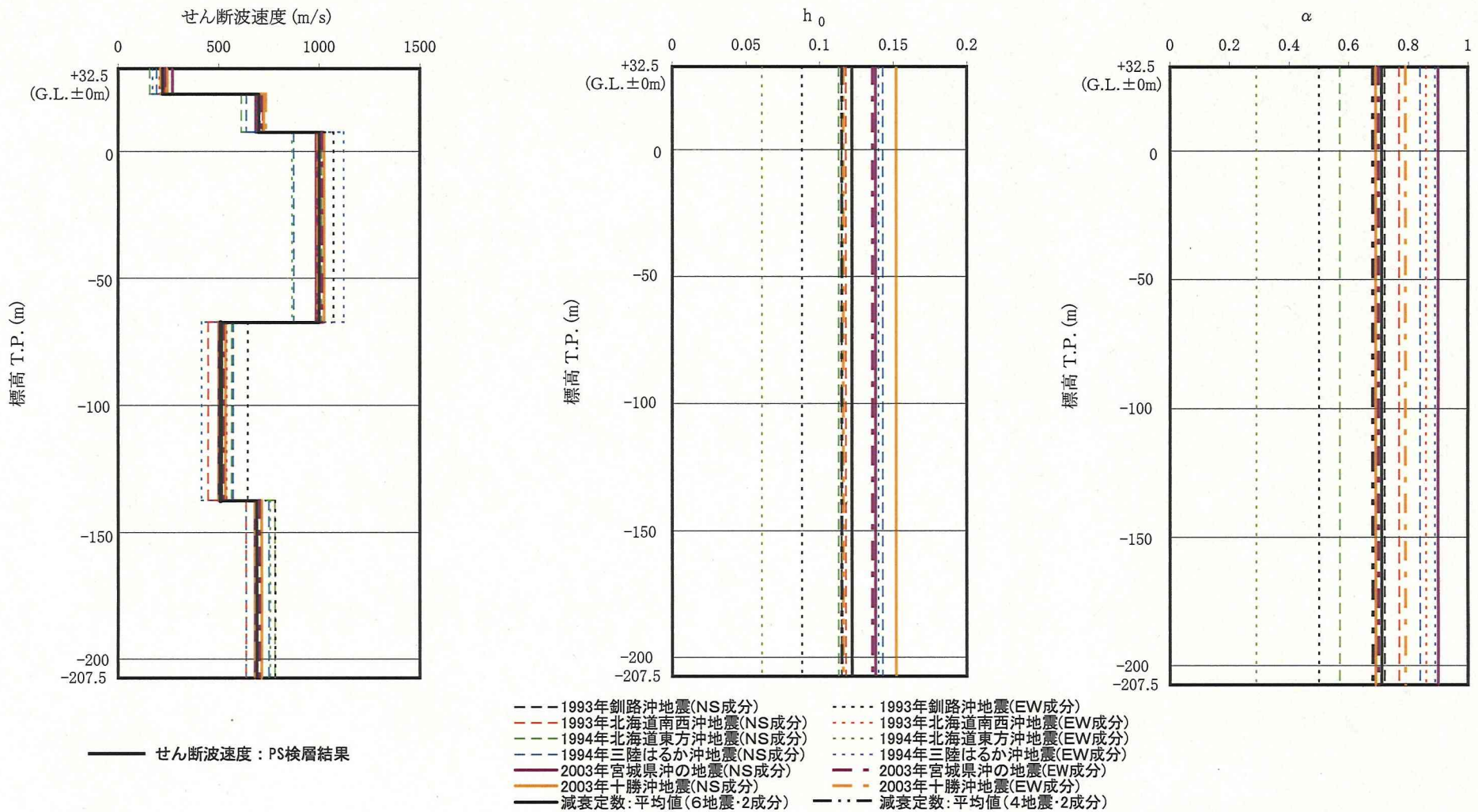


図-2.10 1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル及び設計用応答スペクトル S_1-D



※ 4地震とは、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を示す。
 ※ 6地震とは、4地震に2003年宮城県沖の地震、2003年十勝沖地震を加えた6地震を示す。

図-2.11 せん断波速度と減衰定数の同定結果

表-2.5 6地震による同定解析結果

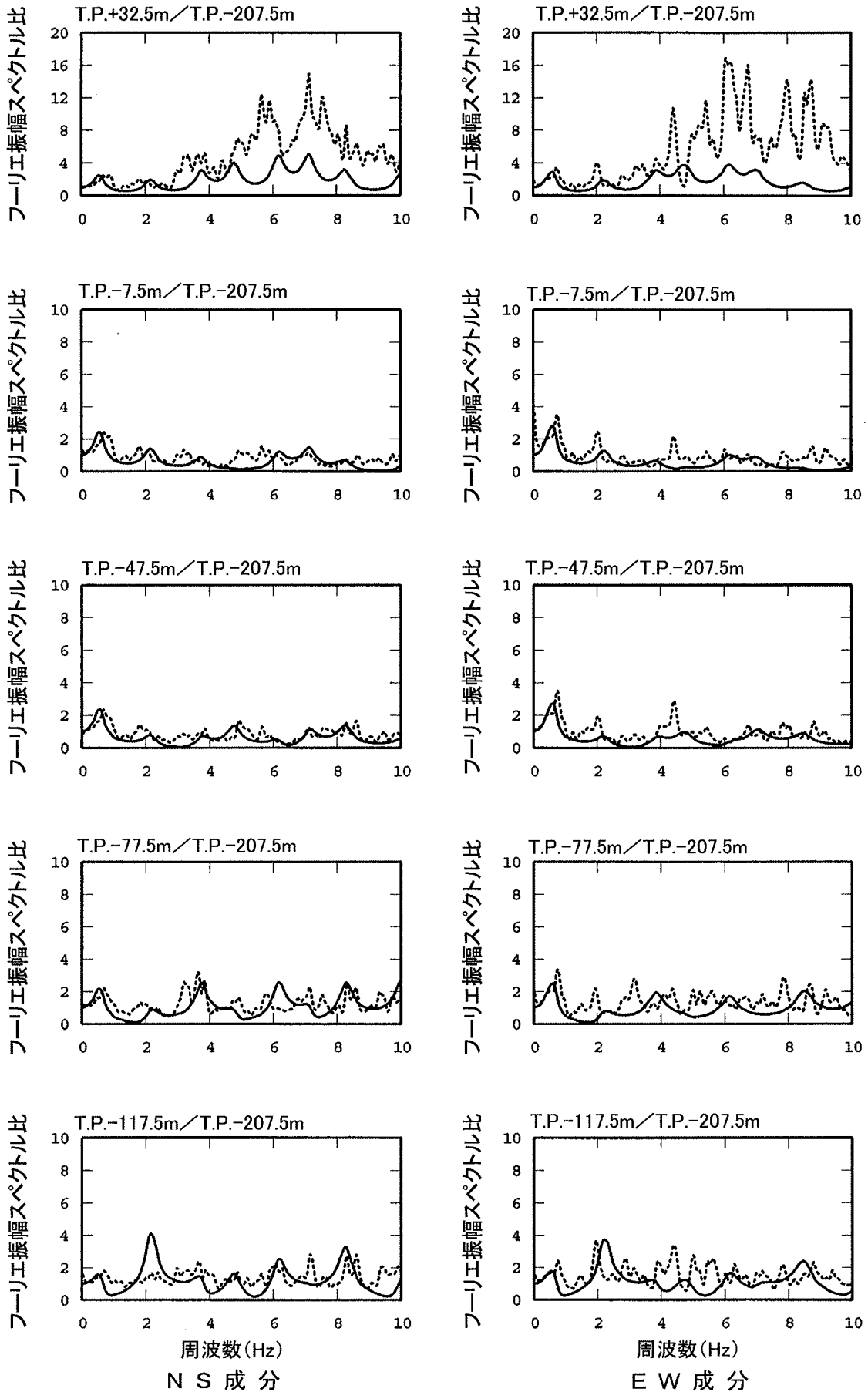
同定解析条件			同定解析結果(平均値)		
層厚 (m)	単位体積重量 (g/cm ³)	PS検層結果 (m/s)	せん断波速度* (m/s)	減衰定数 h(f)*	
				h ₀	α
10	1.59	220	215 (202)	0.122 (0.115)	0.71 (0.68)
15	1.90	700	691 (680)		
75	2.06	1000	994 (990)		
70	1.51	510	522 (526)		
70	1.52	690	708 (715)		
▽解放基盤相当位置(T.P.-207.5m)					
—	1.61	850	850		

減衰定数 : $h(f) = h_0 f^{-\alpha}$

層厚,層数 : PS検層による

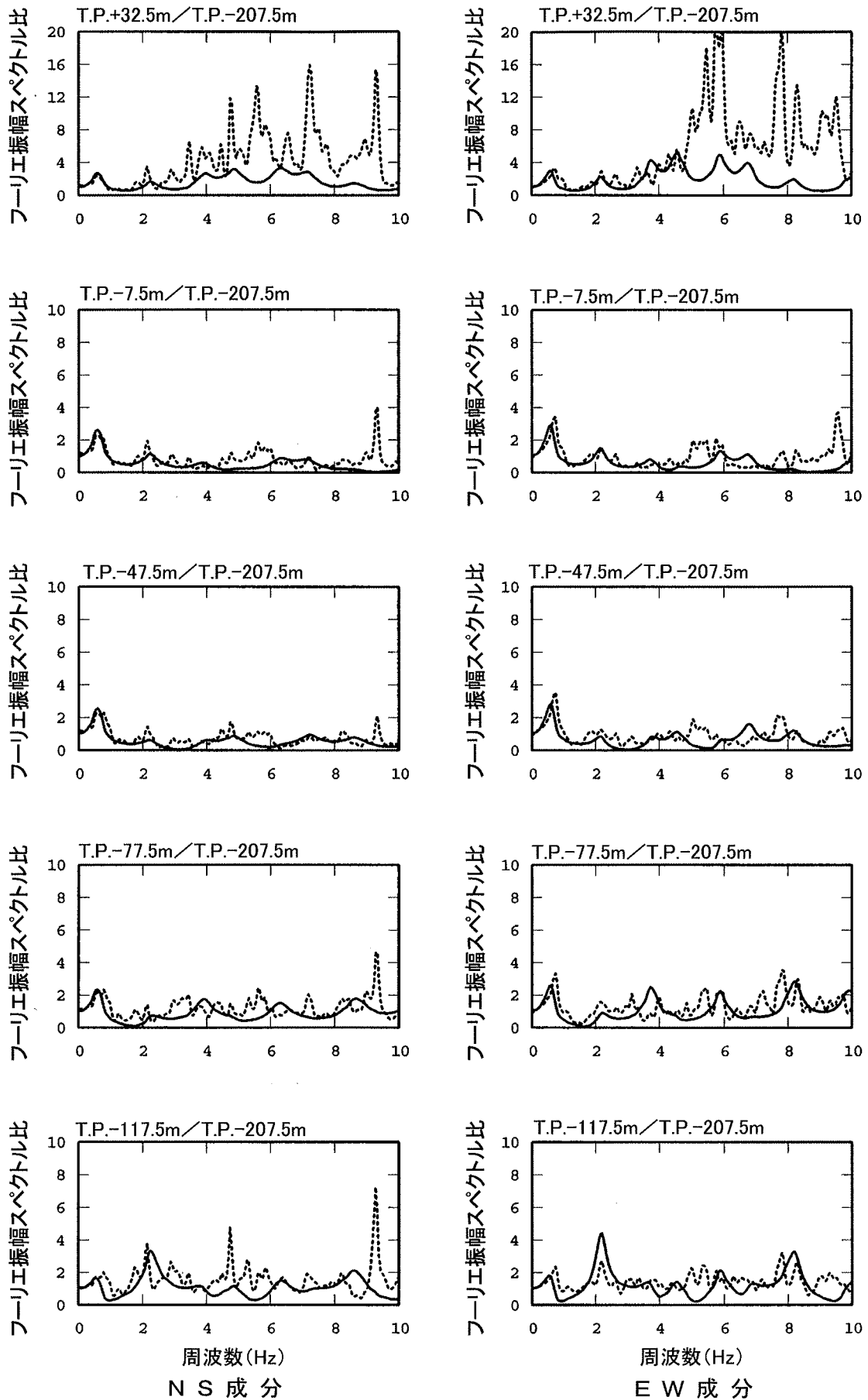
単位体積重量: ボーリングコアの岩石試験結果による

* : ()内は4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)の同定結果を示す。



破線:2003年宮城県沖の地震観測記録のフーリエ振幅スペクトル
 実線:同定された地盤モデルによるフーリエ振幅スペクトル比

図-2.12 同定結果(2003年宮城県沖の地震)



破線: 2003年十勝沖地震観測記録のフーリエ振幅スペクトル比
 実線: 同定された地盤モデルによるフーリエ振幅スペクトル比

図-2.13 同定結果(2003年十勝沖地震)

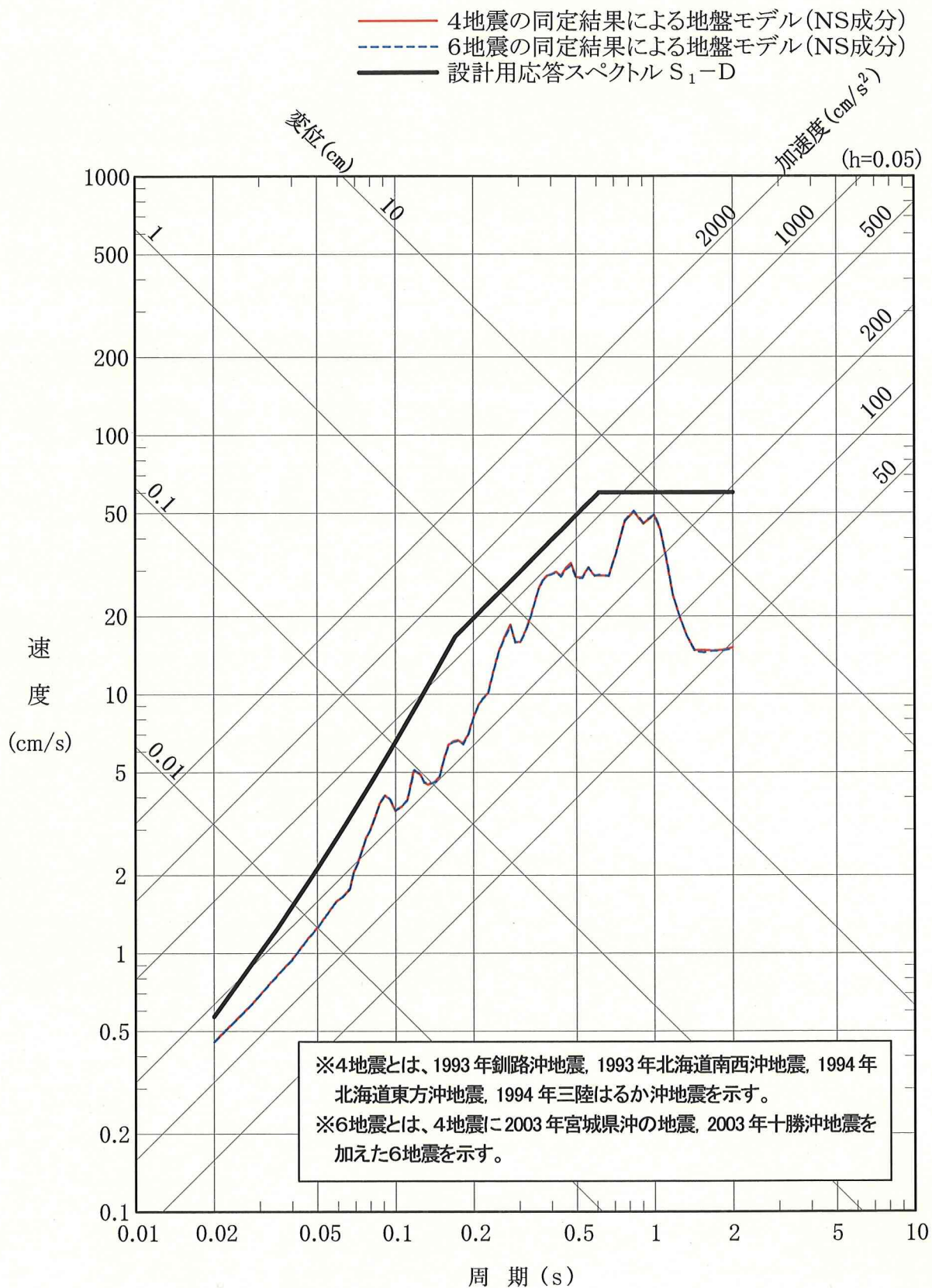


図-2.14(1) 1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル(NS成分)及び設計用応答スペクトル S_1-D

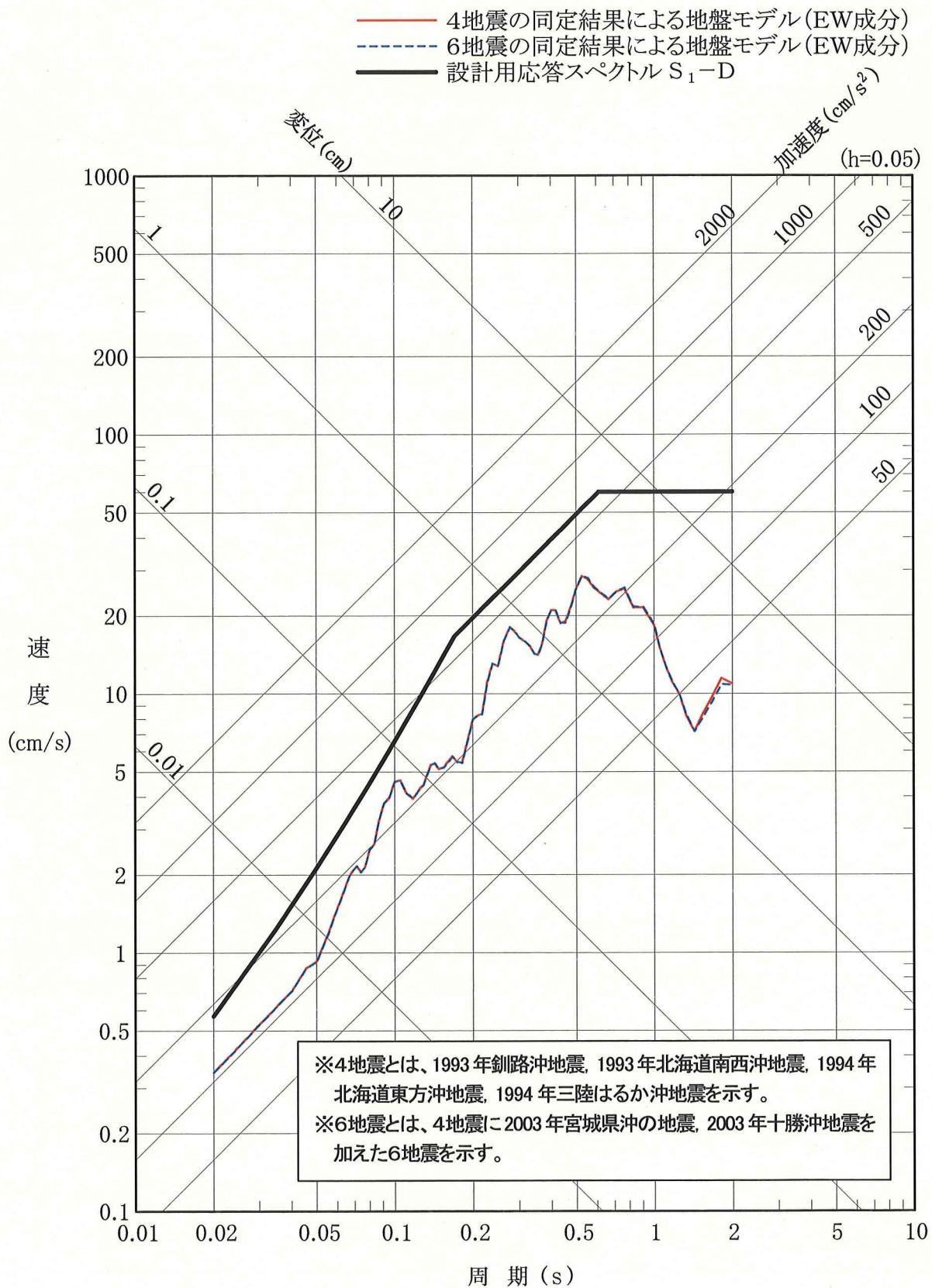


図-2.14(2) 1993年釧路沖地震観測記録のはざとり波の応答スペクトル (EW成分) 及び設計用応答スペクトル S_1-D