



# リサイクル燃料備蓄センター 使用済燃料貯蔵事業変更許可申請

## 基準地震動の策定 [資料集]

令和 4 年 9 月  
リサイクル燃料貯蔵株式会社

余白

# 目次

1. 地下構造モデルの策定	.....	3
1.1 地質調査結果に基づく地下構造		
1.2 地震観測記録の分析		
1.3 地下構造モデルの設定		
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	.....	49
2.1 プレート間地震		
2.2 海洋プレート内地震		
2.3 内陸地殻内地震		
3. 震源を特定せず策定する地震動	.....	131
3.1 Mw6.5以上の2地震についての検討※1 (地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)についての検討※2)		
3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震		
3.3 (参考)模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)		
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の 地震動評価内容への影響	.....	218
5. 内閣府(2020)に対する考察	.....	227
6. (参考)基準地震動に基づく建屋の入力地震動について	.....	232

※1 令和2年11月許可の申請

※2 令和4年1月申請

※赤点線で囲う章節 : 令和4年1月申請に係る箇所

1. 地下構造モデルの策定
  - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
  - 1.2 地震観測記録の分析
  - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 2.1 プレート間地震
  - 2.2 海洋プレート間地震
  - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
  - 3.1 Mw6.5以上の2地震についての検討※1  
(地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)についての検討※2)
  - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
  - 3.3 (参考)模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考)基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

※1 令和2年11月許可の申請

※2 令和4年1月申請

## 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査

敷地周辺広域の深部地下構造や速度構造を把握するため、以下の弾性波探査を実施している。

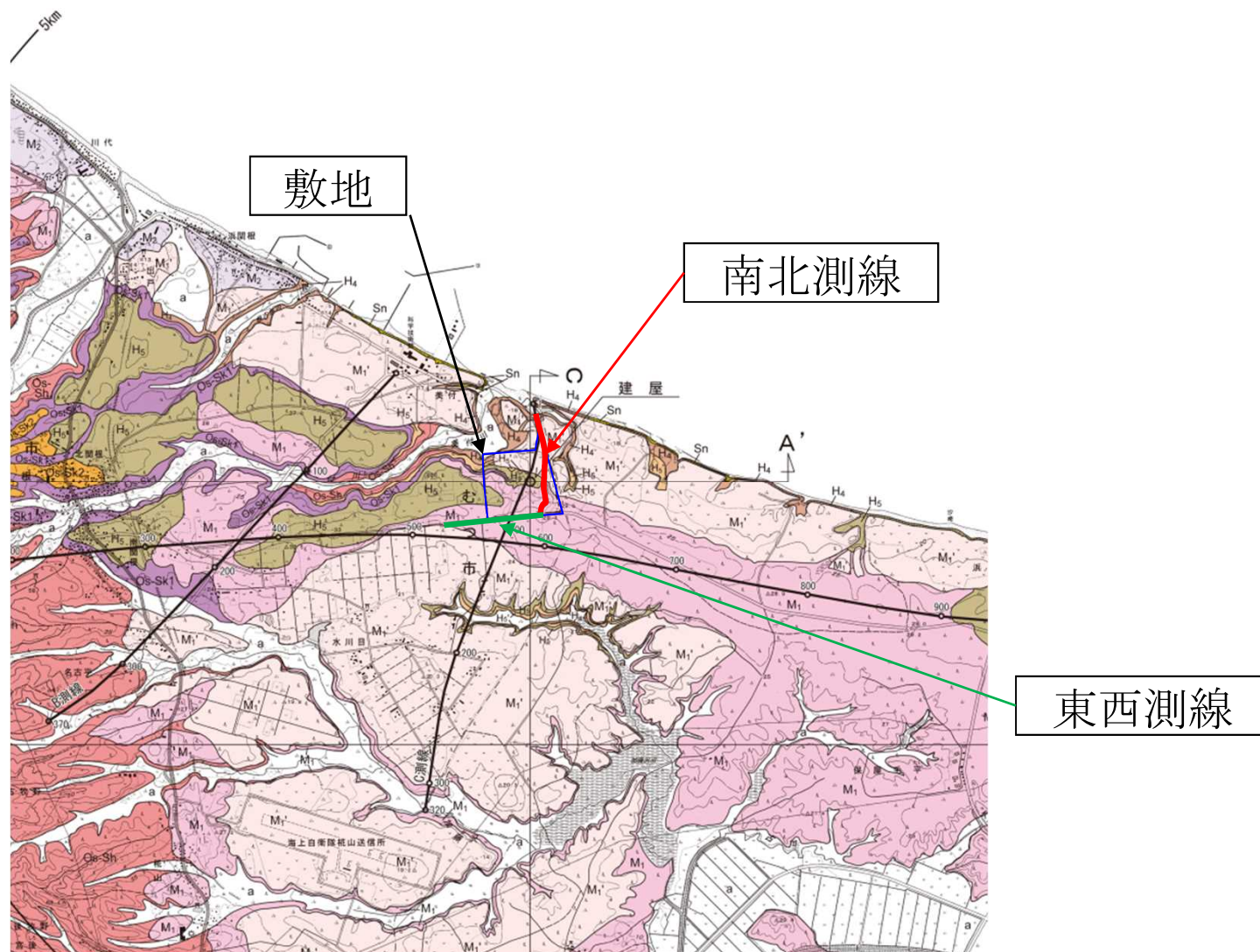
- ① S波反射法地震探査
- ② P波反射法地震探査
- ③ 屈折法地震探査

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(S波反射法地震探査)

## 【S波反射法地震探査】

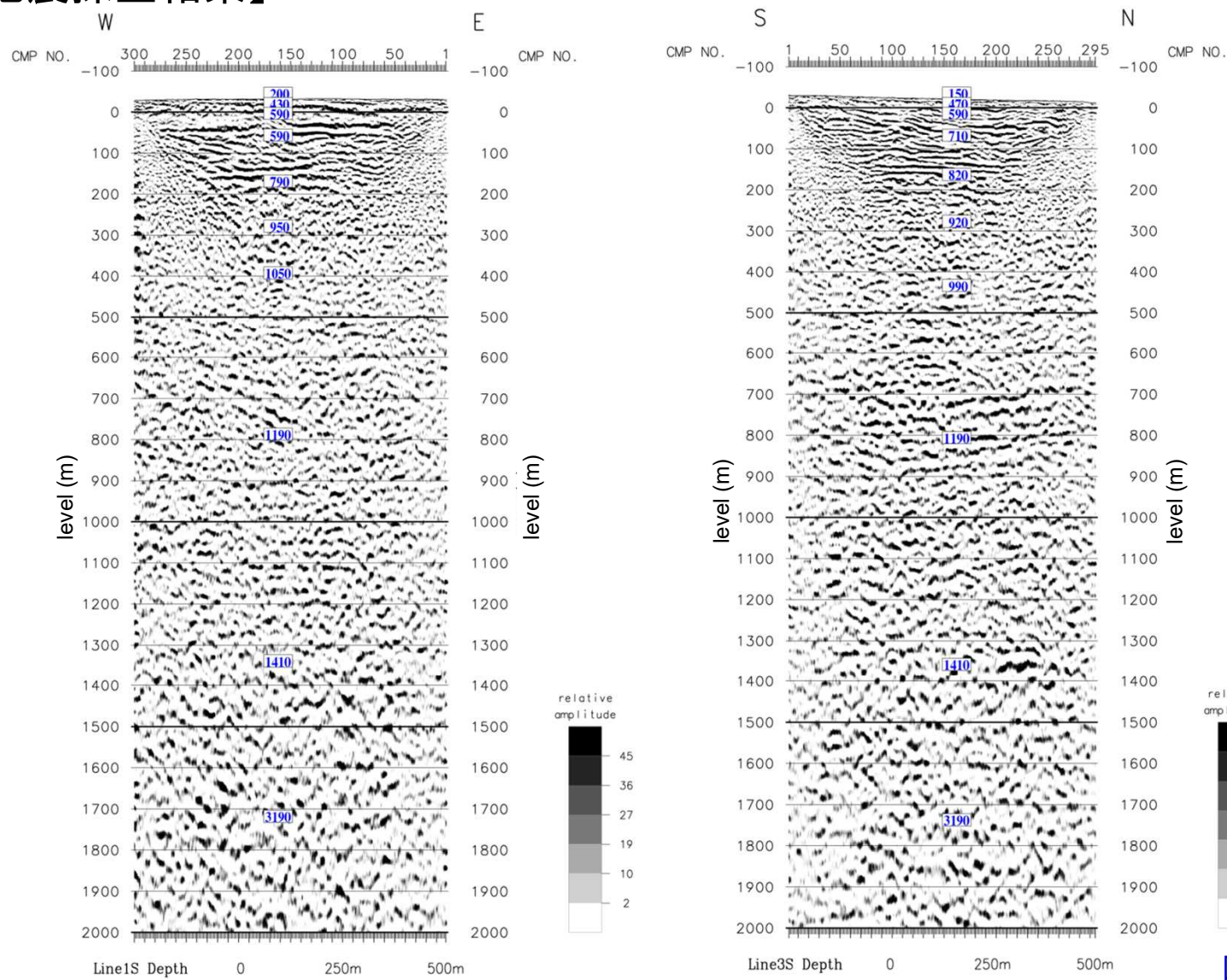
S波反射法地震探査を敷地  
廻りの東西測線、南北測線  
において実施し、S波速度構  
造を確認している。

S波反射法地震探査の仕様  
振源:ミニバイブ 1台  
発振点間隔:10m  
受信点間隔:20m  
収録時間:12sec  
サンプリング間隔:4msec



# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(S波反射法地震探査)

## 【S波反射法地震探査結果】



図中の青字：区間速度(m/s)

東西測線の深度断面

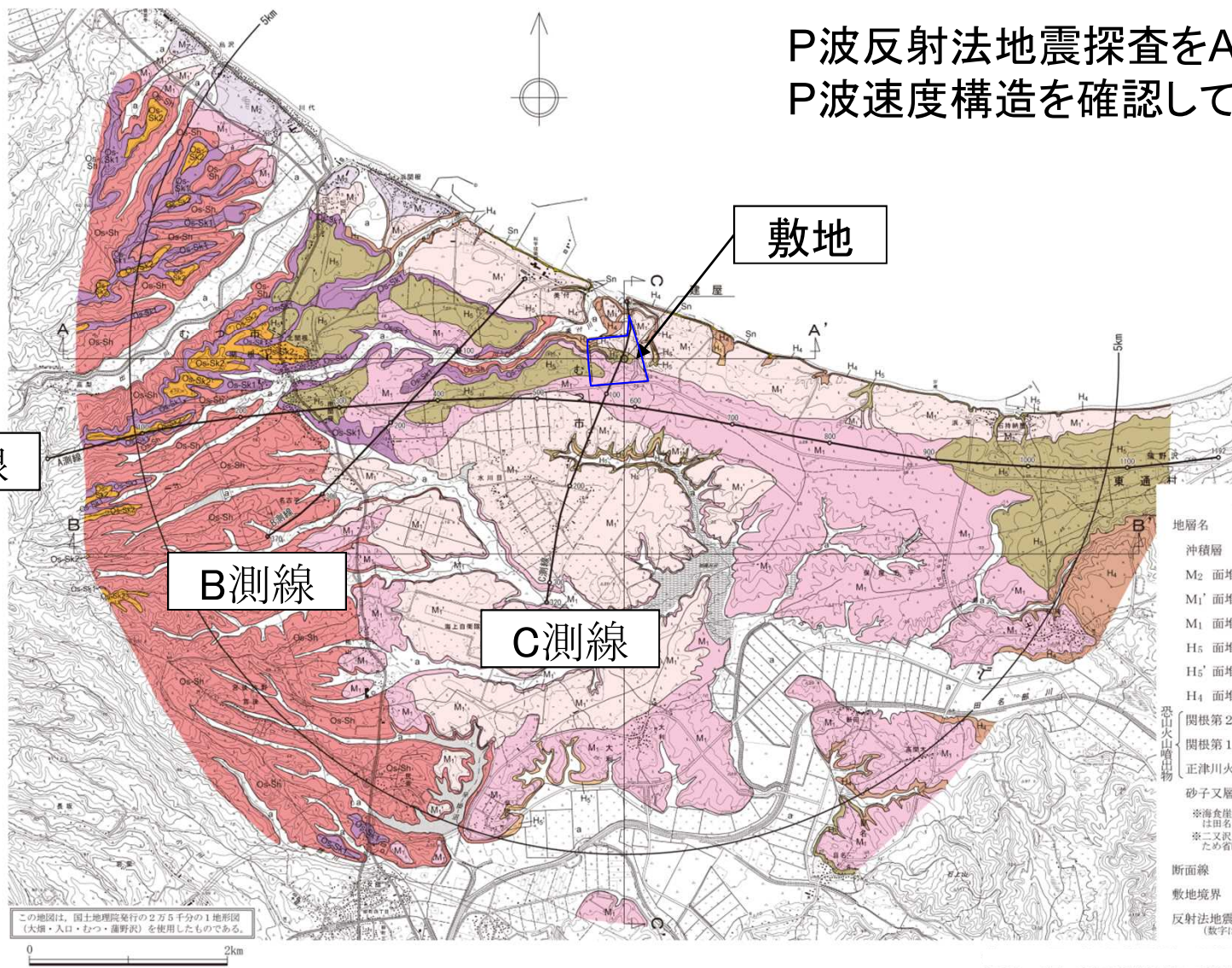
南北測線の深度断面

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

## 【P波反射法地震探査】

P波反射法地震探査をA,B,C測線において実施し、  
P波速度構造を確認している。

P波反射法地震探査の仕様  
振源: バイブロサイズ 1~3台  
発振点間隔: 標準40m  
受信点間隔: 20m  
収録時間: 8sec  
サンプリング間隔: 4msec



A測線

B測線

C測線

敷地

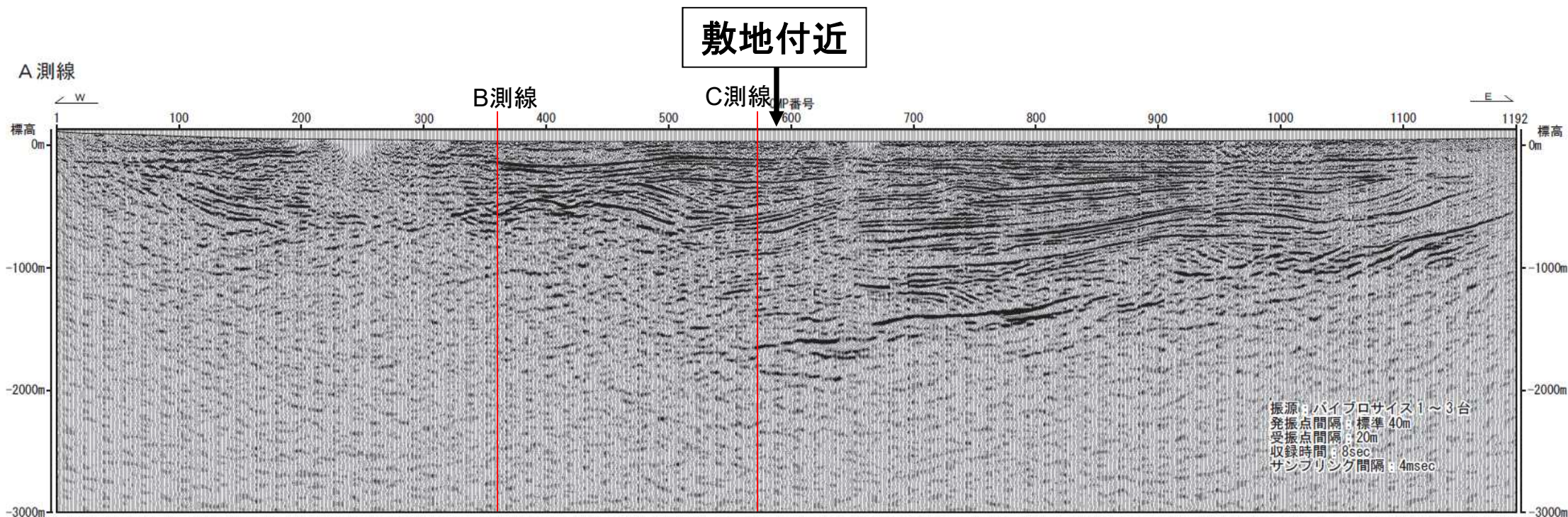
この地図は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図(大畑・入久・わつ・蒲野沢)を使用したものである。





# 1.地下構造モデルの策定 / 1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査 (P波反射法地震探査)

## 【P波反射法地震探査結果のA測線深度断面】

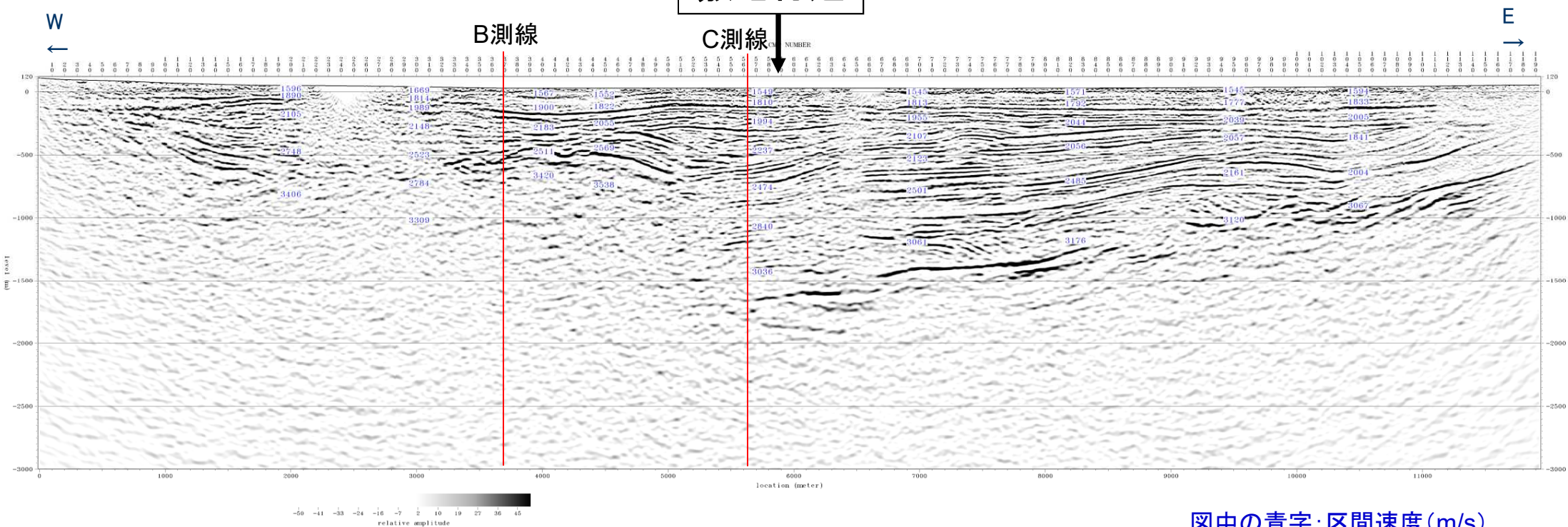


A測線深度断面

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査のA測線深度断面に区間速度を記入】

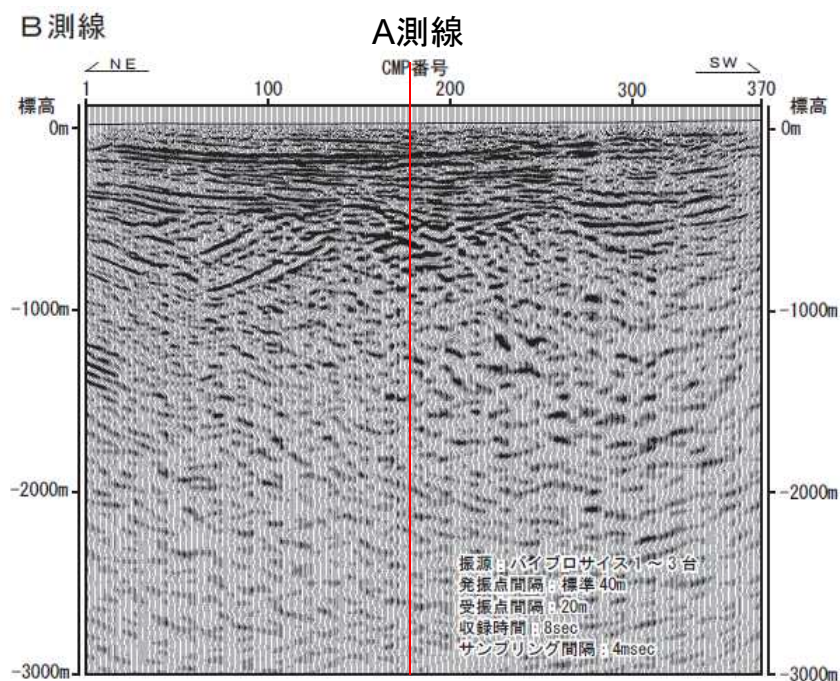
敷地付近



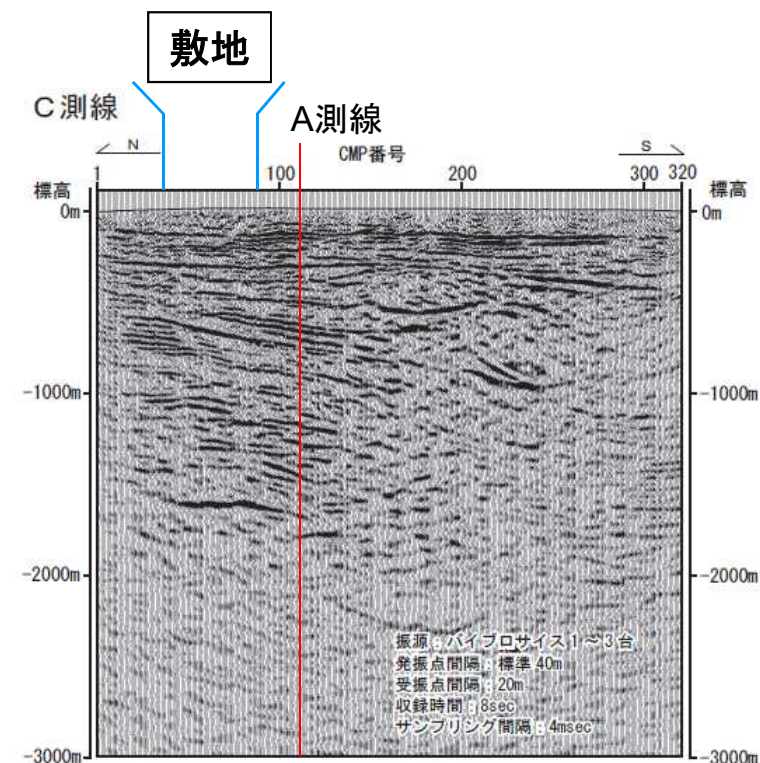
速度を記入したA測線深度断面図

# 1.地下構造モデルの策定 / 1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査 (P波反射法地震探査)

## 【P波反射法地震探査のB測線、C測線深度断面】



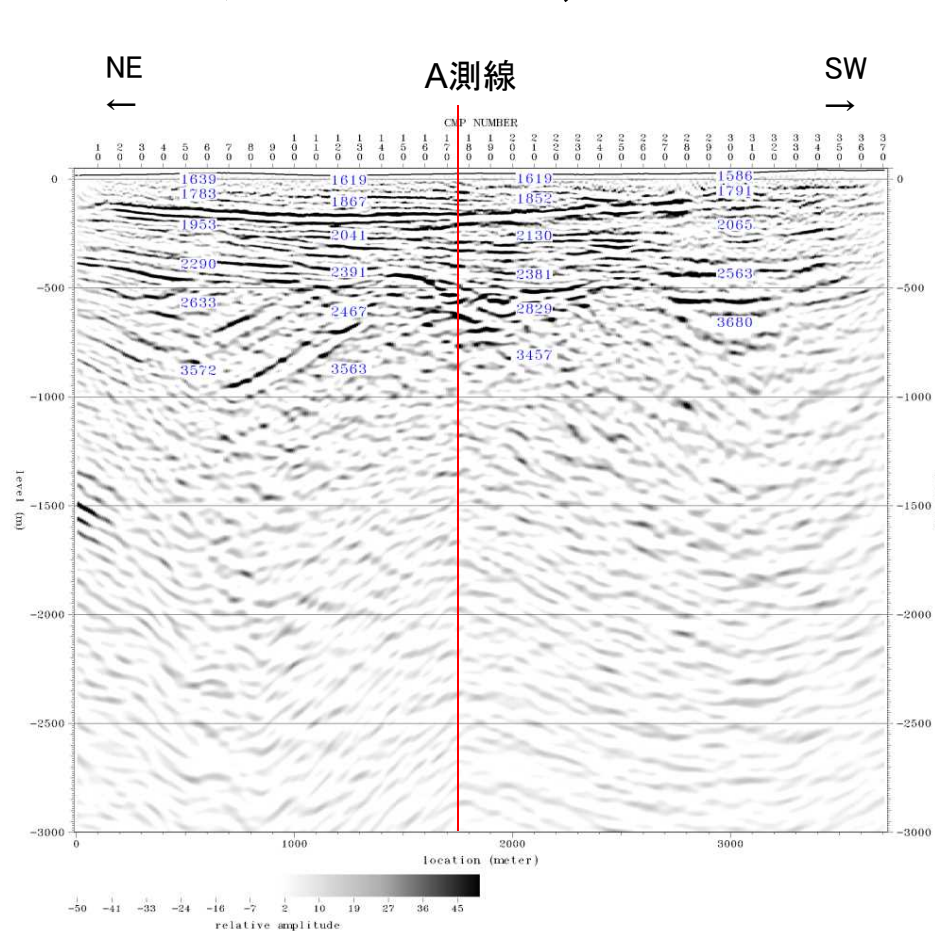
B測線深度断面



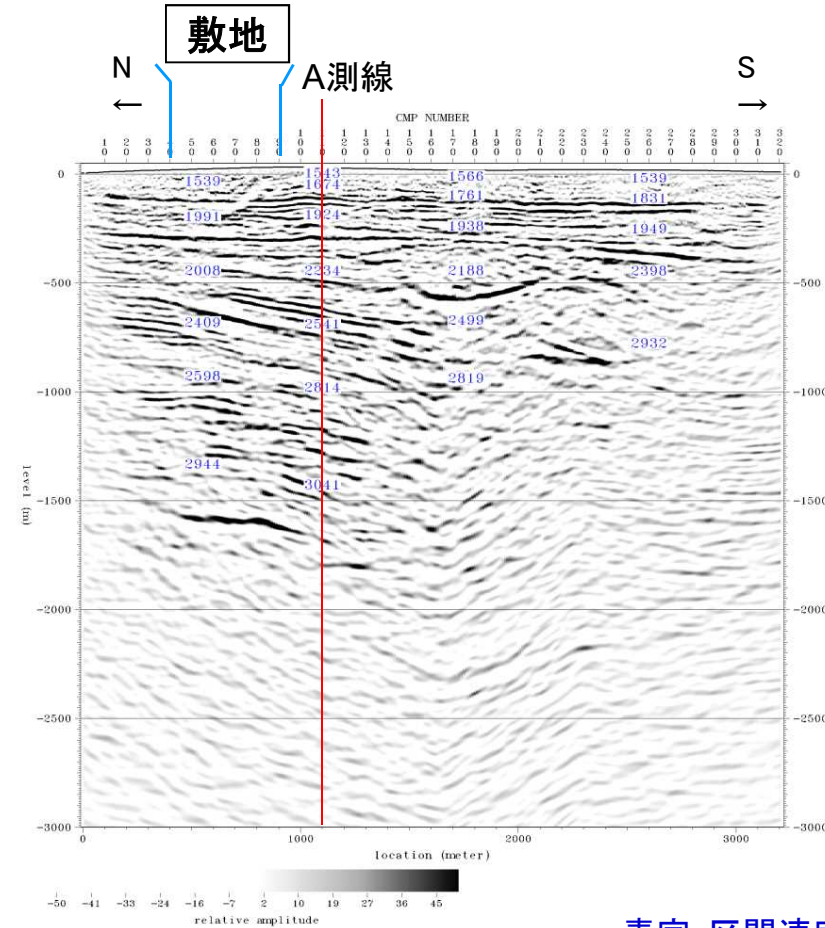
C測線深度断面

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査結果のB,C測線深度断面図に速度を記入】



速度を記入したB測線深度断面図

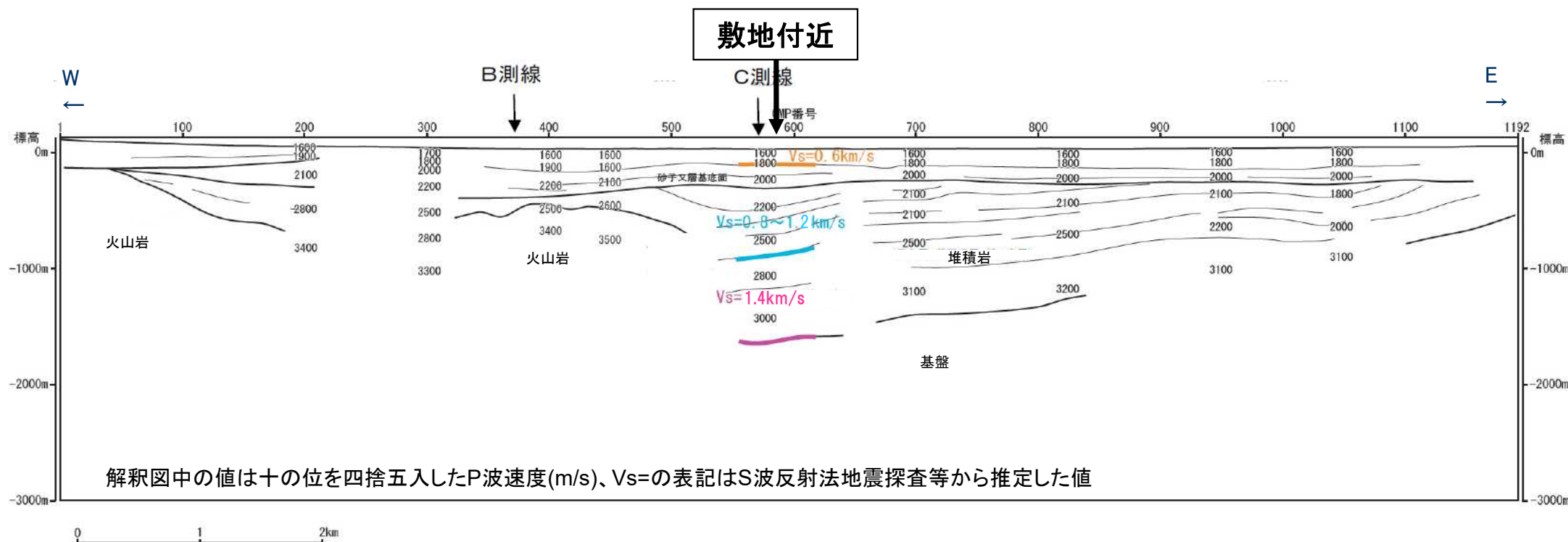


青字: 区間速度 (m/s)

速度を記入したC測線深度断面図

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波・S波反射法地震探査)

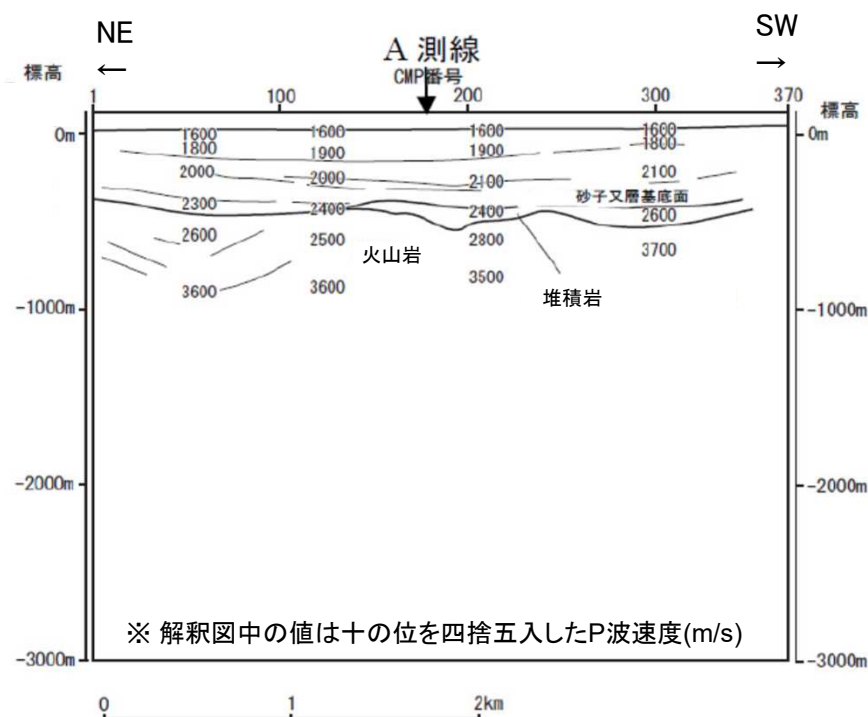
## 【P波反射法地震探査のA測線解釈及びS波反射法地震探査の結果】



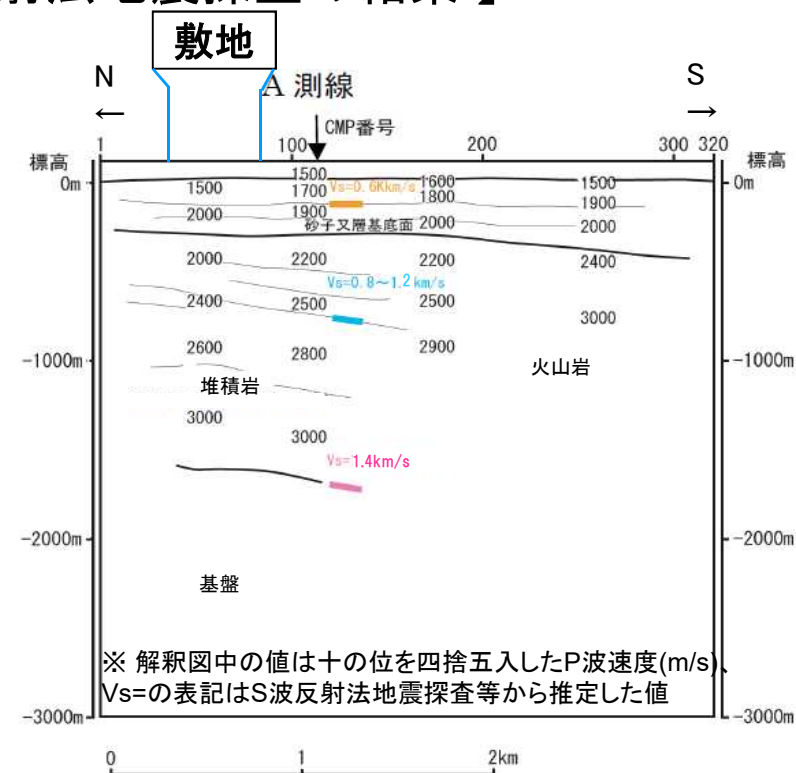
- 敷地付近の地下構造は概ね水平成層構造であり、砂子又基底面以深では標高が深くなるに従って、S波速度、P波速度ともに速くなっていることが確認できる。
- A測線の東側と西側の下位層の反射パターンが異なるが、その反射パターンの変化部には明瞭な速度境界を特定することは困難であり、岩相の漸移的な側方変化を表しているものと想定される。

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波・S波反射法地震探査)

## 【P波反射法地震探査のB測線、C測線解釈及びS波反射法地震探査の結果】



B測線深度断面



C測線深度断面

- 敷地付近の地下構造は概ね水平成層構造であり、砂子又基底面以深では標高が深くなるに従って、S波速度、P波速度ともに速くなっていることが確認できる。
- C測線の北側と南側の下位層の反射パターンが異なるが、その反射パターンの変化部には明瞭な速度境界を特定することは困難であり、岩相の漸移的な側方変化を表しているものと想定される。

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(屈折法地震探査)

## 【屈折法地震探査】

屈折法地震探査をA測線において実施し、P波速度構造を確認している。  
発振点は、測線の端部と測線の延長線上の合計5箇所に配置している。  
解析手法は、レイトレーシング法を用いている。

### 屈折法地震探査の仕様

振源: バイブロサイズ 3台  
発振点間隔: 約5km  
受信点間隔: 20m  
収録時間: 20sec  
サンプリング間隔: 4msec

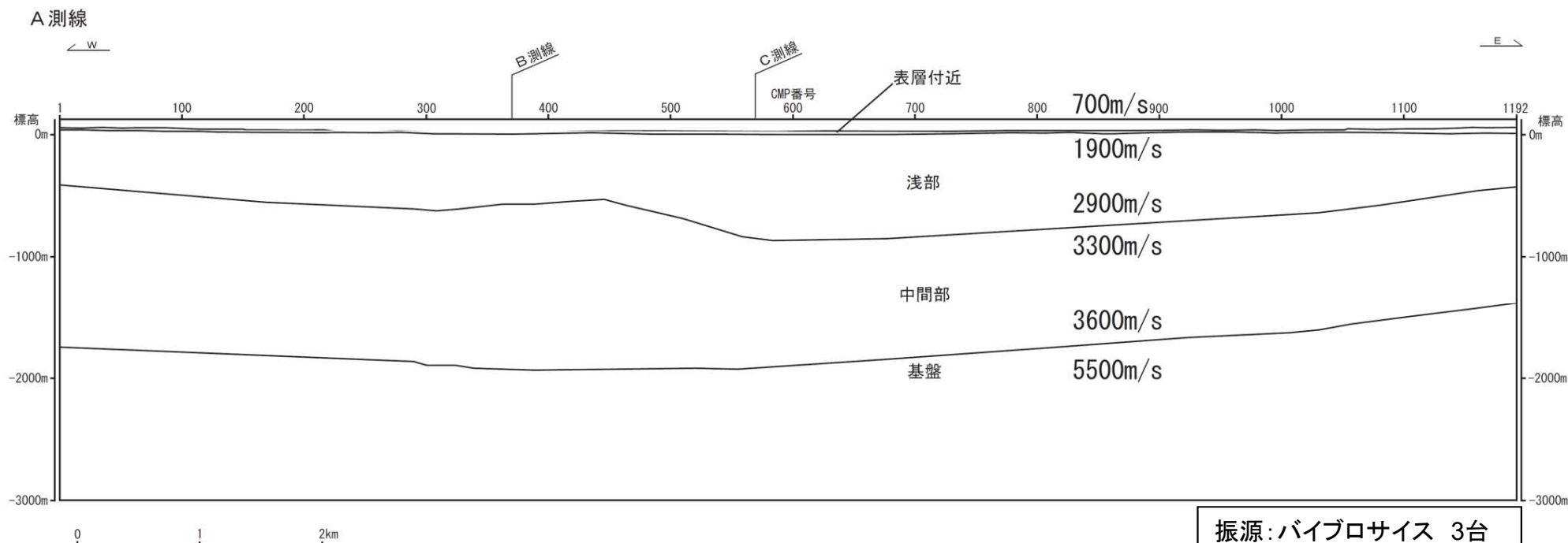


● : 発振点    — : 測線

屈折法地震探査測点位置図

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(屈折法地震探査)

## 【屈折法地震探査の解釈(A測線)】



※図中の値はP波速度

振源: バイブロサイズ 3台  
発振点間隔: 約5km  
受信点間隔: 20m  
収録時間: 20sec  
サンプリング間隔: 4msec

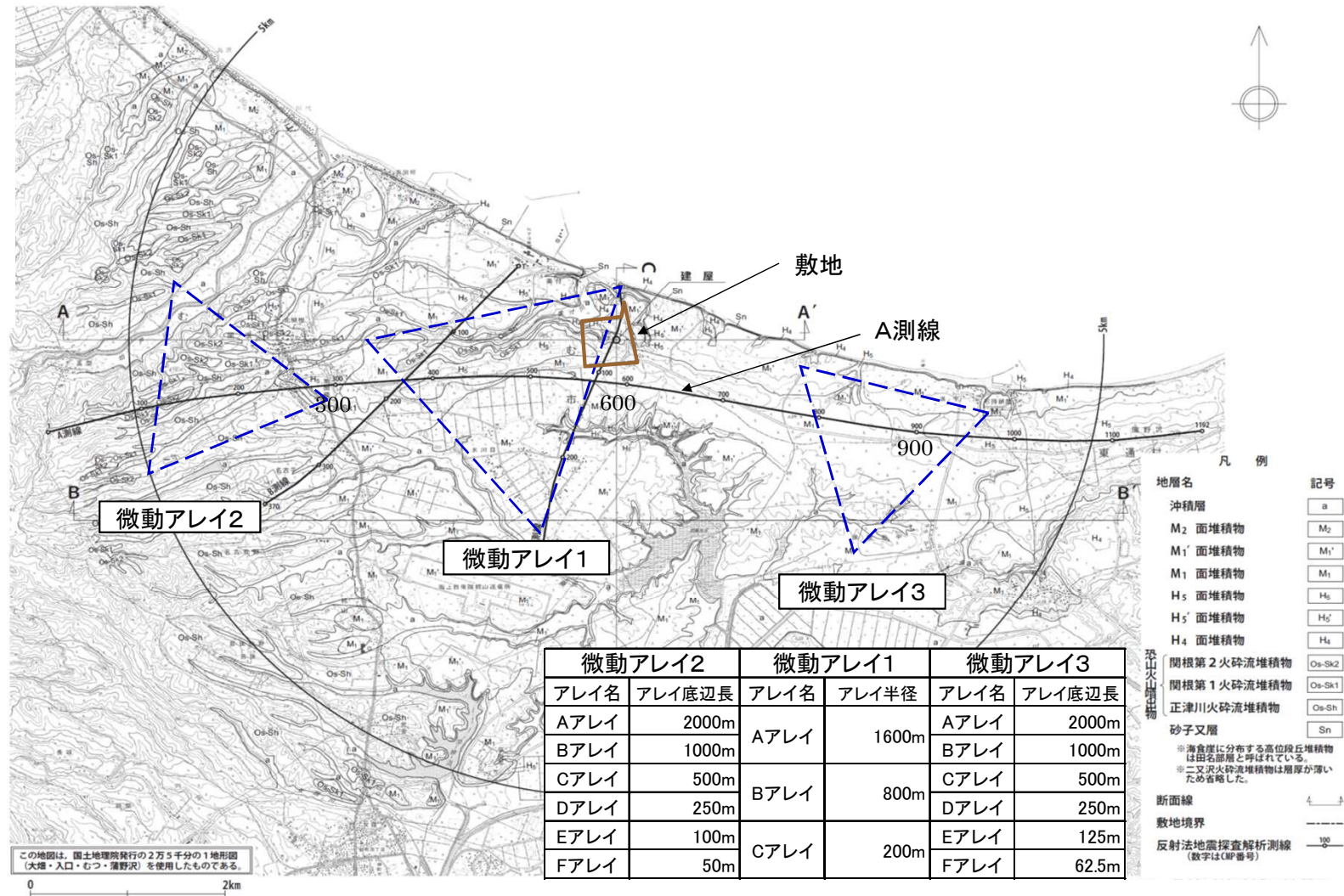
- 屈折法地震探査では、P波速度5,500m/sの緩い盆状の速度構造が東西に連続していることが確認できる。



# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

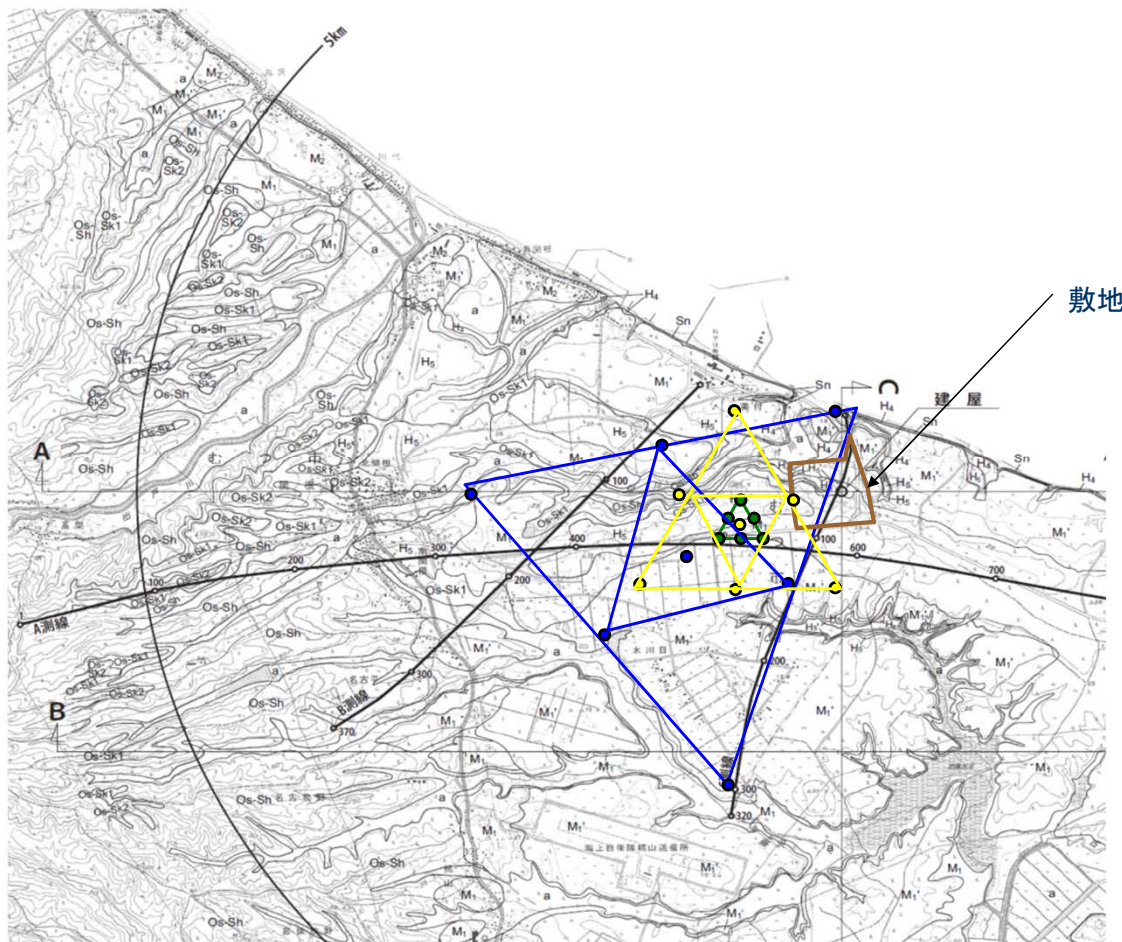
## 【微動アレイ探査実施位置】

弾性波探査を実施したA測線に沿って、敷地西側、敷地付近、敷地東側の3箇所で微動アレイ探査により地盤のS波速度構造を求めている。



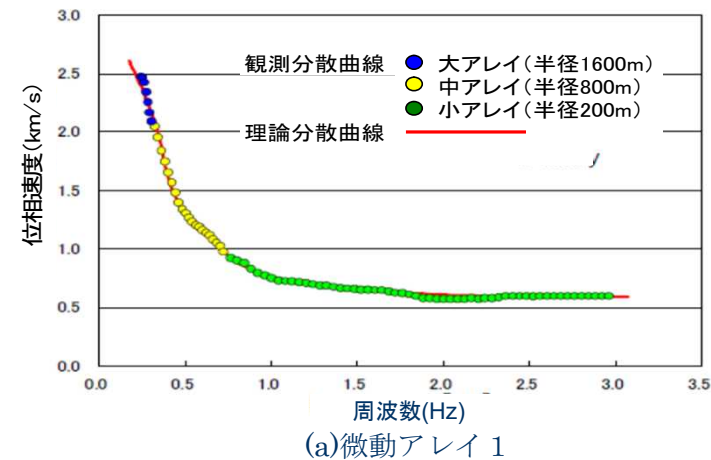
# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

## 【敷地付近において実施した微動アレイ 1 探査】



観測点位置

## ○観測分散曲線と理論分散曲線

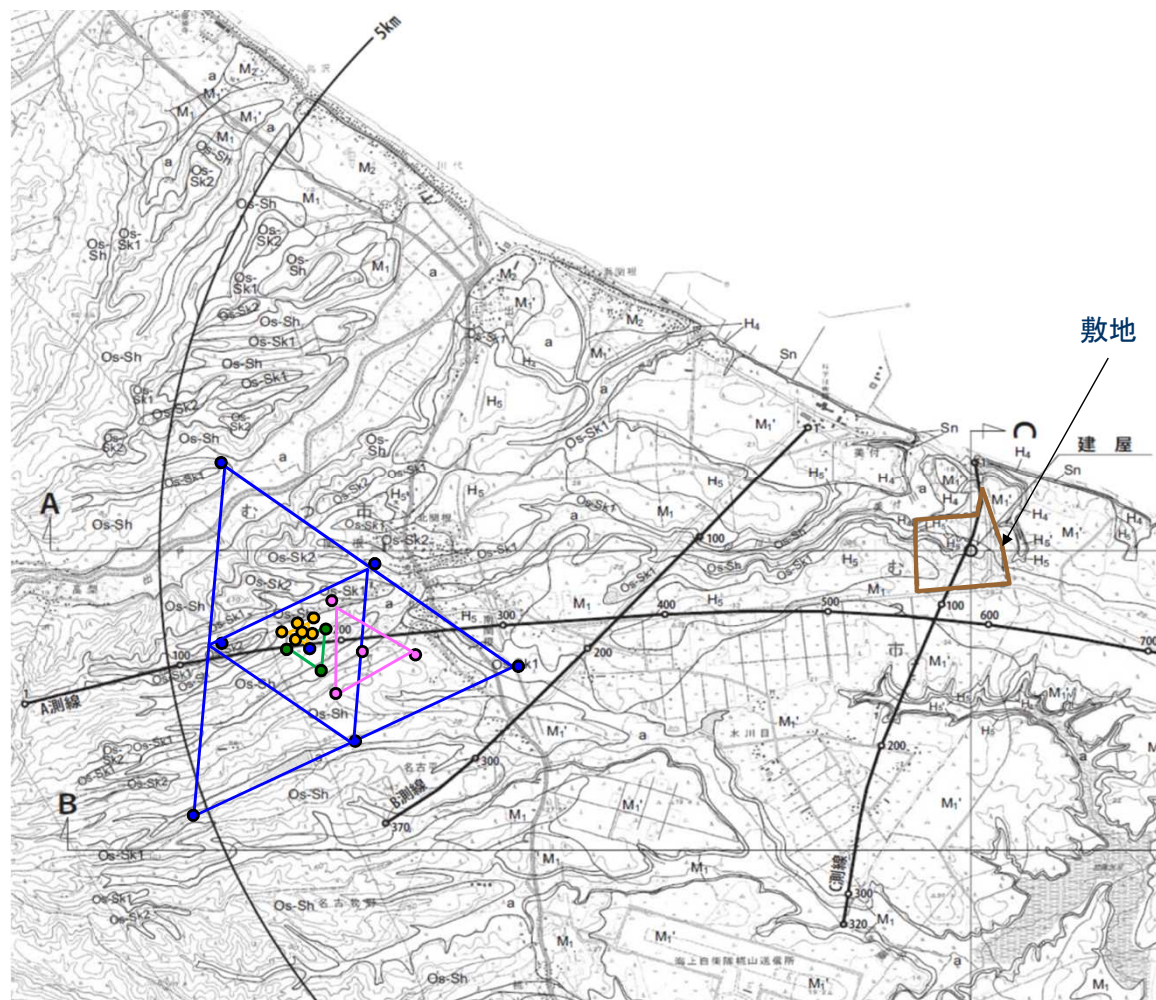


## ○推定地下構造モデルによるS波速度 微動アレイ1

層番号	深度(m)	S波速度(m/s)
1	200	615
2	540	845
3	1755	1480
4	—	3230

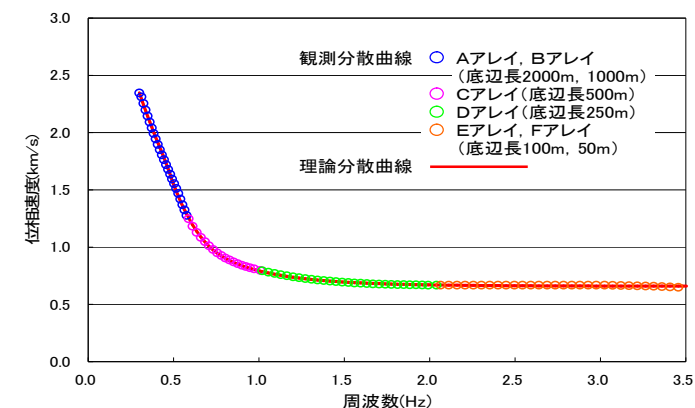
# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

## 【敷地西側において実施した微動アレイ2探査】



観測点位置

## ○観測分散曲線と理論分散曲線



(b)微動アレイ2

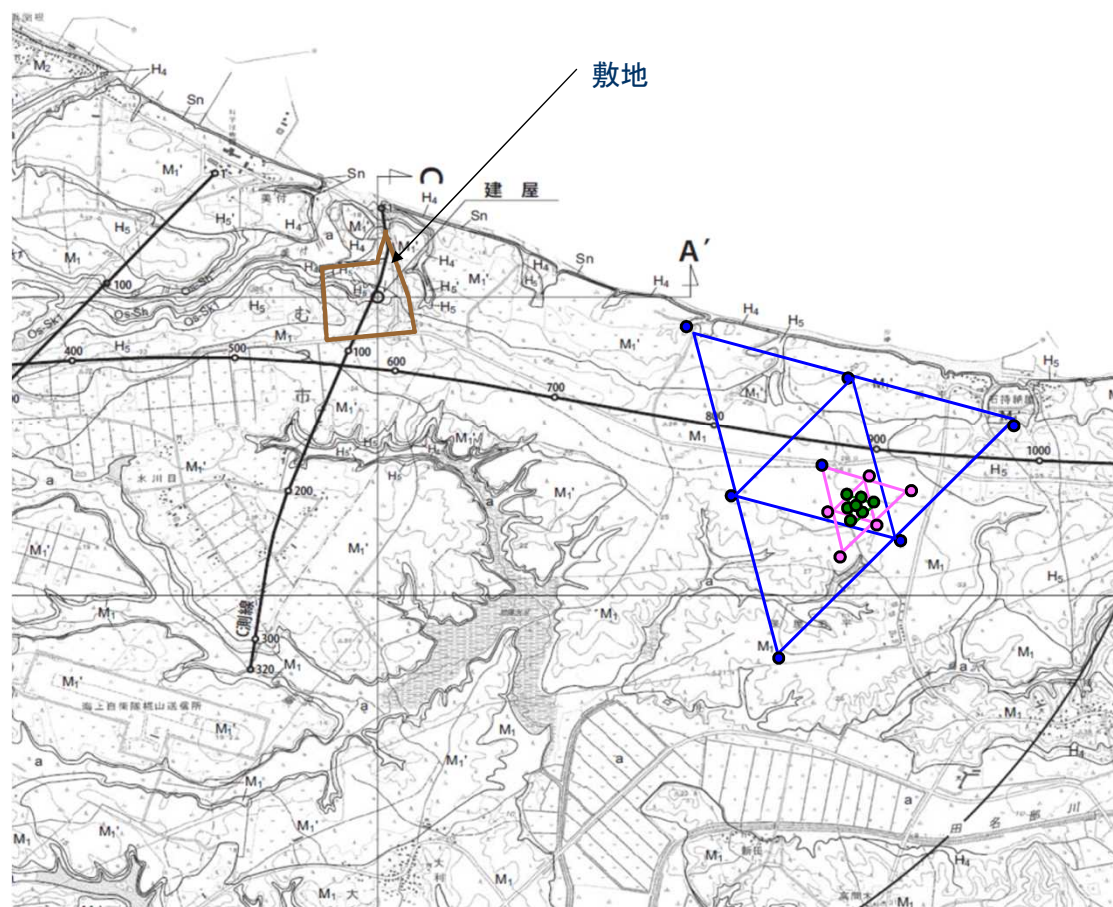
## ○推定地下構造モデルによるS波速度

微動アレイ2

層番号	深度(m)	S波速度(m/s)
1	280	705
2	675	975
3	1615	1690
4	—	3305

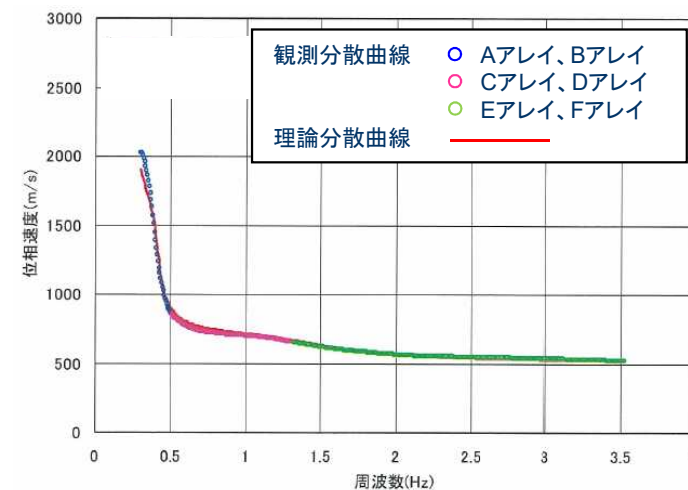
# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

## 【敷地東側において実施した微動アレイ3探査】



観測点位置

## ○観測分散曲線と理論分散曲線



(c)微動アレイ3

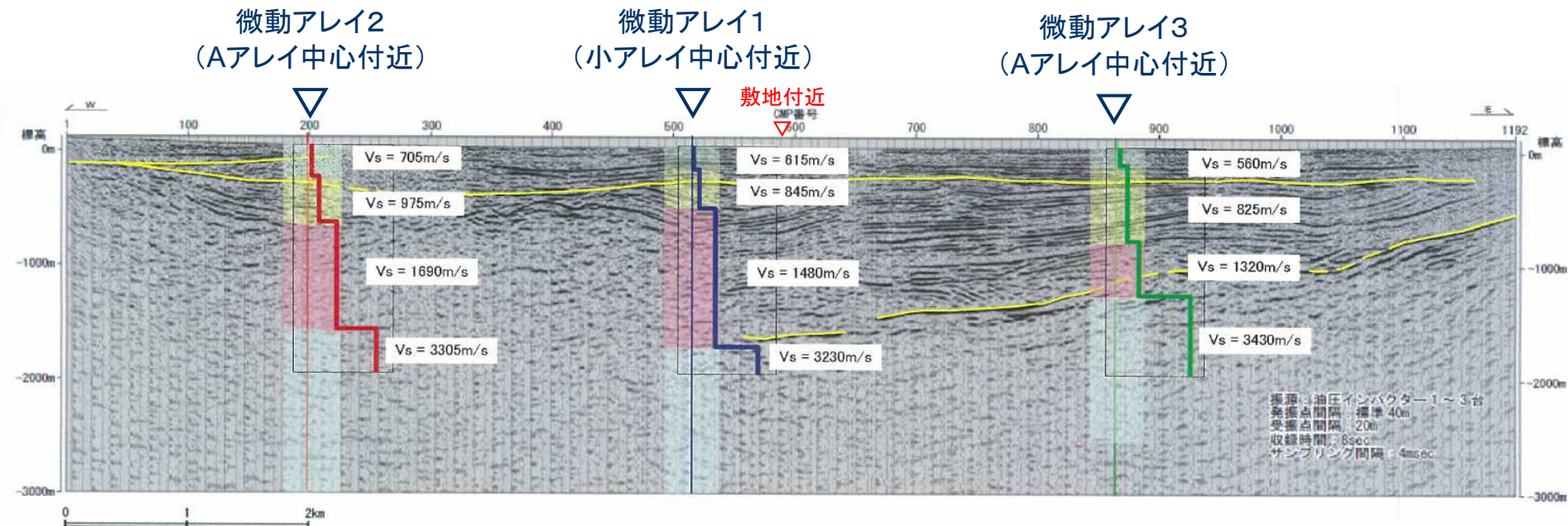
## ○推定地下構造モデルによるS波速度

### 微動アレイ3

層番号	深度(m)	S波速度(m/s)
1	155	560
2	825	825
3	1300	1320
4	—	3430

# 1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

## 【微動アレイ探査結果とP反射法地震探査のA測線深度断面との比較】

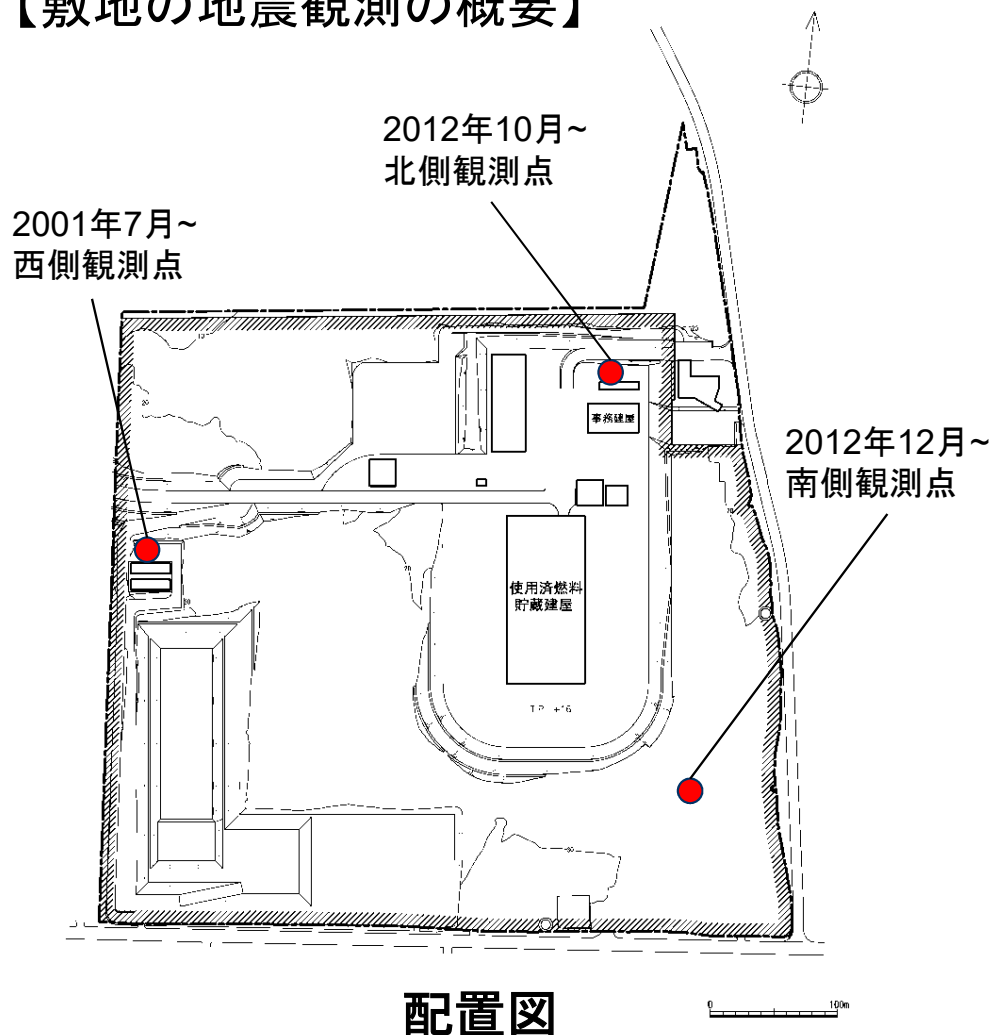


- 敷地を挟んで東側と西側で、大きな速度構造の差は見られない。
- 微動アレイ探査結果の速度境界は、P波反射法地震探査の結果と概ね整合している。
- 微動アレイ2の探査結果は、屈折法地震探査の結果と整合しており、敷地西側深部に基盤が確認できる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ①敷地の地震観測の概要

## 【敷地の地震観測の概要】



標高 T. P. (m)	西側観測点		北側観測点		南側観測点	
	地震計	地層	地震計	地層	地震計	地層
+ 28	▽G. L. ○※1	表土	▽G. L. ○※4	表土	▽G. L. ○※5	表土
- 9	○※1	田名部層		田名部層		田名部層
- 22			○※4		○※5	
- 34	○※1					
-218	○※3	砂子又層	○※4	砂子又層	○※5	砂子又層
-300	○※2					

← 解放基盤表面位置  
(標高-218m)

※1:2001年 7月観測開始  
 ※2:2001年10月観測開始  
 ※3:2011年 9月観測開始  
 ※4:2012年10月観測開始  
 ※5:2012年12月観測開始

## 深さ方向の地震計設置位置

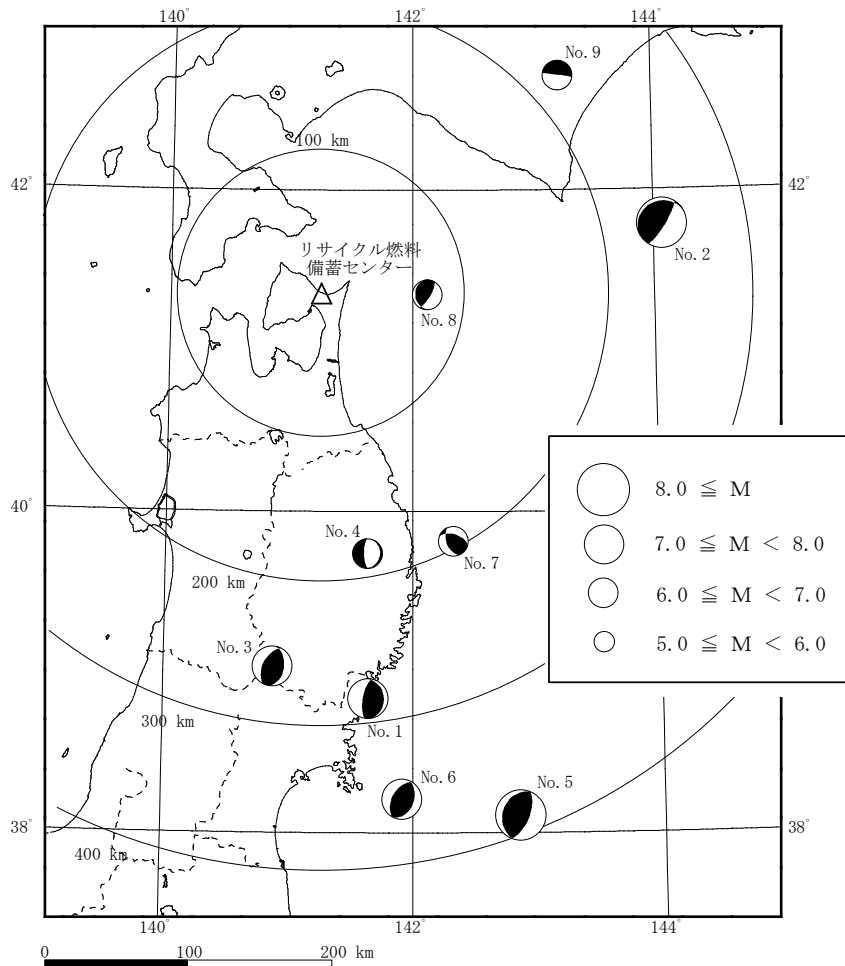
西側観測点は、2001年7月から地震観測を行っている。2012年10月に北側観測点、2012年12月に南側観測点の2地点を追加して観測を行っている。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【西側観測点で観測された主な地震記録】

## 西側観測点で観測された主な地震の諸元



西側観測点で観測された主な地震の震央分布と発震機構

No	地震名	発生日	M	深さ (km)	震央距離 (km)	地震発生様式
1	宮城県沖の地震	2003年5月26日	7.1	72	284	海洋プレート内地震DC型
2	2003年十勝沖地震	2003年9月26日	8	45	241	プレート間地震
3	2008年岩手・宮城内陸地震	2008年6月14日	7.2	8	260	内陸地殻内地震
4	岩手県沿岸北部の地震	2008年7月24日	6.8	108	183	海洋プレート内地震DE型
5	2011年東北地方太平洋沖地震	2011年3月11日	9.0 (Mw)	24	387	プレート間地震
6	宮城県沖の地震	2011年4月7日	7.2	66	355	海洋プレート内地震DC型
7	岩手県沖の地震	2012年3月27日	6.6	21	195	内陸地殻内地震
8	青森県東方沖の地震	2012年5月24日	6.1	60	73	プレート間地震
9	十勝地方南部の地震	2013年2月2日	6.5	102	222	海洋プレート内地震DE型

## 主な地震記録の選定方法

- 西側観測点において得られたM5.5以上の地震記録のうち、各地震発生様式ごとに標高-300m地震計の加速度最大値上位2地震の観測記録を記載。
- 2011年東北地方太平洋沖地震は、東北地方における最大級の地震規模のため記載。

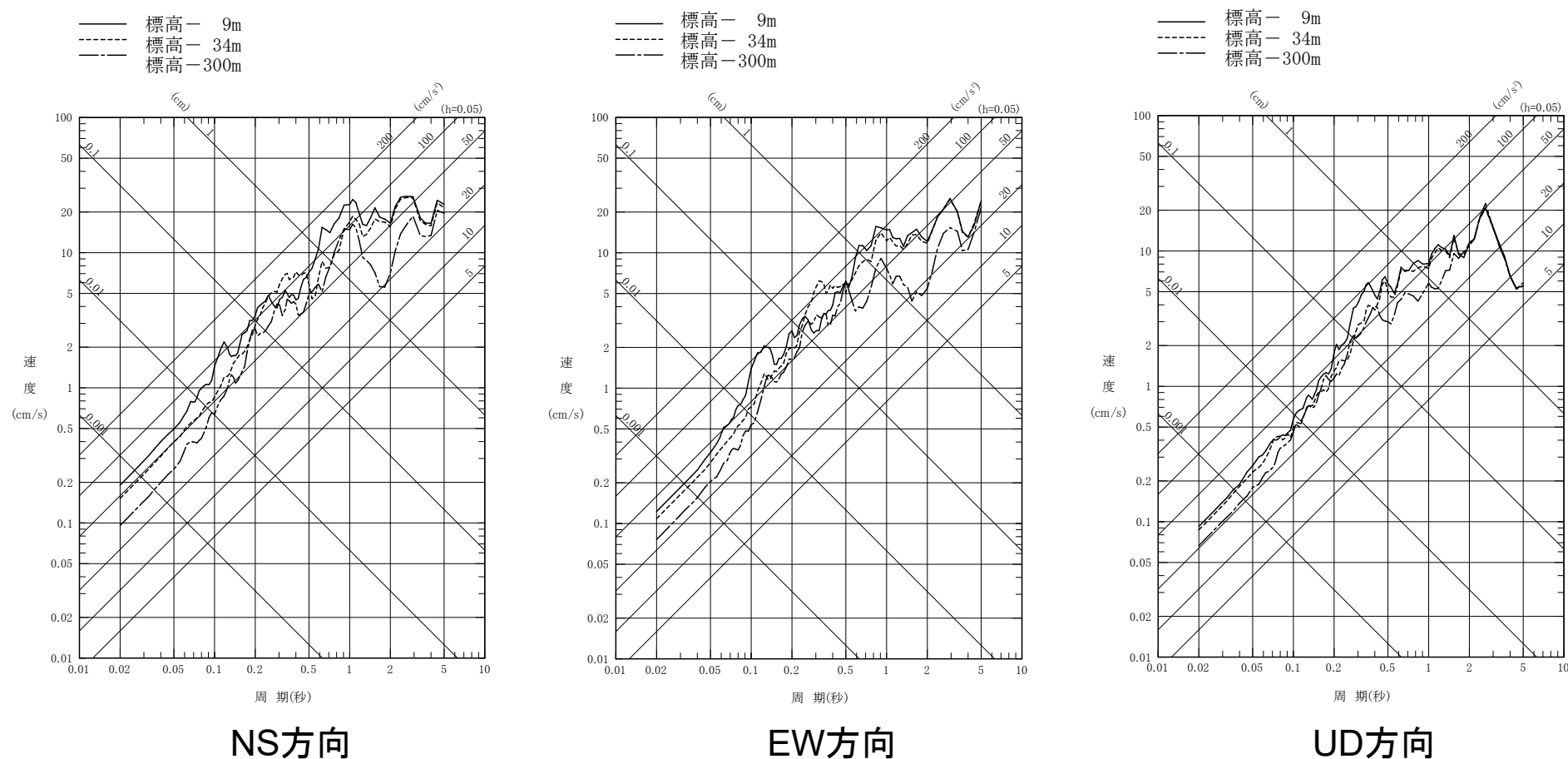
- 地震発生様式ごとに地震動レベルの一番大きい地震について、鉛直アレー観測における深度別応答スペクトルの比較を行い、増幅特性を確認する。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【プレート間地震の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

○No. 2 2003年9月26日 2003年十勝沖地震 M8.0 深さ 45km 震央距離 241km



- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

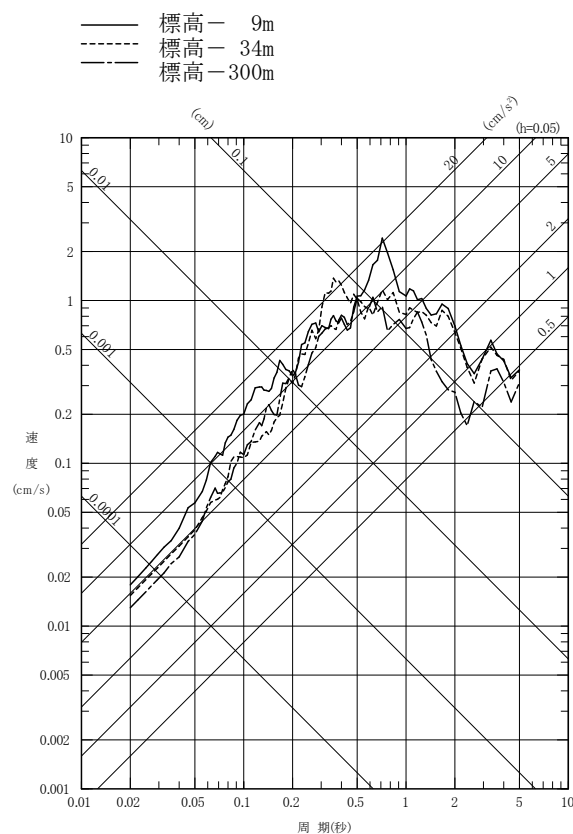


## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

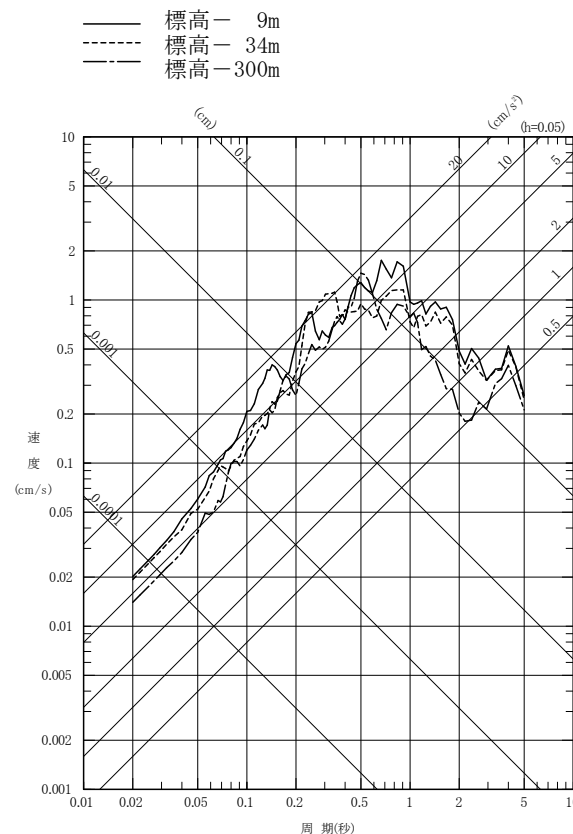
## ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル(鉛直アレ記録)】

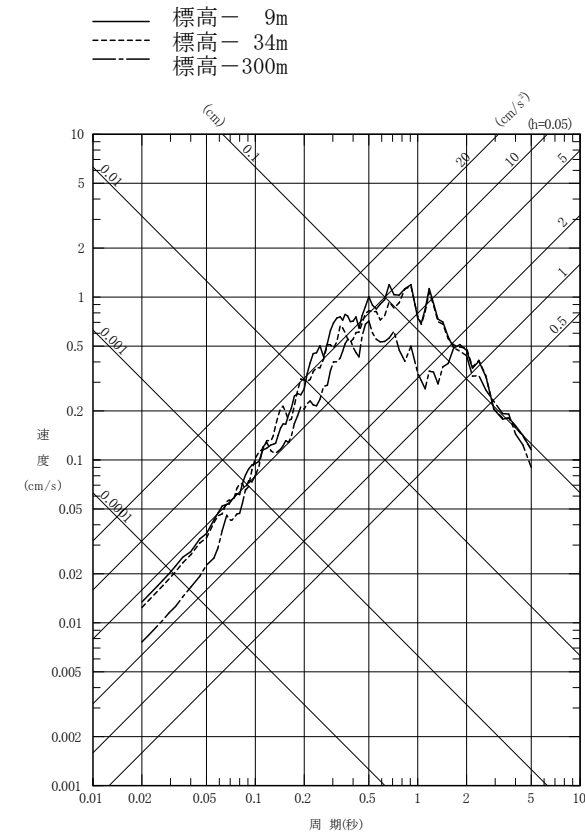
○No. 7 2012年3月27日 岩手県沖の地震 M6.6 深さ 21km 震央距離 195km



NS方向



EW方向



UD方向

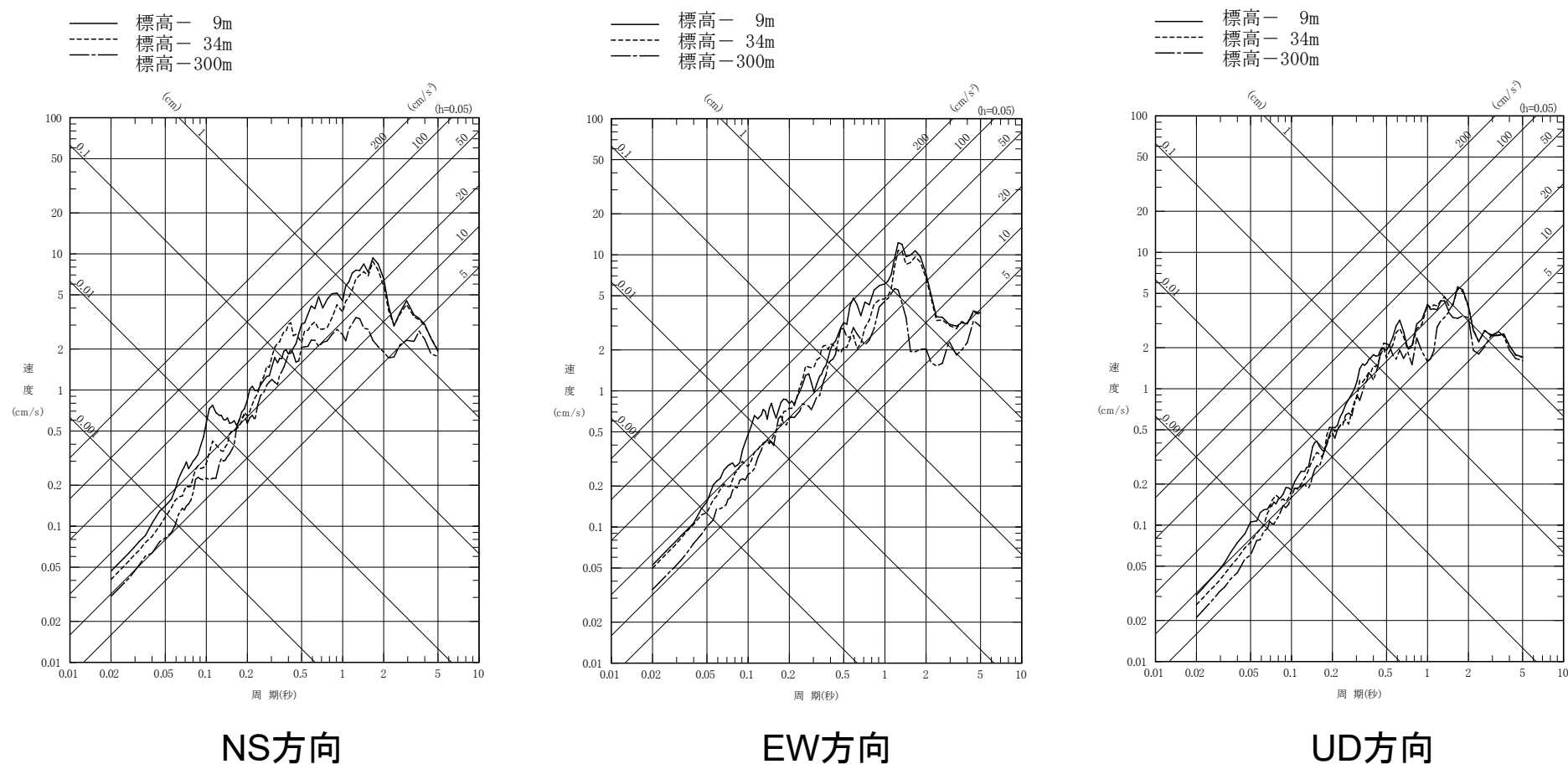
- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

○No. 6 2011年4月7日 宮城県沖の地震 M7.2 深さ 66km 震央距離 355km



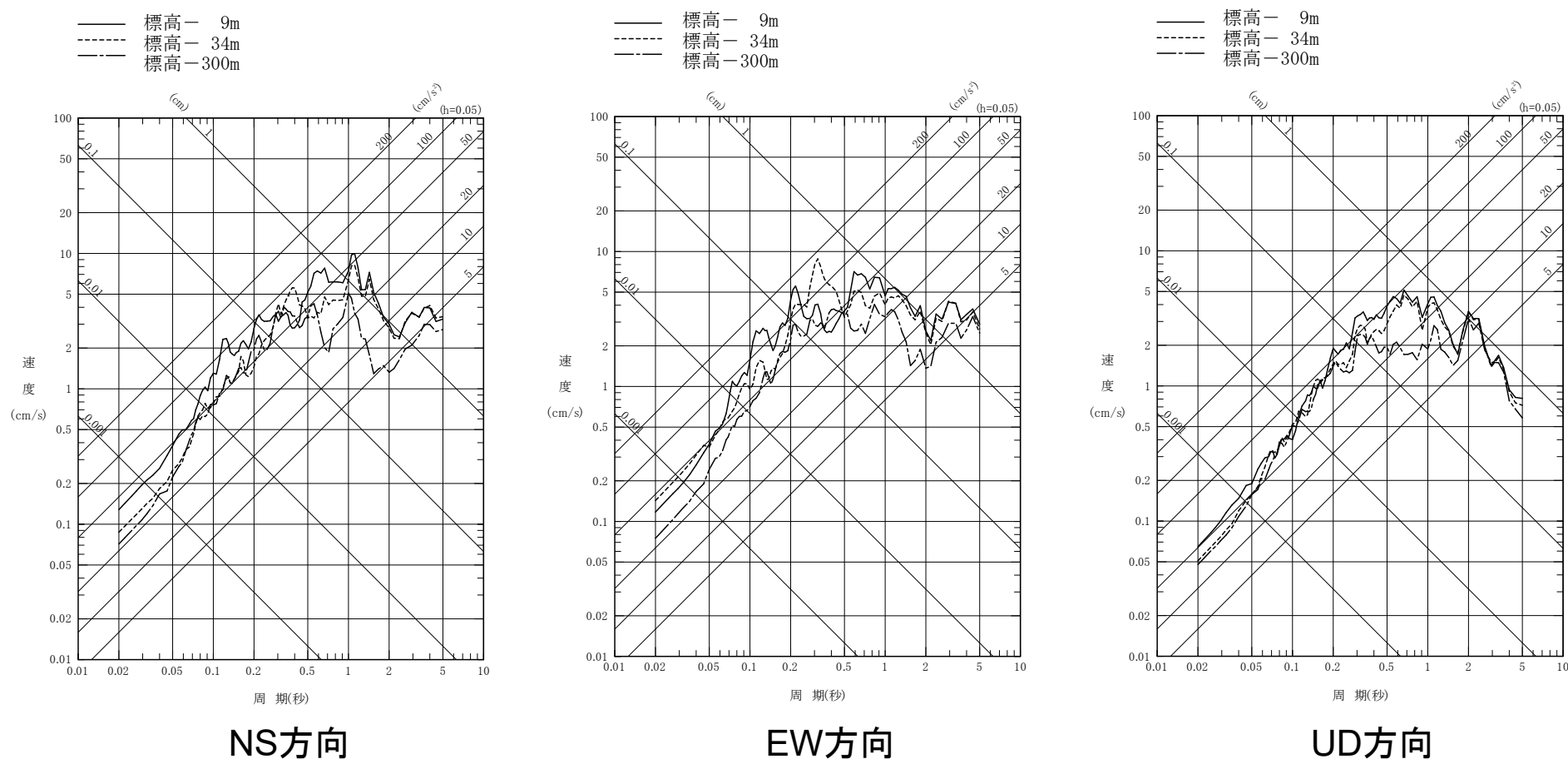
- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

○No. 4 2008年7月24日 岩手県沿岸北部の地震 M6.8 深さ 108km 震央距離 183km



- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

### ②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

- 敷地の西側観測点の地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【3観測点で観測された主な地震記録】

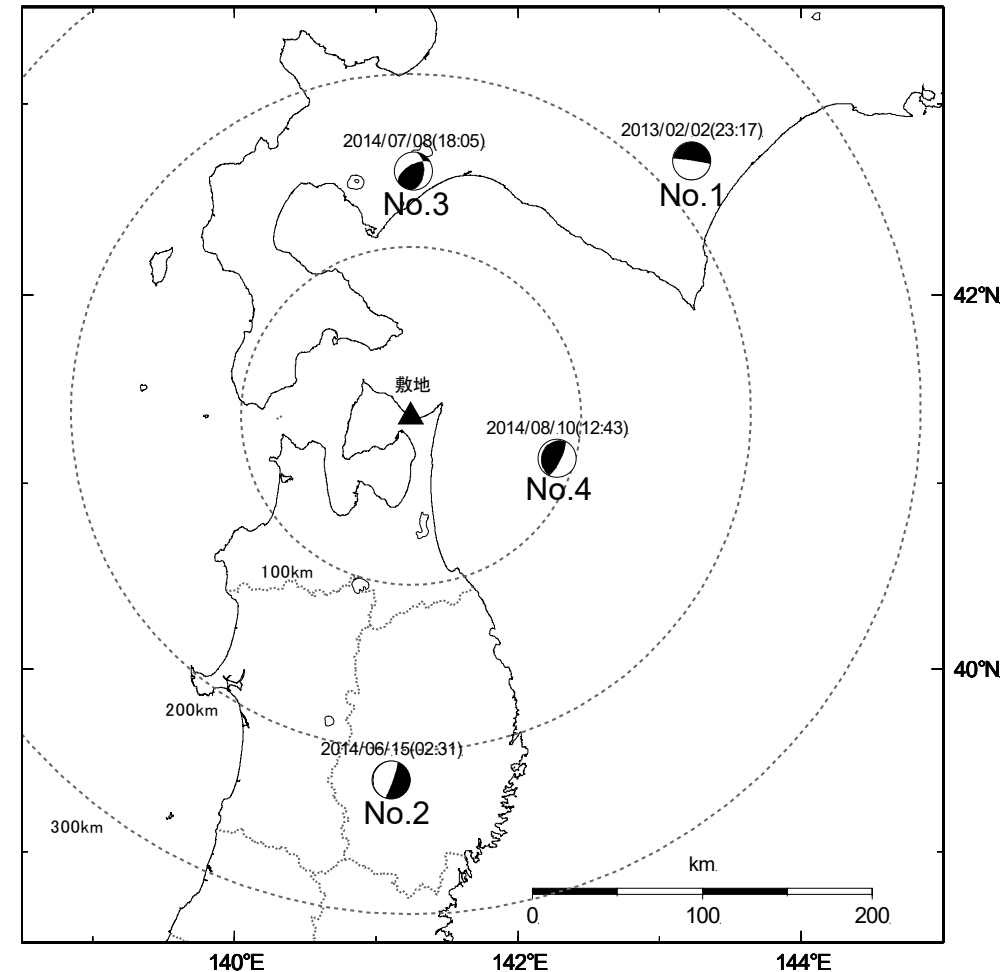
## 主な地震記録の選定方法

- 3観測点が運用を開始した2012年12月～2014年10月までの地震のうち、地震発生様式ごとに加速度最大値上位1地震の観測記録を抽出。

## 3観測点で観測された主な地震の諸元

No	地震名	発生日	M	深さ(km)	震央距離(km)	地震発生様式
1	十勝地方南部の地震	2013年2月2日	6.5	102	222	海洋プレート内地震DE型
2	岩手県内陸南部の地震	2014年6月15日	5.5	94	218	海洋プレート内地震DC型
3	胆振地方中東部の地震	2014年7月8日	5.6	3	144	内陸地殻内地震
4	青森県東方沖の地震	2014年8月10日	6.1	51	90	プレート間地震

- 鉛直アレー観測における深度別応答スペクトルの比較を行い、増幅特性を確認する。



注)メカニズム解はF-netを参照。

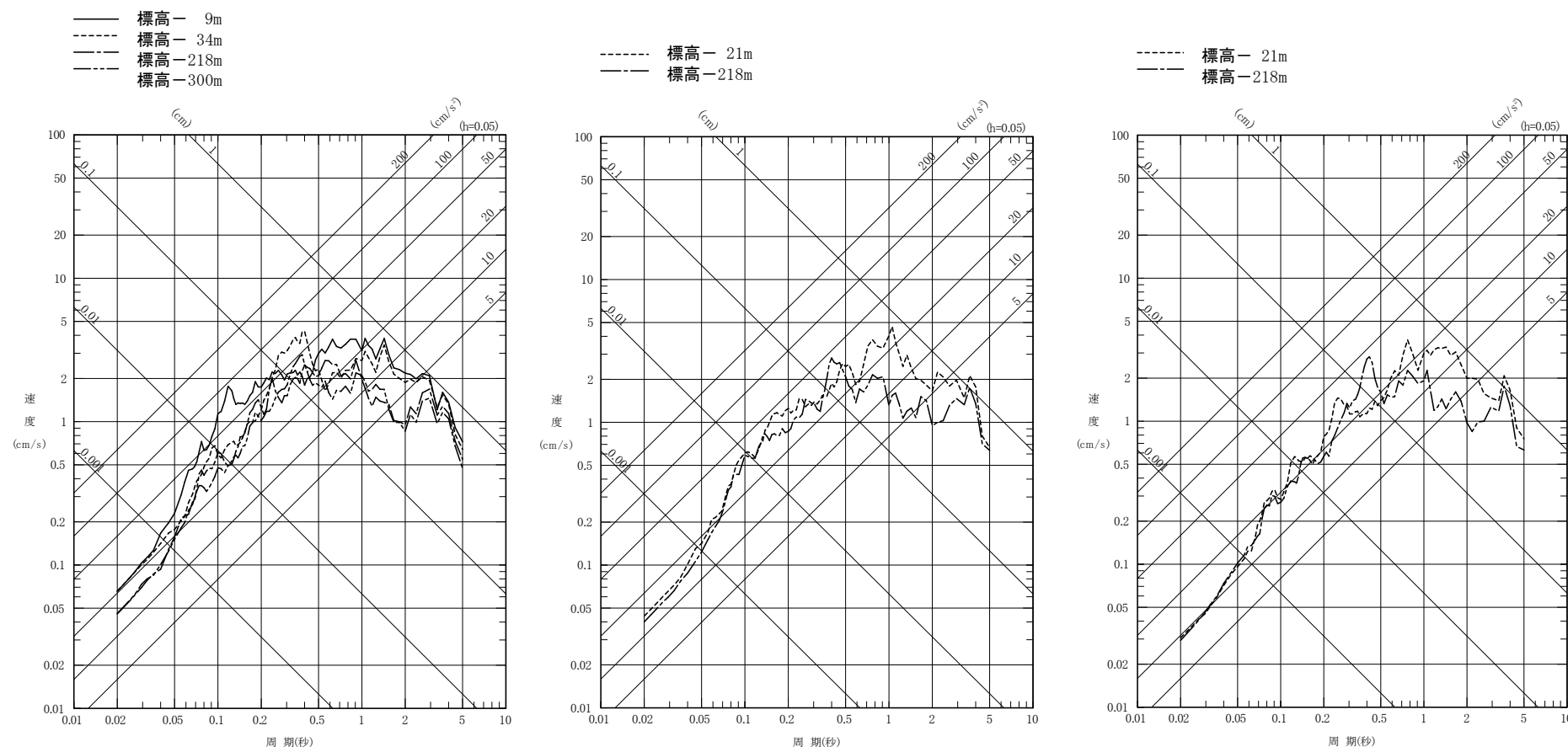
3観測点で観測された主な地震の震央分布と発震機構

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

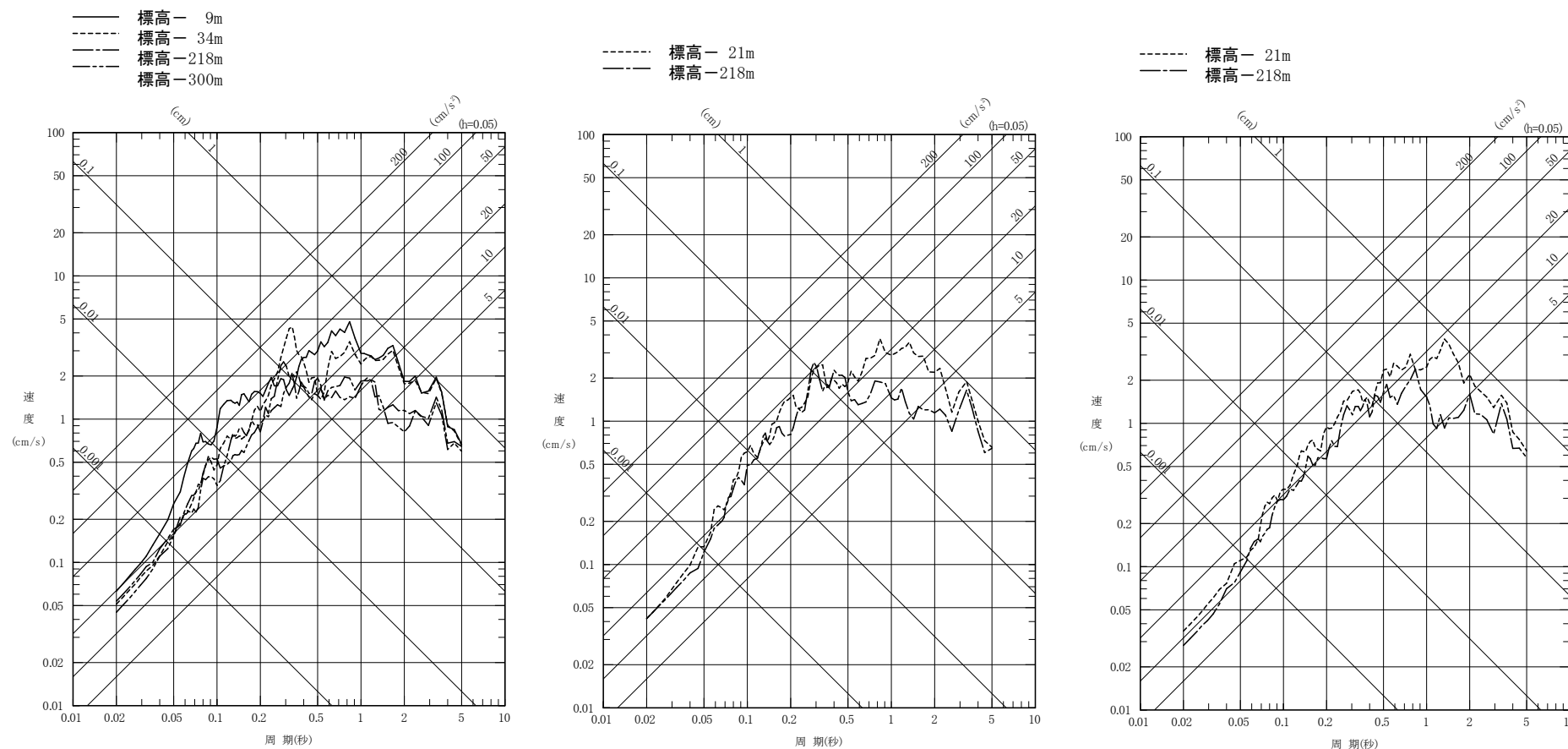
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

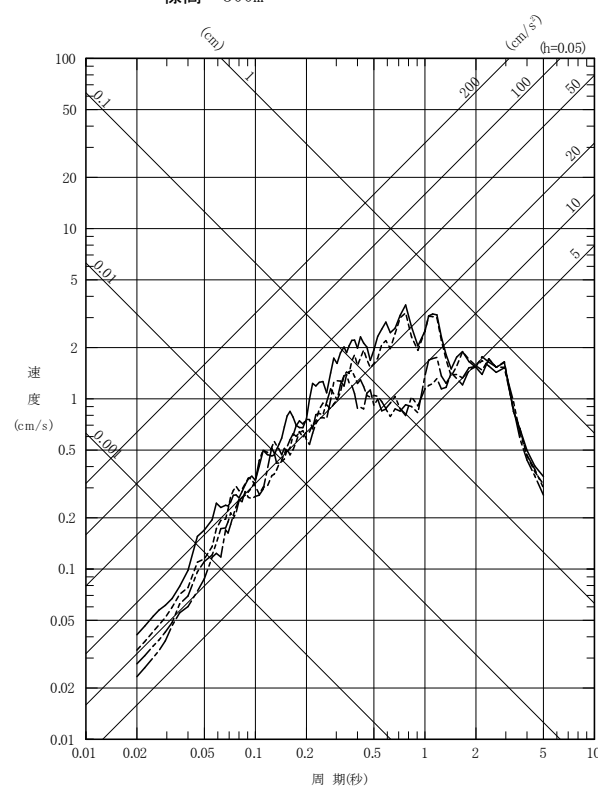
## 【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

〇UD方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)

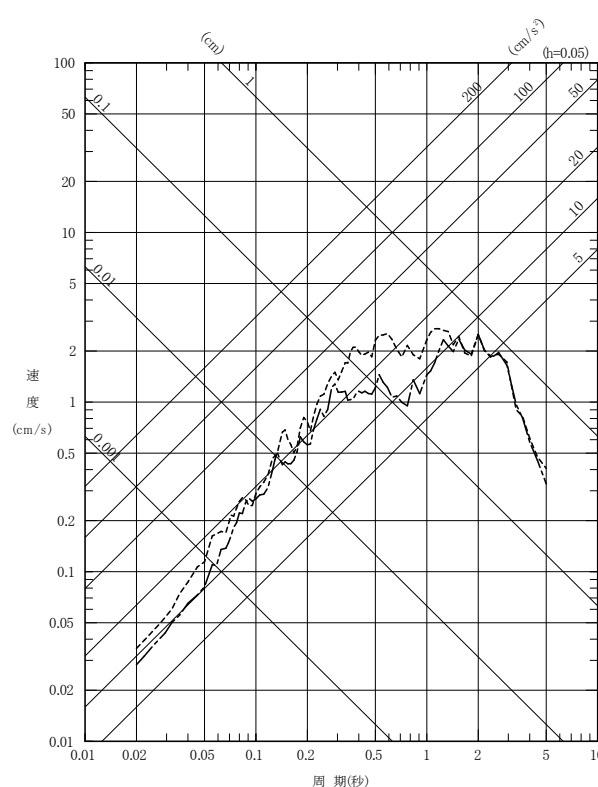
—— 標高- 9m  
 - - - 標高- 34m  
 - - - 標高-218m  
 - - - 標高-300m

----- 標高- 21m  
 - - - 標高-218m

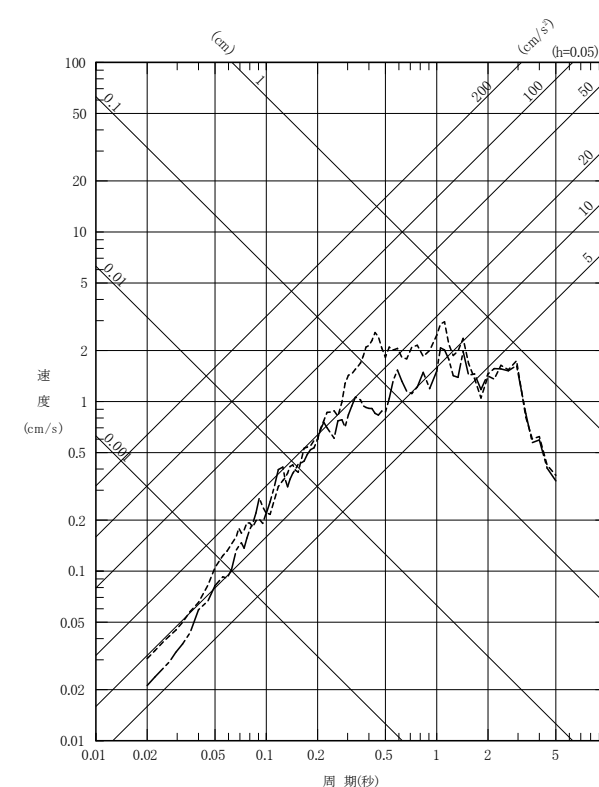
----- 標高- 21m  
 - - - 標高-218m



西側観測点



北側観測点



南側観測点

- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

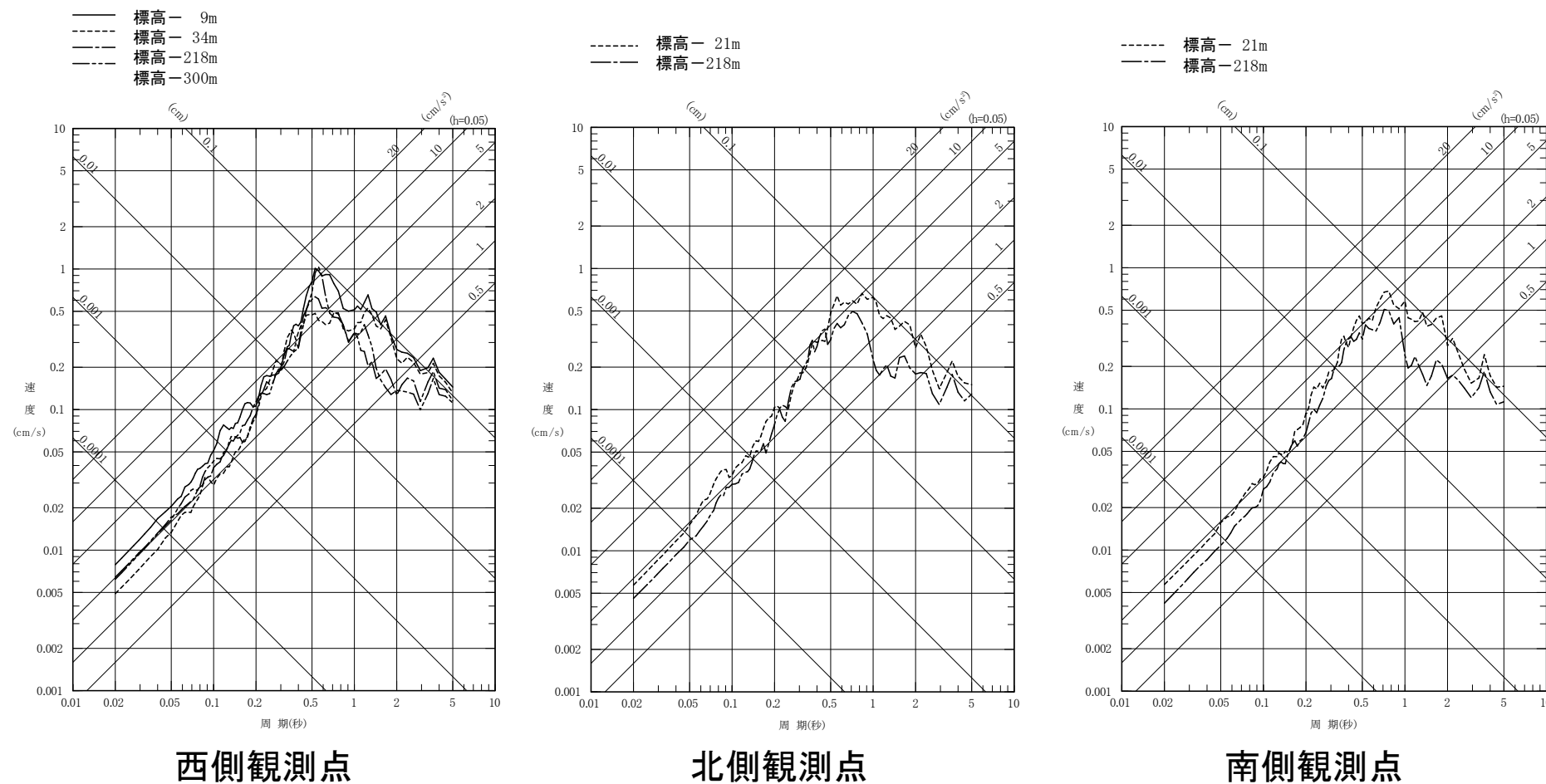


## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



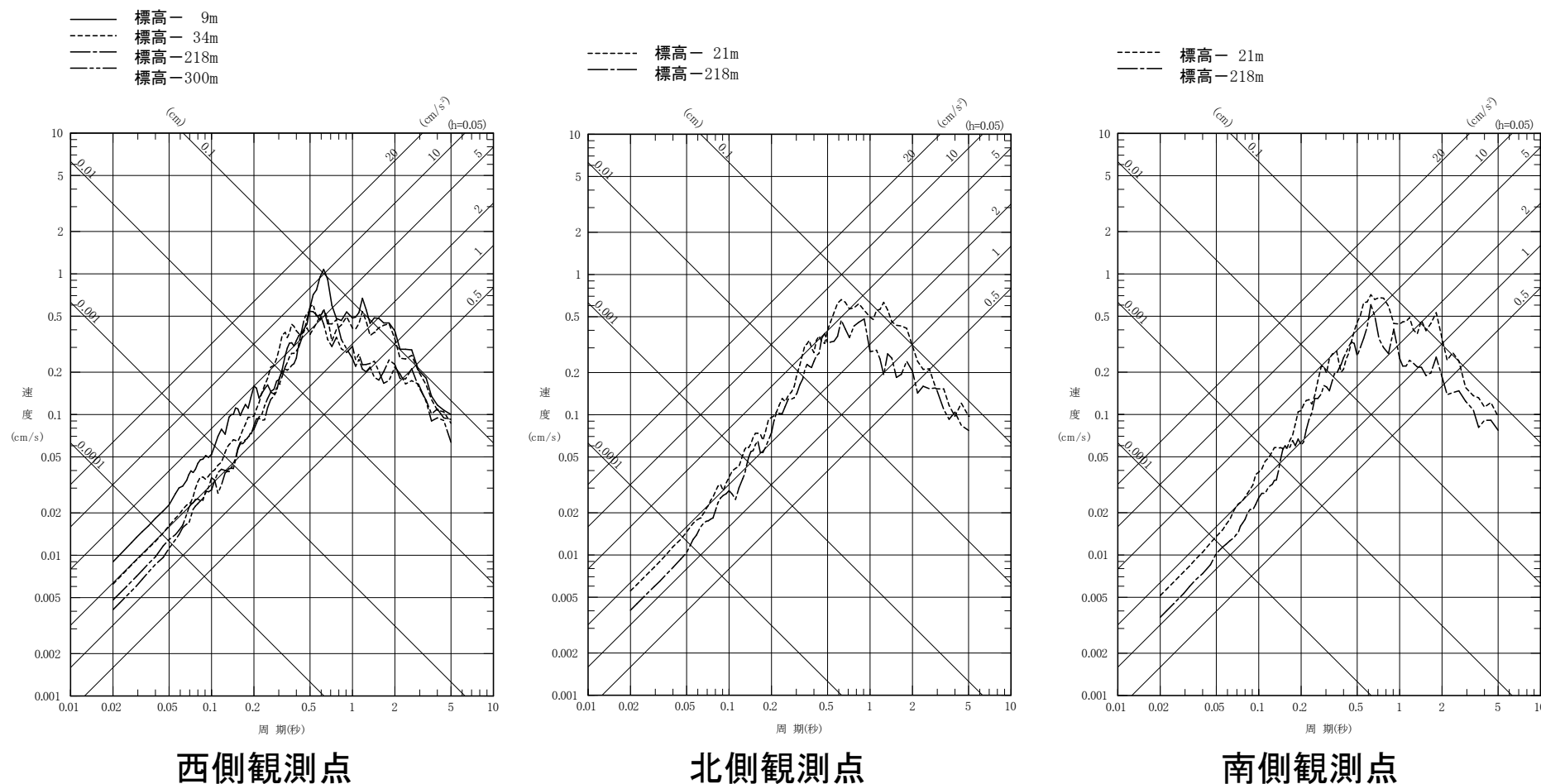
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



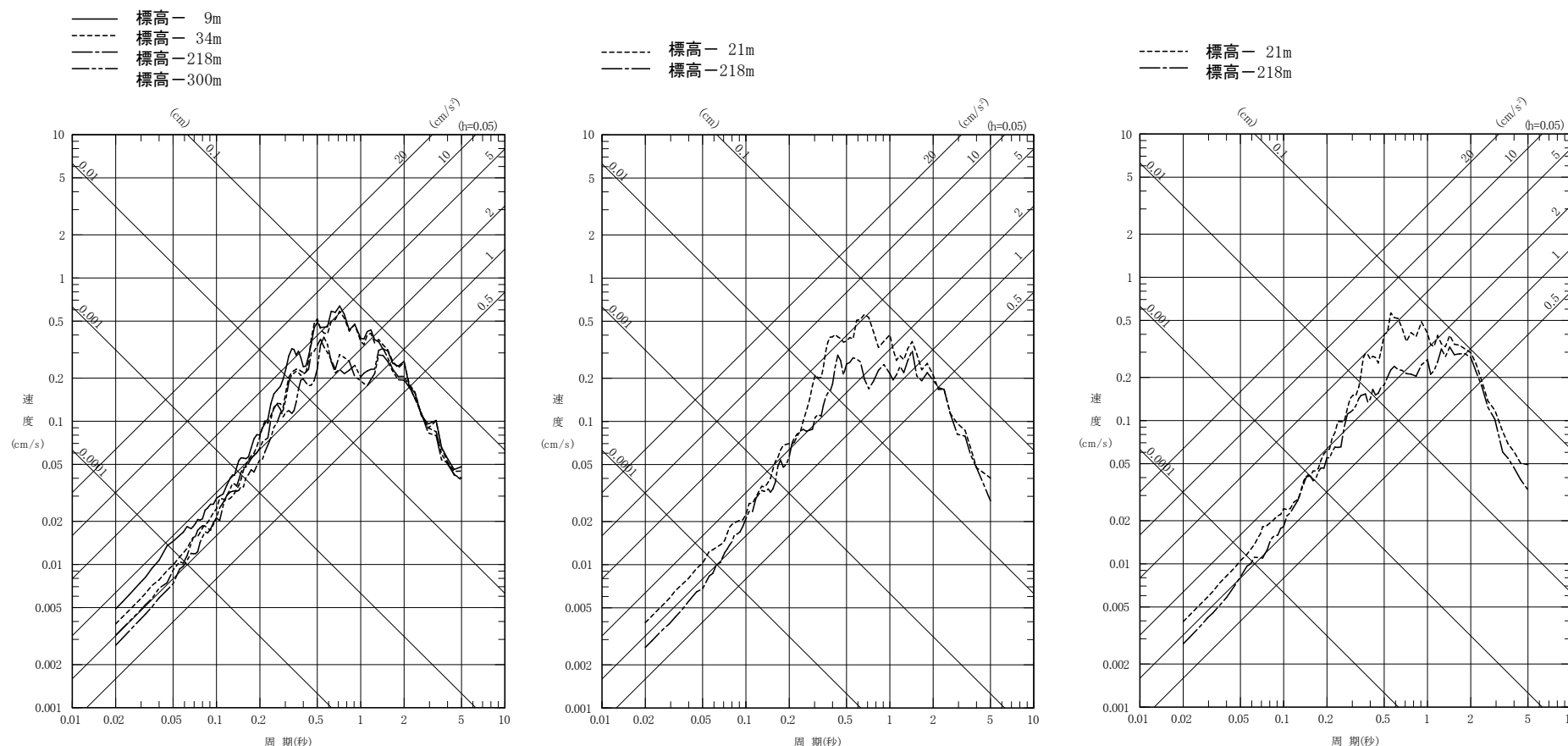
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

〇UD方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

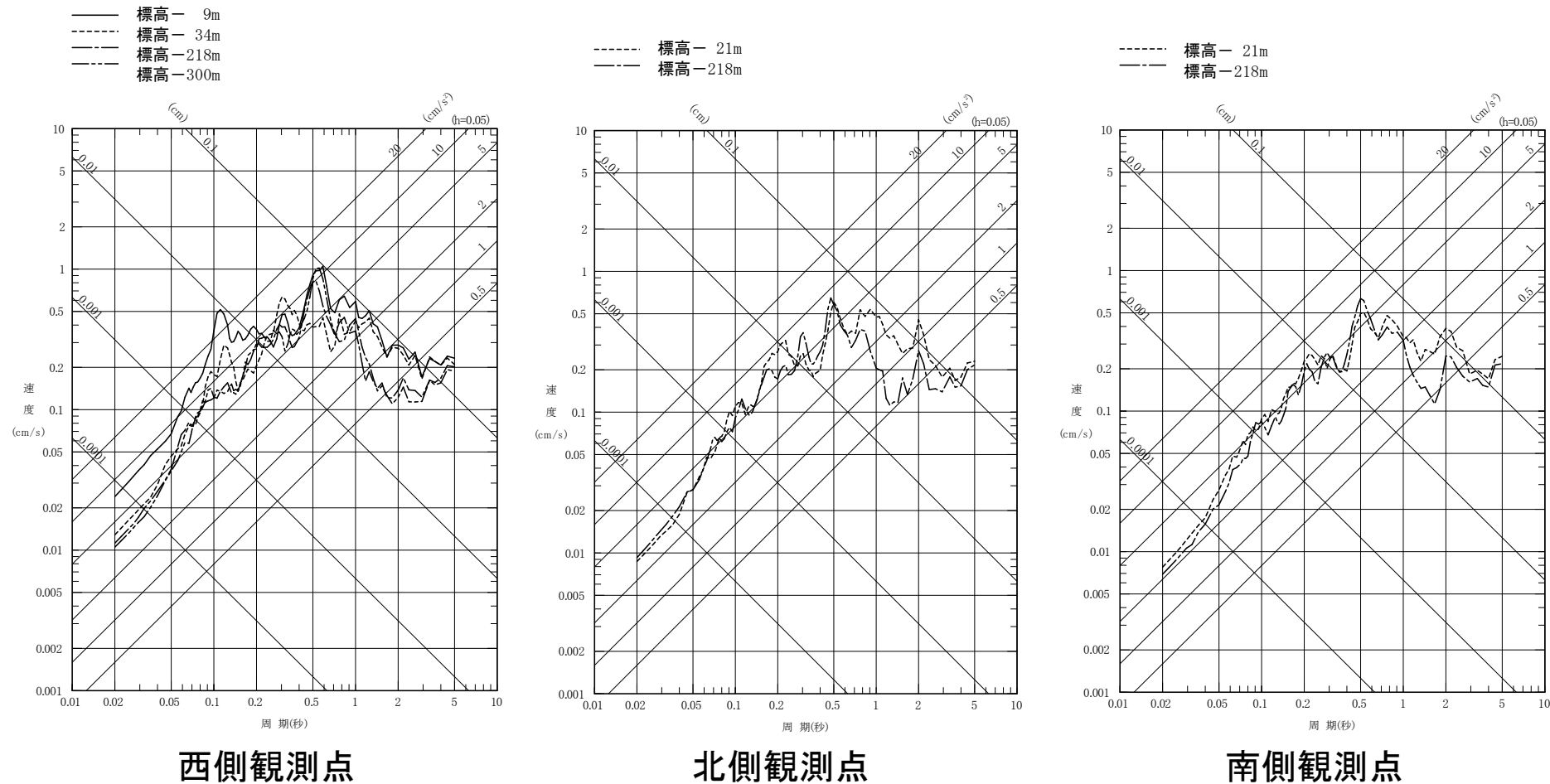
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



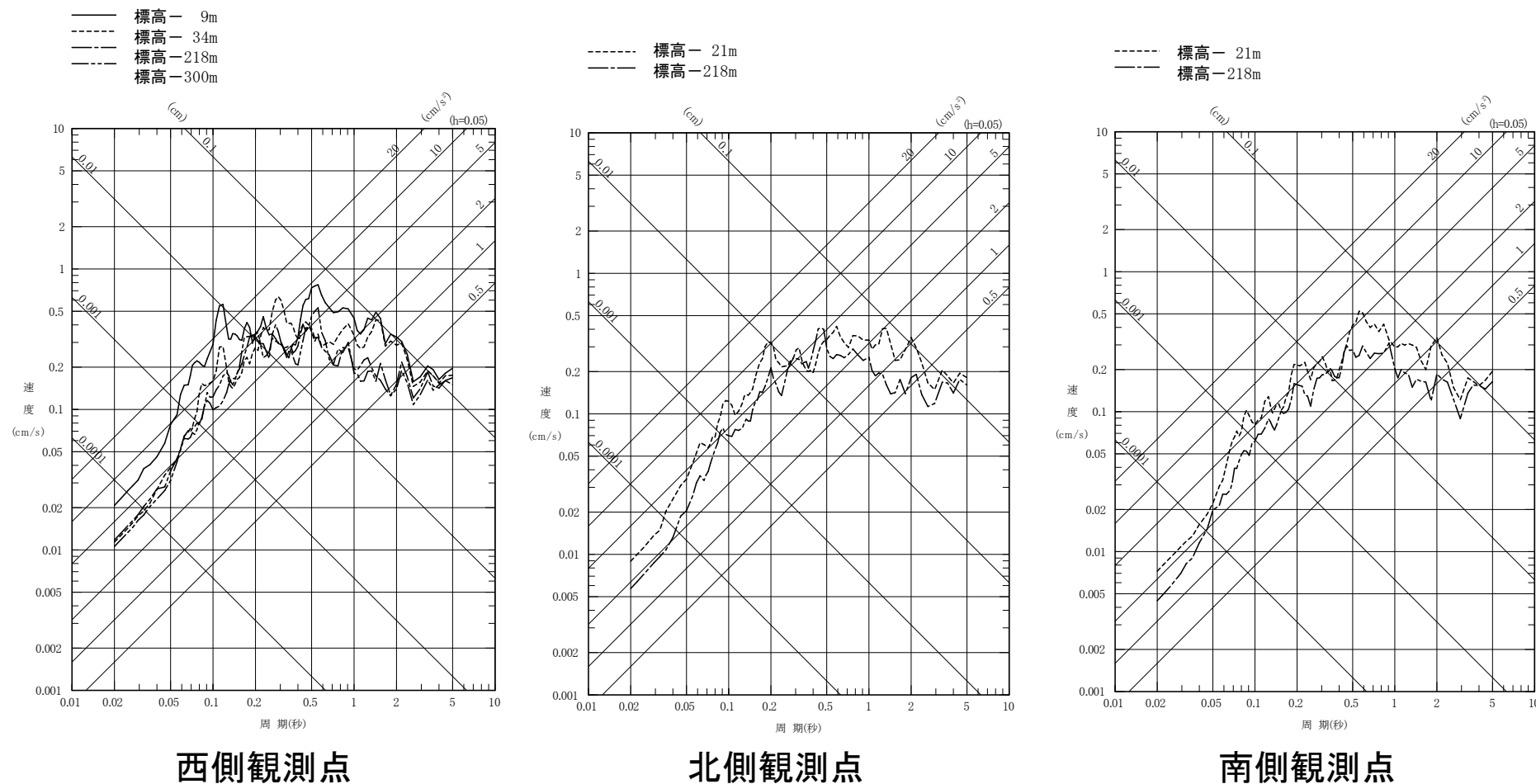
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



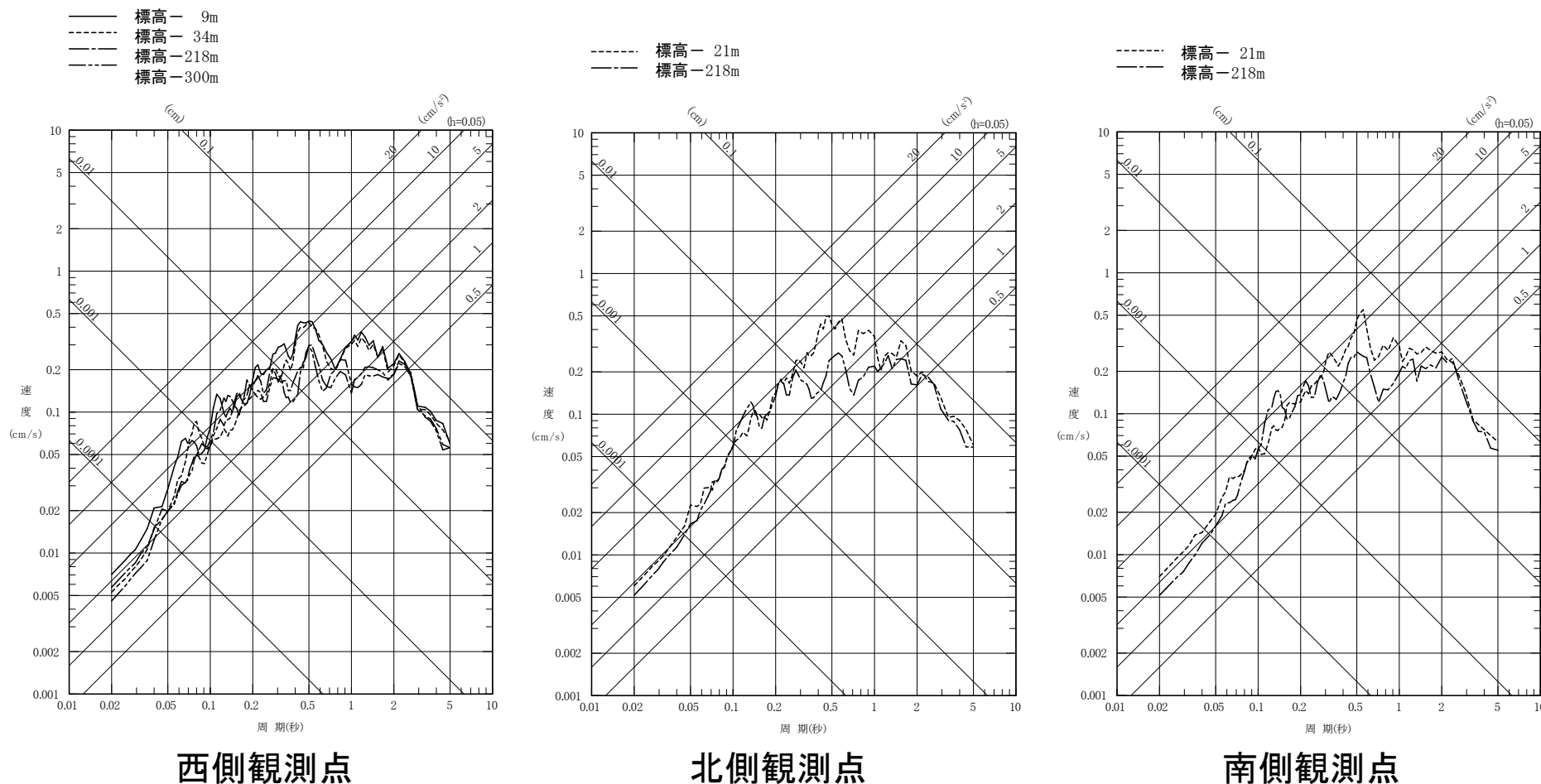
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

○UD方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



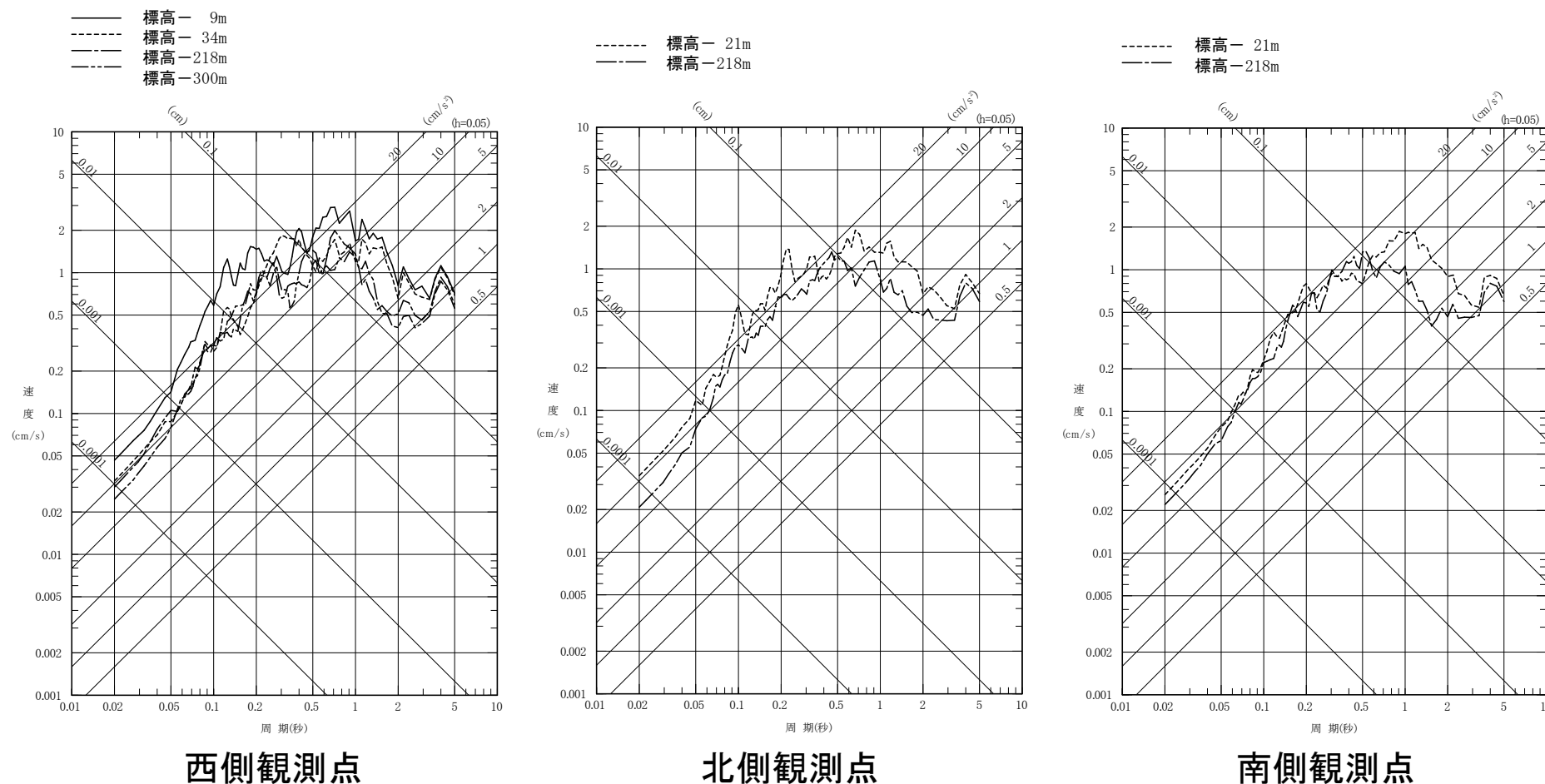
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



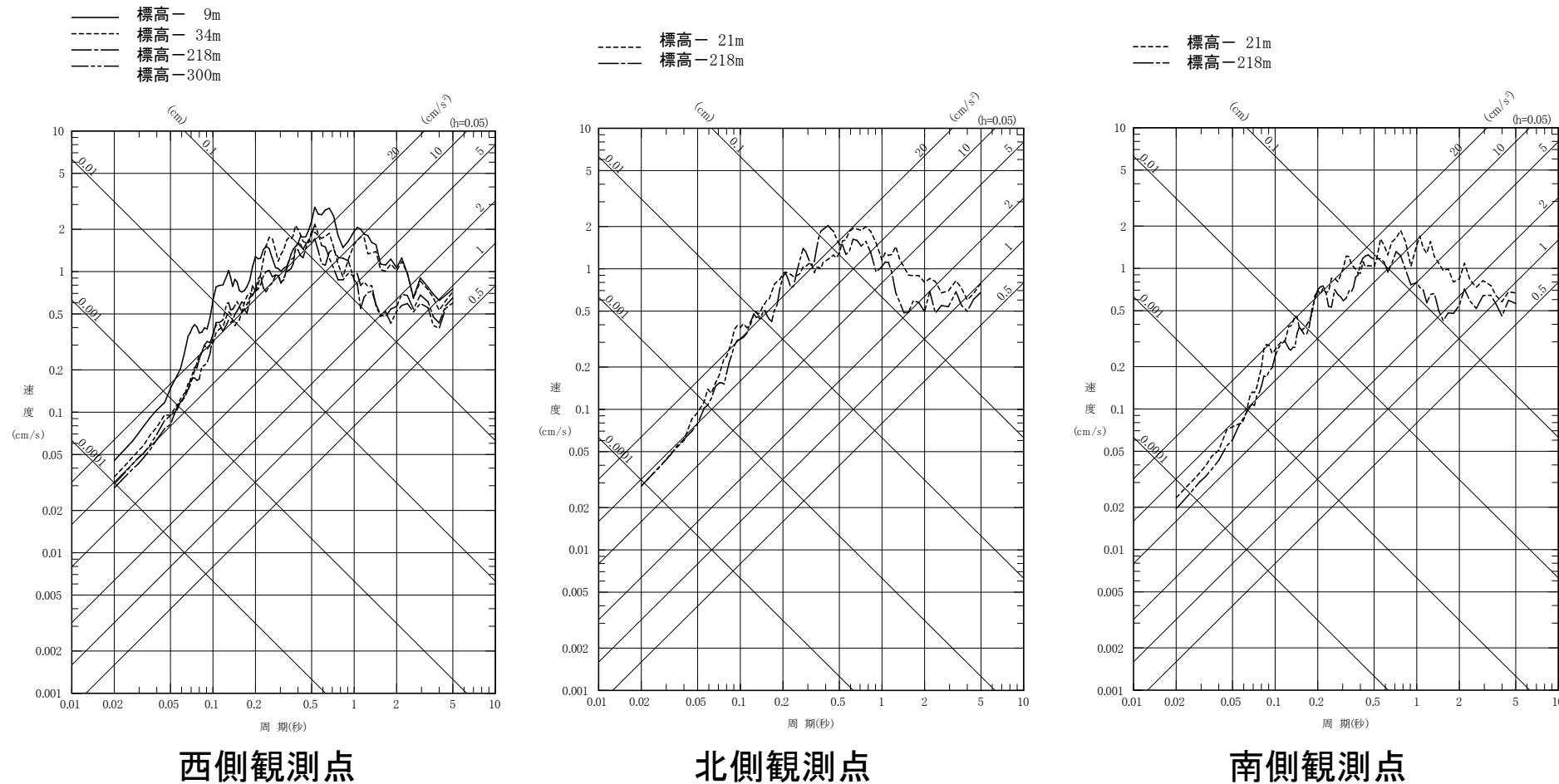
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No. 4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

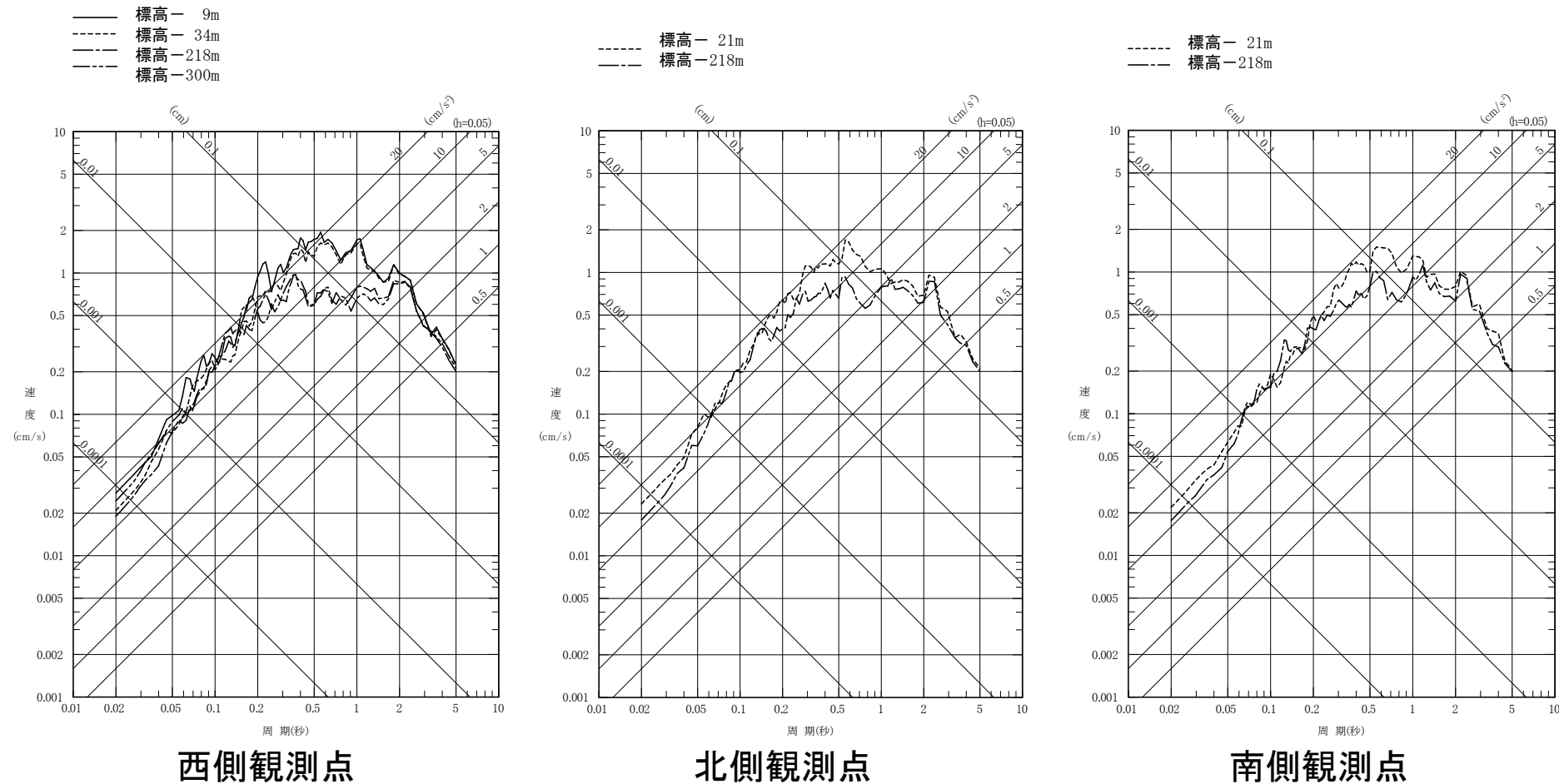


## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

## ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

## 【No.4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

○UD方向(2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

### ③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

- 敷地内3観測点(西側、北側、南側)で観測された主な地震について、地盤の増幅特性を確認したところ、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅特性は見られない。

## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの作成方法・作成結果

- 地震基盤面以浅については、統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルを参考に設定し、地震基盤面以深については、1968年十勝沖地震の震源過程を検討した永井ほか(2001)及び三陸沖北部の深い地盤構造を検討した地震調査委員会(2004a)を参考に設定している。

## 理論的手法に用いる地盤モデル

標高 T.P. (m)	層厚 (m)	密度 $\rho$ ( $t/m^3$ )	S波速度 $V_s$ (m/s)	P波速度 $V_p$ (m/s)	Q	備考
-218	82	2.00	910	2197	100	解放基盤表面
-300	180	2.10	990	2510	100	
-480	1220	2.20	1450	2820	100	
-1700	1300	2.60	3150	5660	150	地震基盤面
-3000	12000	2.69	3580	6180	300	
-15000	10000	2.80	3700	6400	300	
-25000	$\infty$	3.20	4100	7100	500	

## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(永井ほか(2001)による速度構造モデル)

- 永井ほか(2001)「三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－」では、「近地地形のグリーン関数の計算には、Table1(b)に示す水平多層の速度構造を使用した。これは藤江(1999)による沈み込むプレートと陸側のプレートの構造を平均化したものである。」と書かれている。

Table 1. Underground structures.

(b) For near-field analysis					
$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$\rho$ $10^3\text{kg/m}^3$	$Q_P$	$Q_S$	Thickness km
2.0	1.20	2.10	200	100	1
5.0	2.90	2.40	300	150	2
5.9	3.40	2.70	600	300	9
6.4	3.7	2.80	600	300	13
7.1	4.1	3.20	1000	500	$\infty$

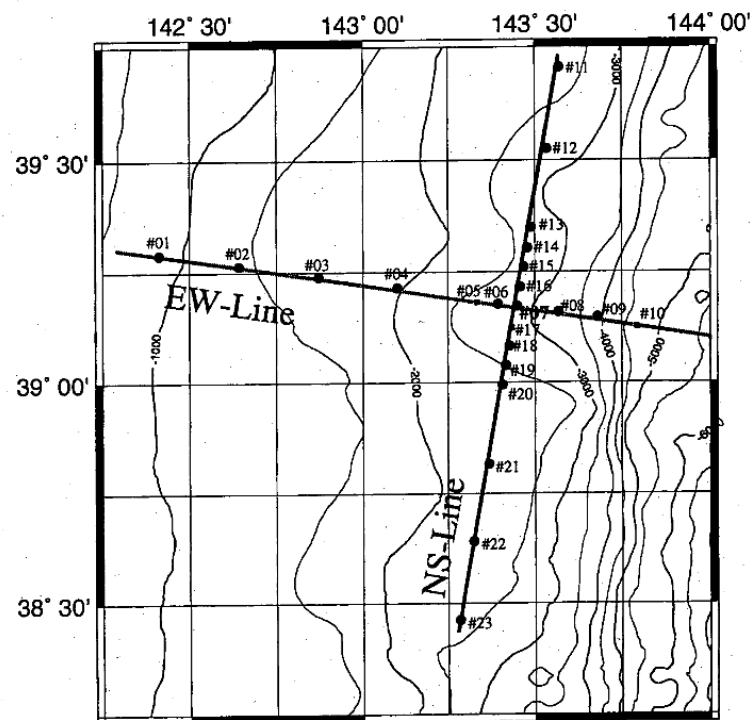
永井ほか(2001)より抜粋

# 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(藤江(1999)によるP波速度構造モデル)

■ 藤江剛(1999)「屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用」及びG.Fujie et al.(2006)「Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelttime mapping method」において、三陸沖の地下構造を推定している。

- 目的: 南北測線で活動度の南北方向変化と地震波速度構造の関連性の研究を、東西測線では沈み込み帯における内部構造解明を目的としている。
- 用いたデータ: 三陸沖において、1996年に諸大学合同で、火薬とエアガンを人工震源とし、海底地震計を使って人工地震探査を実施している。



1996年の測線(東京大学地震研究所(2002)より抜粋)

## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(藤江(1999)によるP波速度構造モデル)

- 東西測線においては、初動屈折波データを用い、新たに開発した非線形2次元走時インバージョン解析方法を使って測線のP波速度構造を決定している。

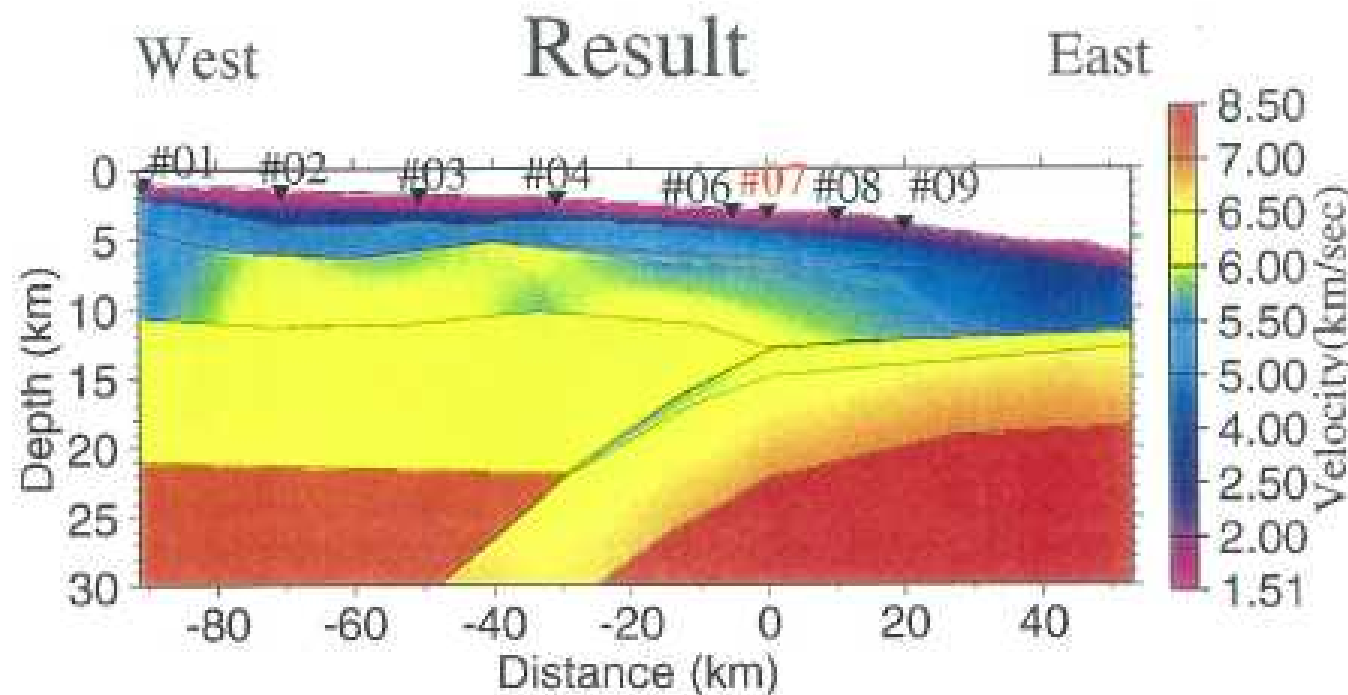


Figure 6.8: 東西測線の構造。走時インバージョンの結果。藤江(1999)より抜粋

■ 永井ほか(2001)によるモデルと藤江(1999)によるモデルの平均的なP波速度構造は概ね対応していることが確認できる。

## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(地震調査委員会(2004a)による速度構造モデル)

- 地震調査委員会の「三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について(平成16年5月21日)」では、上部マントルから地震基盤までの大構造(伝播経路)について、「三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図9参照)」としている。

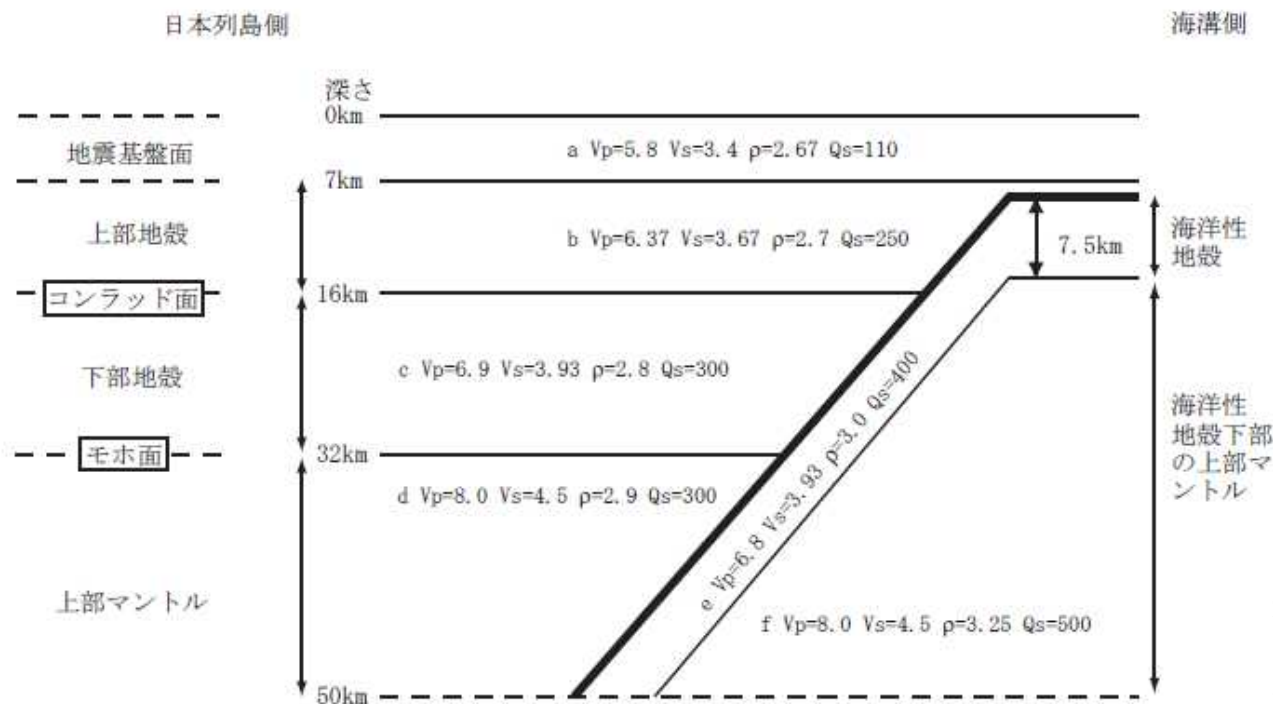


図9 プレートに直交する断面の地下構造

(断面を横から見たところ。P波速度 $V_p$ とS波速度 $V_s$ の単位はkm/s、密度 $\rho$ の単位は $g/cm^3$ )

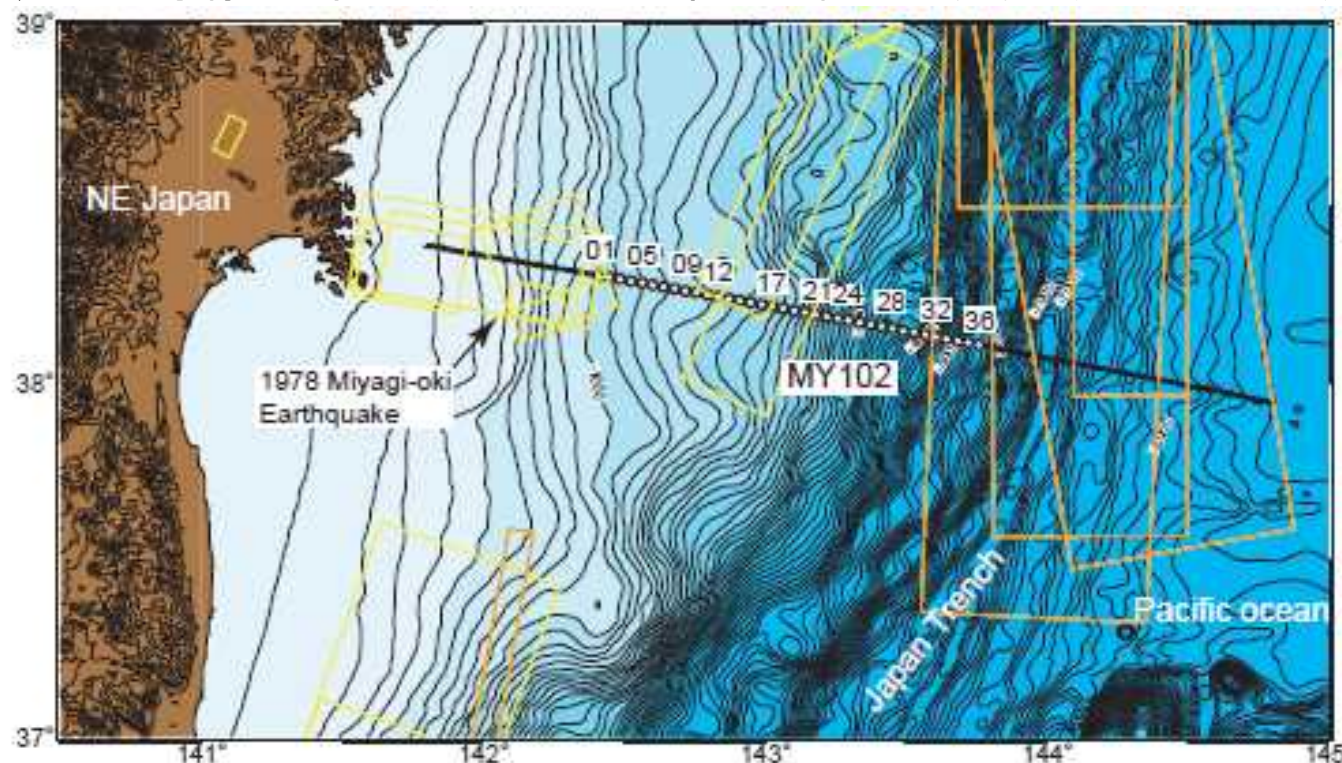
地震調査委員会(2004a)より抜粋

## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(三浦ほか(2001)によるP波速度構造モデル)

- 三浦ほか(2001)「日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査－KY9905航海－」において、宮城県沖の速度構造モデルを推定している。

- 目的: 1) 1978年宮城県沖地震の破壊域を通る探査測線による、破壊域周辺の深部構造を明らかにすること。2) 日本海溝に沿って非一様な分布をしている地震活動と関連する構造的特徴を明らかにすること。
- 用いたデータ: 海洋科学技術センター(JAMSTEC)が実施した、日本海溝の宮城沖(KY9905次航海)での調査航海で取得したデータ。36台の海底地震計(OBS)を約3.6km間隔で展開し、エアガン記録を収録している。海底地震計は海溝軸に直交するMY102測線上に設置し、そのうち10台の記録を利用している。



三浦ほか(2001)より抜粋

三浦ほか(2001)によるMY102探査測線図

黒線はOBS・MCS測線、白丸はOBSの設置点を示す。黄色と橙色の長方形は佐藤他(1989)による巨大地震の破壊域を示す。



## 1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

## 理論的手法に用いる地盤モデルの確認(三浦ほか(2001)によるP波速度構造モデル)

- 三浦ほか(2001)は、各OBS直下の1次元速度構造を求め、さらに、2次元波線追跡法によって観測走時を説明するP波速度構造を求めている。
- 「沈み込む海洋性地殻内部の速度は、高橋ほか(2000b)の三陸沖の速度構造を使用した」と書かれている。

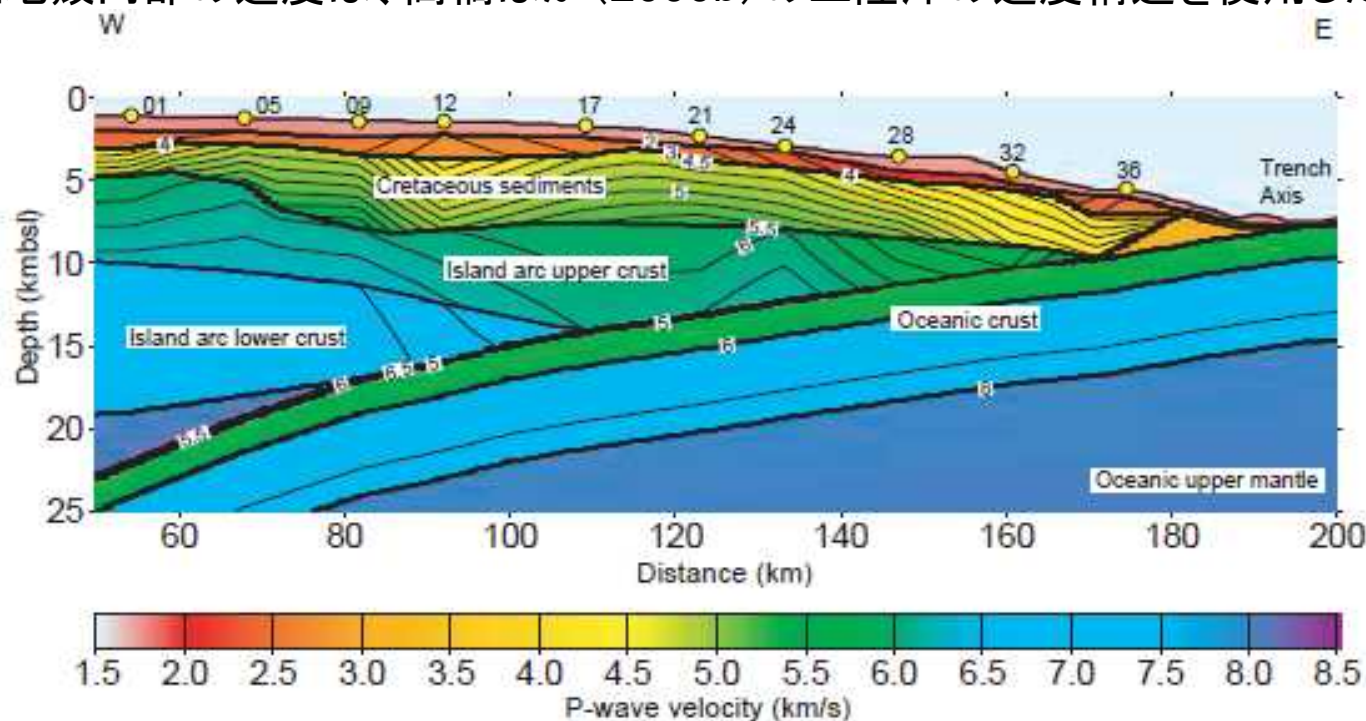


図6 2次元波線追跡法によるMY102の速度構造モデル

縦軸は海面からの深さ(km)、横軸はエアガン発振点の西端からの距離(km)、P波速度を図下の色見本および等速度線(0.1km/s間隔)で表す。海溝軸は195km付近である。

三浦ほか(2001)より抜粋

■大局的な速度構造で見ると、地震調査委員会(2004a)によるモデルと三浦ほか(2001)によるモデルのP波速度構造は概ね対応していることが確認できる。

1. 地下構造モデルの策定
  - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
  - 1.2 地震観測記録の分析
  - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
  - 2.1 プレート間地震
  - 2.2 海洋プレート間地震
  - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
  - 3.1 Mw6.5以上の2地震についての検討※1  
(地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)についての検討※2)
  - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
  - 3.3 (参考)模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考)基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

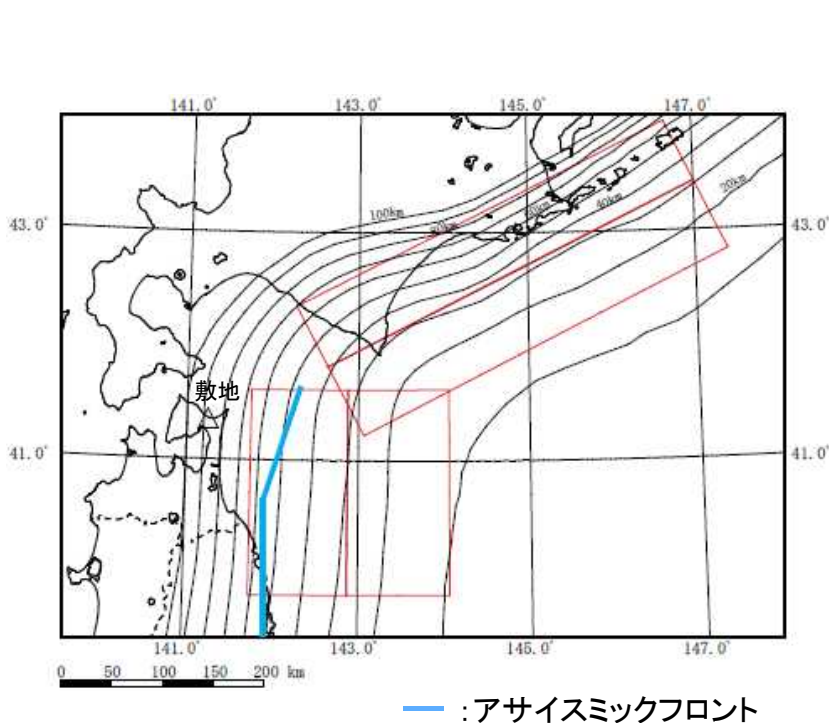
※1 令和2年11月許可の申請

※2 令和4年1月申請

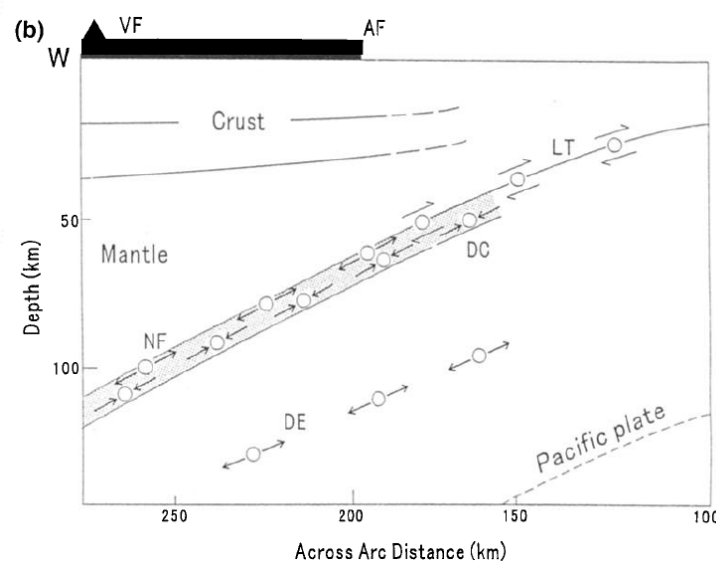
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 断層面位置の設定に係る検討(1)

### ■ 断層面西端に関する検討

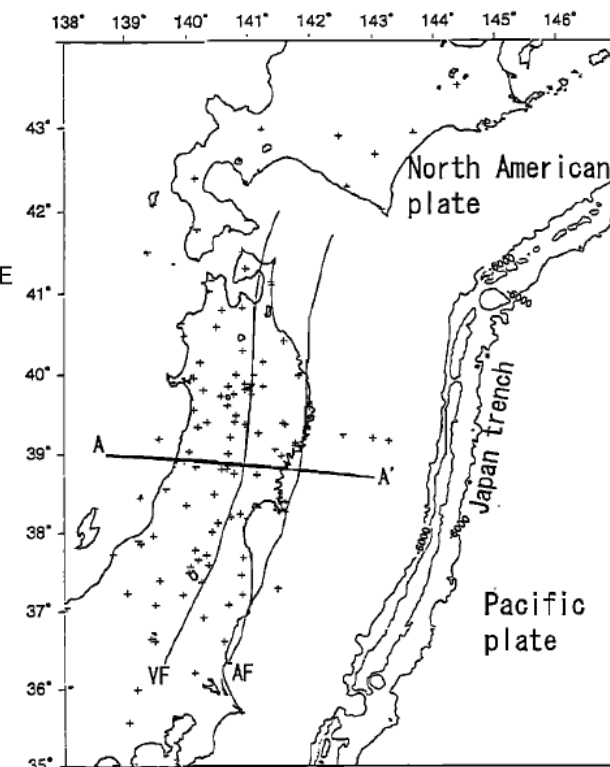
- 断層面位置の設定は、プレート上面深度分布に基づいて設定している。
- プレート間地震については、Igarashi et al.(2001)にて、アサシミックフロントよりも東側で発生するとされており、敷地東面において、アサシミックフロントは、プレート上端深度約50～60kmの位置と対応する。
- M9プレート間地震の震源断層面の位置は、断層下端でプレート上面深度約60kmとなっており、アサシミックフロントよりも、西側まで震源領域を設定していることから、敷地に近い位置に配置されており、保守的な設定となっていると考えられる。



「三陸沖北部～根室沖の連動」の震源断層面位置



Igarashi et al.(2001)によるアサシミックフロント位置  
(図中AF:アサシミックフロント、LT:プレート間地震)

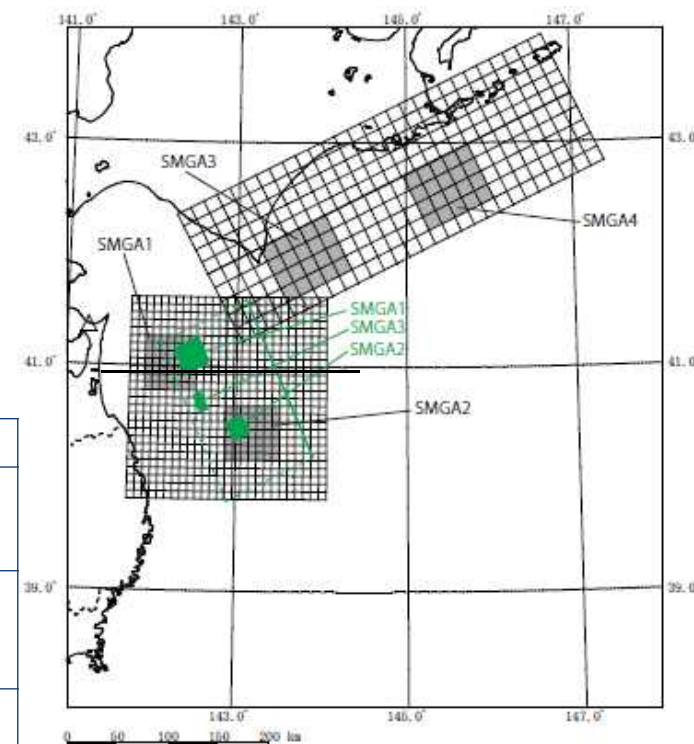
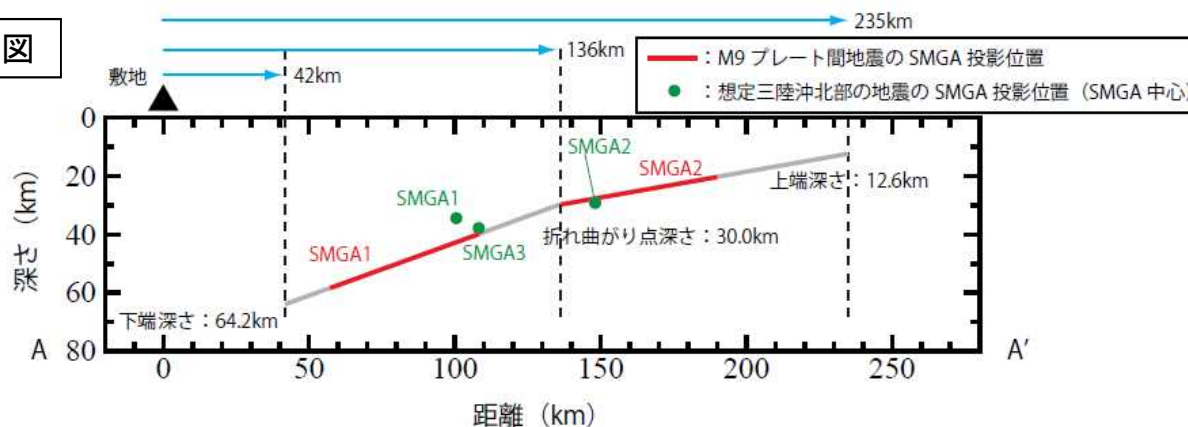


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 断層面位置の設定に係る検討(2)

### ■ 断層面深さに関する検討

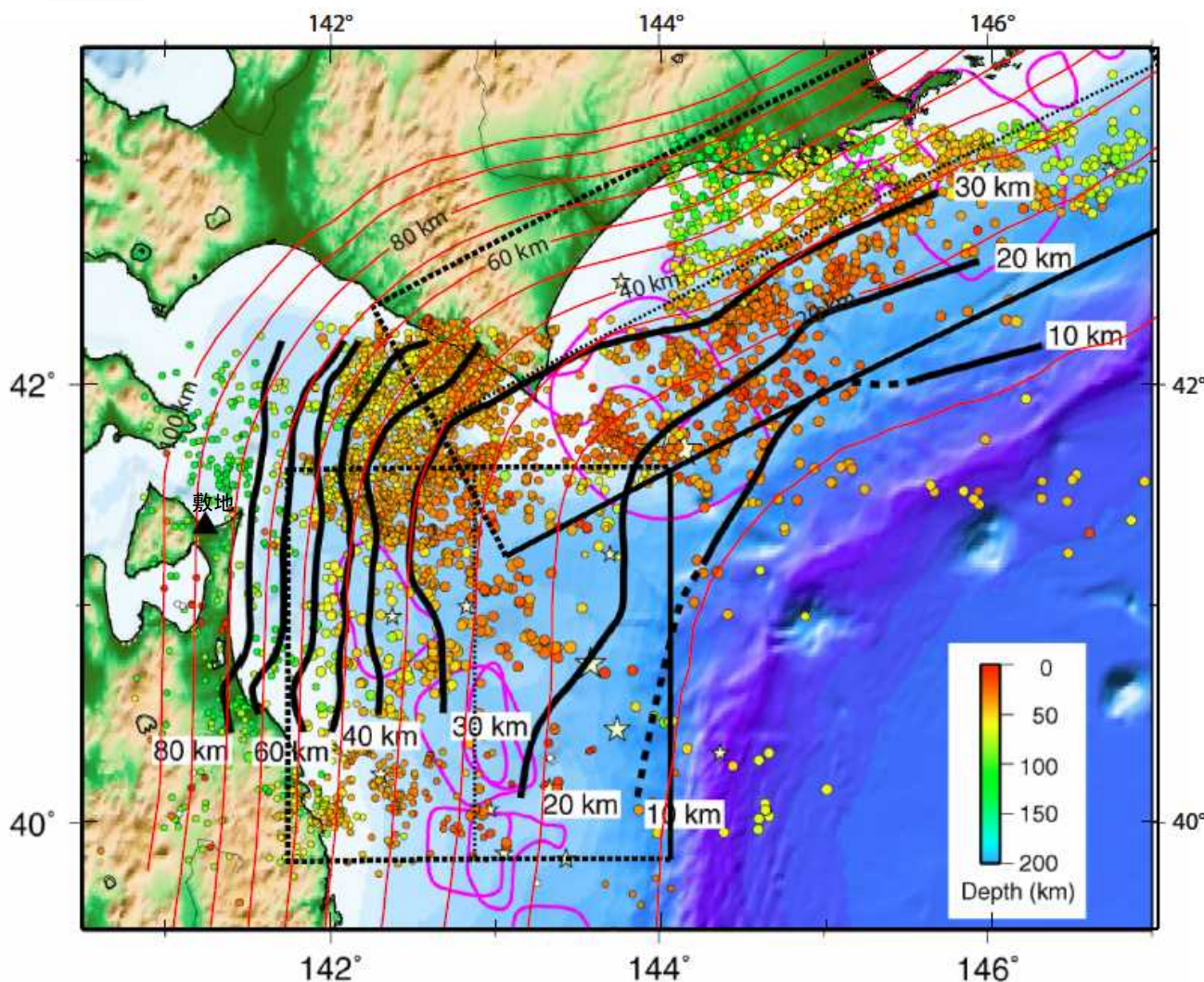
- 敷地東面の海洋プレート上の上面深度分布については、防災科学技術研究所J-SHISにより、詳細な値が公開されている。
- M9プレート間地震の震源断層面のうち、敷地東面の三陸沖北部の領域における震源断層面の設定にあたっては、上記の値に基づき、上端深さ、下端深さを固定した上で、沈み込み角度が概ね変化する深さ30kmの地点で断層面が折れ曲がるように、傾斜角の異なる2面の断層面を設定しており、海洋プレート上面深度分布と断層走向がほぼ同一となるような設定となっている。
- 一方、地震調査委員会(2004a)に基づく想定三陸沖北部の地震の断層面は、上記震度分布の等深線に対して傾きを持った設定となっている。両者の関係を図示すると下図のとおりとなる。
- それぞれのモデルの主要なSMGAまでの距離を比較すると、M9プレート間地震の方が、想定三陸沖北部の地震と比較して敷地との距離が近くなっていることに加え、短周期レベルの値を参照すると、M9プレート間地震のSMGA1の短周期レベルは、想定三陸沖北部の地震における各SMGAの短周期レベルを上回っており、保守的に設定されている。

敷地東面の断面図



M9プレート間地震モデル			想定三陸沖北部の地震モデル			
SMGA	敷地と各SMGA 中心との距離 (km)	短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	SMGA	敷地と各SMGA 中心との距離 (km)	短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	短周期レベルの 合計値 (Nm/s <sup>2</sup> )
SMGA1	102	1.86E+20	SMGA1	109	1.12E+20	1.73E+20
			SMGA3	132	1.32E+20	
SMGA2	196	1.86E+20	SMGA2	180	7.45E+19	同左

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 防災科学技術研究所J-SHISのプレート境界深度の確認



- 防災科学技術研究所「地震ハザードステーションJ-SHIS」のプレート境界深度に基づき、M9プレート間地震の断層面を設定している。
- J-SHISのプレート境界深度は、『科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション2002～「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度成果報告書』のプレート境界深度と概ね良い対応を示しており、M9プレート間地震の断層面の設定深度は妥当であると考えられる。

- : 報告書のプレート境界深度
- : J-SHISのプレート境界深度(追記)
- : M9プレート間地震の断層面(追記)

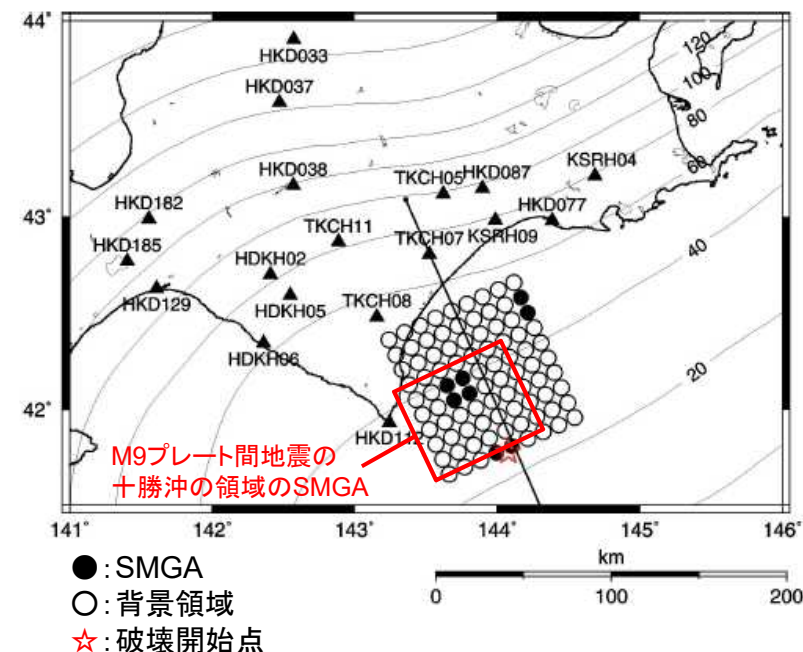
科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション2002～  
「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度  
成果報告書」 P146「図35 根室沖から三陸沖北部にかけてのプレート境界深度」をもとにリサイクル燃料貯蔵株式会社作成

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 十勝沖の断層パラメータの妥当性確認

- 地震調査委員会(2004b)では、2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証がされており、そこで、観測記録を説明可能な震源断層パラメータが提示されている。
- ここで、前述したとおり設定した「三陸沖北部～根室沖の連動」を考慮したM9プレート間地震について、十勝沖の領域におけるSMGAのパラメータ設定が、地震調査委員会(2004b)と比較して保守的になっているか確認を行った。

地震調査委員会(2004b)とM9プレート間地震の比較(十勝沖の領域)

パラメータ	地震本部(2004)		M9プレート間地震の 十勝沖の領域のSMGA
	SMGA1 SMGA2 SMGA3	全SMGA	
SMGAの 面積 ( $\text{km}^2$ )	180.6 361.2 180.6	722.4	3750
SMGAの 地震モーメント (Nm)	$3.50 \times 10^{19}$ $9.89 \times 10^{19}$ $3.50 \times 10^{19}$	$1.69 \times 10^{21}$	$3.00 \times 10^{21}$
SMGAの 短周期レベル ( $\text{Nm/s}^2$ )	$5.42 \times 10^{19}$ $7.66 \times 10^{19}$ $5.42 \times 10^{19}$	$9.34 \times 10^{19}$	$1.63 \times 10^{20}$



地震調査委員会(2004b)とM9プレート間地震の比較(十勝沖の領域)  
地震調査委員会(2004b)に加筆

- 結果的に、M9プレート間地震の十勝沖のSMGAについては、2003年十勝沖地震と比較して、十分大きなパラメータ設定となっている。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 総断層面積に係る検討

- M9クラスのプレート間地震の想定にあたっては、2011年東北地方太平洋沖地震が複数の領域が連動した地震であったことを踏まえ、敷地東側の三陸沖北部の領域を含む連動型プレート間地震を想定している。
- 当該領域全面をカバーする設定として、断層面の総面積を100,000km<sup>2</sup>として設定した断層面は、永井ほか(2001)に基づく過去の地震の震源領域を十分に包絡した設定となっており、アサイズミックフロントよりも西側に相当しており、敷地に近い設定となっている。
- この断層面積と地震規模の関係は、佐藤(1989)やStrasser(2010)による断層面積と地震規模の関係に照らしてもM9に相当する面積となっており、設定として過小とはなっていない。

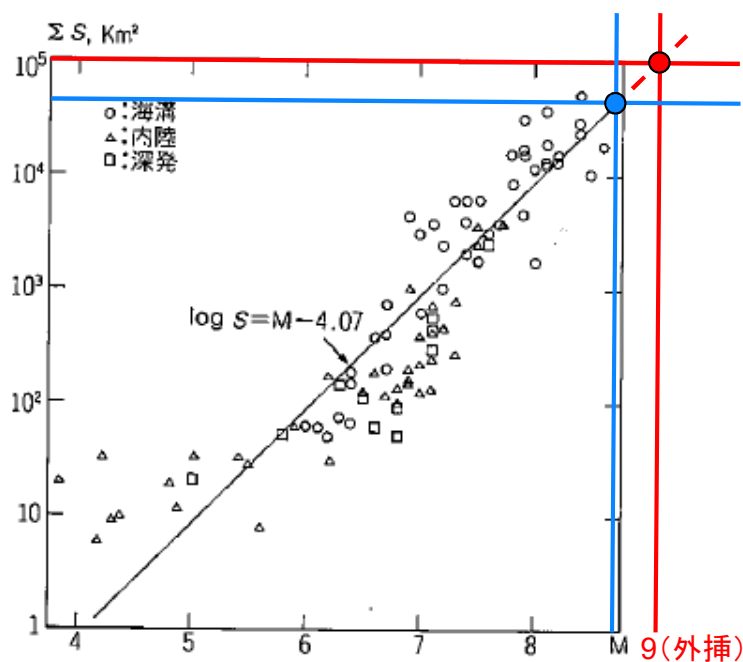
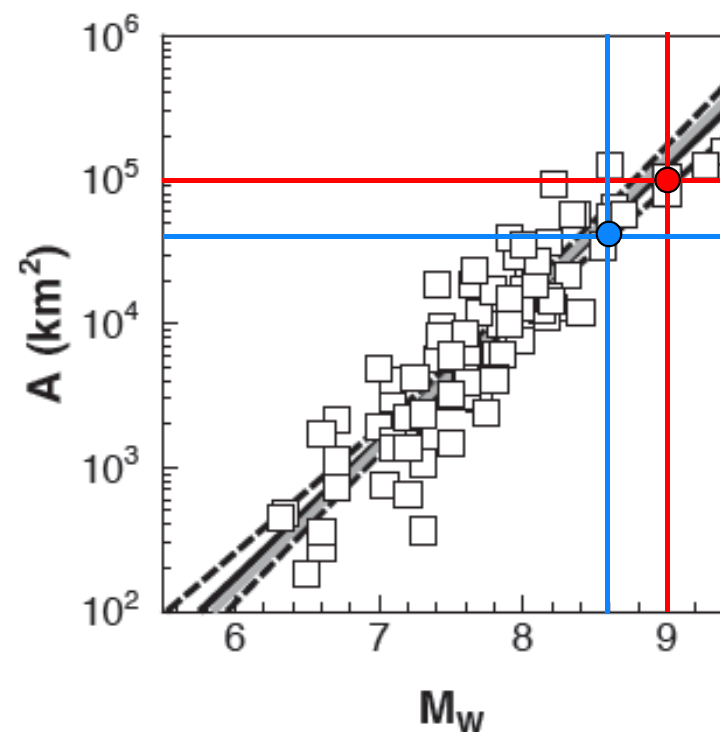


図2-2 断層の面積(総面積)とマグニチュードとの関係

佐藤(1989)に基づくスケールリング則  
佐藤(1989)に加筆

- : 断層面全体
- : 三陸沖北部の領域のみ



Strasser(2010)に基づくスケールリング則  
Strasser(2010)に加筆

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震

## 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた断層パラメータの検討

- 2011年東北地方太平洋沖地震については、各種のSMGAモデルが提案されており、田島ほか(2013)において取り纏められていることから、各論文における値を参照し、敷地で考慮しているM9プレート間地震の断層パラメータの妥当性を確認する。
- 諸井ほか(2013)において、観測記録と適合するSMGA面積は12.5%とされているが、諸井ほか(2013)に示されているその他のSMGA面積比を用いた場合のSMGA1個あたりの短周期レベルを敷地で考慮しているM9プレート間地震と比較し、妥当性を確認する。

田島ほか(2013)におけるモデル比較

	文献	SMGA 面積 (km <sup>2</sup> )	SMGA全体の 短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	SMGAの 応力降下量 (平均) (Mpa)	備考
田島ほか (2013)による とりまとめ	Kurahashi and Irikura(2013)	5628	1.74E+20	21.44	
	Asano and Iwata	5042	1.67E+20	18.95	
	佐藤(2012)	11475	3.51E+20	28.82	佐藤(2012)において、シミュレーション結果が過大評価であるとされている。
	川辺・釜江(2013)	6300	1.74E+20	18.26	
	平均値	6730	2.05E+20	-	
検討用 地震	M9プレート間地震 (基本モデル)	12500	3.49E+20	SMGA1,2: 34.5 SMGA3~7: 24.6	佐藤(2012)と同等 レベルの短周期レベ ルとなっている

諸井ほか(2013)との比較

	Sa/S	SMGA1個の 面積Sa (km <sup>2</sup> )	SMGA1個の 短周期レベルA (Nm/s <sup>2</sup> )
諸井ほか (2013)	0.08	1,600 (40km × 40km)	1.66 × 10 <sup>20</sup>
	0.125	2,500 (50km × 50km)	1.33 × 10 <sup>20</sup>
	0.18	3,600 (60km × 60km)	1.11 × 10 <sup>20</sup>
	0.245	4,900 (70km × 70km)	9.49 × 10 <sup>19</sup>
検討用地震 (三陸沖北部 のSMGA1,2)	0.125	2,500	1.86 × 10 <sup>20</sup>

- 確認の結果、敷地で考慮しているM9プレート間地震の断層パラメータは、各文献値を概ね上回るようにパラメータが設定されている。

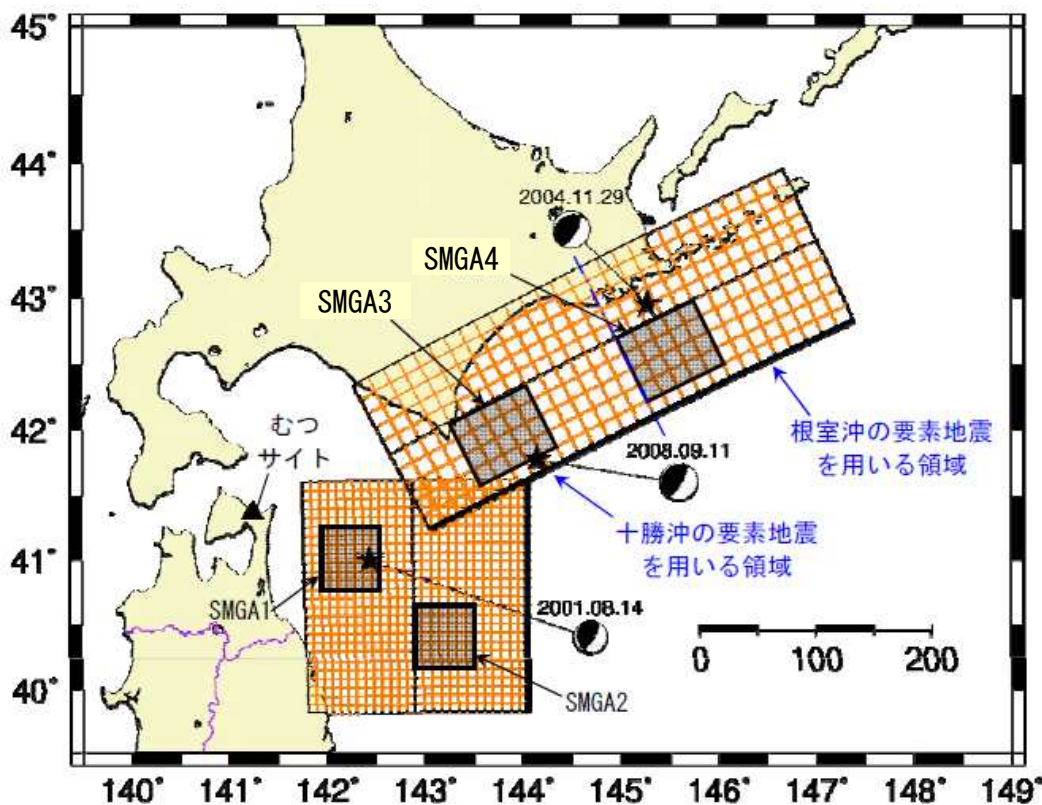


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(1)

### ■ 三陸沖北部～根室沖の連動モデル

経験的グリーン関数法に用いる要素地震については、三陸沖北部～根室沖の連動モデルのうち、各領域で発生した地震を選定している。

### 選定した要素地震の諸元



選定した要素地震の位置

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.8.14 5:11	6.4	114	38	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
十勝沖 (SMGA3)	2008.9.11 9:20	7.1	248	31	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		235	15	116	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
根室沖 (SMGA4)	2004.11.29 3:32	7.1	379	48	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		242	26	122	

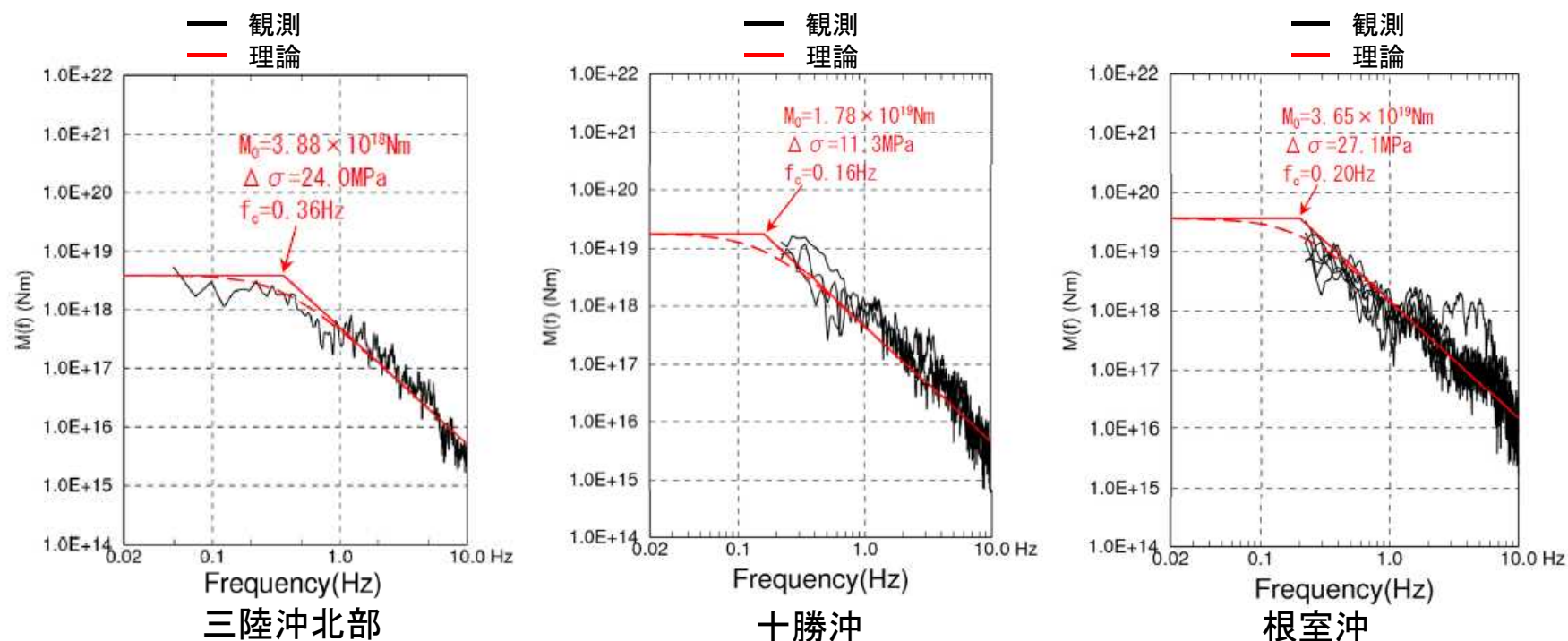
※M、震源距離(震源位置)、震源深さは気象庁による。震源メカニズム解は、2001.8.14はF-netによる。2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定 (2)

- 各領域における要素地震について、震源パラメータ及び $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較図を示す。
- 各震源パラメータに基づく $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルは、観測記録とよく整合している。

要素地震の震源パラメータ

対象領域	発震日時	震源パラメータ		
		地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	応力降下量 (MPa)
三陸沖北部	2001.8.14 5:11	$3.88 \times 10^{18}$	0.36	24.0
十勝沖	2008.9.11 9:20	$1.78 \times 10^{19}$	0.16	11.3
根室沖	2004.11.29 3:32	$3.65 \times 10^{19}$	0.20	27.1

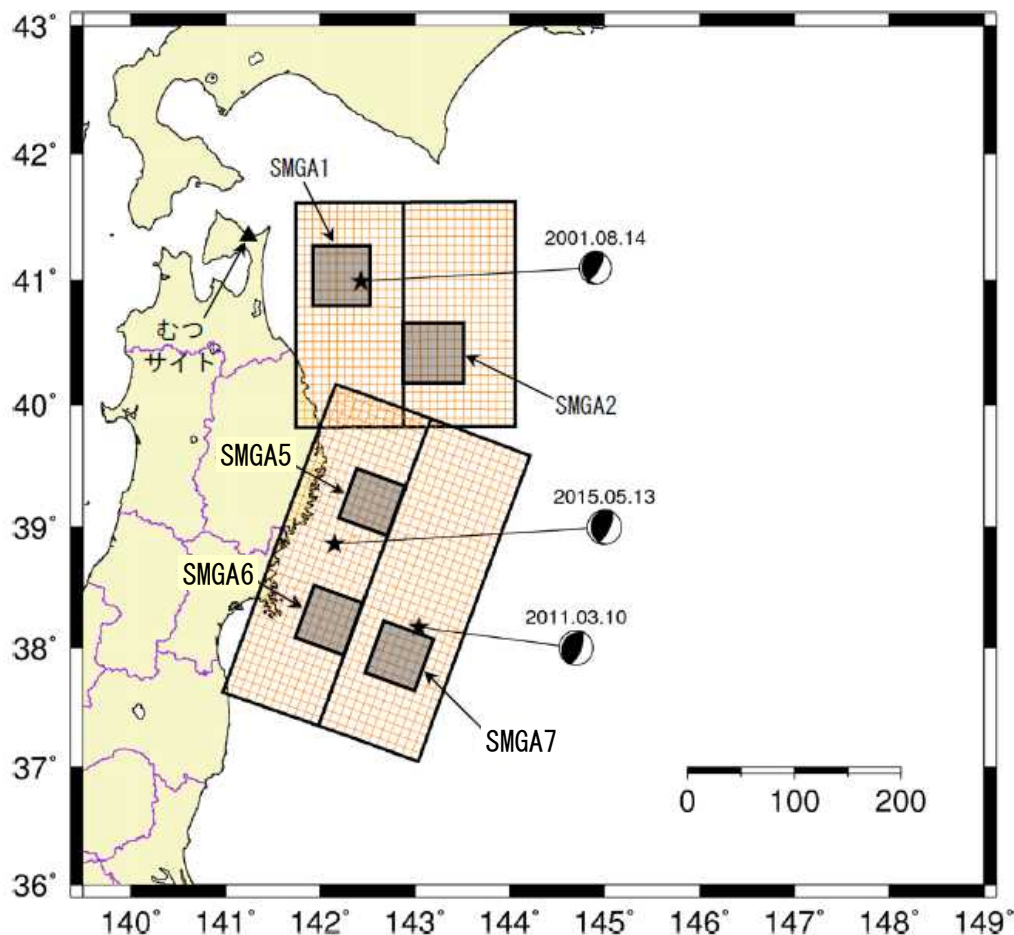


要素地震の $\omega^{-2}$ モデルによる震源スペクトル理論値と比較

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(3)

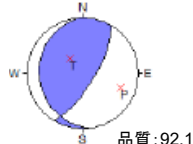
### ■ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

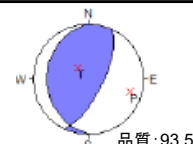
経験的グリーン関数法に用いる要素地震については、三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルのうち、各領域で発生した地震を選定している。

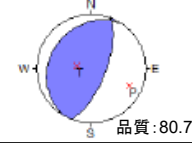


選定した要素地震の位置

### 選定した要素地震の諸元

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.8.14 5:11	6.4	114	38	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖中部 (SMGA5)	2015.5.13 6:12	6.8	290	46	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		178	25	64	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
宮城県沖・ 三陸沖南部 (SMGA6,7)	2011.3.10 6:23	6.8	385	9	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		213	23	101	

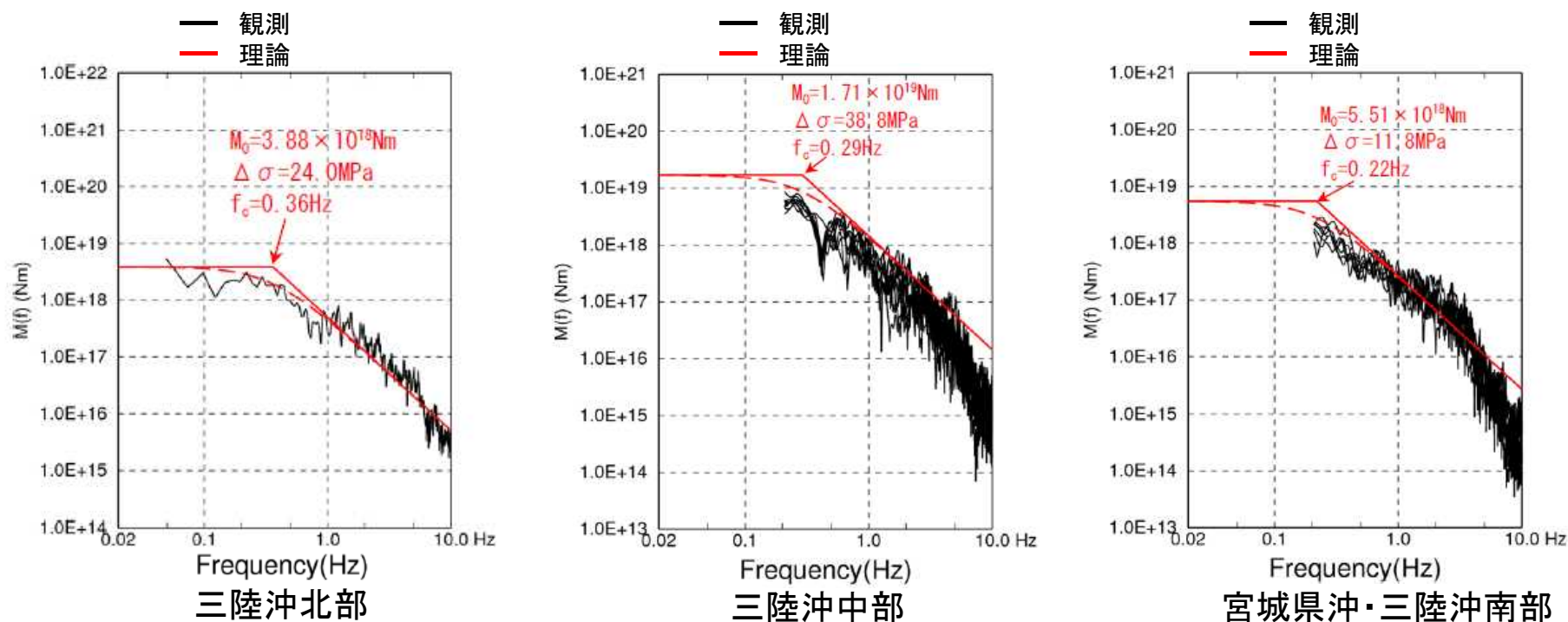
※M、震源距離(震源位置)、震源深さは気象庁による。震源メカニズム解は、F-netによる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(4)

- 各領域における要素地震について、震源パラメータ及び $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較図を示す。
- 各震源パラメータに基づく $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルは、観測記録とよく整合している。

要素地震の震源パラメータ

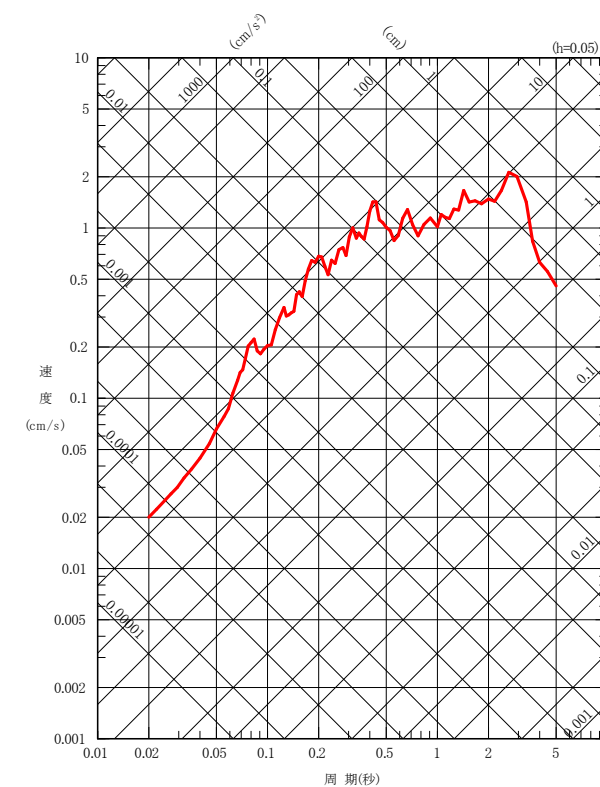
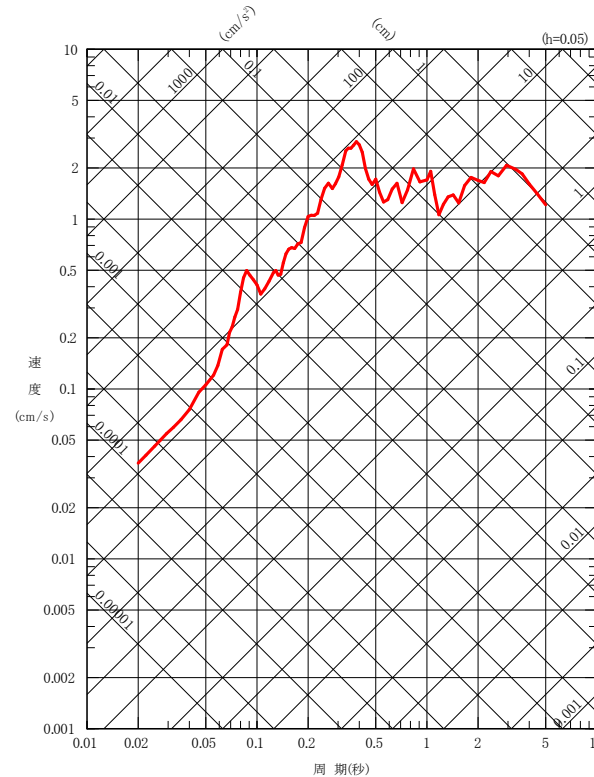
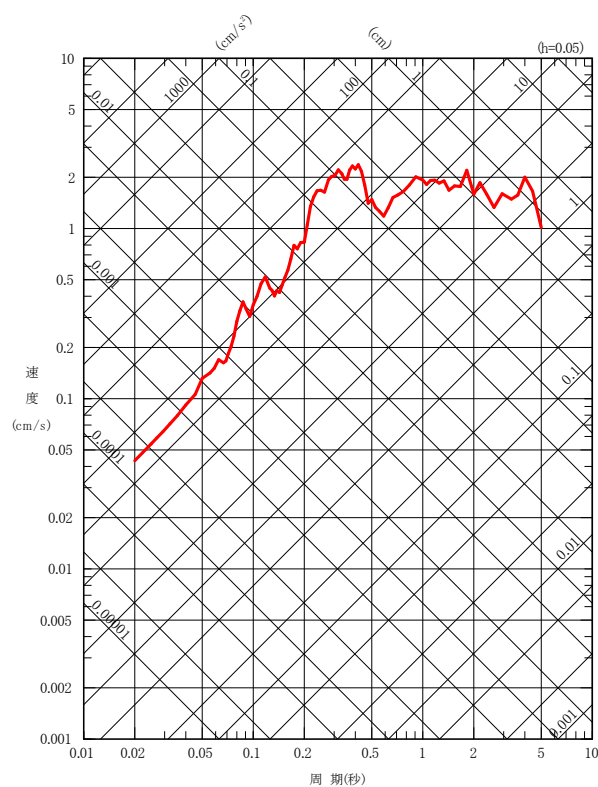
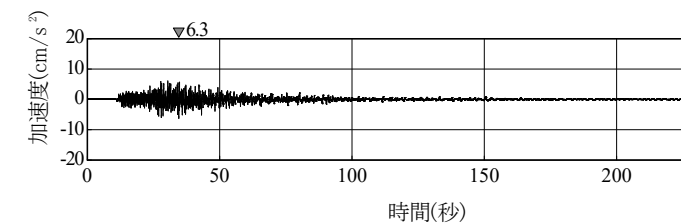
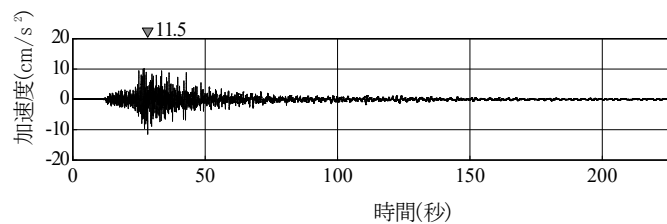
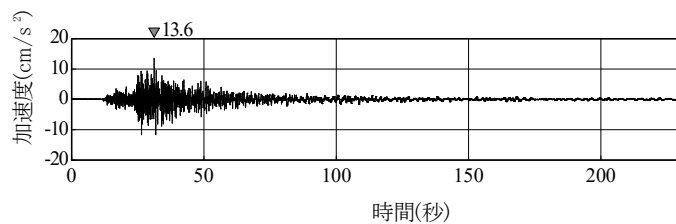
対象領域	発震日時	震源パラメータ		
		地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	応力降下量 (MPa)
三陸沖北部	2001.8.14 5:11	$3.88 \times 10^{18}$	0.36	24.0
三陸沖中部	2015.5.13 6:12	$1.71 \times 10^{19}$	0.29	38.8
宮城県沖・ 三陸沖南部	2011.3.10 6:23	$5.51 \times 10^{18}$	0.22	11.8



要素地震の $\omega^{-2}$ モデルによる震源スペクトル理論値と比較

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(1)

### ■ 三陸沖北部の領域の要素地震(2001年8月14日の地震 (M6.4) )



NS方向

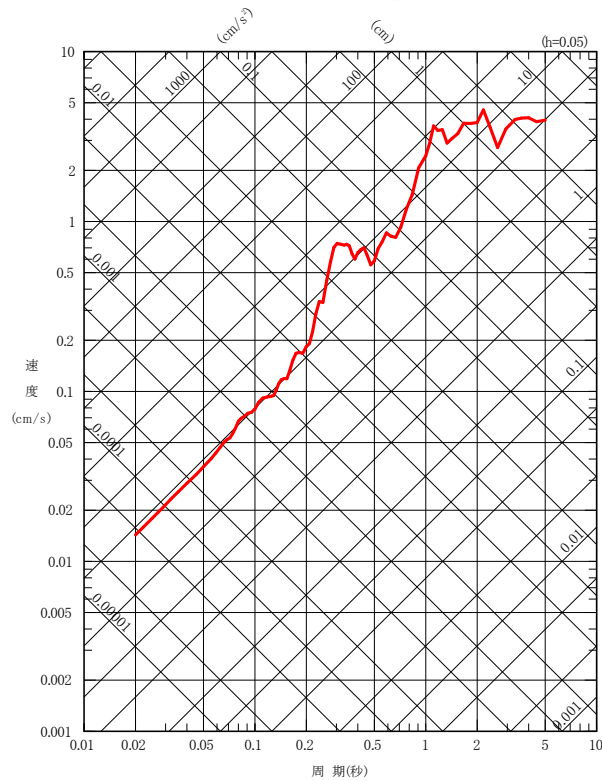
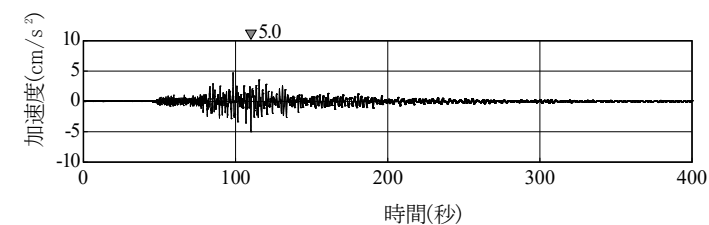
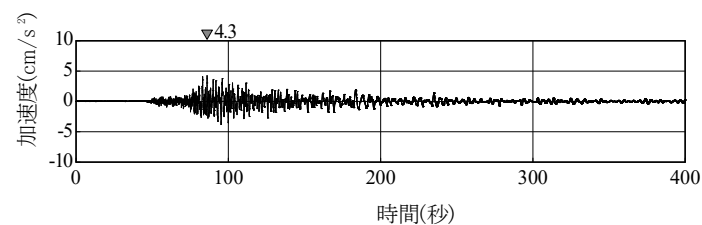
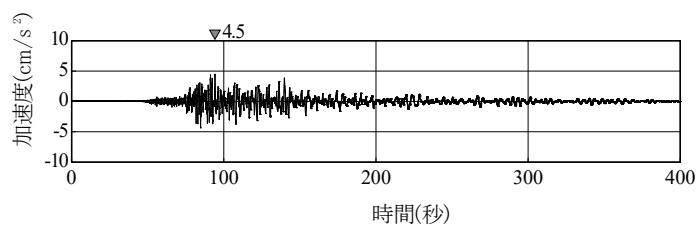
EW方向

UD方向

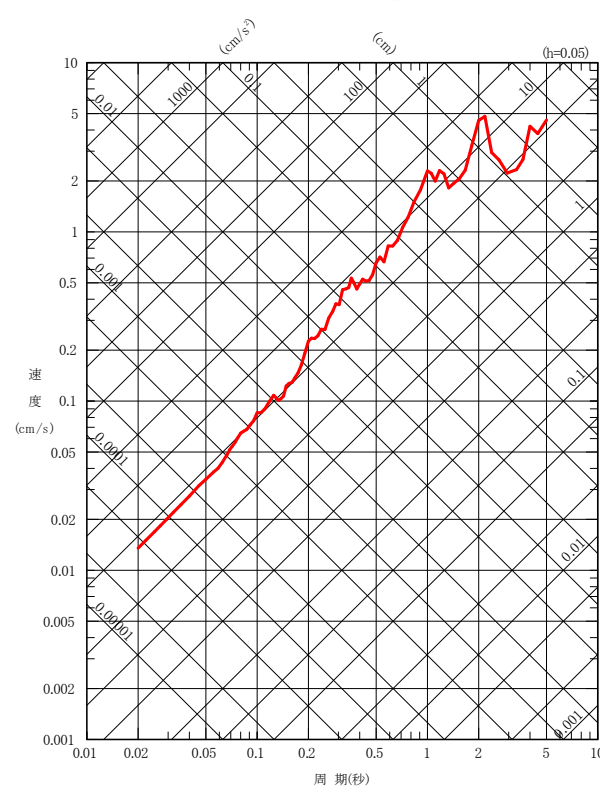
2001年8月14日の地震(M6.4)の時刻歴波形及び応答スペクトル(西側観測点 T.P.-34m)

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(2)

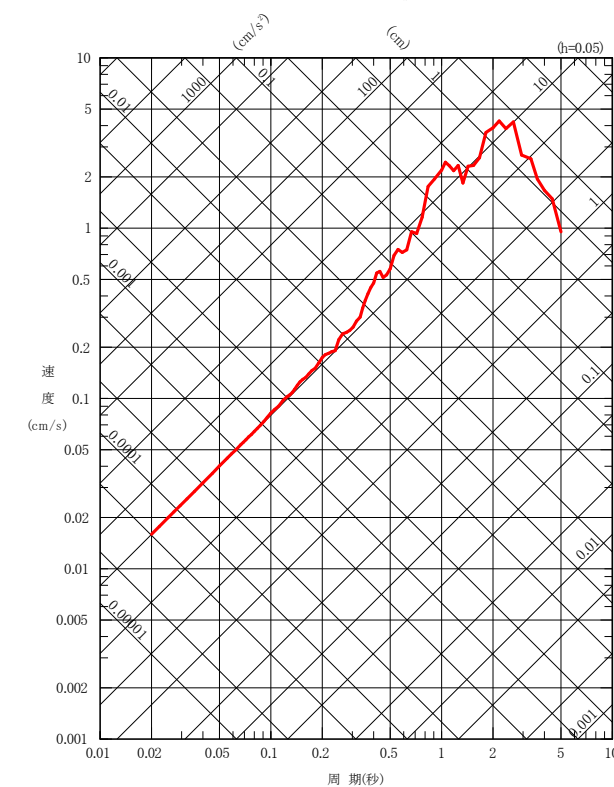
### ■ 十勝沖の領域の要素地震(2008年9月11日の地震(M7.1))



NS方向



EW方向

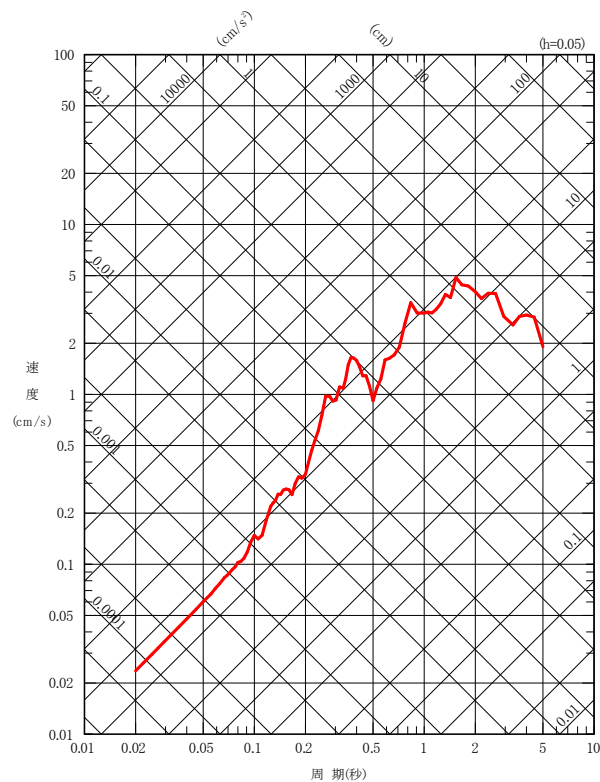
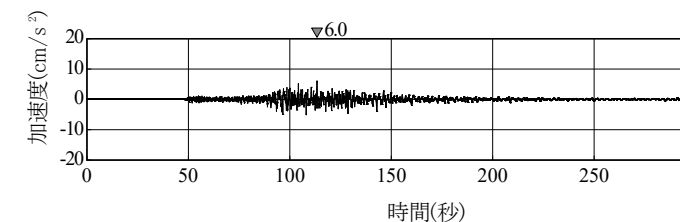
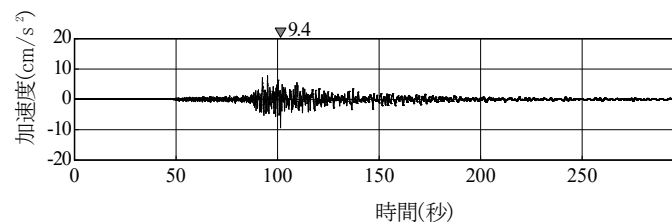
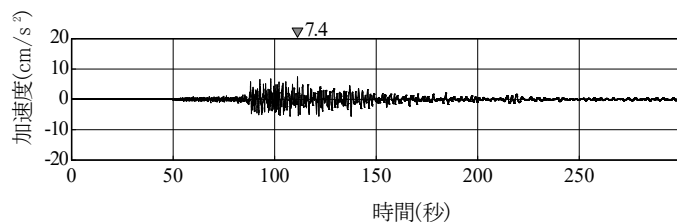


UD方向

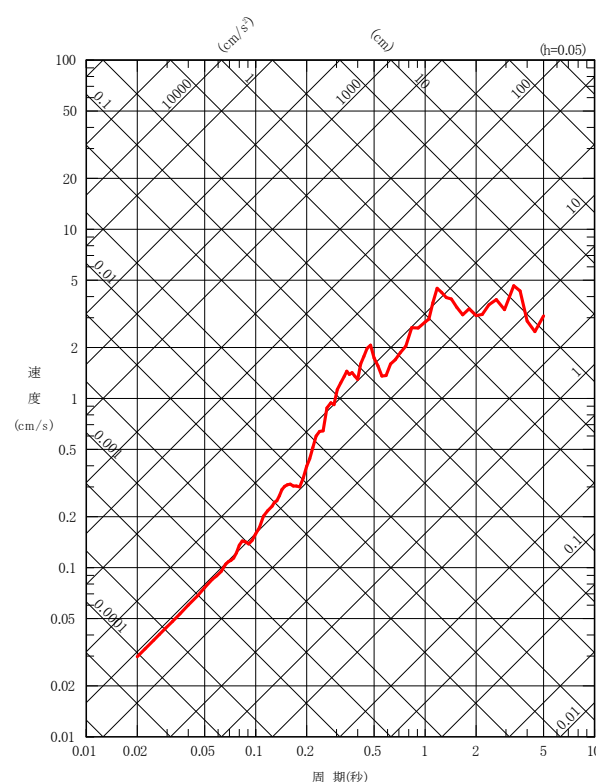
2008年9月11日の地震(M7.1)の時刻歴波形及び応答スペクトル(西側観測点 T.P.-34m)

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(3)

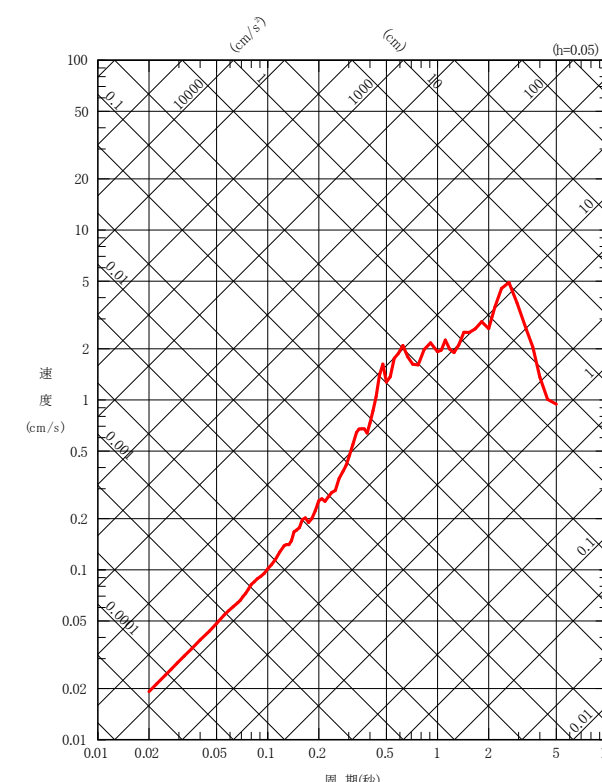
### ■ 根室沖の領域の要素地震(2004年11月29日の地震(M7.1))



NS方向



EW方向

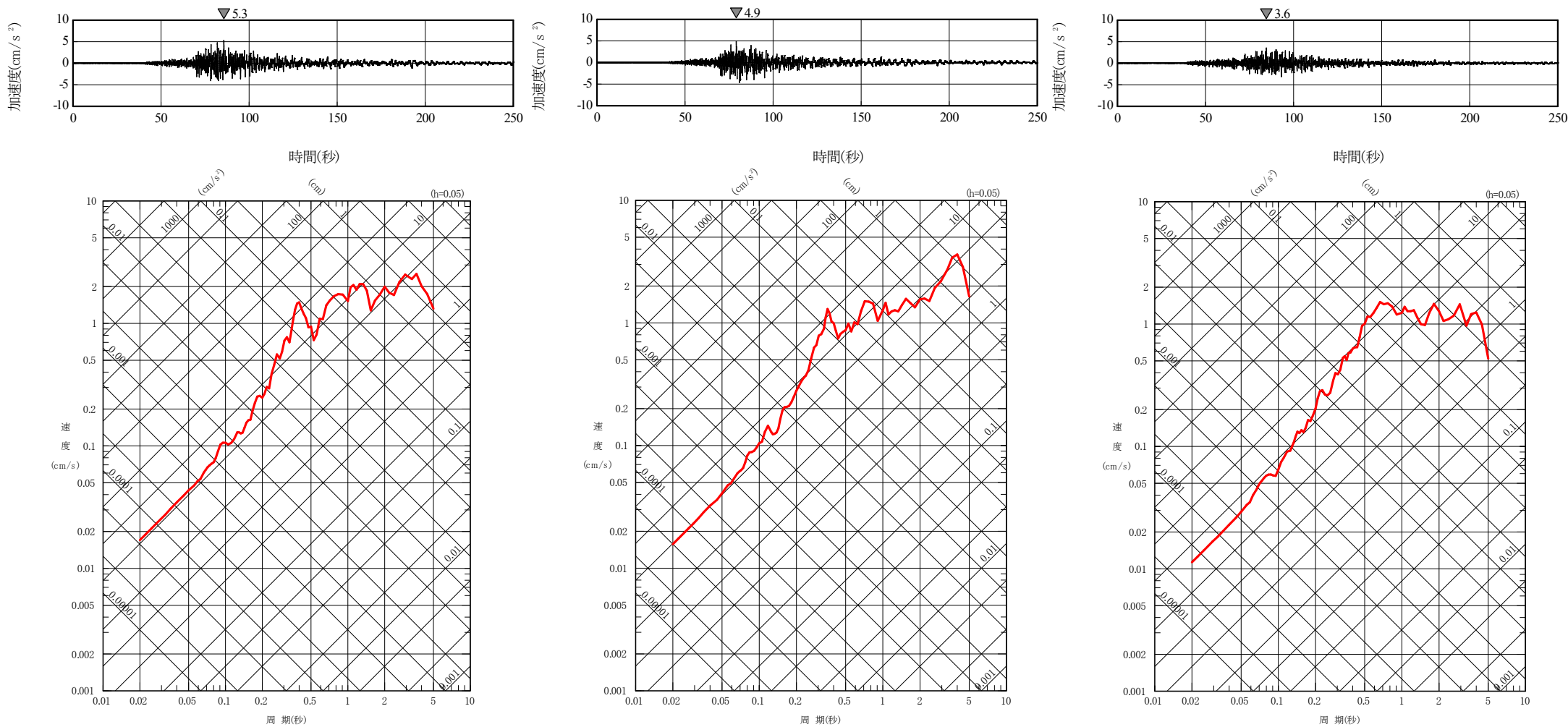


UD方向

2004年11月29日の地震(M7.1)の時刻歴波形及び応答スペクトル(西側観測点 T.P.-34m)

# 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(4)

## ■ 三陸沖中部の領域の要素地震(2015年5月13日の地震(M6.8))



NS方向

EW方向

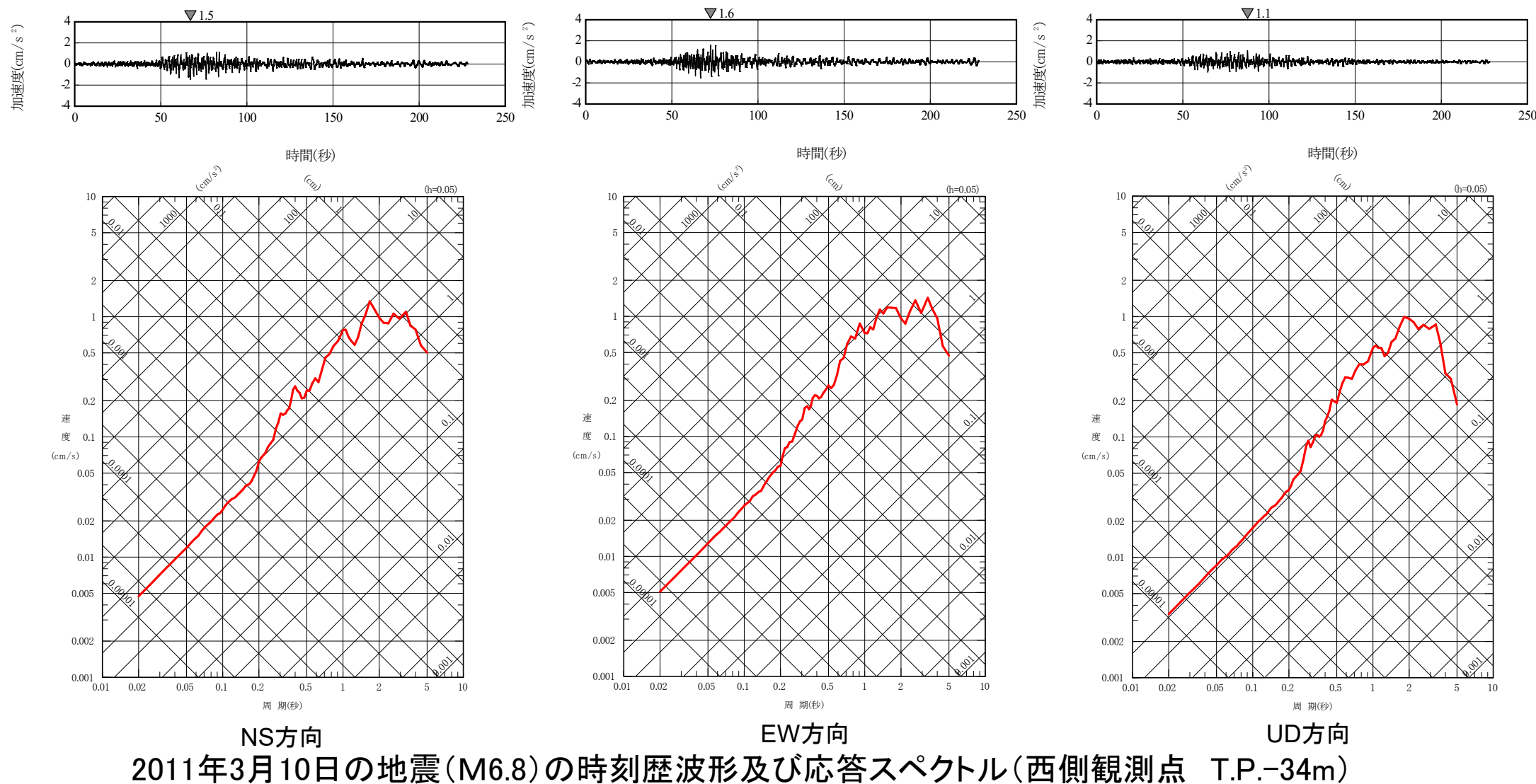
UD方向

2015年5月13日の地震(M6.8)の時刻歴波形及び応答スペクトル(西側観測点 T.P.-34m)



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(5)

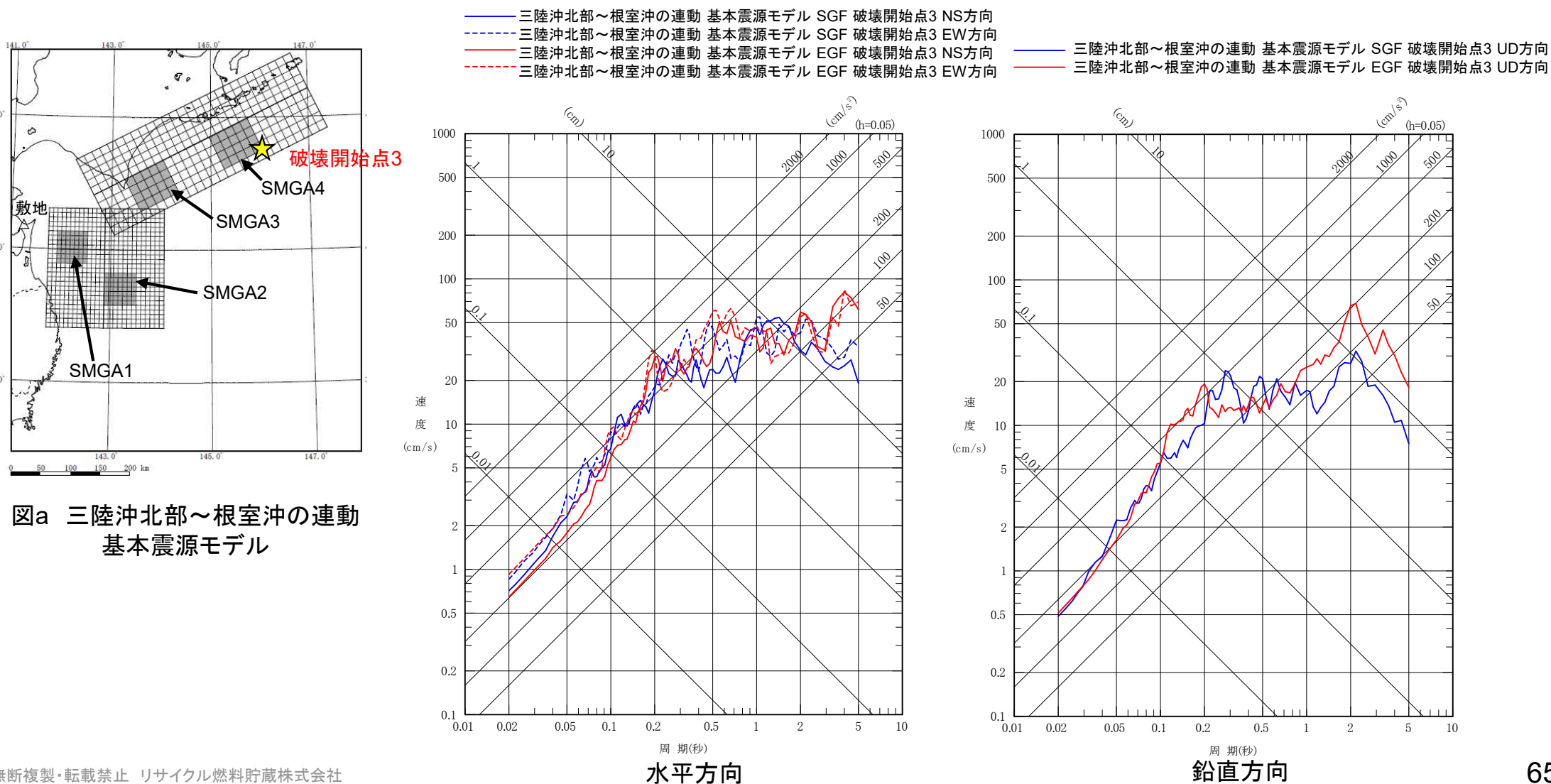
### ■ 宮城県沖・三陸沖南部海溝寄りの領域の要素地震(2011年3月10日の地震(M6.8))



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震

## 三陸沖北部～根室沖の連動の基本震源モデルの地震動評価

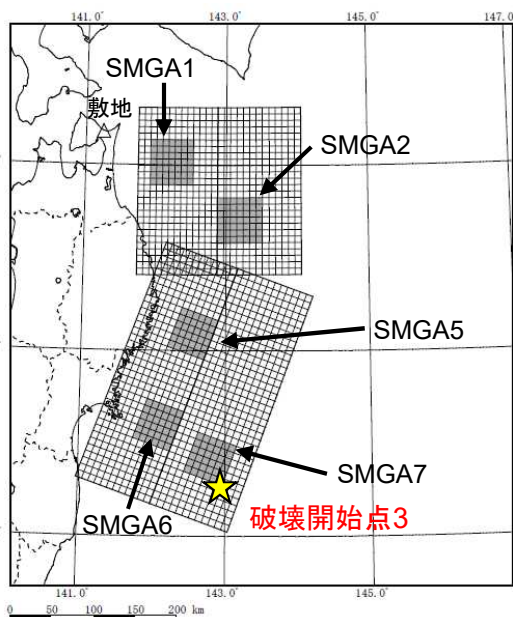
- 地震動レベルの妥当性を確認するため、三陸沖北部～根室沖の連動の基本震源モデル(破壊開始点3)について、統計的グリーン関数法による評価を実施した。
- 統計的グリーン関数法による評価と経験的グリーン関数法の結果を合わせて示す。地震動レベルは、概ね同等となっている。



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1プレート間地震

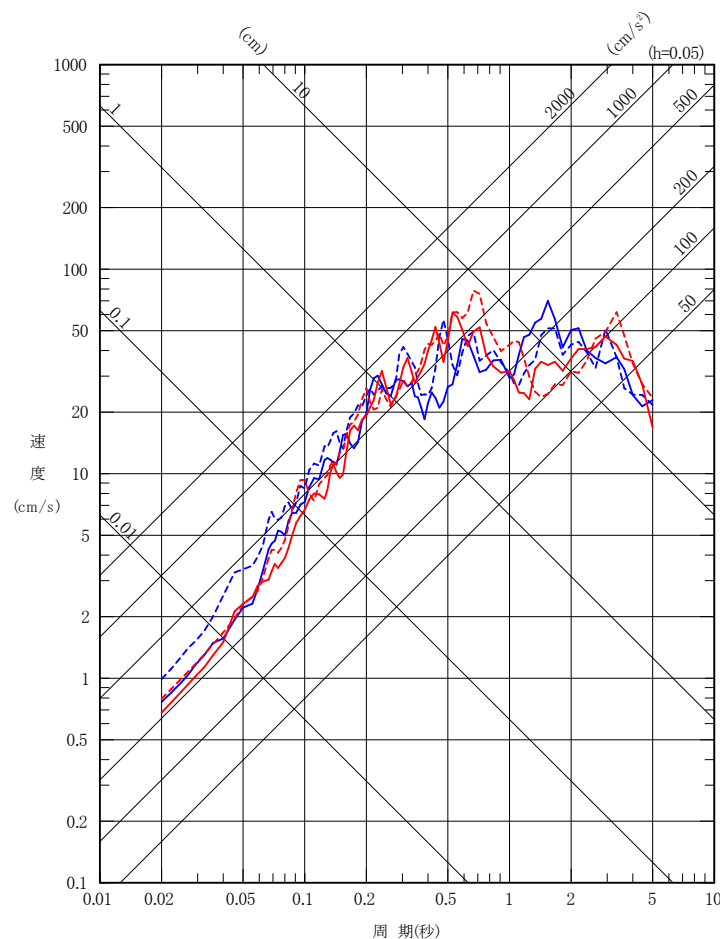
## 三陸沖北部～宮城県沖の連動の基本震源モデルの地震動評価

- 地震動レベルの妥当性を確認するため、三陸沖北部～宮城県沖の連動の基本震源モデル(破壊開始点3)について、統計的グリーン関数法による評価を実施した。
- 統計的グリーン関数法による評価と経験的グリーン関数法の結果を合わせて示す。地震動レベルは、概ね同等となっている。



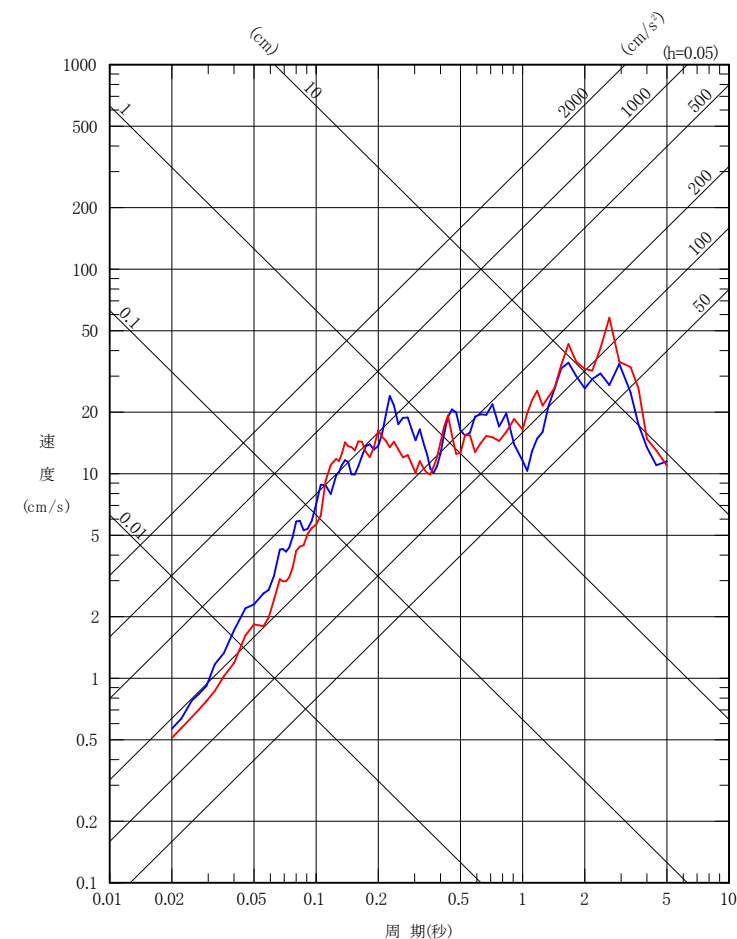
図b 三陸沖北部～宮城県沖の連動  
基本震源モデル

— 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 NS方向  
 - - 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 EW方向  
 — 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 NS方向  
 - - 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 EW方向



水平方向

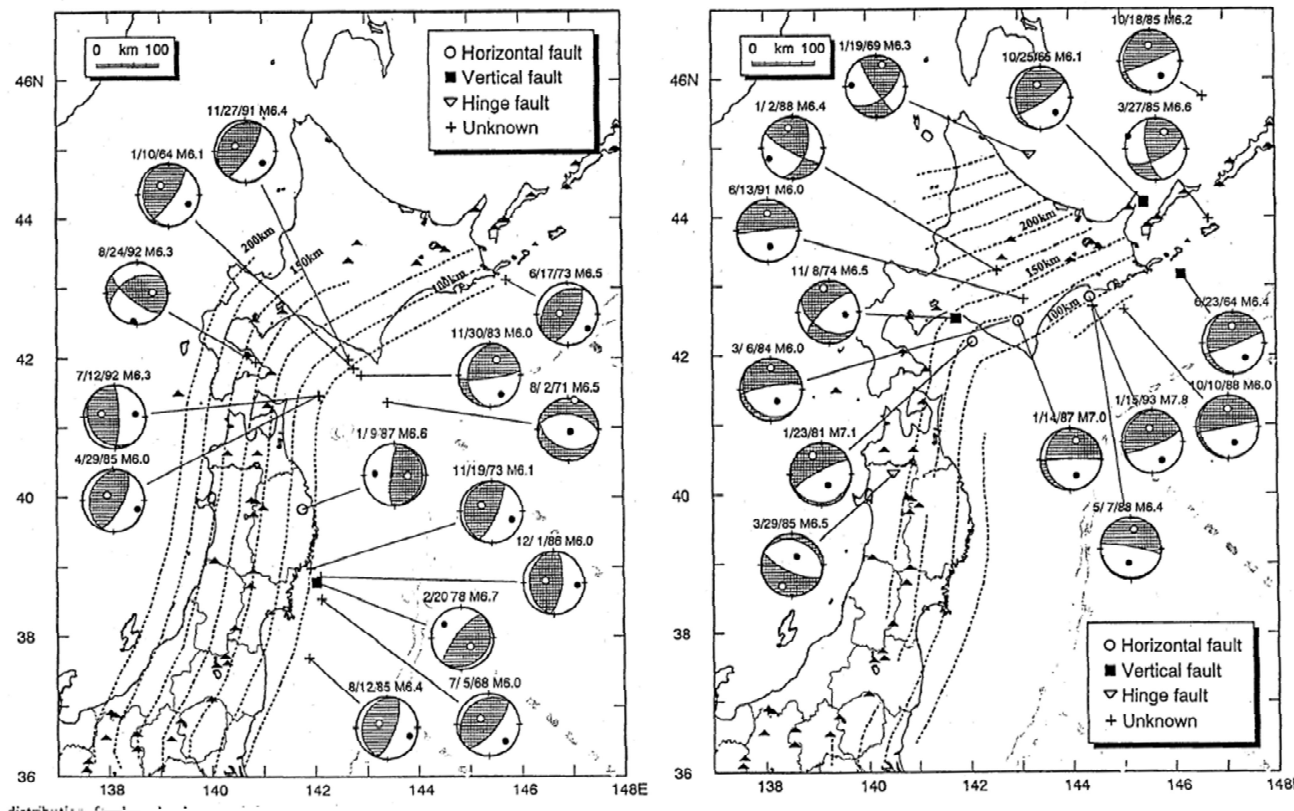
— 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 UD方向  
 — 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 UD方向



鉛直方向

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(1)

- Kosuga et al.(1996)は、東北地方～北海道の海洋プレート内地震のうち、M6.0以上の地震を対象として、発生メカニズム(海洋プレート上部、海洋プレート下部)について整理している。



プレート上部の地震

プレート下部の地震

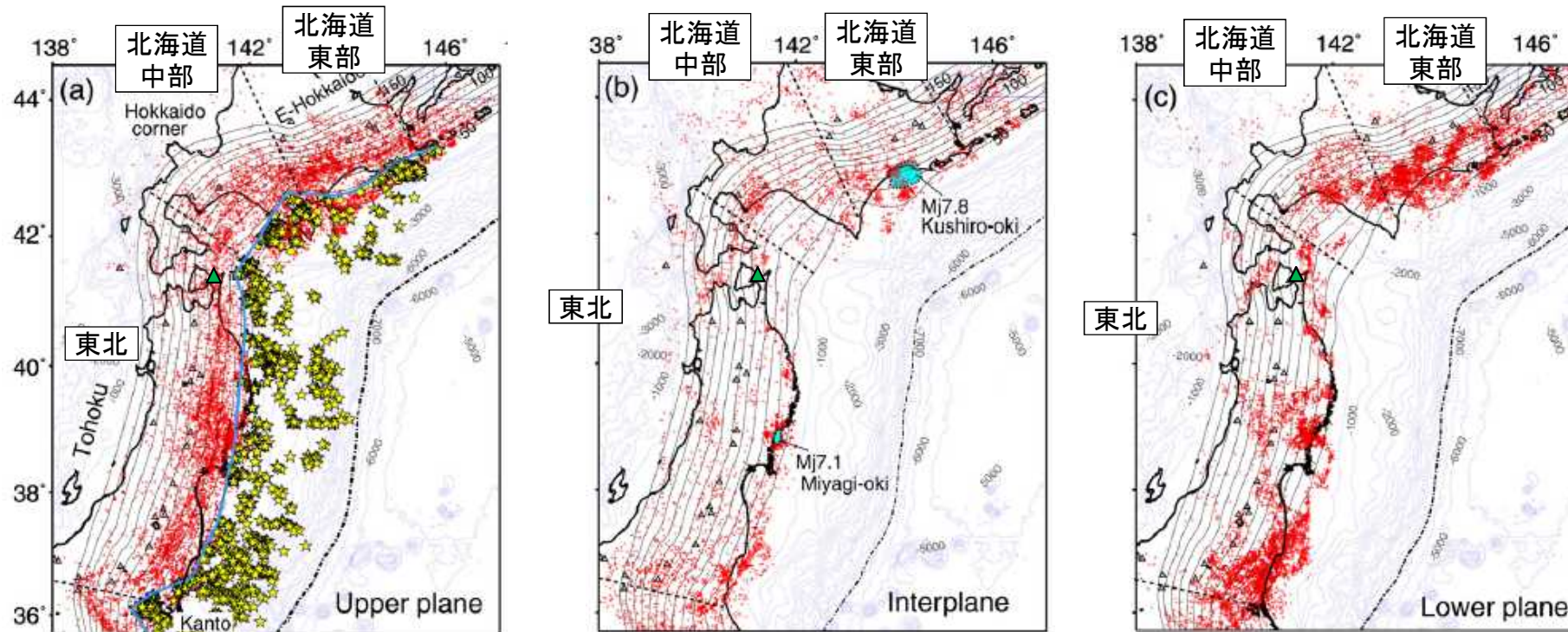
Kosuga et al(1996)より抜粋・加筆

### プレート上部、下部で発生した地震(M6.0以上)の分布

- ・東北地方では、海洋プレート上部のDown dip Compression型(DC型)の地震が支配的となっている。
- ・北海道では、海洋プレート下部のDown dip Extension型(DE型)の地震が支配的となっている。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(2)

- Kita et al.(2010)は、東北日本弧～千島弧の海洋プレート内地震の発生分布を整理している。
- 地震の発生状況に応じて、北海道～東北地方にかけて「北海道東部」、「北海道中部」、「東北」に区分している。



(a)海洋プレート上部

(b)中立軸付近の応力が相対的に小さい領域

(c)海洋プレート下部

★ : 小規模な繰り返し地震及び低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震)    ● : 地震    ▲ : 敷地

### 東北日本弧～千島弧の海洋プレート内地震の発生分布

※海洋プレートを応力場の状態により、Upper plane(プレート上部・圧縮応力場)、Interplane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)、Lower plane(プレート下部・引張応力場)に分類して評価している。

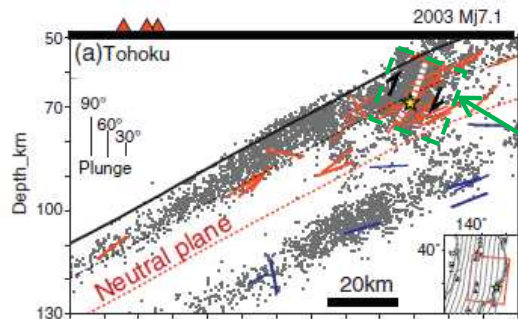
Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

- 敷地は「東北」の領域に含まれ、「東北」の領域の中でみても、Interplane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)及びLower plane(海洋プレート下部)の地震の活動性が相対的に低い。
- 「北海道東部」の領域は、Interplane及びLower planeにおける地震の発生頻度が高い。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(3)

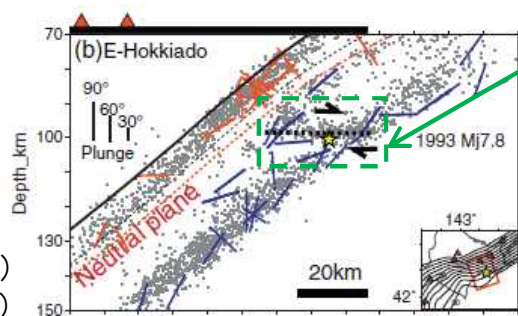
- Kita et al.(2010)では、東北地方と北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムと海洋プレート内の応力分布の関係について検討がなされ、東北地方と北海道について、両者では違いがあるとしている。
- 過去の大規模な地震の震源断層面は、DC型についてはNeutral plane(応力中立面)の上部(圧縮応力場)で震源域が留まり、DE型であれば下部(引張応力場)の領域に震源域が留まっている。
- Kita et al.(2010)に示される海洋プレートの応力状態に関する図より以下の内容が確認できる。
  - 東北地方は、海洋プレートの応力中立軸が深く、DC型の地震(海洋プレート上部・圧縮応力場)の発生層が厚い。(海洋プレートの厚さ約40kmのうち、約20kmの部分が圧縮応力場)
  - 北海道東部は、海洋プレートの応力中立軸が浅く、DE型の地震(海洋プレート下部・引張応力場)の発生層が厚い。(海洋プレートの厚さ約40kmのうち、約30kmの部分が引張応力場)

東北



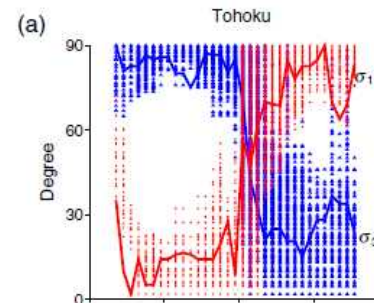
過去の大規模な地震の震源

北海道東部

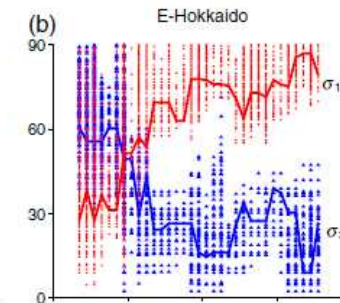


— : P軸(圧縮軸)  
— : T軸(引張軸)

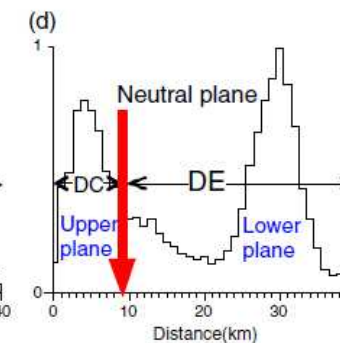
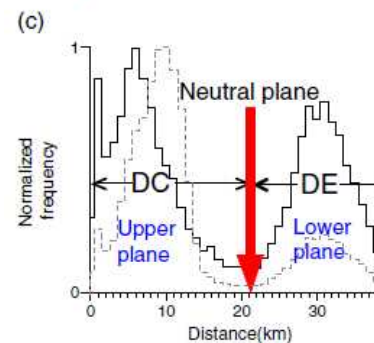
東北



北海道東部



(a)東北地方及び(b)北海道東部における、最大主応力軸 $\sigma_1$ (赤線)及び最小主応力軸 $\sigma_3$ (青線)とプレートの沈み込み方向との角度。海洋プレート表面からの距離を横軸に示す。



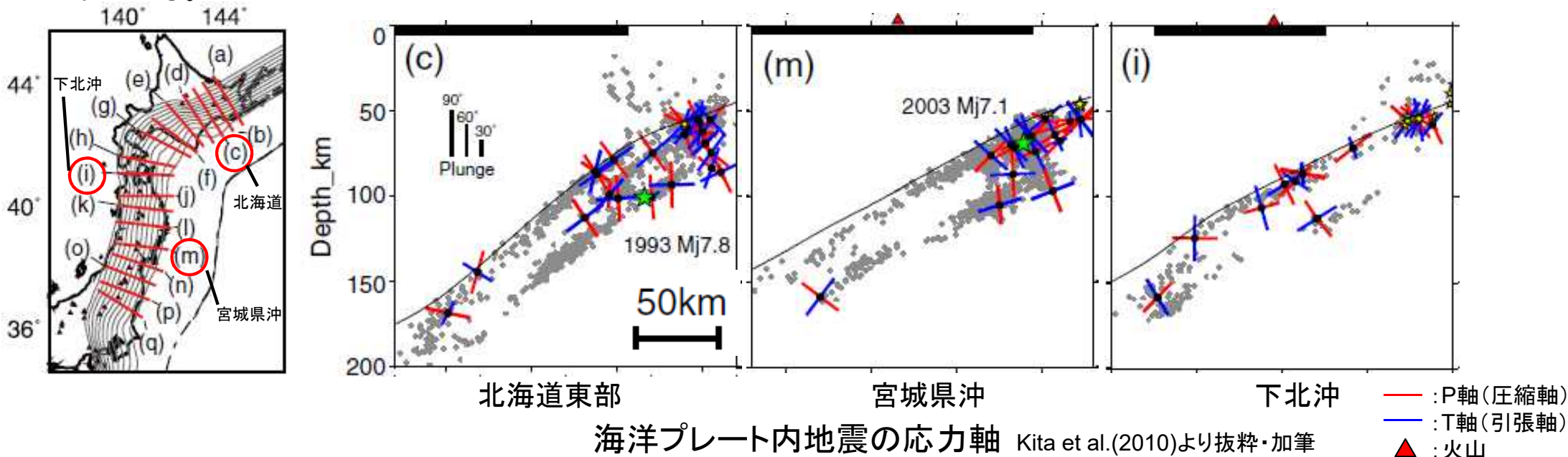
(c)東北地方及び(d)北海道東部における、海洋プレート内地震の発生頻度分布。海洋プレート表面からの距離を横軸に示す。推定された応力中立面を赤矢印で示す。

沈み込む海洋プレートの応力中立軸に係る検討 Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

- Kita et al.(2010)の記載は、Kosuga et al.(1996)によるDC型地震及びDE型地震の分布の傾向とも整合する。
- 敷地の属する東北地方の領域と、北海道東部の領域では海洋プレート内の応力状態は異なる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(4)

- Kita et al.(2010)では、東北地方から北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムについて、その応力の方向が整理されている。

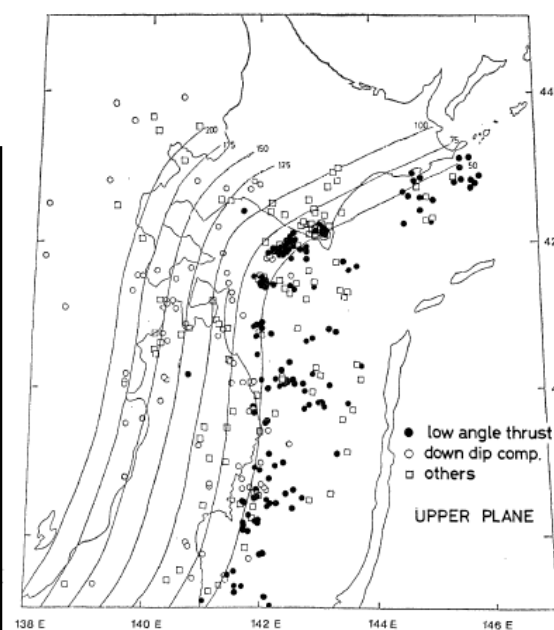


- Kita et al.(2010)に示される海洋プレート内地震の応力の方向に関する図より、以下の内容が確認できる。
  - 1993年釧路沖地震(DE型)が発生している北海道の領域については、海洋プレート上部境界付近まで、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しており、海洋プレート内部の応力状態としては、海洋プレート上部境界付近まで引張応力がはたらいていると考えられる。
  - 2003年宮城県沖の地震震(DC型)が発生している宮城県沖の領域については、海洋プレート上部では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下部では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
  - 敷地付近の下北沖は、宮城県沖と同様の傾向を示しており、北海道のように、DE型の地震がプレート上部境界付近まで発生している傾向はないことが確認できる。

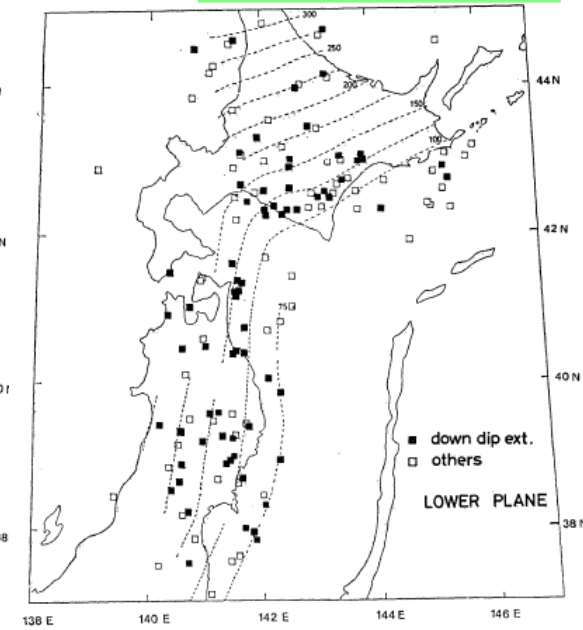
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(5)

■ 海野ほか(1984)においても、東北地方から北海道東部の海洋プレート内地震の発生機構について、地震と応力軸の関係が整理されている。

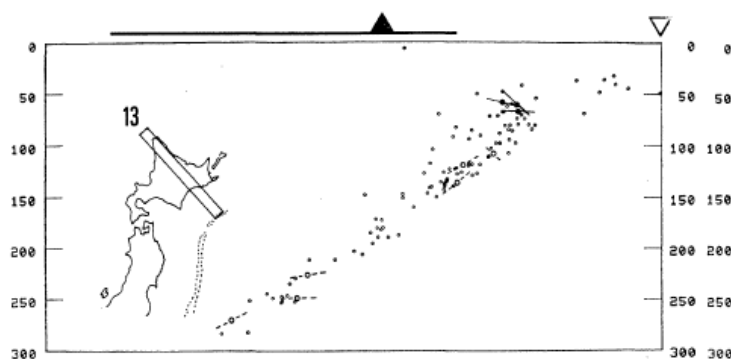
- 海野ほか(1984)に示される海洋プレート内地震の応力軸の方向に関する図より、以下の内容が確認でき、前述のKita et al.(2010)とも整合している。
  - ▶ 北海道の領域については、海洋プレート下部では、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しているが、上部では、DC型の地震は卓越していない。
  - ▶ 宮城県沖の領域については、海洋プレート上部では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下部では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
  - ▶ 敷地前面の下北沖は、宮城県沖と同様の傾向を示している。



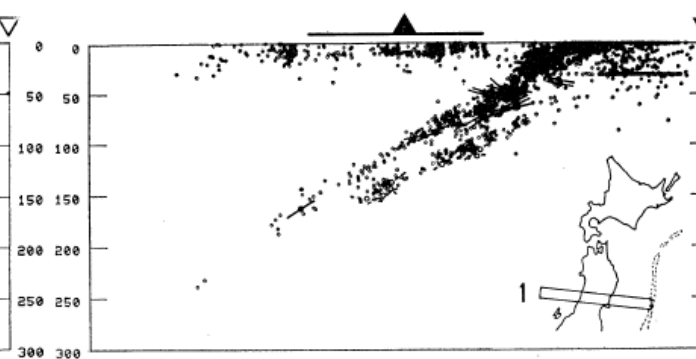
プレート上部で発生した地震の分布



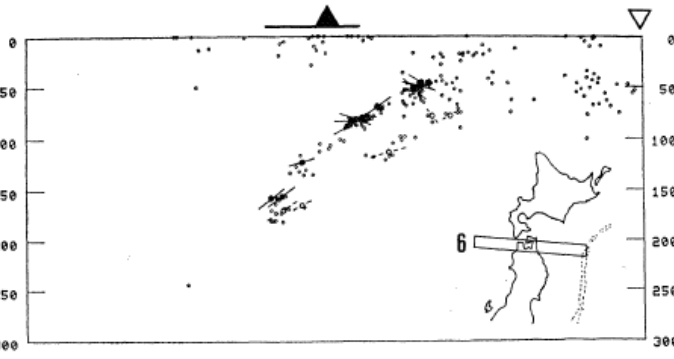
プレート下部で発生した地震の分布



北海道



宮城県沖



下北沖

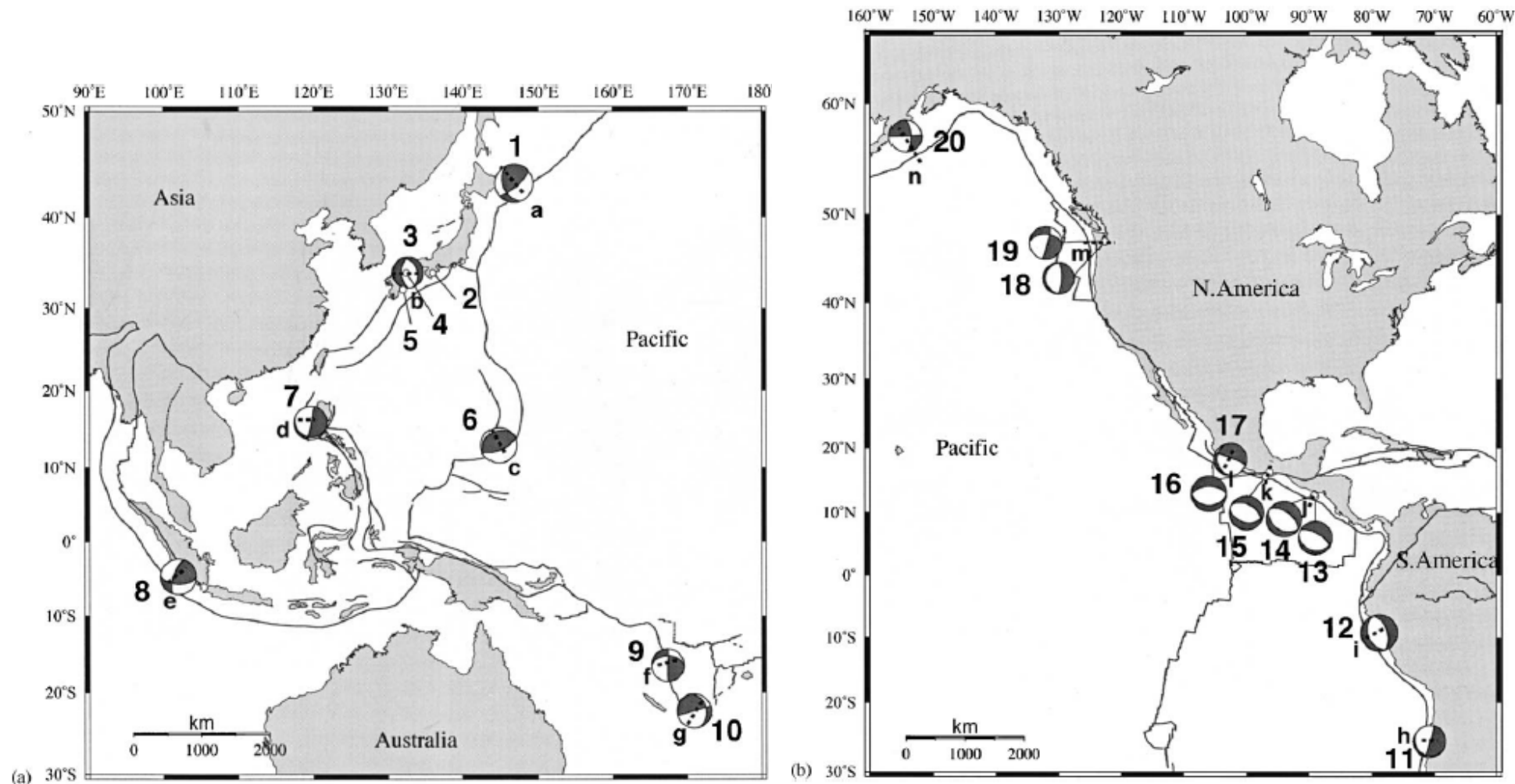
海洋プレート内地震の応力軸

海野ほか(1984)より抜粋



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係(1)

- Seno and Yoshida(2004)は、過去に世界で発生した海洋プレート内地震について、Mw7.0程度以上、深さ20~60kmの地震を抽出し、プレートの応力状態と地震の関係を整理している。



世界で発生した海洋プレート内地震

Seno and Yoshida(2004)より抜粋

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係(2)

世界で発生した海洋プレート内地震のリスト Seno and Yoshida (2004)より抜粋

Region event	Date	Epicenter		$M_w$	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		°N	°E			(°)	(°)	(°)		
E. Hokkaido										
1 Hokkaido-toho-oki	4 October 1994	43.42	146.81	8.3	33	158	41	24	123	
Kyushu-SW. Japan										
2 Kii-Yamato <sup>a</sup>	7 March 1899	34.1	136.1	7.0	45				15-30	G
3 Geiyo	24 March 2001	34.13	132.71	6.8	47	181	57	-67		
4 Geiyo <sup>a</sup>	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda <sup>a</sup>	2 November 1931	32.2	132.1	7.1	40					
S. Mariana										
6 Guam	8 August 1993	12.98	144.80	7.7	45	238	24	82	164	G
Manila										
7 Manila	11 December 1999	15.87	119.64	7.2	35	112	13	-169	22	
Sumatra										
8 Sumatra	4 June 2000	-4.73	101.94	7.8	44	92	55	152	66	
Vanuatu										
9 Vanuatu	13 July 1994	-16.50	167.35	7.1	25	272	42	2	35-52	G
10 Vanuatu	6 July 1981	-22.31	170.90	7.5	58	345	30	-179		
N. Chile										
11 Taltal	23 February 1965	-25.67	-70.79	7.0	60	16	86	-78	48	G
C. Peru										
12 Peru	31 May 1970	-9.18	-78.82	7.9	43	160	37	-90	44	G
El Salvador										
13 El Salvador	19 June 1982	12.65	-88.97	7.3	52	102	25	-106	>37	G
14 El Salvador	13 January 2001	12.97	-89.13	7.7	56	121	35	-95		
Mexico										
15 Oaxaca	30 September 1999	15.70	-96.96	7.4	47	102	42	-103	10-17	G
16 Oaxaca	15 January 1931	16.4	-96.3	7.7	40	90	34	-90		
17 Michoacan	11 January 1997	18.34	-102.58	7.1	40	175	18	-28		
N. Cascadia										
18 Nisqually	28 February 2001	47.14	-122.53	6.8	47	176	17	-96	10	G
19 Olympia <sup>b</sup>	13 April 1949	47.17	-122.62	7.1	54	14	82	-135		
Alaska										
20 Kodiak Island	6 December 1999	57.35	-154.35	7.0	36	357	63	-180	55	G

<sup>a</sup> Hypocenters and magnitudes are from Utsu (1982), except for the depths of the 1899 and 1905 events which are estimated in this study. Magnitudes are referring to the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude.

<sup>b</sup> Hypocenters and magnitudes are from Baker and Langston (1987).

Hypocenters for other events are from the Harvard University centroid moment tensor catalogue (HCMT), except for the depths by individual studies mentioned in the text. Strike, dip and rake are from HCMT except for the 1993 Guam event: Tanioka et al. (1995), 1965 Taltal event: Malgrange and Madariaga (1983), 1970 Peru event: Abe (1972), 1931 Oaxaca event: Singh et al. (1985), and 1949 Olympia event: Baker and Langston (1987). G abbreviates gradient in the upper plate stresses.

### 凡例

○Region event

a.震源とマグニチュードはUtu(1982)

1899及び1905の地震の震源深さはSeno and Yoshida (2004)による推定

b.震源とマグニチュードはBaker and Langston(1987)による

※その他の地震はハーバード大学(HCMT)による

○Upper plate stress

G. 上盤側プレートに応力勾配が見られる地域を指す

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係(3)

- Seno and Yoshida(2004)は、海洋プレートと島弧に働く応力の関係を、下図に示す4種類に分類している。
  - 4種の分類のうち、(a)及び(b)に該当する地域では、浅く大きな(large and shallow)海洋プレート内地震が発生する傾向があるとしている。
  - 浅く大きな地震が知られていない(c)及び(d)の地域では、海洋プレートの応力がCompressionあるいはNeutralな応力状態になっており、島弧と海洋プレートの圧縮力がつりあっているとされている。

(a)表において、Upper plate Stressに応力勾配が認められる地域

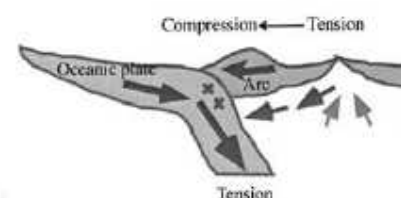
→表の右欄「G」の地域

(b)海洋プレートに引張の応力がはたらいっている地域

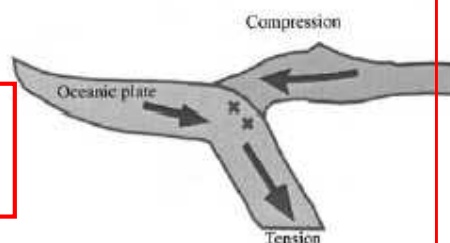
→表のうち、E Hokkaido、Manila、Sumatraが該当

北海道東部は、(b)に分類される。

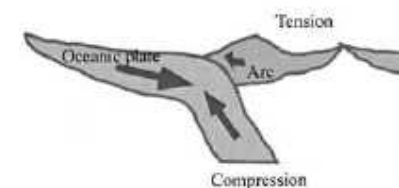
(a) Kyushu, Cascadia



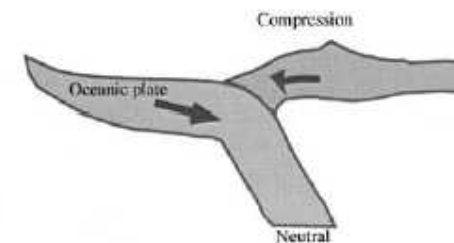
(b) Sumatra, Manila



(c) Bonin, Tonga



(d) N. Honshu, Kamchatka



東北地方は、(d)に分類される。

規模の大きい海洋プレート内地震が発生する傾向がある地域の応力パターン

Fig. 12. Relationships between the slab and arc stresses. The ridge push, slab pull and the fore-arc collision force are balanced (Seno and Yamanaka, 1998). (a) The slab is down-dip tensional and the arc is tensional in the back-arc and compressional in the fore-arc. (b) The slab is down-dip tensional and the arc is compressional. (c) The slab is down-dip compressional and the arc is tensional. (d) The slab is neutral in the stress state and the arc is compressional. In regimes (a) and (b), large shallow intraslab earthquakes tend to occur.

### 海洋プレート及び島弧の応力パターン分類図

Seno and Yoshida(2004)より抜粋・加筆

- 東北地方と北海道東部は応力パターンが異なる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

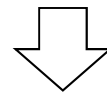
# 海洋プレート内地震の発生状況のまとめ

### ■東北地方と北海道の比較

- Kosuga et al.(1996)によって整理された海洋プレート内地震の分布から、東北地方では、プレート上部のDC型の地震が優勢であり、一方北海道では、プレート下部のDE型の地震が優勢であると考えられる。
- Kita et al.(2010)による海洋プレート内地震の発生状況から、敷地付近は、他地域と比較して、Inter plane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)及びLower plane(海洋プレート下部)の地震の活動性が相対的に低いと考えられる。
- Kita et al.(2010)は、東北地方と北海道の海洋プレート内地震の発生メカニズムと海洋プレート内の応力分布の関係について検討がなされ、東北地方と北海道の違いを指摘しており、以下のことが確認できる。
  - 東北地方は、海洋プレートの応力中立軸が深く、DC型の地震(プレート上部・圧縮応力場)の発生層が厚いのに対し、北海道は、海洋プレートの応力中立軸が浅く、DE型の地震(プレート下部・引張応力場)の発生層が厚い。
  - なお、過去の大規模な地震の震源域と応力場に関して、DC型であればNeutral plane(応力中立面)の上部(圧縮応力場)で震源域が留まり、DE型であれば下部(引張応力場)の領域に震源域が留まっている。

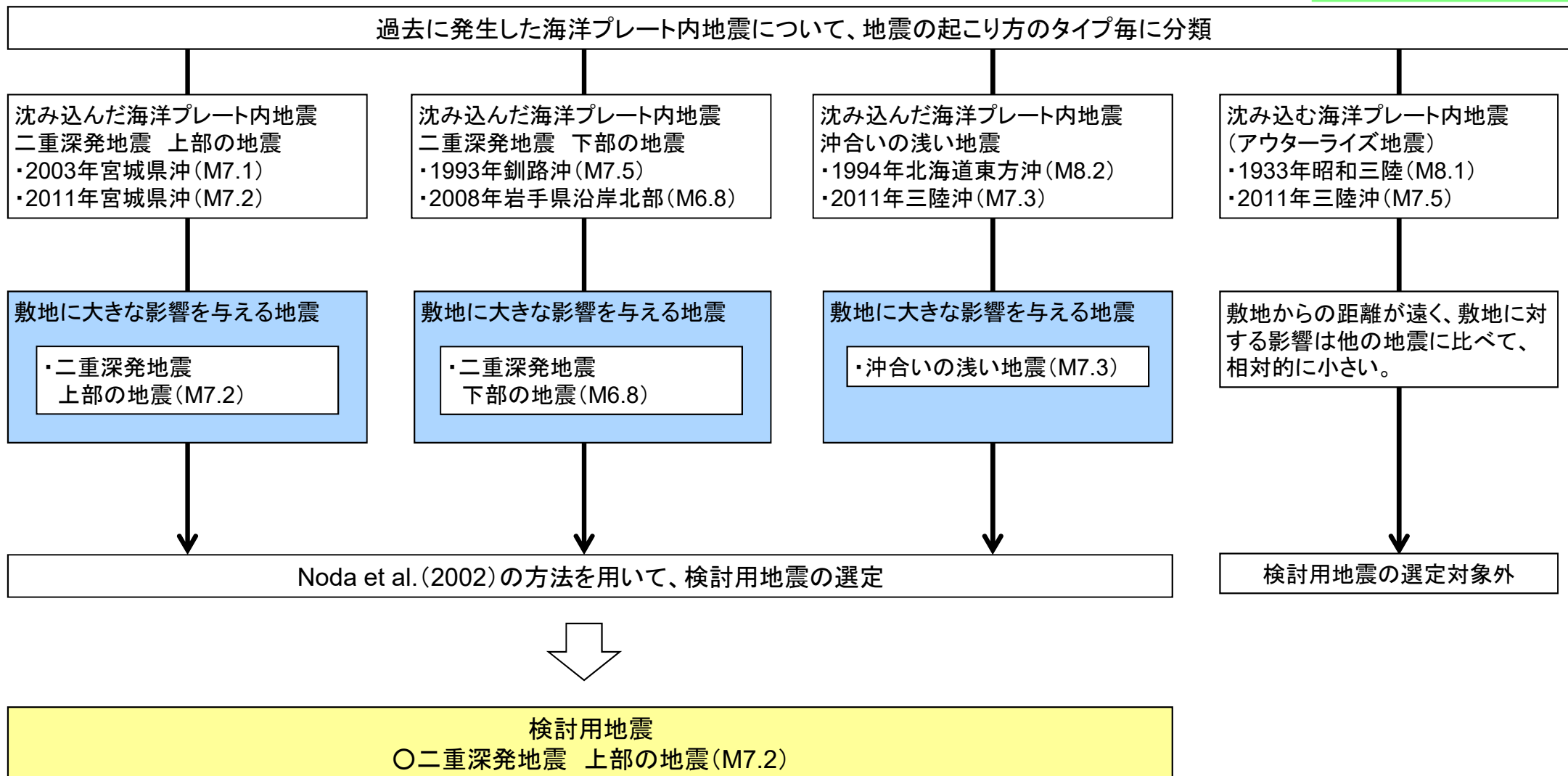
### ■プレートの応力状態と地震の関係

- Seno and Yoshida(2004)では、海洋プレートと島弧に働く応力と海洋プレート内地震の関係を整理している。
- 大きな海洋プレート内地震が発生している地域は、海洋プレートに引張応力がはたらいっている地域であり、北海道はその地域に該当している。



・東北地方と北海道では、支配的な海洋プレート内地震の発生タイプや応力状態が異なることから、東北地方の海洋プレート内地震を検討用地震の対象として考慮する。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 検討用地震の選定概要

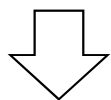


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 過去に東北地方で発生した最大規模の地震

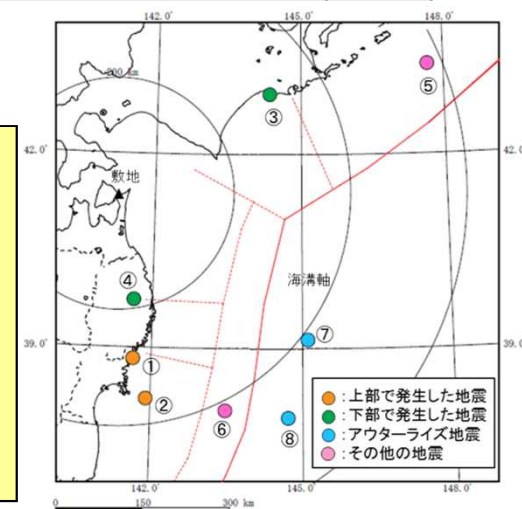
### ■ 東北地方で発生した最大規模の地震

■ 過去に東北地方で発生した海洋プレート内地震について、タイプ毎に分類をおこなった上で、敷地に対して影響の大きい地震を基本震源モデルとして設定する。

No.	タイプ名	東北地方で発生した主な地震	震源距離	(参考)北海道で発生した主な地震	震源距離
1	沈み込んだ海洋プレート内地震	①2003年5月26日宮城沖の地震(M7.1) ②2011年4月7日宮城沖の地震(M7.2)	293km 361km		
2		④2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	213km	③1993年釧路沖地震(M7.5)	326km
3		⑥2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)	418km	⑤1994年北海道東方沖地震(M8.2)※	576km
4	沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)	⑦1933年昭和三陸地震(M8.1) ⑧2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	412km 486km		



- 基本震源モデルの地震規模は、タイプ毎に、東北地方で発生した最大規模を想定する。
- 基本震源モデルの地震の想定位置は、タイプ毎の敷地周辺の地震発生状況に鑑み、適切に敷地周辺に設定する。
- No.4の沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)は、海溝軸よりも外側で発生する地震であり、地震動による敷地への影響は小さくなることから、検討用地震の選定対象外とする。
- ※⑤1994年北海道東方沖地震(M8.2)については、影響確認のため、千島海溝沿いのテクトニクス内の敷地に最も近い位置で発生した場合を参考として評価する。



過去に発生した海洋プレート内地震の震央位置

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 上部の地震の発生状況(1)

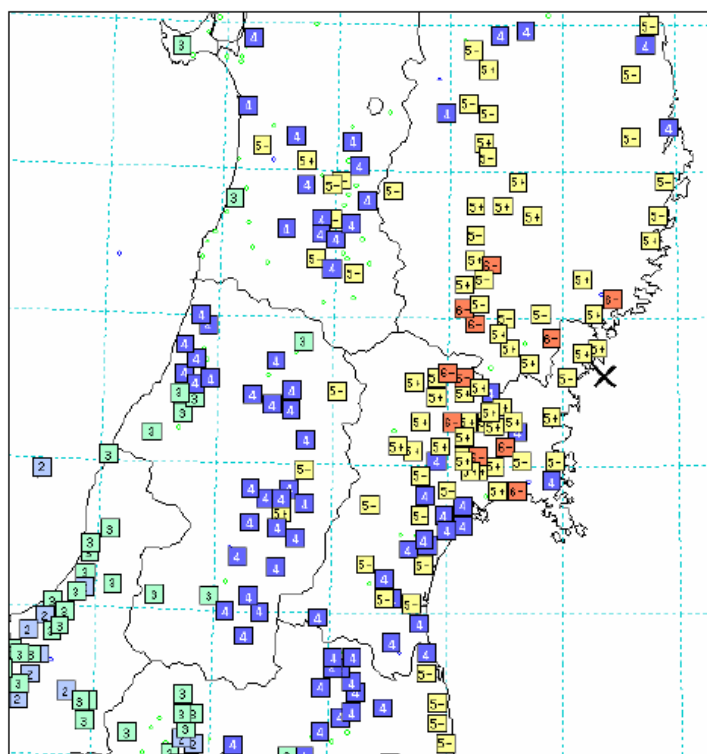
上部の地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)が発生している。

### ■ 2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)

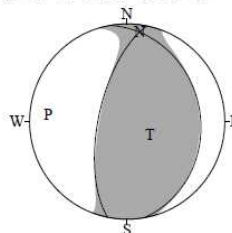
【気象庁(2003):平成15年5月 地震・火山月報(防災編)】

2003年5月26日18時24分に発生した宮城県沖の地震は、太平洋プレート内部で発生した地震と考えられる。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2003/5/26 18:24	宮城県沖	38° 49.2'N	141° 39.0'E	72km	M7.1	6弱



2003/05/26 18:24:33.4  
NORTHERN MIYAGI PREF  
Hypo.: 38°49.2'N 141°39.0'E 72km



Cent.: 38°35.0'N 141°42.2'E 51km Δt=10.2  
Mo:  $4.18 \times 10^{19}$  N·m Mw: 7.0 Mj: 7.1 (sec)  
mrr: 2.94 mtt: 0.41 mff: -3.35  
mrt: -0.76 mrf: -2.64 mtf: -0.11 ( $\times 10^{19}$  N·m)  
STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
NP1: 350° 26° 70° P-axis: -4.34 275° 20°  
NP2: 192° 66° 99° T-axis: 4.02 119° 68°  
N-axis: 0.31 8° 8°  
V.R.: 29% ε: -0.07 N: 18 COMP: 54

発震機構 CMT解(気象庁)

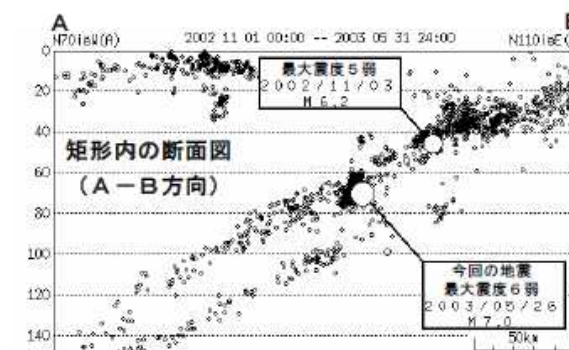
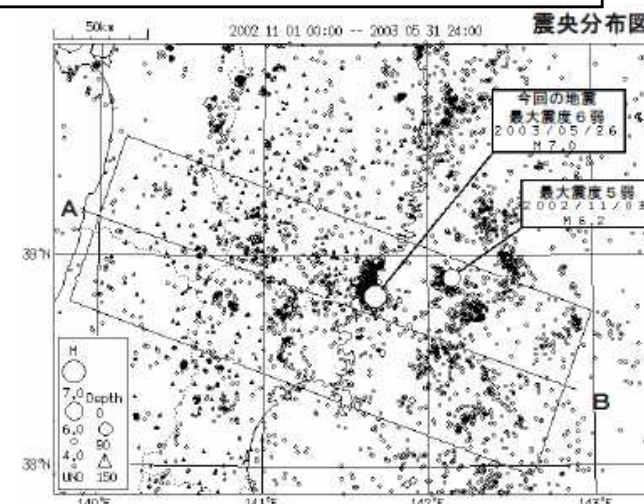


図2-1 震央分布図、断面図

表示期間: 2002/11/01-2003/05/31

(気象庁2003.5)

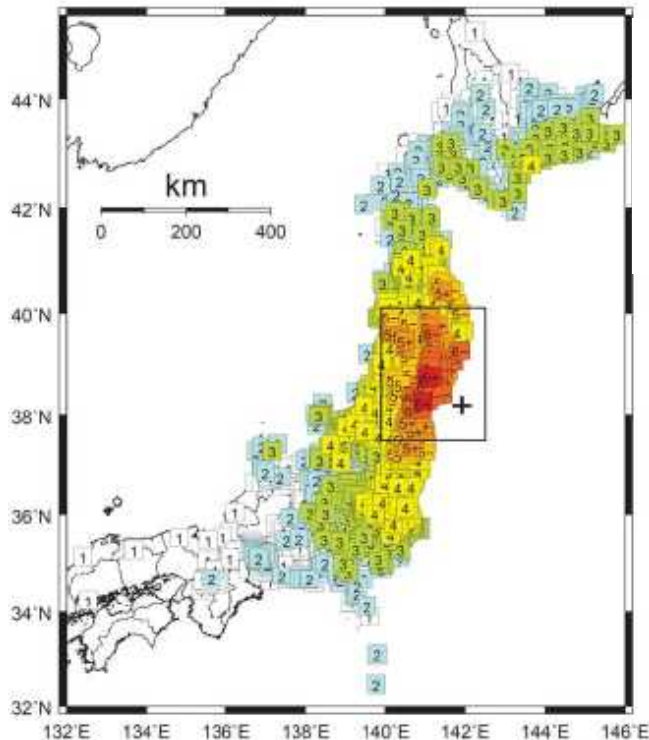
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 上部の地震の発生状況(2)

### 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

【気象庁技術報告133号(2012)】

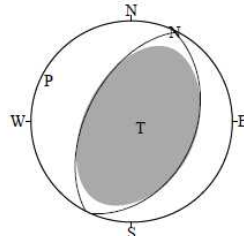
4月7日23時32分に、宮城県沖でM7.2の地震(最大震度6強)が発生した。発震機構解は西北西-東南東方向の圧力軸を持つ逆断層型であるが、本震や余震とは節面の傾斜角が異なっている。この余震に伴う二次余震の分布から、二つの節面のうちの、東側に傾き下がる面が断層面であり、太平洋プレート内部で発生した地震である。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2011/4/7 23:32	宮城県沖	38° 12.2' N	141° 55.2' E	66km	M7.2	6強



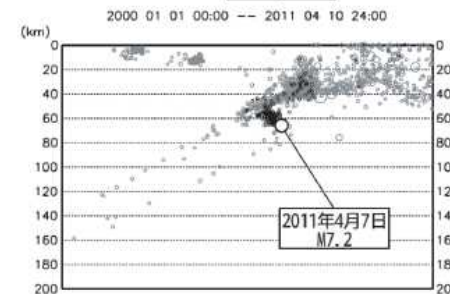
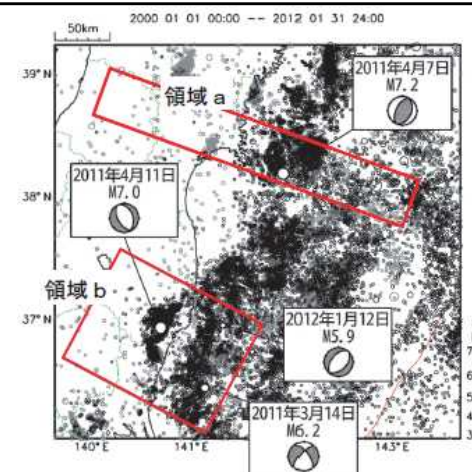
震度分布図(気象庁2011.4)

2011/04/07 23:32:43.4  
E OFF MIYAGI PREF  
Hypo.: 38°12.2'N 141°55.2'E 66km



Cent.: 38°16.3'N 141°56.1'E 54km Δt= 7.2 (sec)  
Mo:  $6.01 \times 10^{19}$  N·m Mw: 7.1 Mj: 7.2  
mrr: 6.04 mtt: -1.47 mff: -4.57  
mrt: -0.95 mrf: -1.49 mtf: -1.89 ( $\times 10^{19}$  N·m)  
STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
NP1: 24° 37° 87° P-axis: -5.72 296° 9°  
NP2: 207° 54° 92° T-axis: 6.31 128° 81°  
N-axis: -0.58 26° 2°  
V.R.: 82% ε: 0.09 N: 12 COMP: 30

発震機構 CMT解(気象庁)



第1.8.3図 宮城県沖から茨城県沖の地震活動(2000年1月~2012年1月, M ≥ 3.0, 深さ200km以浅)  
上: 震央分布図, 下: 領域aの断面図(長軸投影, 2011年4月7日~4月10日の地震を濃く表示)。(気象庁2012)

⇒過去に東北地方で発生した最大規模の2地震のうち、より地震規模の大きい2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)について、詳細な分析を行う。

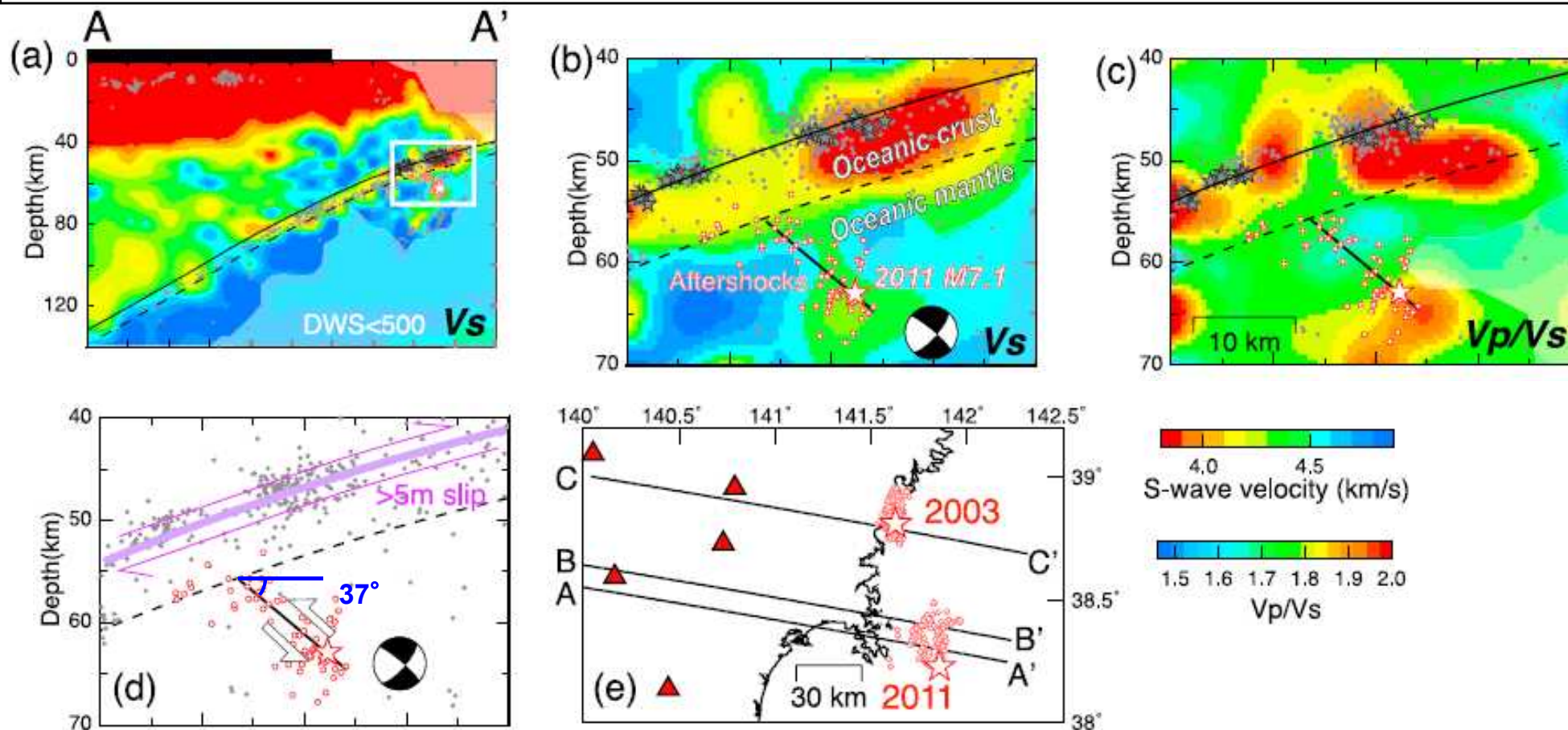


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)の分析(1)

## ■ 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

Nakajima et al.(2011)において、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)は海洋性マントルの最上部で発生したこと、トモグラフィ結果とよく整合するプレート境界面と、余震の並び及び震源メカニズム解から推定した断層面(傾斜角 $37^\circ$ )とのなす角度は約 $60^\circ$ であることが示されている。



2011年4月7日の地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図 Nakajima et al.(2011)に加筆

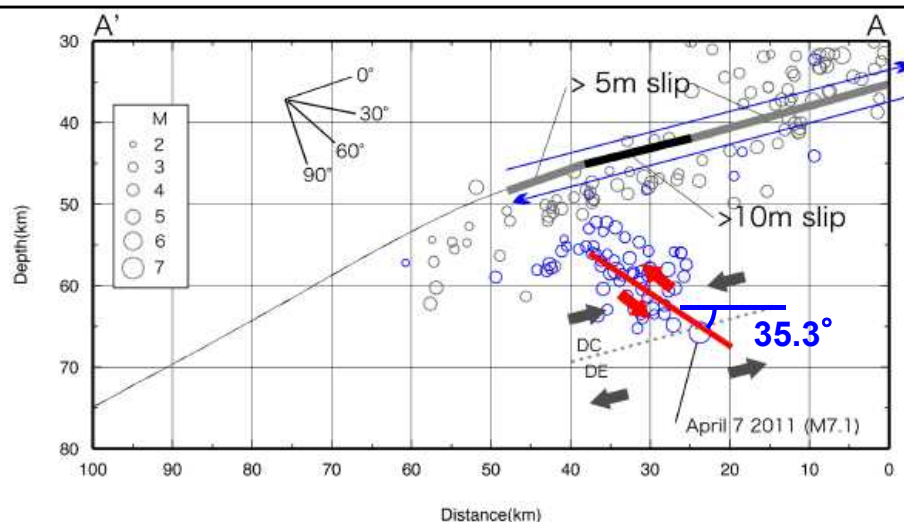
白丸は再決定した余震。黒太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。波線は海洋プレートモホ面。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)の分析(2)

## ■ 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

- Ohta et al.(2011)によって、2011年4月7日宮城県沖の地震について、GPSデータをよく説明できる震源断層面の推定が行われており、その破壊開始点は、Kita et al.(2010)によるDC型とDE型の中立面付近にあるとされている。
- Ohta et al.(2011)において推定された震源断層面の傾斜角は $35.3^\circ$  となっている。



2011年4月7日宮城県沖の地震のGPSデータに基づく震源断層面(Ohta et al.(2011)に加筆)

- 2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋性マントル内で破壊が開始し、海洋プレートモホ面へ向かって、破壊が進行したと考えられる。
- 2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋プレート内の応力中立面を大きく超えて拡大したものではない。
- このことは、Kita et al.(2010)において示されるとおり、海洋プレート内地震の震源域が圧縮もしくは引張応力場に留まっていることと整合している。
- Ohta et al.(2011)によって推定された震源断層面の傾斜角は、Nakajima et al.(2011)の知見と整合している

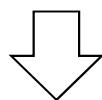


- 以上のことから、敷地周辺に考慮する上部の地震の基本震源モデルは、2011年4月7日宮城県沖の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を $60^\circ$  とし、断層上端深さを海洋性マントル最上部に設定する。

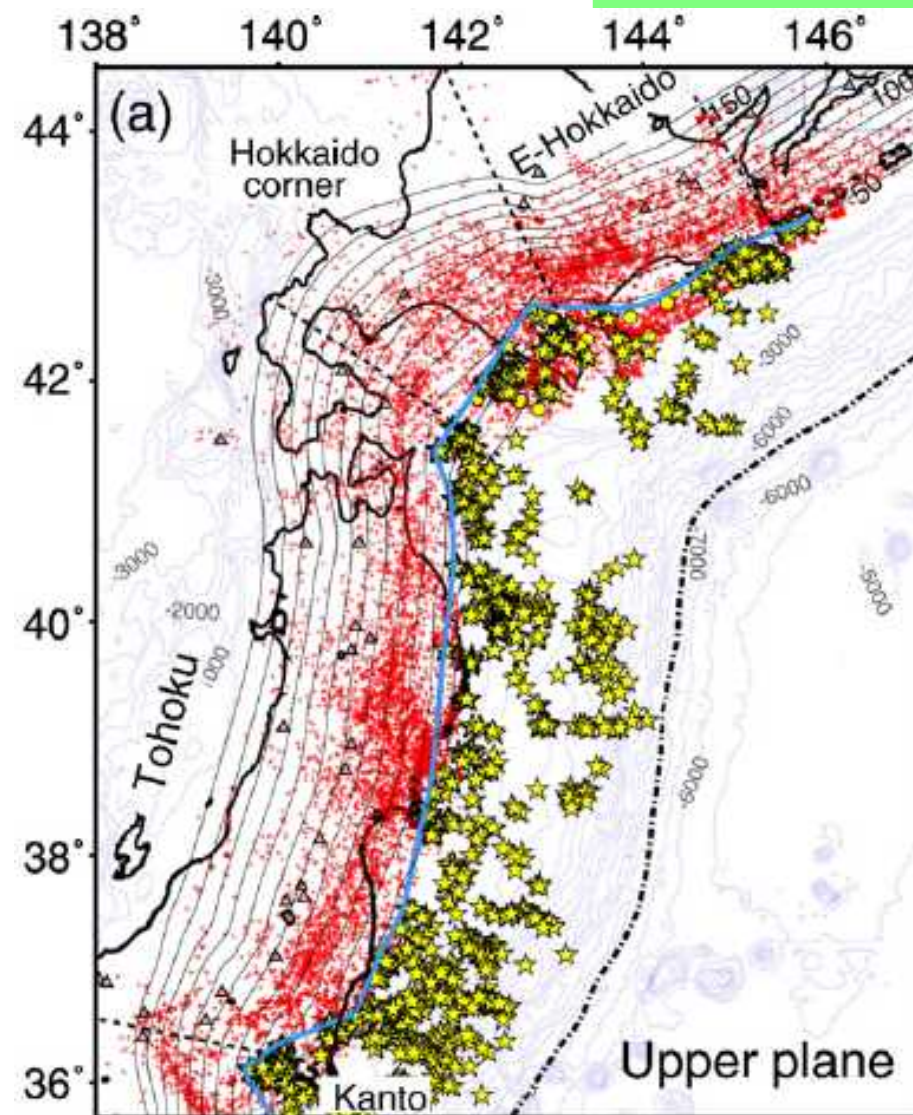
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 二重深発地震 上部の地震の想定位置の設定

- Kita et al.(2010)による海洋プレート内地震の発生分布によれば、上部の地震は、敷地東側において浅い地震は少ないものの、東北日本弧において概ね一様に発生している傾向がある。



- 以上のことから、敷地周辺では、規模の大きな上部の地震が一定の領域で発生しているとの知見もないことから、敷地周辺に考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、敷地東側の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



Kita et al. (2010)

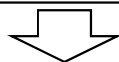
- : 海洋プレート内地震
- ★ : 小規模な繰り返し発生する低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震)

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

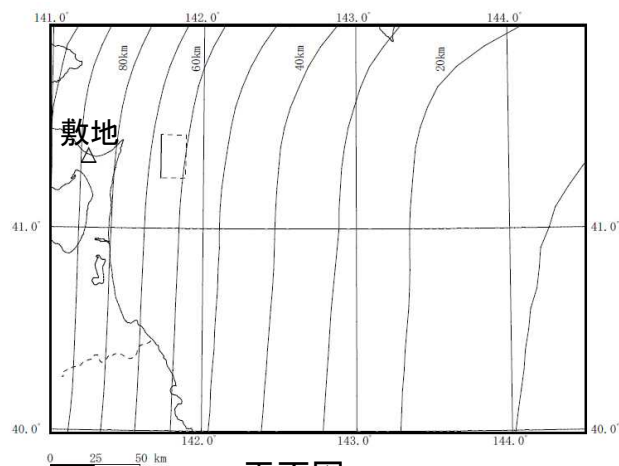
## 二重深発地震 上部の地震の基本震源モデルの設定

## 地震規模

- ✓ 上部の地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した上部の地震のうち、最大規模の地震は、2011年4月7日宮城県沖の地震のM7.2である。



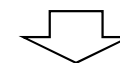
- ✓ 地震規模はM7.2とする。
- ✓ 2011年4月7日の宮城県沖の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を $60^\circ$ とする。



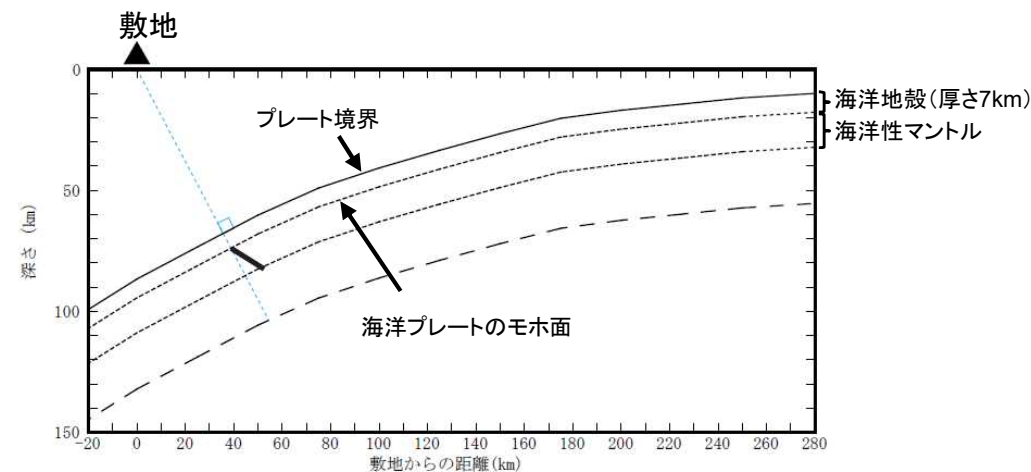
平面図

## 想定位置

- ✓ 上部の地震は、東北日本弧において概ね一様に発生している傾向がある。



- ✓ 想定位置は、敷地真東とし、沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。
- ✓ 断層上端深さを海洋性マントル最上部(モホ面)に設定する。



断面図

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 短周期レベルの不確かさの考慮

### 基本震源モデルの短周期レベル

- 上部の地震については、敷地周辺における短周期レベルの地域性に関する知見は得られていないことから、笹谷ほか(2006)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用いる。
- 笹谷ほか(2006)は、海洋プレート内地震の短周期レベルのスケリング則を示している。

$$A \text{ (dyne} \cdot \text{cm/s}^2) = 9.84 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$$

### 不確かさ考慮ケースの考え方

- 同一テクトニクス内で発生した上部の地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震は、原田・釜江(2011)によるシミュレーションモデルを参照すると、その短周期レベルは、上記に示した笹谷ほか(2006)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍に相当している。

- 不確かさケースとして、笹谷ほか(2006)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍を考慮する。

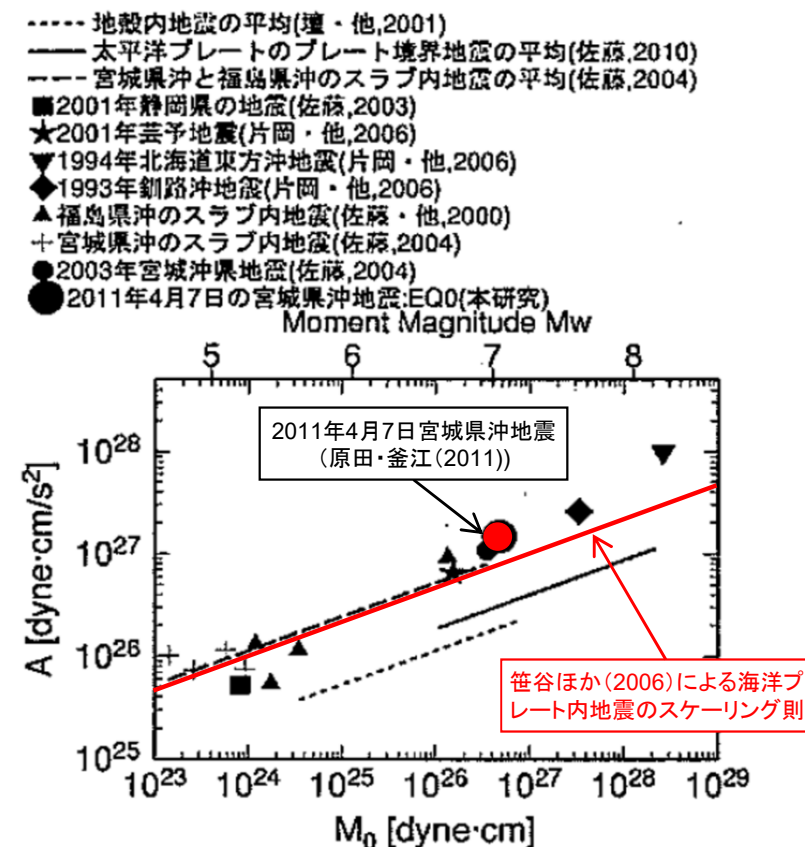


図 13 本研究の EQ0 と既往の研究<sup>9),42),43),45),46)</sup>のスラブ内地震の  $M_0$ - $A$  関係とプレート境界地震<sup>9)</sup>・地殻内地震<sup>8)</sup>の  $M_0$ - $A$  関係の比較

佐藤(2012)に加筆

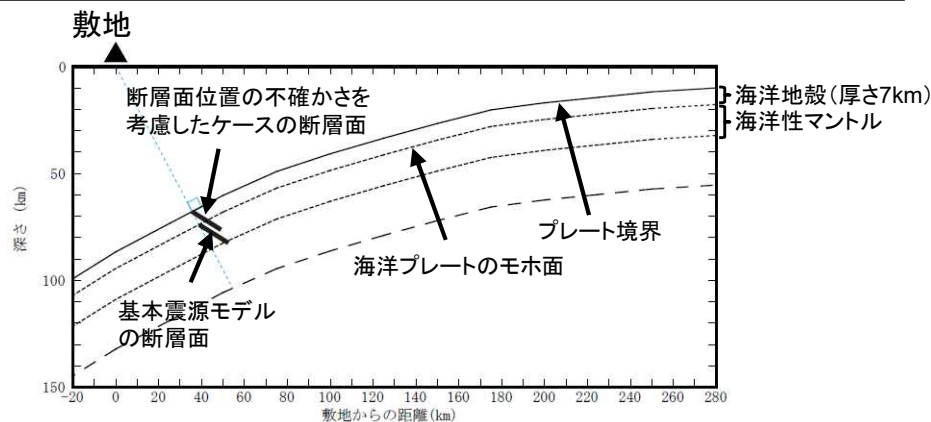
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 断層面位置の不確かさの考慮

### 基本震源モデルの断層面位置

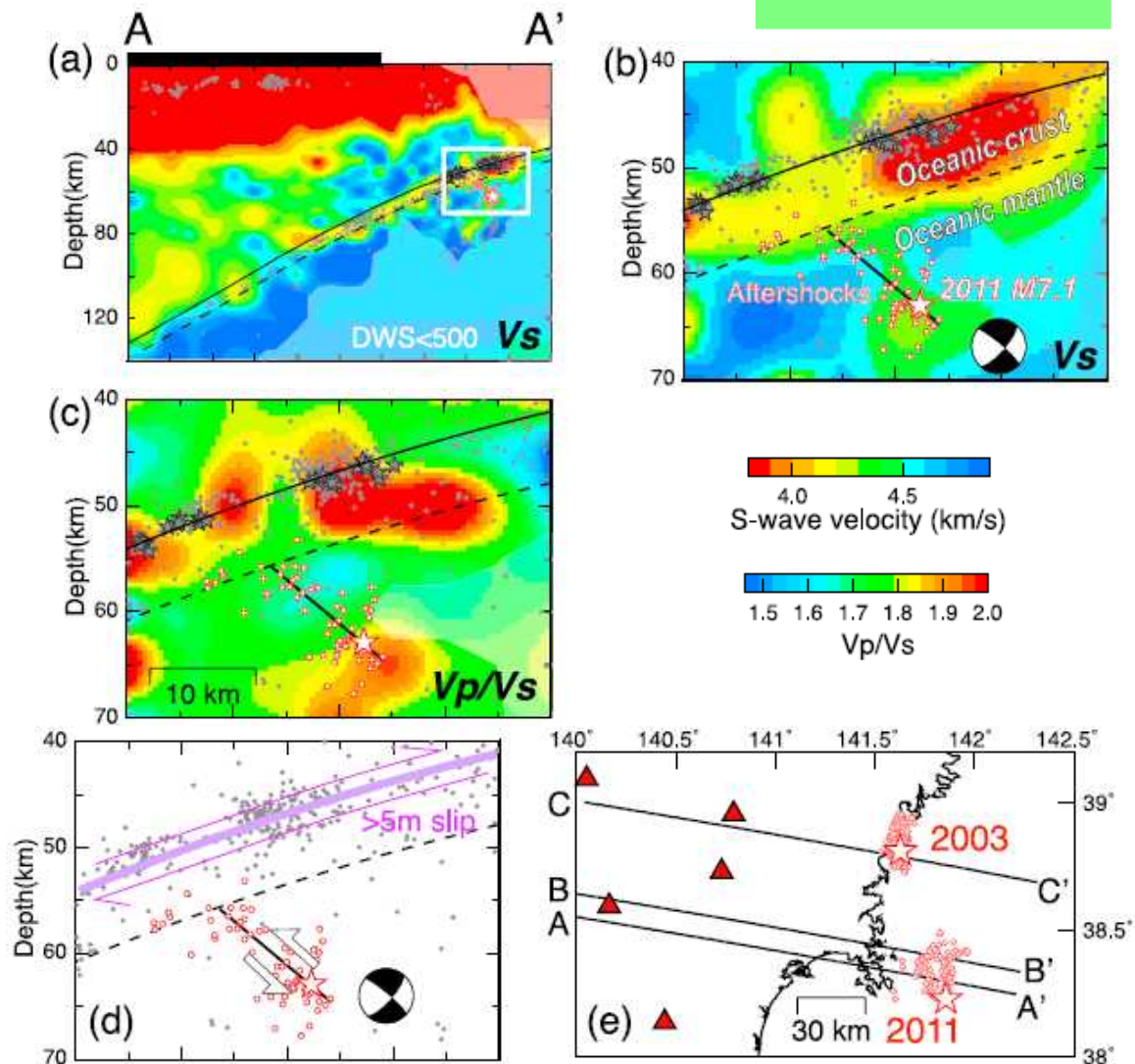
- 同一テクトニクスと考えられる東北地方で発生したプレート上部の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)は海洋性マンタルの最上部で発生している。
- 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、断層上端深さを海洋性マンタルの最上部に設定する。

### 不確かさ考慮ケースの考え方

- 不確かさケースとして、海洋地殻を含めて地震発生域を想定することとし、断層面上端深さを海洋プレート上面に設定する。



断面図



2011年4月7日の地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図  
白丸は再決定した余震。黒の太線はメカニズム解から推定した断層面。  
黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

Nakajima et al.(2011)

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 地震規模の不確かさの考慮

### 基本震源モデルの地震規模

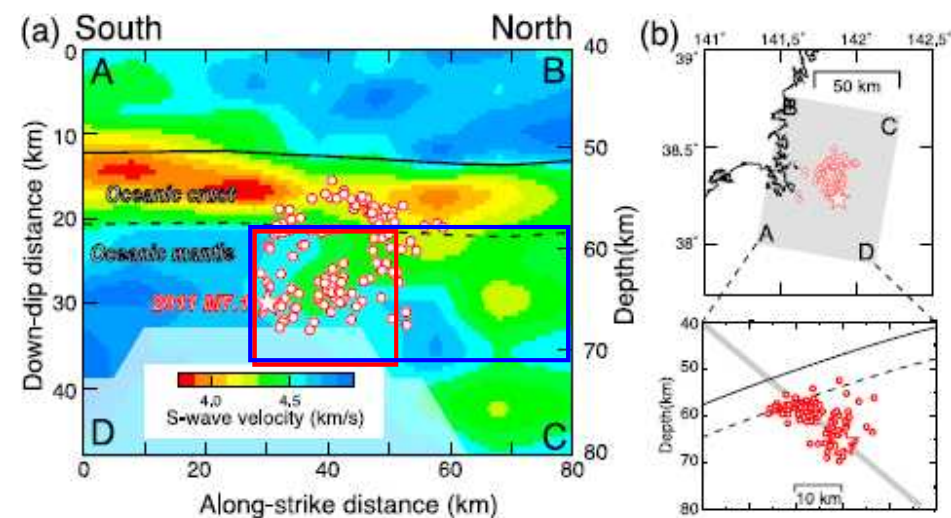
- 同一テクトニクスと考えられる東北地方で発生したプレート上部の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)である。
- 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、M7.2とする。

### 不確かさ考慮ケースの考え方

- Nakajima et al(2011)によれば、2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋性マントル内の低速度域内で発生した地震であるとされている。
- 2011年4月7日宮城県沖の地震の余震分布の範囲は、現状設定しているM7.2の断層面と整合している。
- 不確かさケースとして、2011年4月7日宮城県沖の地震の余震域を十分にカバーし、さらに震源北側の低速度域を含んで、長さ方向に2倍以上となる断層面を設定し、**Mw7.4**の地震規模を考慮する。

2011年4月7日宮城県沖の地震 概要(気象庁)

項目	概要
発生日時	平成23年4月7日23時32分
震央地名	宮城県沖
地震諸元	気象庁マグニチュード 7.2
	震央位置 北緯38度12.2分 東経141度55.2分
	震源深さ 66km
	太平洋プレート内部で発生した地震



2011年4月7日の地震の断層面に沿ったのS波速度構造分布図

白丸は再決定した余震。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

Nakajima et al.(2011)に加筆

- : M7.2相当の断層面
- : Mw7.4相当の断層面

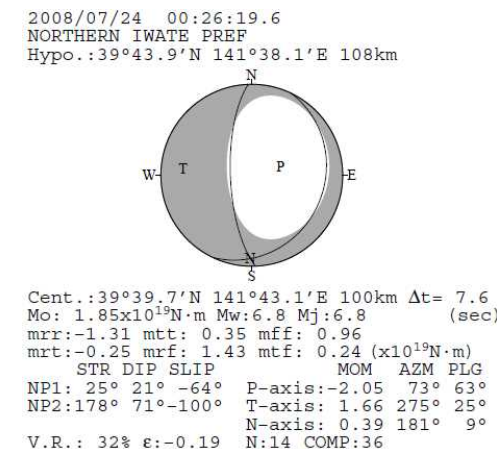
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 下部の地震の発生状況

下部の地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。

### ■ 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)

【気象庁(2008):平成20年7月 地震・火山月報(防災編)】  
2008年7月24日0時26分に岩手県沿岸北部の深さ108kmでM6.8(最大震度6強)の地震が発生した。この地震の発震機構(CMT解)は、太平洋プレートの沈み込む方向に張力軸を持つ型で、太平洋プレート内部(二重地震面の下部)で発生した地震である。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2008/7/24 0:26	岩手県沿岸北部	39° 43.9' N	141° 38.1' E	108km	M6.8	6弱



発震機構 CMT解(気象庁)

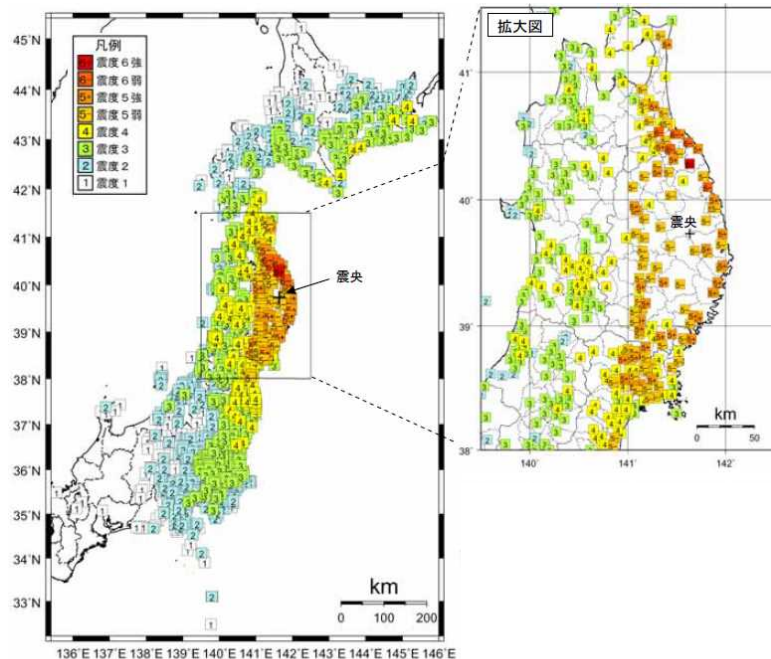


図4-1 今回の地震の震度分布図と推計震度分布図

震度分布図(気象庁2008.7)

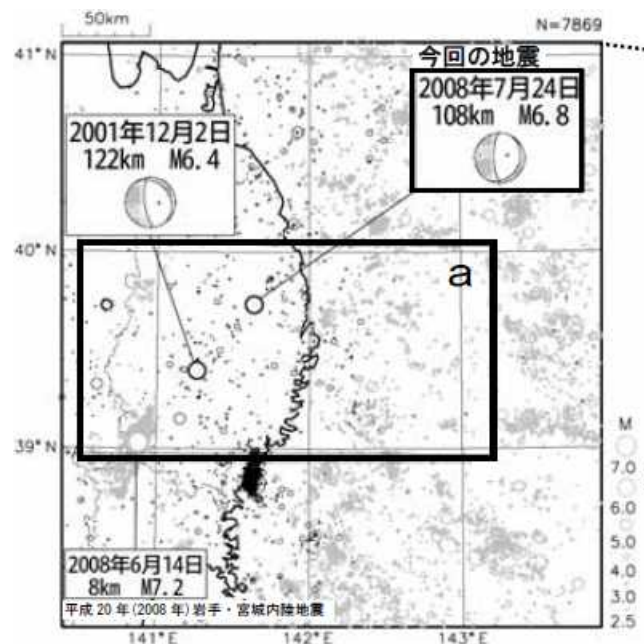


図2-1 震央分布図

1997年10月1日～2008年7月31日の期間で、M<sub>2.5</sub>、深さ0～200kmの地震を表示。60kmより深い地震を濃く表示している。発震機構はCMT解である。

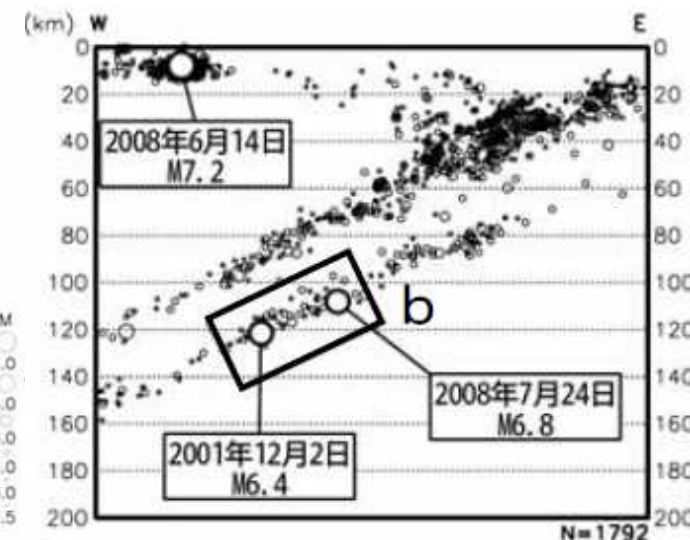


図2-2 領域a内の断面図(東西投影)

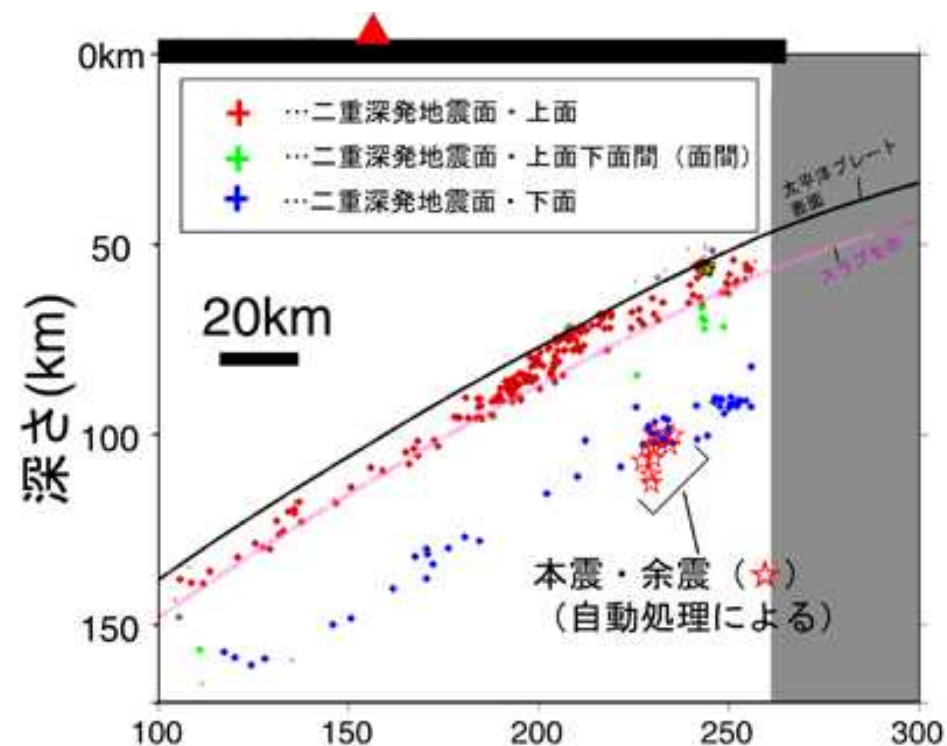
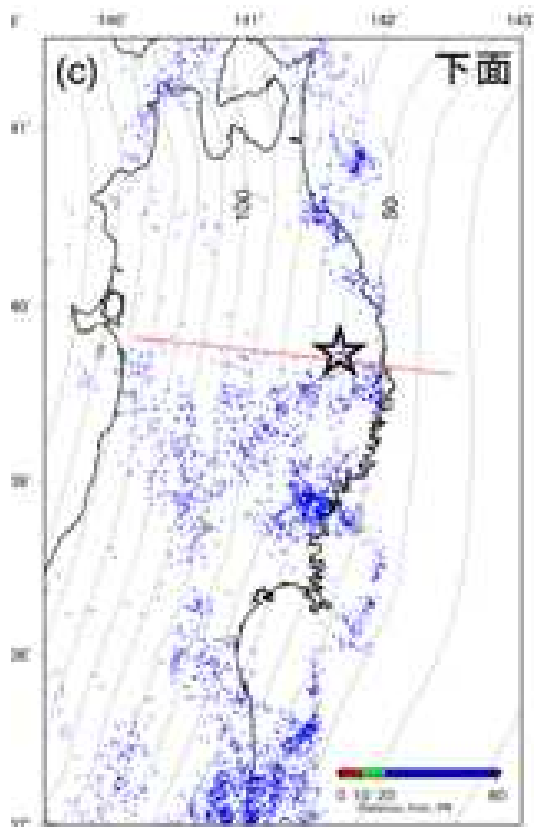
(気象庁2008.7)



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

## 2008年岩手県沿岸北部の地震の地震発生位置

- 東北大学(2008)によると、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)は、沈み込む海洋プレート(太平洋プレート)内部に発達する二重深発地震の下部の部分で発生した地震。
- 本地震は、過去に定常的な下部地震の地震活動があった地域に発生している。

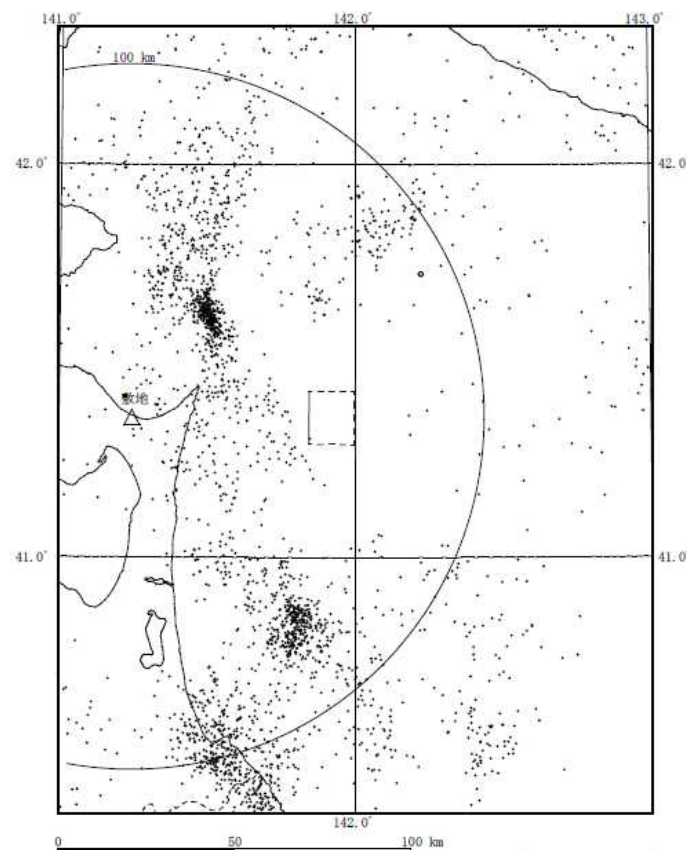


2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震の震源位置  
東北大学(2008)

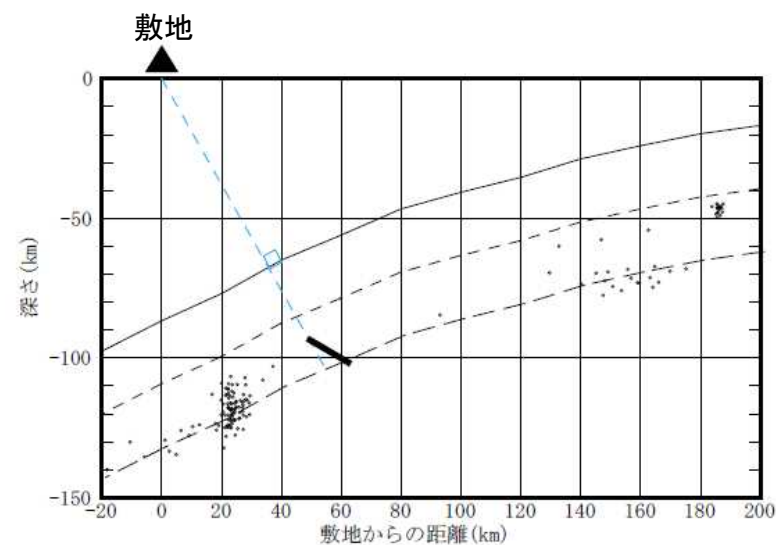
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 二重深発地震 下部の地震の想定位置の設定

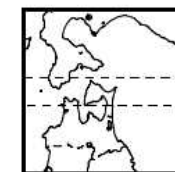
- 敷地周辺においては、過去に規模の大きな下部の地震は発生していないが、敷地周辺で発生した二重深発地震面下部の中小地震の発生分布によれば、集中的に地震が発生しているのは、敷地から北東の位置になるが、敷地の真東でも発生している。
- 以上より、敷地周辺に考慮する下部の地震の基本震源モデルについては、敷地東側の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



二重深発面下部の地震の発生状況  
(1997年10月～2014年3月)



東西断面図(北緯:41.5° ~41.7° )  
(1997年10月～2014年3月)

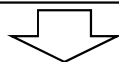


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

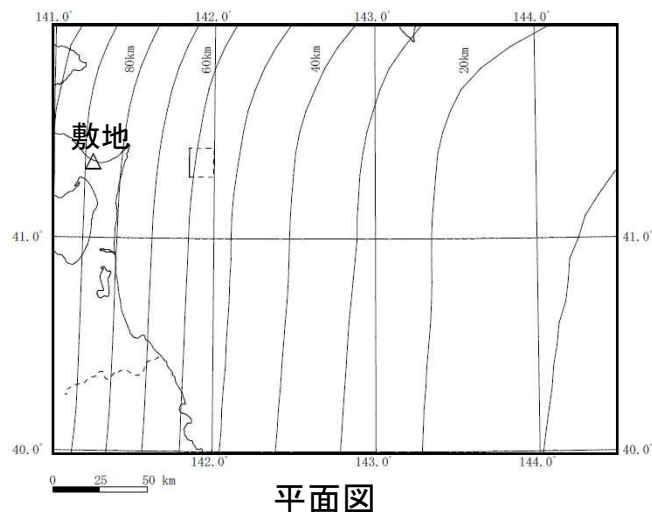
## 二重深発地震 下部の地震の基本震源モデルの設定

## 地震規模

- ✓ 下部の地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した下部の地震のうち、最大規模の地震は、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震のM6.8である。

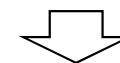


- ✓ 地震規模はM6.8とする。
- ✓ 二重深発地震 上部の地震の知見を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を $60^\circ$ とする。

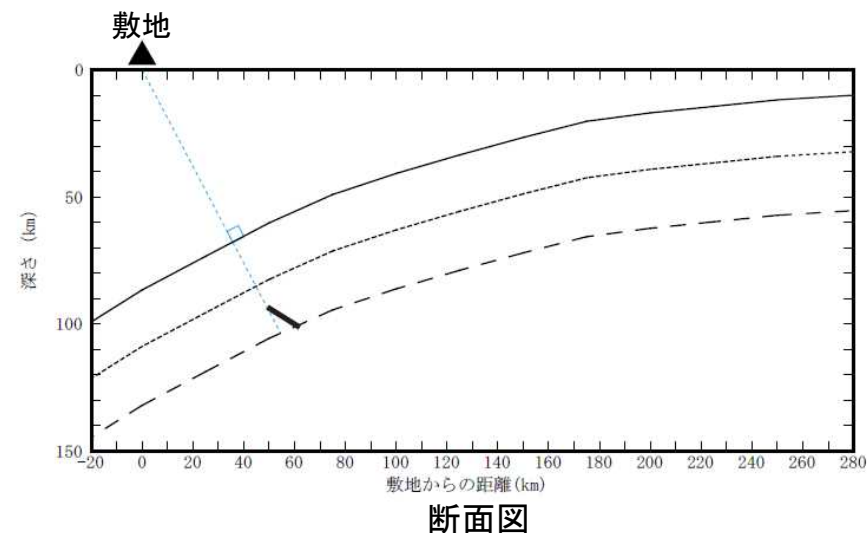


## 想定位置

- ✓ 下部の地震は、東北日本弧において概ね一様に発生している傾向がある。



- ✓ 想定位置は、敷地真東とし、沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



# 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 沖合いの浅い地震の発生状況

沖合いの浅い地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が発生している。

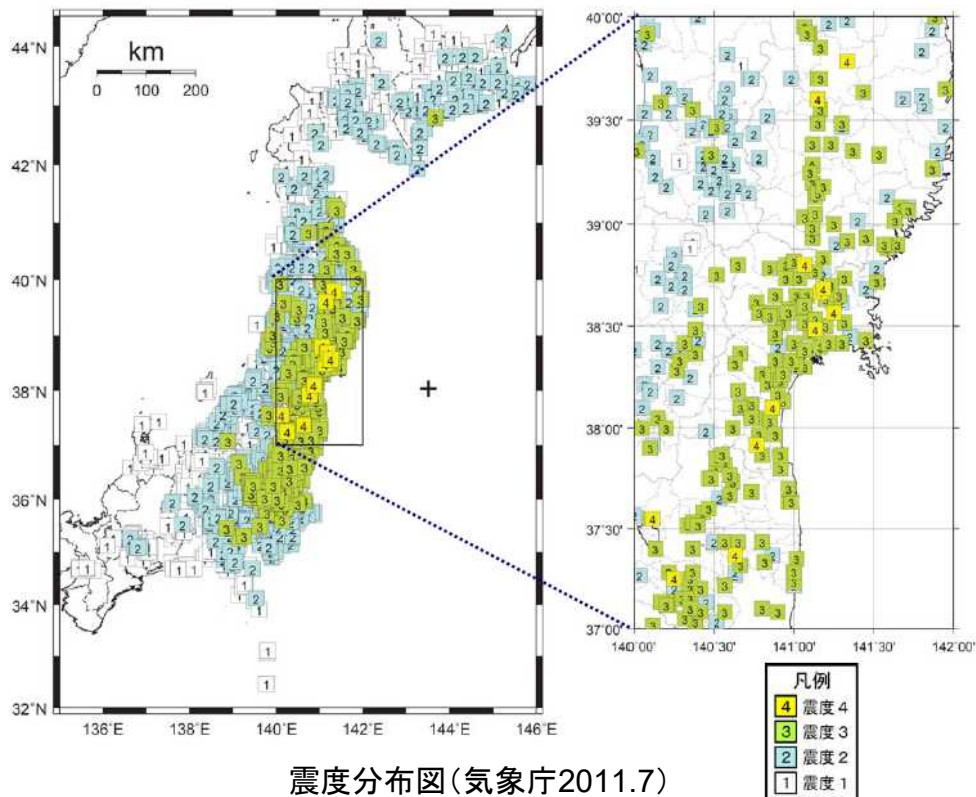
## ■ 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)

【気象庁(2011):平成23年7月 地震・火山月報(防災編)】

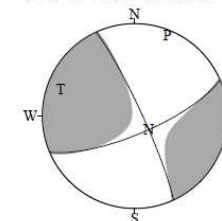
- 2011年7月10日09時57分に三陸沖でM7.3の地震(最大震度4)が発生した。
- 発震機構(CMT解)は西北西-東南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、太平洋プレート内部で発生した。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2011/7/10 9:57	三陸沖	38° 01.9' N	143° 30.4' E	34km	M7.3	4

9 7月10日09時57分 三陸沖  
(M7.3、深さ34km、最大震度4)



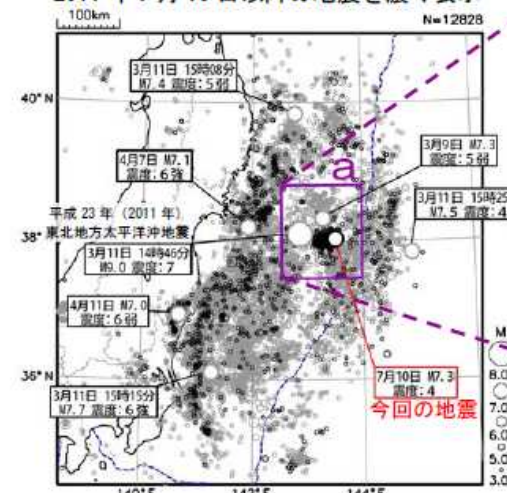
2011/07/10 09:57: 7.3  
FAR E OFF MIYAGI PREF  
Hypo.:38° 1.9'N 143°30.4'E 34km



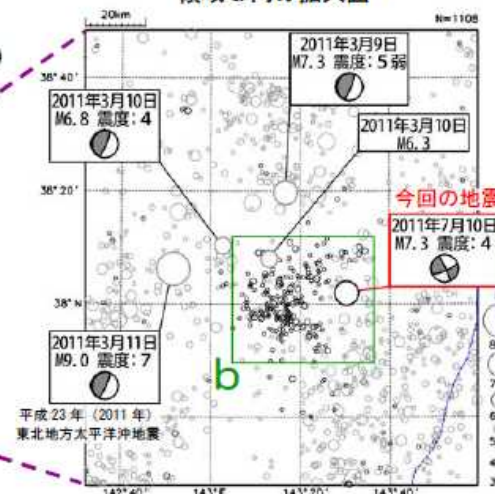
Cent.:37°51.9'N 143°29.5'E 21km Δt= 8.9  
Mo: 3.78x10<sup>19</sup>N·m Mw:7.0 Mj:7.3 (sec)  
mrr:-0.11 mtt:-2.62 mff: 2.72  
mrt: 0.05 mrf: 1.21 mtf: 2.41 (x10<sup>19</sup>N·m)  
STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
NP1: 67° 74° 7° P-axis:-3.59 22° 7°  
NP2:335° 84° 164° T-axis: 3.98 290° 16°  
N-axis:-0.39 134° 73°  
V.R.: 75% ε: 0.10 N:22 COMP:56

発震機構 CMT解(気象庁)

震央分布図  
(2011年3月1日～7月31日、深さ0～90km、M≥3.0)  
2011年7月10日以降の地震を濃く表示



領域 a 内の拡大図



(気象庁2011.7)

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 沖合いの浅い地震の基本震源モデルの設定

### 地震規模

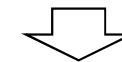
- ✓ 沖合いの浅い地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した沖合いの浅い地震のうち、最大規模の地震は、2011年7月10日三陸沖の地震のM7.3である。



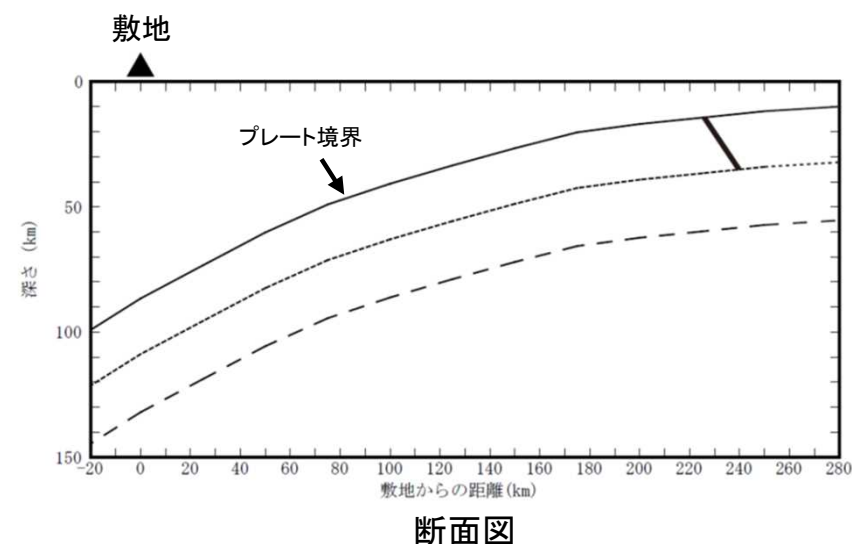
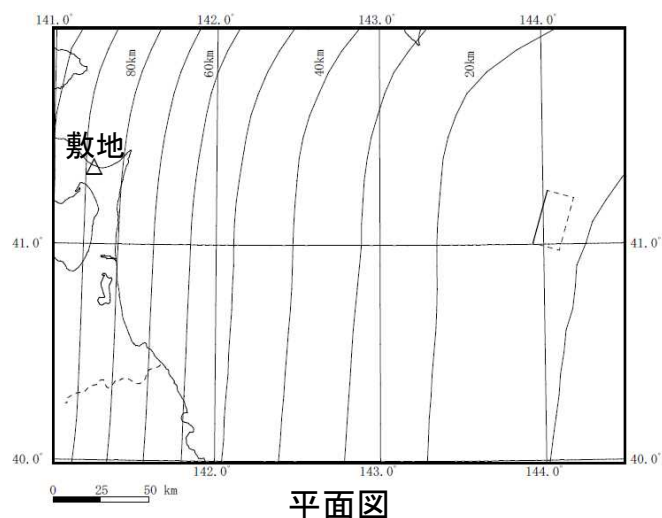
- ✓ 地震規模はM7.3とする。
- ✓ 上部の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を60°とする。

### 想定位置

- ✓ 沖合いの浅い地震は、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3、震源深さ34km)が発生していることから、同様の地震が敷地東側の海溝軸付近で発生することを考慮する。

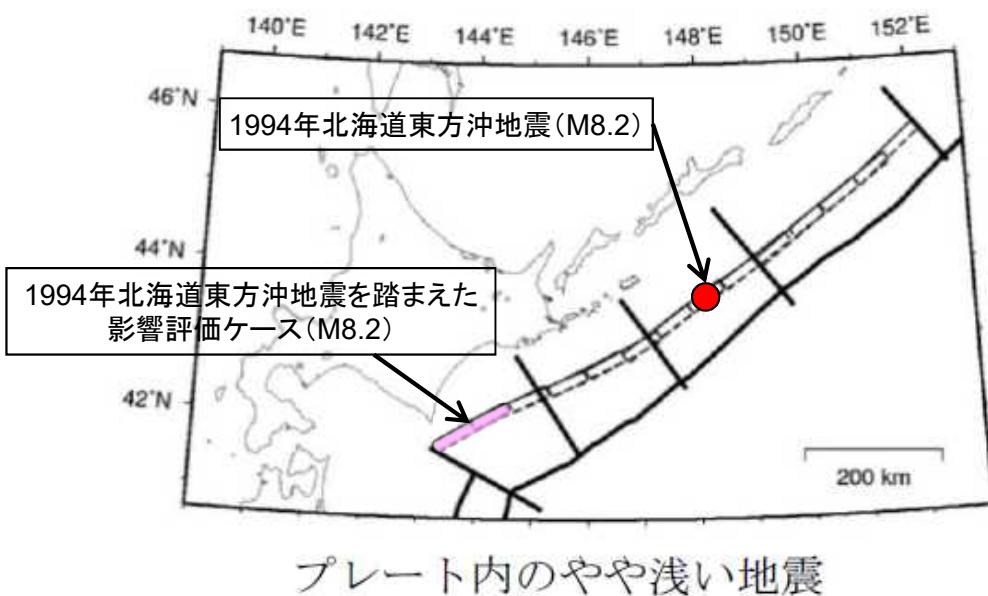


- ✓ 想定位置は、東北地方で発生したことを踏まえ、地震調査委員会(2014)を参考に日本海溝沿いのテクトニクス内の最北端とし、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の震源深さ34kmに設定する



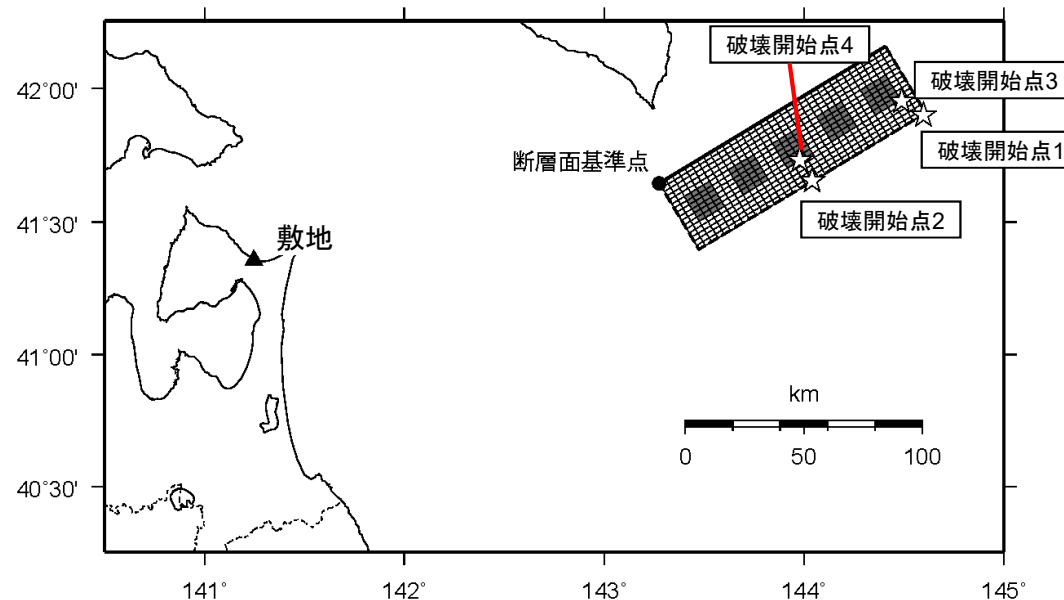
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討

- 既往最大の海洋プレート内地震については、沖合いの浅い地震として、千島海溝沿いで1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 本地震は、敷地と同一のテクトニクスで発生した地震ではないが、敷地に対する影響評価ケースとして、本地震と同等の規模の地震(M8.2)が千島海溝沿いのテクトニクス内で発生した場合の評価を実施する。
- 想定する震源の位置については、地震調査委員会(2013)に基づき、1994年北海道東方沖地震が発生した深さを維持して、千島海溝沿いで敷地に最も近づく位置に想定する。
- 想定した震源域において、要素地震となる地震の観測記録が得られていないことから、「統計的グリーン関数法」により評価する。



地震調査委員会(2013)に基づくM8.2地震の想定位置の考え方

地震調査委員会(2013)に加筆

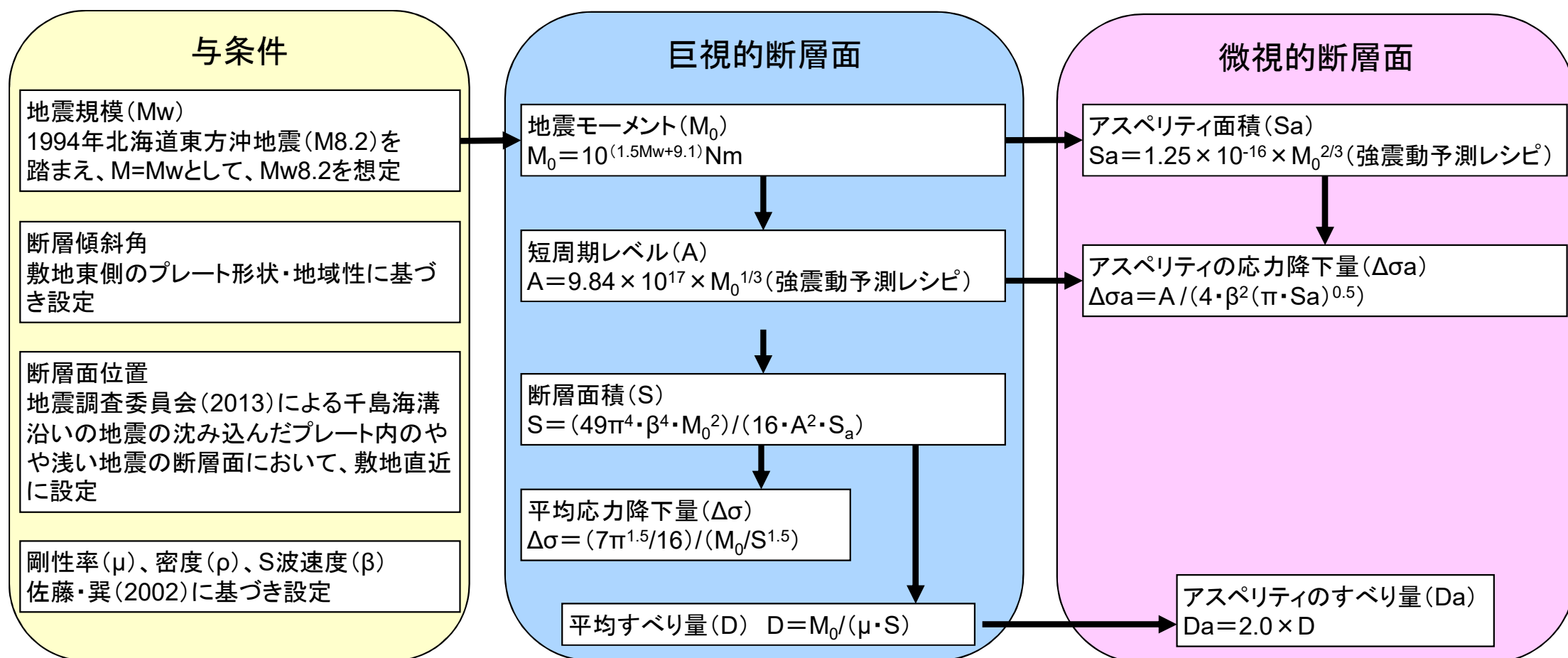


1994年北海道東方沖地震を踏まえた影響評価ケースの  
M8.2地震の断層面図

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の断層パラメータの設定フロー

- 影響評価ケースで考慮する震源断層モデルについて、断層パラメータの算定フローを示す。
- 断層パラメータの設定は、地震調査委員会(2017)の震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(以下、「強震動予測レシピ」という)に従う。



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の断層パラメータ表

- 影響評価ケースの断層パラメータを下表に示す。

影響評価ケースの断層パラメータ表

項目		パラメータ	設定方法	
巨視的断層面	走向( $\theta$ )	°	59	海溝軸に沿って設定
	傾斜角( $\delta$ )	°	50	プレート上面に対して60°の傾斜角
	断層長さ(L)	km	110	断層面積より設定
	断層幅(W)	km	50	断層面積より設定
	断層面積(S)	km <sup>2</sup>	5412	$S=(49 \cdot \pi^4 \cdot \beta^4 \cdot M_0^2)/(16 \cdot A^2 \cdot S_a)$
	断層上端深さ	km	20	地震本部(2013)に基づく
	地震モーメント( $M_0$ )	Nm	$2.51 \times 10^{21}$	$M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$
	モーメントマグニチュード( $M_w$ )		8.2	1994年北海道東方沖地震の地震規模を $M=M_w$ として扱う
	剛性率( $\mu$ )	N/m <sup>2</sup>	$4.80 \times 10^{10}$	$\mu=\rho \cdot \beta^2$
	密度( $\rho$ )	g/cm <sup>3</sup>	3.0	佐藤・巽(2002)
	S波速度( $\beta$ )	km/s	4.0	佐藤・巽(2002)
	平均すべり量(D)	m	9.67	$D=M_0/(\mu \cdot S)$
	平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )	MPa	15.37	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16) \cdot (M_0/S^{1.5})$
破壊伝播速度( $V_r$ )	km/s	2.88	$V_r=0.72\beta$ (Geller(1976))	
短周期レベル(A)	Nm/s <sup>2</sup>	$2.88 \times 10^{20}$	$A=9.84 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ (強震動予測レシビ)	
全体	地震モーメント( $M_{0a}$ )	Nm	$9.95 \times 10^{20}$	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$
	面積( $S_a$ )	km <sup>2</sup>	1072	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$ (強震動予測レシビ)
	平均すべり量( $D_a$ )	m	19.34	$D_a=2 \times D$
	応力降下量( $\Delta\sigma_a$ )	MPa	77.6	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$
1つあたり	地震モーメント( $M_{0ai}$ )	Nm	$1.99 \times 10^{20}$	$M_{0ai}=M_{0a}/5$
	面積( $S_{ai}$ )	km <sup>2</sup>	214	$S_{ai}=S_a/5$
	平均すべり量( $D_{ai}$ )	m	19.34	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu \cdot S_{ai})$
	応力降下量( $\Delta\sigma_{ai}$ )	MPa	77.6	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$
背景領域	地震モーメント( $M_{0b}$ )	Nm	$1.52 \times 10^{21}$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	面積( $S_b$ )	km <sup>2</sup>	4340	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量( $D_b$ )	m	7.28	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$
	実効応力( $\sigma_b$ )	MPa	11.0	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$ アスベリテイの幅 $W_a=18.78$ km, 背景領域の幅 $W_b=50$ km
Q値(Q)		-	114f <sup>0.92</sup>	佐藤・巽(2002)
高周波遮断振動数( $f_{max}$ )		Hz	18	浅野ほか(2004)を参照



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

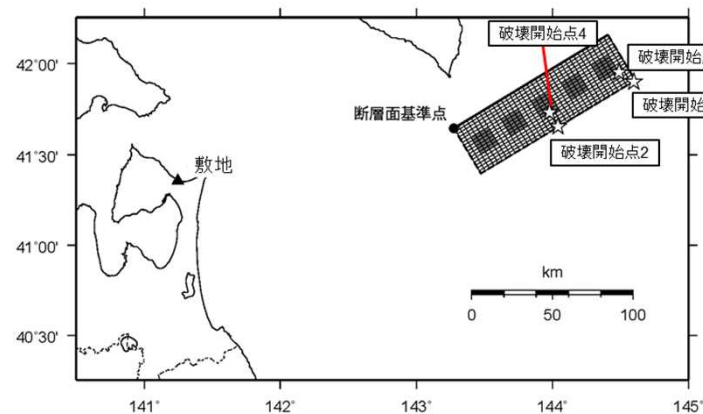
## 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の地震動評価結果(応答スペクトル)

■ 1994年北海道東方沖地震(M8.2)を踏まえて設定した影響評価ケースの地震動評価結果を以下に示す。

■ 検討用地震の基本震源モデルと比較して、地震動レベルは小さいものとなっている。

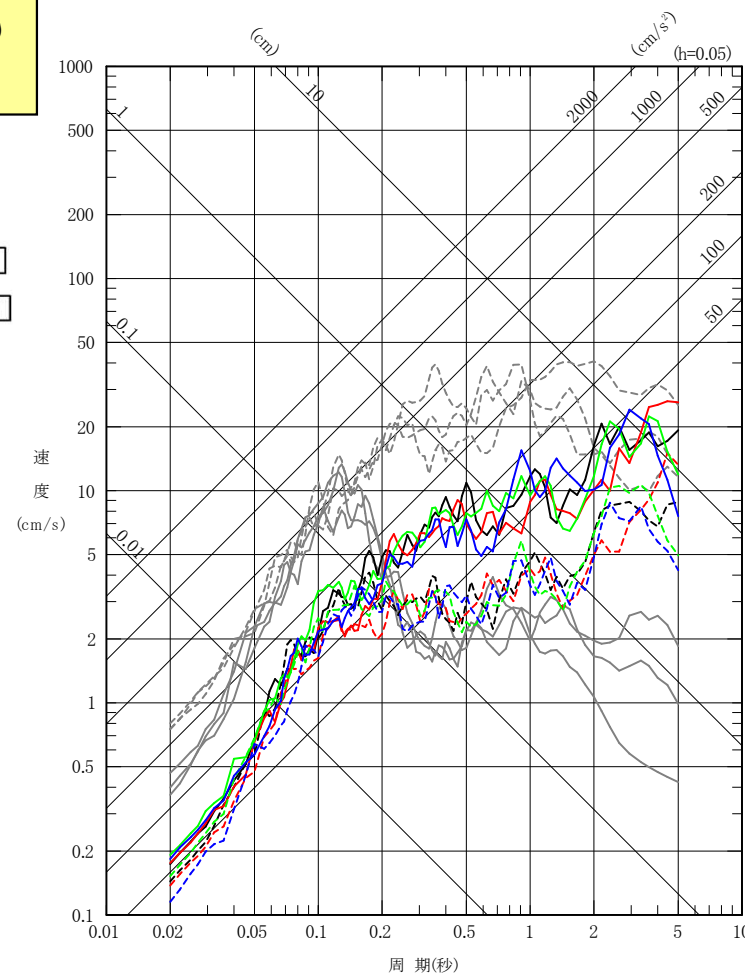
— 破壊開始点1 NS方向  
 - - - 破壊開始点1 EW方向  
 — 破壊開始点2 NS方向  
 - - - 破壊開始点2 EW方向  
 — 破壊開始点3 NS方向  
 - - - 破壊開始点3 EW方向  
 — 破壊開始点4 NS方向  
 - - - 破壊開始点4 EW方向

— 破壊開始点1 UD方向  
 — 破壊開始点2 UD方向  
 — 破壊開始点3 UD方向  
 — 破壊開始点4 UD方向

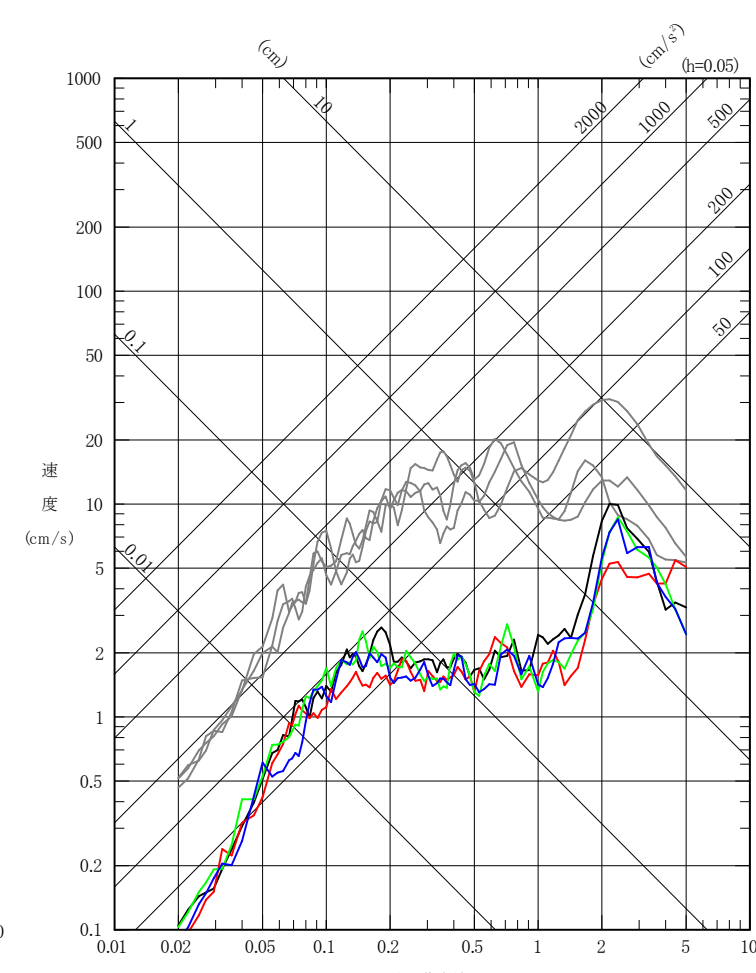


1994年北海道東方沖地震を踏まえた影響評価ケースのM8.2地震の断層モデル図

※灰色のスペクトルは、基本震源モデルの評価結果



水平方向



鉛直方向

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)について(1)

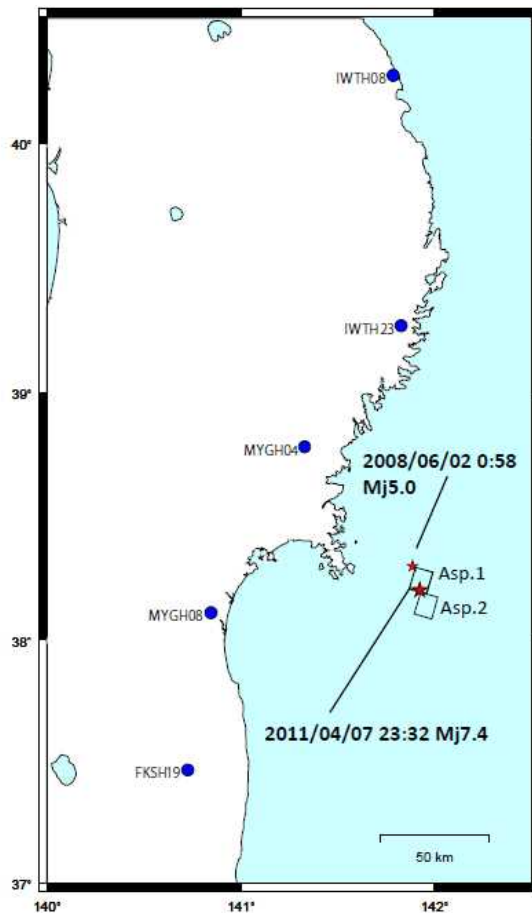


図2 本震及び経験的グリーン関数として使用した地震の震央位置、KiK-net観測点位置、並びにアスペリティ位置

- 原田・釜江(2011) は、2011年4月7日宮城県沖の地震について、KiK-net観測点の記録を使用し、経験的グリーン関数法による強震動生成域(アスペリティ)のモデル化を行っている。
- 震源モデルは北側と南側に2つの強震動生成域を設定することにより、震源北側の観測点(Iwth23やMYGH04)で見られる指向性パルスや継続時間が再現されている。
- 敷地に対する参考ケースとして、本論文の震源モデルの地震が敷地の真東で発生した場合の評価を行う。

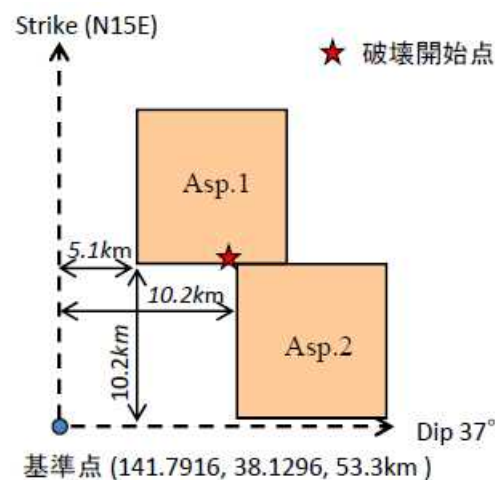


図4 4月7日宮城県沖の地震の震源モデル

表2 震源モデルのパラメータ

	Asp1	Asp2
走行 (°)	15	15
傾斜角 (°)	37	37
面積 (km <sup>2</sup> )	10.2 × 10.2	10.2 × 10.2
地震モーメント (N・m)	3.2 × 10 <sup>19</sup>	3.2 × 10 <sup>19</sup>
応力降下量 (MPa)	70.6	70.6
ライズタイム (s)	0.6	0.6
破壊開始時間 (s)	0.0	0.0
経験的グリーン関数として用いた地震	2008/06/08 00:58 M5.0	2008/06/08 00:58 M5.0

原田・釜江(2011)より抜粋

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)について(2)

- 原田・釜江(2011)による2011年4月7日宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果。

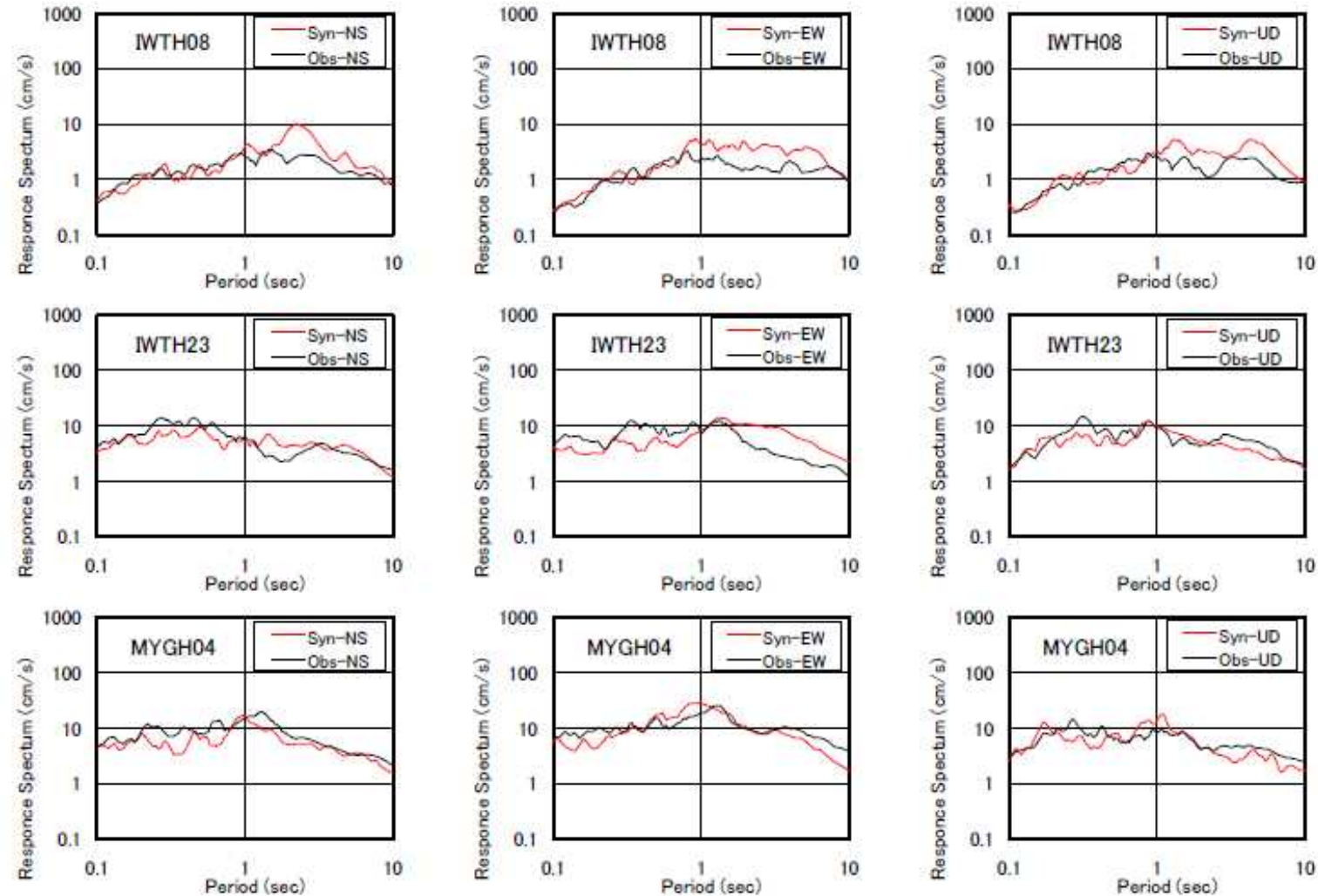
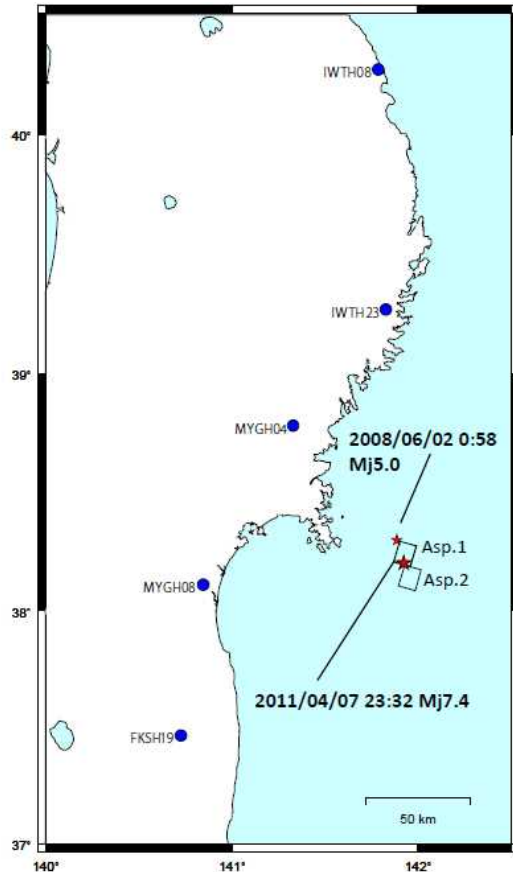


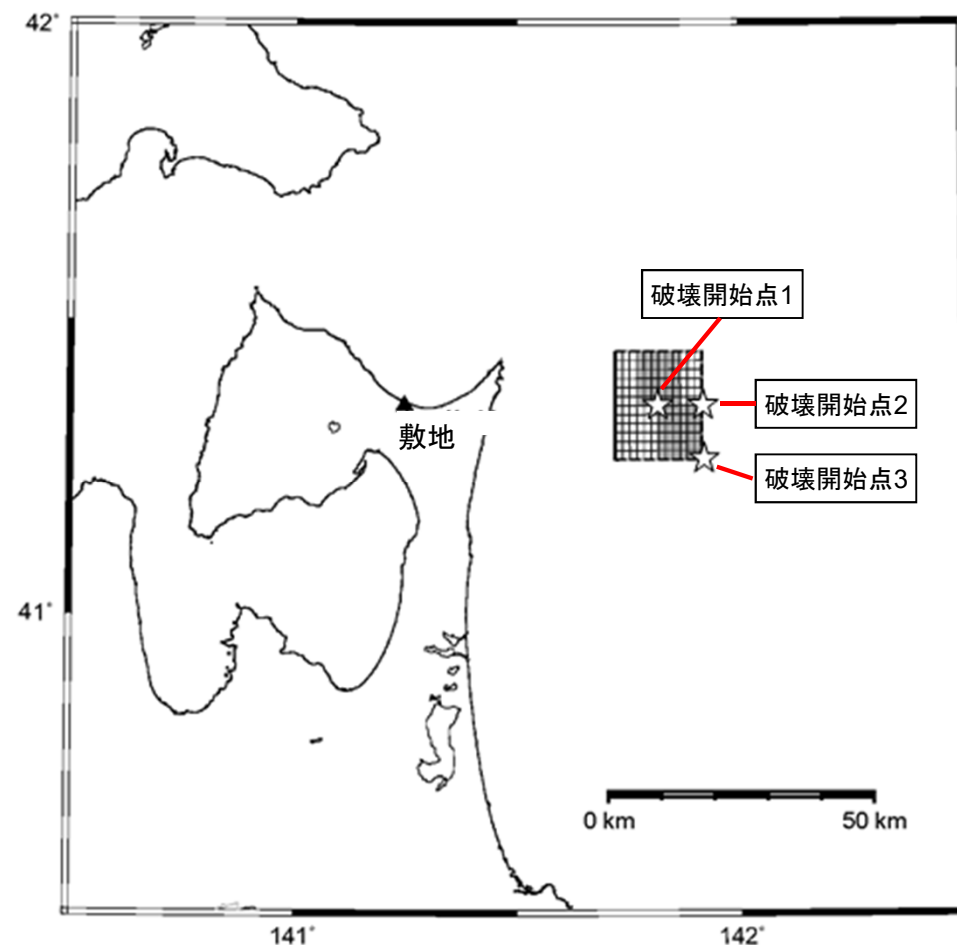
図2 本震及び経験的グリーン関数として使用した地震の震央位置、KiK-net観測点位置、並びにアスペリティ位置

観測波形と合成波形の擬似速度応答スペクトルの比較(減衰:5%)

原田・釜江(2011)より抜粋・加筆

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づく地震動評価

- 地震動評価の参考として、原田・釜江(2011)のモデルに基づき、佐藤・巽(2002)を参考に敷地周辺の地域性を考慮した諸元を用いて、断層モデルを策定する。
- なお、断層面は、敷地直近になるように設定する。
- 想定した震源域において、要素地震となる地震の観測記録が得られていないことから、「統計的グリーン関数法」により評価する。



原田・釜江(2011)に基づく断層モデル図

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層パラメータ表

- 参考ケースとして評価を実施する、原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層パラメータを以下に示す。

項目		設定値	根拠	
巨視的 断層面	モーメントマグニチュード(Mw)	7.1	F-net	
	基準点	東経	141.72	敷地直近の位置に設定
		北緯	41.26	敷地直近の位置に設定
	断層上端深さ	km	74.78	敷地直近の位置に設定
	走向( $\theta$ )	°	0	J-SHISによるプレートの沈み込みの走向
	傾斜角( $\delta$ )	°	37	原田・釜江(2011)
	破壊伝播形式	-	同心円状	
	S波速度( $\beta$ )	km/s	4.0	佐藤・巽(2002)
	破壊伝播速度( $V_r$ )	km/s	2.88	$V_r=0.72 \cdot \beta$ Geller(1976)
	剛性率( $\mu$ )	N/m <sup>2</sup>	$4.80 \times 10^{10}$	$\mu=\rho \cdot \beta^2$
	密度( $\rho$ )	g/cm <sup>3</sup>	3.0	佐藤・巽(2002)
地震モーメント( $M_0$ )	N・m	$6.40 \times 10^{19}$	原田・釜江(2011)	
アスペリ ティ1	断層長さ( $L_1$ )	km	10.2	原田・釜江(2011)
	断層幅( $W_1$ )	km	10.2	原田・釜江(2011)
	面積( $S_{a1}$ )	km <sup>2</sup>	104	$S_{a1}=L_1 \cdot W_1$
	地震モーメント( $M_{0a1}$ )	N・m	$3.20 \times 10^{19}$	原田・釜江(2011)
	平均すべり量( $D_{a1}$ )	cm	641	$D=M_{0a1}/\mu \cdot S_{a1}$
	実効応力( $\Delta\sigma_{a1}$ )※	MPa	70.6	原田・釜江(2011)
	短周期レベル( $A_{a1}$ )※	N・m/s <sup>2</sup>	$8.17 \times 10^{19}$	$A=4 \cdot \pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_{a1} \cdot \beta^2$
アスペリ ティ2	断層長さ( $L_2$ )	km	10.2	原田・釜江(2011)
	断層幅( $W_2$ )	km	10.2	原田・釜江(2011)
	面積( $S_{a2}$ )	km <sup>2</sup>	104	原田・釜江(2011)
	地震モーメント( $M_{0a2}$ )	N・m	$3.20 \times 10^{19}$	原田・釜江(2011)
	平均すべり量( $D_{a2}$ )	cm	641	$D=M_{0a2}/\mu \cdot S_{a2}$
	実効応力( $\Delta\sigma_{a2}$ )※	MPa	70.6	原田・釜江(2011)
	短周期レベル( $A_{a2}$ )※	N・m/s <sup>2</sup>	$8.17 \times 10^{19}$	$A=4 \cdot \pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_{a2} \cdot \beta^2$
Q値(Q)		$114f^{0.92}$	佐藤・巽(2002)	
高周波遮断振動数( $f_{max}$ )	Hz	18	浅野ほか(2004)を参照	

※原田・釜江(2011)において、決定されたモデルの断層面積に対応する応力降下量は、標準的な海洋プレート内地震の短周期レベルよりも大きな値となるように設定されている。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 原田・釜江 (2011) に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (応答スペクトル)

- 参考ケースとして評価を実施した原田・釜江 (2011) のモデルについて、地震動評価結果を下図に示す。
- 原田・釜江 (2011) のモデルは、短周期レベルが笹谷ほか (2006) の1.5倍相当となっていることから、下図に短周期レベルの不確かさケースの評価結果との比較を行った結果、両者の評価結果は概ね同等となっている。

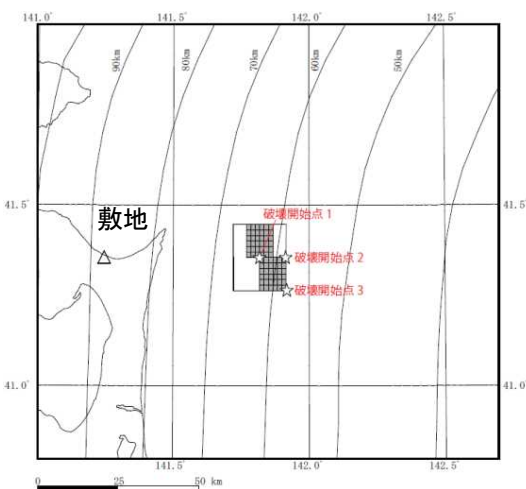
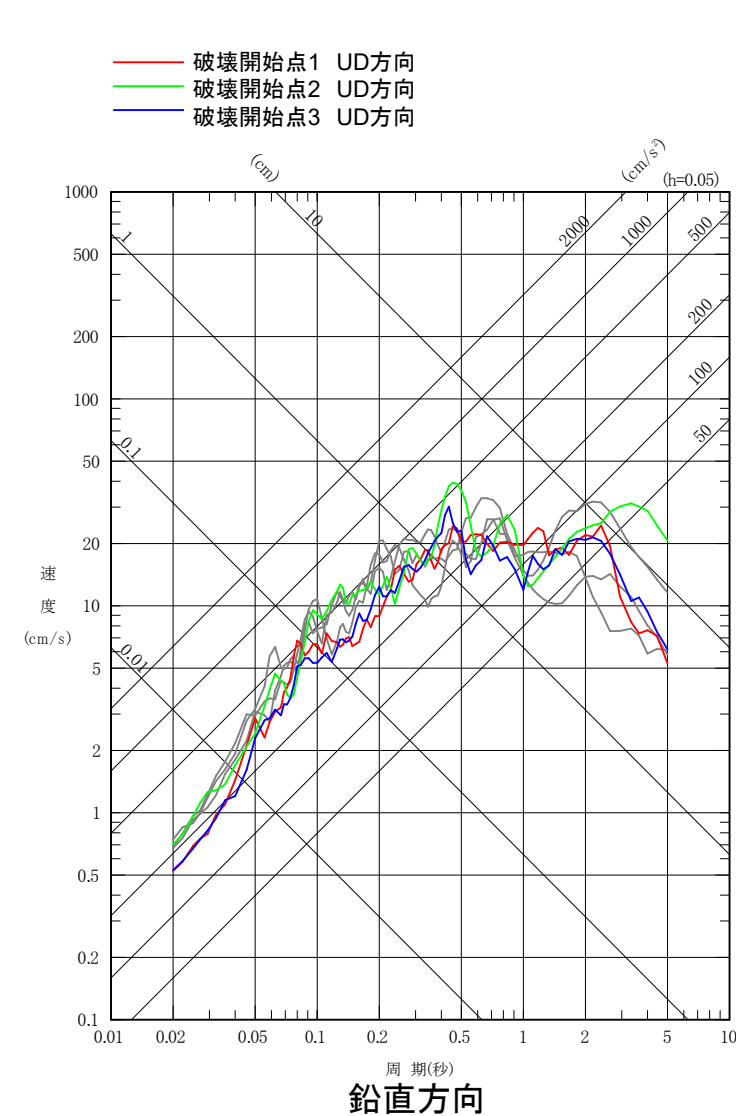
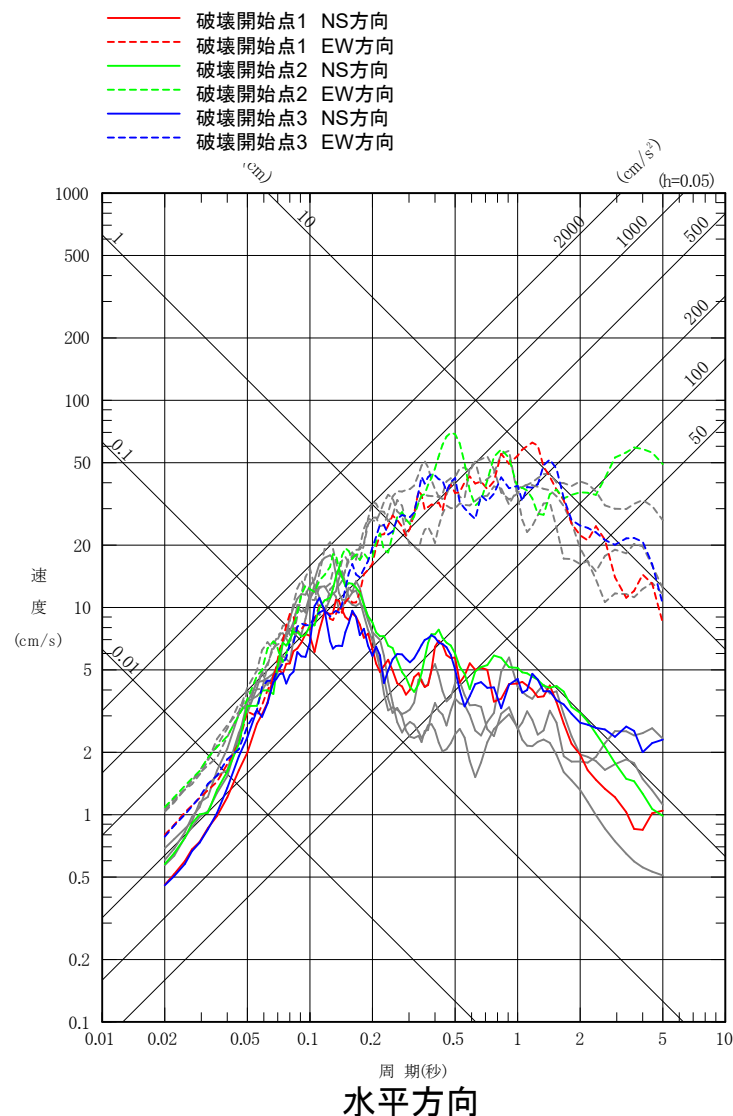
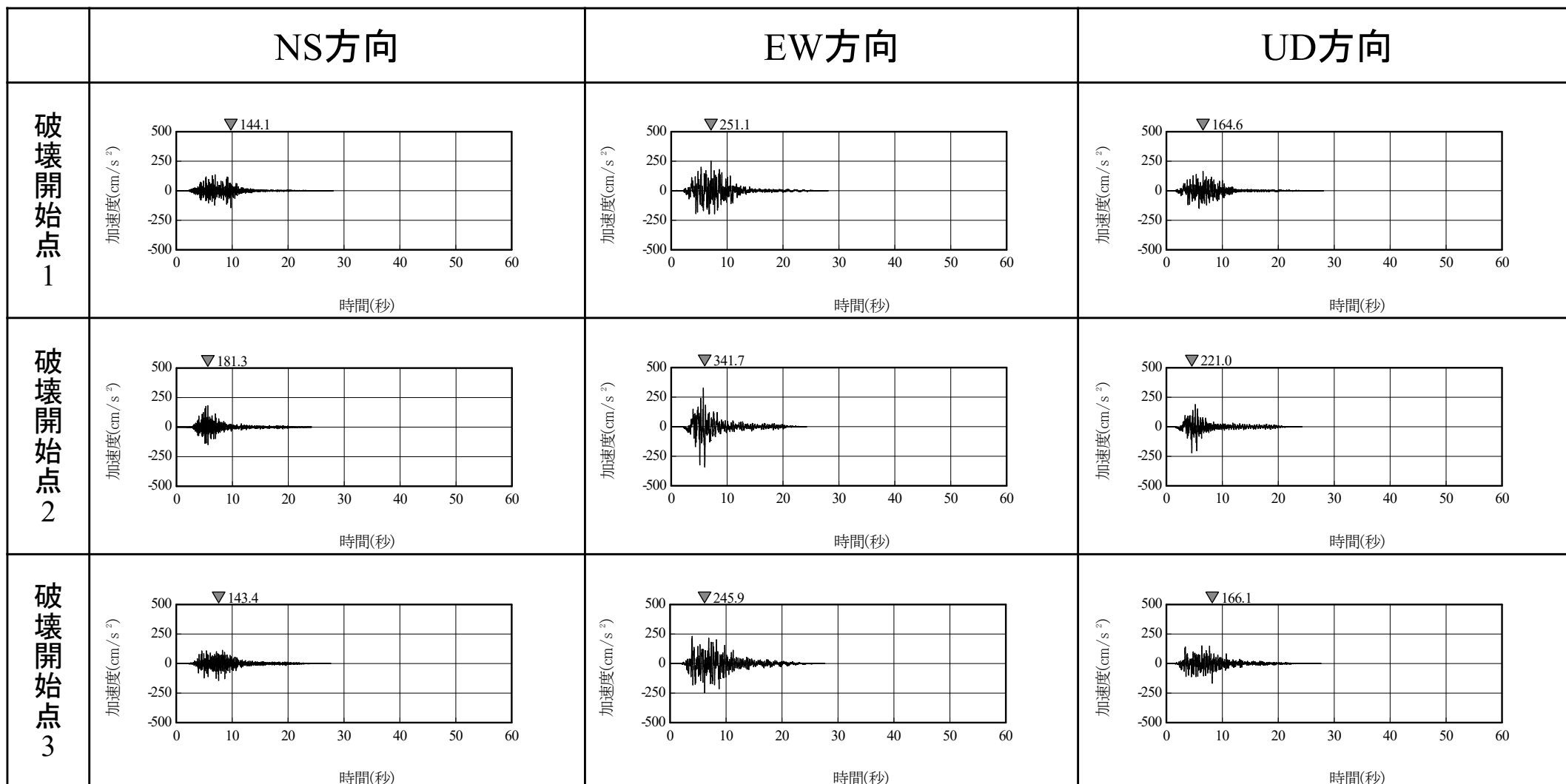


図 (参考) 原田・釜江 (2011) モデル

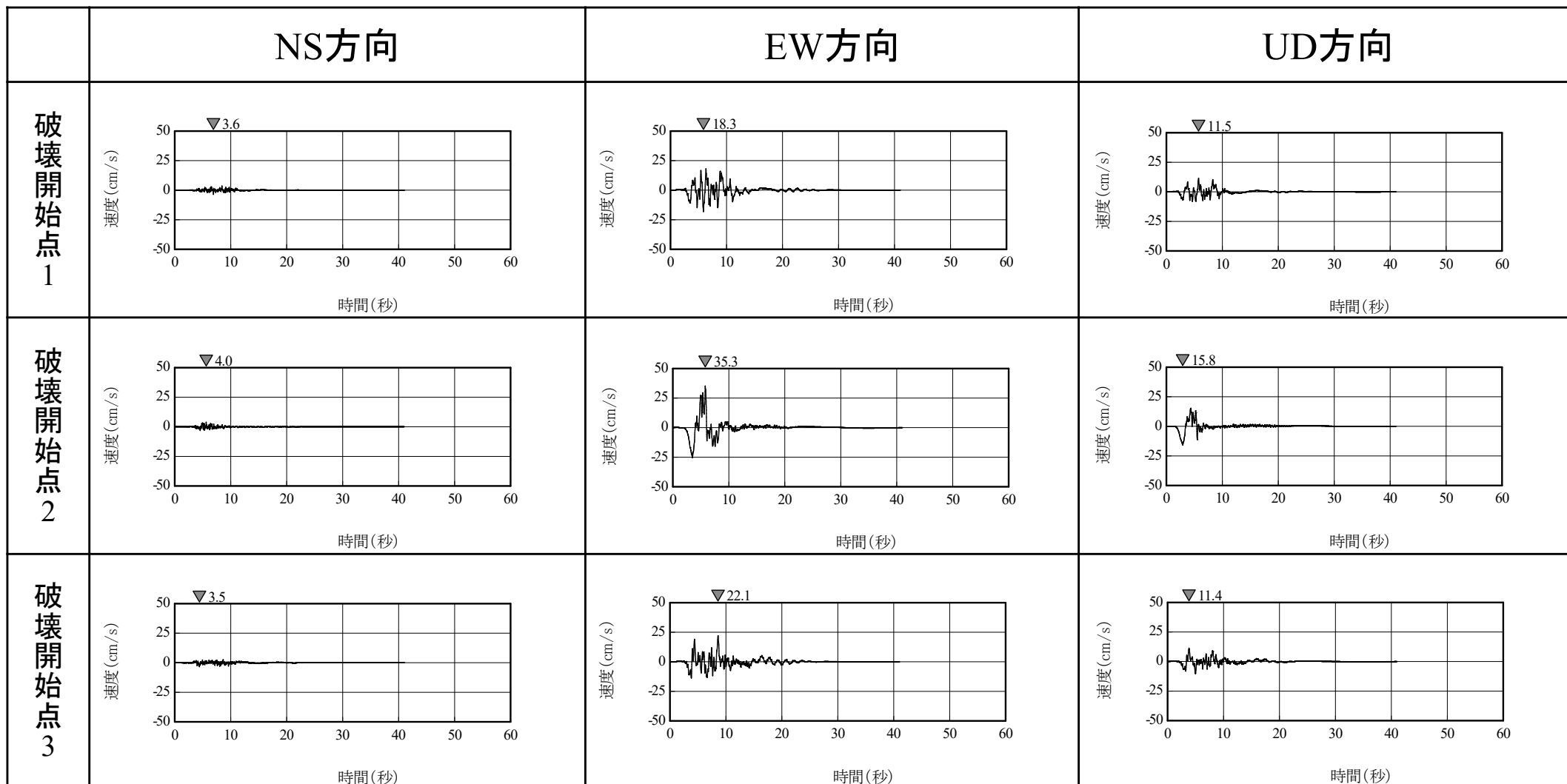
※灰色のスペクトルは、  
短周期レベルの不確かさ  
ケースの評価結果



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (時刻歴波形:加速度)



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (時刻歴波形:速度)

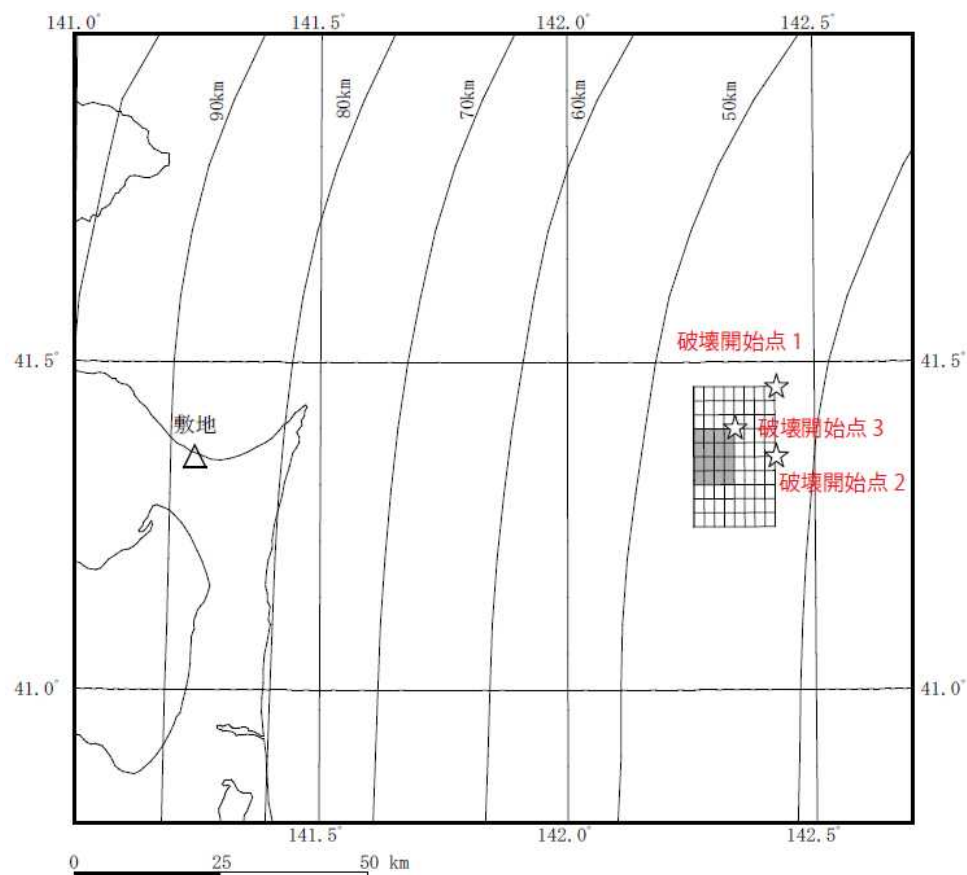




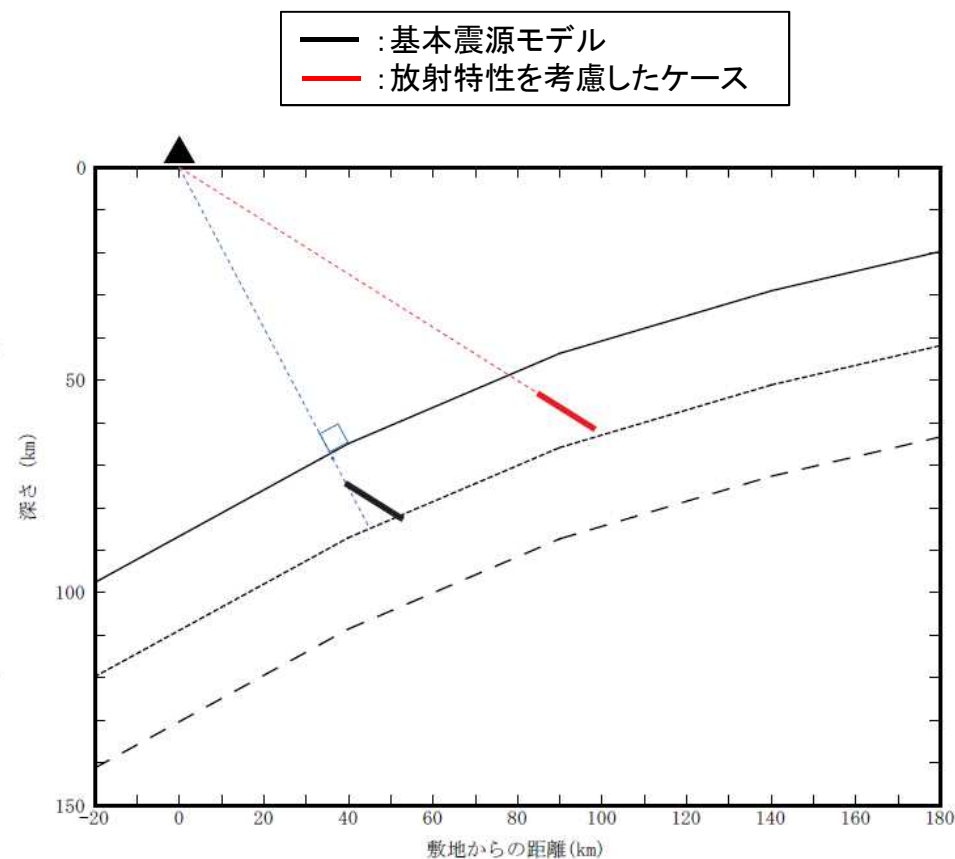
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 放射特性を考慮した検討

### ■ 基本震源モデルについて、破壊が敷地に向かうように、震源位置を変更したケース

- 断層面位置は、基本震源モデルの傾斜角を維持し、破壊が敷地に向かうように震源位置を変更したケースについて考慮した。
- 断層パラメータは、基本震源モデルと同じであるが、断層面位置を断層上端深さ52.79kmの位置に変更している。



平面図



断面図

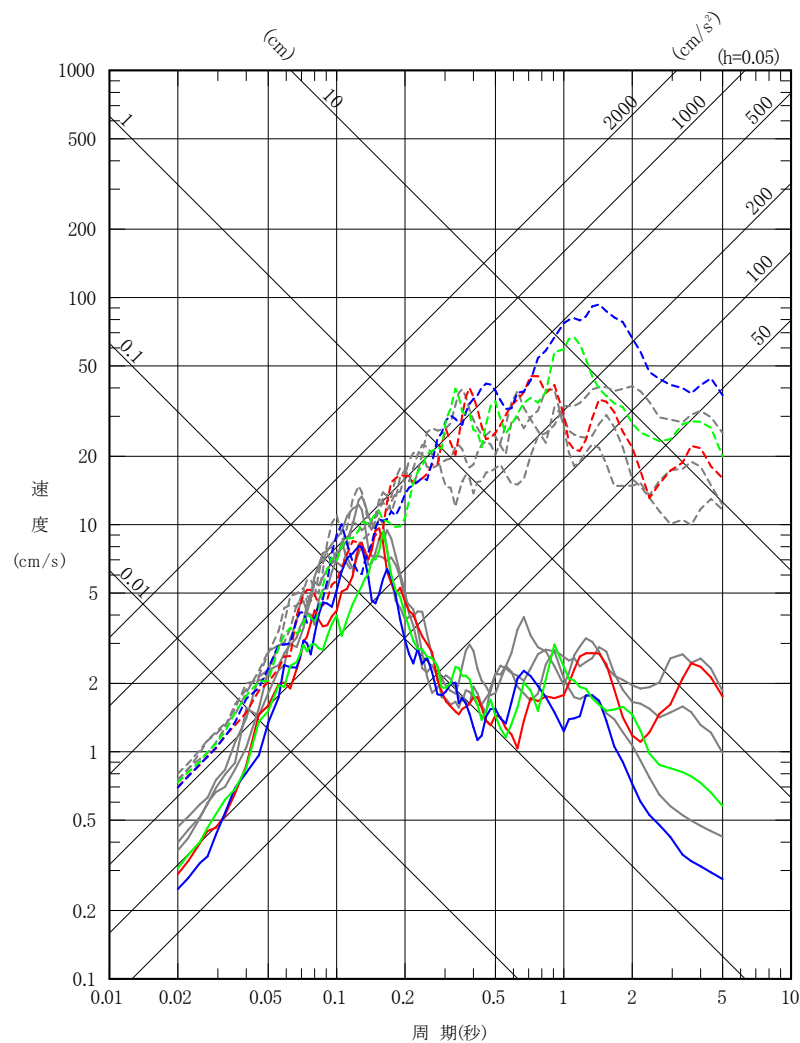
### 放射特性を考慮したケース

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 放射特性を考慮した検討の地震動評価結果(応答スペクトル)

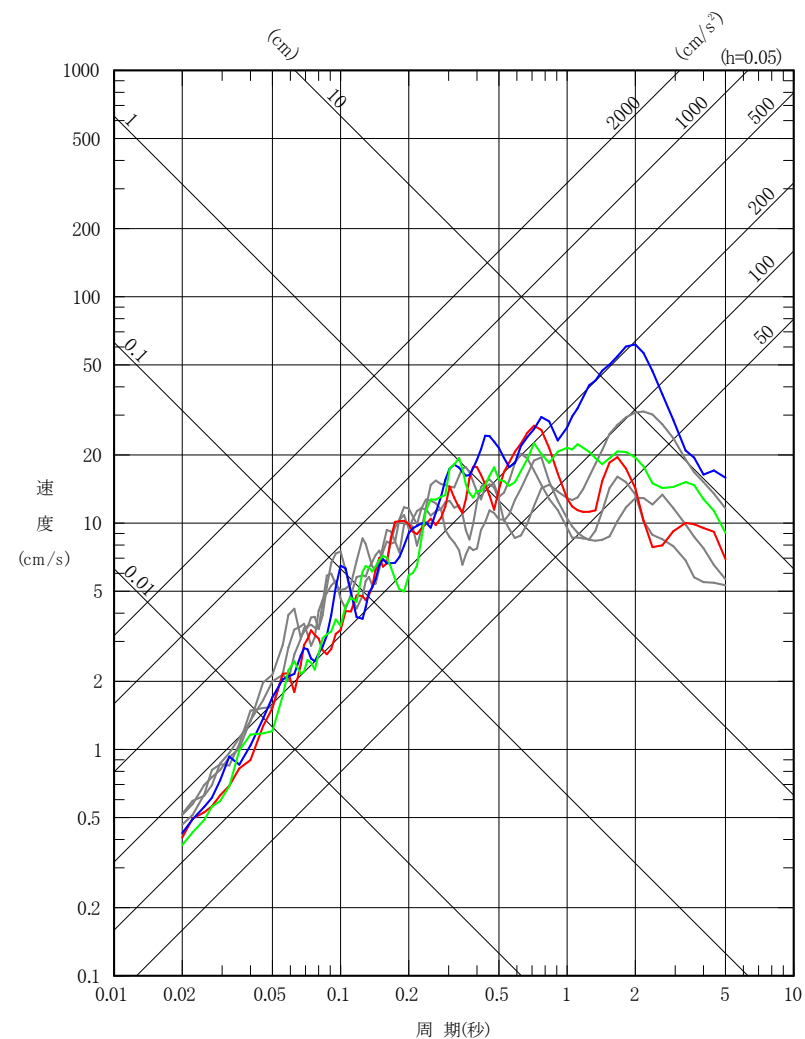
- 破壊開始点1 NS方向
- - - 破壊開始点1 EW方向
- 破壊開始点2 NS方向
- - - 破壊開始点2 EW方向
- 破壊開始点3 NS方向
- - - 破壊開始点3 EW方向

- 破壊開始点1 UD方向
- 破壊開始点2 UD方向
- 破壊開始点3 UD方向

※灰色のスペクトルは、  
基本震源モデルの  
評価結果



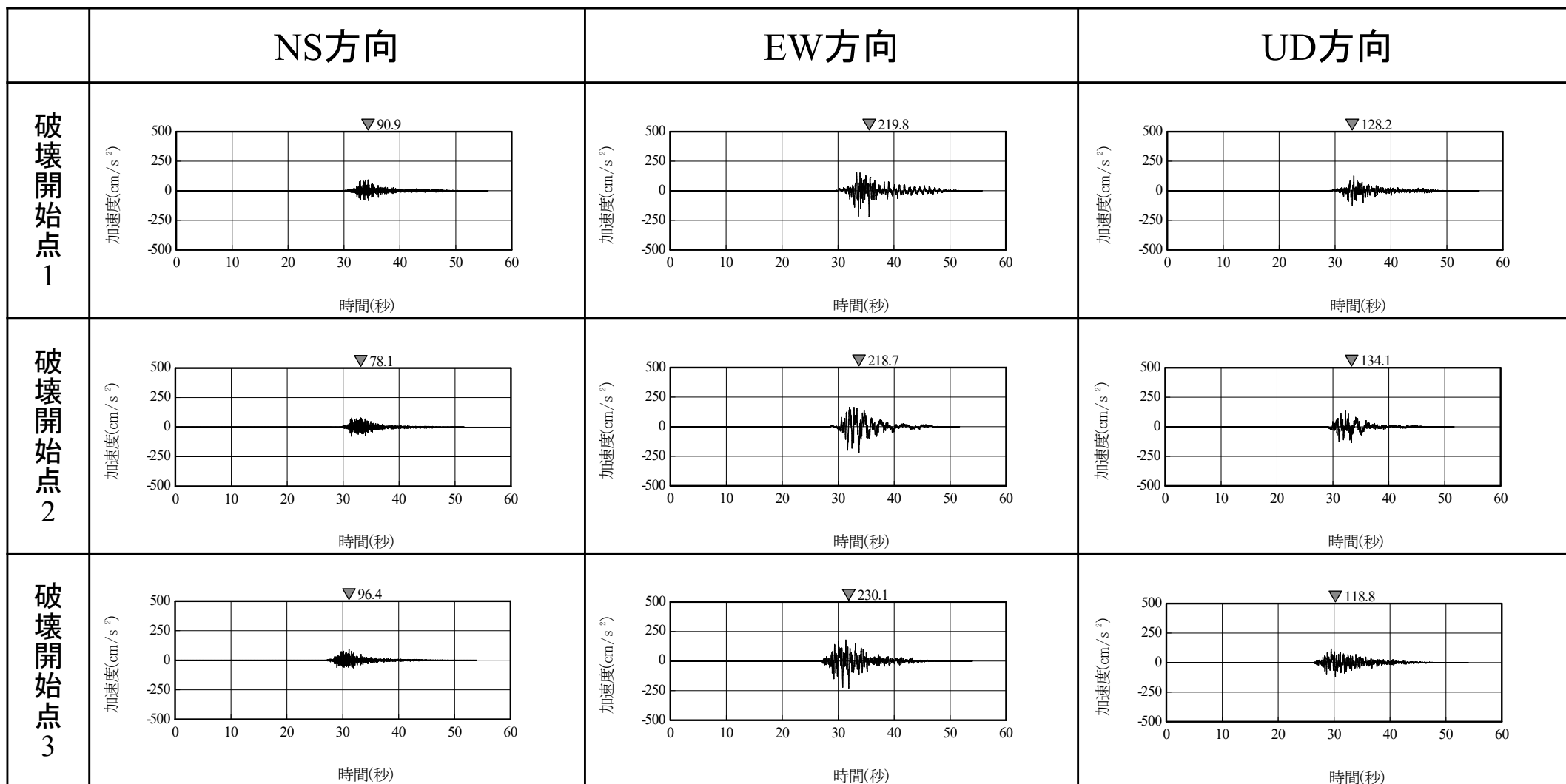
水平方向



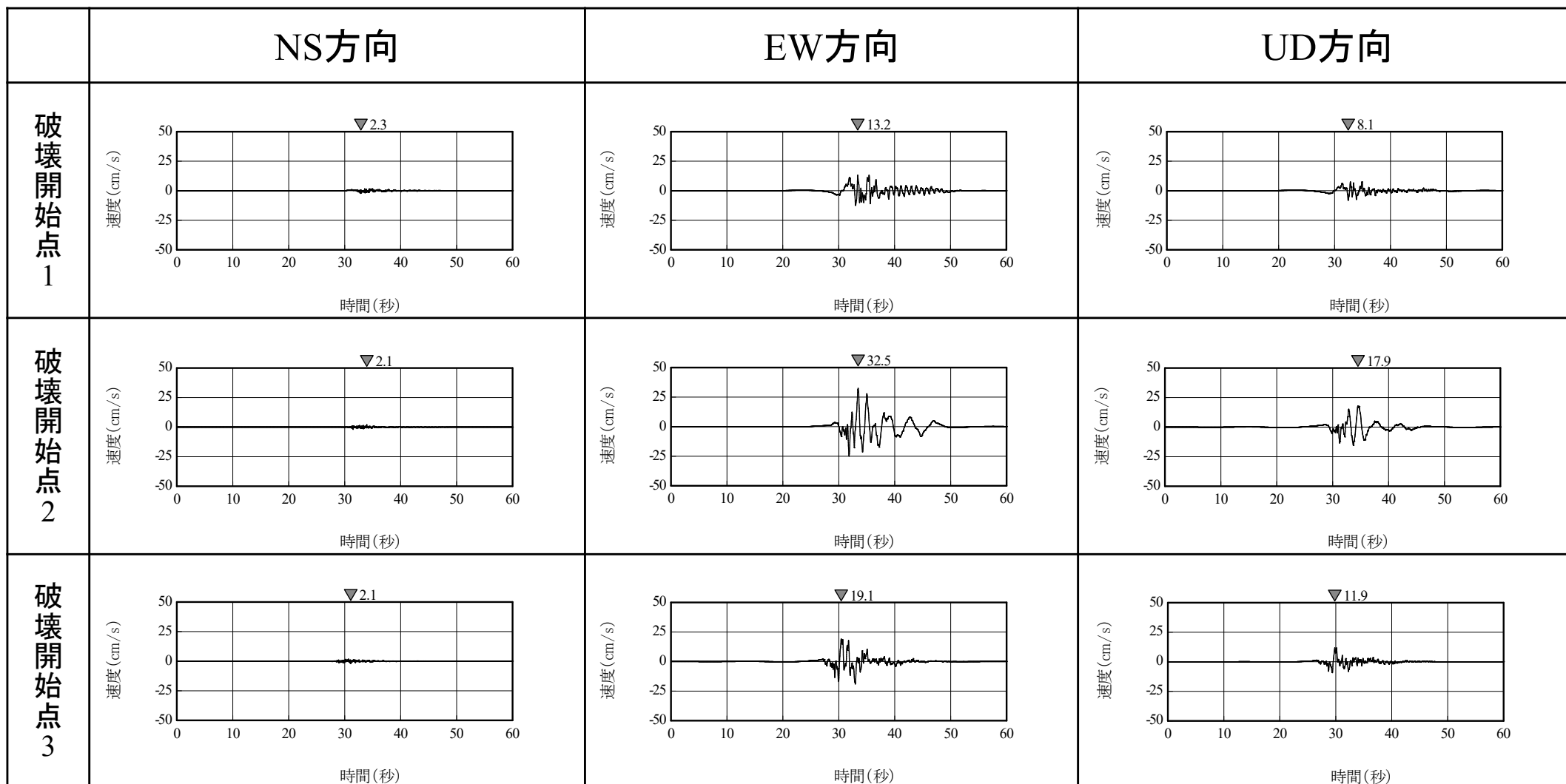
鉛直方向

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

## 放射特性を考慮した検討の地震動評価結果(時刻歴波形:加速度)

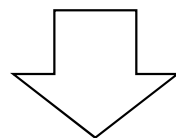


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 放射特性を考慮した検討の地震動評価結果(時刻歴波形:速度)



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 地震発生層について

- 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限と下限が存在し、地震数を浅い方から積算して10%、90%になる深さは、地震の上限、下限の目安として用いることができるとされている。
- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さの限界は $V_p = 5.8 \sim 5.9 \text{ km/s}$ の層の上限と良い相関があるとされている。
- 木下ほか(2000)によると、コンラッド面以深の下部地域については、流動性に富んでいて、地震を起こすほど歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。



地震発生層の設定にあたっては、微小地震の震源分布、速度構造、コンラッド面深さなどを総合的に判断して設定する。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 JNES(2004)による地震発生層上下限層

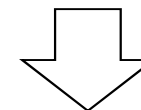
原子力安全基盤機構(2004)による地震域の区分及び敷地が位置する地震域(東北東部)における地震発生層の上下限層のパラメータ

地震域	M 区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)	震源域 上端深さ 最浅値 (飯田式)
東北東部	$2.0 \leq M < 2.5$	0.0	5.8	10.4	13.7	29.6	288	7.9	-0.7
	$2.5 \leq M < 3.0$	0.0	6.4	11.3	15.9	29.7	97	9.5	-1.3
	$3.0 \leq M < 3.5$	0.0	7.3	11.0	13.1	29.3	44	5.8	-1.4
	$3.5 \leq M < 4.0$	8.7	9.8	12.2	15.7	29.5	20	5.9	5.9
	$4.0 \leq M$	3.2	7.6	9.1	13.2	14.7	11	5.6	-10.5
	全データ	0.0	6.2	10.7	13.8	29.7	460	7.6	-10.5



D10%: その値よりも震源深さが浅い地震数が全体の10%になる時の震源深さ  
D90%: その値よりも震源深さが浅い地震数が全体の90%になる時の震源深さ

原子力安全基盤機構(2004)による、東北東部の微小地震分布によるD10%、D90%

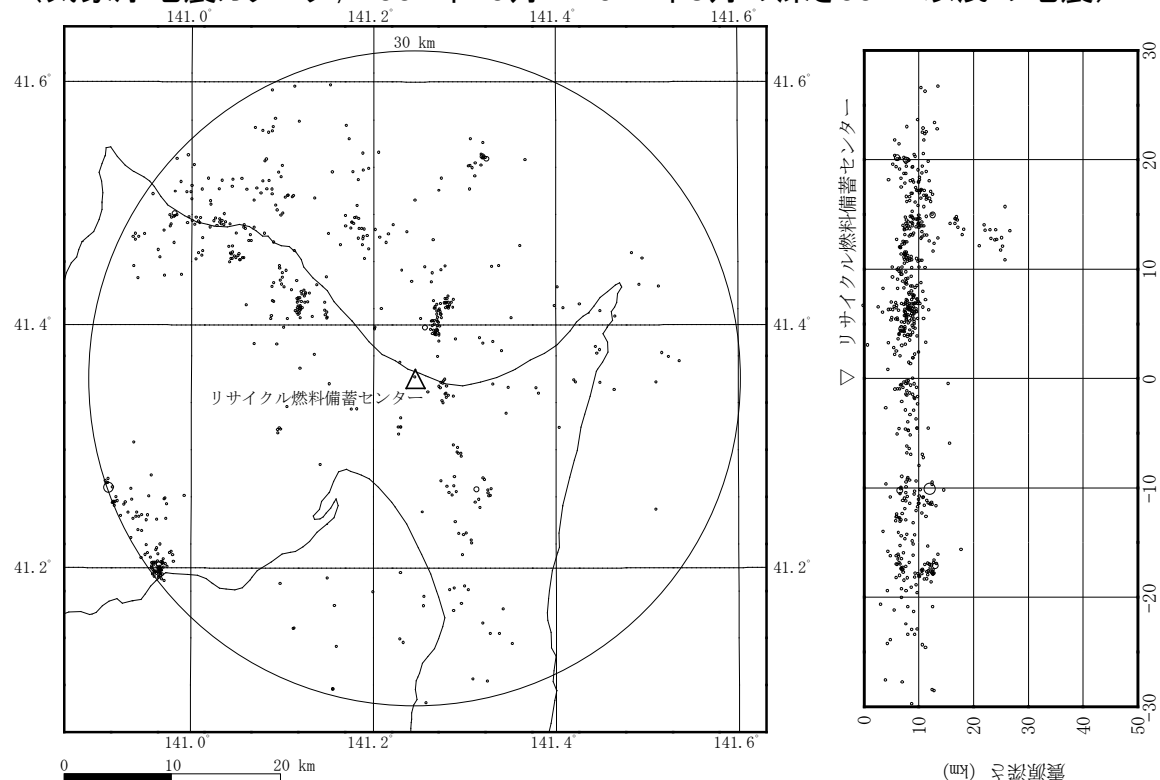


D10%: 6.2km ← 上限深さに相当  
D90%: 13.8km ← 下限深さに相当

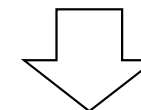
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 敷地周辺の地震分布から算定した地震発生層

### 敷地周辺で発生した地震の震央分布・震源鉛直分布

(気象庁地震カタログ, 1997年10月～2012年8月の深さ60km以浅の地震)



敷地から30km以内の地震分布から  
算定したD10%、D90%



D10%: 6.3km ← 上限深さに相当  
D90%: 12.5km ← 下限深さに相当

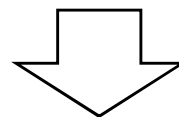
### 敷地周辺で発生した地震から算定した地震発生上下限層のパラメータ

M区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)
M<2.0	0.0	6.3	8.7	12.2	26.8	492	5.9
2.0≦M<2.5	4.5	5.9	9.3	12.6	13.6	27	6.7
2.5≦M<3.0	5.8	6.1	8.8	13.0	13.3	17	6.9
3.0≦M<3.5	6.2	6.2	6.7	13.2	13.2	4	7.0
3.5≦M<4.0	7.1	7.1	7.1	7.8	7.8	2	—
4.0≦M	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	1	—
全データ	0.0	6.3	8.7	12.5	26.8	543	6.3

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## 反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(1)

- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さの限界は、P波速度5.8～5.9km/sの層の上限と良い相関があるとされている。
- 吉井・伊藤(2001)によると、地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致しているとされている。
- 廣瀬・伊藤(2006)によると、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8～6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在するとされている。



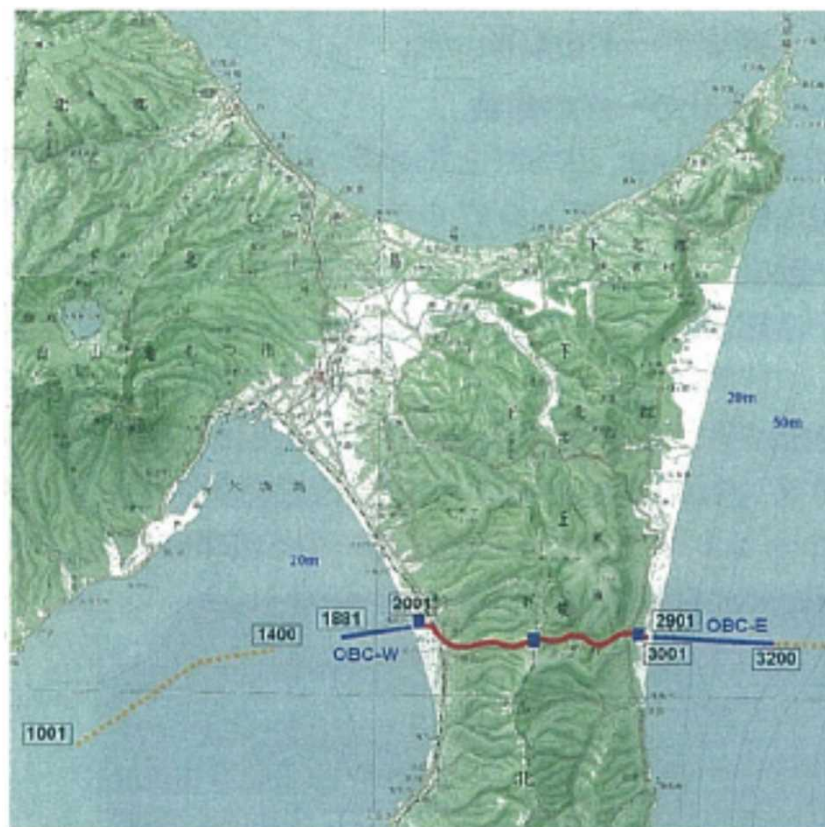
- 地震発生層の上限深さは、P波速度が5.8～6km/sの層と対応があるとされている。



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## 反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(2)

- 「平成25年度原子力施設等防災対策等委託費(原子力施設における断層等の活動性判定に係る評価手法の調査研究)」の一環として、陸奥湾から下北半島を東西に横断して東通沖海域に至る約58kmの長大測線において反射法・屈折法統合地震探査が原子力規制庁によって実施されている。

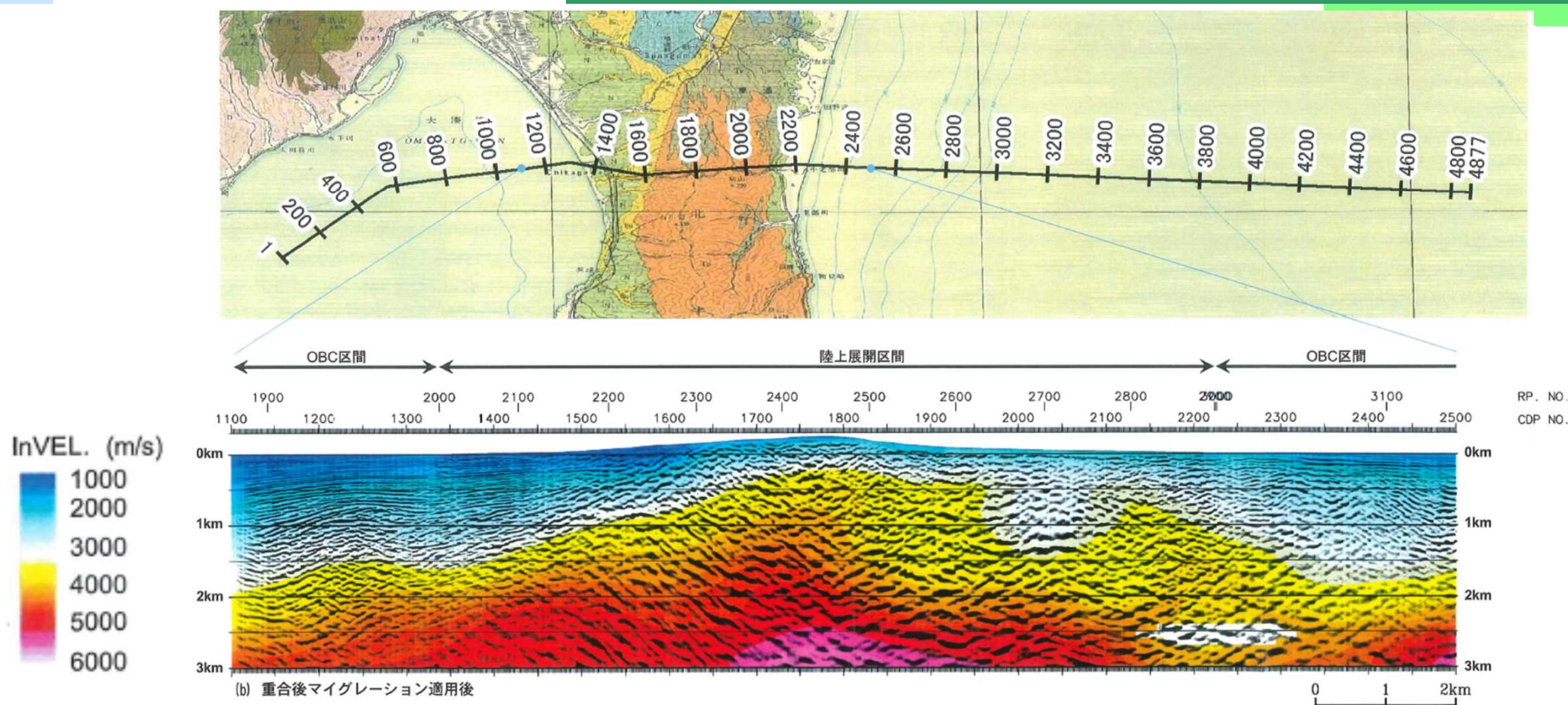


調査測線位置図

原子力規制庁(2014)より抜粋

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## 反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(3)



反射法・屈折法統合深度プロファイル[3]下北半島横断陸域—浅海域区間(V:H = 1:1)

原子力規制庁(2014)より抜粋

- 敷地より南の北緯41.2度付近の下北半島の調査結果によると、深さ3kmのP波速度は5.5km/s程度であり、地震発生層の上限深さに対応するP波速度5.8~6km/sより遅くなっていることから、地震発生層の上限深さは、深さ3kmよりさらに深いと考えられる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 地震波トモグラフィ解析(1)

### ■ 長谷川ほか(2004)等による知見

#### ○地震発生深さ分布

- 長谷川ほか(2004)によると、東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについて、およそ15km程度以浅であり、それより深部では温度が高くなり、急激な断層運動である地震としては変形せず、流動変形が卓越するとされている。

- 上記の知見を踏まえ、敷地周辺のトモグラフィ解析結果に基づき、敷地周辺における地震の発生状況を確認する。

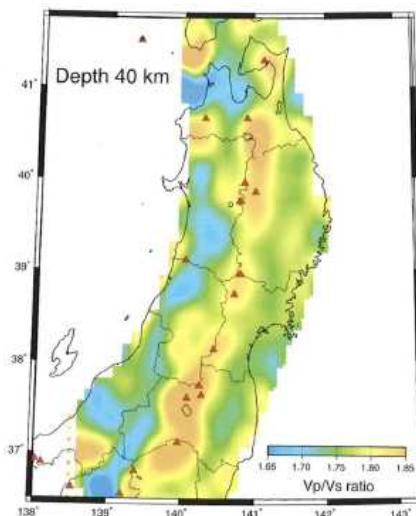


Fig. 5.  $V_p/V_s$  ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

深さ40kmにおける $V_p/V_s$ 比  
長谷川ほか (2004)

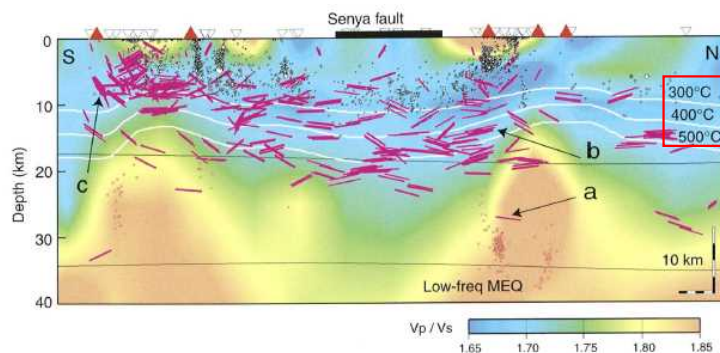


Fig. 5(c). Vertical cross section of S-wave reflectors along line NS. Vertical exaggeration is 2. Black and red circles show shallow earthquakes and low frequency microearthquakes, respectively. White lines show isothermal lines within the crust estimated from P wave velocity perturbations [Hasegawa *et al.* (2000)]. Active volcanoes and Senya fault are shown on the top by red triangles and thick line, respectively. Arrows a, b and c denote locations of reflectors which generated SxS phases shown in Fig. 2(a), (b) and (c), respectively. Others are the same as in Fig. 5(a).

脊梁山地 (火山フロント付近) に沿った $V_p/V_s$ 比  
堀ほか (2004) に加筆

#### ○コンラッド面に関する知見

- 木下ほか(2000)によれば、コンラッド面以深の下部地殻については、流動性に富んでいて、地震を起こすほど歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。
- Scholz(1988)によれば、地殻内の塑性流動域(下部地殻に相当)および地震発生層下端は、 $300^{\circ}\text{C}\sim 450^{\circ}\text{C}$ 程度の領域であるとされており、その上端はコンラッド面と対応していると考えられる。
- 下図の堀ほか(2004)によれば、東北日本においては、 $300^{\circ}\text{C}\sim 450^{\circ}\text{C}$ となる深さは、概ね15km程度となっており、微小地震の発生分布の下端とも対応している。

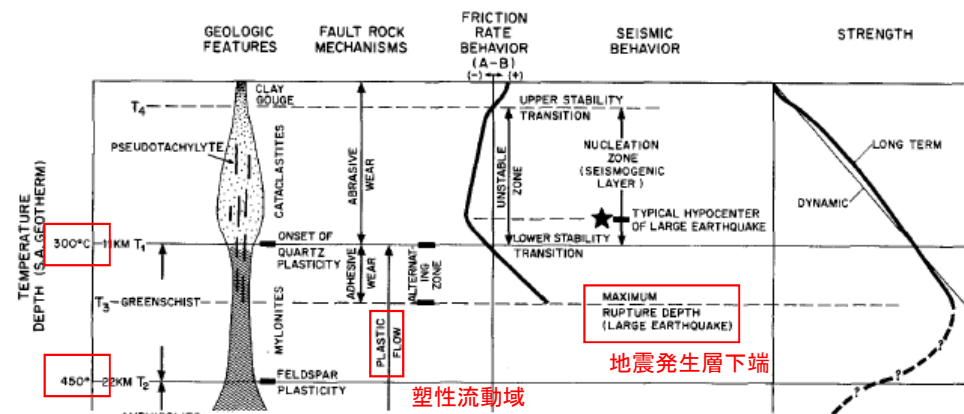
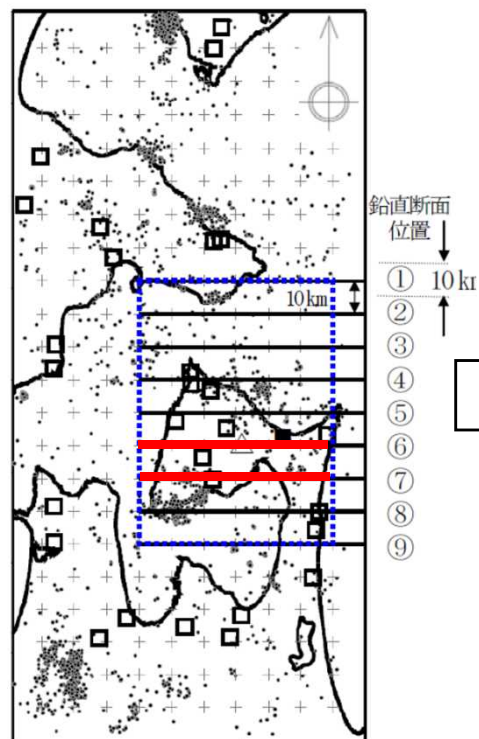


Fig. 4. A synoptic shear zone model, illustrating the major geological and seismological features.

地殻内の温度と塑性流動域・地震発生層下端の関係  
Scholz (1998) に加筆

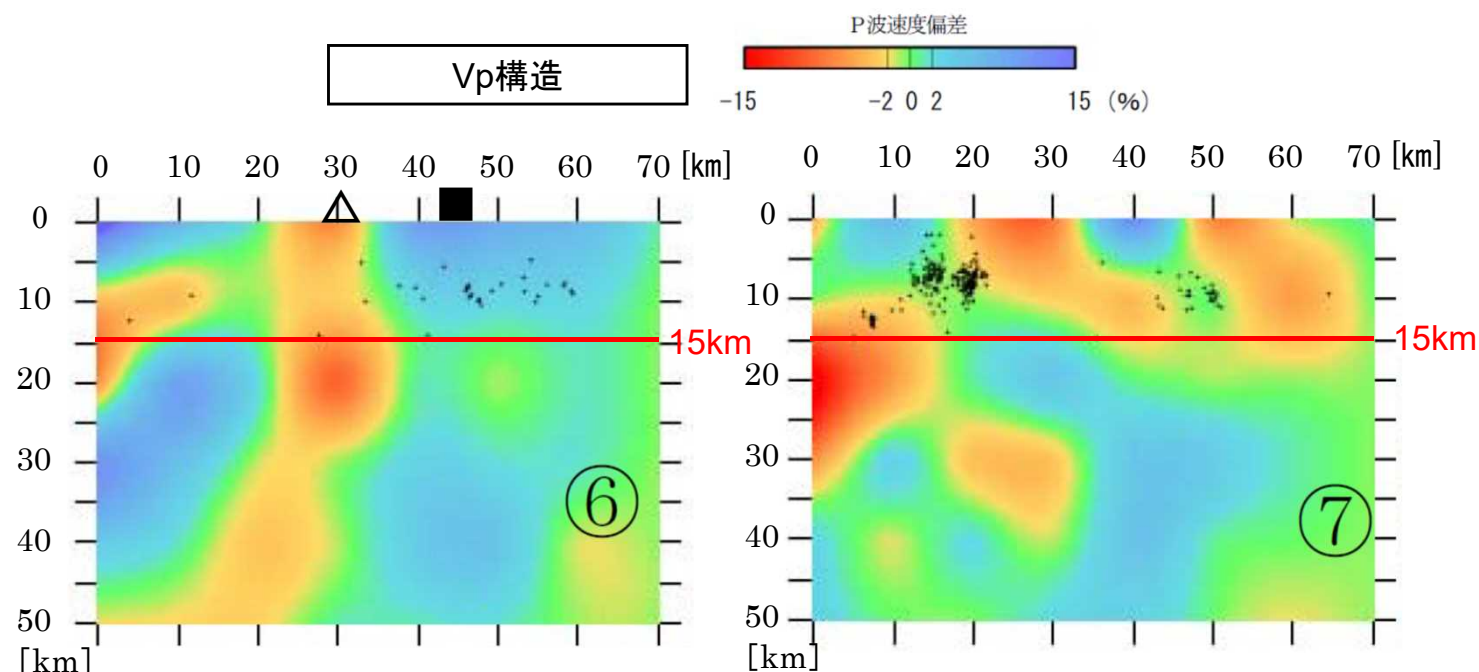
## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 地震波トモグラフィ解析(2)



凡例  
 △：恐山火山  
 ■：リサイクル燃料備蓄センター  
 □：地震観測点  
 ・：内陸地殻内地震  
 〔 〕：平面 A, B の領域

- 1997年10月から2007年3月までに東北大学、弘前大学、気象庁等で観測された観測地震波を用いて、地震波トモグラフィ解析によりP波速度の偏差を求めている。
- 地震波トモグラフィ解析により、再決定された震源位置の下限は、敷地及び敷地周辺を含む断面(⑥・⑦断面)を確認すると、深さ15km程度である。

敷地周辺の震源位置の下限は、長谷川ほか(2004)による東北日本の地震発生層の下限深さ(15km程度)と整合する。



下北半島西部の地震波速度構造 (Vp構造) 【⑥、⑦断面図】

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 キュリー一点深度分布

- Tanaka et al.(2005)によれば、キュリー一点深度と地震発生層の下限深さに相当するD90%深度の間には、相関があるとされている。

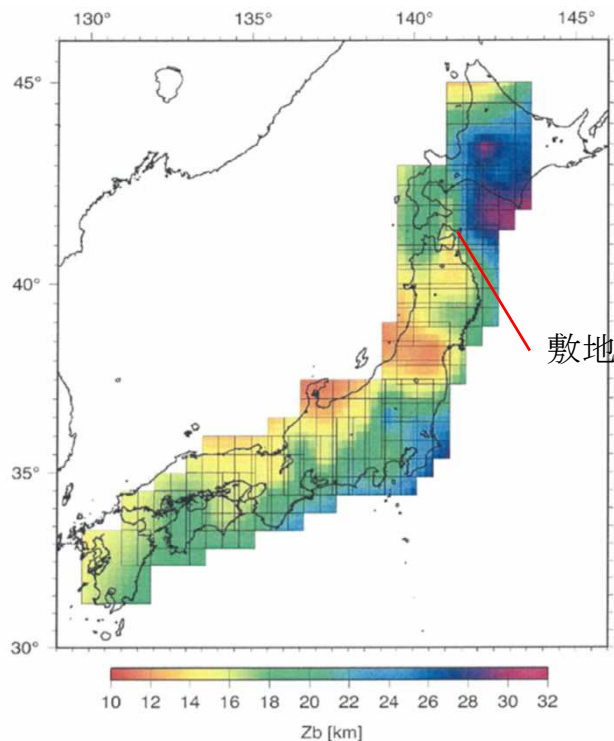
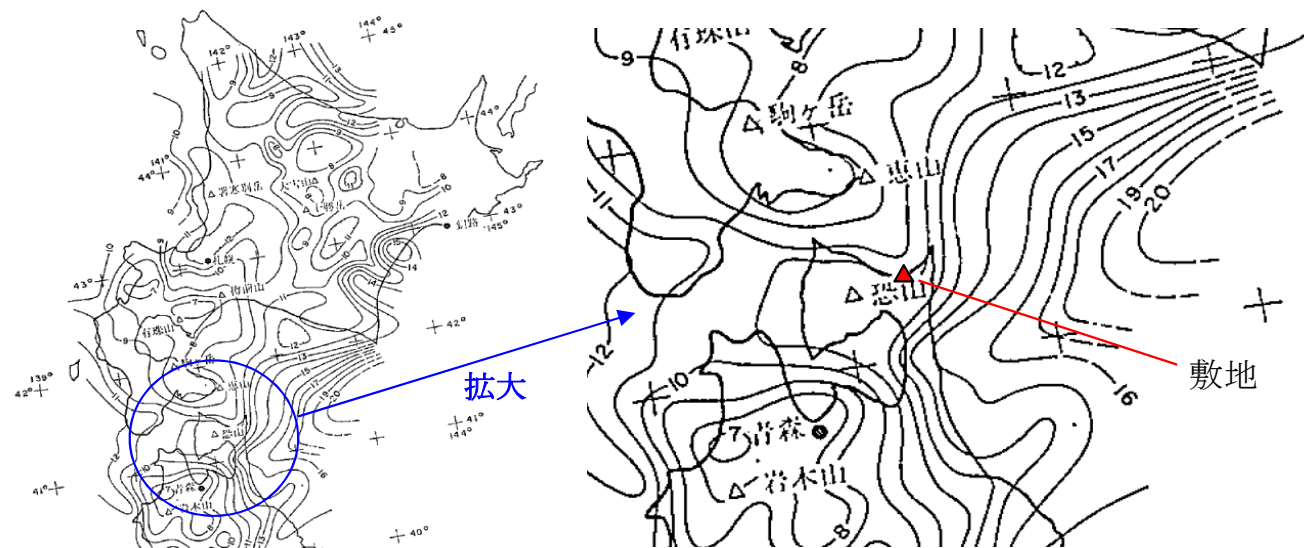


Fig. 6. Map of the basal depth of magnetic sources,  $Z_b$ . Each square represents the area used to calculate  $Z_b$ .



大久保(1984)によるキュリー一点等深線図

(単位: km)

大久保(1984)に加筆

### Tanaka et al.(2005)によるキュリー一点深度 Tanaka et al.(2005)に加筆

Tanaka et al.(2005)による敷地周辺のキュリー一点深度は15km程度となっており、大久保(1984)による敷地周辺のキュリー一点深度は15kmより浅くなっている。地震波トモグラフィによって再決定された震源位置の下限(15km程度)及び敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値と整合している。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 地震発生層の設定 まとめ

原子力安全基盤機構(2004)による  
東北東部の地震発生層上下限深さ

D10%(上限深さに相当)	6.2km
D90%(下限深さに相当)	13.8km

敷地周辺の微小地震による地震発生層上下限深さ

D10%(上限深さに相当)	6.3km
D90%(下限深さに相当)	12.5km

敷地周辺のP波速度分布と地震発生層上端深さの関係

反射法・屈折法統合地震探査による速度構造によると、敷地周辺の脊梁山地付近の岩盤が浅いところにおいて、P波速度5.8～6.0km/sの層は3km程度よりも深い

入倉・三宅(2001)  
吉井・伊藤(2001)  
廣瀬・伊藤(2006)  
地震発生層の上限深さは、P波速度5.8～6.0km/sと概ね対応している

敷地周辺の地震波トモグラフィ解析等と地震発生層下限深さの関係

- ① トモグラフィ解析による再決定された震源位置の下限は深さ15km程度であることを確認
- ② 敷地周辺のキュリー点深さは15km程度より浅い

長谷川ほか(2004)  
東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについておよそ15km程度以浅であり、それより深部では温度が高くなり、急激な断層運動である地震としては変形せず、流動変形が卓越する

⇒以上を踏まえ敷地周辺の地震発生層の上限及び下限深さについては、以下のとおり設定する。

○地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ

微小地震分布に基づけば、深さ3kmよりも深い位置が考えられるが、保守的に深さ3kmの位置に設定

○地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ

微小地震分布等に基づき、深さ15kmの位置に設定

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 応答スペクトルに基づく地震動評価

検討用地震とした「横浜断層による地震」の基本震源モデル及び不確かさを考慮した検討ケースについて、応答スペクトルに基づく地震動評価を実施。

- 「Noda et al.(2002)」による応答スペクトル評価を用いる。
- 敷地において、内陸地殻内地震の観測記録が十分に得られていないことから、Noda et al.(2002)による内陸地殻内地震の補正係数による低減を用いない。
- 敷地における内陸地殻内地震の観測記録が少ないことを踏まえ、基本震源モデルについて、内陸地殻内地震に適用可能な距離減衰式であるKanno et al. (2006)、Zhao et al(2006)、内山・翠川(2006)に基づく地震動評価を行う。

### ■ 各種距離減衰式の概要

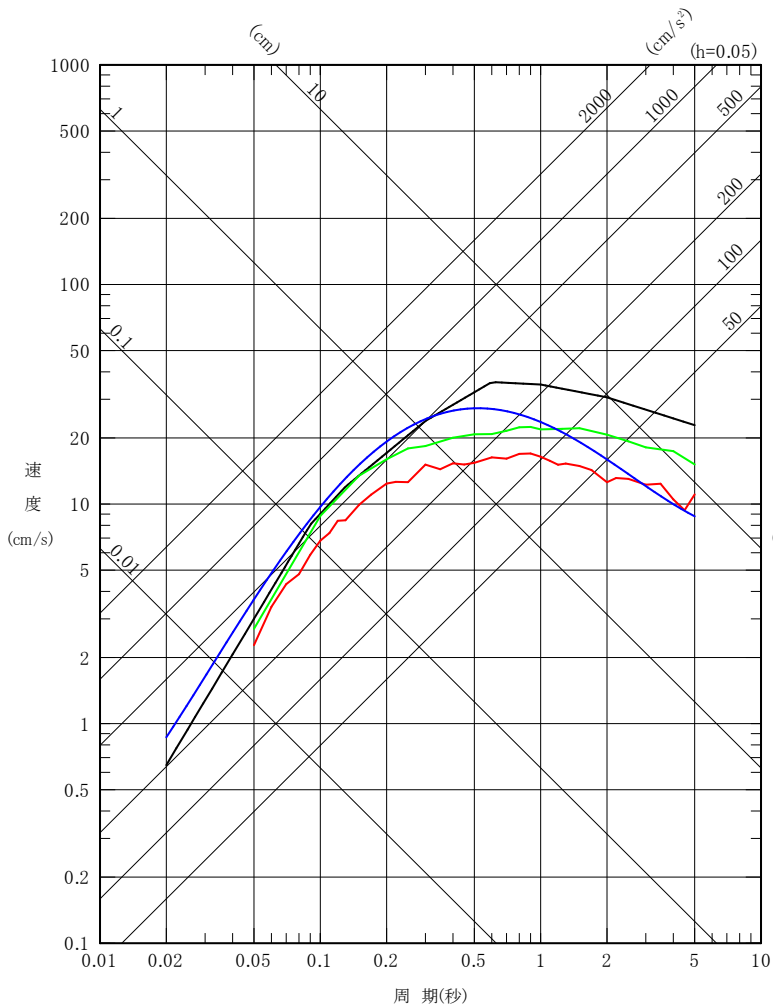
距離減衰式	DB対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	Mの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	地震動評価できる方向
Noda et al.(2002)	国内	主に太平洋沿岸の60km以浅の地震	M、等価震源距離、Vs、Vp、地盤の卓越周期	M5.5～7.0 (M8.5まで適用可能)	28～202km (等価震源距離)	$500 \leq V_s \leq 2700\text{m/s}$	水平方向 鉛直方向
Kanno et al.(2006)	主に国内	内陸地殻内地震、プレート間地震、海洋プレート内地震	Mw、断層最短距離、震源深さ、AVS30	Mw5.5～8.2	1～500km (断層最短距離)	$100 \leq AVS30 \leq 1400\text{m/s}$	水平方向
Zhao et al.(2006)			Mw、断層最短距離、震源深さ	Mw5.0～8.3	0.3～300km (断層最短距離)	Soft soil (AVS=200m/s) ～ Hard rock (AVS>1100m/s)	水平方向
内山・翠川(2006)			日本周辺	Mw、断層最短距離、震源深さ	Mw5.5～8.3	300km以内 (断層最短距離)	$150 \leq AVS30 \leq 750\text{m/s}$

AVS: 地表から深さ30mまでの平均S波速度

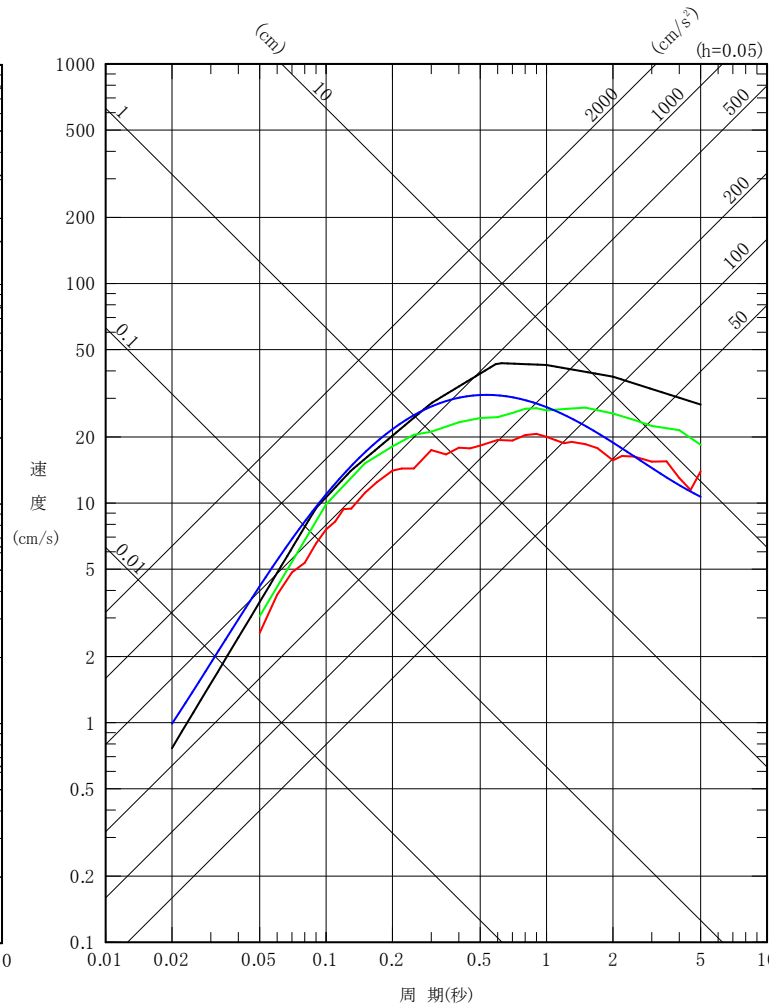
# 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

— Noda et al.(2002)(M7.0, Xeq=23km)  
 — Kanno et al.(2006)  
 — Zhao et al.(2006)  
 — 内山・翠川(2006)

— Noda et al.(2002)(M7.1, Xeq=22km)  
 — Kanno et al.(2006)  
 — Zhao et al.(2006)  
 — 内山・翠川(2006)



基本震源モデル



傾斜角の不確かさを考慮したケース

水平方向

	M*	Mw	等価震源距離 (km)	断層最短距離 (km)
基本震源モデル	7.0	6.5	23	13
傾斜角の不確かさを考慮したケース	7.1	6.6	22	12

※ 武村(1990)による地震モーメントと気象庁マグニチュードの関係式により算出。

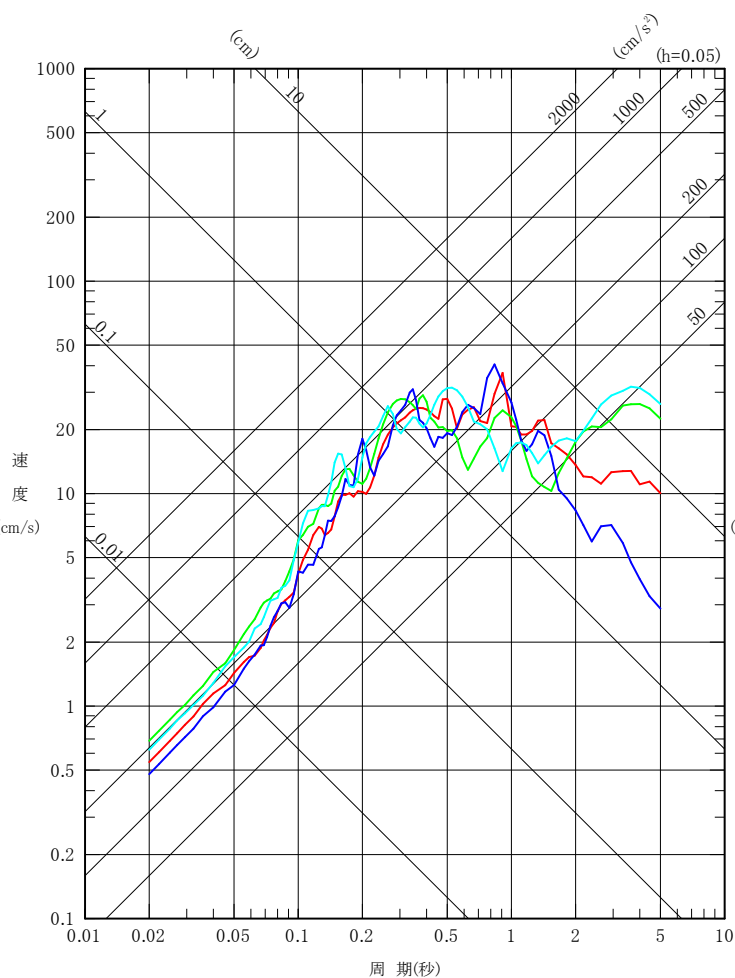


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(SGF) ①基本震源モデル(応答スペクトル)

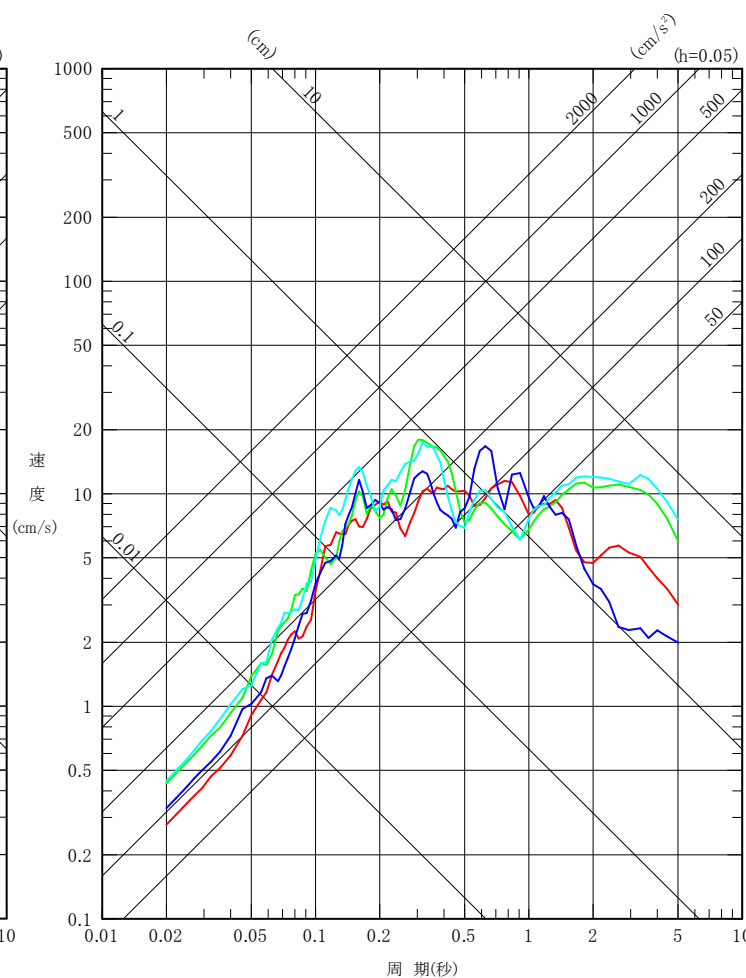
— 破壊開始点1  
— 破壊開始点2  
— 破壊開始点3  
— 破壊開始点4

— 破壊開始点1  
— 破壊開始点2  
— 破壊開始点3  
— 破壊開始点4

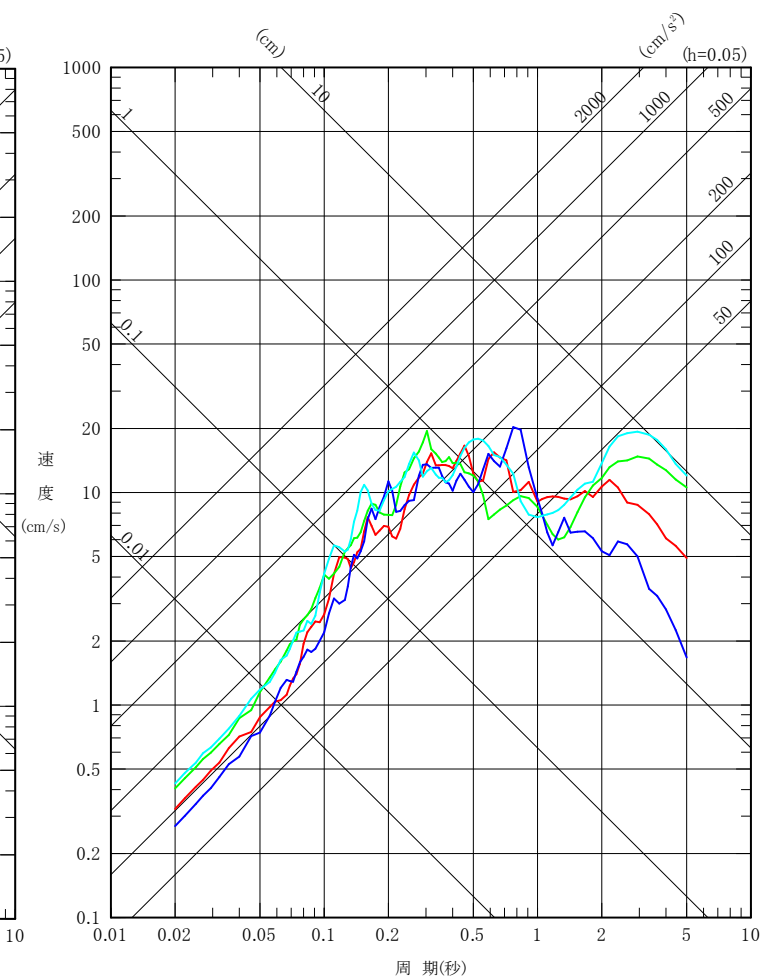
— 破壊開始点1  
— 破壊開始点2  
— 破壊開始点3  
— 破壊開始点4



NS方向

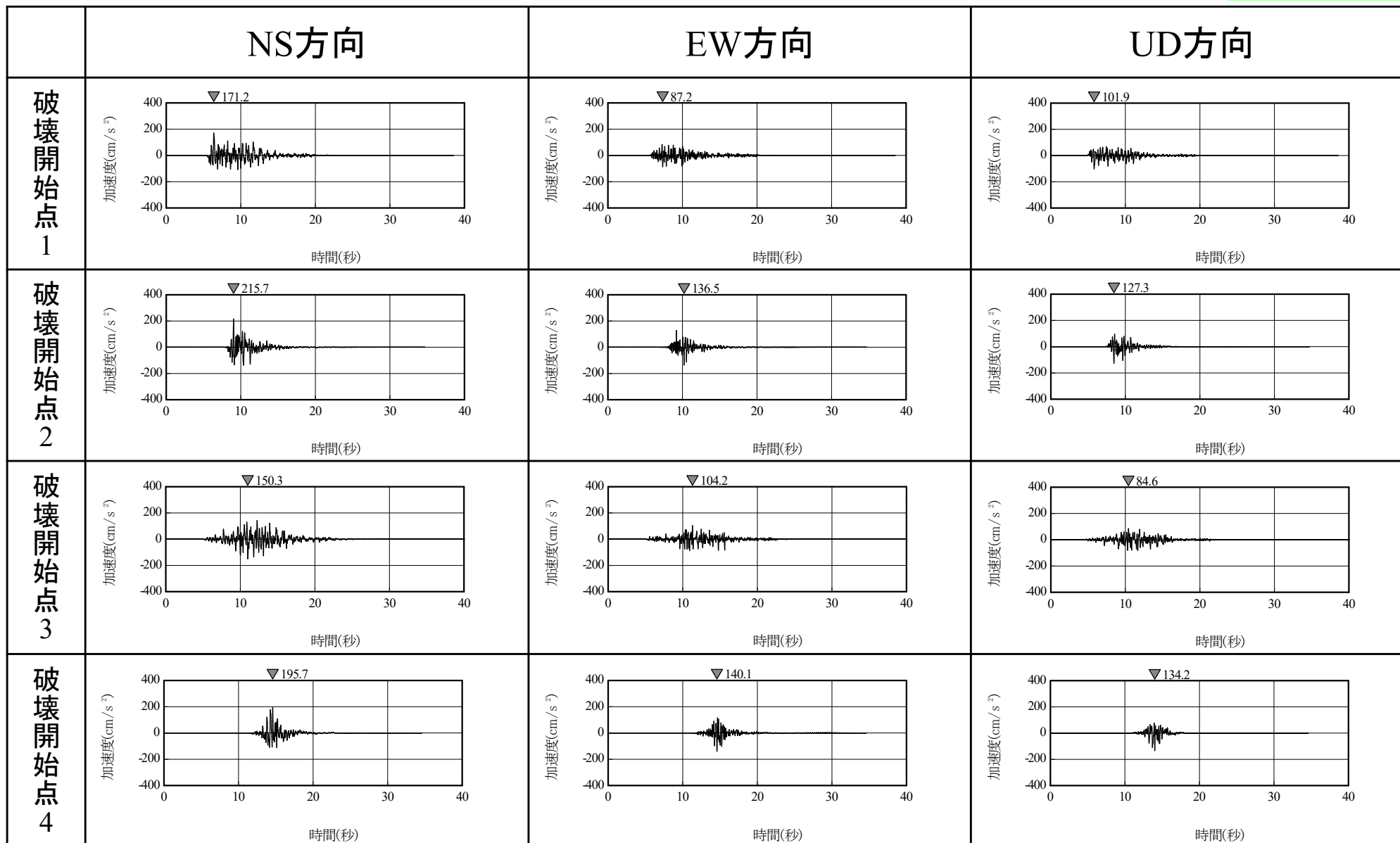


EW方向

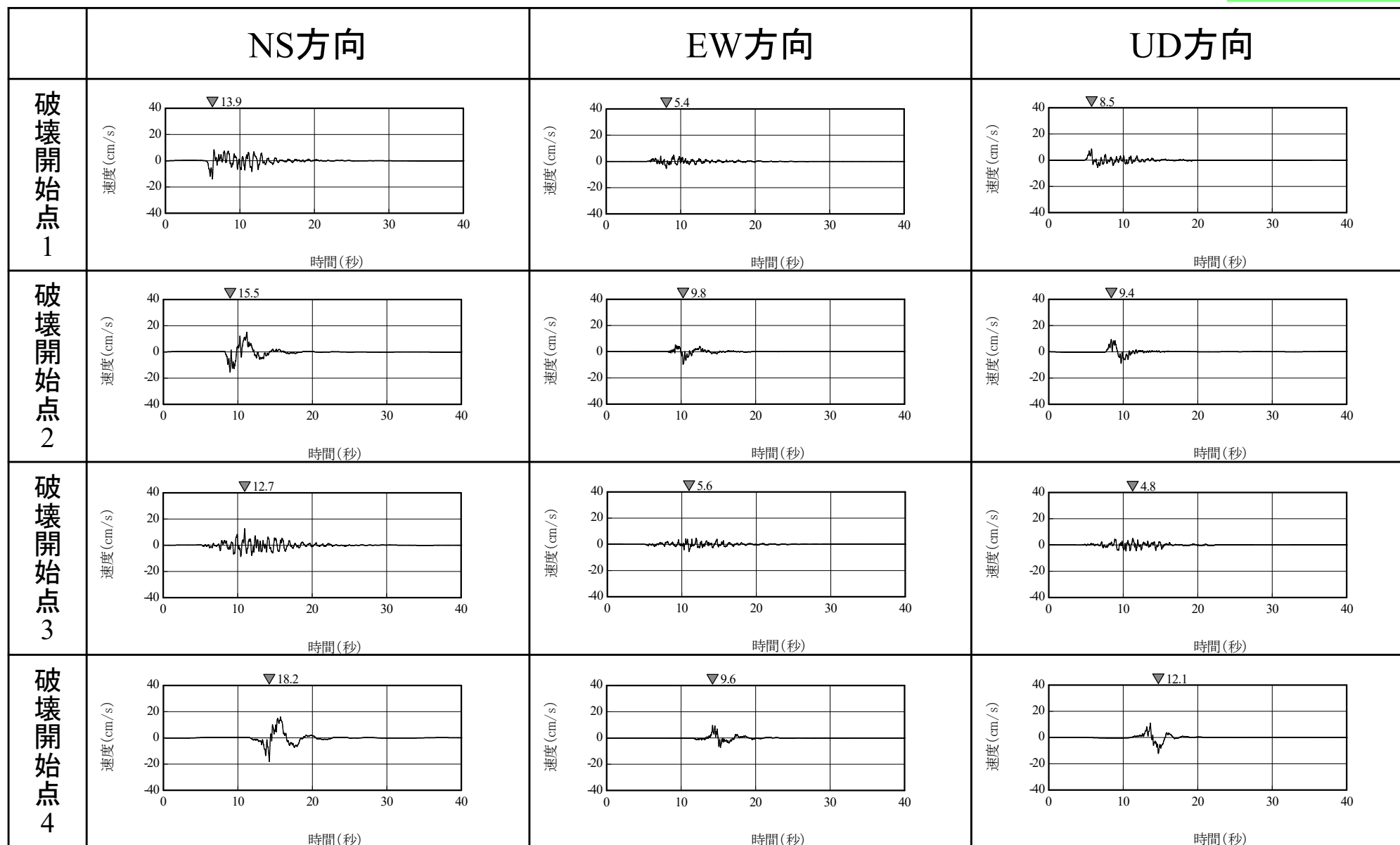


UD方向

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(SGF) ①基本震源モデル(時刻歴波形:加速度)

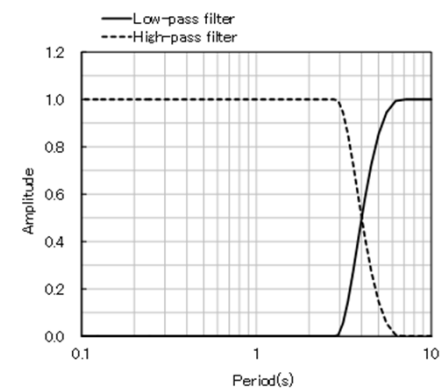


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(SGF)①基本震源モデル(時刻歴波形:速度)

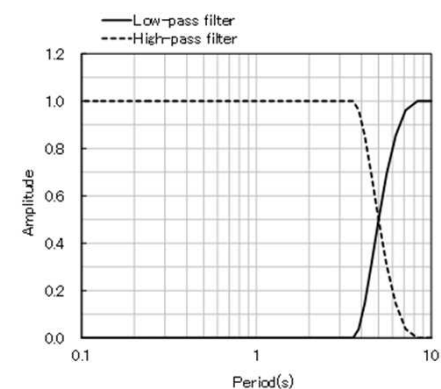


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法)①基本震源モデル(応答スペクトル)

- 横浜断層による地震(基本震源モデル)のハイブリッド合成法による評価結果
- ・破壊開始点1,3は、接続周期を5秒、破壊開始点2,4は、接続周期を4秒とした。

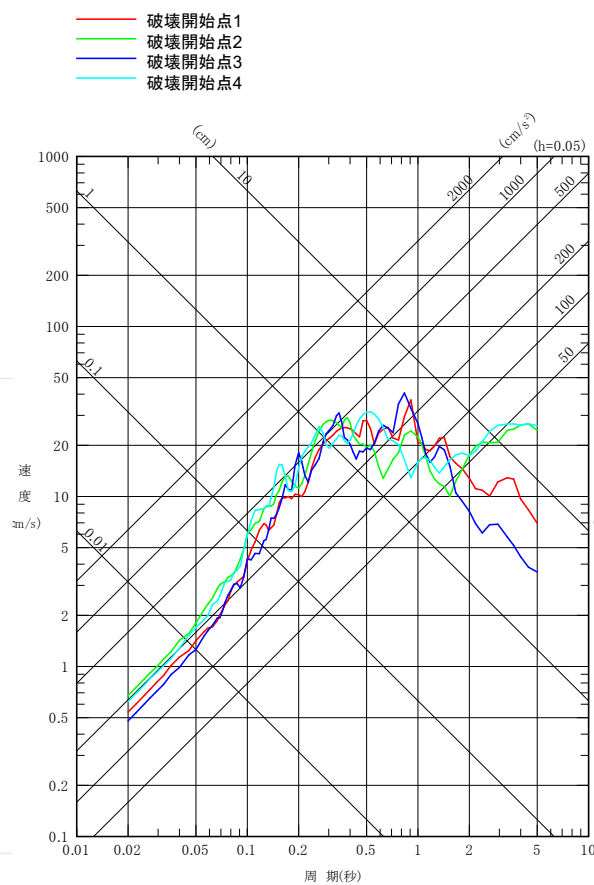


破壊開始点1,3

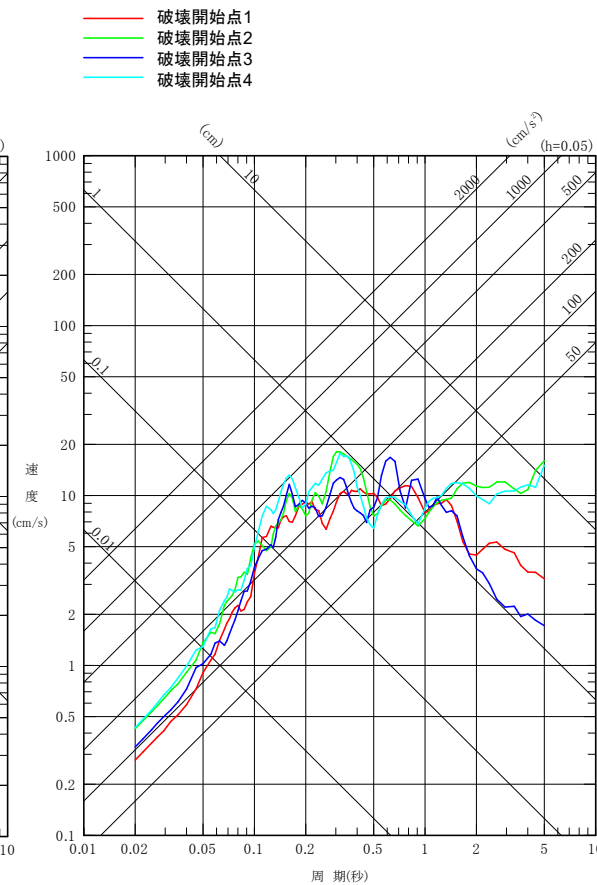


破壊開始点2,4

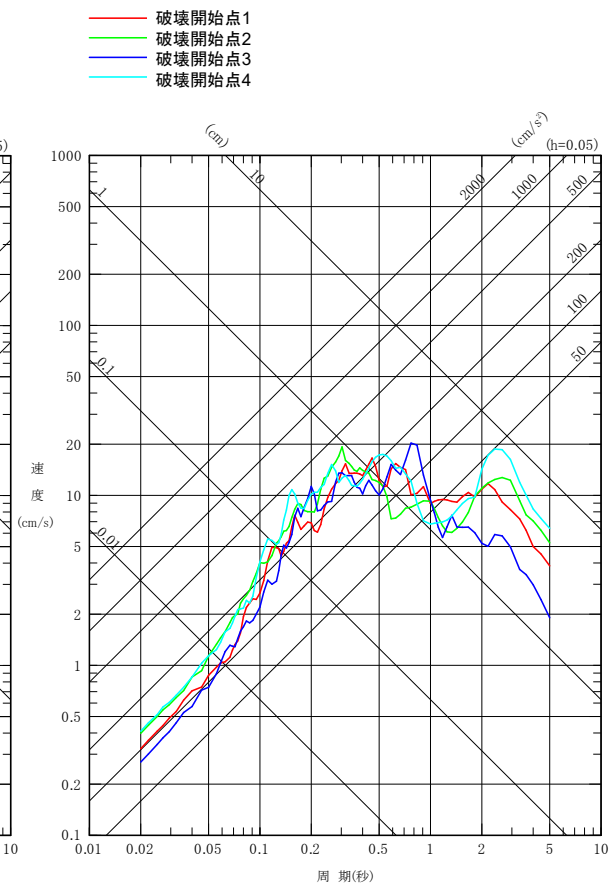
マッチングフィルター



NS方向



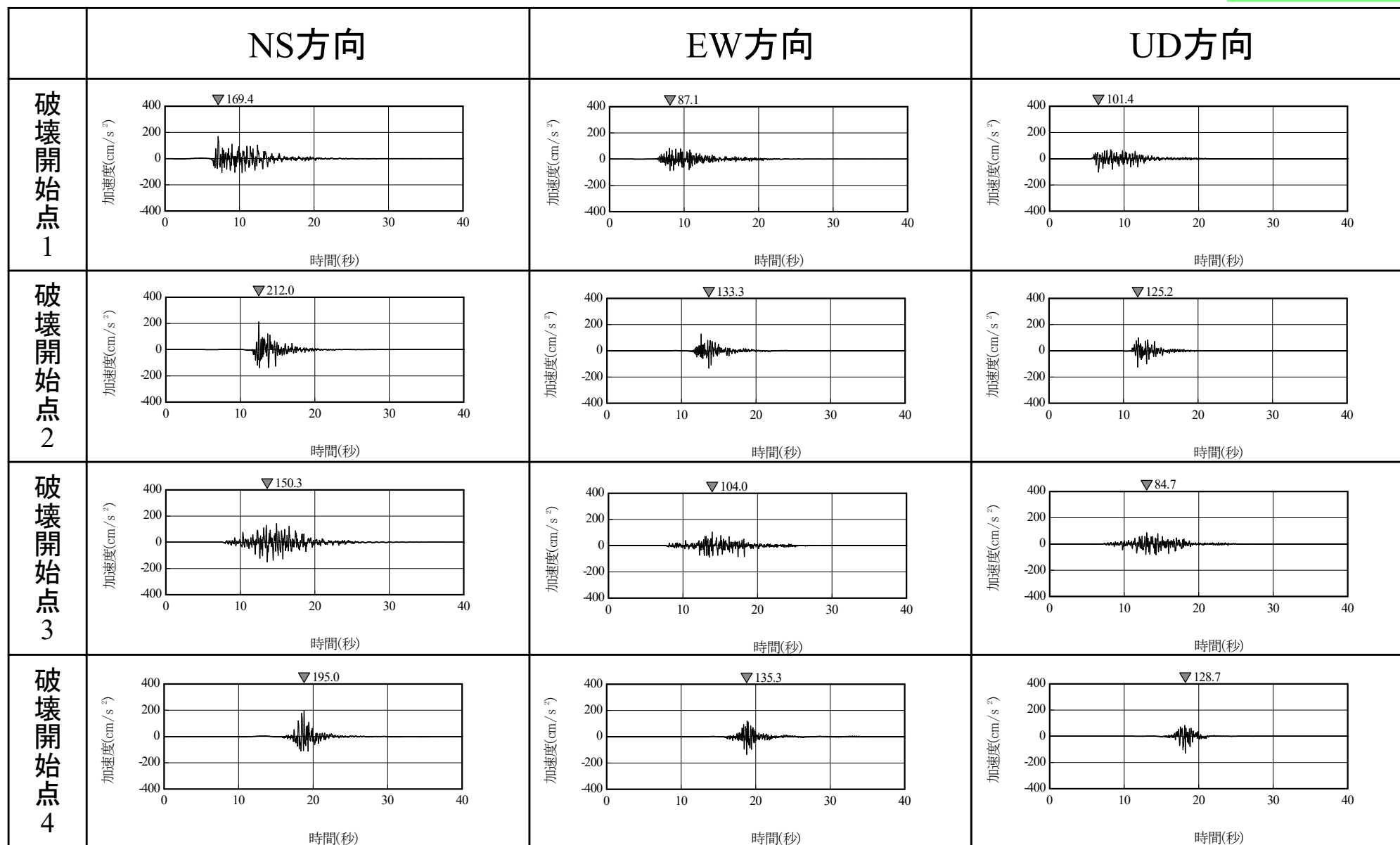
EW方向



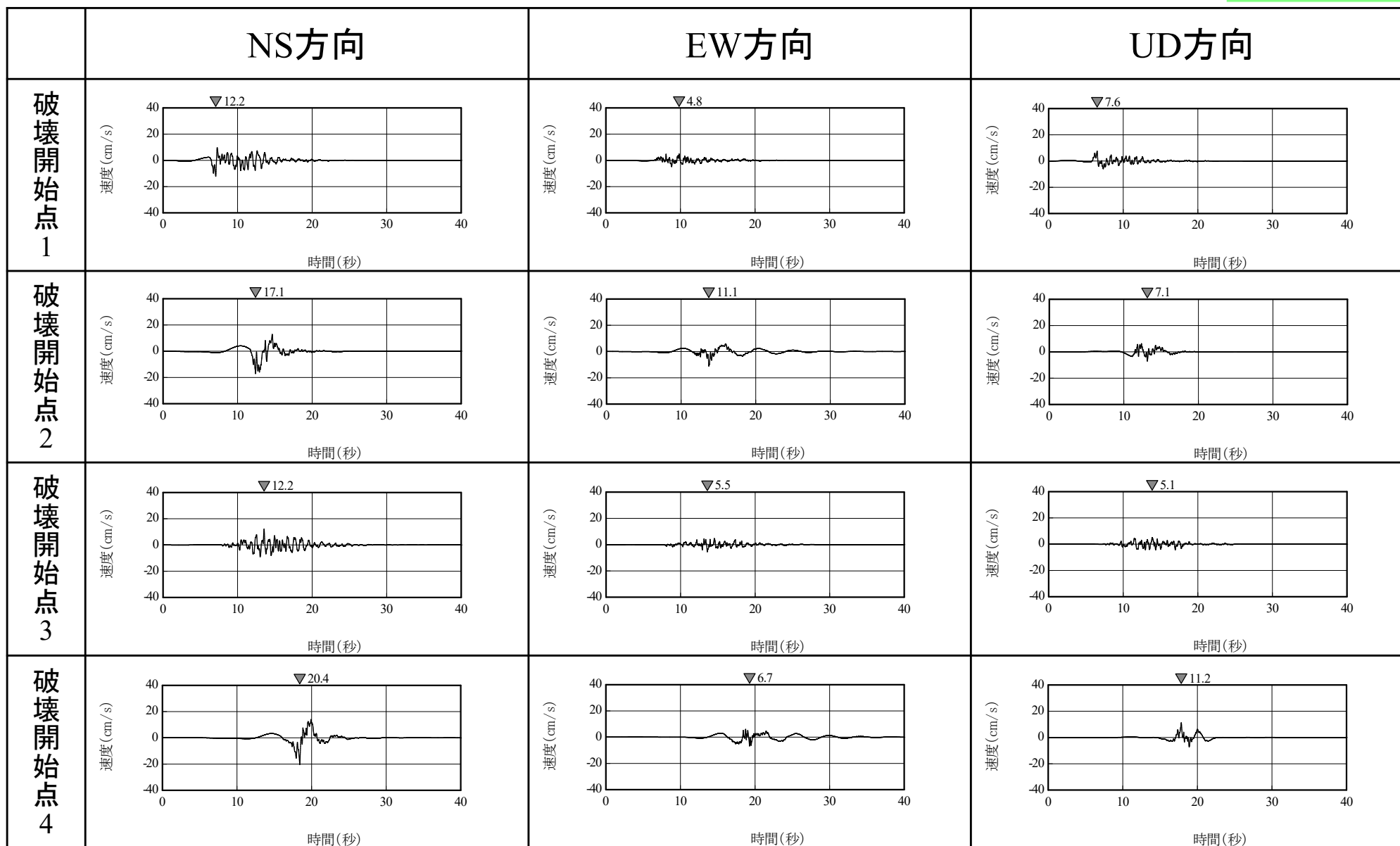
UD方向

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## 断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法) ①基本震源モデル(時刻歴波形:加速度)



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法)①基本震源モデル(時刻歴波形:速度)

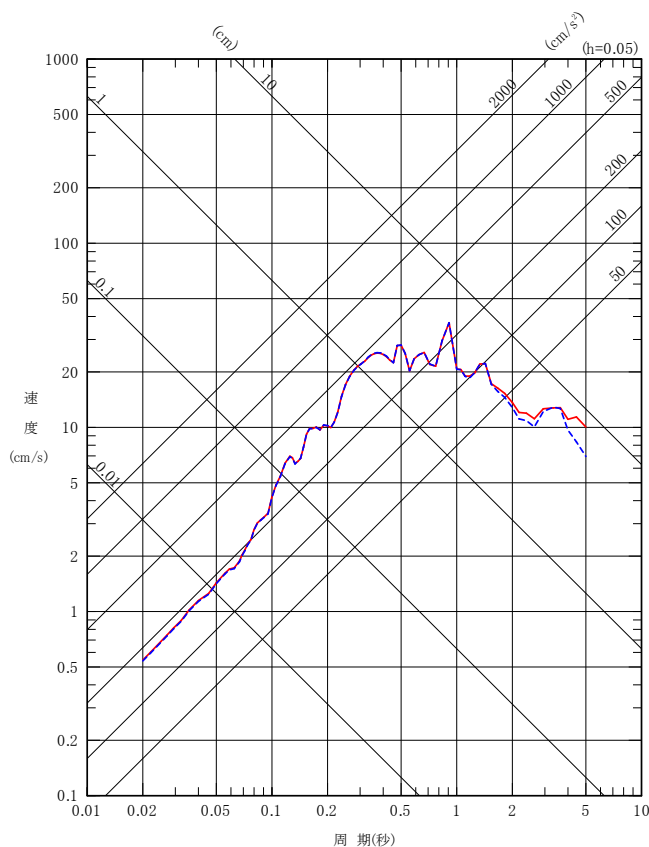


## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## ①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点1)

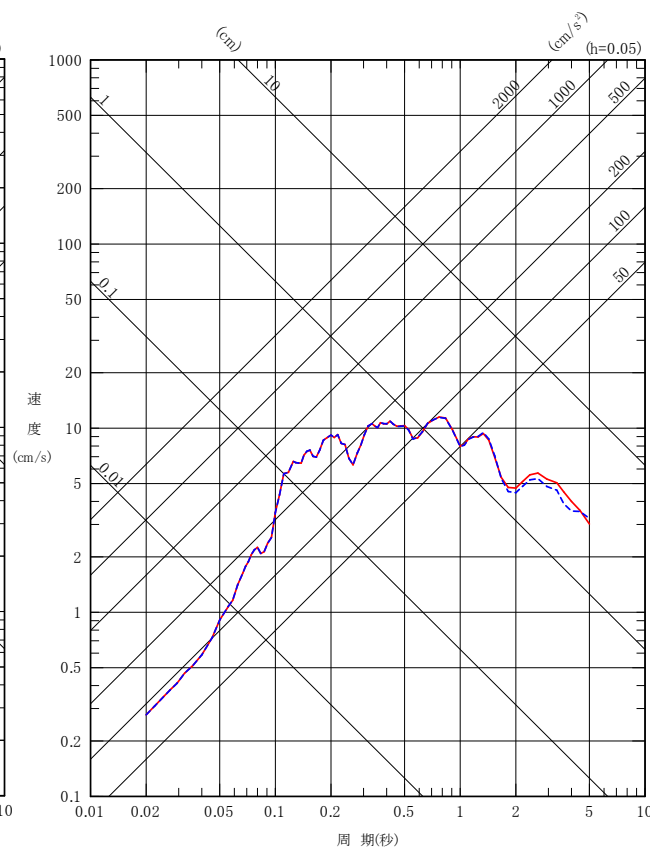
■ 基本震源モデルの破壊開始点1のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。

— 統計的グリーン関数法の評価結果  
- - - ハイブリッド合成法の評価結果



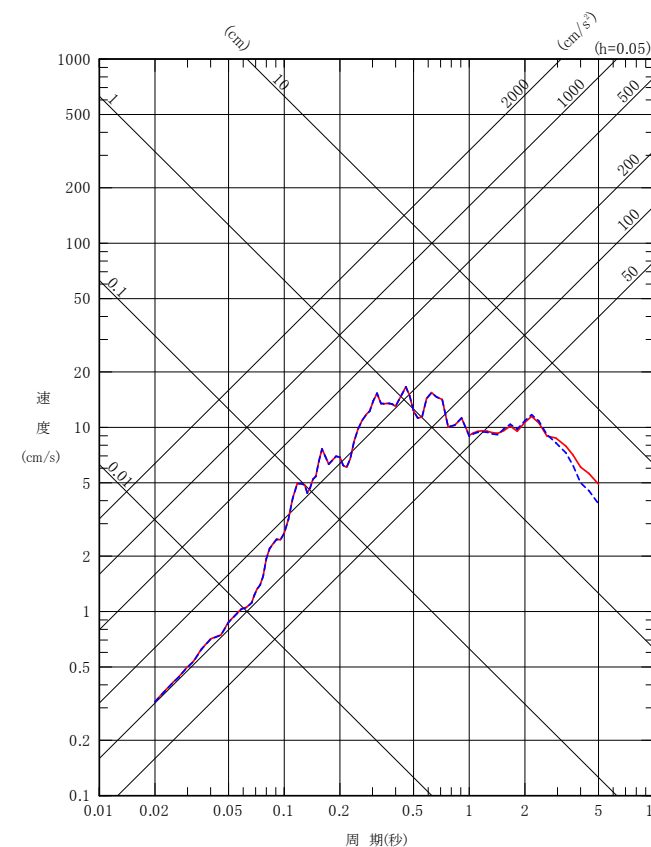
NS方向

— 統計的グリーン関数法の評価結果  
- - - ハイブリッド合成法の評価結果



EW方向

— 統計的グリーン関数法の評価結果  
- - - ハイブリッド合成法の評価結果



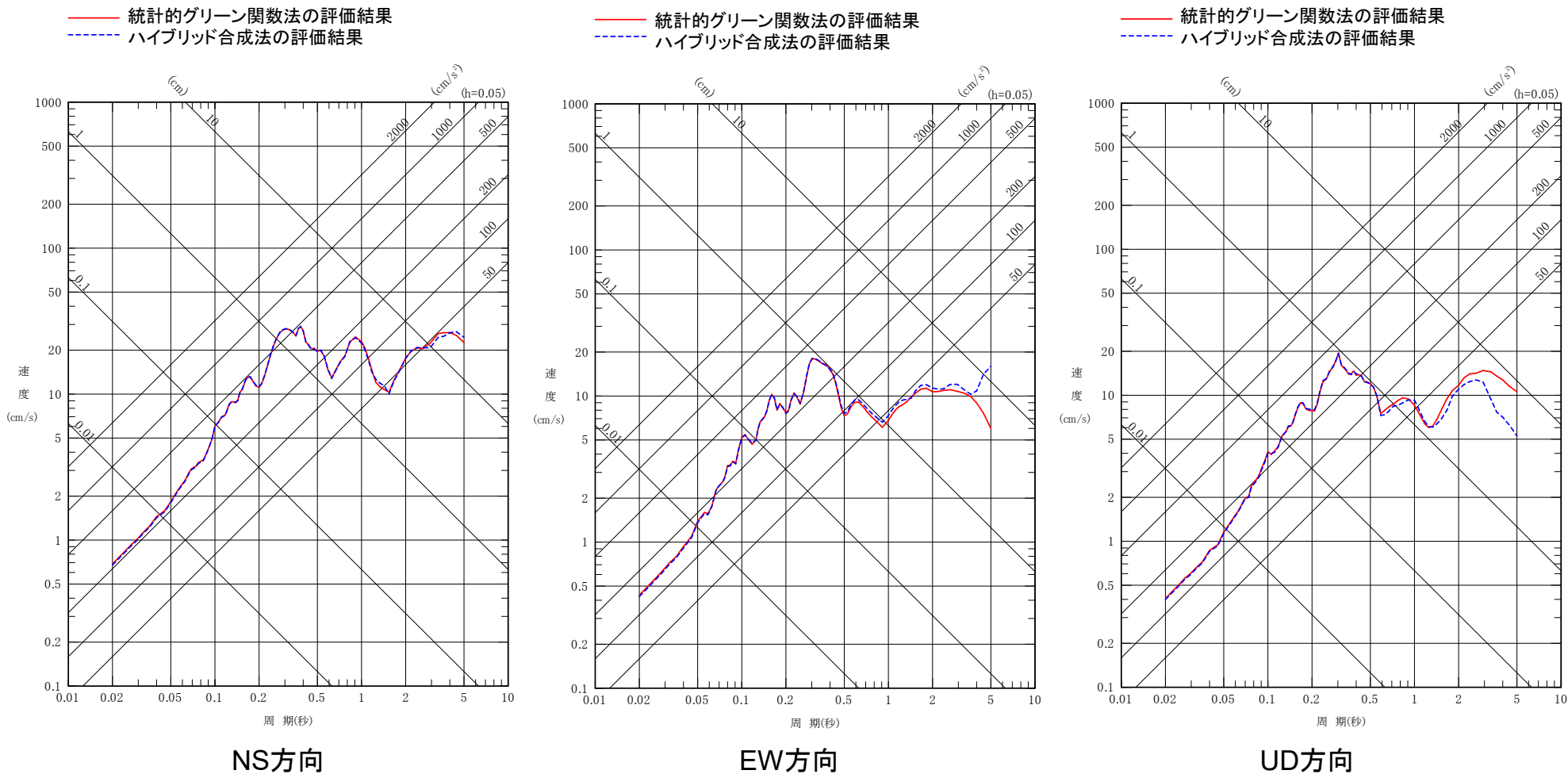
UD方向

基本震源モデルの破壊開始点1の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## ①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点2)

■ 基本震源モデルの破壊開始点2のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。



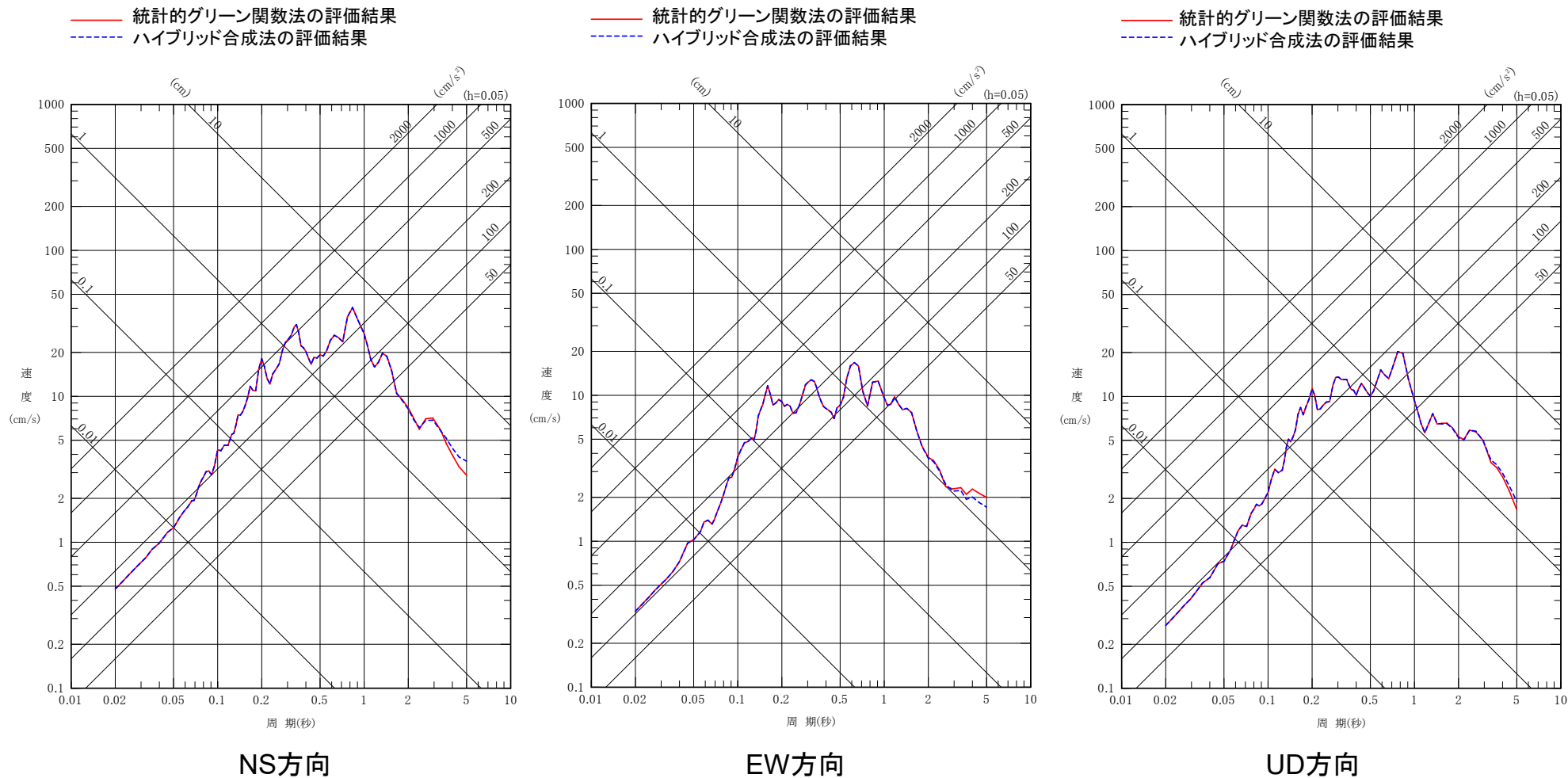
基本震源モデルの破壊開始点2の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。



## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## ①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点3)

■ 基本震源モデルの破壊開始点3のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。

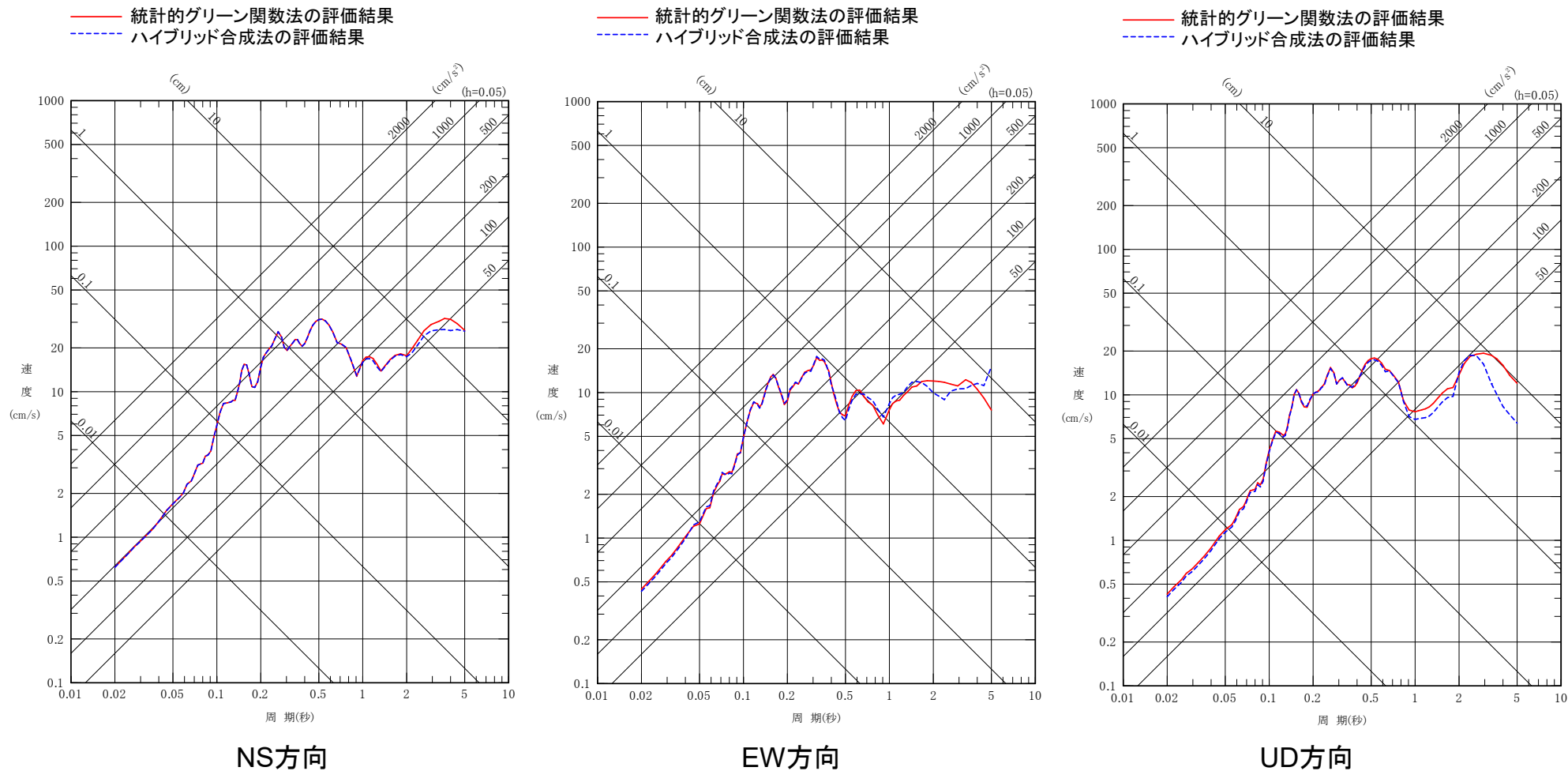


基本震源モデルの破壊開始点3の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

## ①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点4)

■ 基本震源モデルの破壊開始点4のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。



基本震源モデルの破壊開始点4の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

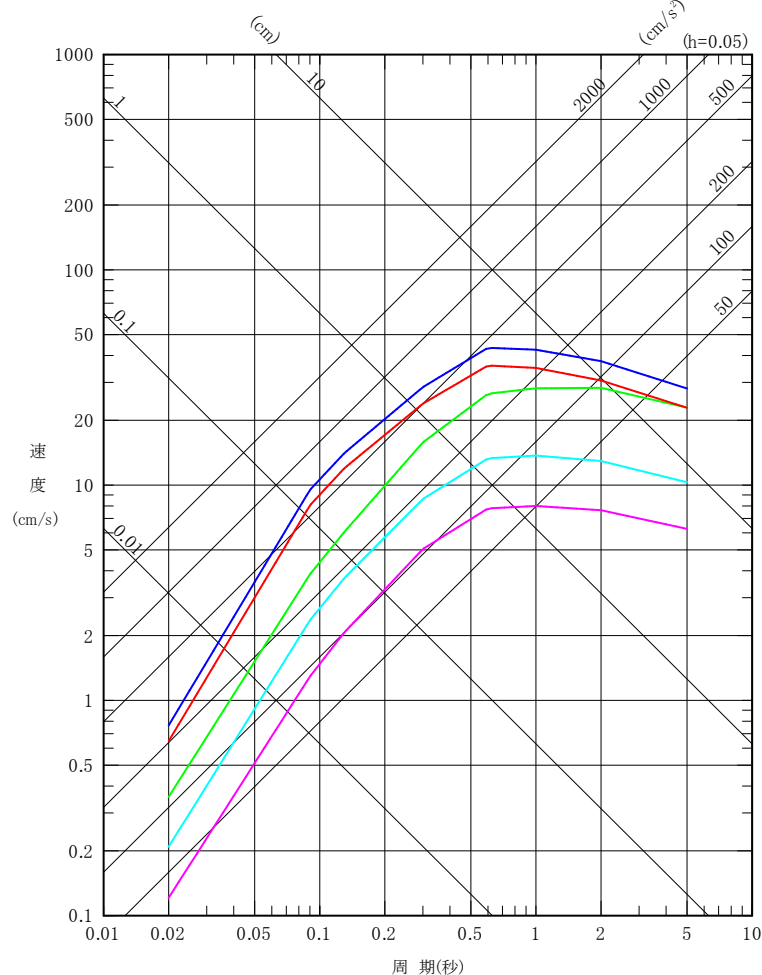
むつ地点の横浜断層による地震の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価は、同程度となるため、不確かさを考慮した検討においては、統計的グリーン関数法を用いた評価を実施する。

## 2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震(参考)

## 根岸西方断層の連動による地震を仮定した場合の敷地への影響確認

- 横浜断層による地震の基本震源モデル\* (断層長さ27km, M7.0, Xeq=23 km)
- 横浜断層による地震の断層傾斜角の不確かさ考慮ケース\* (断層長さ27km, M7.1, Xeq=22 km)
- 根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震\* (断層長さ69.9 km, M7.7, Xeq=68 km)
- 根岸西方断層による地震\* (断層長さ39.6km, M7.2, Xeq=63km)
- 青森湾西岸断層帯による地震\* (断層長さ30.3km, M7.1, Xeq=79km)

※地震動レベルを確認する観点から、震源断層面積に基づいた地震規模、等価震源距離を用いて評価。



■ 根岸西方断層と青森湾西岸断層帯については、個別の断層と判断されるものの、念のための仮の評価として「根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震」を応答スペクトルに基づく手法(Noda et al.(2002))を用いて地震動を評価し、横浜断層による地震と比較をすることにより、敷地への影響を確認する。



■ 「根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震」は、「横浜断層による地震の基本震源モデル」及び「横浜断層による地震の傾斜角の不確かさを考慮したケース」に比べて、敷地に与える影響は小さい。

Noda et al.(2002)を用いた根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震の評価結果と横浜断層による地震の評価結果の比較