

柏崎刈羽原子力発電所 6号炉及び7号炉

基準地震動の策定について

【補足説明資料】

平成28年9月30日
東京電力ホールディングス株式会社

目次

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足	P. 2
2. 検討用地震の選定に関連する補足	P. 90
3. 中越地震, 中越沖地震に関連する補足	P.111
4. 不確かさの考え方に関連する補足	P.128
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足	P.139
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足	P.160
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足	P.185
8. 基準地震動Ssに関連する補足	P.240

※安田層下部層のMIS10～MIS7とMIS6の境界付近の堆積物については、本資料では『古安田層』と仮称する。

※七谷層の下位に広く分布している、玄武岩質～安山岩質～流紋岩質の火山岩及び火山砕屑岩を主体とする地層については、天然ガス鉱業会ほか編(1992)による『グリーンタフ』の名称を使用する。

※平成28年4月以前に実施した地質調査に関する図においては、一部、旧社名（『東京電力（株）』）で表記。

※『中越地震』は2004年新潟県中越地震を、『中越沖地震』は2007年新潟県中越沖地震を示す。

※『強震動予測レシピ』は、地震調査研究推進本部（以下、『地震本部』）(2009)による強震動予測レシピを示す。

※『ひずみ集中帯プロジェクト』は、独立行政法人 防災科学技術研究所が中心となって行われたひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクトを示す。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

ここでは、敷地における地震波の増幅特性に関連して検討した内容を示す。

まず、地中観測記録を検討に用いる際に、地震計設置位置より上部の地下構造による影響を取り除くために用いた地下構造モデルの設定方法・妥当性の確認状況などについてまとめる。

⇒1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

次に、解析的検討を行うにあたり、地下構造調査結果及びJNES(2005)などを参考に設定した地下構造モデルの設定方法・妥当性の確認状況などについてまとめる。

⇒1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

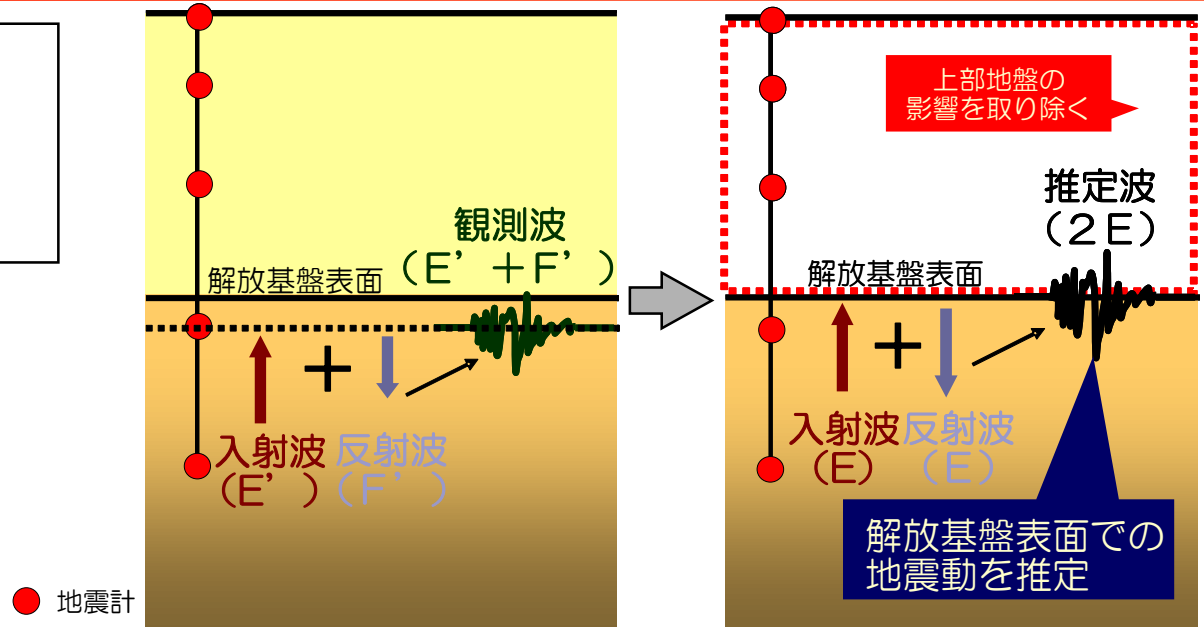
c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

■ 地盤中の記録から，上部地盤の影響を取り除き，解放基盤表面の地震動を推定するために用いる地下構造モデル（以下，「はぎとり地盤モデル」）を設定。



はぎとり解析の概念図

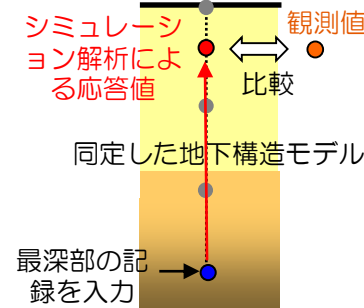
■ はぎとり解析の検討フロー

① はぎとり地盤モデルの同定

中小地震の観測記録を用いて評価した伝達関数を対象に逆解析を実施し，はぎとり地盤モデルを同定。

② 妥当性確認

最深部の記録を入力としたシミュレーション解析により同定したはぎとり地盤モデルの妥当性を確認。

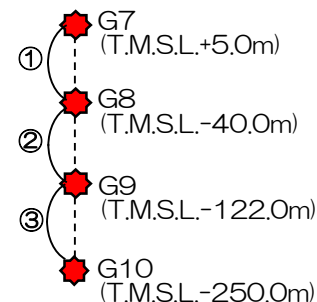


③ 解放基盤波推定

解析により解放基盤表面での地震動を推定。

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル 1号機地盤系 地下構造モデルの同定

- 観測記録による伝達関数に対し，重複反射理論に基づく逆解析により地下構造モデルを同定。
- 逆解析には遺伝的アルゴリズムを用い，S波速度及び減衰を同定。
(層厚，密度はPS検層結果で固定)

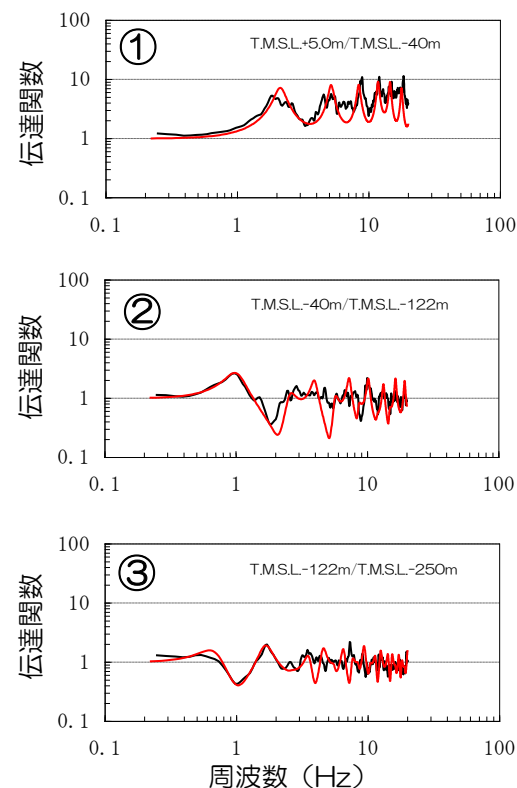


	固定パラメータ			初期モデル	同定結果		
	T.M.S.L.	層厚※1	密度※2	S波速度※1	S波速度 (m/s)	減衰 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
	(m)	(m)	(g/cm ³)	(m/s)		h_0	α
表層 (置換砂)	+5.0						
	+3.0	2.0	2.00	300	100	0.2	0.9
	-1.0	4.0	2.00		180	0.2	0.9
	古安田層	-15.0	14.0	1.76	280	270	0.2
-40.0		25.0	1.72	500	430	0.2	0.9
-67.0		27.0				0.2	0.9
西山層		-122.0	55.0	1.72	540	520	0.2
	-148.0	26.0	0.2				0.9
	-230.0	82.0	1.72	650	730	0.2	0.9
	-250.0	20.0				0.2	0.9
	-					0.2	0.9

● 地震計設置位置

※1：鉛直アレイ観測点のPS検層結果による。

※2：1号機の炉心周辺におけるボーリングによる設定値を参照。

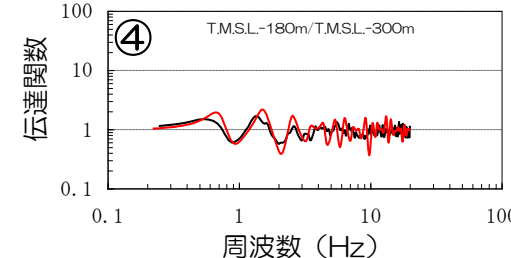
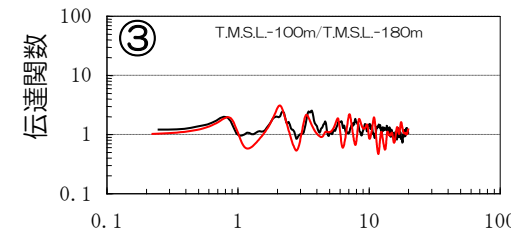
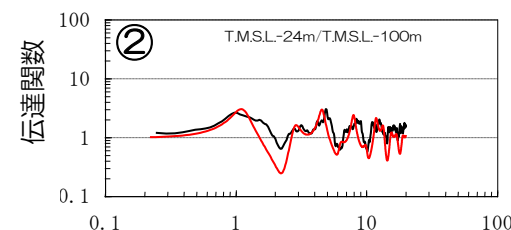
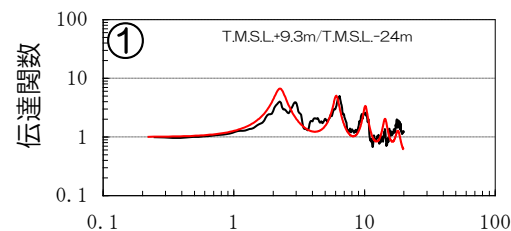
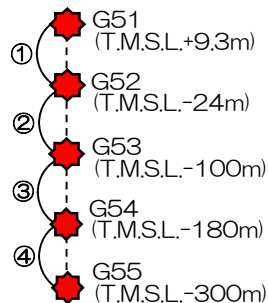


同定した地下構造モデルの理論伝達関数（赤）と観測記録による伝達関数（黒）の比較

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

5号機地盤系 地下構造モデルの同定

- 観測記録による伝達関数に対し、重複反射理論に基づく逆解析により地下構造モデルを同定。
- 逆解析には遺伝的アルゴリズムを用い、S波速度及び減衰を同定。（層厚、密度はPS検層結果で固定）



	固定パラメータ			初期モデル	同定結果				
	T.M.S.L. (m)	層厚※1 (m)	密度※2 (g/cm ³)	S波速度※1 (m/s)	S波速度 (m/s)	減衰 $h(f)=h_0 \times f^\alpha$			
						h_0 α			
表層	+12.0								
	+9.3 ●	2.7	2.00	160	180	0.8 0.1			
	+2.0	7.3			210	0.2 0.85			
古安田層	-16.6	18.6	1.78	390	310	0.2 0.85			
		-24.0 ●					7.4	420	0.2 0.85
西山層	-33.0	9.0	1.75	500	440	0.2 0.85			
		-66.0					33.0	550	0.2 0.85
		-88.0					22.0	550	0.2 0.85
椎谷層	-100.0 ●	12.0	1.84	660	640	0.1 0.85			
		-120.0					20.0	640	0.1 0.85
		-149.0	29.0	2.03	770	730	0.1 0.85		
		-180.0 ●	31.0					840	890
		-231.0	51.0	2.03	860	960	0.1 0.85		
		-266.0	35.0					870	1000
	-300.0 ●	34.0	2.03	870	1000	0.1 0.85			
		—							

● 地震計設置位置

※1：鉛直アレイ観測点のPS検層結果による。

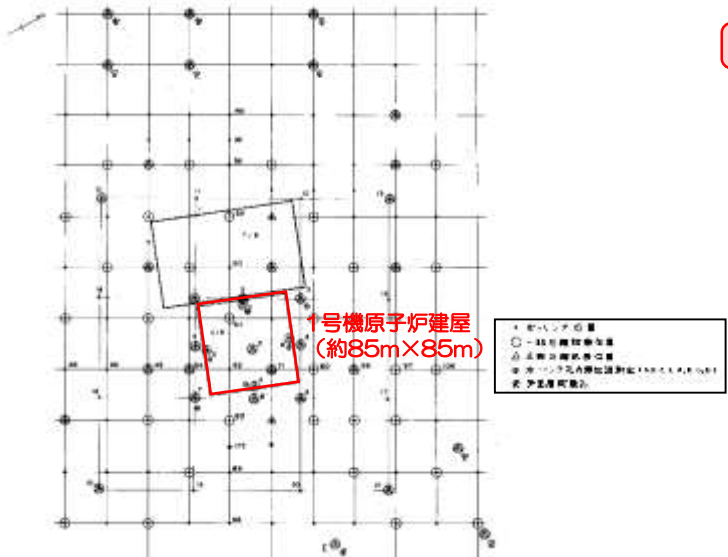
※2：5号機炉心周辺におけるボーリングによる設定値を参照。

同定した地下構造モデルの理論伝達関数（赤）と観測記録による伝達関数（黒）の比較

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル 1号機及び5号機の炉心付近における調査結果

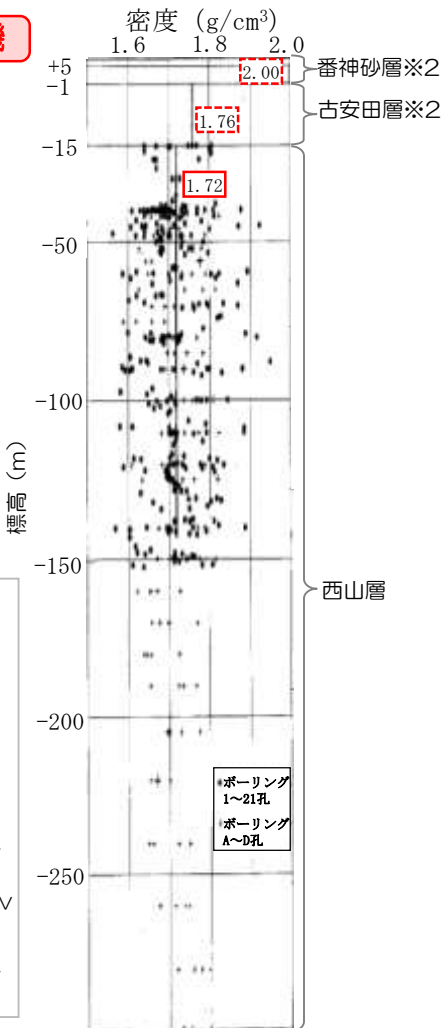
■ 鉛直アレイ地点の密度は以下に示す炉心周辺のボーリング孔及び地表より採取した試料に基づく物理試験結果に基づき設定。

調査位置（1号機の例）



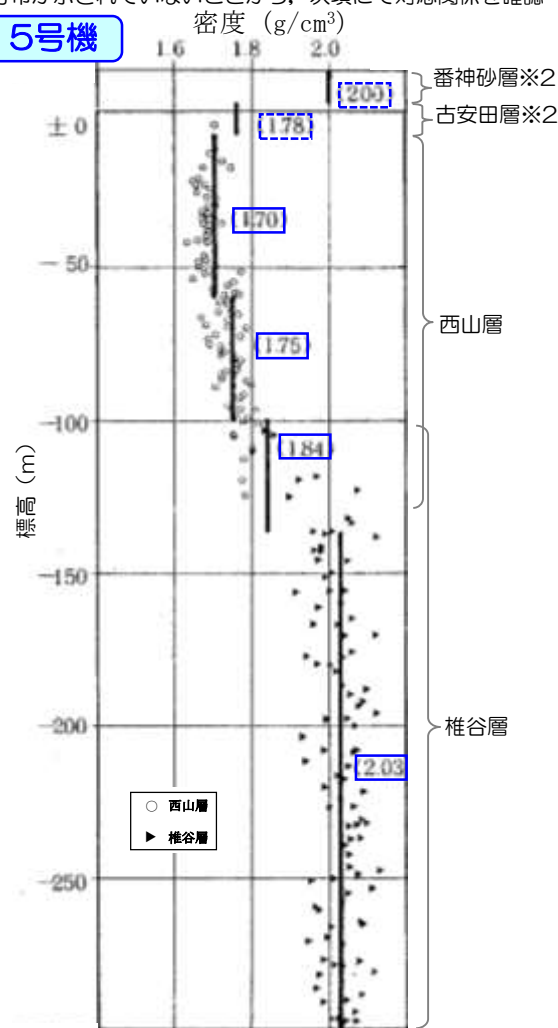
調査結果に基づく密度の設定値※1

1号機

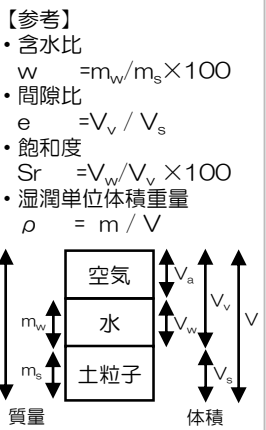


※1: 各層における調査結果の平均値として設定
※2: 番神砂層・古安田層については設定値と調査結果の深度分布が示されていないことから、次項にて対応関係を確認

5号機



各層の物性（1号機の例）



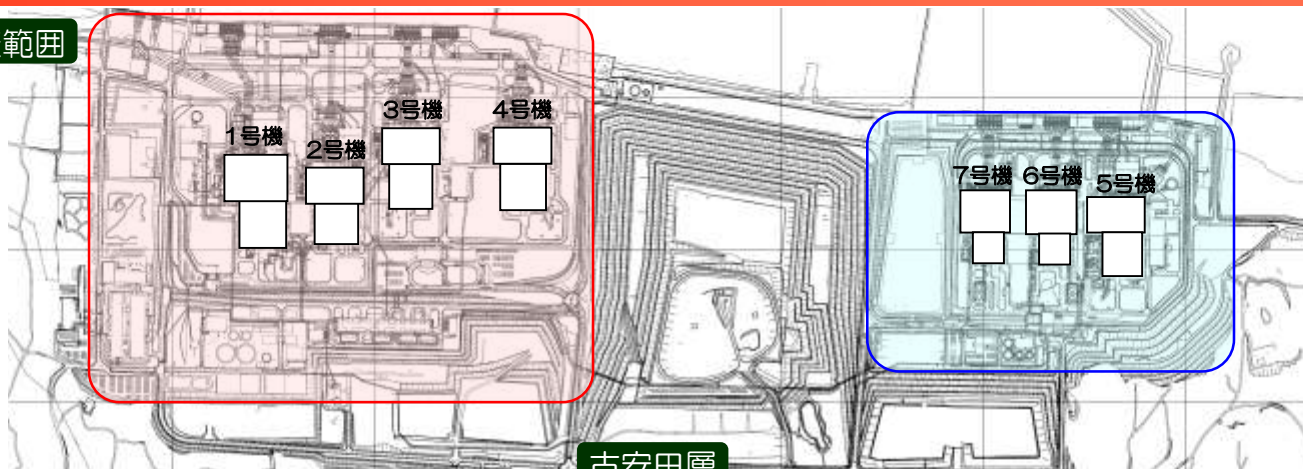
層名	密度 (g/cm ³)	含水比 (%)	間隙比 (%)	飽和度 (%)	湿潤単位体積重量 (g/cm ³)
番神砂層	2.00	—	—	—	2.00
古安田層	1.76	—	—	—	1.76
西山層	1.72	—	—	—	1.72
椎谷層	2.03	—	—	—	2.03

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

番神砂層・古安田層の調査結果

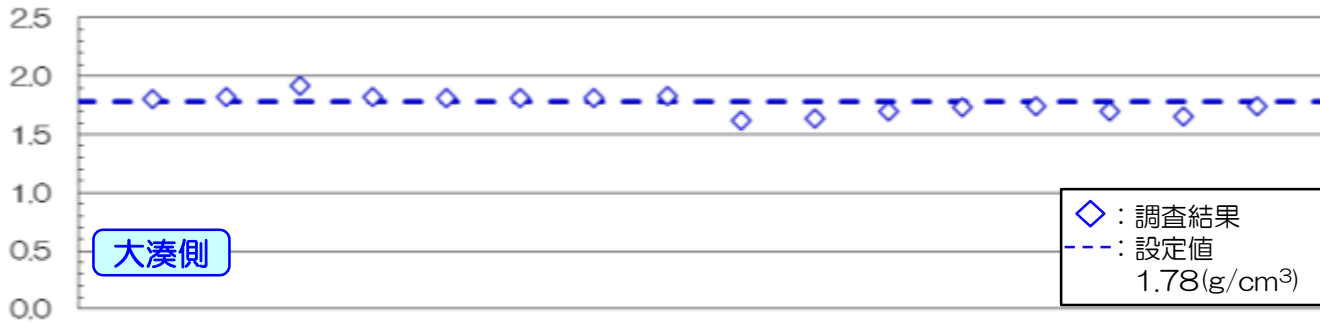
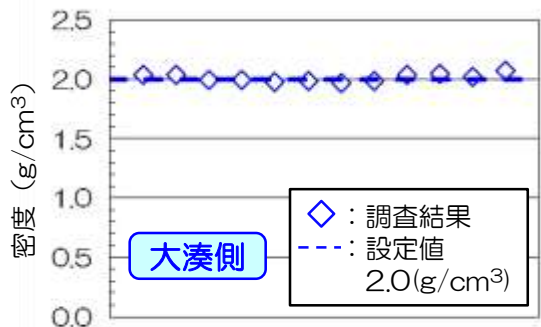
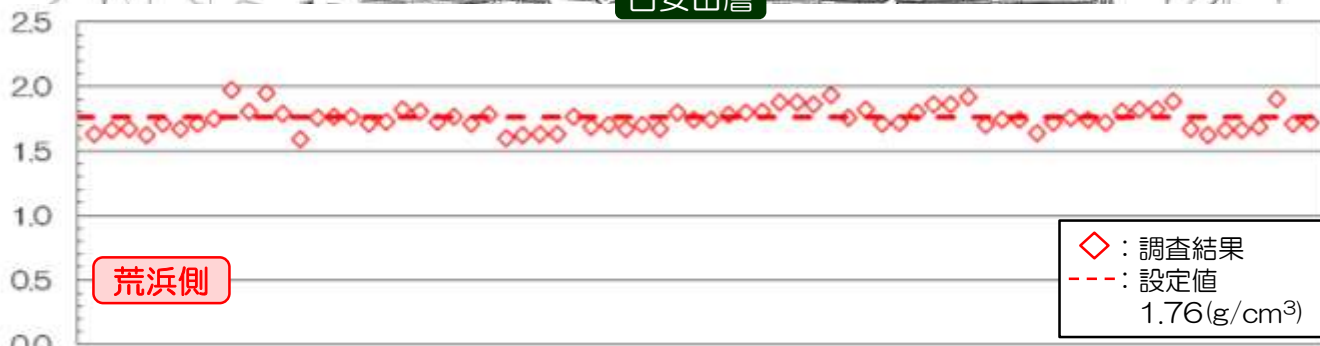
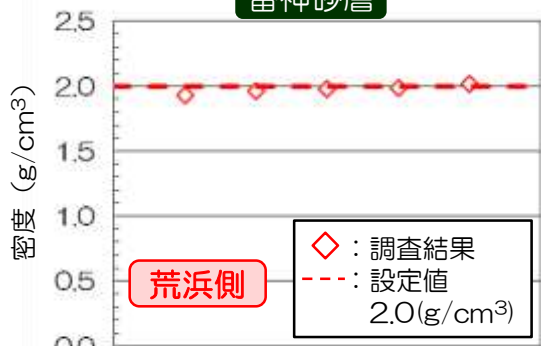
- 番神砂層・古安田層について設定値と調査結果の対応を、炉心ボーリング等での調査結果を参照し、設定値の妥当性を確認。
- 各層の密度は、適切に設定されていることを確認。

調査範囲



番神砂層

古安田層



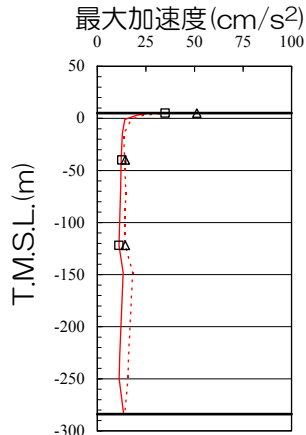
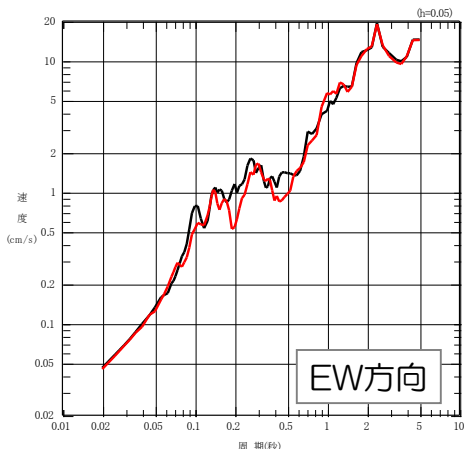
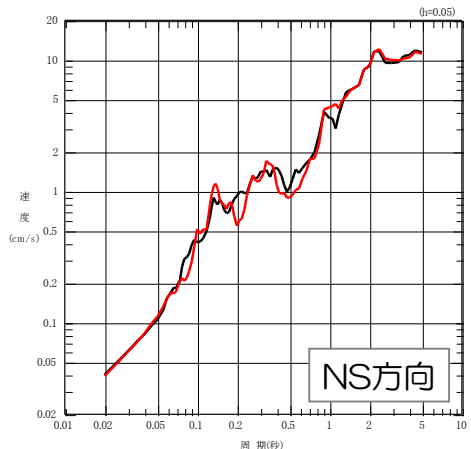
サンプル数

サンプル数

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル 地下構造モデルの妥当性確認

1号機 地盤系

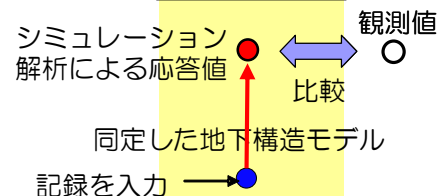
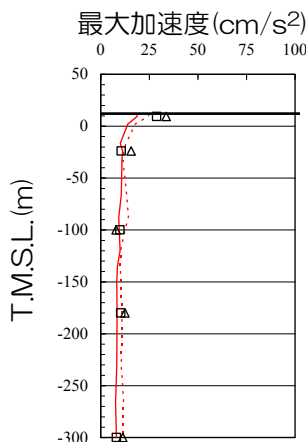
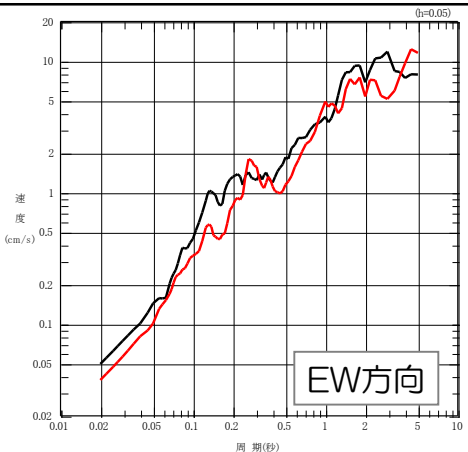
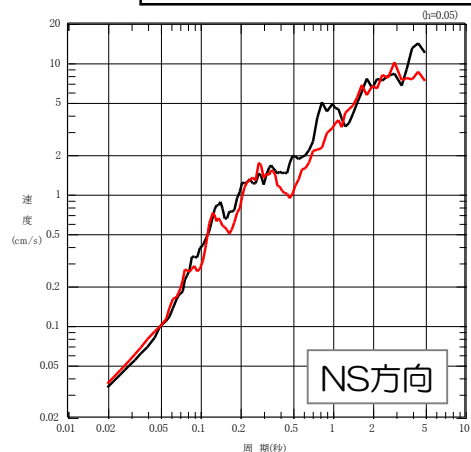
■ 同定した地下構造モデルにT.M.S.L.-122mの記録を入力し、T.M.S.L.-40.0m地点の応答値と観測記録を比較。



- 観測記録 (NS方向)
- △ 観測記録 (EW方向)
- シミュレーション (NS方向)
- - - シミュレーション (EW方向)

5号機 地盤系

■ 同定した地下構造モデルにT.M.S.L.-300mの記録を入力し、T.M.S.L.-24m地点の応答値と観測記録を比較。



■ 同定した地下構造モデルによるシミュレーション解析結果は観測記録を良好に再現できていることを確認。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

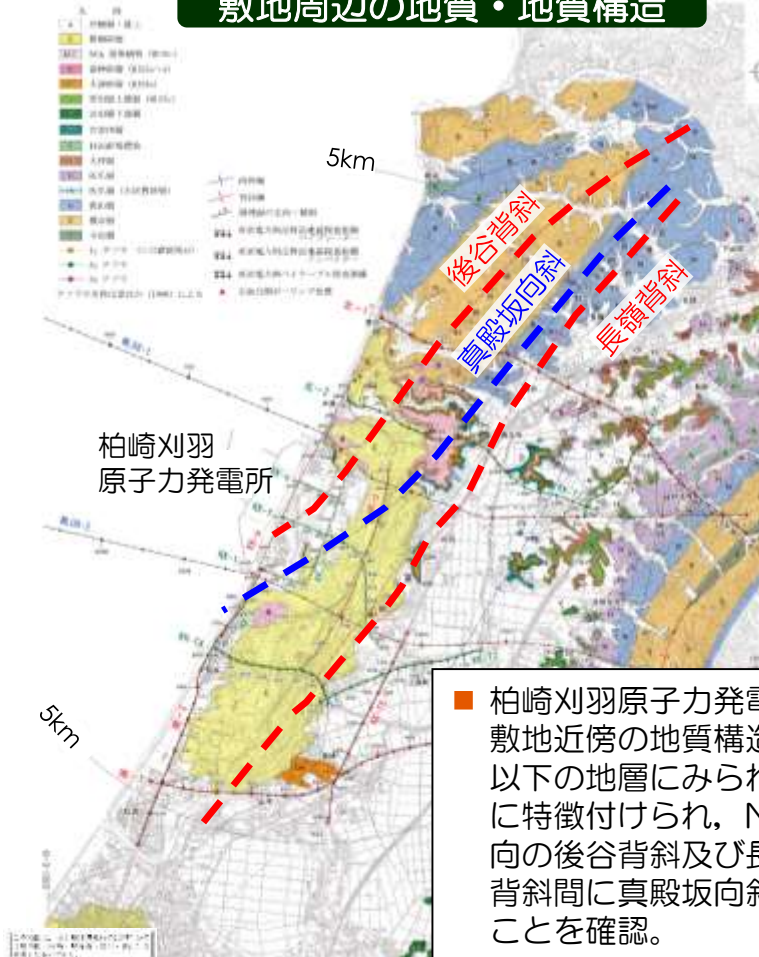
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

- 地下構造モデルを用いた解析的検討を実施するにあたり、柏崎刈羽原子力発電所周辺における反射法探査やボーリング等の調査結果により広域の地下構造を把握。
- 背斜・向斜構造の特徴を踏まえたうえで、解析的検討を実施。

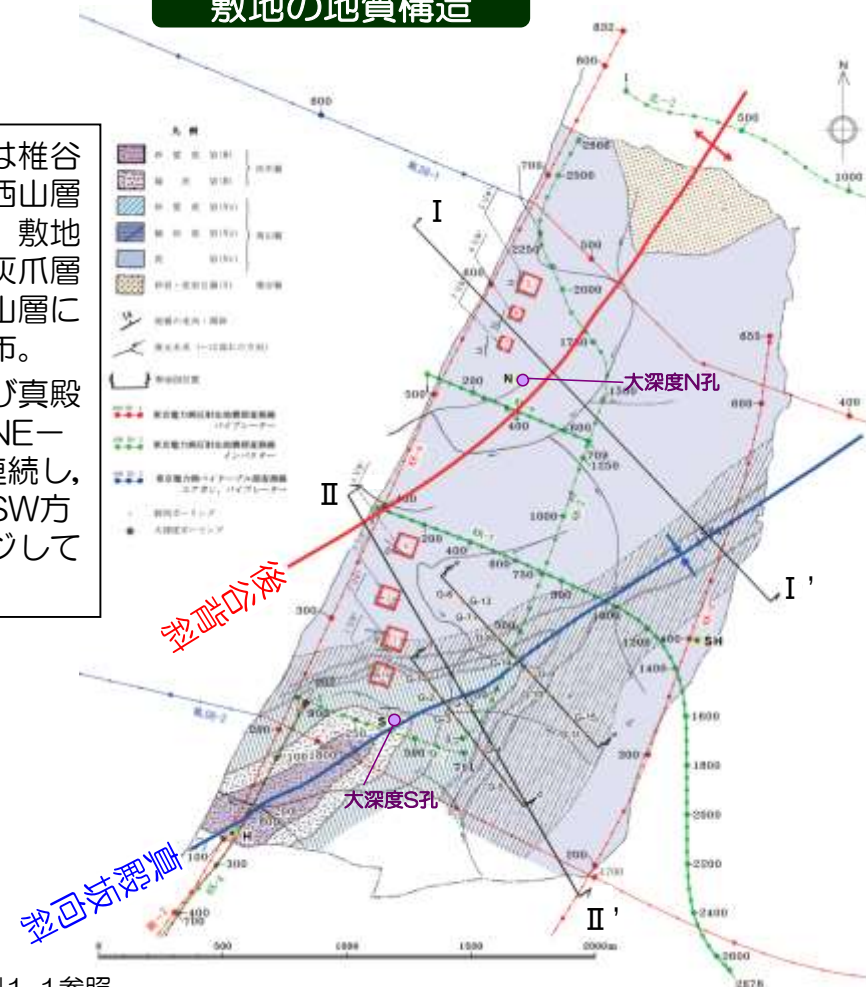
敷地周辺の地質・地質構造



- 敷地北部では椎谷層が上位の西山層に囲まれて、敷地南西部では灰爪層が下位の西山層に囲まれて分布。
- 後谷背斜及び真殿坂向斜は、NE-SW方向に連続し、全体としてSW方向にプランジしている。

- 柏崎刈羽原子力発電所敷地及び敷地近傍の地質構造は、西山層以下の地層にみられる褶曲構造に特徴付けられ、NE-SW方向の後谷背斜及び長嶺背斜、両背斜間に真殿坂向斜が分布することを確認。

敷地の地質構造



※第72回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料1-1参照

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

敷地の地下構造調査位置図

■ 敷地内においては反射法地震探査、ボーリング調査等の調査を実施し、敷地近傍の地下構造を把握。

- 反射法地震探査 7測線、延長約18km※1
- ボーリング調査 約830孔、延長約71,500m
- 試掘坑調査 (5,6,7号炉) 延長約1,085m
- 立坑調査 3箇所 (荒浜側含む)

※1：広域調査を目的とした測線及び現在実施中の調査を除く

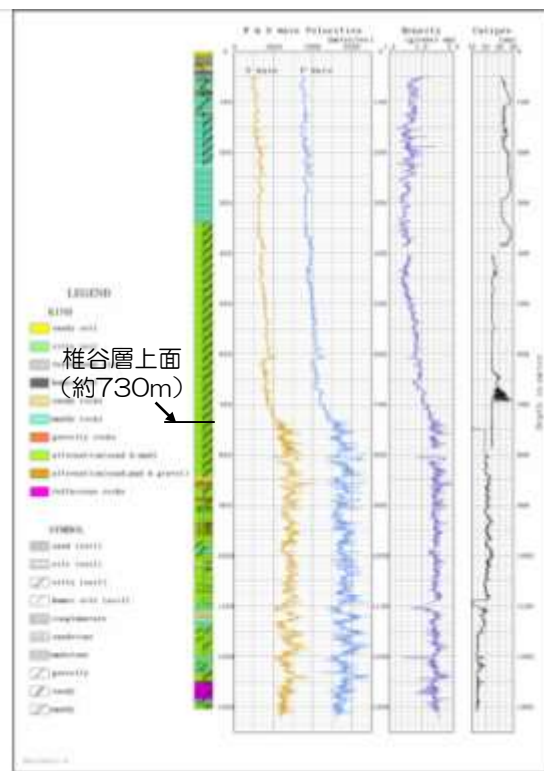
凡例

- ボーリング (平成19年度以降に実施)
- ボーリング (既往調査)
- 試掘坑調査
- 立坑調査
- 東京電力株式会社 反射法地震探査測線 (パイプレーター)
- 東京電力株式会社 反射法地震探査測線 (インバクター)
- 東京電力株式会社 ベイカーブル探査測線 (エアガン、パイプレーター)
- 敷地境界

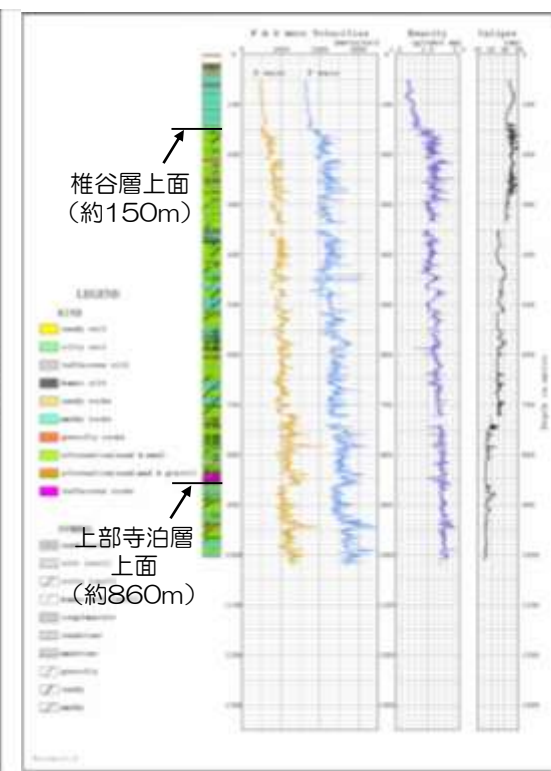


大深度ボーリング結果

■ 大深度ボーリングにより、深さ1,000m程度までのS波速度構造を把握するとともに、椎谷層及び上部寺泊層の上面深度を確認。



大深度S孔 (荒浜側)



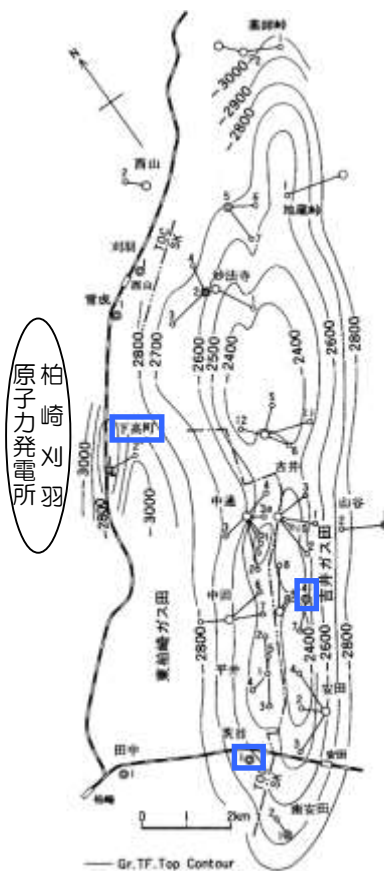
大深度N孔 (大湊側)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

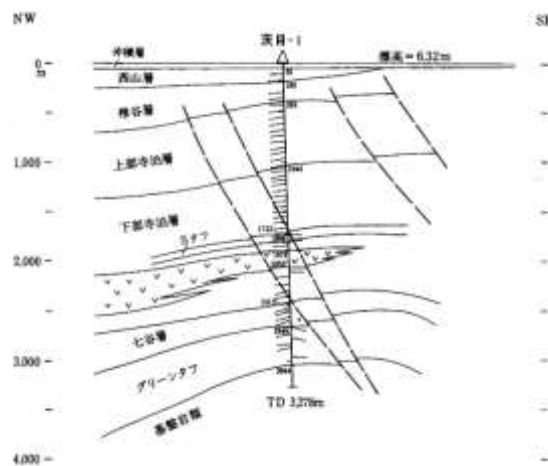
1.2.1 地下構造調査結果の分析

他機関によるボーリング結果 小林ほか(1995)

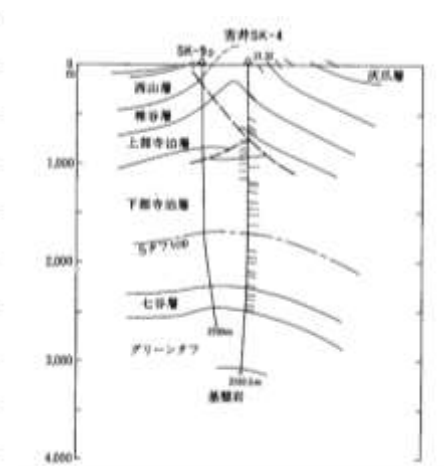
- 敷地より東側の地点においては、深度2,000~3,000m程度のボーリングが複数地点で実施されている。
- 茨目-1地点及び吉井SK-4地点においては、基盤岩まで確認されている。
- 下高町-1地点で3,200m程度のボーリングが実施され、グリーンタフまで確認されている。



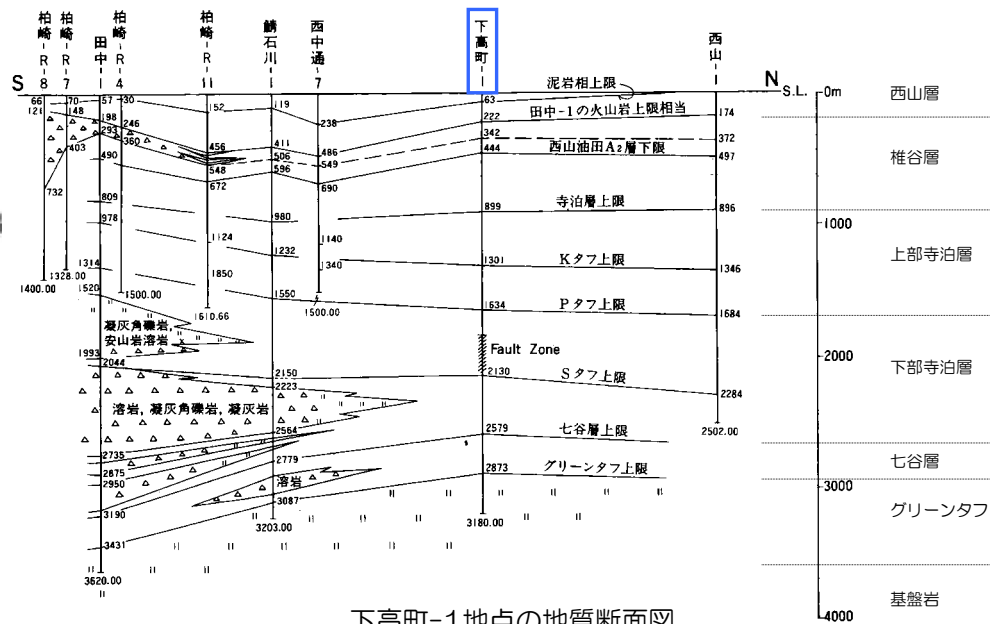
ボーリング調査地点



茨目-1地点の地質断面図



吉井SK-4地点の地質断面図



下高町-1地点の地質断面図

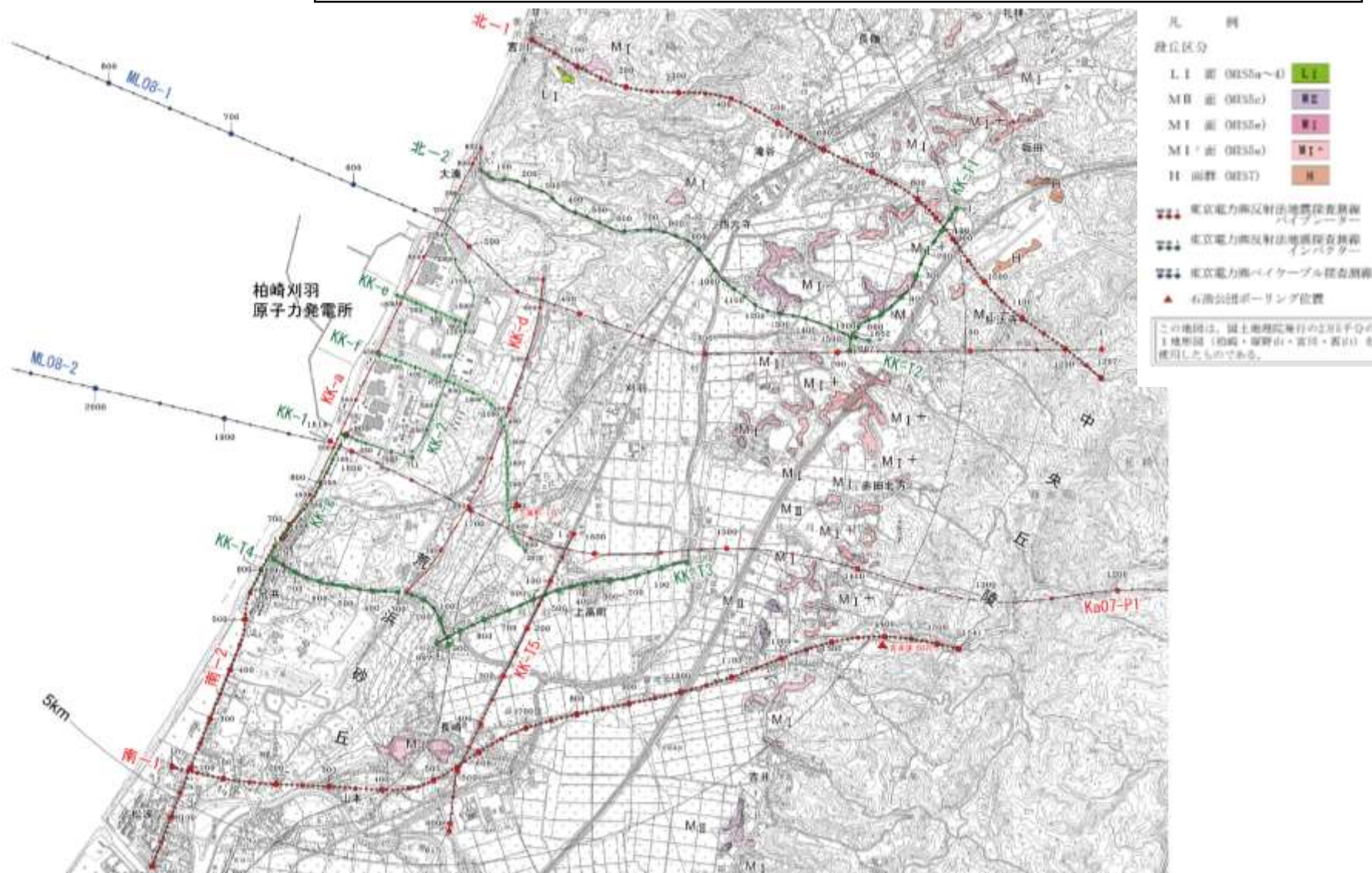
小林ほか(1995)より抜粋 (一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

反射法地震探査

■ 敷地内及び敷地周辺において、反射法地震探査を以下の測線で実施。



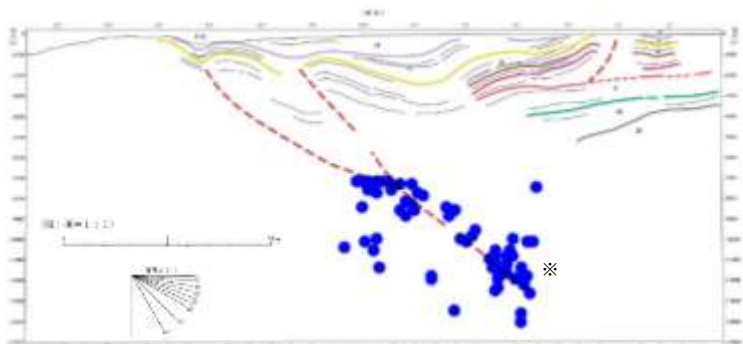
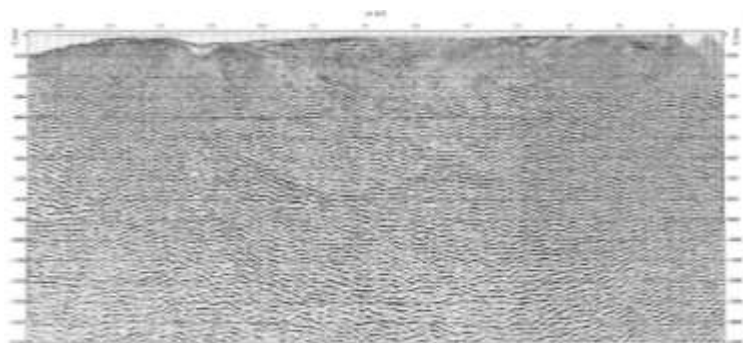
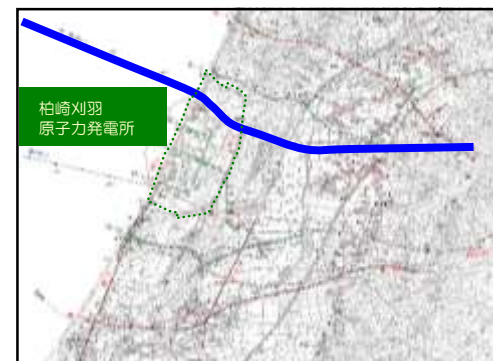
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

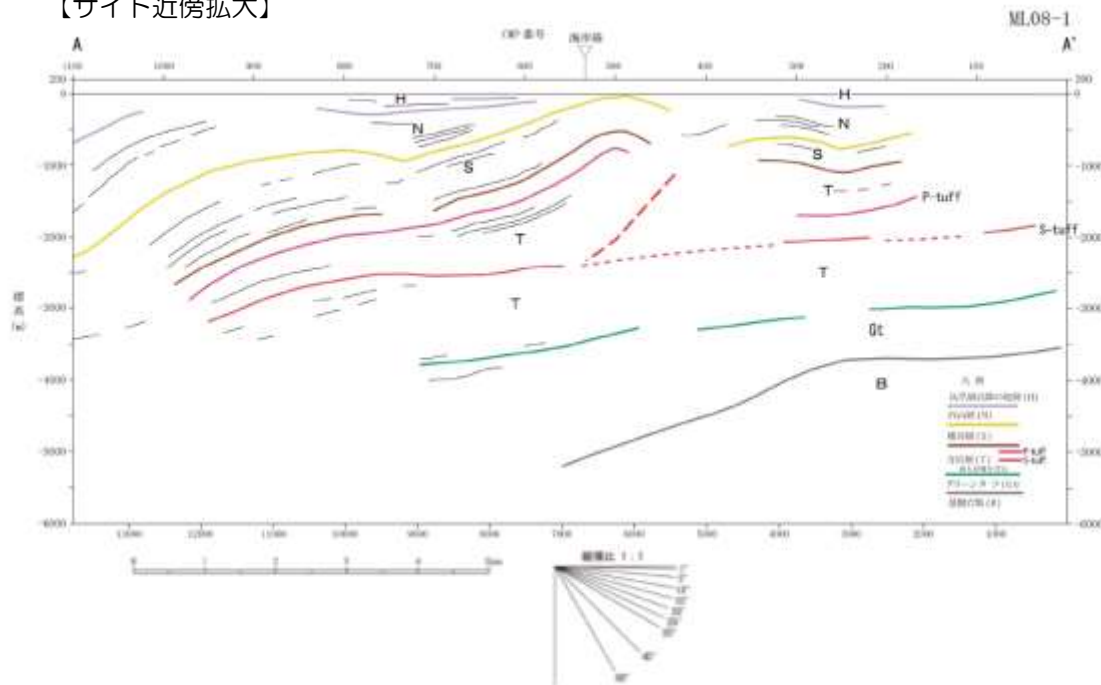
反射法地震探査

MLO8-1測線

- 敷地直下に褶曲構造が認められる。
- 深部の層境界は、陸から海側に向かい深くなる傾向が認められる。



【サイト近傍拡大】



※：震源分布は、東京大学地震研究所(2008)による。

- 花崗岩 (H)
- 礫層 (N)
- 砂層 (S)
- 土層 (T)
- 沖積層 (P-tuff)
- 沖積層 (S-tuff)
- 礫層 (Ot)
- 基盤岩 (B)

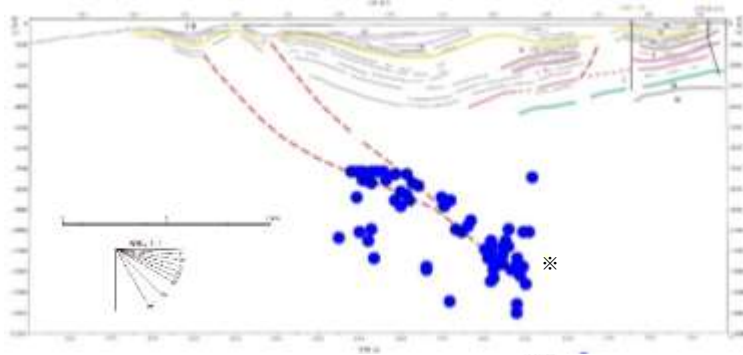
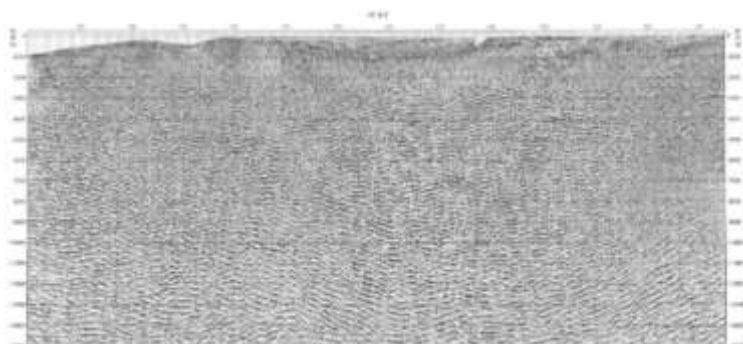
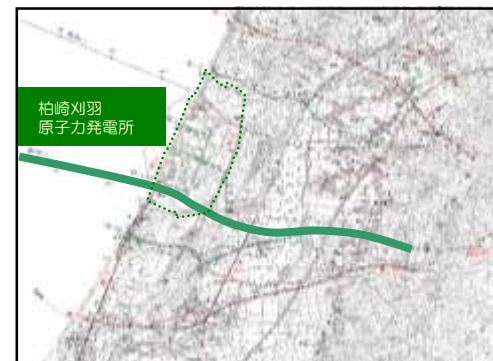
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

反射法地震探査

ML08-2測線

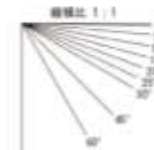
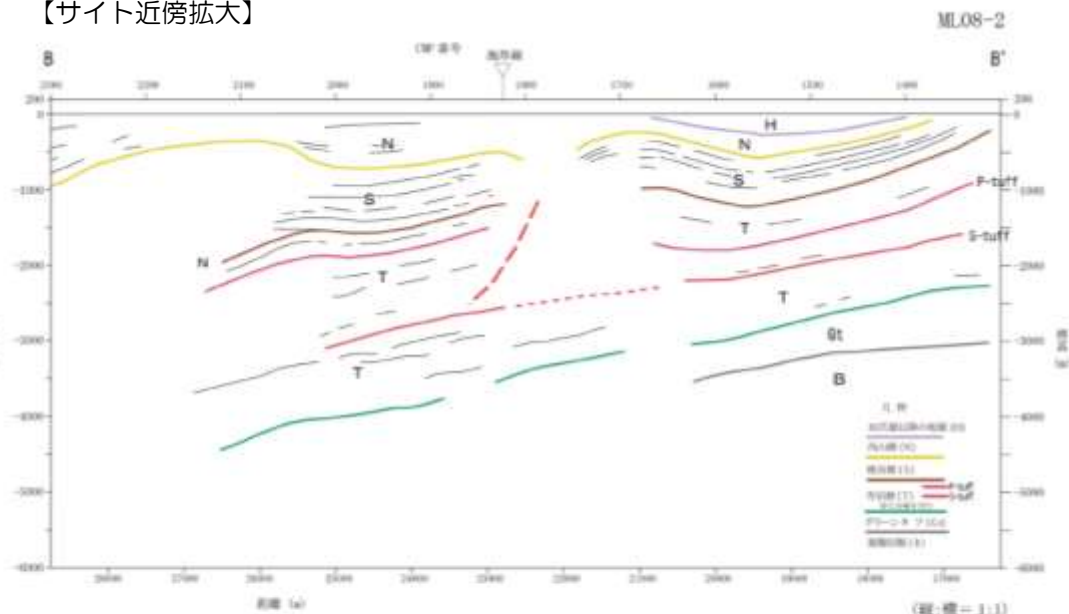
- 敷地直下に褶曲構造が認められる。
- 深部の層境界は、陸から海側に向かい深くなる傾向が認められる。



- 法正層(砂と泥層) (H)
- 法正層 (N)
- 中層 (S)
- 沖積層 (T)
- 2次沖積層 (T)
- グリーンズワルク (Gt)
- 基礎地盤 (B)

※：震源分布は、東京大学地震研究所(2008)による。

【サイト近傍拡大】



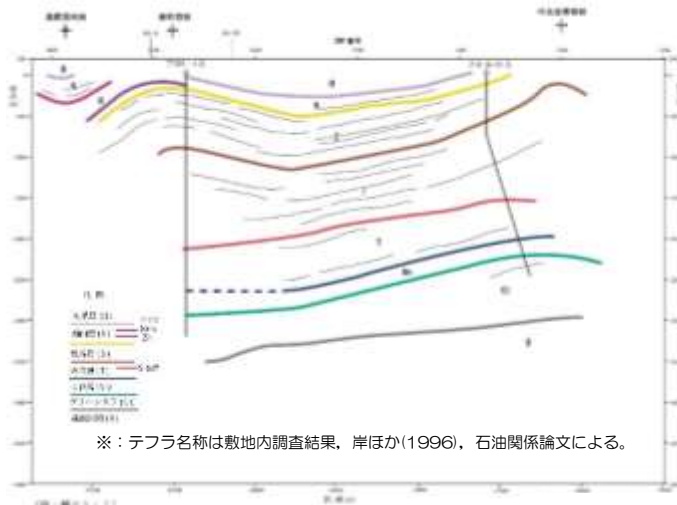
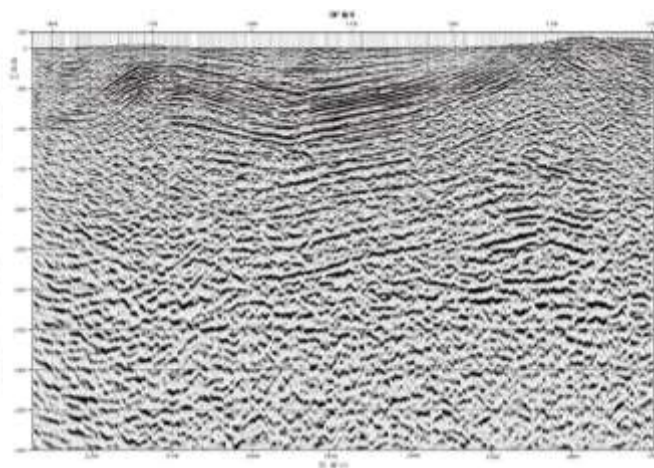
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

反射法地震探査

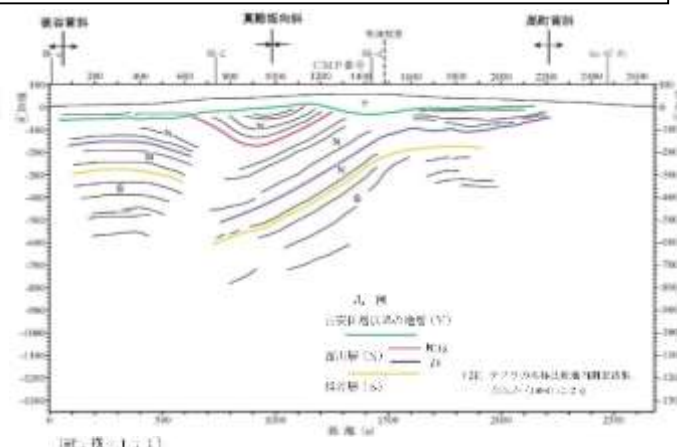
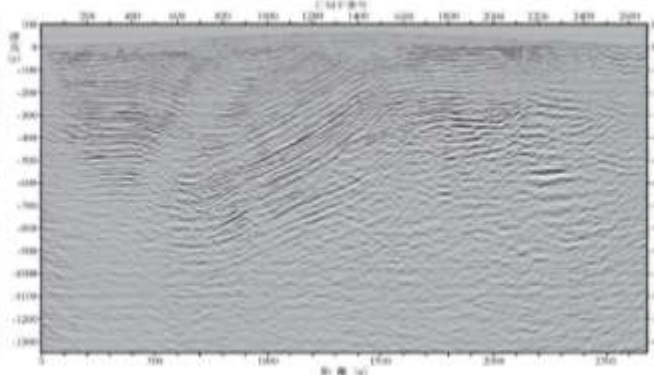
Ka07-P1測線

- 真殿坂向斜及び高町背斜が確認される。
- 基盤岩までの反射面が確認され、深部の地層境界は緩やかに西に傾斜している傾向が確認される。



KK-f測線

- 後谷背斜，真殿坂向斜，高町背斜が確認される。

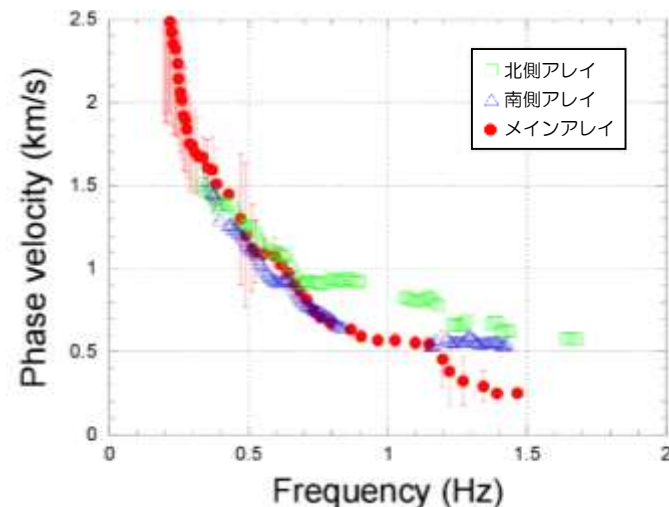


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

微動アレイ観測 佐藤ほか(2010)

- 敷地における平均的な地下構造を把握することを目的として、敷地内全域を対象としたメインアレイ，荒浜側を対象とした南側アレイ，大湊側を対象とした北側アレイで微動アレイ観測を実施。
- 微動アレイでは，空間的に展開した観測点で同時に取得された記録から，表面波の位相速度を推定し，それを逆解析することにより地下構造を得ることができる。
- 但し，微動アレイ観測により推定される地下構造は，アレイ内の平均的な1次元地下構造となる。



微動アレイ観測記録から求められた位相速度

- 求められた位相速度は，0.5Hz程度まではメインアレイ・北アレイ・南アレイで概ね等しい。
- 0.5Hzよりも高周波数では両者に差が確認されるが，これは主に，地震基盤相当の深部よりも浅部における荒浜側と大湊側の地下構造の差異を反映しているものと考えられる。
- なお，1.2Hzより高周波数におけるメインアレイの位相速度が，北アレイ及び南アレイよりも小さくなる傾向があるが，表層付近の差異を反映しているものと考えられる。

地下構造推定の流れ

微動アレイ観測

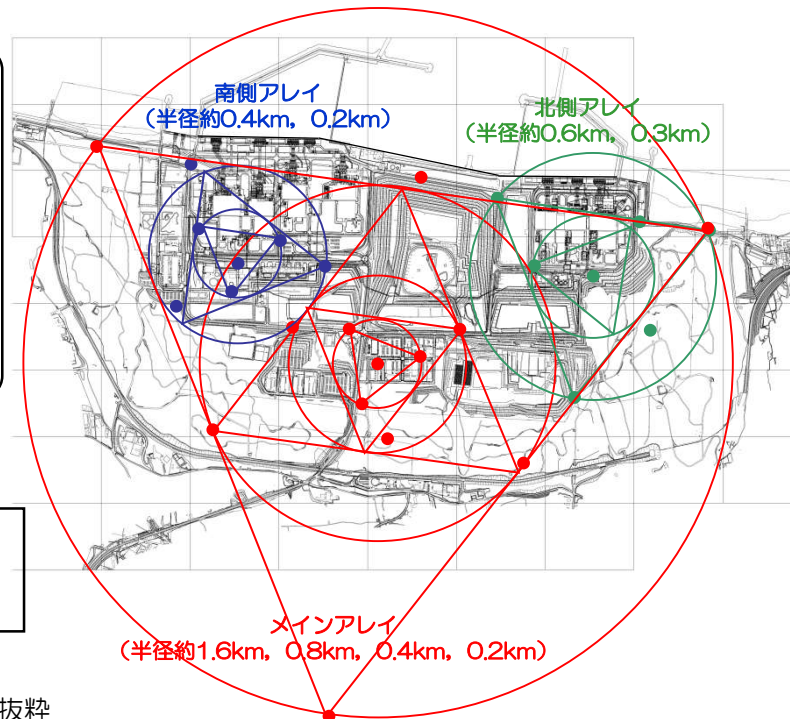
位相速度の推定

位相速度の逆解析

1次元地下構造モデル

凡例

- : メインアレイ観測点
- : 南側アレイ観測点
- : 北側アレイ観測点



微動アレイの観測点配置図

佐藤ほか(2010)より抜粋
(一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

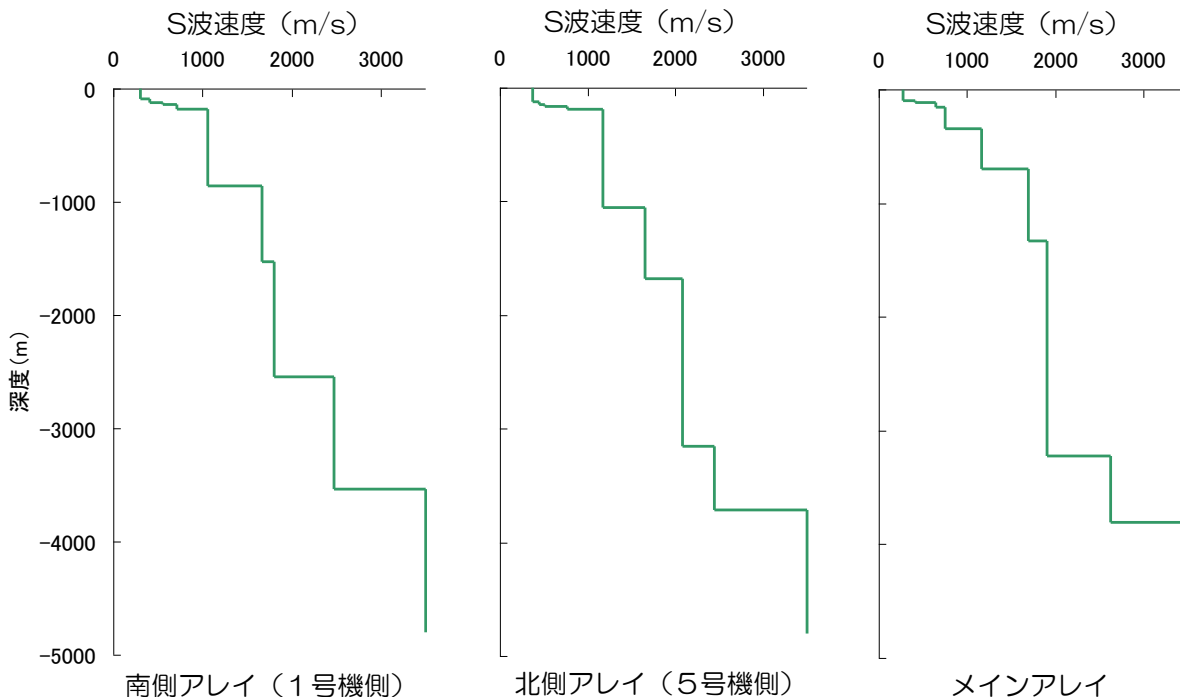
1.2.1 地下構造調査結果の分析

微動アレイ観測

- 探索モデル（右表）：既往の地質調査に基づき9層モデルを仮定
- P波速度については、関係式によりS波速度から換算
 - $V_p = 1.65V_s + 0.96$
(新潟県内のK-NET及びKiK-netでの検層結果, $V_s \leq 1.5\text{km/s}$)
 - $V_p = 1.11V_s + 1.29$
(狐崎ほか(1990), $V_s > 1.5\text{km/s}$)
- 地震基盤の V_s 値は、小林ほか(1995)における既往のP波探査より地震基盤のP波速度を推定し、上式から 3.5km/s で固定

地層	P波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	探索範囲	
			S波速度 (km/s)	層厚 (km)
沖積層 段丘堆積物	1.65V _s + 0.96	1.80	0.2~0.4	0.01~0.20
		1.95	0.4~0.6	0.01~0.25
魚沼層群 灰川層	1.11V _s + 1.29	2.00	0.5~0.7	0.01~0.25
西山層		2.10	0.6~0.8	0.01~0.50
椎谷層		2.20	0.7~1.2	0.1~1.00
上部寺泊層	1.11V _s + 1.29	2.30	1.2~1.7	0.5~3.00
下部寺泊層		2.40	1.7~2.1	0.5~3.00
七谷層		2.55	2.1~3.0	0.5~3.00
グリーンタフ		2.70	(3.5)	-

佐藤ほか(2010)より抜粋（一部加筆・修正）



位相速度から逆解析で求められた一次元地下構造モデル



雪成1の層序

-295m	西山層
-908m	椎谷層
-1540m	上部寺泊層
-2800m	下部寺泊層
	七谷層
	グリーンタフ

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

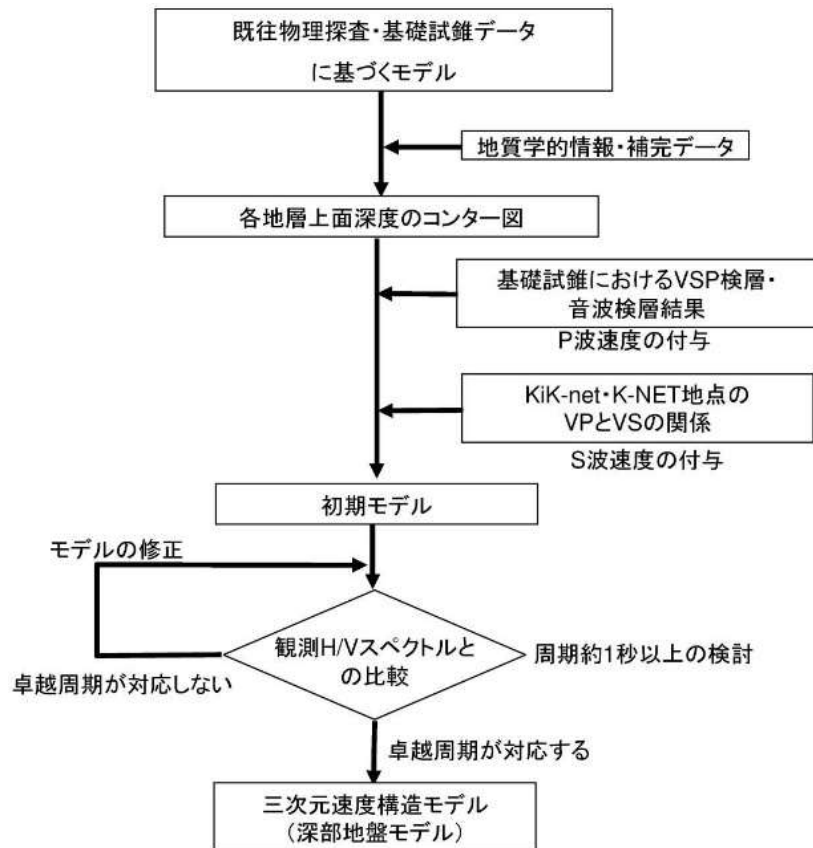
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

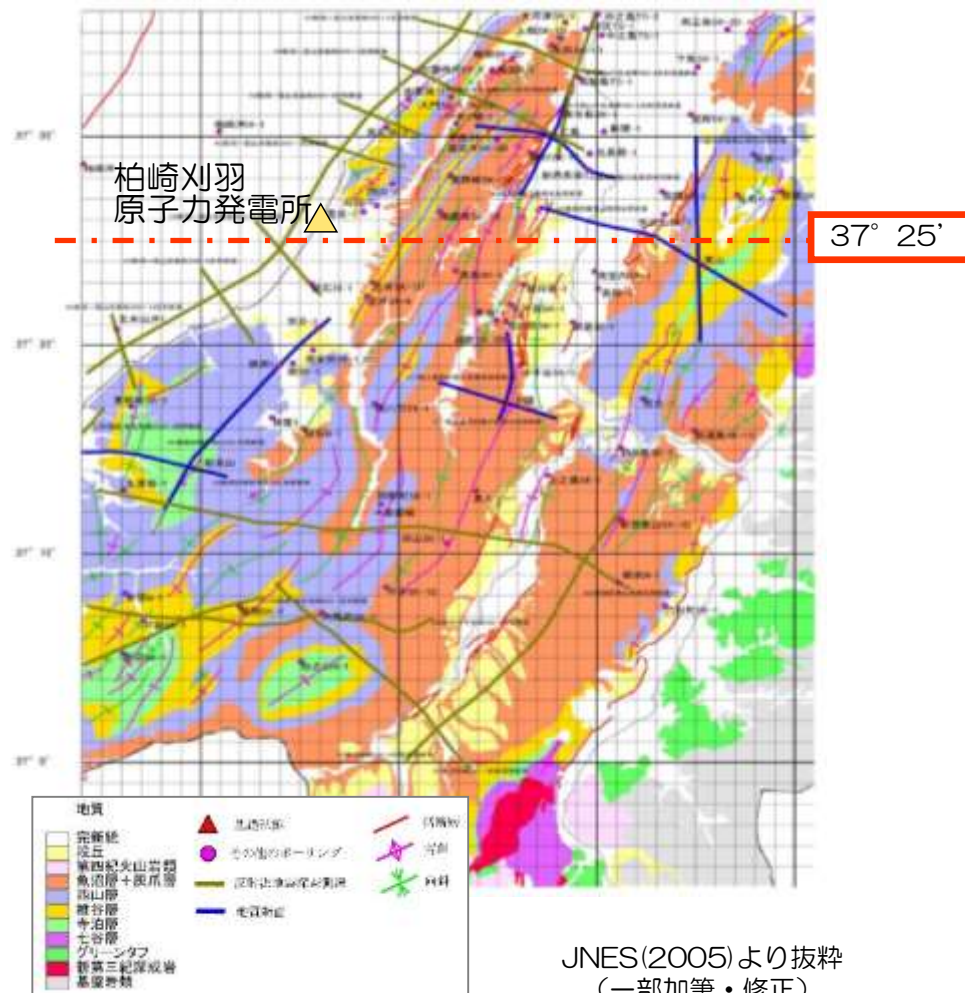
1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

■ 広域の地下構造モデルはJNES(2005)により下図の通り作成されている。

■ 敷地周辺の地下構造調査結果に基づき、各地層境界の深度を推定。



JNES(2005)より抜粋



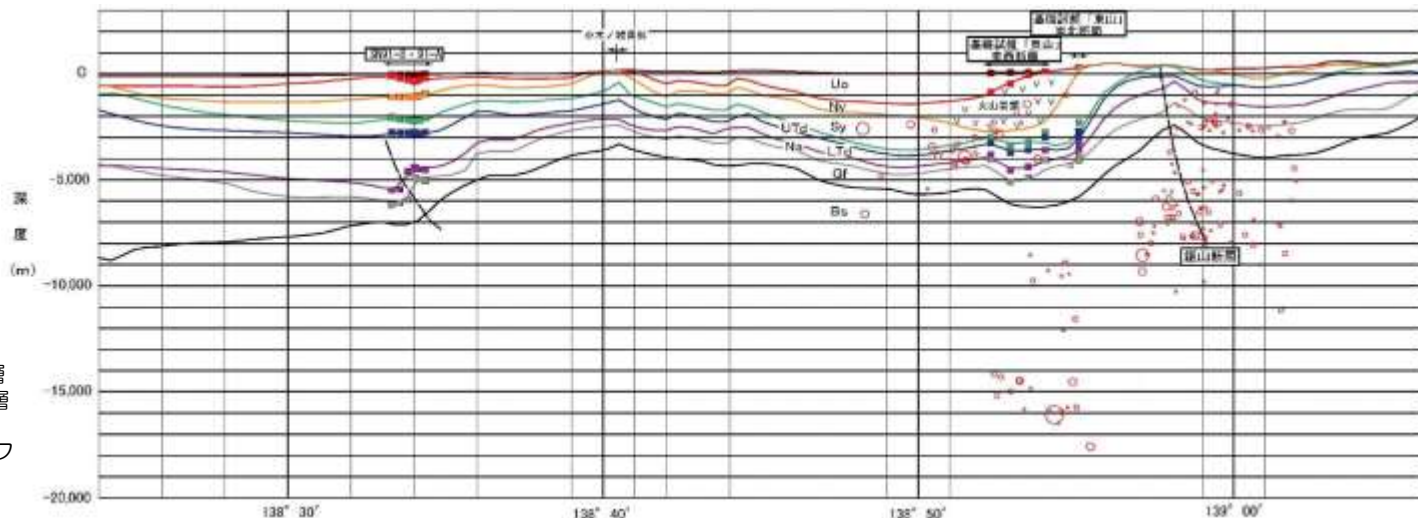
JNES(2005)より抜粋
(一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

敷地周辺の地下構造調査結果に基づき、各地層境界の深度を推定。

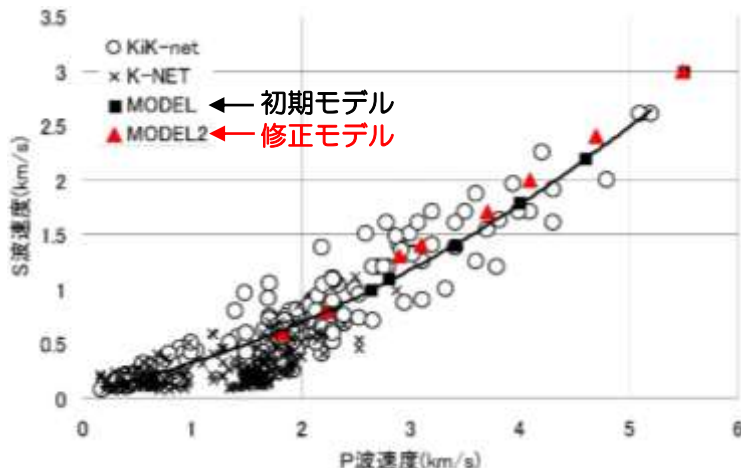
Uo: 魚沼層群
 Ny: 西山層
 Utd: 上部寺泊層
 LTd: 下部寺泊層
 Na: 七谷層
 Gf: グリーンタフ
 Bs: 基盤岩類



JNES(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

地質断面図 (北緯37° 25')

- 初期モデルの速度構造は、検層データ等の分析結果より、速度区分・速度を設定。
- P波速度を基礎試錐の音波検層結果から設定し、S波速度は以下のP波速度とS波速度の関係から設定。



S波速度とP波速度の関係

設定された速度

	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	風化帯の厚さ (m)
魚沼層群	1.8	0.6	1.90	-
	2.2	0.8	2.05	-
西山層	2.6 (2.9)	1.0 (1.3)	2.15 (2.20)	-
椎谷層	3.3 (3.7)	1.4 (1.7)	2.30 (2.35)	-
上部寺泊層	3.4 (3.7)	1.4 (1.7)	2.30 (2.35)	-
下部寺泊層	4.0 (4.1)	1.8 (2.0)	2.40	-
七谷層	4.6 (4.7)	2.2 (2.4)	2.50	-
グリーンタフ	4.5 (4.7)	2.2 (2.4)	2.50	-
基盤岩類	5.5	3.0	2.65	440

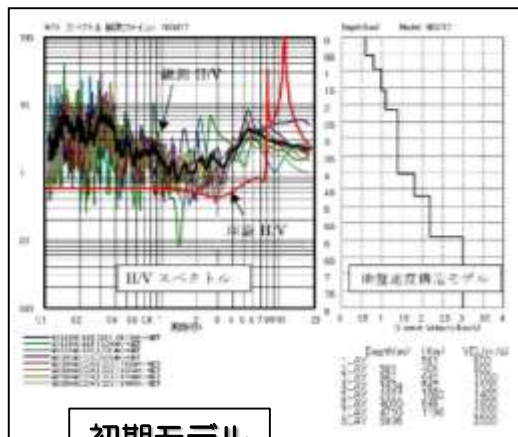
黒字: 初期モデル, 赤字: 修正モデル

JNES(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

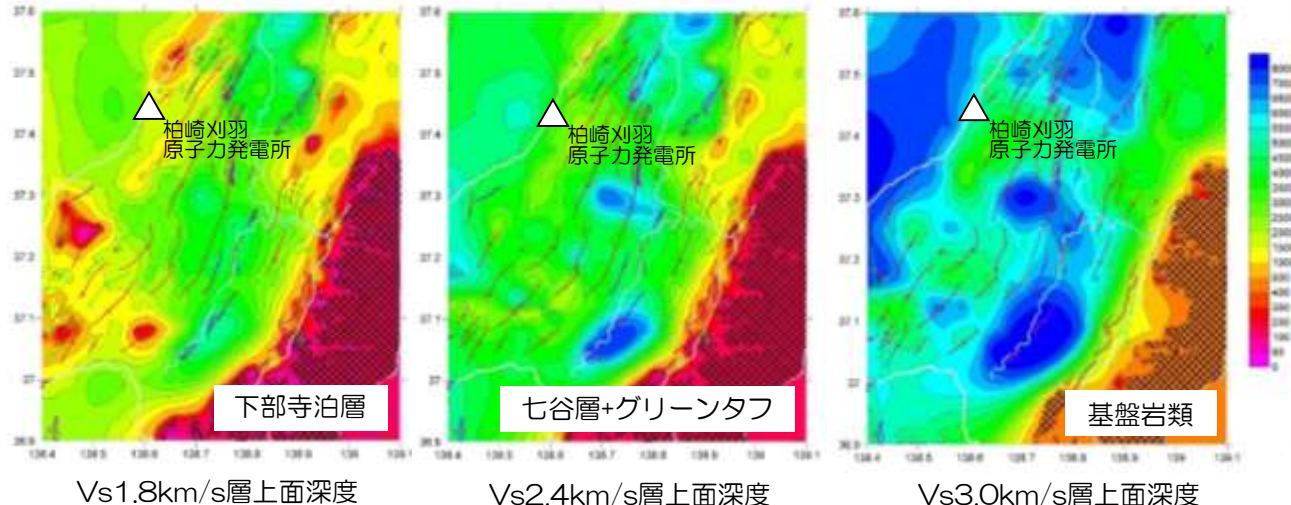
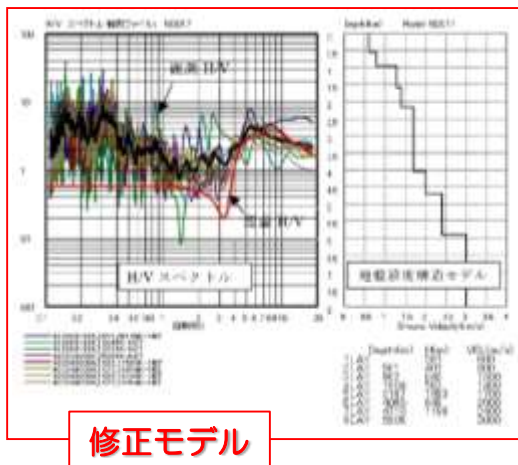
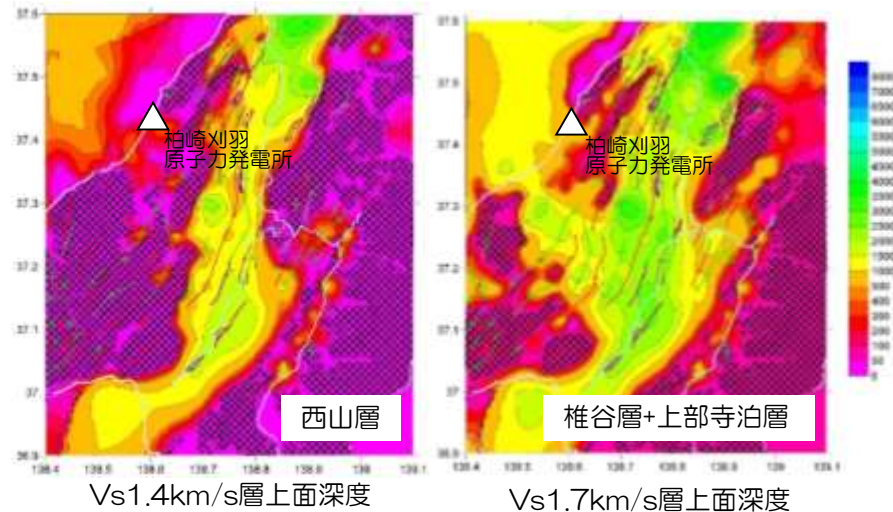
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

■ 初期モデルの速度構造を、H/Vスペクトルに基づき修正。（NIGO17の例）



■ 以下の通り、地下構造モデルが作成されている。



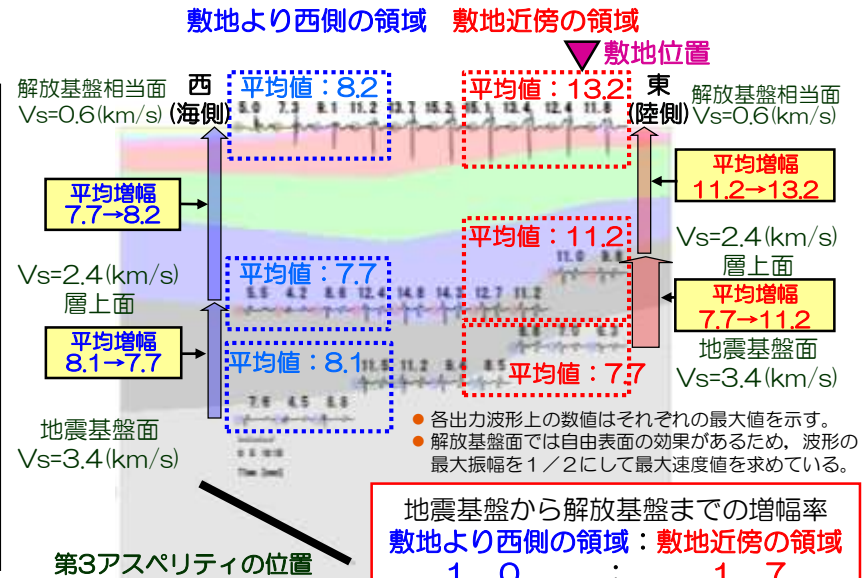
JNES(2005)より抜粋（一部加筆・修正）

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

中越沖地震のシミュレーション解析

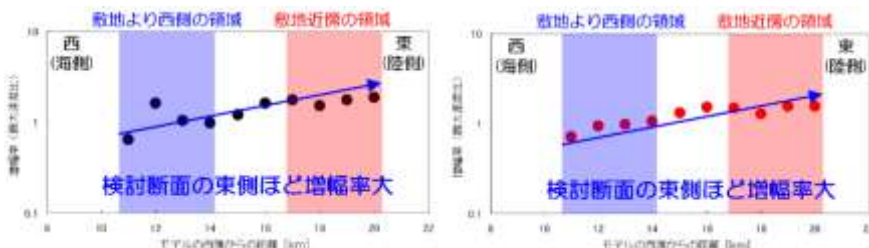
- 地下構造の変化は南北方向に比べて東西方向に大きいため、東西方向に波形を出力する断面を設定し、その断面上での地下構造の増幅特性の検討を行う。
- 解放基盤相当面, $V_s=2.4$ (km/s) 層上面, 地震基盤上面近傍の3つの深度で速度波形を抽出する。
- 地下構造の水平方向の変化が大きい敷地近傍の領域と、水平方向の変化が小さい敷地より西側の領域で、地震基盤から解放基盤までの増幅率を比較する。
- 本検討では、観測された記録の中で最も振幅の大きかった第3アスペリティのEW成分を計算対象とする。



検査断面における速度波形 (数値は最大速度値 (cm/s))

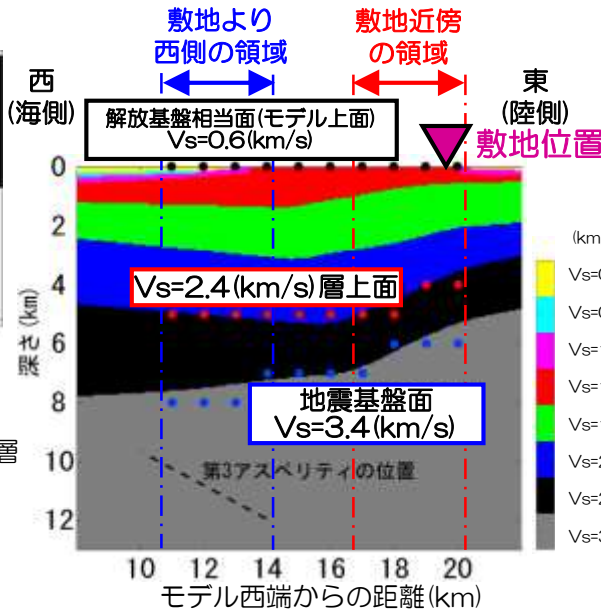
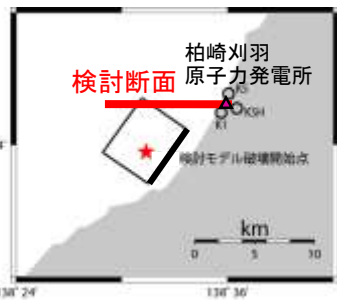
(1) 地震基盤～解放基盤

(2) 地震基盤～ $V_s=2.4$ (km/s) 層



各層間における各地点での増幅率

- 2つの領域で増幅率を比較すると、敷地より西側の領域より敷地近傍での増幅が大きくなっている。違いの原因の一つとして、敷地近傍の領域の方が地下構造の水平方向の変化が大きいことが影響していると考えられる。



- 解放基盤相当面の検査地点
- $V_s=2.4$ (km/s) 層上面の検査地点
- 地震基盤面の検査地点

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

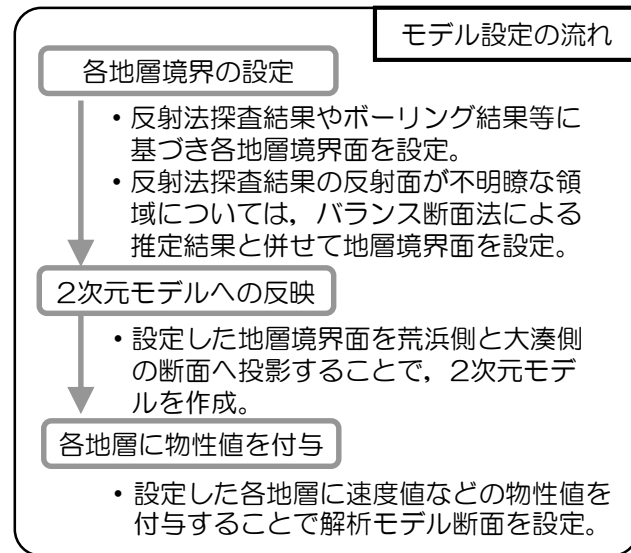
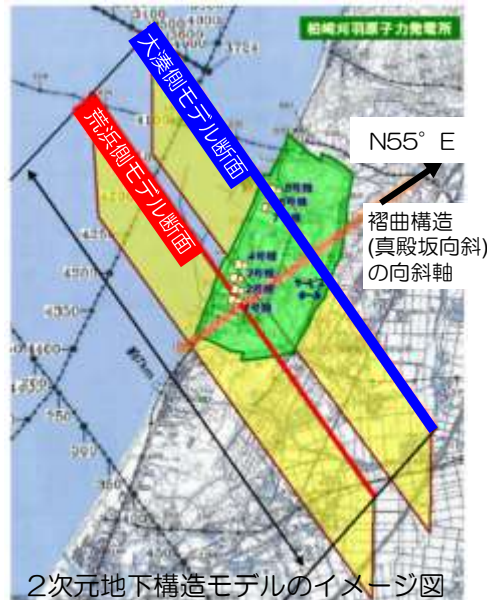
d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

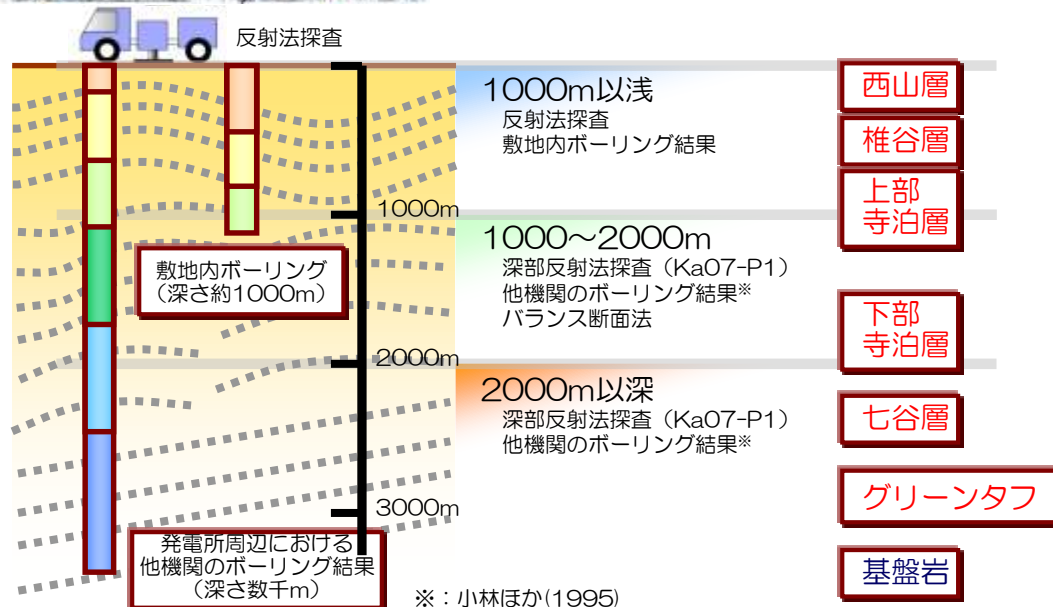
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

- 敷地及び敷地周辺の地下構造に関する情報を用い、荒浜側と大湊側の地震動特性を検討することを目的として、荒浜側と大湊側でそれぞれ2次元地下構造をモデル化。
- 敷地周辺の地盤はN55° Eの方向（北から時計回りに55度東の方向）に連続する、概ね2次元的な形状を呈しているため、断面はN55° Eの方向（真殿坂向斜の向斜軸）にほぼ直交する方向に設定。



- 小林ほか(1995)による敷地周辺の層序を踏まえ、基盤岩より上部の地層を、下からグリーンタフ、七谷層、下部寺泊層、上部寺泊層、椎谷層、西山層として設定。
- 地下構造モデルは、深度に応じ、右の情報に基づき層境界を設定した。



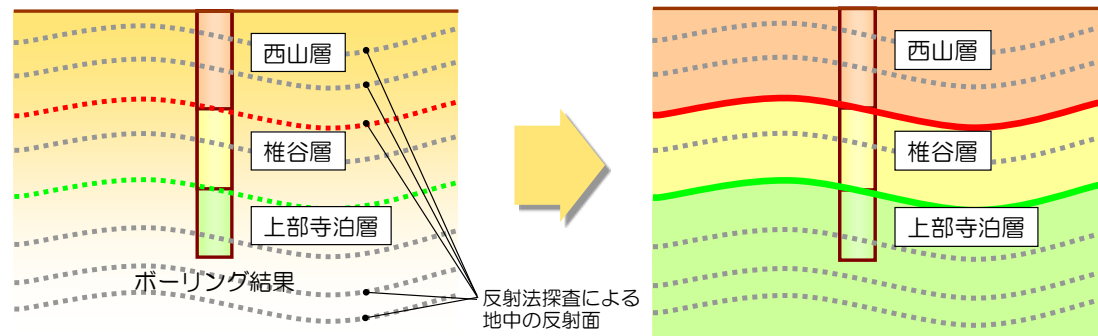
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

1000m以浅のモデル化

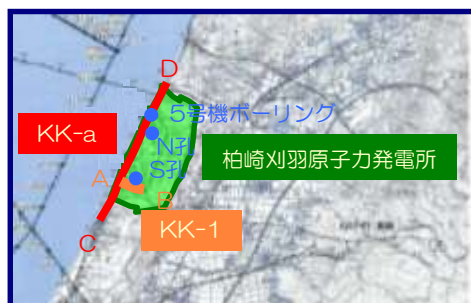
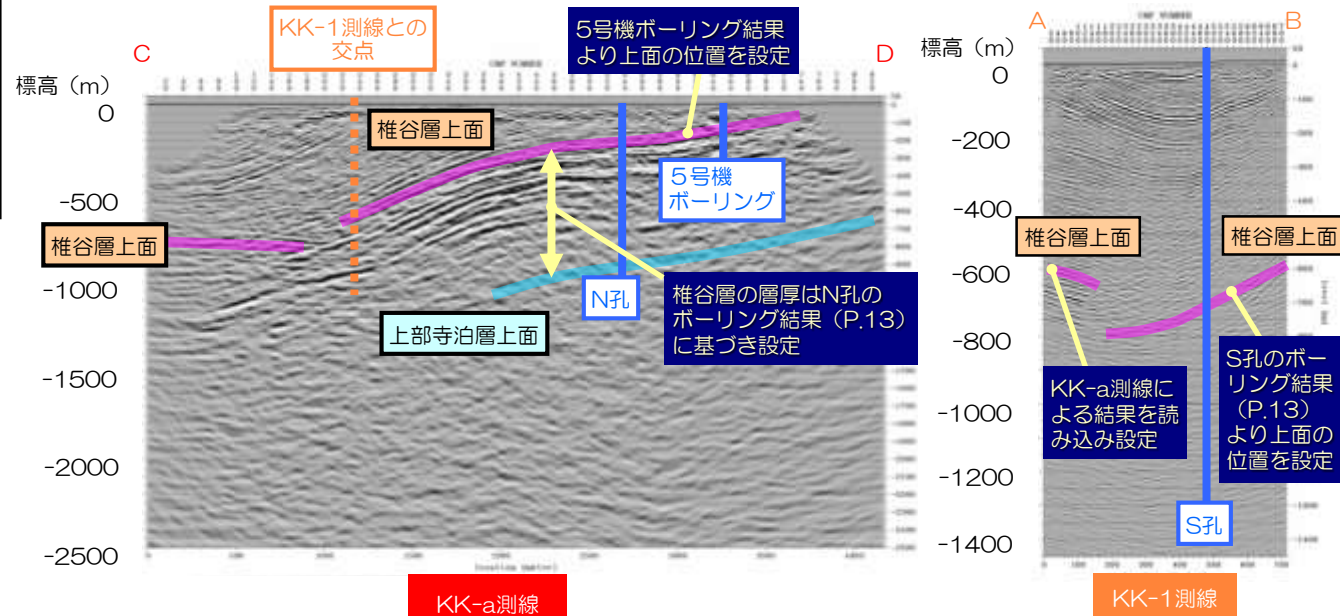
椎谷層・上部寺泊層の上面を決定。

- 敷地内ボーリング結果より層境界を設定。
- 反射法探査の反射断面に基づき地質構造を設定。



- 椎谷層上面の内，上盤側は5号機やN孔のボーリング結果によって確認されている上面深度を手がかりに，KK-a測線における反射法探査の反射断面を追跡することにより推定。
- 椎谷層上面の内，下盤側はS孔のボーリング結果によって確認される上面深度を手がかりに，KK-1測線における反射法探査の反射断面を追跡することにより推定。

- 上部寺泊層の上面は反射法探査の反射断面では明瞭に確認できないことから，N孔における椎谷層の層厚（710m）を基本とし，反射断面を確認しながら推定。



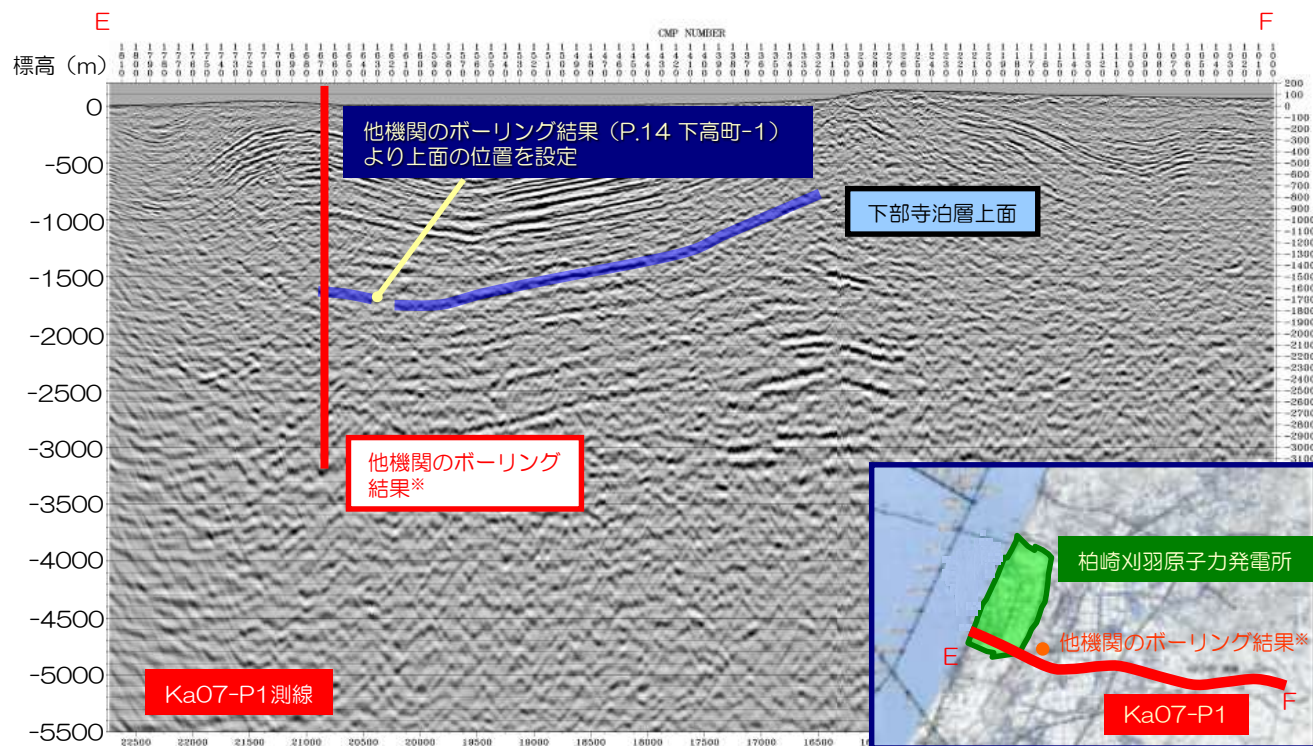
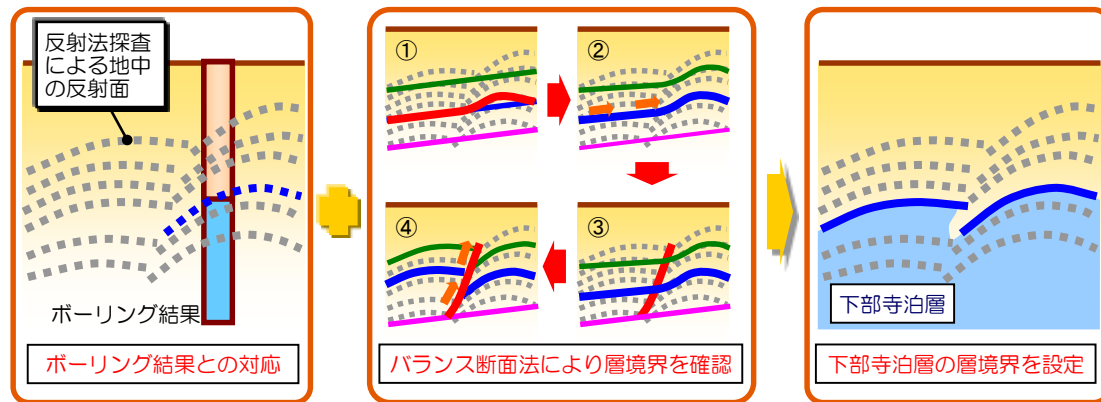
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

1000~2000mのモデル化

下部寺泊層の上面を決定。

- 他機関のボーリング結果（小林ほか（1995））により層境界を設定。
- 深部反射法探査の反射断面に基づき地質構造を設定。
- 反射断面により推定できない領域は、バランス断面法により補間。



- 反射法探査の反射断面のみでは地質構造を十分な精度で判断することが難しいため、バランス断面法による結果と併せて下部寺泊層の層境界を設定。

※小林ほか(1995)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

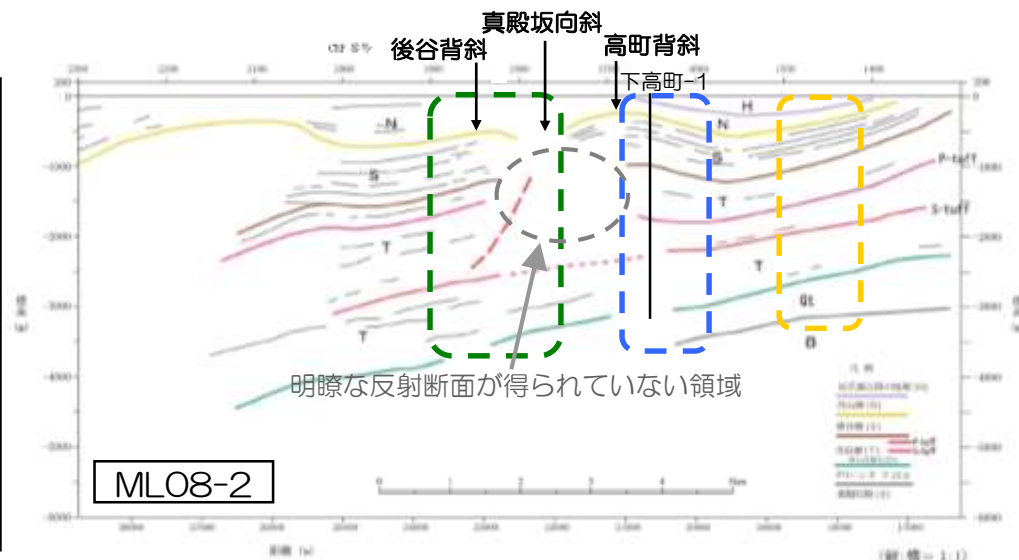
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

バランス断面法

- 下部寺泊層上面および上部寺泊層の真殿坂向斜の褶曲部については、明瞭な反射断面が得られていないことから、バランス断面法により補間して地下構造モデルを作成。

バランス断面法により推定した領域は、直接的に地下構造を把握できていないことから、パラメータスタディにより影響を検討。

- 地層境界面及び真殿坂向斜の褶曲部の影響
→P.44~P.49参照



- バランス断面法は、堆積時の単純な地質構造をもとに、地質構造発達プロセスを仮定し、現在に見られる褶曲や断層などの変形を受けた状態を作成する解析方法。
- バランス断面法では、断層変位や褶曲の成長によって、水平の短縮量と地層の変形量が等しいと仮定する。(地層の面積が変化しないと仮定)
- バランス断面法による推定断面は、1号機側断面と5号機側断面との中間に設定し、検討を実施。



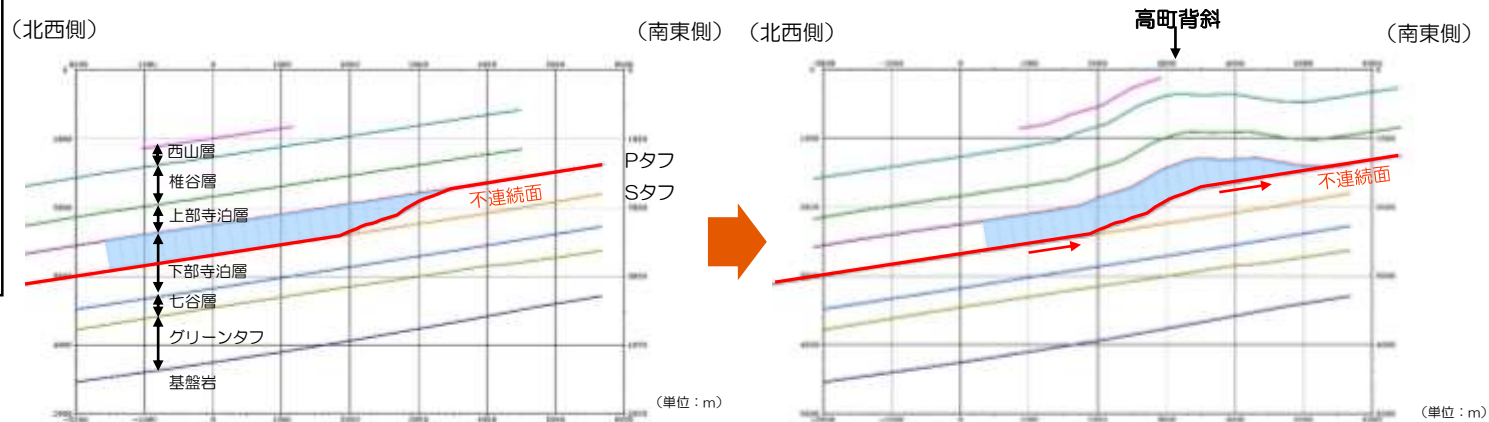
- すべりが発生する前の初期モデルは、敷地周辺では各地層に変形が確認されるため、各層で変形が確認されない領域を参考に設定。(黄点線部)
- 敷地周辺の地下構造を形成したと考えられる変形は2回に分けて起きたと仮定。
- 1回目のすべり面は、下高町-1におけるボーリング結果(P.14)においてSタフとPタフの間に「Fault Zone」と記載されていることや、反射断面において、Pタフより上層は褶曲が激しいのに対してSタフより下層は比較的平坦となっていることから、PタフとSタフの間にあると仮定。(青点線部)
- 2回目のすべり面は、反射断面に基づき、真殿坂向斜を形成したと考えられるSタフから上部寺泊層に至るすべり面を仮定。(緑点線部)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

バランス断面法による推定結果

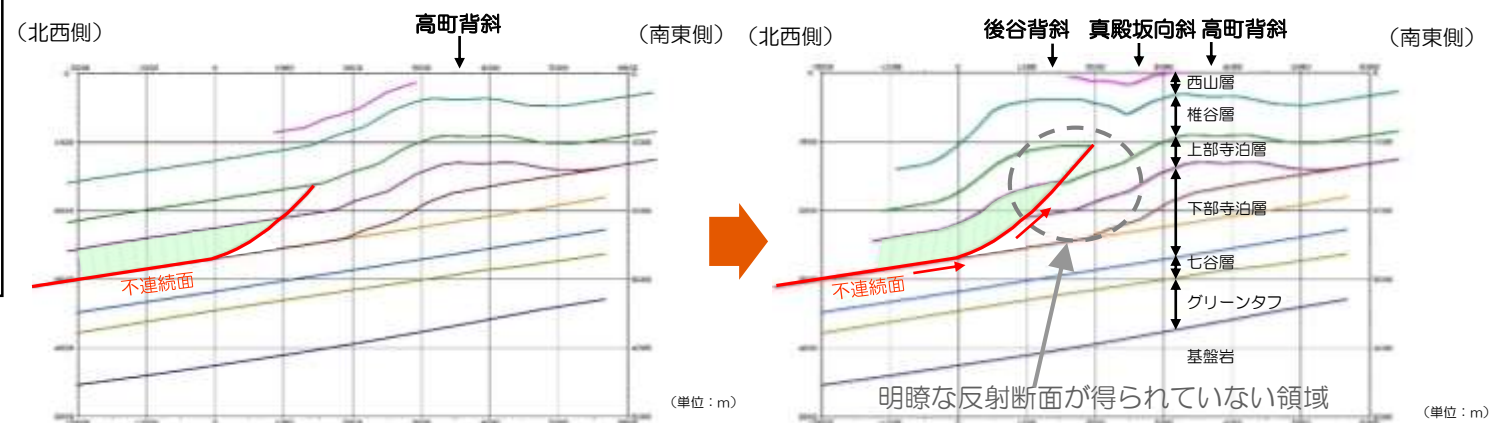
①変形前の地層は平行を仮定し、不連続面において上盤を東方向に2km変位させることで、高町背斜を再現。



①-1 変形前の地質構造とすべり面の設定

①-2 1回目の運動後の地質構造

②変形域の西側に、新たな不連続面を設定し、上盤を東に0.8km変位させることで後谷背斜及び真殿坂向斜を再現。



②-1 新たなすべり面の設定

②-2 2回目の運動後の地質構造

■ 解析結果は、反射法探査結果により得られている椎谷層上面及び上部寺泊層上面の形状と整合している。

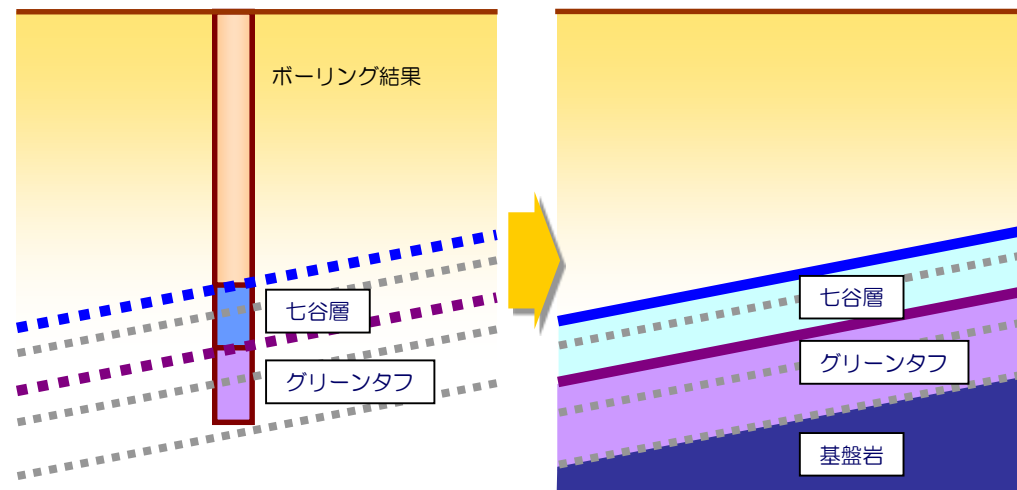
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

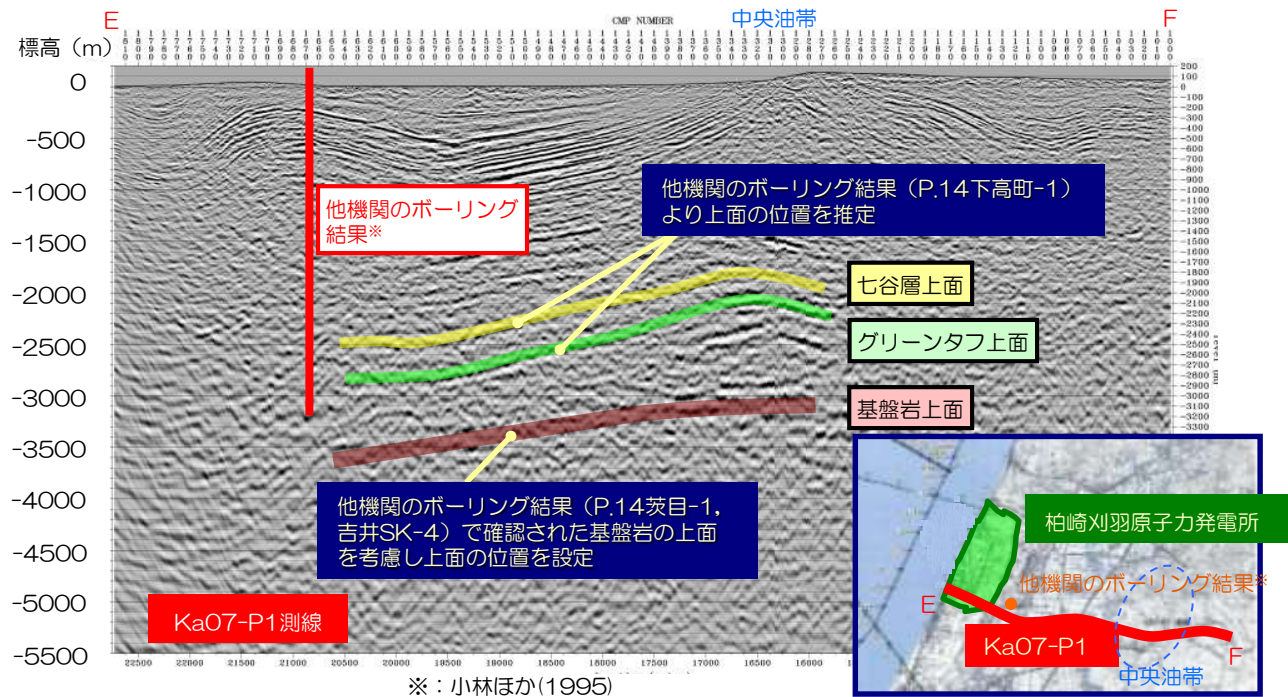
2000m以深のモデル化

七谷層・グリーンタフ・基盤岩の上面を決定。

- 緩やかに傾斜した平行成層地盤と仮定。
- 他機関のボーリング結果（小林ほか（1995）（P.14茨目-1，吉井SK-4）により層境界を設定。
- 深部反射法探査による反射断面により地質構造を設定。



- 中央油帯付近において深さ3100m付近に基盤岩と見られる反射面が確認される。
- 小林ほか(1995)における、中央油帯のボーリング調査地点の内、吉井SK-4及び茨目-1においては基盤岩が確認されており、反射法探査による深さと調和的。
- 地層境界は大局的には緩やかに西に傾斜している傾向が確認できる。



※：小林ほか(1995)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ①地下構造モデルの作成

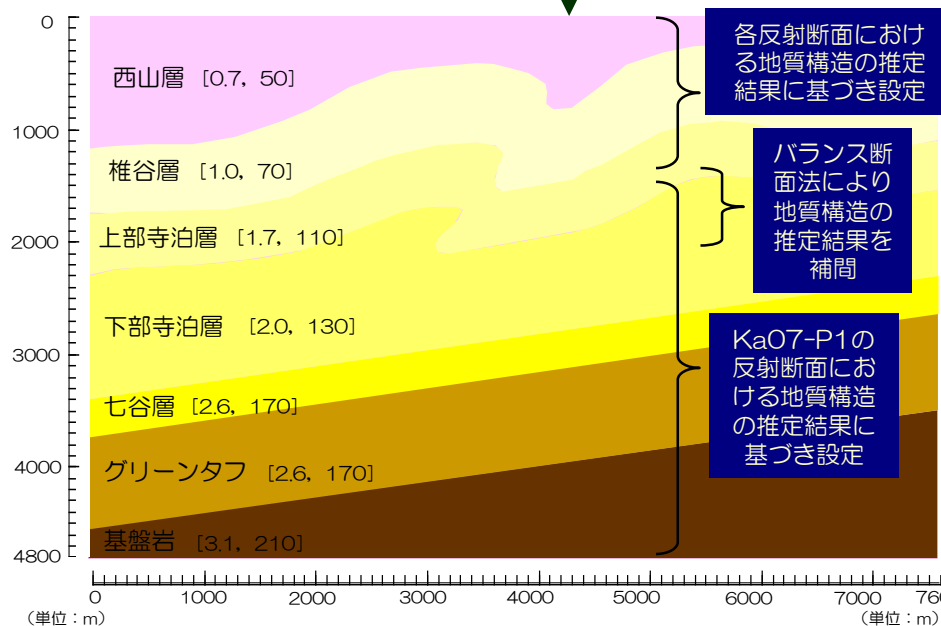
設定した地下構造モデル

- 推定された地下構造を、解析断面に投影し、地下構造モデルを作成。
- なお、速度構造は、水平／上下スペクトル振幅比とレシーバー関数を用いた逆解析により設定。また減衰（Q値）は算定式（ $Q = V_s / 15$ ）より設定。

凡例：[Vs(km/s), Q値]
対象周波数：0~5Hz

荒浜側

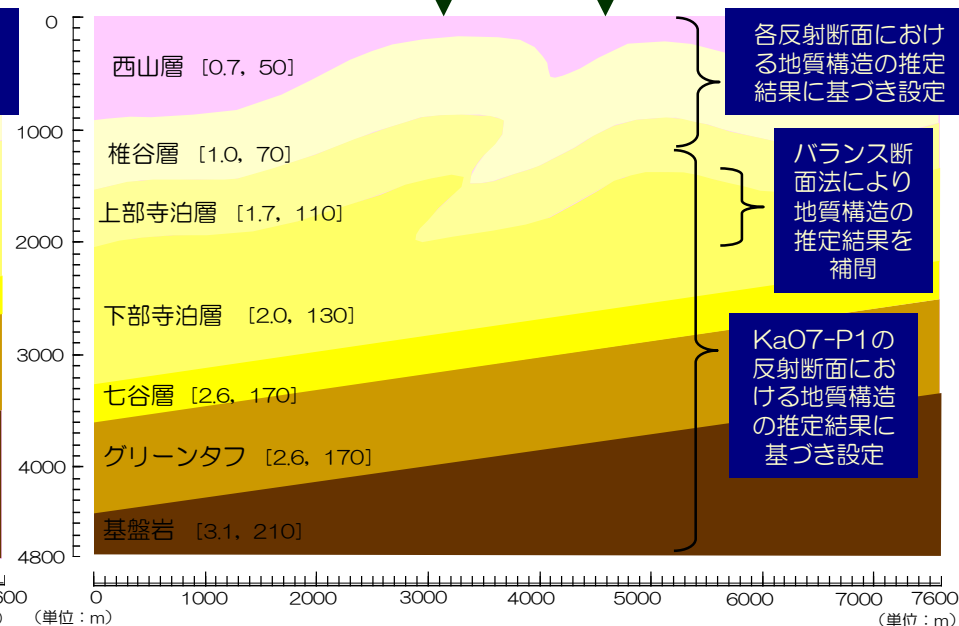
1号機



大湊側

5号機

サービスホール



1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

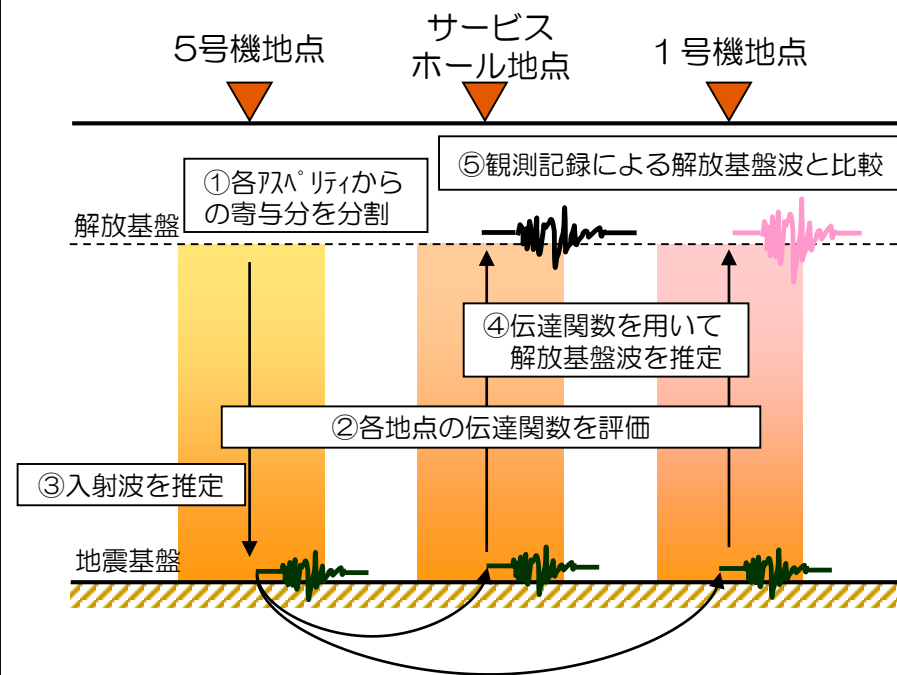
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析 渡辺ほか(2011)

【概要】作成した地下構造モデルを用いた中越沖地震の解析結果と、観測記録から求めた解放基盤波との比較を行う。

【解析方法】

- ①各アスペリティの入射条件を考慮するため、5号機の解放基盤表面における地震動を時間軸上で3つに分け、各アスペリティからの寄与分とする。
- ②各アスペリティごとに、入射条件を考慮した地下構造モデルにおける伝達関数を求める（5号機地点、1号機地点、サービスホール地点の伝達関数を求める）。
- ③②で求めた伝達関数と5号機解放基盤波を用いて、各アスペリティの入射波を推定する。
- ④③で推定した各アスペリティの入射波を地下構造モデルに入力し、②で求めた伝達関数を介して1号機地点、サービスホール地点の解放基盤波を推定（逆算）する。
- ⑤④で推定した解放基盤波と観測記録より得られた解放基盤波を比較する。

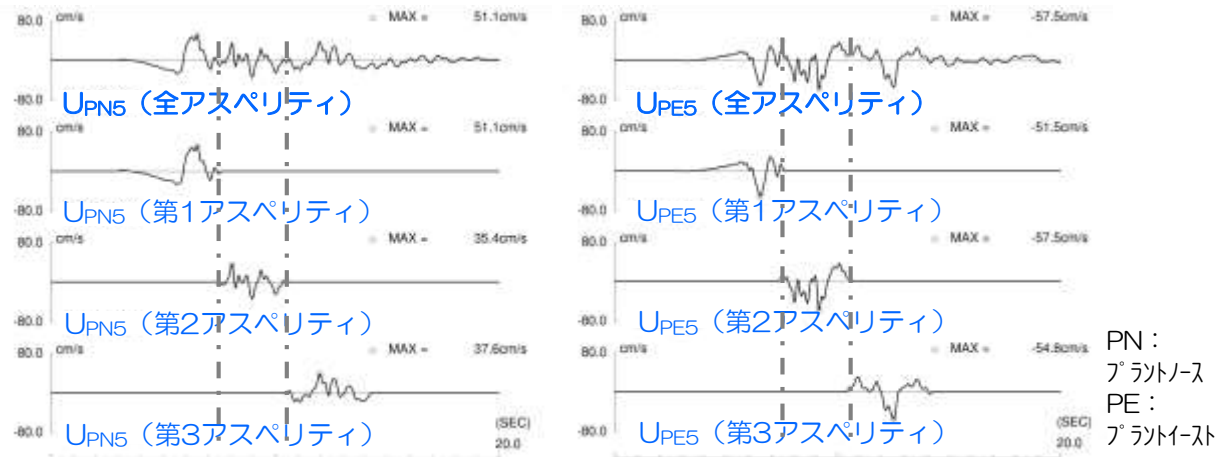
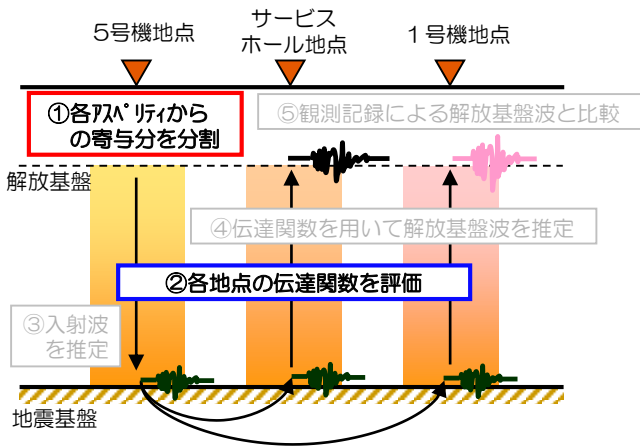


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

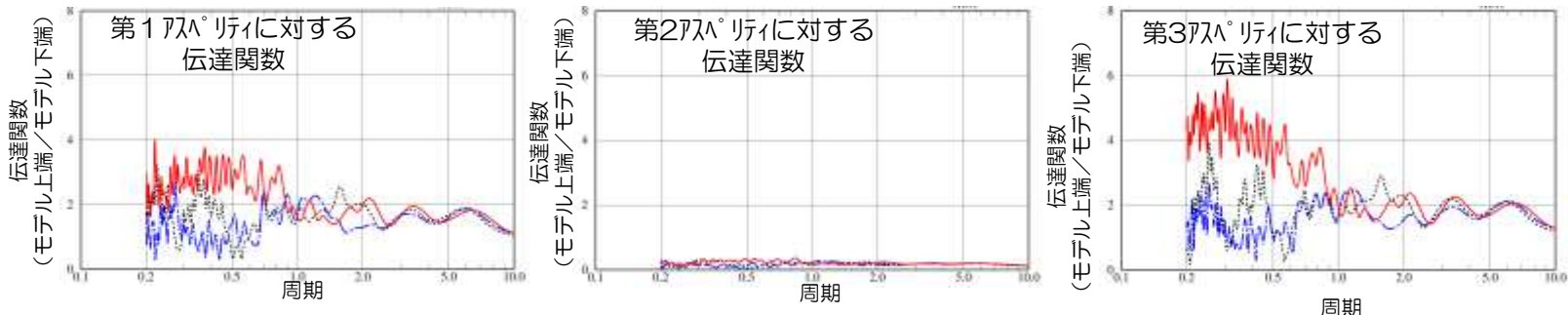
a. 中越沖地震のシミュレーション解析 渡辺ほか(2011)

①各アスペリティの入射条件を考慮するため、5号機の解放基盤表面における地震動を時間軸上で3つにわけ、各アスペリティからの寄与分と仮定する。



②各アスペリティごとに、入射条件を考慮した地下構造モデルにおける伝達関数を求める。

— 1号機地点
 - - - 5号機地点
 サービスホール



※SH波入射時のモデル断面平行方向における伝達関数

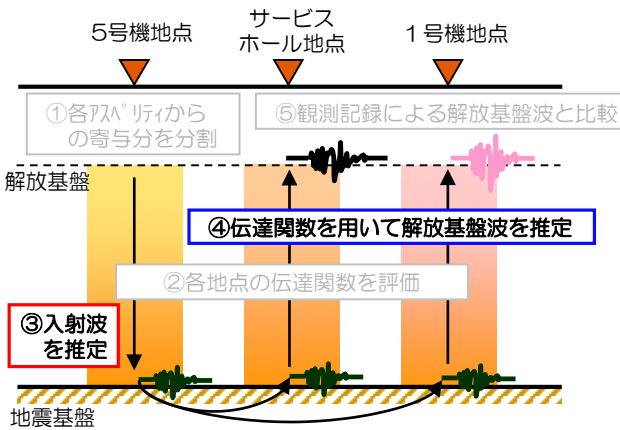
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

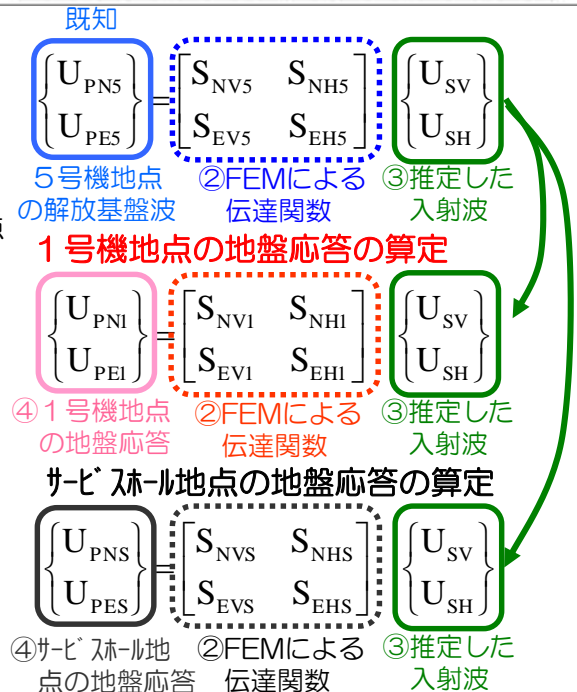
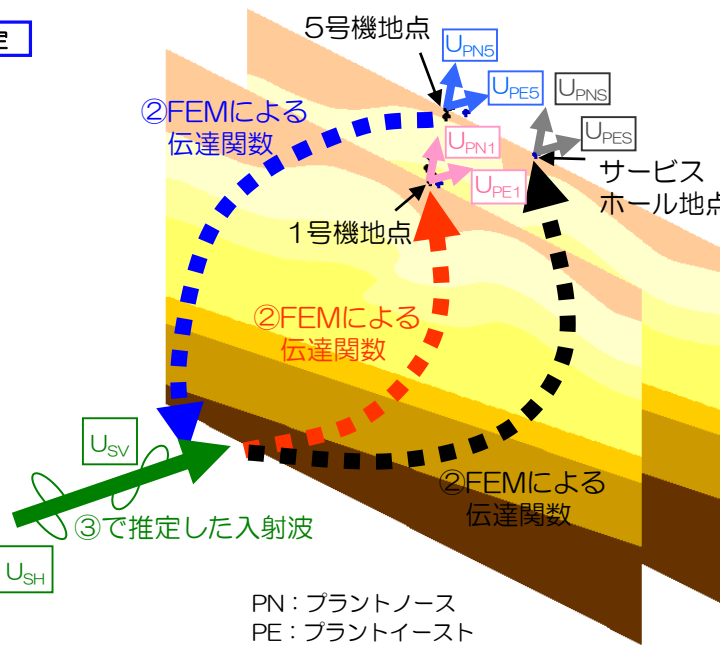
a. 中越沖地震のシミュレーション解析 渡辺ほか(2011)

③②で求めた伝達関数と5号機解放基盤表面波を用いて、各アスペリティの入射波を推定(逆算)する。

第1, 第2, 第3アスペリティからのSH・SV入射波 (U_{SH} , U_{SV}) をそれぞれ推定。



④③で推定した各アスペリティの入射波を地下構造モデルに入力し、②で求めた伝達関数を介して各地点の解放基盤波を推定。

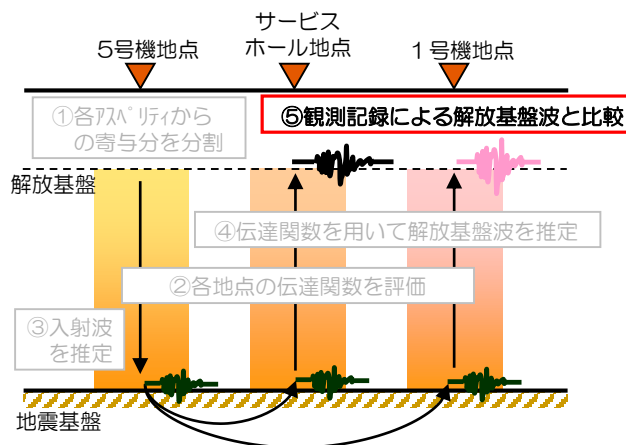


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

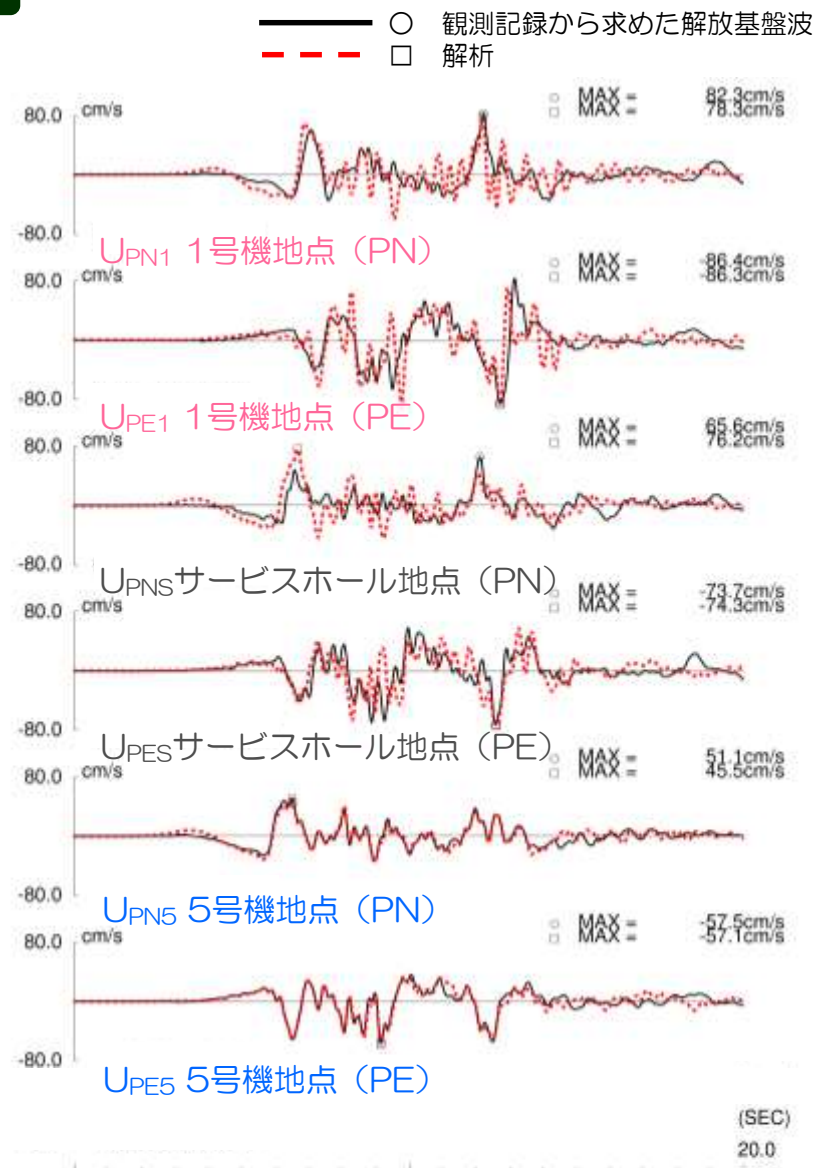
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析 渡辺ほか(2011)

⑤④で推定した解放基盤波と観測記録より得られた解放基盤波を比較する。



- 各地点における、観測記録から求めた解放基盤波と、2次元地下構造モデルを用いて求められた解放基盤波との比較結果を右図に示す。
- これによると、1号機地点、サービスホール地点ともに解析結果は観測記録に基づく解放基盤波と概ね対応することが確認できる。
- 作成した2次元不整形地下構造モデルは、「c.反射法地震探査結果との対応」及び「d.水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応」を踏まえても、概ね妥当であると考えられる。



1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ 全体概要

- 2次元地下構造モデルの設定及び増幅特性の把握において、以下のパラメータスタディにより、不確かさの影響について確認する。

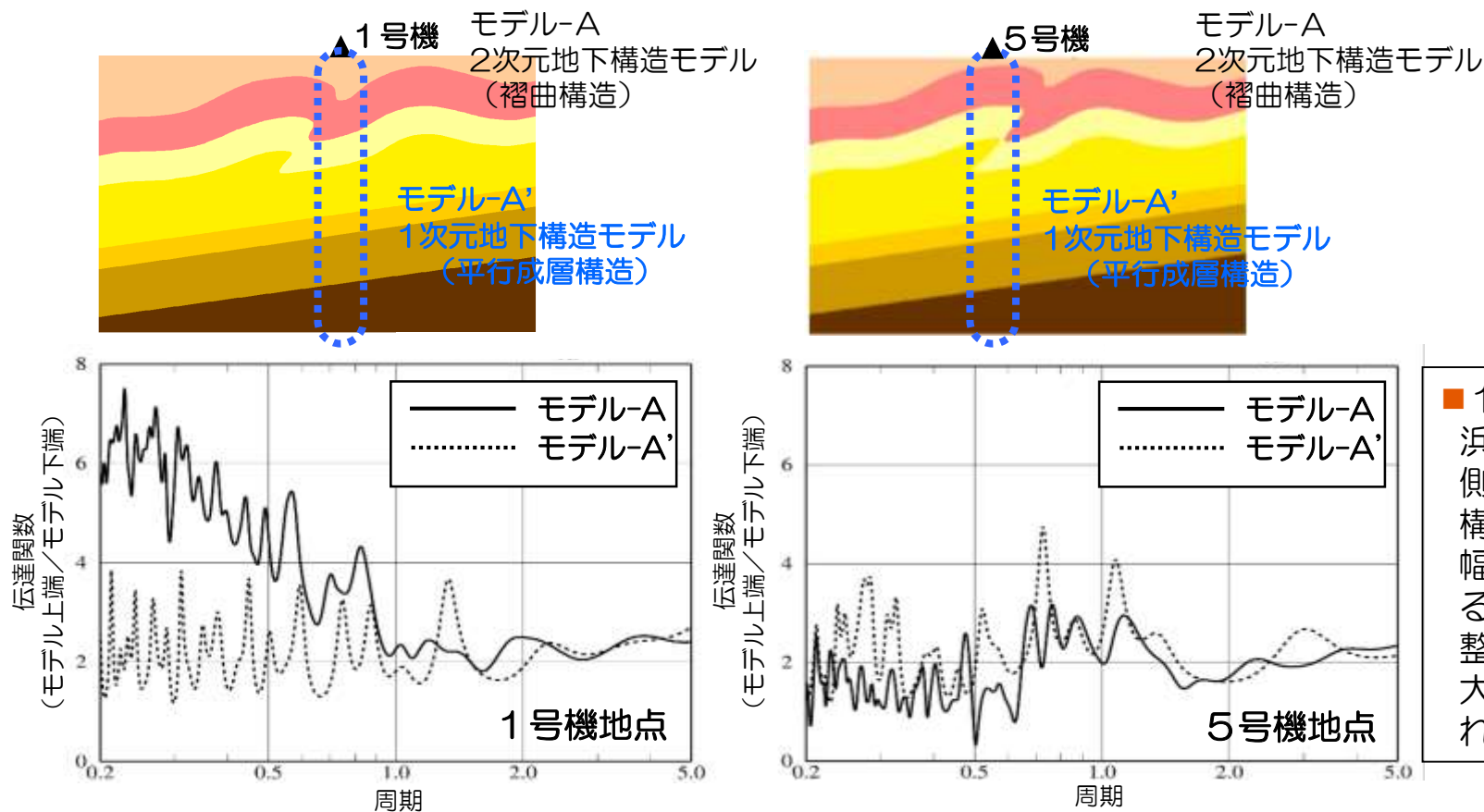
検討 No.	検討概要	パラメータ	解析モデル名称
①	平行成層との比較	・2次元地下構造モデル (褶曲構造)	モデル-A (基本モデル)
		・1次元地下構造モデル (平行成層構造)	モデル-A'
②	入射角による影響	・入射角	モデル-A (基本モデル)
③	物性値の影響	・椎谷層の物性値	モデル-B
		・地震基盤の物性値	モデル-C
④	褶曲構造をなす境界面の影響	・椎谷層上面のみ褶曲面	モデル-D
		・上部寺泊層上面のみ褶曲面	モデル-E
		・椎谷層上面と上部寺泊層上面に褶曲面	モデル-F
⑤	褶曲構造をなす境界面の形状(褶曲度合い)の影響	・平滑化・小	モデル-G
		・平滑化・大	モデル-H

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ①平行成層との比較 渡辺ほか(2011)

【目的と概要】 褶曲構造の影響を把握するため、各号機の直下の地層を平行成層とした1次元地下構造モデルを作成し、SV波を鉛直入射した場合の面内応答について、伝達関数（モデル下端に対するモデル上端の応答）を比較する。



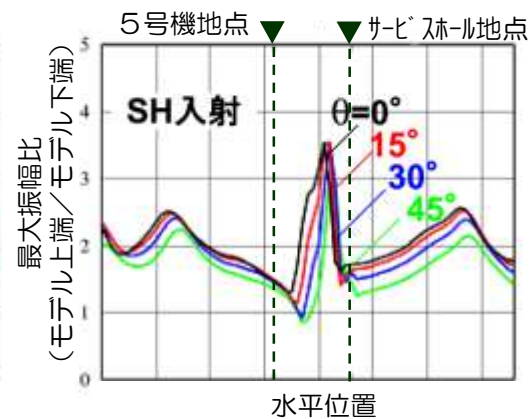
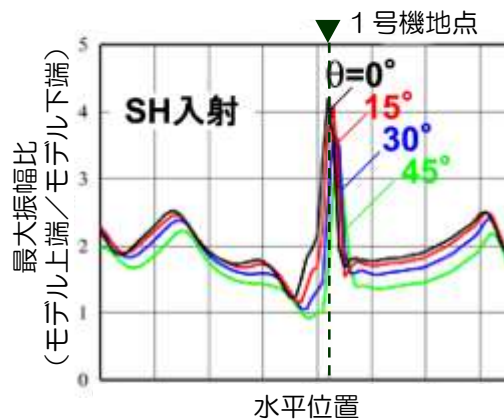
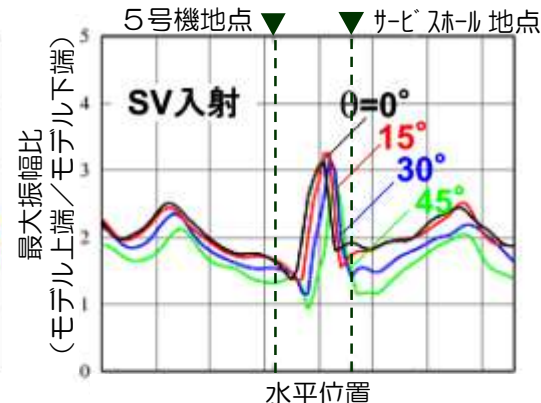
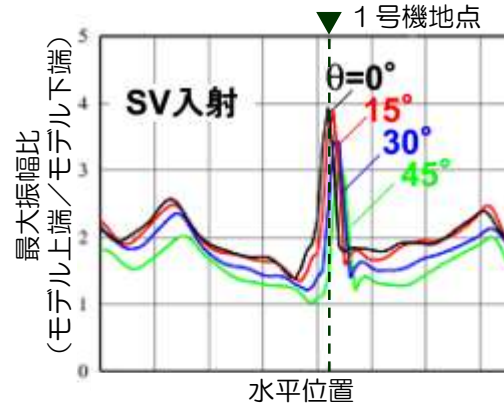
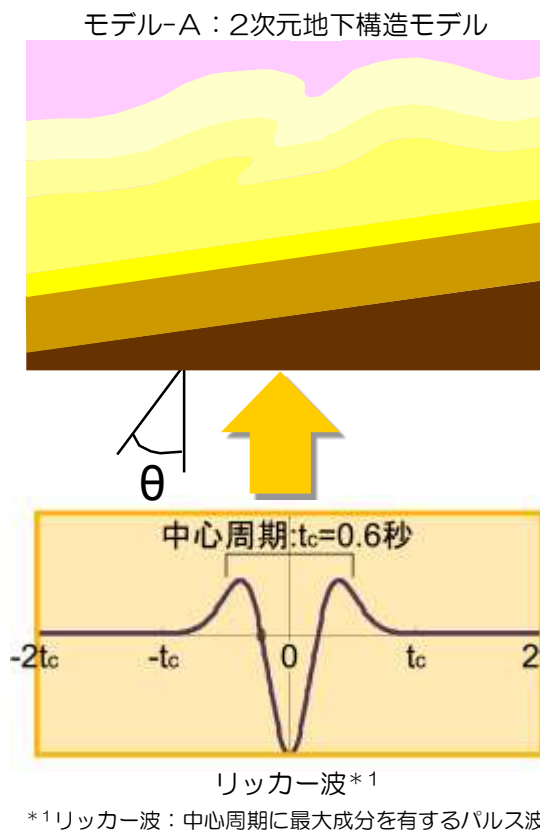
■ 1号機地点（荒浜側）は短周期側で2次元褶曲構造モデルの増幅率が大きくなることから、不整形性の影響が大きいと考えられる。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ②入射角による影響 渡辺ほか(2011)

【目的と概要】 入射角の影響について把握するため、入射角を面内方向に角度を振った場合の最大振幅比（モデル下端に対するモデル上端の応答）を比較する。入射波は中心周期0.6sで最大振幅1のリッカー波とする。



- 入射角により最大振幅比の分布は若干変化するが、1号機地点の最大振幅比は大きくなり、5号機・サビースル地点の最大振幅比は小さくなる傾向は変化しない。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ③物性値の影響

【目的と概要】 荒浜側の物性値の影響を把握するため、物性値を変えた地下構造モデルを作成し、SV波を鉛直入射した場合の面内応答について、伝達関数（モデル下端に対するモデル上端の応答）を比較する。

椎谷層の物性値の影響

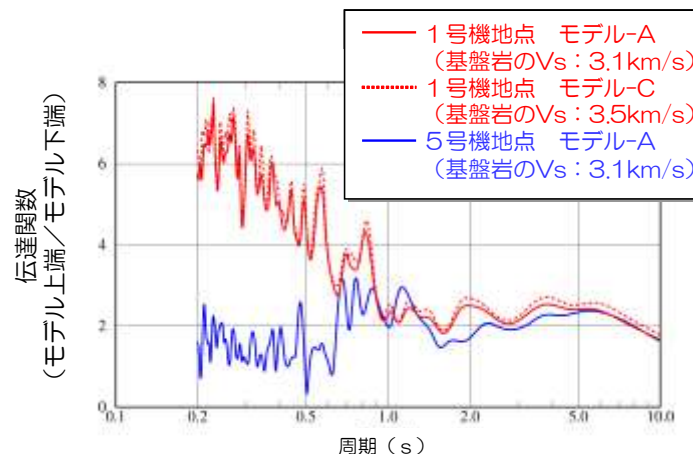
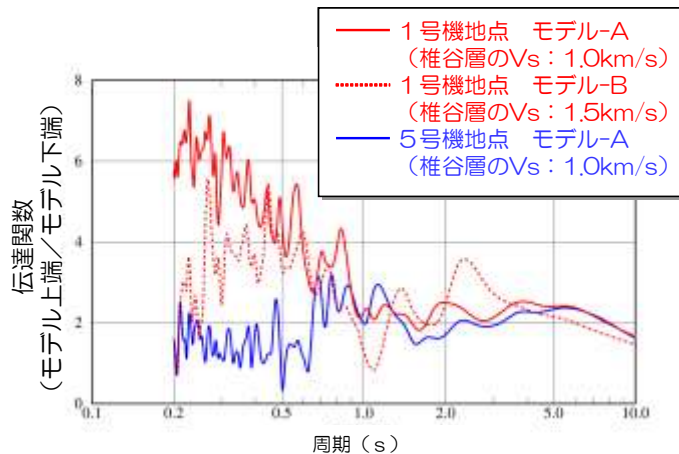
モデル-A → モデル-B

地層名	V_S (km/s)	V_P (km/s)	Q_0
西山層	0.7	1.9	50
椎谷層	1.0→1.5	2.2→2.7	70→100
上部寺泊層	1.7	3.3	110
下部寺泊層	2.0	4.2	130
七谷層	2.6	4.6	170
グリーンタフ	2.6	4.6	170
基盤岩	3.1	5.2	210

基盤岩の物性値の影響

モデル-A → モデル-C

地層名	V_S (km/s)	V_P (km/s)	Q_0
西山層	0.7	1.9	50
椎谷層	1.0	2.2	70
上部寺泊層	1.7	3.3	110
下部寺泊層	2.0	4.2	130
七谷層	2.6	4.6	170
グリーンタフ	2.6	4.6	170
基盤岩	3.1→3.5	5.2	210→230



■いずれのモデルも1号機地点の増幅率が5号機地点の増幅率より大きくなる傾向は変わらない。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

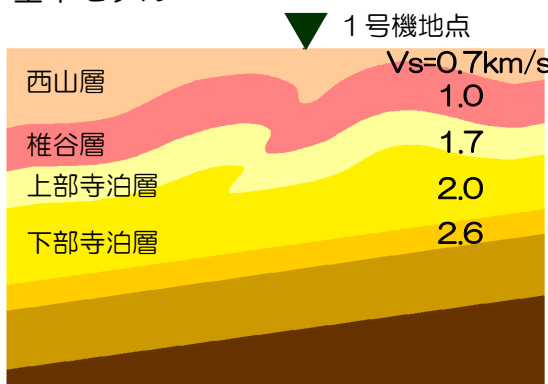
b.パラメータスタディ ④境界面の影響 渡辺ほか(2011)

【目的と概要】

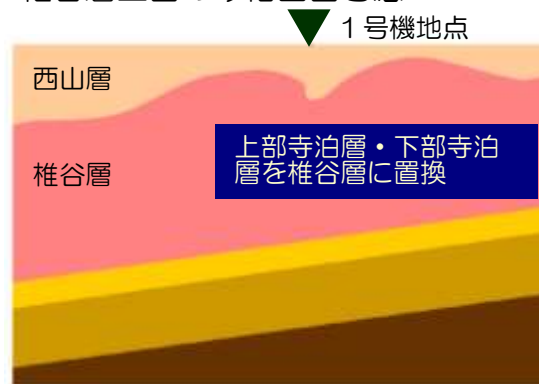
褶曲構造をなす境界面の影響を把握するため、特定の境界面を排除した2次元地下構造モデルをいくつか作成し、S波入射による増幅率の変化を比較する。

荒浜側モデル断面の例（大湊側も同様に設定）

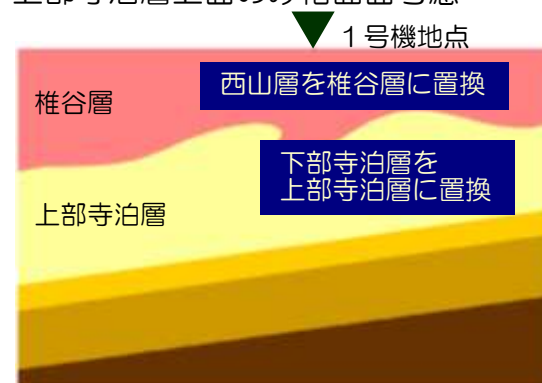
モデル-A
基本モデル



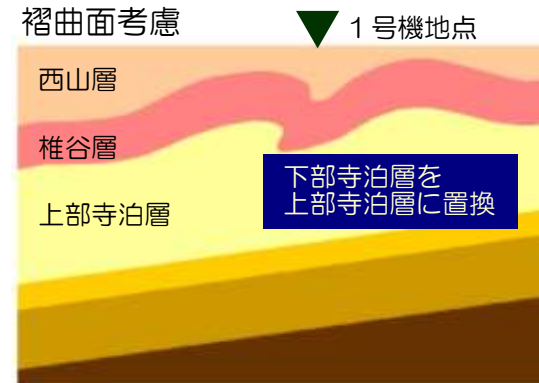
モデル-D
椎谷層上面のみ褶曲面考慮



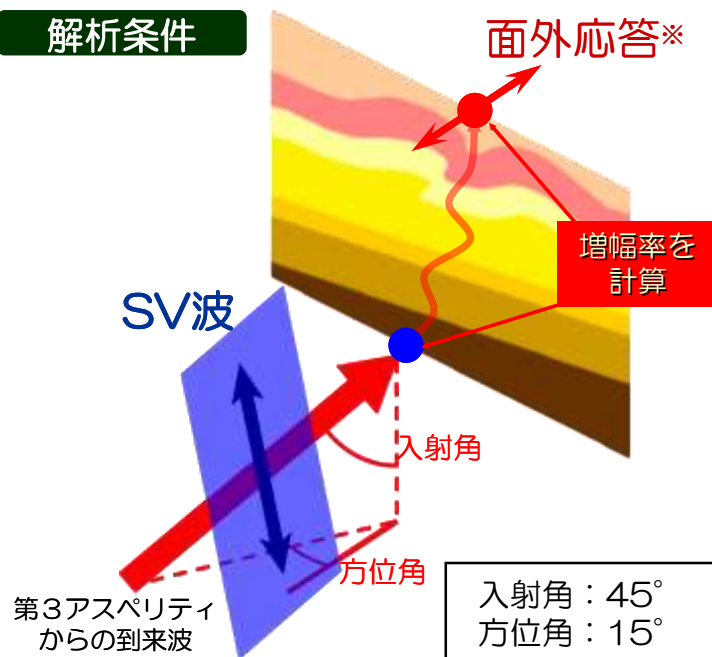
モデル-E
上部寺泊層上面のみ褶曲面考慮



モデル-F
椎谷層上面と上部寺泊層上面に褶曲面考慮



解析条件

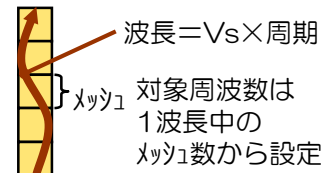


*面外応答：地下構造モデルと直交方向の応答

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

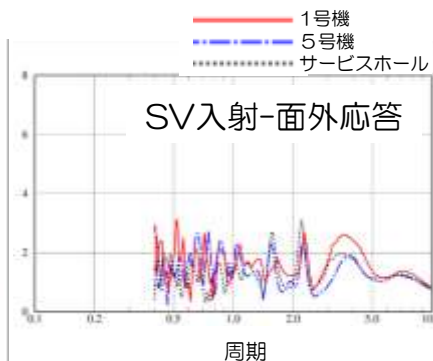
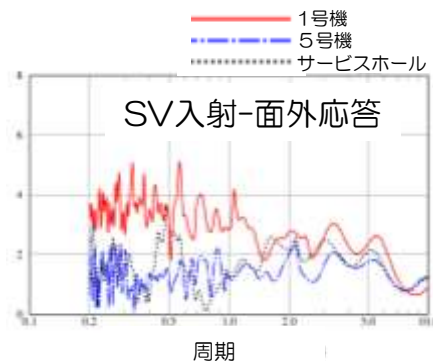
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ④境界面の影響 渡辺ほか(2011)



解析結果

伝達関数
(モデル上端/モデル下端)



■ 1号機と5号機の
 差は見られない



■ 号機間の差は生じる
 がモデル-Aほど明確
 ではない



■ モデル-Aと同程度
 の差が生じる

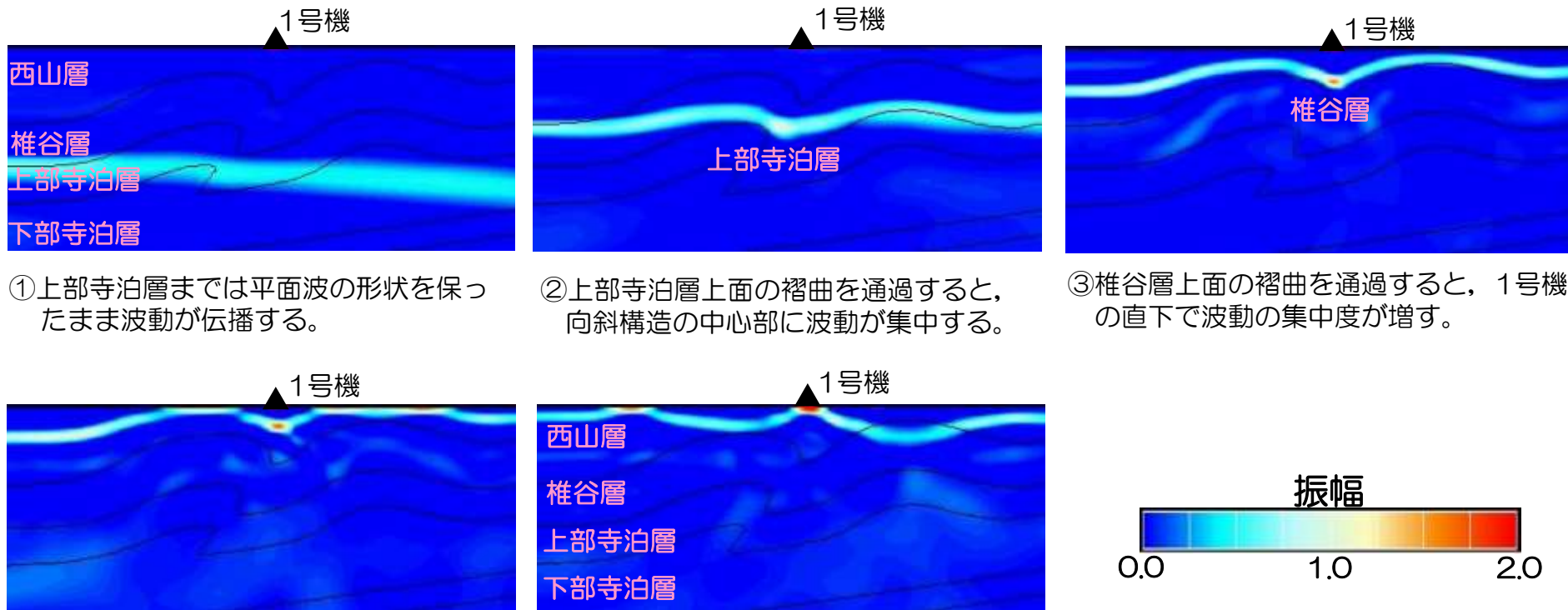
- 1号機地点の増幅は椎谷層上面と上部寺泊層の上面の2つの褶曲面によって生じており、上部寺泊層以浅の構造による影響が大きいものと考えられる。
- これに対し、下部寺泊層上面における層境界面のインピーダンス比はそれより上部に比べ小さいため、褶曲面での波面の屈折は小さくなっていると考えられ、下部寺泊層以深の構造は1号機地点の増幅に大きな影響を及ぼさないと考えられる。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ④境界面の影響 渡辺ほか(2011)

荒浜側モデル断面のスナップショット [第3アスペリティからのSV波入射, 面外水平応答, リッカー波中心周期0.6s]



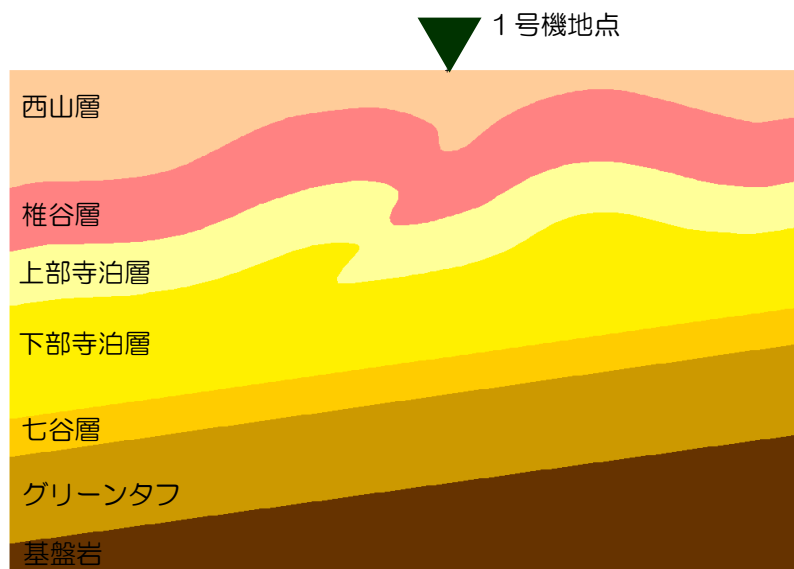
■ スナップショットによる分析からも、1号機地点の増幅特性に椎谷層上面と上部寺泊層上面の2つの褶曲面が大きく影響していることが確認できる。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ④境界面の影響

■ 地下構造モデルのインピーダンス比を評価し、地震波の増幅特性に影響する速度コントラストの大きな層境界について検討。



	名称	Vs (m/s)	密度 (t/m ³)	インピーダンス比 (浅/深)
①	西山層	700	1.70	0.57
②	椎谷層	1000	2.10	0.54
③	上部寺泊層	1700	2.30	0.81
④	下部寺泊層	2000	2.40	0.74
⑤	七谷層	2600	2.50	1.00
⑥	グリーンタフ	2600	2.50	0.81
⑦	基盤岩	3100	2.60	—

$$\text{インピーダンス比} = (\rho \cdot Vs)_{\text{上層}} / (\rho \cdot Vs)_{\text{下層}}$$

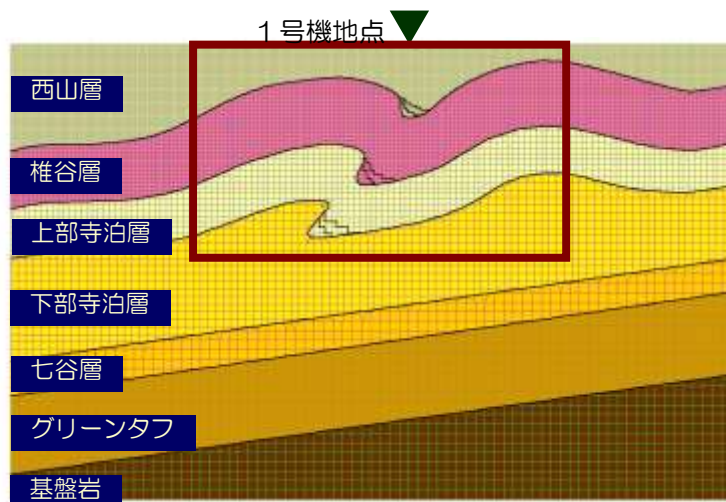
■ 地下構造モデルのインピーダンスコントラストは椎谷層上面及び上部寺泊層上面で大きくなっているため、地震波の増幅特性としては、これらの層境界の影響が大きいと考えられる。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

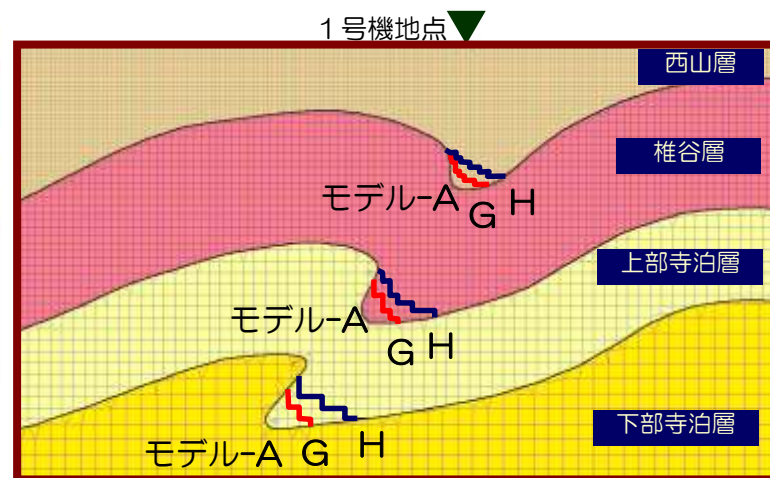
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ⑤形状の影響 渡辺ほか(2011)

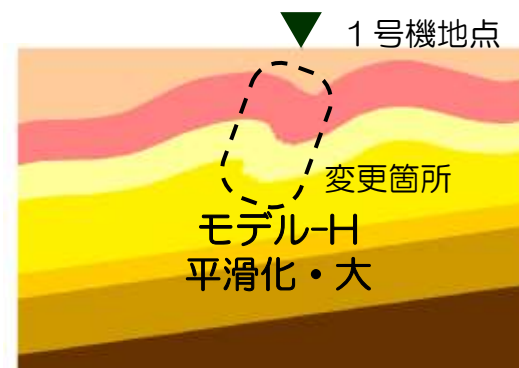
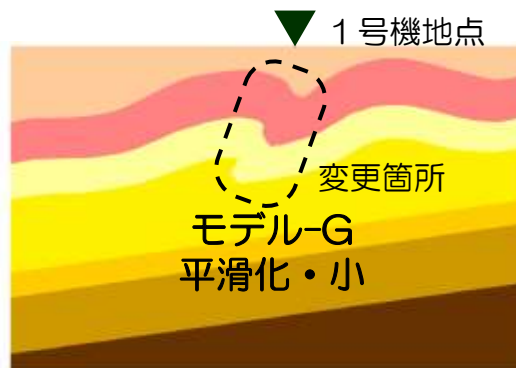
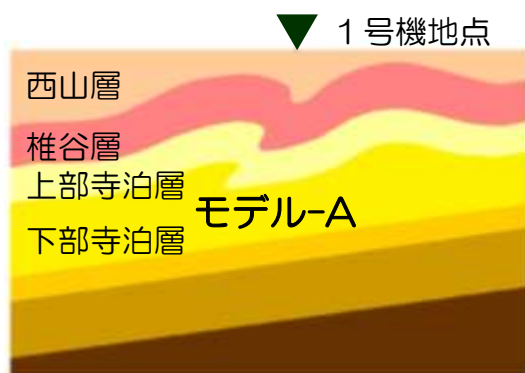
【目的と概要】 褶曲構造をなす境界面の褶曲度合いが増幅特性に与える影響を把握するため、境界面の褶曲度合いを段階的に緩やかにした2次元地下構造モデルをいくつか作成し、SV波入射による増幅率の変化を比較する。



地下構造モデル（全体図）



地下構造モデル（拡大図）

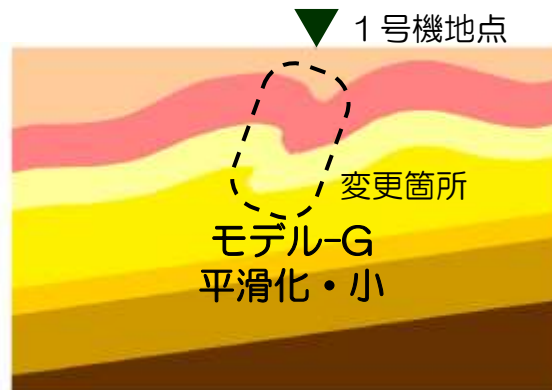
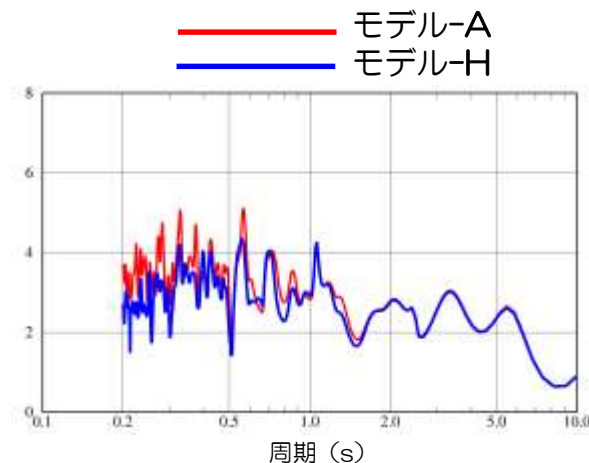
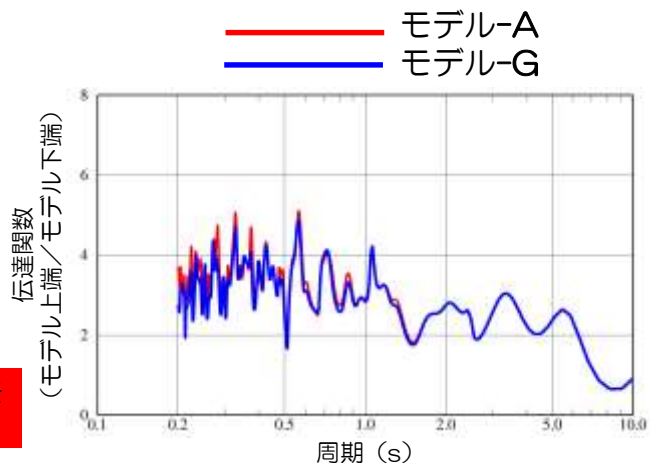
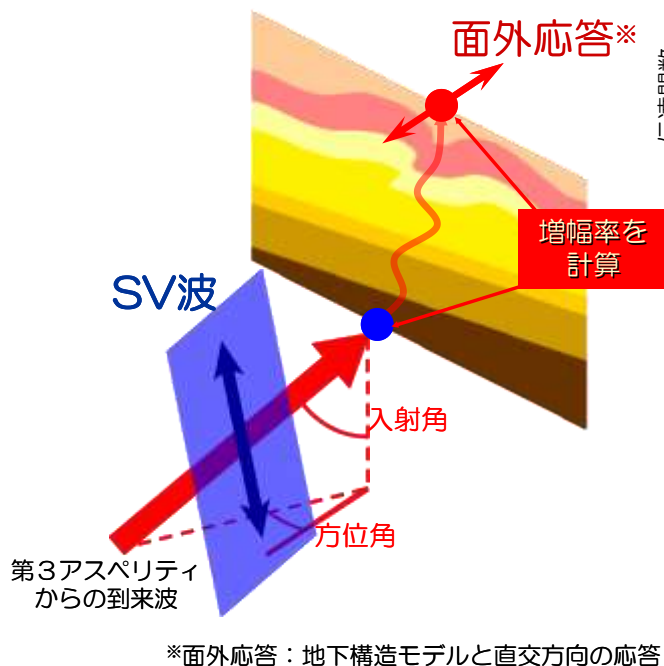


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

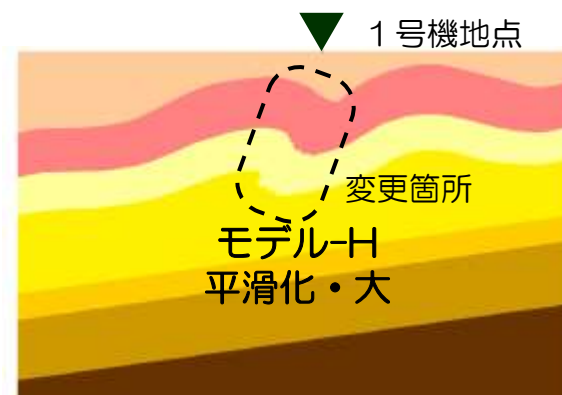
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

b.パラメータスタディ ⑤形状の影響 渡辺ほか(2011)

解析結果



■ モデル-Aと同等の応答が生じる。



■ モデル-Aに比べて応答が若干小さくなるが、ほぼ同等。

- 向斜の凹んだ部分を局所的に埋めたとしても、1号機地点が背斜に挟まれた向斜軸上にあるという大局的な位置関係は変わらないため、1号機地点の増幅への影響が小さかったと考えられる。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

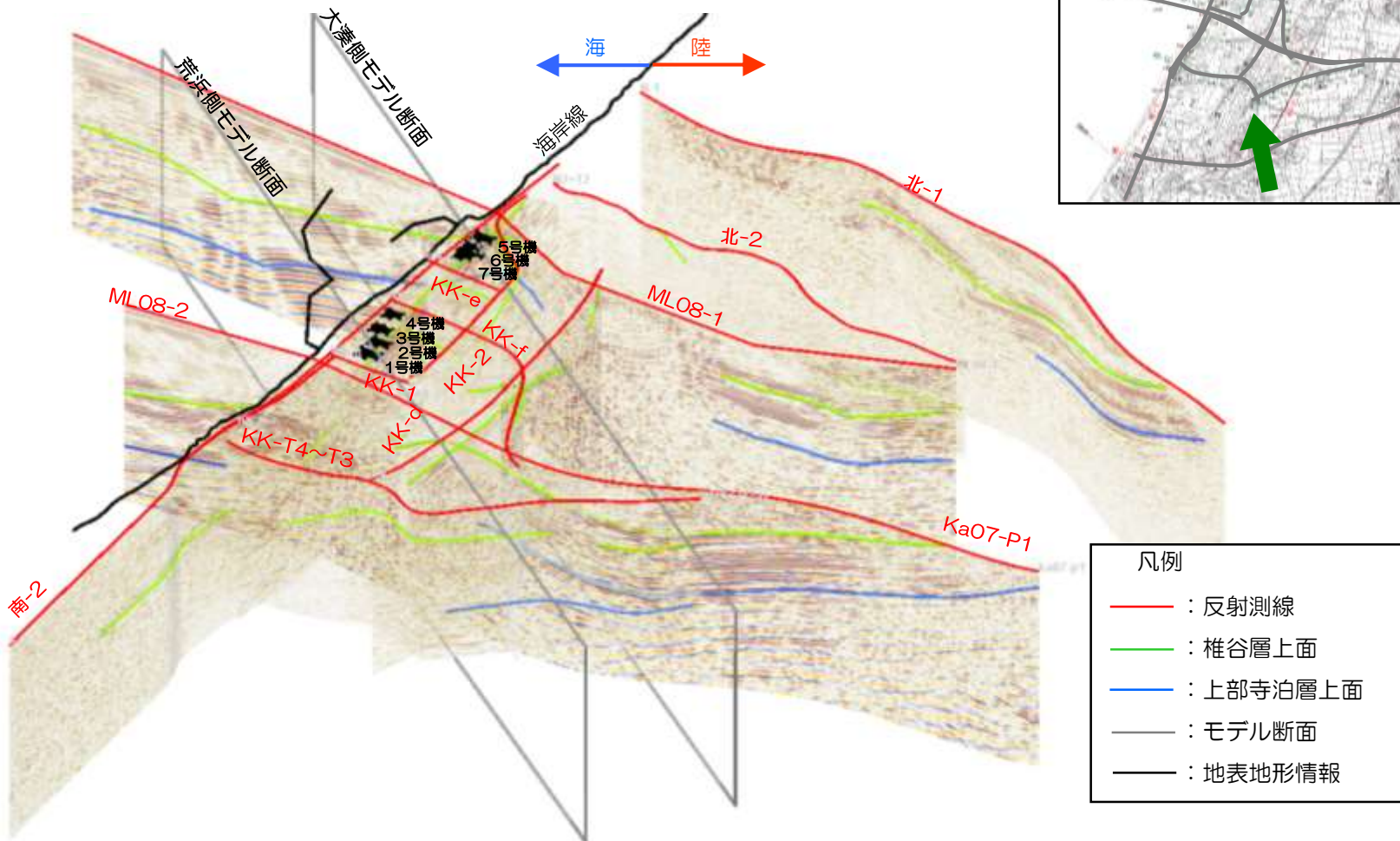
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

c. 反射法地震探査結果との対応

■ 2次元地下構造モデルの作成においては、敷地周辺で実施した反射法地震探査結果から各地層境界を読み取り、以下の通り3次元的に地下構造を分析し、地下構造モデルへ適切に反映している。

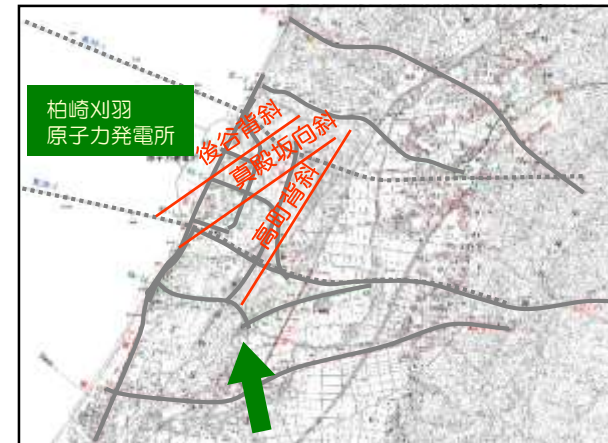


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

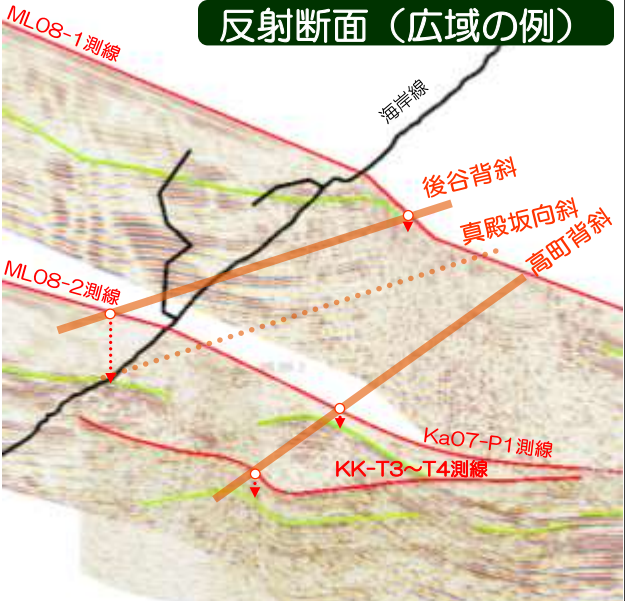
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

c. 反射法地震探査結果との対応

- 反射法地震探査結果から敷地周辺に存在する高町背斜、真殿坂向斜及び後谷背斜の特徴を整理し、地下構造モデルとの対応関係を確認。
- それぞれの背斜及び向斜は以下の通り特徴づけられる。
 - 高町背斜と真殿坂向斜及び後谷背斜は軸の方向が異なる。
 - 後谷背斜及び真殿坂向斜は南西方向にプランジしているのに対し、高町背斜は敷地周辺において軸方向の顕著な傾斜は確認されない。
- 以上の大局的な特徴は、適切に地下構造モデルに反映されている。

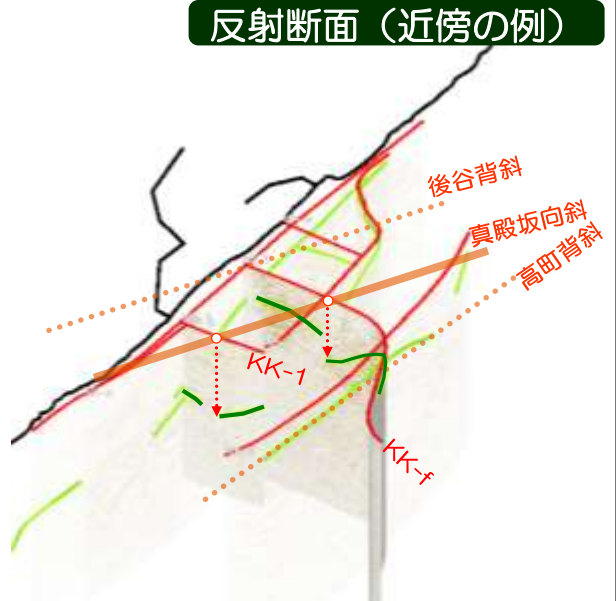


反射断面（広域の例）



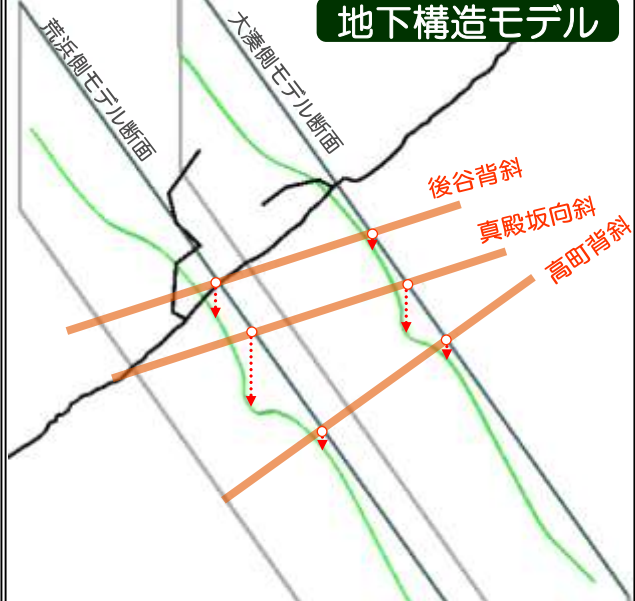
- 高町背斜と後谷背斜は走向が異なる。
- 高町背斜は軸方向の傾斜は確認されない。
- 後谷背斜は南西方向にプランジしている。

反射断面（近傍の例）



- 真殿坂向斜の走向は後谷背斜と概ね等しい。
- 真殿坂向斜も後谷背斜と同様に、南西方向にプランジしている。

地下構造モデル



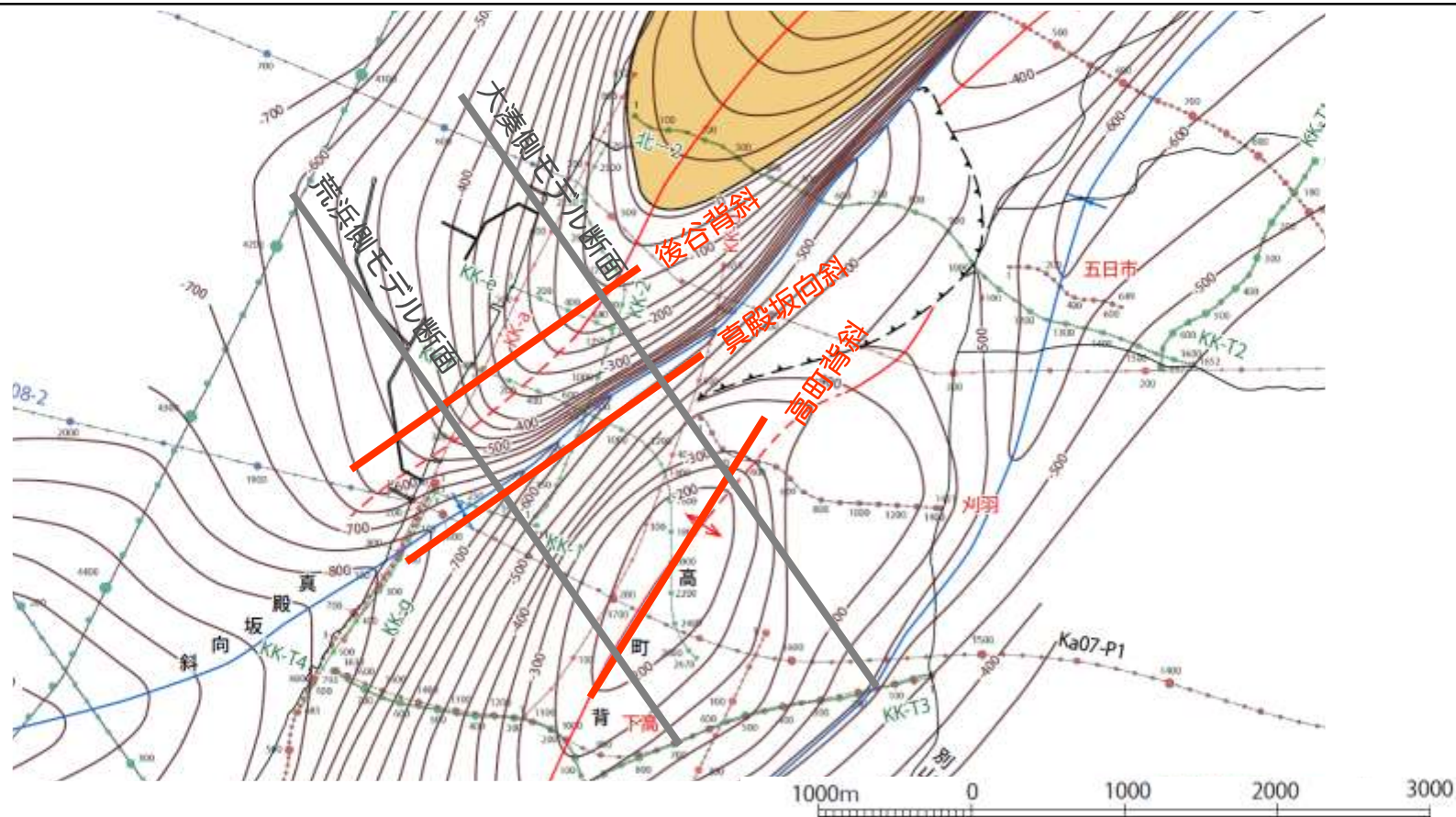
- 反射断面に見られる大局的な特徴は、地下構造モデルに反映されている。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

c. 反射法地震探査結果との対応

- 椎谷層上面の深度分布から敷地周辺に存在する高町背斜、真殿坂向斜及び後谷背斜の特徴を整理。
- それぞれの背斜及び向斜は地下構造モデルを設定している範囲においては以下の通り特徴づけられる。
 - 高町背斜と真殿坂向斜及び後谷背斜は軸の方向が異なる。
 - 地下構造モデルを設定している範囲において、後谷背斜及び真殿坂向斜は南西方向にプランジしているのに対し、高町背斜は軸方向の顕著な傾斜は確認されない。

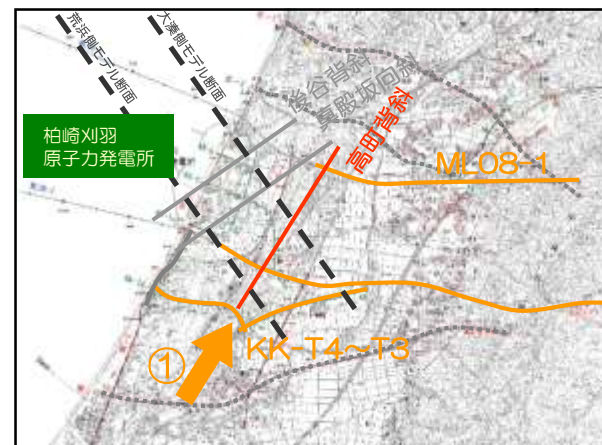


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

c. 反射法地震探査結果との対応

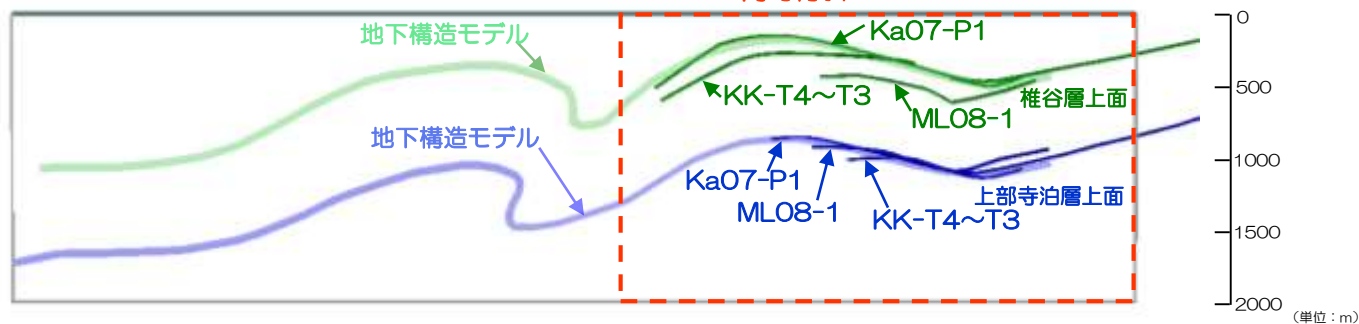
- 椎谷層及び上部寺泊層上面の深度分布について、反射法地震探査結果と2次元地下構造モデルの対応関係を確認。



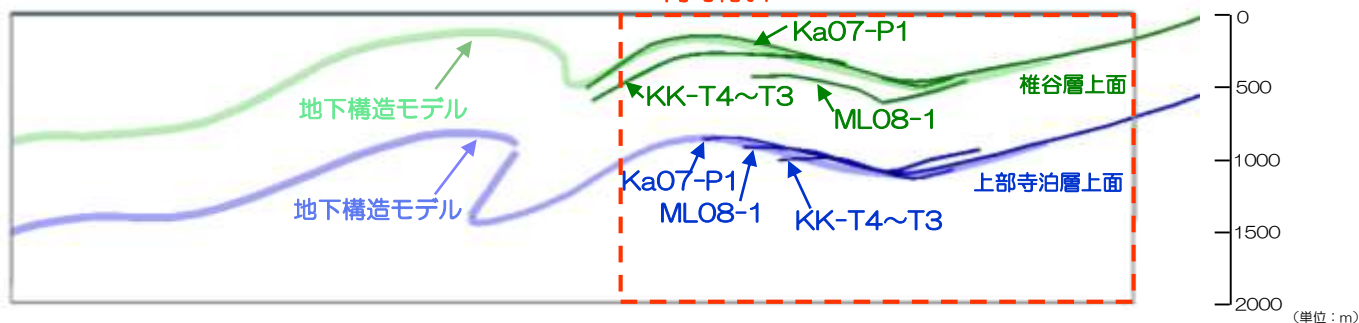
①高町背斜

- N32° E, 傾斜0° に各測線の解釈線を見通した場合、高町背斜部の各測線の解釈線が概ね重なる。
- そのため、高町背斜は敷地周辺では上記の方向に2次元的に連続していると考え、地下構造モデルへ反映している。

荒浜側モデル断面との比較



大湊側モデル断面との比較



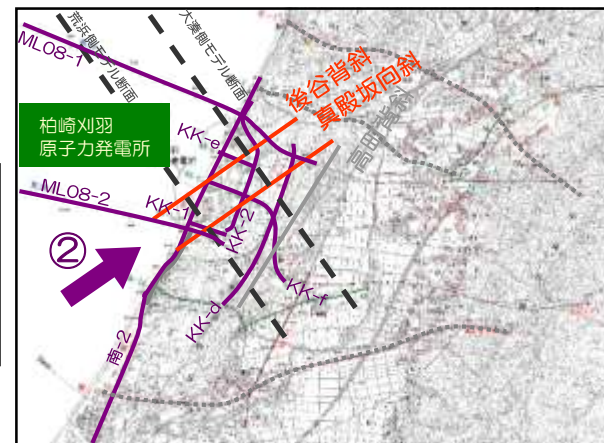
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

c. 反射法地震探査結果との対応

② 真殿坂向斜・後谷背斜

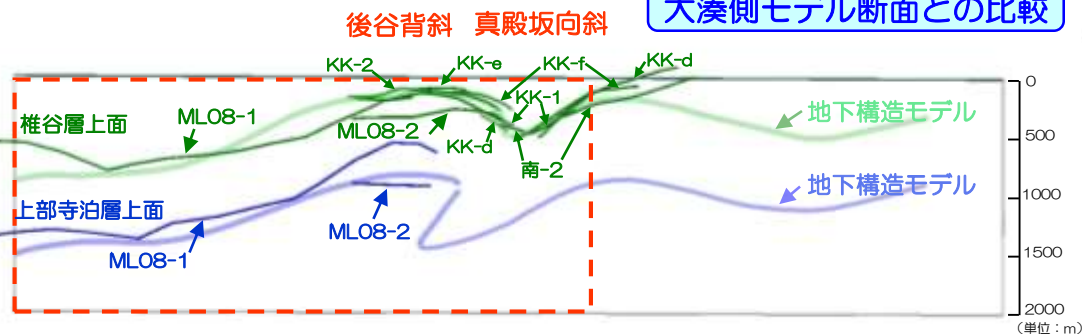
- N55° E, 傾斜5° (北東上がり) の方向で各測線の解釈線を見通した場合, 後谷背斜及び真殿坂向斜部の各測線の解釈線が概ね重なる。
- そのため, これらの構造は敷地周辺では上記の方向に2次元的に連続していると考え, 地下構造モデルへ反映している。



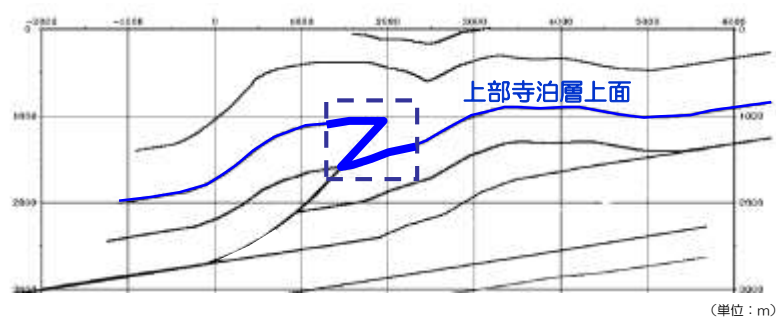
荒浜側モデル断面との比較



大湊側モデル断面との比較



バランス断面法の参照



- 真殿坂向斜の褶曲部は, 明瞭な反射断面が得られていないことから, バランス断面法による推定結果を参考に, 高町背斜及び後谷背斜の解釈線をなめらかにつなぎモデル化。

- 反射断面と2次元モデルは整合しており, 2次元地下構造モデルは適切に設定されている。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

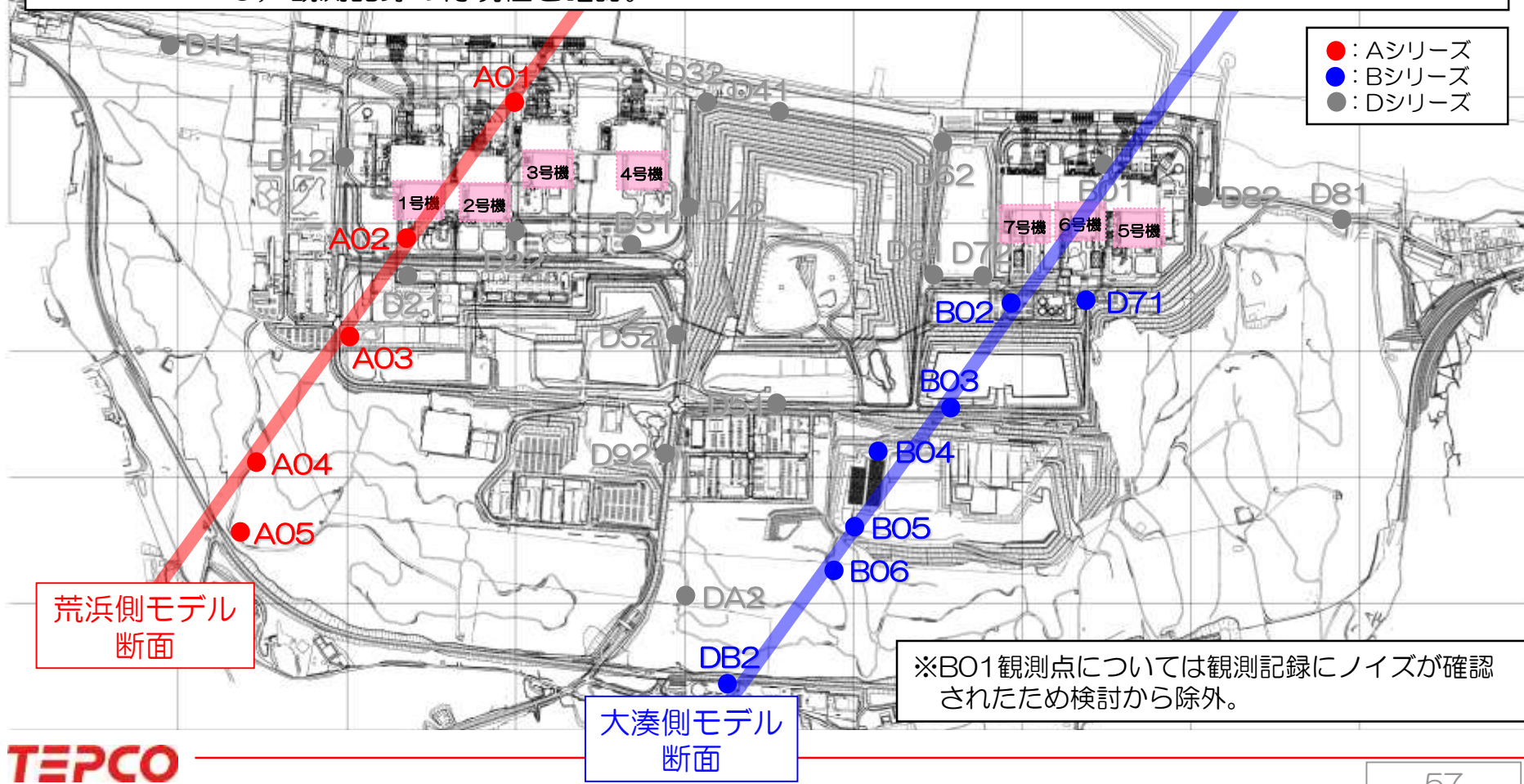
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d.水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

■ 作成した2次元地下構造モデルについて、以下の検討を実施。

【検討1】 水平アレイ観測地点の記録に基づき、1次元地下構造モデルを評価し、反射法地震探査結果や2次元地下構造モデルとの対応関係を確認。

【検討2】 2次元地下構造モデルにおける水平アレイ観測地点の投影位置の1次元地下構造モデルを抽出し、観測記録の再現性を確認。



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応【検討1】

■ 水平アレイ観測点について、梅田・小林(2010)に基づき、P波部H/Vスペクトル比、レシーバー関数及びコーダ部H/Vスペクトル比をジョイントインバージョンし、各観測点の1次元地下構造モデルを評価。

モデル作成の流れ

深部地盤物性の同定

鉛直アレイ付近に設置されている代表3点(A02, D71, DB2)について深部の地盤物性を同一とした逆解析により物性値を同定。

地下構造モデルの評価

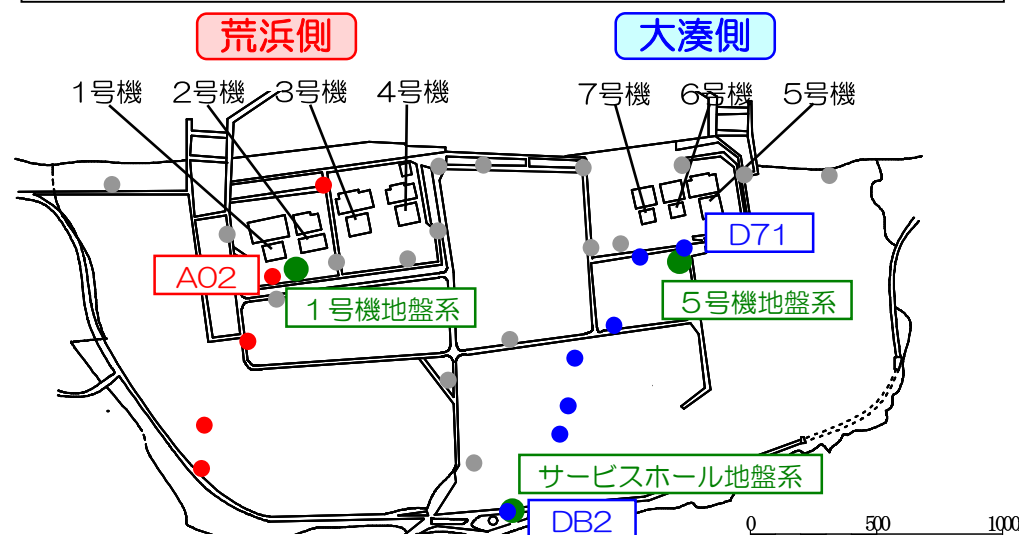
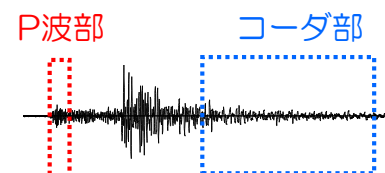
同定した深部の物性値を各観測点に適用して、各観測点の逆解析を行い1次元地下構造モデルを評価。

	層厚	物性
浅部	単点逆解析	単点逆解析
深部	単点逆解析	3地点逆解析

2次元モデルとの比較

推定した1次元地下構造モデルを2次元地下構造モデルに投影し、両者の対応関係について確認。

- P波部のH/Vスペクトル比には、速度構造・減衰等の情報が含まれる。
 - P波部のレシーバー関数には、地震基盤以浅の速度構造に関係する量であるPS-P時間の情報等が含まれる。
 - コーダ部のH/Vスペクトル比には、表面波による影響が多く含まれていることから、地震基盤以浅の速度構造の情報が含まれる。
- これらをジョイントインバージョンすることで精度の高い地下構造モデルを推定する。



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

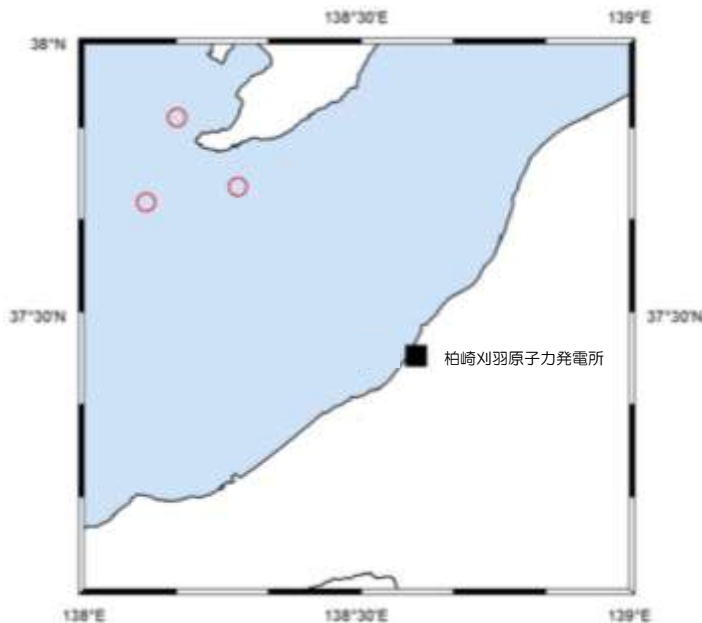
- 検討対象とした地震はすべての観測点で記録が得られていることを前提とし、以下の観点から選定。
 - P波部の検討においては、P波初動が記録されており、S/N比が良いM4.0~6.0で震央距離が近い地震を選定。
 - コーダ部の検討においては、M6.5以上の表面波が十分含まれている地震を選定。

P波部の検討に用いる地震

発震日時	震源深さ (km)	Mj	震央距離 (km)
2011/05/06 08:00	18	4.2	54
2011/11/26 09:05	24	4.3	45
2012/02/08 21:01	14	5.7	63

コーダ部の検討に用いる地震

発震日時	震源深さ (km)	Mj	震央距離 (km)
2011/03/12 00:13	22	6.7	342
2011/03/12 03:59	8	6.7	48
2011/04/11 17:16	6	7.0	191
2011/07/31 03:53	57	6.5	240



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

- 代表3点 (A02,D71,DB2) について深部の地盤物性を同一とした逆解析により物性値を同定。
- 遺伝的アルゴリズムを用い層厚, S波速度, P波速度, Q_s , Q_p , を未知数として探索する。
- 探索範囲は基本的に3観測点で共通とし, 大深度ボーリング等のPS検層結果や反射法地震探査結果が反映された2次元地下構造モデルを参考に設定。

地質	層 No.	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	Q_s^{*3}		Q_p^{*3}	
						Q_0	n	Q_0	n
表層	1	1~50	※1	100~300	200~1000※2	1~20	0~1	1~20	※4
	2	1~50	※1	300~400	400~1600	1~20	0~1	1~20	
	3	1~250	※1	400~500	1400~1800	1~20	0~1	1~20	
西山層	4	1~250	1.7	500~700	1400~2000	1~20	0~1	1~20	
	5	1~500	1.7	600~800	1700~2100	5~40	0~1	5~40	
椎谷層	6	1~500	2.1	700~1000	1800~2400	5~50	0~1	5~50	
	7	300~1100	2.1	1000~1500	2000~2800	5~100	0.5~1	5~100	
上部寺泊層	8	300~1200	2.3	1200~1870	2400~3470	5~100	0.5~1	5~100	
下部寺泊層	9	700~1500	2.4	1800~2200	3990~4410	5~100	0.5~1	5~100	
七谷層 グリーン タフ	10	1000~1400	2.5	2340~2860	4370~4830	5~100	0.5~1	5~100	
基盤岩	11	800~1200	2.6	2790~3410	4940~5460	5~100	0.5~1	5~100	
	12	—	2.7	3060~3740	5410~5990	5~100	0.5~1	5~100	

※1 : Kobayashi et al.(2000)に基づきS波速度に連動。 ※2 : DB2観測点はPS検層結果に基づき200~700(m/s)と設定。

※3 : $Q(f) = Q_0 \times f^n$ を仮定。 ※4 : Q_s と同じ値とする。

■ : 大深度PS検層結果から下部寺泊層以深について3観測点で共通とする。

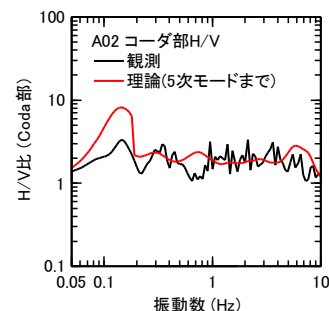
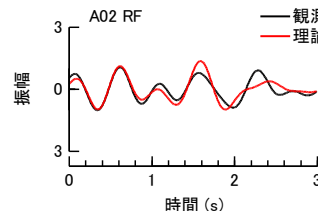
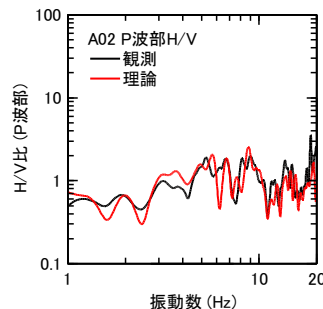
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

■ 逆解析結果は観測記録を良好に再現できており、適切に深部物性が同定できていると考えられる。

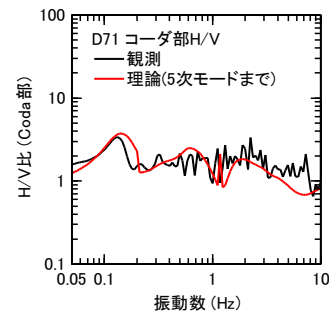
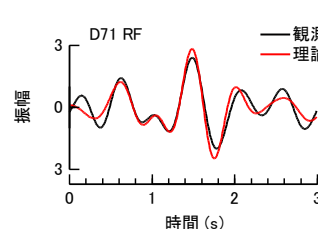
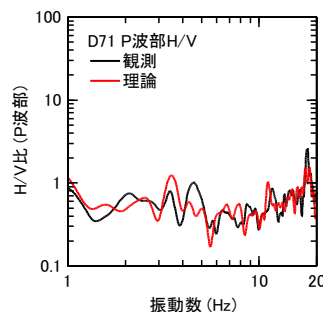
A02

層 №	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	6.2	1.68	179	812	8.2	0.87	2.9	0.87
2	28.1	1.79	342	1214	10	0.78	6.2	0.78
3	58.9	1.86	473	1437	13	0.68	8.0	0.68
4	57.0	1.70	625	1628	16	0.87	9.4	0.87
5	117.1	1.70	764	1807	15	0.71	13	0.71
6	383.3	2.10	893	2071	19	0.32	6.5	0.32
7	350.4	2.10	1323	2654	14	0.52	8.5	0.52
8	985.4	2.30	1684	3290	16	0.81	5.2	0.81
9	1170.8	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1008.4	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1091.4	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12	-	2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



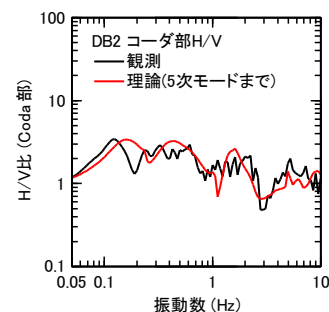
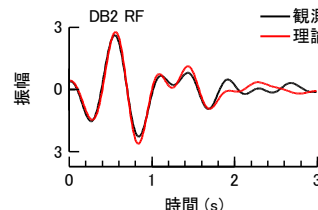
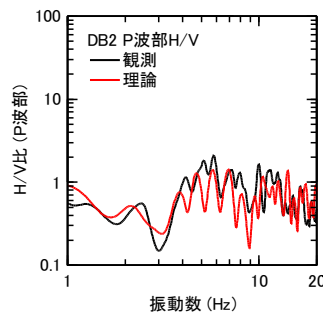
D71

層 №	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	14.9	1.72	224	475	8.0	0.85	4.4	0.85
2	23.1	1.80	361	727	16	0.37	14	0.37
3	17.1	1.86	475	1601	16	0.23	15	0.23
4	70.6	1.70	584	1927	18	0.51	17	0.51
5	84.3	1.70	705	2043	14	0.74	7.7	0.74
6	69.4	2.10	966	2135	21	0.60	9.8	0.60
7	842.3	2.10	1381	2780	25	0.91	12	0.91
8	683.3	2.30	1786	3271	27	0.80	12	0.80
9	1171.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1168.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	878.0	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12	-	2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



DB2

層 №	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	32.7	1.72	225	461	4.9	0.38	1.8	0.38
2	6.8	1.79	345	732	8.3	0.19	3.7	0.19
3	118.9	1.87	491	1527	13	0.38	5.4	0.38
4	20.3	1.70	568	1740	15	0.50	10	0.50
5	19.0	1.70	653	1987	9.8	0.59	5.9	0.59
6	69.1	2.10	980	2163	12	0.91	9.9	0.91
7	326.8	2.10	1156	2495	19	0.63	7.8	0.63
8	531.1	2.30	1832	3327	19	0.85	10	0.85
9	1390.6	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1270.5	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	951.6	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12	-	2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

- 深部地盤物性を代表3点の逆解析結果で固定し、各地点単独に、遺伝的アルゴリズムを用い層厚、S波速度、P波速度、 Q_s 、 Q_p 、を未知数として探索する。
- 探索範囲は代表3点の逆解析と同様とする。
- 地下構造モデルの評価は、代表3点を再度、単点で逆解析し、鉛直アレイ観測記録との対応を確認した上で、その他地点の逆解析を実施する。

地質	層 No.	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	Q_s *3		Q_p *3		
						Q_0	n	Q_0	n	
表層	1	1~50	※1	100~300	200~1000*2	1~20	0~1	1~20	※4	
	2	1~50	※1	300~400	400~1600	1~20	0~1	1~20		
	3	1~250	※1	400~500	1400~1800	1~20	0~1	1~20		
西山層	4	1~250	1.7	500~700	1400~2000	1~20	0~1	1~20		
	5	1~500	1.7	600~800	1700~2100	5~40	0~1	5~40		
椎谷層	6	1~500	2.1	700~1000	1800~2400	5~50	0~1	5~50		
	7	300~1100	2.1	1000~1500	2000~2800	5~100	0.5~1	5~100		
上部寺泊層	8	300~1200	2.3	1200~1870	2400~3470	5~100	0.5~1	5~100		
下部寺泊層	9	700~1500	2.40	1994	4131	23	0.83	16		0.83
七谷層 グリーン タフ	10	1000~1400	2.50	2498	4510	25	0.71	14		0.71
基盤岩	11	800~1200	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70	
	12	—	2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78	

※1：Kobayashi et al.(2000)に基づきS波速度に連動。 ※2：DB2観測点はPS検層結果に基づき200~700(m/s)と設定。

※3： $Q(f) = Q_0 \times f^n$ を仮定。 ※4： Q_s と同じ値とする。

■：3地点逆解析結果から全地点で共通とする。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

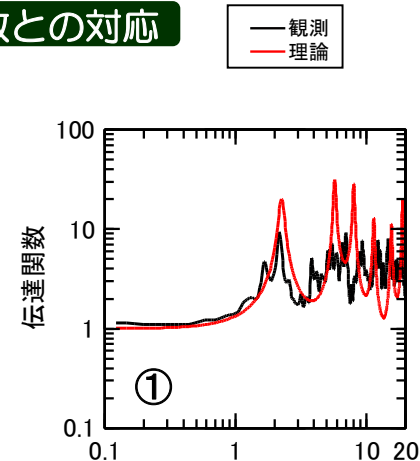
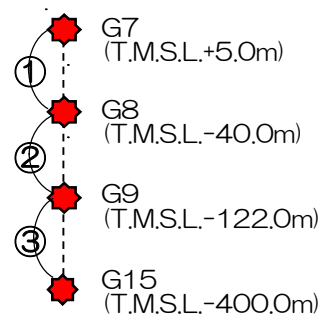
■ 3地点逆解析による深部地盤物性を用い、単点逆解析により地下構造モデルを評価。

地下構造モデルの推定結果

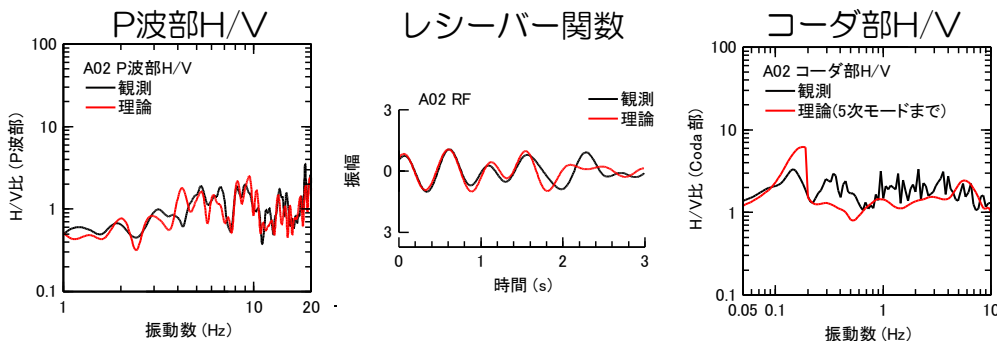
層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	4.0	1.62	104	632	17	0.74	6.1	0.74
2	25.4	1.78	317	675	9.2	0.54	4.0	0.54
3	5.9	1.86	462	1455	12	0.78	6.2	0.78
4	81.6	1.70	578	1527	12	0.59	8.2	0.59
5	494.5	1.70	799	1912	14	0.39	5.7	0.39
6	15.0	2.10	910	2061	16	0.87	14	0.87
7	560.6	2.10	1408	2795	31	0.83	15	0.83
8	917.1	2.30	1731	3470	22	0.82	9.0	0.82
9	748.9	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1007.7	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1010.8	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78

■ A02観測点近傍の1号機鉛直アレイの伝達関数と同定した地下構造モデルの伝達関数を比較し、評価手法の妥当性を確認。

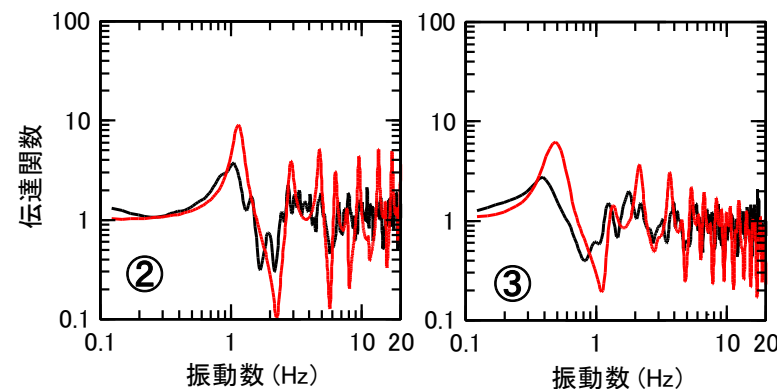
鉛直アレイ伝達関数との対応



観測記録の再現性



■ ターゲットとした観測記録を良好に再現。



■ 観測記録を良好に再現。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

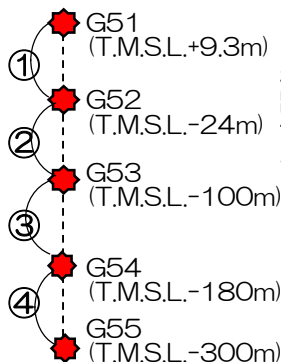
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

■ 3地点逆解析による深部地盤物性を用い、単点逆解析により地下構造モデルを評価。

■ D71観測点近傍の5号機鉛直アレイの伝達関数と同定した地下構造モデルの伝達関数を比較し、評価手法の妥当性を確認。

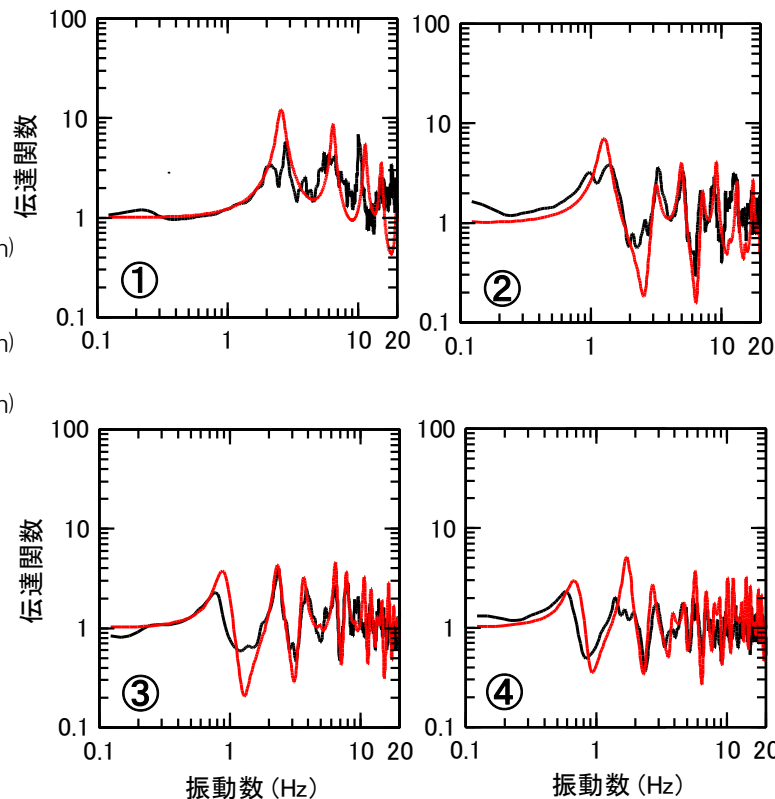
地下構造モデルの推定結果

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	14.8	1.73	242	554	5.7	0.56	2.7	0.56
2	13.9	1.81	368	1190	5.0	0.52	3.2	0.52
3	28.4	1.86	465	1495	7.1	0.70	4.2	0.70
4	66.4	1.70	633	1720	7.2	0.71	4.9	0.71
5	40.3	1.70	694	1836	9.8	0.74	6.8	0.74
6	113.5	2.10	854	1953	17	0.82	14	0.82
7	869.5	2.10	1285	2596	20	0.76	14	0.76
8	619.8	2.30	1826	3413	25	0.92	16	0.92
9	1073.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1169.1	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	890.8	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78

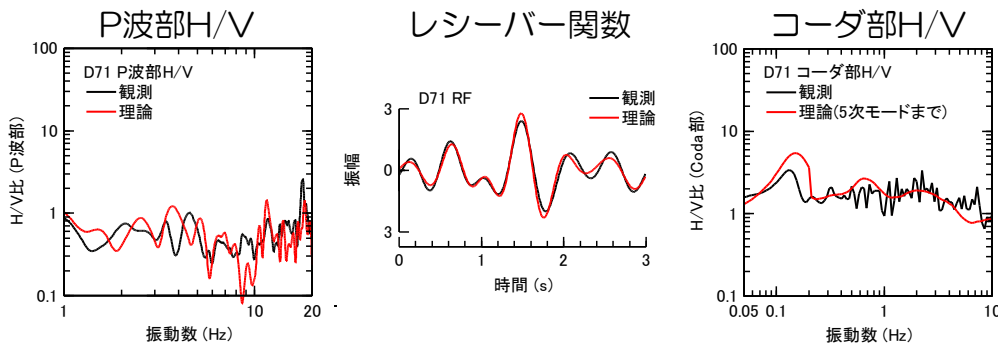


鉛直アレイ伝達関数との対応

— 観測
— 理論



観測記録の再現性



■ ターゲットとした観測記録を良好に再現。

■ 観測記録を良好に再現。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

■ 3地点逆解析による深部地盤物性を用い、単点逆解析により地下構造モデルを評価。

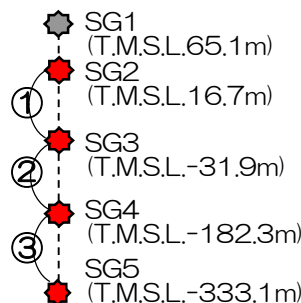
地下構造モデルの推定結果

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	31.3	1.73	245	480	13	0.64	4.7	0.64
2	10.3	1.81	382	564	11	0.69	3.9	0.69
3	84.4	1.87	482	1511	7.9	0.82	2.7	0.82
4	34.9	1.70	578	1553	6.2	0.67	2.2	0.67
5	78.9	1.70	791	1916	13	0.79	5.3	0.79
6	159.6	2.10	837	2371	17	0.91	6.9	0.91
7	311.0	2.10	1404	2783	34	0.80	14	0.80
8	672.3	2.30	1869	3360	27	0.54	9.1	0.54
9	1196.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1098.1	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	974.6	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78

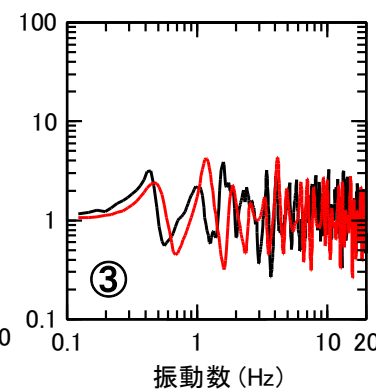
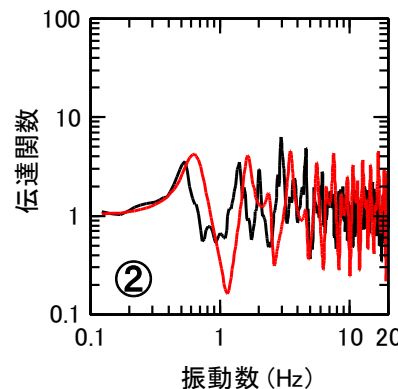
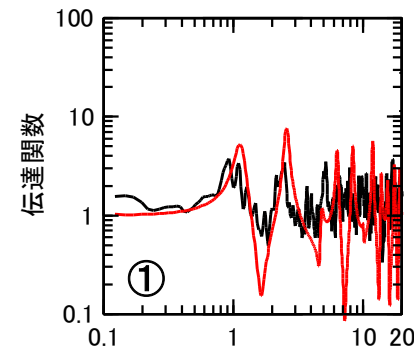
■ DB2観測点近傍のサービスホール鉛直アレイの伝達関数と同定した地下構造モデルの伝達関数を比較し、評価手法の妥当性を確認。

鉛直アレイ伝達関数との対応

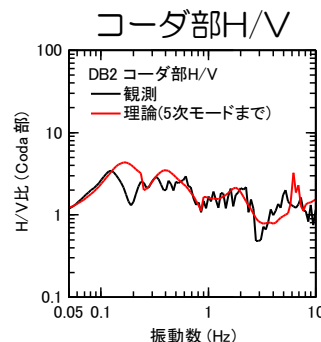
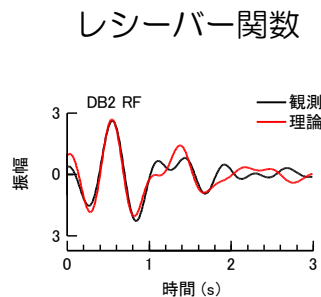
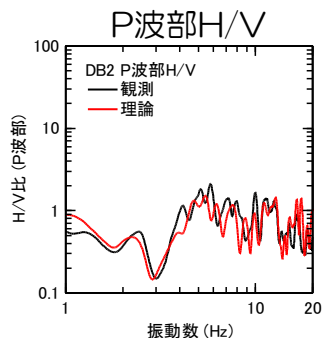
— 観測
— 理論



※SG1はノイズの影響により除外



観測記録の再現性



■ ターゲットとした観測記録を良好に再現。

■ 観測記録を良好に再現。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

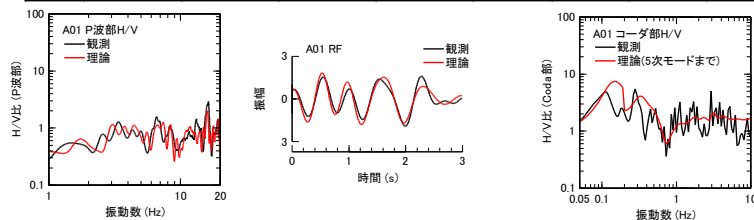
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

■ 代表3点について、評価手法の妥当性が確認できたため、その他の観測点について逆解析を実施。

Aシリーズ

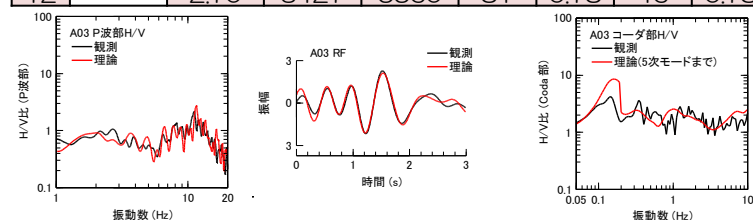
A01

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	2.9	1.71	220	883	5.7	0.81	3.0	0.81
2	13.0	1.79	336	1455	5.2	0.55	2.9	0.55
3	149.8	1.83	418	1578	9.3	0.83	3.6	0.83
4	98.8	1.70	565	1744	6.3	0.88	2.9	0.88
5	136.8	1.70	781	1907	12	0.89	7.9	0.89
6	17.1	2.10	896	2166	18	0.96	8.8	0.96
7	351.7	2.10	1355	2641	27	0.67	13	0.67
8	1119.5	2.30	1615	3203	31	0.68	16	0.68
9	1042.4	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1211.9	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1004.1	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



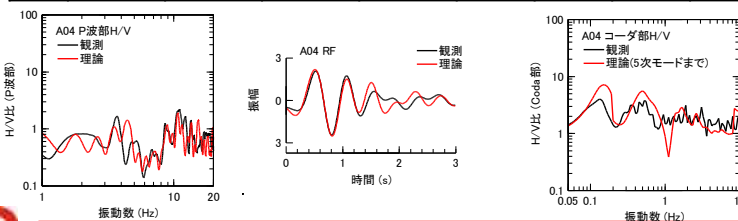
A03

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	3.7	1.67	165	432	6.1	0.74	3.3	0.74
2	30.1	1.77	301	799	8.2	0.78	5.0	0.78
3	31.9	1.86	462	1587	6.7	0.64	3.6	0.64
4	62.1	1.70	622	1932	7.6	0.45	3.2	0.45
5	383.1	1.70	789	1986	13	0.42	5.1	0.42
6	15.6	2.10	908	2192	17	0.25	8.6	0.25
7	401.2	2.10	1388	2701	23	0.63	9.4	0.63
8	783.7	2.30	1569	3263	27	0.70	15	0.70
9	1160.5	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1081.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	886.3	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



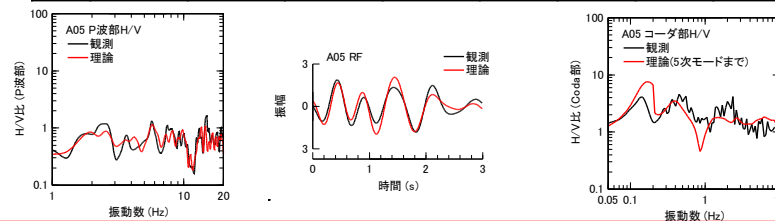
A04

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	20.1	1.75	266	535	9.0	0.48	4.3	0.48
2	12.8	1.78	313	1174	12	0.72	5.1	0.72
3	126.4	1.83	409	1785	18	1.00	8.6	1.00
4	25.5	1.70	587	1941	14	0.87	8.5	0.87
5	16.3	1.70	681	1962	13	0.81	7.9	0.81
6	9.9	2.10	926	1966	15	0.68	7.0	0.68
7	792.8	2.10	1453	2767	17	0.51	5.8	0.51
8	966.5	2.30	1495	3254	7.6	0.70	5.1	0.70
9	704.1	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1085.9	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1101.7	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



A05

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	6.3	1.70	195	978	15	0.71	6.3	0.71
2	25.5	1.77	302	1042	15	0.75	6.9	0.75
3	152.8	1.83	407	1480	13	0.99	4.7	0.99
4	78.1	1.70	696	1489	11	0.66	4.1	0.66
5	34.0	1.70	794	1718	17	0.63	8.2	0.63
6	69.5	2.10	927	1846	18	0.40	7.3	0.40
7	632.3	2.10	1371	2765	16	0.68	14	0.68
8	577.8	2.30	1528	3006	25	0.68	16	0.68
9	1062.4	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1051.1	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	880.6	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



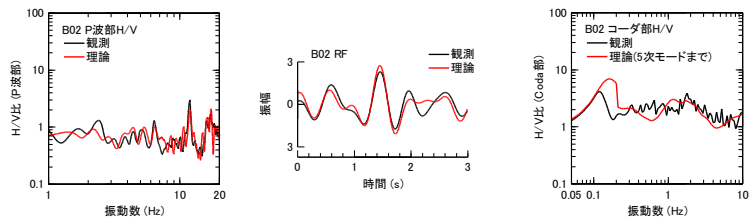
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

Bシリーズ

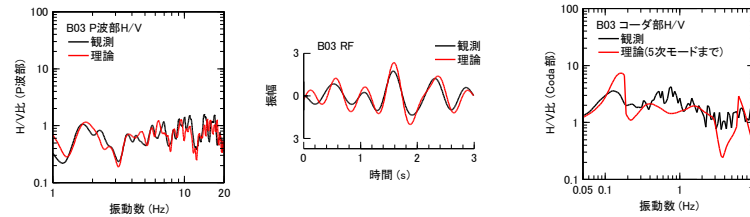
B02

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	2.2	1.70	201	616	6.2	0.89	3.7	0.89
2	22.0	1.78	323	1040	7.9	0.69	5.0	0.69
3	16.6	1.84	434	1582	8.7	0.92	4.8	0.92
4	39.6	1.70	641	1865	12	0.79	5.5	0.79
5	64.5	1.70	794	1956	6.9	0.80	5.6	0.80
6	394.3	2.10	818	2123	22	0.98	14	0.98
7	496.2	2.10	1396	2687	37	0.91	14	0.91
8	611.5	2.30	1807	3254	40	0.60	22	0.60
9	1112.0	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1090.3	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	882.8	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



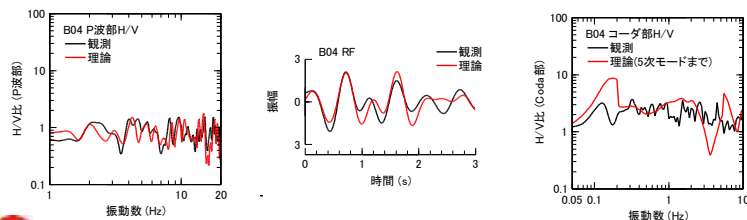
B03

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	19.1	1.67	164	856	15	0.89	5.3	0.89
2	39.4	1.80	359	950	13	0.84	6.0	0.84
3	38.5	1.87	497	1578	3.3	0.51	1.5	0.51
4	55.6	1.70	565	1750	6.8	0.79	4.8	0.79
5	52.2	1.70	693	1788	8.8	0.85	7.1	0.85
6	248.9	2.10	873	1967	19	0.49	8.1	0.49
7	349.7	2.10	1366	2778	17	0.60	5.8	0.60
8	1167.0	2.30	1457	3313	32	0.90	22	0.90
9	722.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1021.5	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1009.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



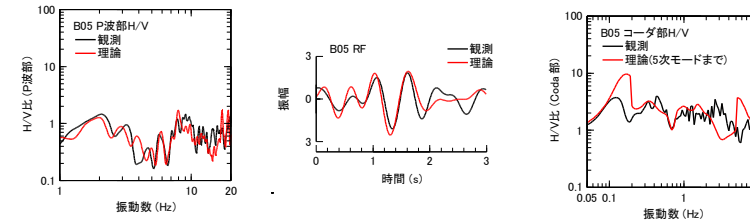
B04

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	18.3	1.65	141	993	8.7	0.64	4.0	0.64
2	27.3	1.81	376	1196	5.4	0.84	3.5	0.84
3	32.1	1.84	429	1502	8.1	0.83	4.0	0.83
4	131.1	1.70	636	1568	15	0.71	10	0.71
5	65.2	1.70	737	1872	11	0.87	8.1	0.87
6	244.4	2.10	800	2273	20	0.97	13	0.97
7	556.8	2.10	1363	2699	19	0.59	7.7	0.59
8	672.2	2.30	1816	3367	29	0.68	17	0.68
9	900.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1174.4	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1100.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



B05

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	23.1	1.68	180	431	13	0.61	5.5	0.61
2	30.4	1.79	340	1532	15	0.86	5.8	0.86
3	66.1	1.84	436	1761	6.5	0.81	3.3	0.81
4	46.0	1.70	535	1938	8.2	0.89	5.0	0.89
5	219.9	1.70	638	1978	15	0.85	13	0.85
6	56.4	2.10	904	2322	15	0.50	9.0	0.50
7	1011.7	2.10	1430	2751	33	0.74	15	0.74
8	384.7	2.30	1727	3151	27	0.84	23	0.84
9	883.8	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1112.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1172.8	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



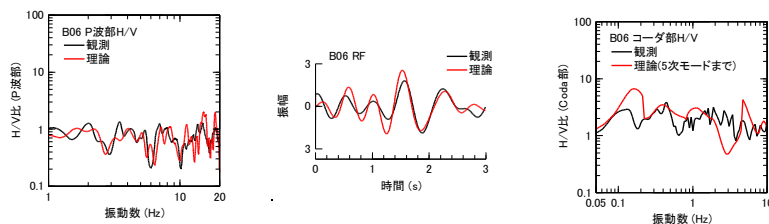
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

B, D
シリーズ

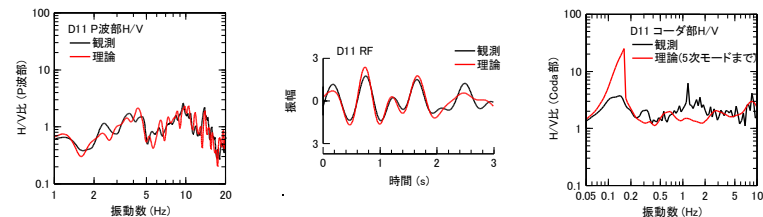
B06

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	22.0	1.66	149	707	11	0.32	5.0	0.32
2	34.0	1.77	309	1017	15	0.76	9.2	0.76
3	37.7	1.87	490	1555	8.6	0.93	3.2	0.93
4	106.4	1.70	567	1717	12	0.56	4.6	0.56
5	157.3	1.70	781	1901	18	0.28	8.9	0.28
6	83.0	2.10	980	2157	13	0.45	6.2	0.45
7	409.1	2.10	1428	2769	35	0.62	12	0.62
8	905.4	2.30	1613	3121	37	0.84	16	0.84
9	866.8	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1158.5	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1104.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



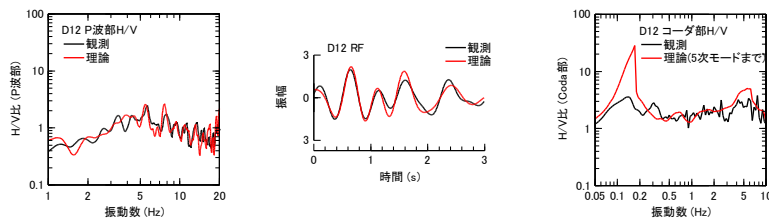
D11

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	3.6	1.65	140	632	8.1	1.00	2.9	1.00
2	17.4	1.77	303	1418	13	0.74	6.8	0.74
3	82.0	1.84	431	1669	18	0.74	10	0.74
4	158.9	1.70	639	1681	11	0.99	3.9	0.99
5	495.7	1.70	795	1933	13	0.99	5.1	0.99
6	62.5	2.10	865	2058	11	0.85	5.4	0.85
7	860.6	2.10	1462	2793	12	1.00	9.0	1.00
8	445.7	2.30	1608	3034	10	0.54	8.0	0.54
9	765.9	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1217.0	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1173.0	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



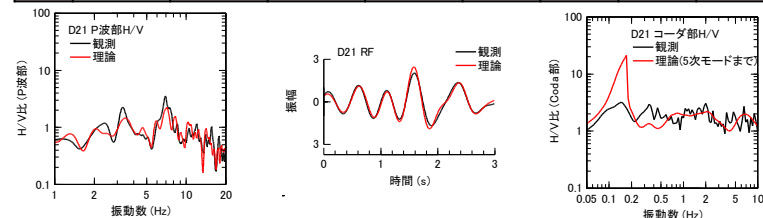
D12

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	4.8	1.64	128	613	5.2	0.59	2.2	0.59
2	7.7	1.80	355	1408	7.9	0.89	4.6	0.89
3	38.7	1.83	414	1432	8.8	0.87	5.6	0.87
4	184.4	1.70	543	1523	17	1.00	5.9	1.00
5	474.9	1.70	797	1867	15	0.84	5.2	0.84
6	85.6	2.10	987	2064	20	0.73	7.6	0.73
7	677.9	2.10	1438	2793	20	0.93	17	0.93
8	327.3	2.30	1440	3043	18	0.93	8.2	0.93
9	956.2	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1095.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1129.2	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



D21

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	5.2	1.68	177	575	8.2	0.00	6.5	0.00
2	24.9	1.78	315	1552	8.3	0.50	3.7	0.50
3	12.7	1.86	469	1732	12	0.94	6.3	0.94
4	92.2	1.70	593	1799	8.6	0.95	2.9	0.95
5	495.4	1.70	783	1915	15	1.00	5.8	1.00
6	235.1	2.10	998	1953	17	1.00	14	1.00
7	797.6	2.10	1401	2699	9.1	0.97	8.6	0.97
8	315.0	2.30	1809	3261	29	0.88	23	0.88
9	701.9	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1199.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	811.4	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



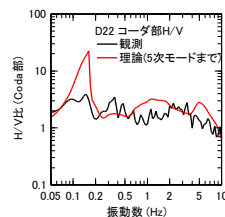
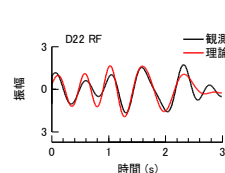
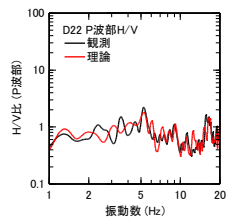
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

Dシリーズ

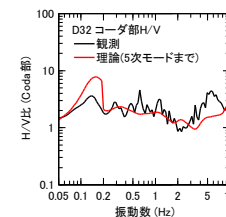
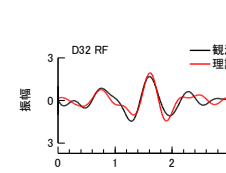
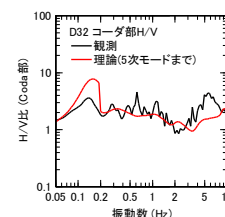
D22

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	6.7	1.66	154	920	16	0.25	13	0.25
2	28.4	1.77	308	1451	10	0.51	6.8	0.51
3	1.3	1.87	488	1598	3.9	0.79	2.0	0.79
4	70.9	1.70	571	1768	11	0.87	7.7	0.87
5	400.2	1.70	751	1858	13	0.47	11	0.47
6	252.5	2.10	908	1859	20	0.76	16	0.76
7	765.3	2.10	1241	2468	25	0.93	16	0.93
8	337.3	2.30	1609	3064	31	0.60	26	0.60
9	962.2	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1098.9	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1075.9	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



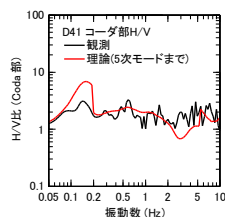
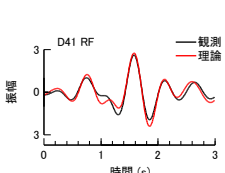
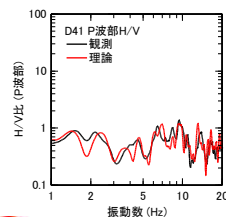
D32

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	2.5	1.66	154	860	9.7	0.44	7.7	0.44
2	38.3	1.77	304	1470	16	0.85	11	0.85
3	69.9	1.84	438	1601	14	0.99	6.6	0.99
4	157.4	1.70	693	1959	18	0.50	8.8	0.50
5	67.0	1.70	740	2025	13	0.51	12	0.51
6	222.3	2.10	989	2252	20	0.87	7.9	0.87
7	454.0	2.10	1295	2614	20	0.66	12	0.66
8	759.7	2.30	1642	3114	26	0.71	11	0.71
9	1090.9	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1205.3	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1024.2	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



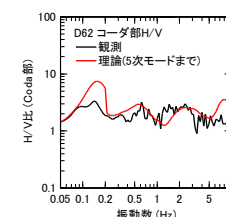
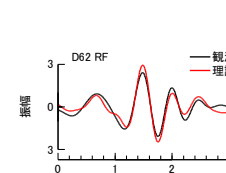
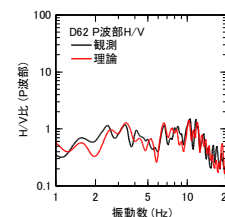
D41

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	35.7	1.74	260	729	5.9	0.99	4.2	0.99
2	12.6	1.80	361	966	15	0.76	7.3	0.76
3	57.3	1.87	485	1453	6.0	0.42	3.7	0.42
4	13.7	1.70	569	1652	5.0	0.78	4.0	0.78
5	203.4	1.70	793	1812	9.3	0.69	7.2	0.69
6	29.3	2.10	974	1920	11	0.72	6.7	0.72
7	610.6	2.10	1186	2770	23	0.80	11	0.80
8	695.3	2.30	1657	3094	33	0.82	12	0.82
9	1089.4	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1313.8	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	809.2	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



D62

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	3.5	1.65	135	402	2.5	0.86	1.4	0.86
2	20.8	1.77	302	1407	4.2	0.68	4.1	0.68
3	98.6	1.87	498	1622	7.9	0.74	6.4	0.74
4	28.2	1.70	633	1645	2.3	0.28	2.2	0.28
5	60.4	1.70	718	1848	11	0.50	8.5	0.50
6	142.6	2.10	956	1868	13	0.48	8.1	0.48
7	703.4	2.10	1256	2692	25	0.74	9.6	0.74
8	578.9	2.30	1626	3012	40	0.83	17	0.83
9	1058.7	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1266.6	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	901.0	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



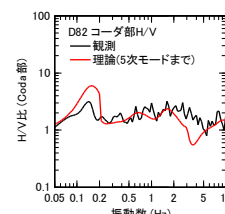
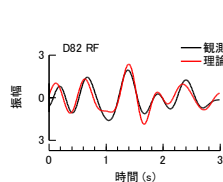
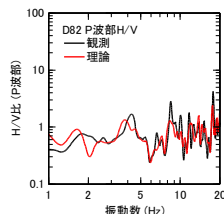
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

Dシリーズ

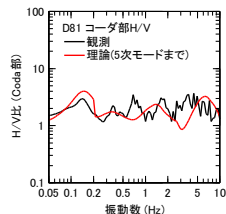
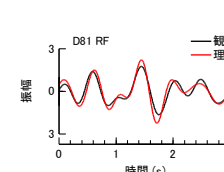
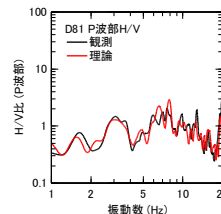
D82

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	1.8	1.68	169	964	6.1	0.94	2.2	0.94
2	26.6	1.78	321	1295	8.8	0.95	4.4	0.95
3	16.7	1.85	448	1639	4.6	0.82	2.3	0.82
4	17.6	1.70	621	1881	4.5	0.78	2.0	0.78
5	18.8	1.70	754	1962	8.8	1.00	6.2	1.00
6	192.9	2.10	815	2093	20	0.89	7.4	0.89
7	828.5	2.10	1282	2680	29	0.57	22	0.57
8	469.9	2.30	1583	3138	52	0.88	23	0.88
9	1132.6	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1107.3	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1195.1	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



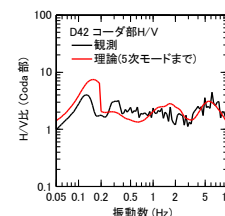
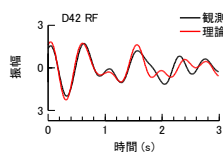
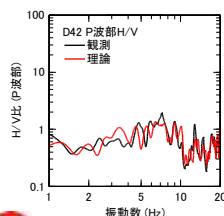
D81

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	4.3	1.64	132	972	7.4	0.27	3.1	0.27
2	31.6	1.81	381	1429	6.8	0.63	3.3	0.63
3	13.9	1.84	431	1631	2.5	0.90	1.7	0.90
4	10.1	1.70	671	1715	3.2	1.00	2.2	1.00
5	34.5	1.70	687	2044	7.8	0.95	5.3	0.95
6	314.8	2.10	880	2098	15	0.81	9.9	0.81
7	352.5	2.10	1259	2726	12	0.87	10	0.87
8	887.1	2.30	1706	3122	27	0.59	9.2	0.59
9	1086.1	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1385.9	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	816.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



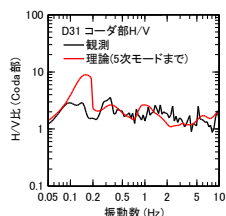
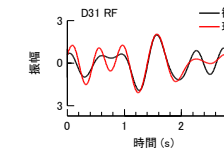
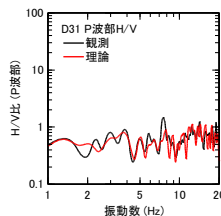
D42

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	5.7	1.67	160	857	3.8	1.00	2.3	1.00
2	21.3	1.82	392	1258	4.3	0.93	2.5	0.93
3	21.4	1.84	433	1425	2.0	0.96	1.0	0.96
4	25.2	1.70	659	1750	2.6	0.57	1.3	0.57
5	246.4	1.70	795	1997	9.9	0.74	7.6	0.74
6	214.6	2.10	842	2390	10	0.39	5.7	0.39
7	459.1	2.10	1258	2705	13	0.74	11	0.74
8	601.6	2.30	1684	3412	21	0.71	18	0.71
9	1297.2	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1299.7	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1185.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



D31

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	2.7	1.69	189	879	13	0.96	7.3	0.96
2	34.9	1.77	311	1016	8.7	0.99	3.9	0.99
3	44.7	1.84	432	1437	9.1	0.92	6.4	0.92
4	26.5	1.70	674	1738	15	0.89	5.9	0.89
5	247.2	1.70	740	1981	7.5	0.54	5.9	0.54
6	130.1	2.10	777	2393	8.8	0.29	7.3	0.29
7	660.2	2.10	1436	2769	24	0.68	18	0.68
8	602.1	2.30	1564	3245	34	0.84	27	0.84
9	1029.3	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1132.2	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1158.8	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



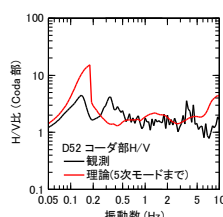
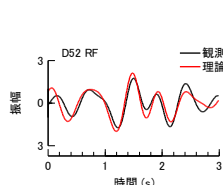
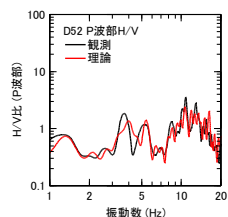
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

Dシリーズ

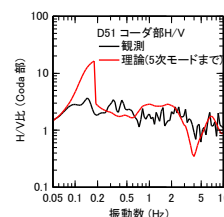
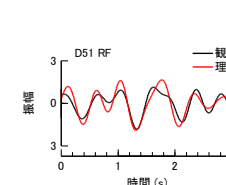
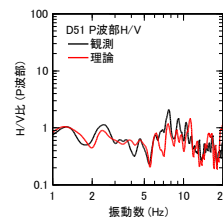
D52

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	2.5	1.63	120	625	3.9	0.76	2.8	0.76
2	20.9	1.80	361	782	3.9	0.71	3.6	0.71
3	49.5	1.86	475	1431	9.8	0.87	6.4	0.87
4	171.5	1.70	696	1455	15	0.79	10	0.79
5	220.7	1.70	796	1886	16	0.99	10	0.99
6	290.9	2.10	903	2037	13	0.99	5.8	0.99
7	390.6	2.10	1167	2603	20	0.96	11	0.96
8	617.1	2.30	1769	3283	17	0.80	11	0.80
9	1039.6	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1060.6	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1063.9	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



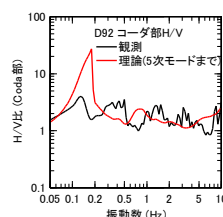
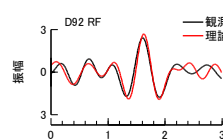
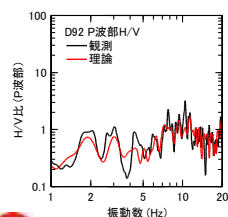
D51

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	17.3	1.66	152	840	20	0.00	9.3	0.00
2	26.4	1.81	370	853	20	0.20	6.6	0.20
3	51.1	1.84	432	1705	15	0.70	14	0.70
4	137.6	1.70	662	1822	17	0.99	6.5	0.99
5	213.7	1.70	706	2082	14	1.00	5.0	1.00
6	188.8	2.10	954	2118	6.7	0.51	6.2	0.51
7	527.3	2.10	1229	2625	20	0.51	19	0.51
8	494.5	2.30	1594	3246	47	0.98	20	0.98
9	1228.0	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1106.1	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1068.5	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



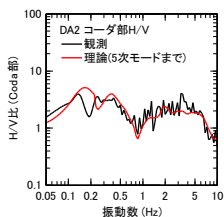
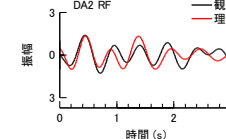
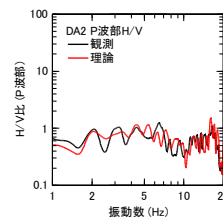
D92

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	3.7	1.70	199	528	2.8	0.94	2.8	0.94
2	38.8	1.79	341	816	10	0.85	7.0	0.85
3	63.2	1.86	472	1789	3.3	0.91	1.2	0.91
4	50.9	1.70	612	1813	6.2	0.75	2.7	0.75
5	442.4	1.70	750	2092	14	0.87	5.2	0.87
6	8.9	2.10	877	2128	13	0.95	5.4	0.95
7	740.2	2.10	1317	2697	26	0.76	10	0.76
8	348.8	2.30	1566	3307	27	0.75	20	0.75
9	918.8	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1169.8	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	805.7	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



DA2

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	9.7	1.71	213	850	7.0	0.37	4.3	0.37
2	27.0	1.80	354	1155	5.8	0.73	4.2	0.73
3	127.4	1.85	454	1589	6.5	0.99	4.8	0.99
4	139.1	1.70	696	1706	8.6	0.98	4.2	0.98
5	64.3	1.70	800	1827	11	0.63	7.3	0.63
6	3.8	2.10	875	2174	27	0.53	9.9	0.53
7	355.5	2.10	1457	2798	36	0.55	20	0.55
8	895.3	2.30	1789	3452	37	0.98	30	0.98
9	1017.5	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1062.5	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	997.6	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

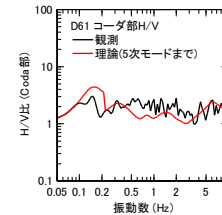
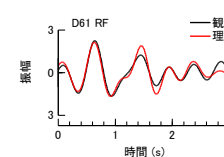
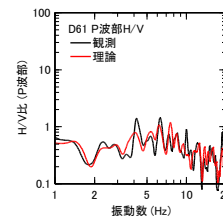
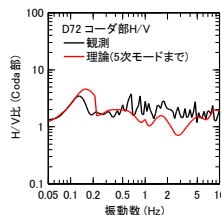
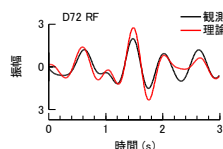
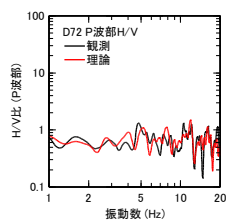
Dシリーズ

D72

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	3.2	1.67	160	555	15	0.20	8.1	0.20
2	44.3	1.77	312	1407	15	0.49	5.1	0.49
3	15.0	1.87	489	1752	11	0.22	6.8	0.22
4	111.3	1.70	555	1902	13	0.27	7.7	0.27
5	36.1	1.70	667	2025	9.8	0.47	5.4	0.47
6	203.7	2.10	949	2035	11	0.83	9.1	0.83
7	580.6	2.10	1316	2725	33	0.98	13	0.98
8	640.5	2.30	1805	3399	39	0.85	24	0.85
9	1091.5	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1262.6	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1017.4	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78

D61

層 No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
					Qo	n	Qo	n
1	4.7	1.66	148	805	6.3	0.02	5.1	0.02
2	32.6	1.78	319	1412	6.0	0.28	5.5	0.28
3	31.0	1.83	420	1535	6.9	0.71	3.5	0.71
4	116.8	1.70	572	1778	5.5	0.97	3.6	0.97
5	102.9	1.70	741	1905	11	0.75	6.4	0.75
6	219.6	2.10	982	2171	11	0.95	8.6	0.95
7	364.2	2.10	1309	2752	7.4	0.80	5.5	0.80
8	536.5	2.30	1794	3292	31	0.72	18	0.72
9	1409.1	2.40	1994	4131	23	0.83	16	0.83
10	1229.3	2.50	2498	4510	25	0.71	14	0.71
11	1014.9	2.60	3280	5354	38	0.70	20	0.70
12		2.70	3427	5560	81	0.78	46	0.78



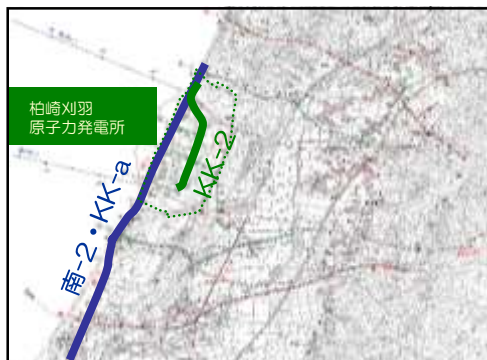
■ いずれの観測点においても観測記録を良好に再現。

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

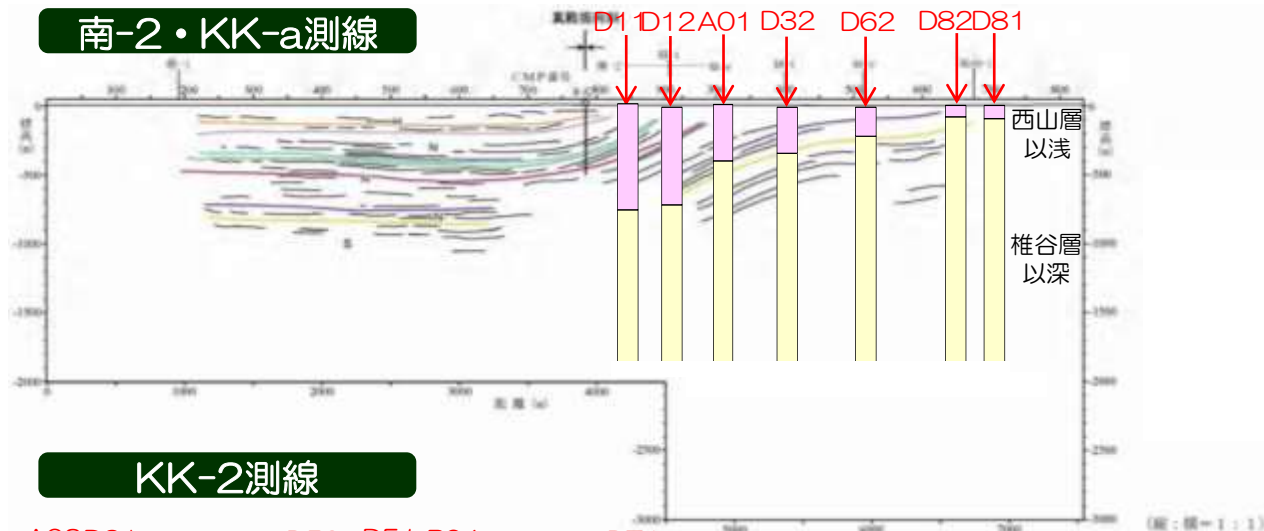
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

反射断面との比較

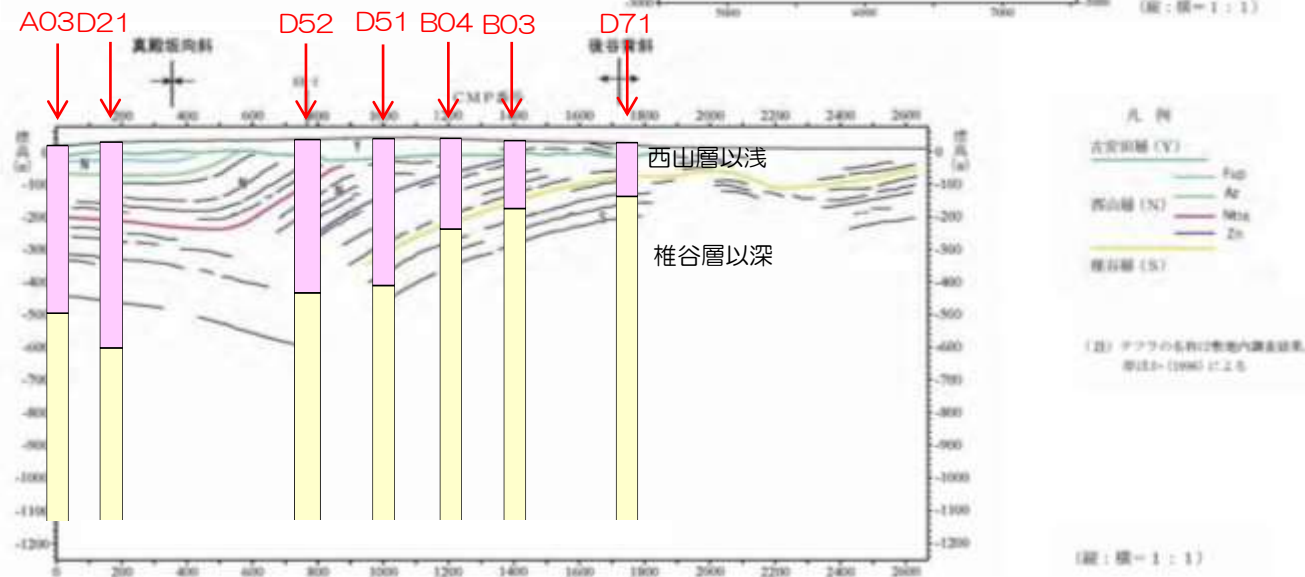
■ 推定された1次元地下構造モデルを反射断面に投影し、対応関係を整理。



南-2・KK-a測線



KK-2測線

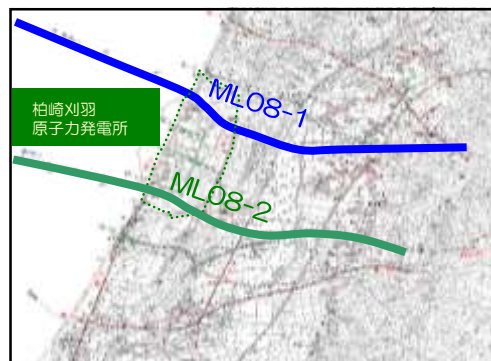


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

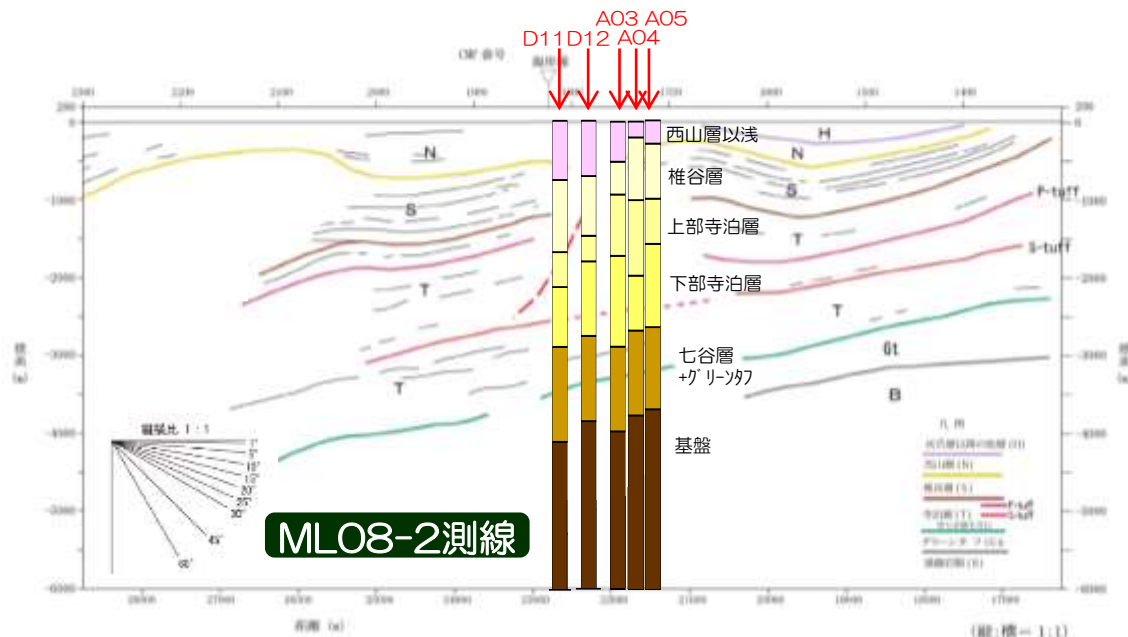
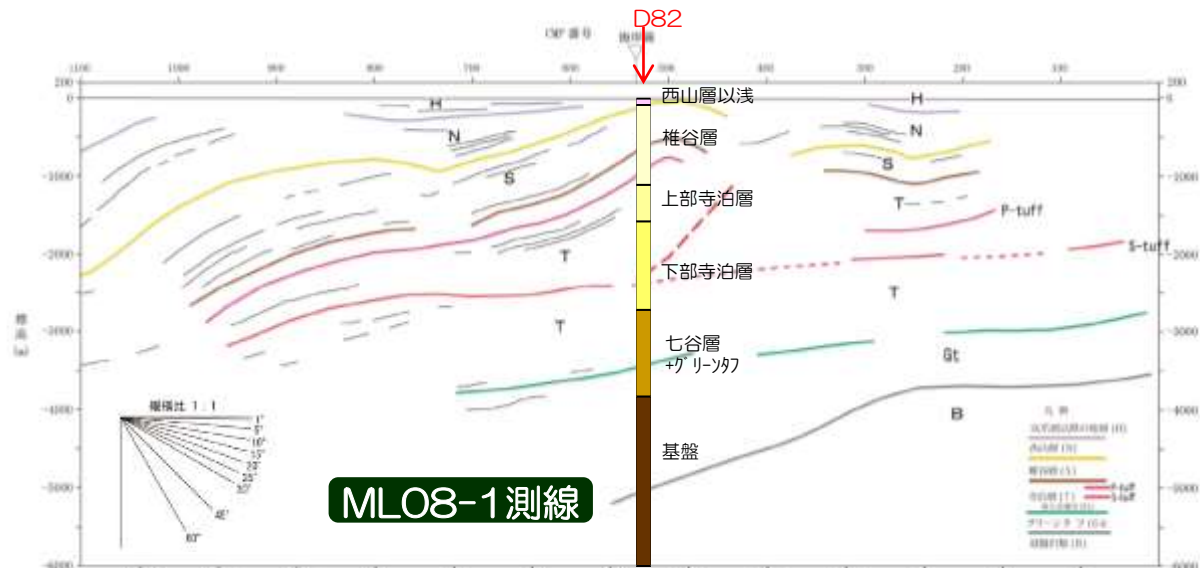
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

反射断面との比較

- 推定された1次元地下構造モデルは真殿坂向斜部に対応する観測点で椎谷層上面が深くなる傾向が見られ、反射断面と調和的。
- 一方、椎谷層以深については、反射断面と乖離している結果となっている。
- これは、不整形性が認められる地下構造を1次元の地下構造と仮定し逆解析しているため、差が生じていると考えられる。



西山層以浅	下部寺泊層
椎谷層	七谷層+グリーン矽
上部寺泊層	基盤岩

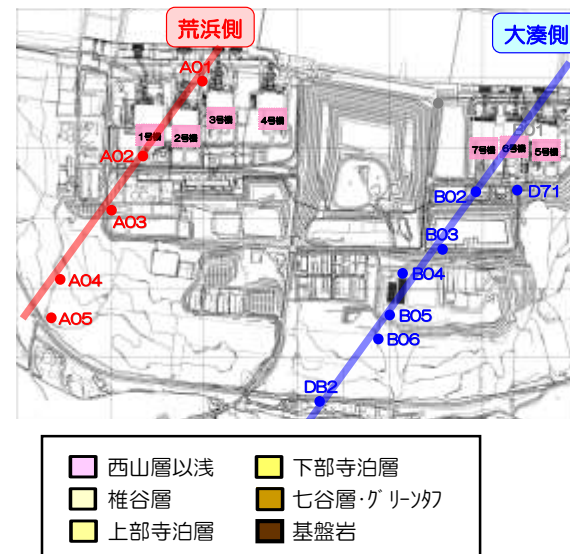


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

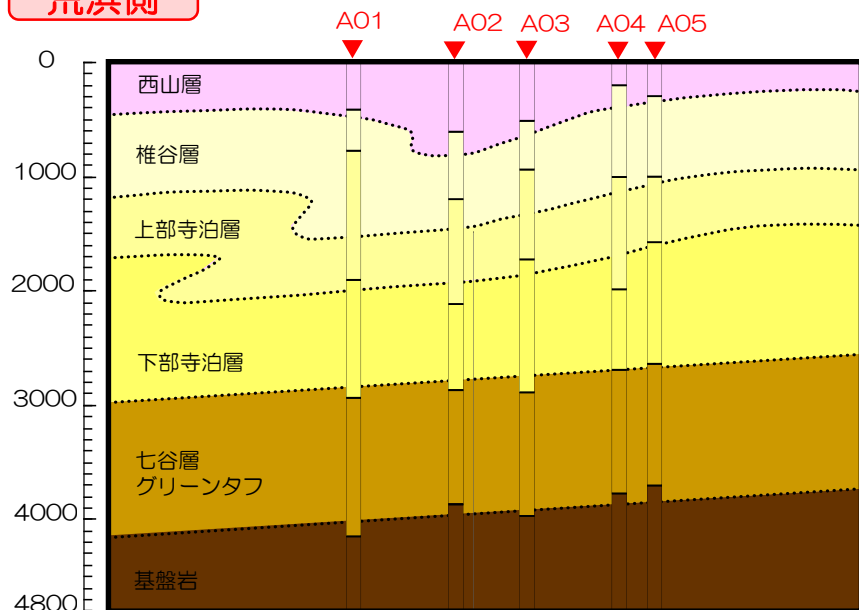
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d.水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応【検討1】

- 推定された1次元地下構造モデルを2次元地下構造モデルに投影し、対応関係を整理。
- 推定された1次元地下構造モデルは真殿坂向斜部に対応する観測点で椎谷層上面が深くなる傾向が見られ、2次元地下構造モデルと調和的。
- 一方、椎谷層以深については、特に真殿坂向斜付近の観測点において2次元地下構造モデルと乖離している結果となっている。
- これは、不整形性が認められる地下構造を1次元の地下構造と仮定し逆解析しているため、差が生じていると考えられる。

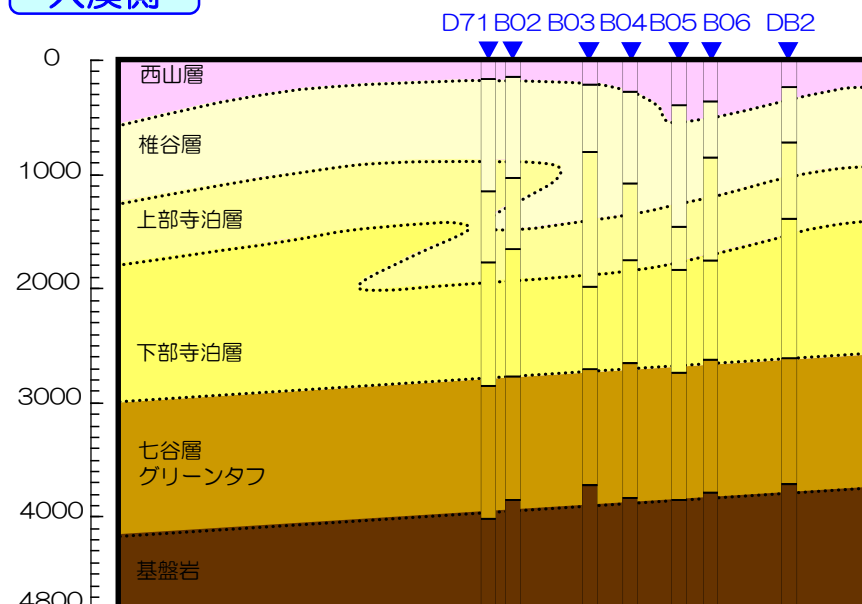


荒浜側



(単位：m)

大湊側



(単位：m)

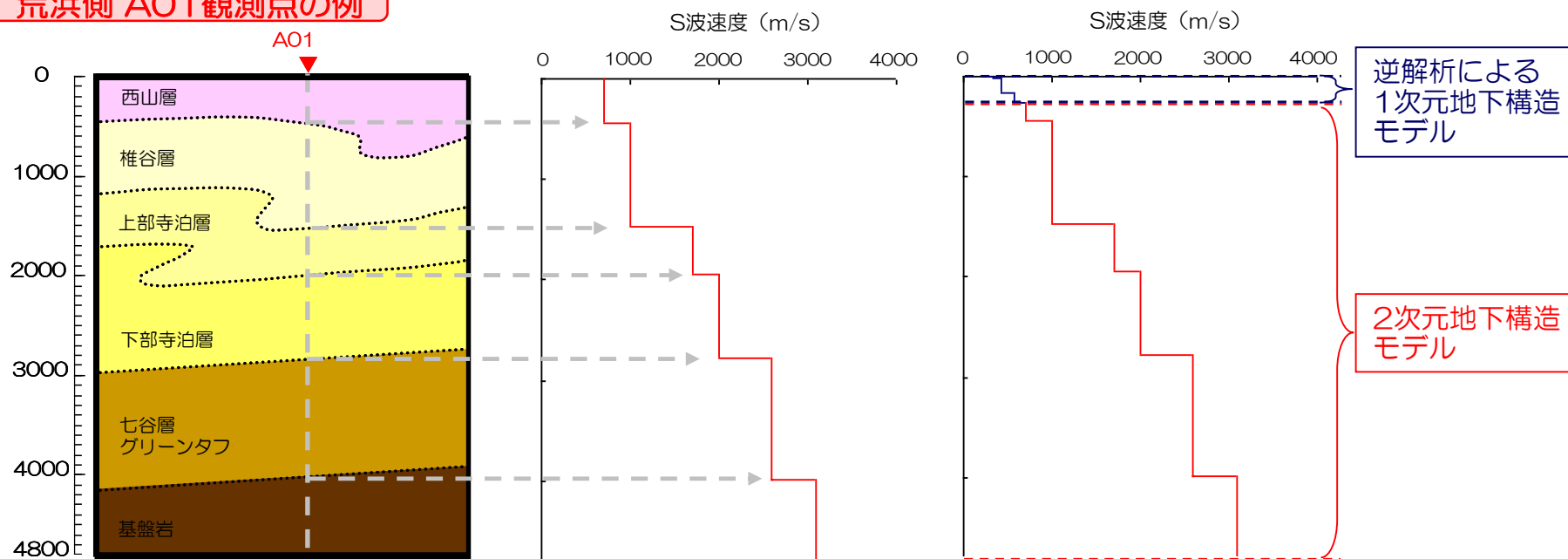
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d.水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応【検討2】

- 2次元地下構造モデルから、水平アレイ観測地点の投影位置における1次元地下構造モデルを抽出し、抽出したモデルから算定される理論値と観測記録を比較する。
- なお、2次元地下構造モデルにおいては西山層以浅の地下構造をモデル化していないため、1次元地下構造モデルの逆解析による結果を表層に追加し検討を実施。

荒浜側 AO1観測地点の例



2次元地下構造モデル

各地点直下の1次元地下構造モデルを抽出

西山層以浅を各地点の逆解析による1次元地下構造モデルで置換

P波部H/V, レシーバ関数, コーダ部H/Vの理論値と観測記録を比較

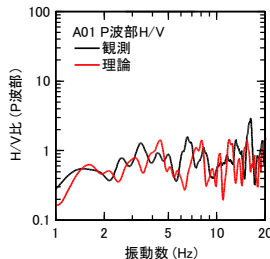
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

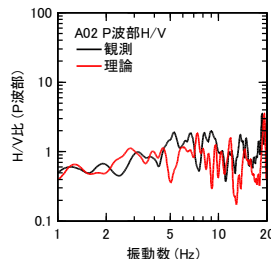
d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応
【検討2】

- 逆解析においてターゲットとしたP波部H/V, レシーバ関数, コーダ部H/Vについて観測値と理論値を比較。
- 特に, レシーバ関数については観測値と理論値に差が確認される。これは, 理論値の算出において1次元地下構造を仮定しているため, 地下構造の不整形性の影響が含まれていないことに起因しているものと考えられる。

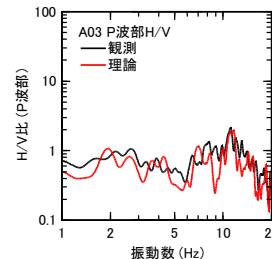
A01



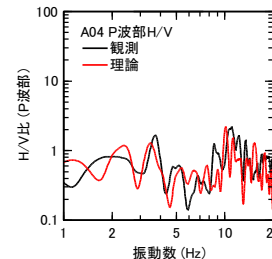
A02



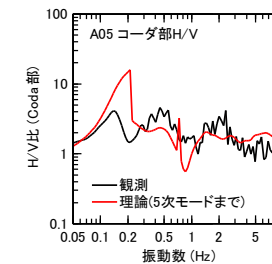
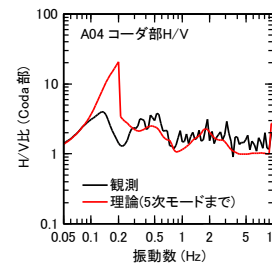
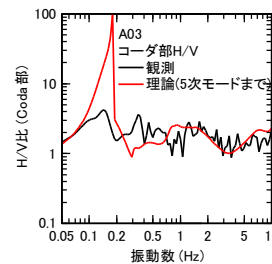
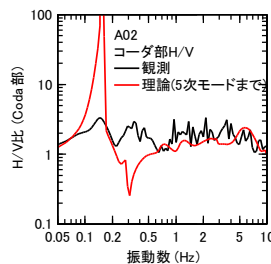
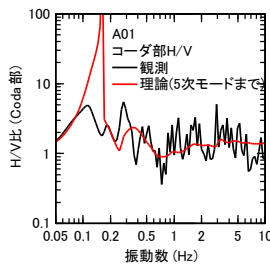
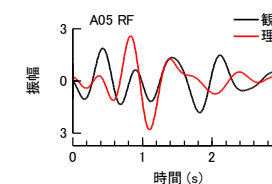
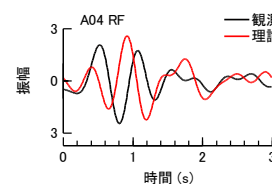
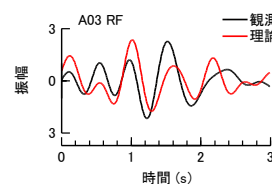
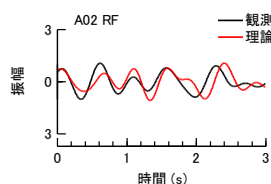
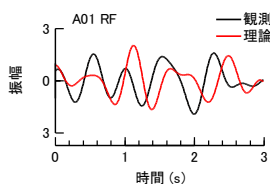
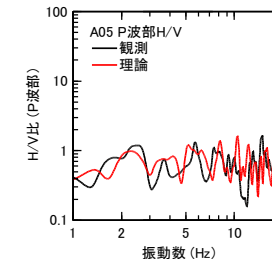
A03



A04



A05

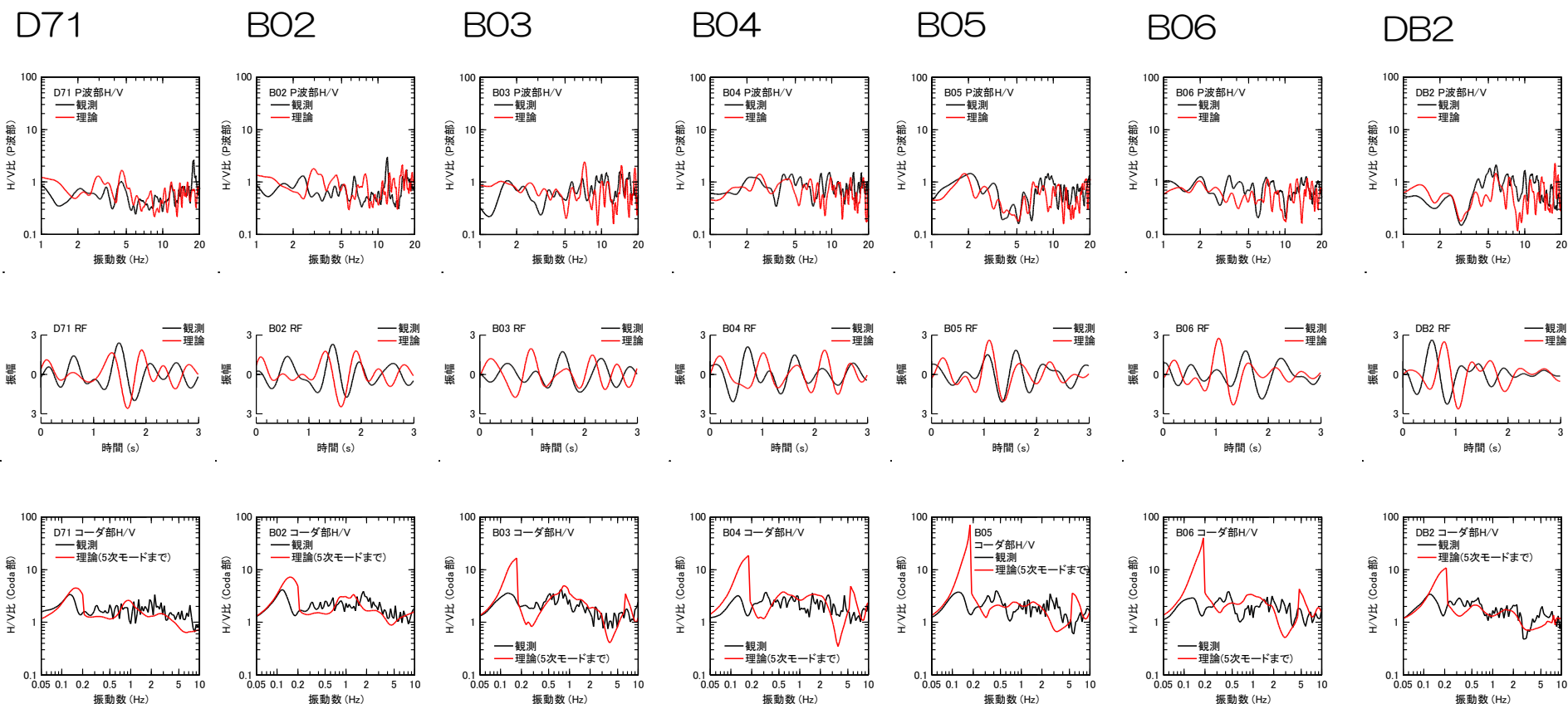


1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d.水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応
【検討2】

- 逆解析においてターゲットとしたP波部H/V, レシーバ関数, コーダ部H/Vについて観測値と理論値を比較。
- 特に, レシーバ関数については観測値と理論値に差が確認される。これは, 理論値の算出において1次元地下構造を仮定しているため, 地下構造の不整形性の影響が含まれていないことに起因しているものと考えられる。



1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

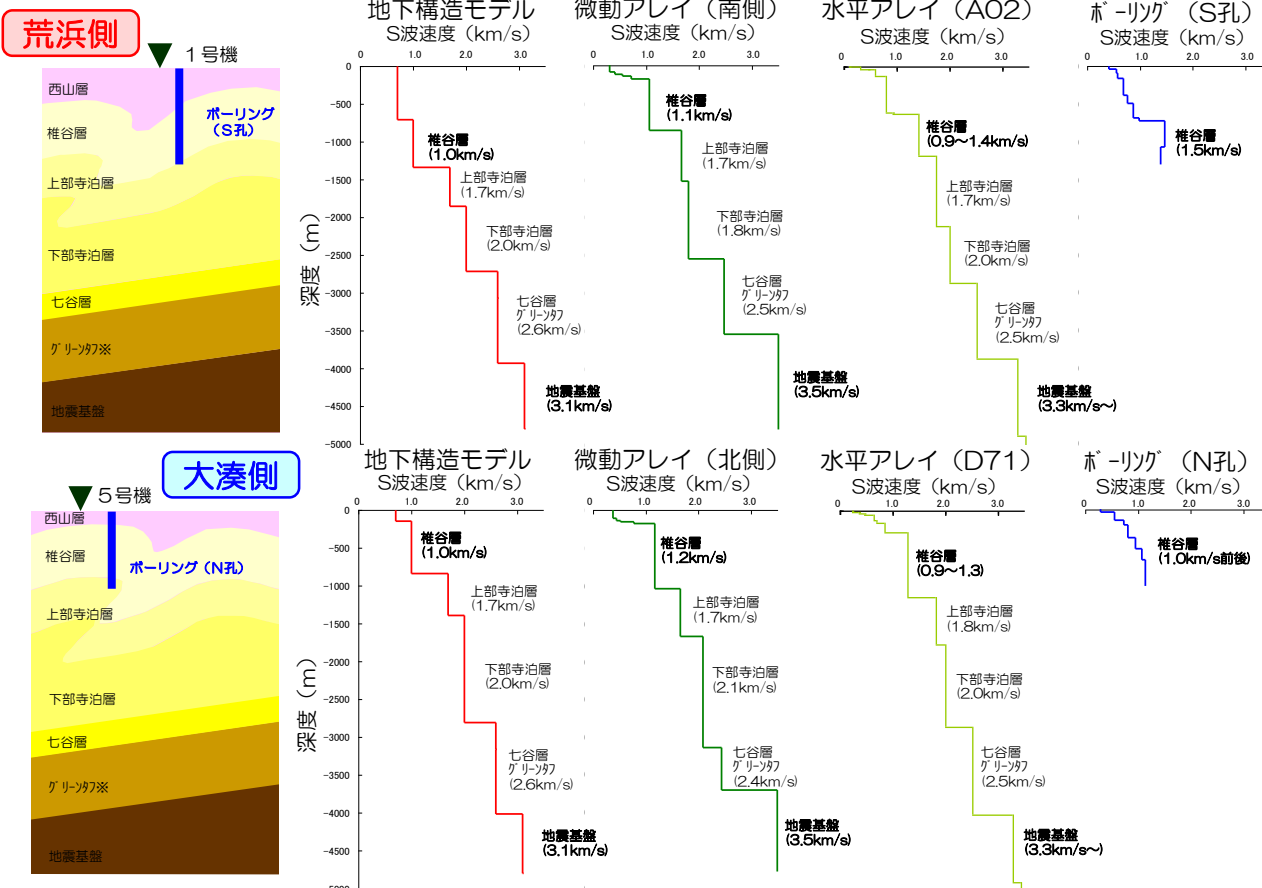
1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル ②地下構造モデルの妥当性

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

- 2次元地下構造モデルと、微動アレイ及び水平アレイ観測点における1次元地下構造モデル及び大深度ボーリングによるPS検層結果とを比較。
- 2次元地下構造モデルと1次元地下構造モデルでは地層境界の深度に差異が認められる。これは、微動アレイ及び水平アレイ観測点における地下構造モデルでは、1次元の構造を前提とした評価であり、不整形性の影響によるためと考えられる。
- 2次元地下構造モデルの地層境界については、反射法地震探査結果等に基づき不整形性を反映して設定する。

各調査結果による地下構造の比較

- 一方、物性値は以下の傾向が認められたためパラメータスタディにより影響を確認。(P.43)
- 各調査結果による椎谷層のS波速度は、2次元地下構造モデルに比べやや大きい。
- 各調査結果による地震基盤のS波速度は、2次元地下構造モデルに比べやや大きい。



1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足

1.1 はぎとり解析に用いる地下構造モデル

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.1 地下構造調査結果の分析

1.2.2 JNES(2005)による3次元地下構造モデル

1.2.3 敷地近傍の地下構造モデル

①地下構造モデルの作成

②地下構造モデルの妥当性

a. 中越沖地震のシミュレーション解析

b. パラメータスタディ

c. 反射法地震探査結果との対応

d. 水平アレイ観測地点の1次元地下構造モデルとの対応

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

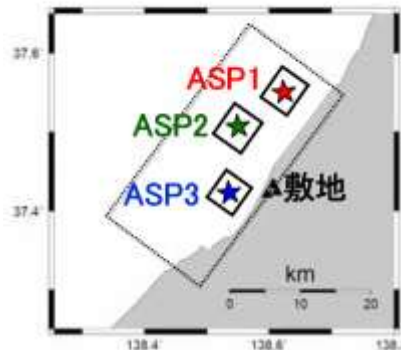
1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による解析的検討 JNES(2008)

■ JNES(2008)による地下構造モデルを用い、3次元差分法により中越沖地震本震のシミュレーションを実施している。

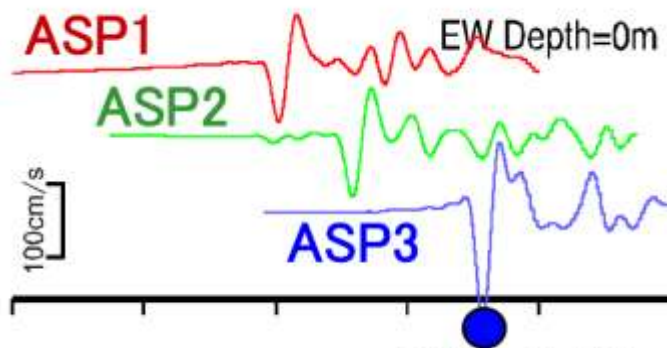
■ 点震源モデルによる検討
各アスペリティからの地震動の基本的な地震動特性を把握するため、点震源モデルによりシミュレーションを実施。



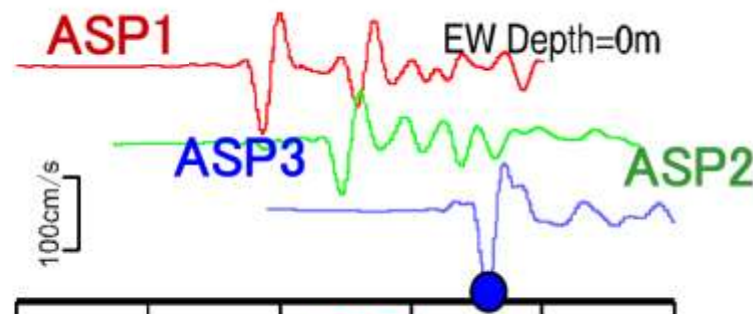
〔点震源モデル〕

	Mo (Nm)	深さ (km)	走向 (度)	傾斜角 (度)	すべり角 (度)
ASP1	1.69×10^{18}	10	40	40	90
ASP2	1.69×10^{18}	8.3	40	40	90
ASP3	1.02×10^{18}	11.3	40	30	90

震源時間関数: 三角形型時間関数、継続時間: 1秒



KK1解析結果 (EW方向)



KK5解析結果 (EW方向)

- 以下の通り、分析している。
- アスペリティ3によるパルス状の地震動は、KK1側がKK5側よりも顕著に大きい(観測記録と整合)。
 - アスペリティ1と2の地震動は、各号機間でほぼ同レベル(観測記録と整合)。

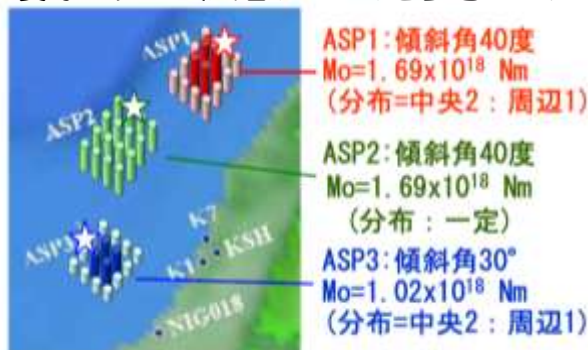
※JNES(2008)より抜粋(一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

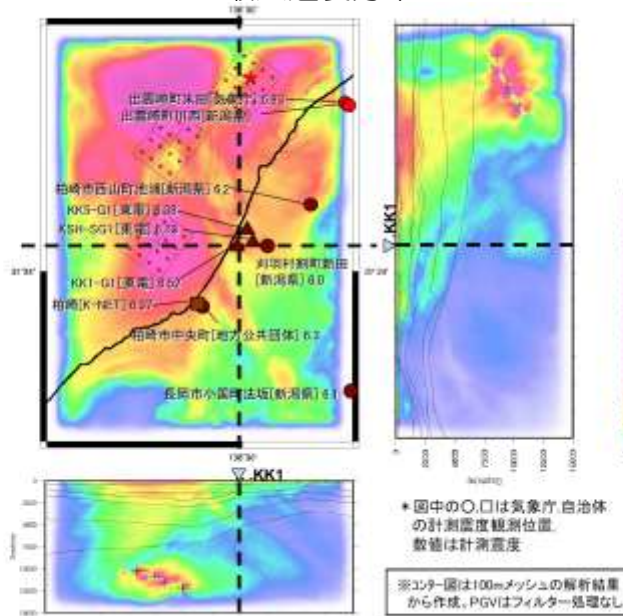
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

■ 断層の破壊伝播を考慮したシミュレーションを実施し、観測記録との対応関係について分析している。

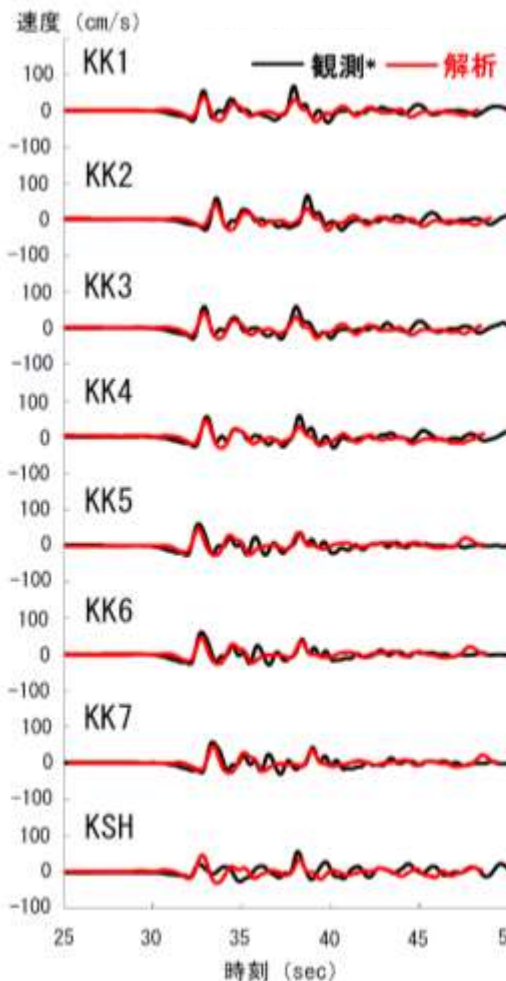
震源モデル（入倉(2007)を参考としたモデル）



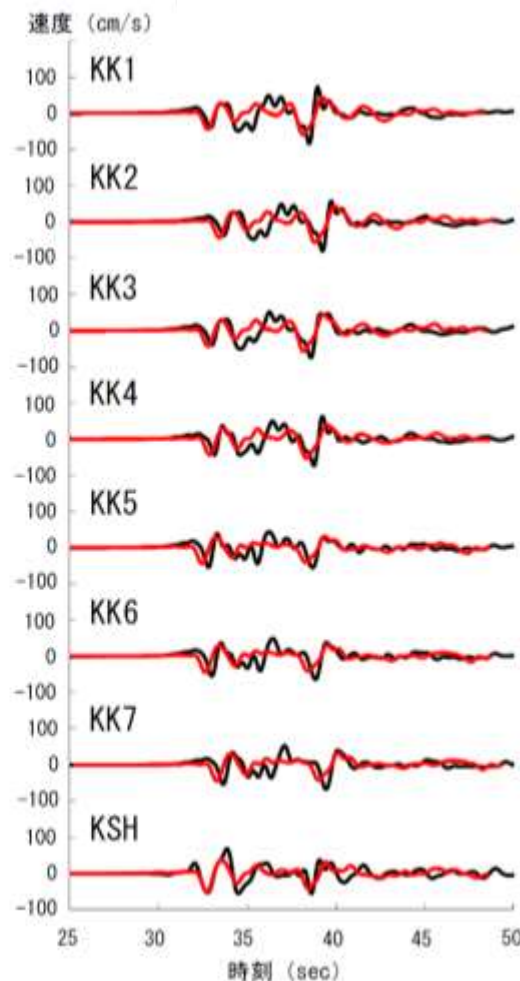
最大速度分布



NS方向速度波形



EW方向速度波形



※0.05Hz～1.6Hzまでフラット、2.0Hz以上をカットする台形フィルターをかけて求めた。

■ 解析結果は観測記録の傾向を概ね再現されている。

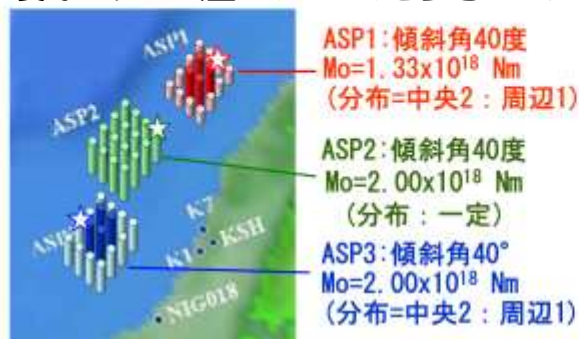
※JNES(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

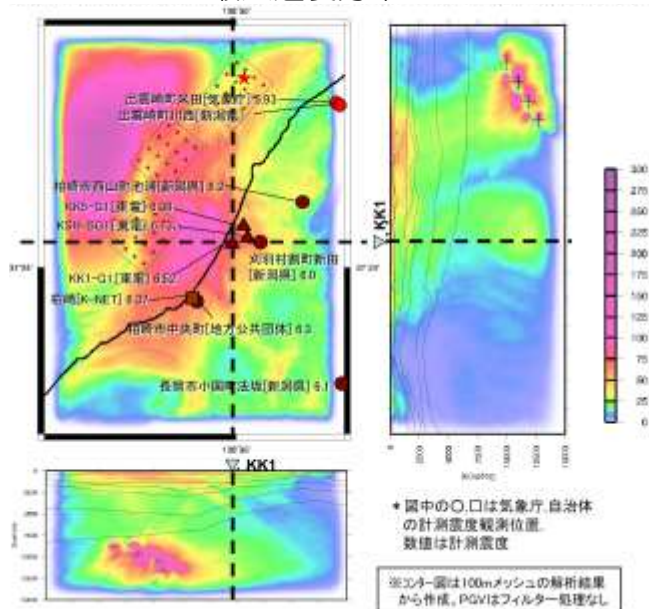
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

■ 断層の破壊伝播を考慮したシミュレーションを実施し、観測記録との対応関係について分析している。

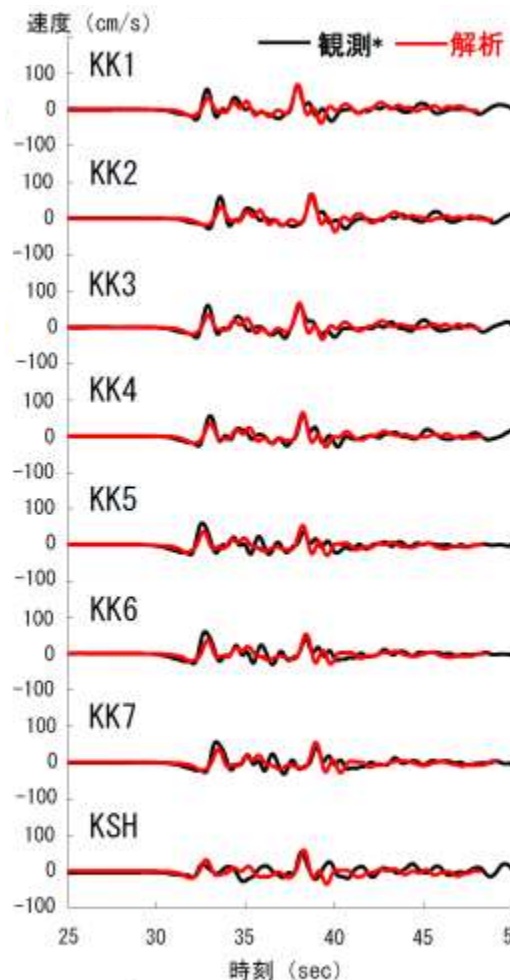
震源モデル (釜江(2008)を参考としたモデル)



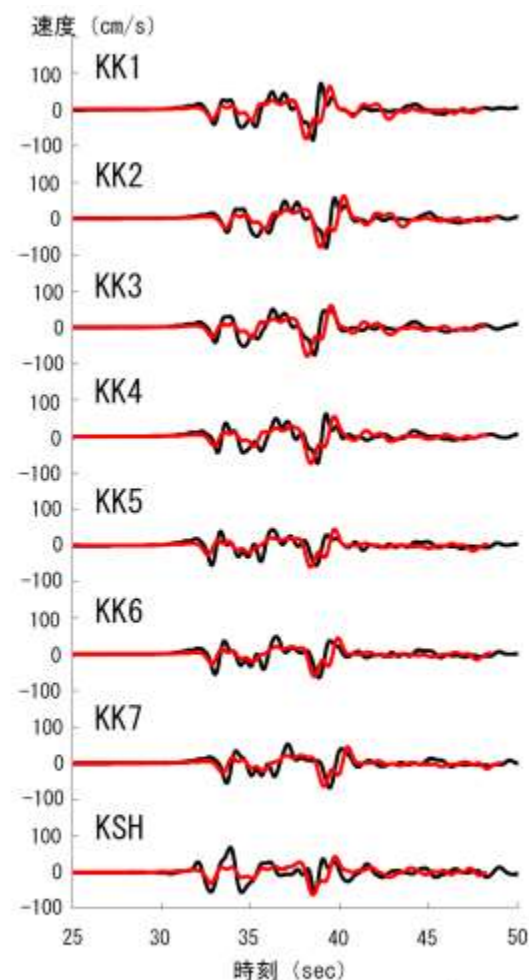
最大速度分布



NS方向速度波形



EW方向速度波形



※0.05Hz~1.6Hzまでフラット、2.0Hz以上をカットする台形フィルターをかけて求めた。

■ 解析結果は観測記録の傾向を概ね再現されている。

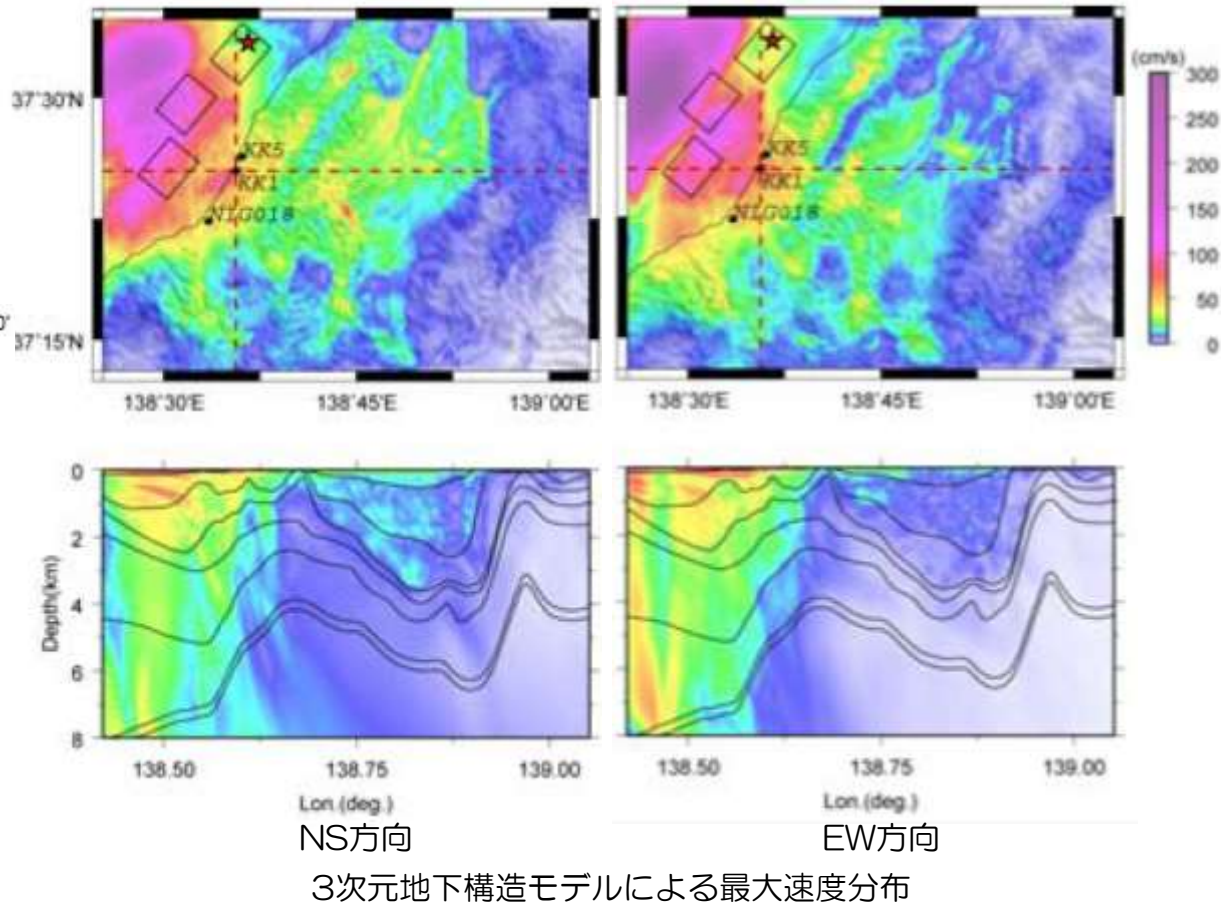
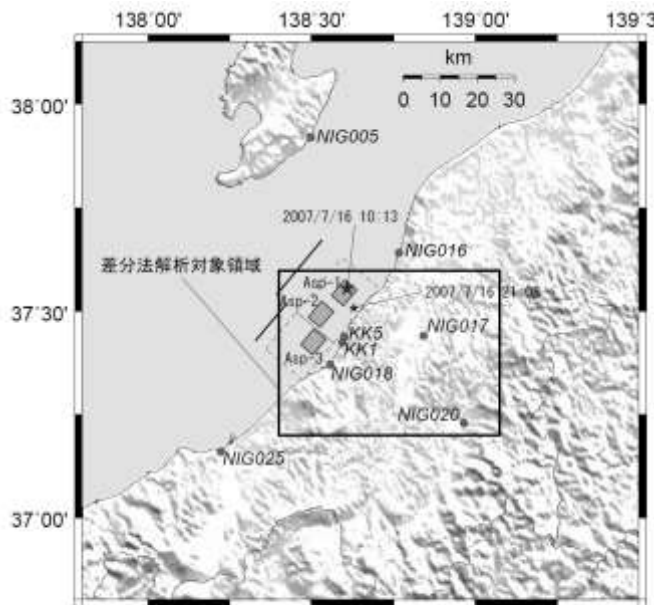
※JNES(2008)より抜粋 (一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による解析的検討 川辺・釜江(2010)

■ JNES(2005)によるモデルに柏崎刈羽原子力発電所周辺における反射法地震探査の結果を反映した地下構造モデルを用い、3次元差分法により中越沖地震本震のシミュレーションを実施。



■ 「KK1地点周辺では、観測地点が震源の近傍であったことに加え、南北、東西断面ともに地下構造の各層の上面は海から陸域に向かって浅くなっており、地下構造の3次元的な影響により強い地震動が生成されたと考えられる。」としている。

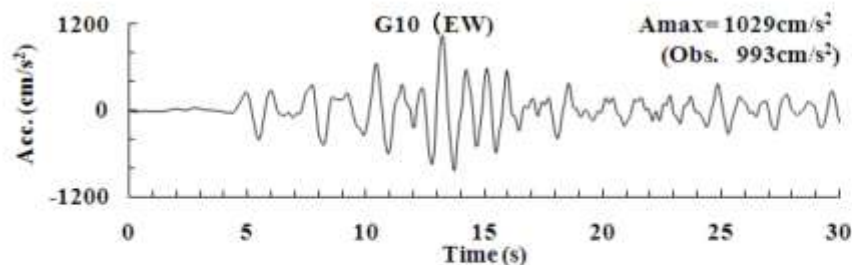
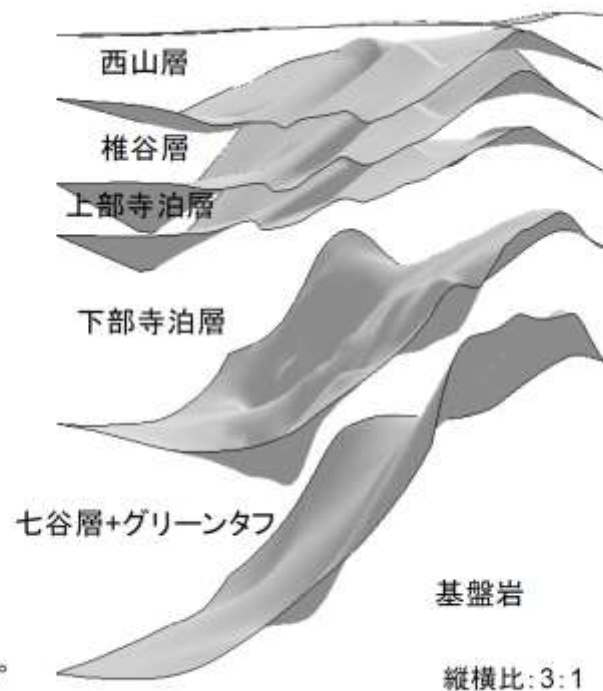
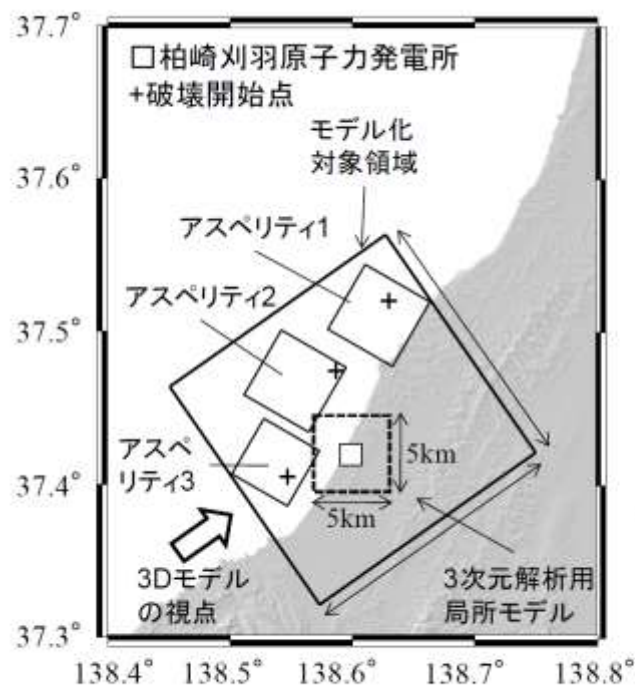
※川辺・釜江(2010)より抜粋(一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

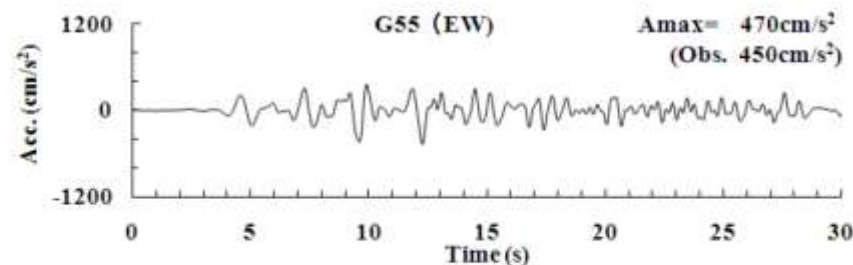
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元有限要素法による 解析的検討 佐口ほか(2010)

■ JNES(2008)による地下構造モデルに敷地近傍の2次元地下構造モデルを反映させた地下構造モデルを作成し、3次元FEM解析による中越沖地震本震の強震動シミュレーションを実施。



1号機における解析結果



5号機における解析結果

■ 「1号機（荒浜側）では5号機（大湊側）に比べて振幅が2倍程度大きくなっている傾向は良く再現されている。」としている。

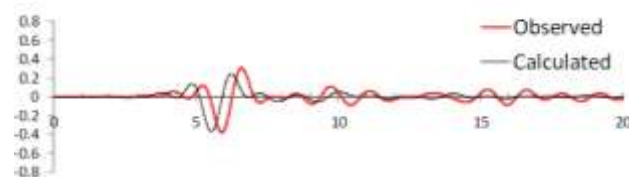
※佐口ほか(2010)より抜粋（一部加筆・修正）

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

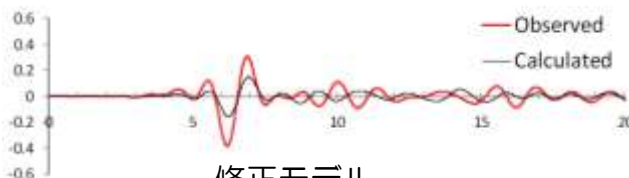
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による
解析的検討
新田ほか(2010)

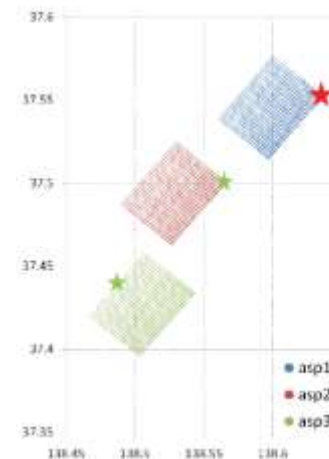
■ JNES(2008)に基づく地下構造モデルについて、余震観測記録のシミュレーションからチューニングを実施し、中越沖地震本震を対象に、3次元差分法によるシミュレーションを実施。



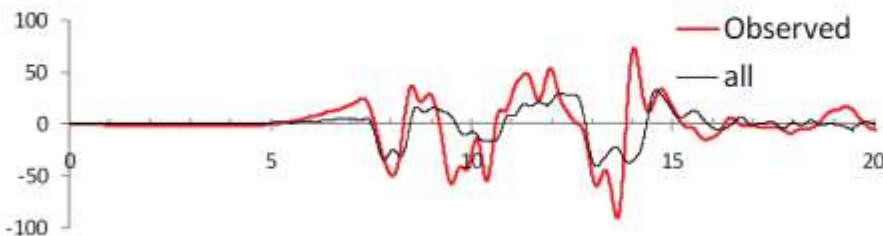
初期モデル



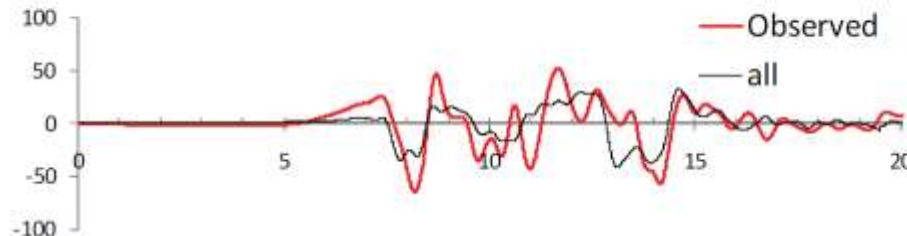
修正モデル



S-P時間を対象にチューニングを実施。 ※釜江（2008）モデルのASP1・ASP3について地震モーメントを1.5倍して評価
※縦軸の最大値が異なる



KK1解析結果（EW方向）



KK5解析結果（EW方向）

- 以下の通り、分析している。
- 概ねKK1の観測記録を再現することが出来た。しかし、EW方向に現れている第3パルスの形状は再現することはできなかった。
- KK1の特異な東西方向パルスの生成原因について、地下構造と震源の両面から分析を進めたい。

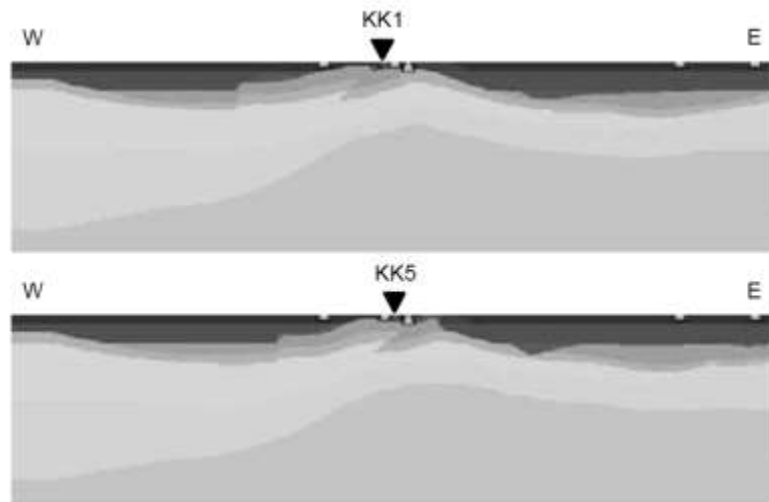
※新田ほか(2010)より抜粋（一部加筆・修正）

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による
解析的検討
新田ほか(2011)

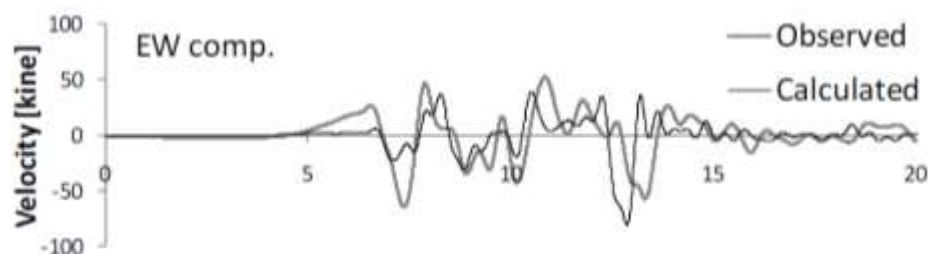
- JNES(2008)による地下構造モデルに、敷地近傍の2次元地下構造モデルを挿入し、3次元差分法による、中越沖地震本震の強震動シミュレーションを実施。



褶曲構造を挿入した地下構造モデル



1号機における解析結果 (EW方向)



5号機における解析結果 (EW方向)

- 「柏崎刈羽原子力発電所直下に見られる褶曲構造を考慮することにより、新潟県中越沖地震の本震記録に見られる敷地内の観測点間の顕著な差異を概ね再現することが出来た。」としている。

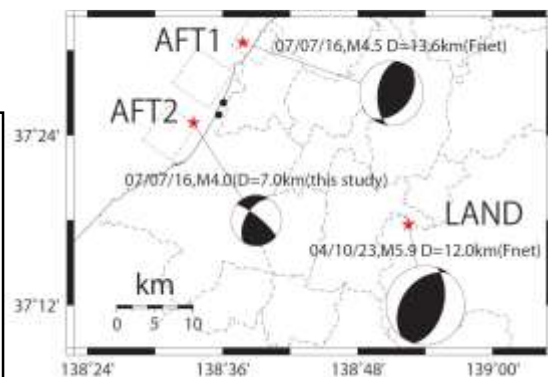
※新田ほか(2011)より抜粋 (一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

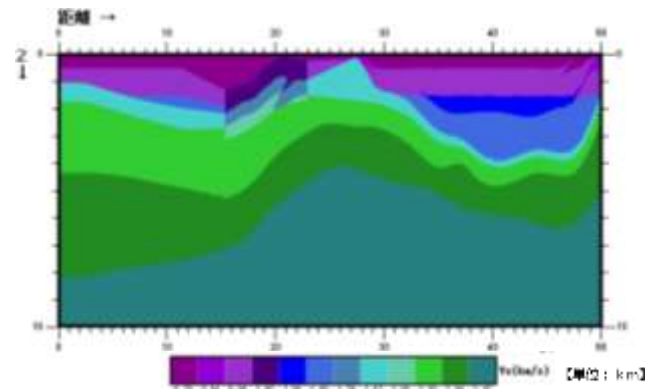
1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による解析的検討 早川ほか(2011)

- JNES(2008)による地下構造モデルに敷地近傍の2次元地下構造モデルを反映させた地下構造モデルを作成し、中小地震を対象とした3次元差分法による解析により、地下構造モデルの妥当性を検証。



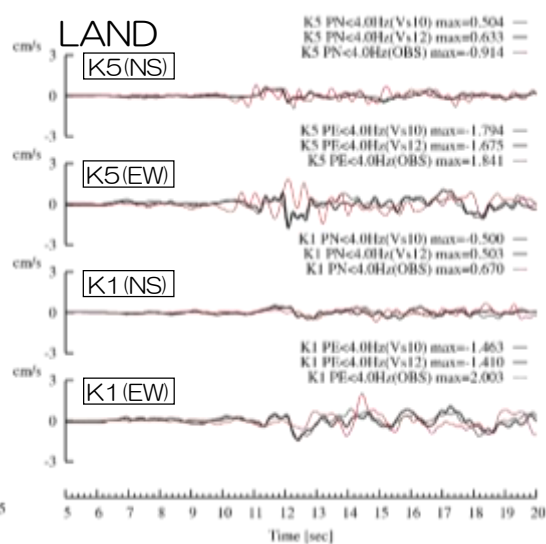
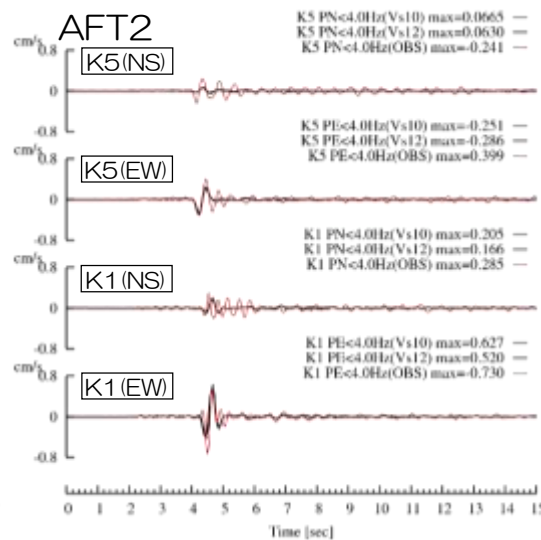
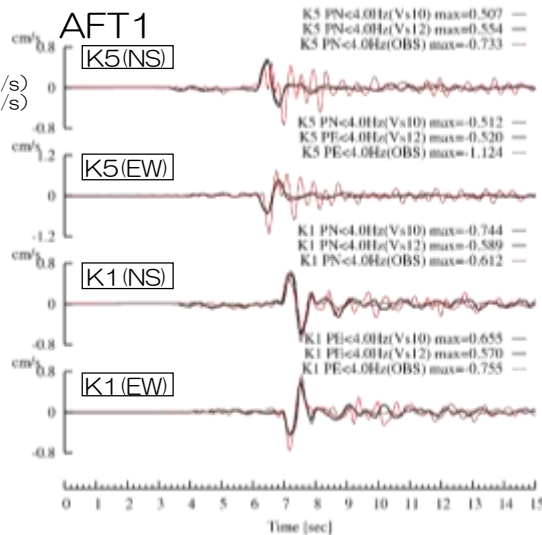
検討地震



東西断面

凡例

- 観測 (赤線)
- 解析 (椎谷層Vs1.0km/s) (黒線)
- 解析 (椎谷層Vs1.2km/s) (青線)



- 以下の通り、分析している。
 - 全地震とも原子炉建屋1号機と5号機の観測記録をほぼ再現することができた。
 - 第3アスペリティ近傍で発生したAFT2は、観測波では1号機が5号機に比べ2倍程度振幅が大きい、計算波でもこの相違が再現されている。

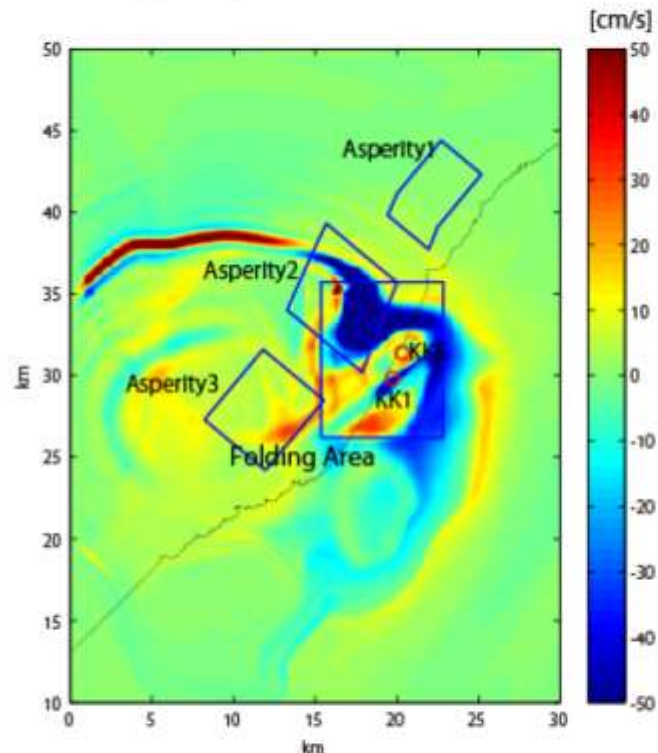
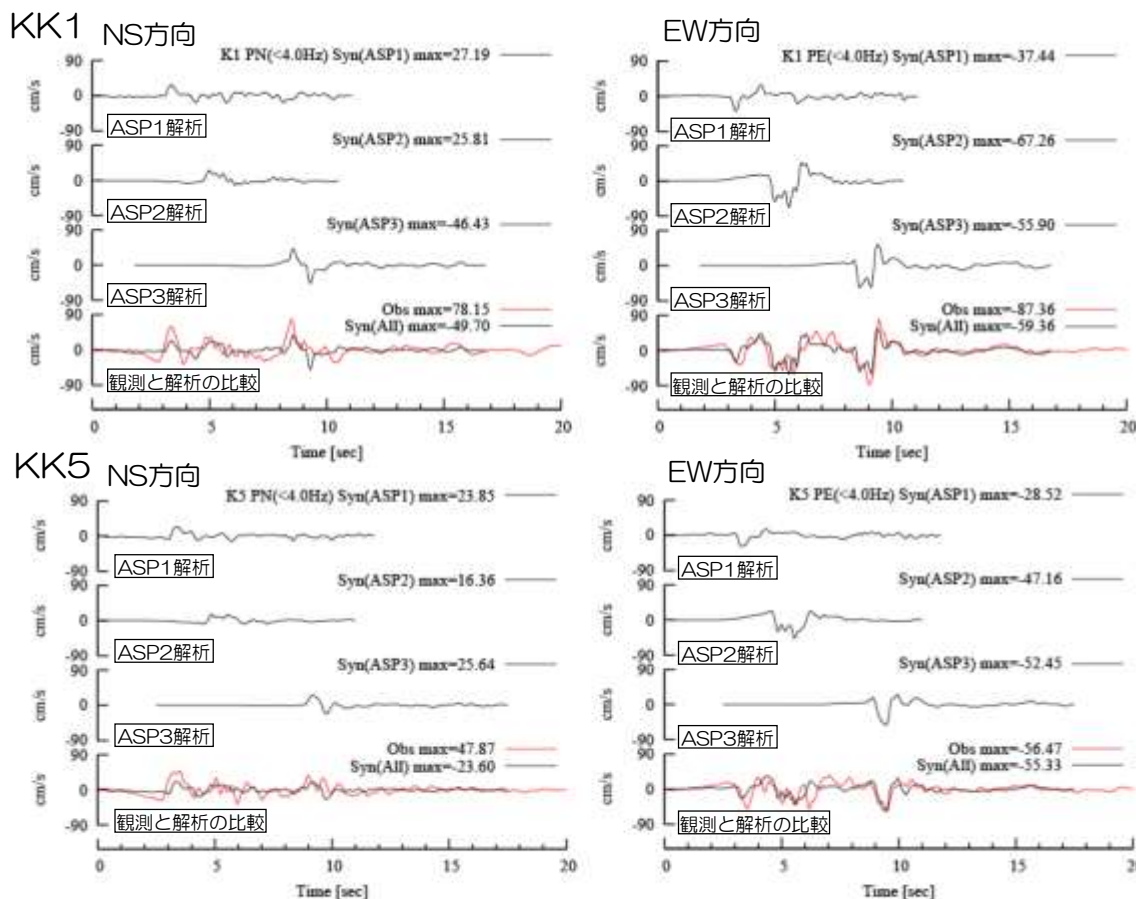
※早川ほか(2011)より抜粋 (一部加筆・修正)

1.2 地下構造モデルを用いた解析的検討

1.2.4 3次元地下構造モデルを用いたその他の検討

3次元差分法による解析的検討 Tsuda et al.(2011)

- JNES(2008)によるモデルに褶曲構造を埋め込んだ地下構造モデルで、3次元差分法により中越沖地震本震のシミュレーションを実施。



第3アスペリティ (EW方向) のスナップショット

- 中越沖地震の観測記録を概ね再現されている。
- 第3アスペリティのスナップショットから、KK1付近に褶曲軸に対応した大きな振幅となる領域があり、KK1とKK5の差は、褶曲構造による影響と考えられる。

Tsuda et al.(2011)より抜粋 (一部加筆・修正)

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

2. 検討用地震の選定に関連する補足

ここでは、検討用地震の選定に関連して検討した内容を示す。

まず、敷地周辺に位置する孤立した短い活断層について、考え方及びその扱いを整理して示す。

⇒2.1 孤立した短い活断層

次に、副次的な断層等について、敷地における地震動評価に与える影響を確認することを目的に、主断層との位置関係、現状の地震動評価の枠組み及び最新知見を確認した結果を示す。

⇒2.2 副次的な断層等

また、当初申請時に未反映であった宇佐美ほか(2013)の知見を反映した場合においても、敷地に影響を与えたと考えられる被害地震として追加すべきものがないことを確認した結果を示す。

⇒2.3 被害地震の選定

2.1 孤立した短い活断層

- 審査ガイドにおける『孤立した短い活断層』に関する記載は以下のとおり。

【敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド】

孤立した短い活断層については、地表で認められる活断層の長さが震源断層の長さを示さないことから、対象地域での地震発生層の厚さ、重力異常や地質断層を参考とした地下構造、地質構造を十分に考慮して、断層の長さが設定される必要がある。



- 審査ガイドの記載を踏まえて、ここでは、断層長さが**15km以下の活断層**を『孤立した短い活断層』として整理。

地震発生層の上端深さを6km、下端深さを17km、その厚さを11kmとし、逆断層において一般的に想定される断層傾斜角 45° を仮定した場合、地震発生層を飽和した震源断層の断層幅は15.6kmとなる。したがって、ここでは、断層長さが15km以下の活断層を『孤立した短い活断層』として整理することとした。

2.1 孤立した短い活断層

地震動評価における孤立した短い活断層の扱い 断層面の設定と等価震源距離 (Xeq) の算定

- 孤立した短い活断層においては、地震モーメント $M_0 = 7.5 \times 10^{18} (\text{N} \cdot \text{m})$ に相当する断層面積 368 km^2 を上回る断層面を想定。(断層面積 368 km^2 に満たないその他の断層についても同様の設定を実施)
- 断層面の位置は、断層の中点を基準とし均等配置で想定し、敷地までの等価震源距離 (Xeq) を算定。

Seismic Moment is estimated from the empirical relation,

M_0 vs Rupture Area ($S = LW$)

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2.3}$$

for $M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1.2}$$

for $M_0 > 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$

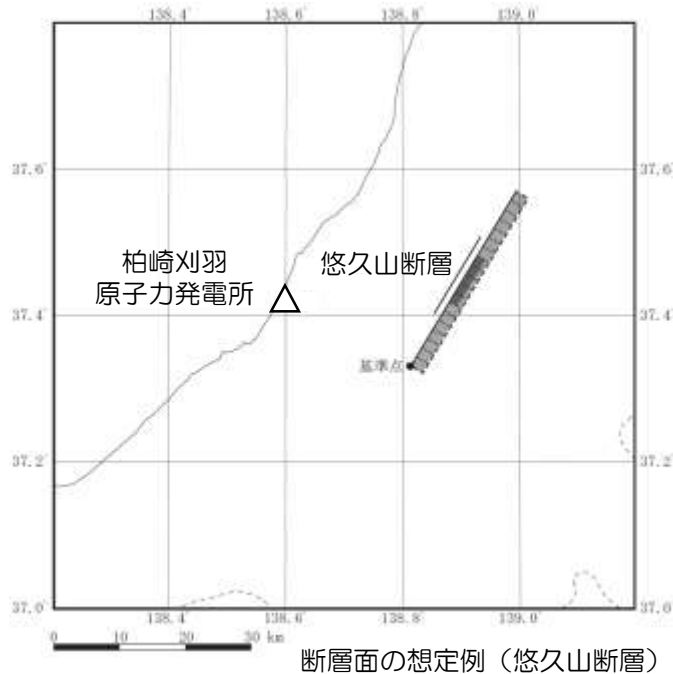
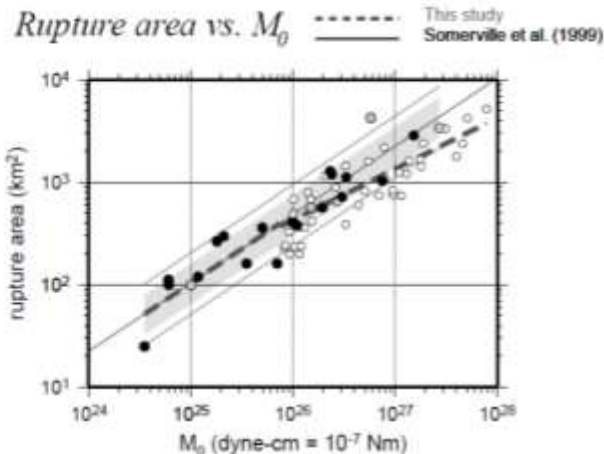
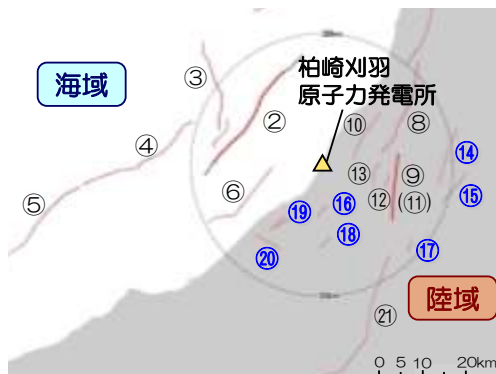


図 8 震源特性化の手続き-その1:巨視的断層パラメータの設定.

Step 1は断層長さLを定義, Step 2は断層長さLと断層幅Wの関係(太点線), Step 3は断層面積($S=LW$)と地震モーメント M_0 の関係(太点線)を与える. この結果, シナリオ地震の地震モーメントが与えられる.

入倉・三宅(2001)より抜粋(一部加筆・修正)



	No.	活断層の名称	断層長さ (km)	地震規模	傾斜角 (°)	断層幅 (km)	想定断層面の断層長さ (km)	Xeq (km)	
								荒浜	大湊
陸域	9	片貝断層	16	6.8	西50	15	25	14	14
	14	悠久山断層	13	6.8	東80	12	31	27	26
	15	半蔵金付近のリニアメント	9	6.8	西50	15	25	25	25
	16	柏崎平野南東縁のリニアメント	4	6.8	東80	12	31	15	16
	17	山本山断層	4	6.8	西50	15	25	21	21
	18	水上断層	4	6.8	西50	15	25	15	16
	19	上米山断層	6	6.8	西50	15	25	17	18
	20	雁海断層	7	6.8	北50	15	25	17	18

2.1 孤立した短い活断層

地震動評価における孤立した短い活断層の扱い 地震規模の設定とまとめ

■ 以下の観点から、地震規模については、安全評価上、M6.8を考慮

(1) 仮に、地震発生層の上端(6km)から下端(17km)まで広がる断層幅及びそれに等しい断層長さをもつ震源断層を想定し、入倉・三宅(2001)による断層面積と地震モーメントの関係式及び武村(1990)による地震モーメントとマグニチュードMの関係式を介すと地震規模は**M6.7**である。

なお、断層傾斜角については、強震動予測レシピを参考に45°と仮定。

(2) 地震本部(2010)では、敷地が位置する領域(右上図の領域10)の1751年高田の地震が、高田平野西縁断層帯の活動と評価され、最大マグニチュードは1828年三条地震のM6.9となった。(右下図)

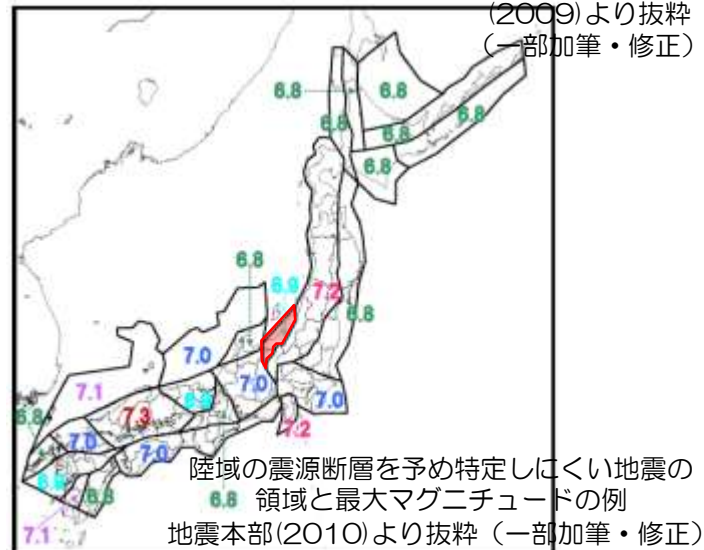
その後、ひずみ集中帯プロジェクトにおける調査により、1828年三条地震の震源断層が越後平野東縁断層であることが指摘されていることを踏まえると、最大マグニチュードを**M6.8**とすることは妥当であると考えられる。

■ 敷地周辺の孤立した短い活断層は、安全評価上M6.8と片貝断層による地震と同程度の規模を想定した場合でも、等価震源距離(X_{eq})が片貝断層による地震($X_{eq}=14\text{km}$)と比較して遠く、敷地への影響は下回ると考えられることから、片貝断層にて代表させる。

■ なお、片貝断層は、地震動評価において、角田・弥彦断層、気比ノ宮断層と一連で活動する長岡平野西縁断層帯として扱う。



原子力安全委員会(2009)より抜粋(一部加筆・修正)



2.2 副次的な断層等

- 副次的な断層等に関して、敷地における地震動評価に与える影響を確認することを目的に、以下の検討を実施。

①地質調査結果の整理

地質調査結果を整理し、主断層と副次的な断層等の位置関係を確認。また、地質調査結果をもとに想定される副次的な断層の断層面が、地震発生層（上端深さ6km）に到達するか否かを確認。

②現状の地震動評価の 枠組み

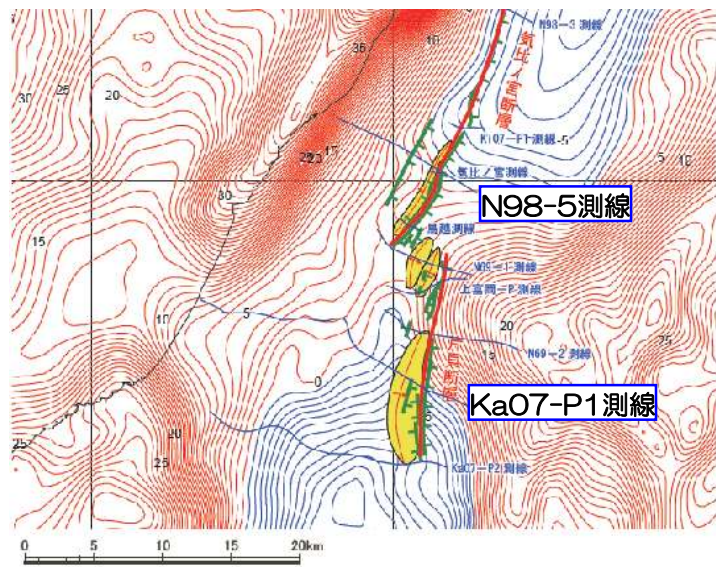
地震本部(2009)の強震動予測レシピによる現状の枠組みにおいて、地震発生層より浅い部分の取り扱いを中心に断層モデルの設定方法について確認。また、強震動予測レシピの検証状況について確認。

③最新知見の確認

現状の断層モデルを用いた手法による地震動評価は、物理的な破壊現象が正しくモデル化されていない短所があり、これに対し、断層破壊の過程を表現する動力学的断層モデルを用いた研究が鋭意行われている。動力学的断層モデルを用いた研究の内容をフォローし、敷地における地震動評価において、反映すべき新たな知見の有無について確認。

2.2 副次的な断層等

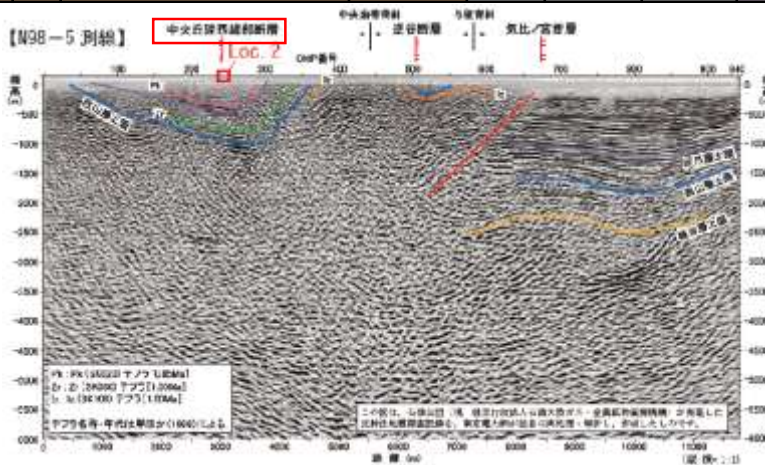
①地質調査結果の整理



※「地質調査総合センター(2013) 日本重力データベース (DVD版)」のグリッドデータベースを用いて等重力線を作成した。
(contour interval 1mgal, 既定密度2.67g/cm³)

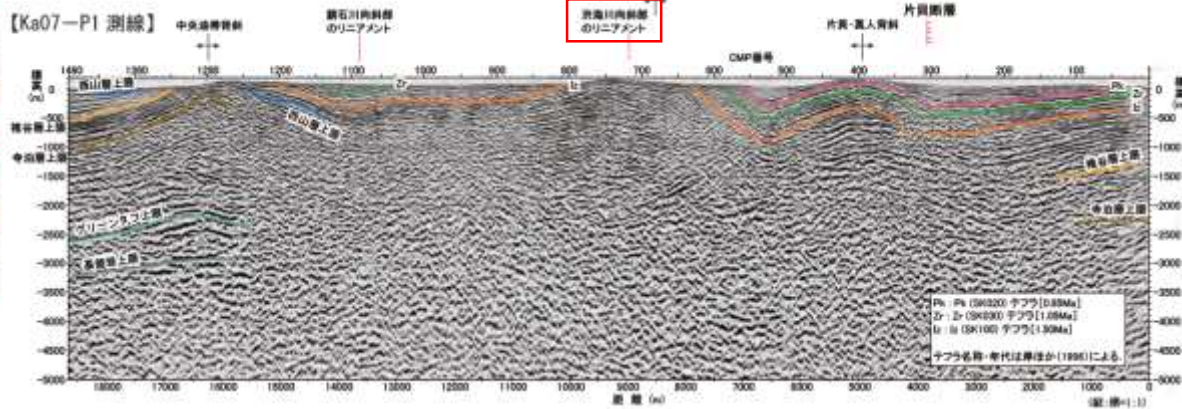
長岡平野西縁断層帯周辺の重力異常図

	No.	活断層の名称	断層長さ (km)	地震規模	傾斜角 (°)	断層幅 (km)		備考	
						荒浜	大湊		
陸域	8	気比ノ宮断層	22	6.8	西50	15	21	20	
	9	片貝断層	16	6.8	西50	15	14	14	
	10	中央丘陵西縁部断層	—	—	—	—	—	—	No.8の副次的な断層
	11	上富岡断層	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層
	12	親沢断層	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層
	13	渋海川向斜部のリニアメント	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層



【中央丘陵西縁部断層】
広域の変動に伴う動きの累積による副次的な構造と判断される。

【渋海川向斜部のリニアメント】
反射法地震探査結果によると少なくとも地下深部に連続する規模の大きい断層は認められず、副次的な構造が地形として認識されるものと評価される。



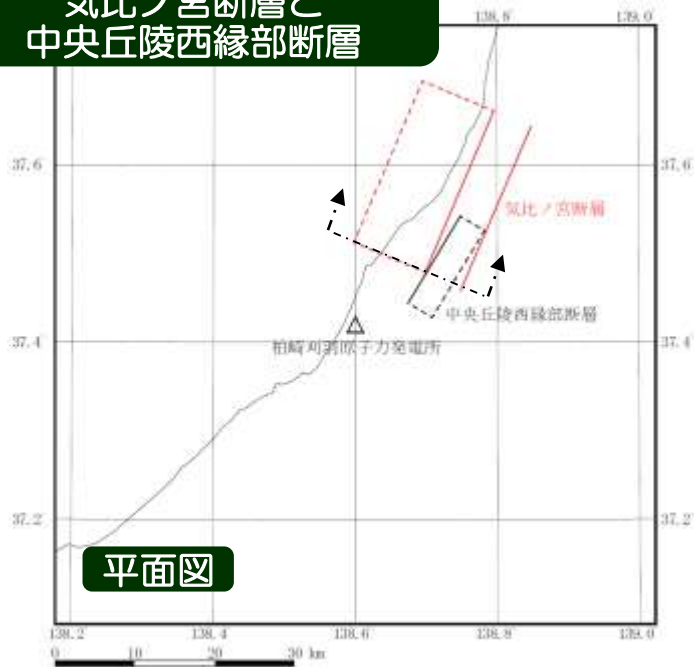
第218回審査会合資料1より抜粋 (一部加筆・修正)

2.2 副次的な断層等

①地質調査結果の整理（想定される断層面）

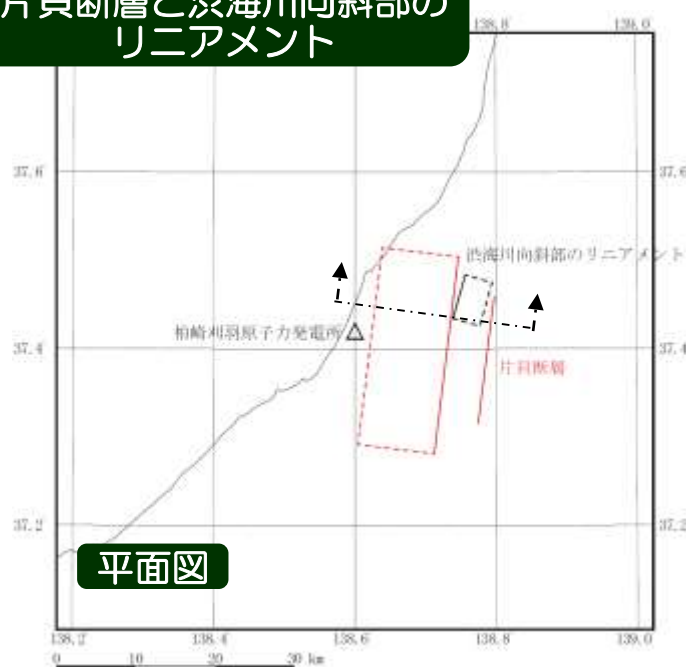
- 中央丘陵西縁部断層，渋海川向斜部のリニアメントについて，東傾斜 60° として想定した断層面は，地震発生層（上端深さ6km）に至る前に気比ノ宮断層あるいは片貝断層と交差する位置関係にある。

気比ノ宮断層と
中央丘陵西縁部断層

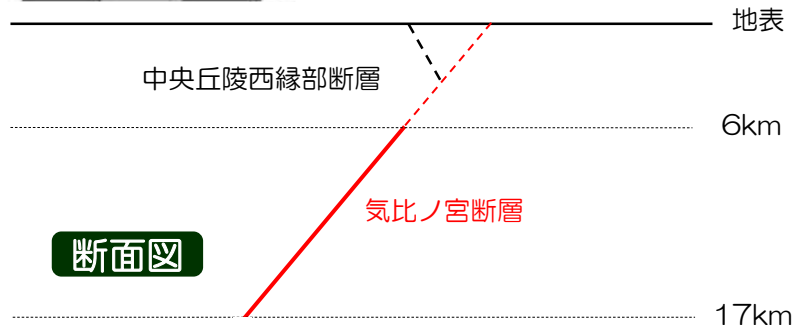


平面図

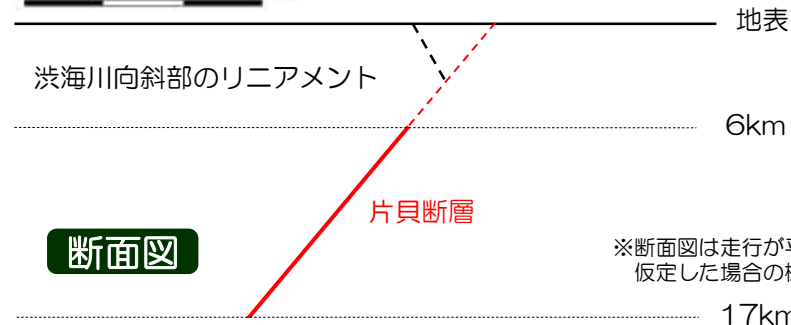
片貝断層と渋海川向斜部の
リニアメント



平面図



断面図



断面図

※断面図は走行が平行と仮定した場合の概念図

2.2 副次的な断層等

②現状の地震動評価の枠組み（強震動予測レシピ）

- 1995年兵庫県南部地震では、震度7の震災の帯ができ、その原因が周期1秒の強震動パルスであったこと [川瀬(1998)]、その強震動パルスは断層面全体ではなく、アスペリティと呼ばれる狭い領域から放出され、破壊が進行する方向に重なったことが解明されている。 [松島・川瀬(2000), 松島・川瀬(2006)]



- アスペリティモデルの設定方法の確立
 - 修正入倉レシピ [入倉・三宅(2001)]



- 地震本部では、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（強震動予測レシピ）を策定し強震動評価を実施。ここで、断層モデルの幅は、断層モデル上端深さから地震発生層下端深さの地震発生層の厚さを用いて設定することとしている。

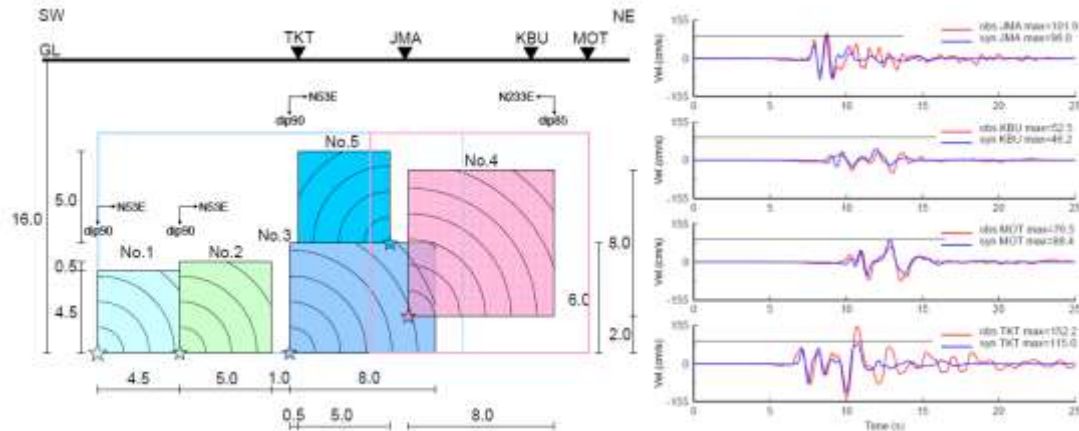
$$\text{地震発生層の厚さ } T_s = H_d - H_s$$

H_d , H_s : それぞれ地震発生層下限及び断層モデル上端の深さ (km)
(微小地震の深さ分布から決めることができる)

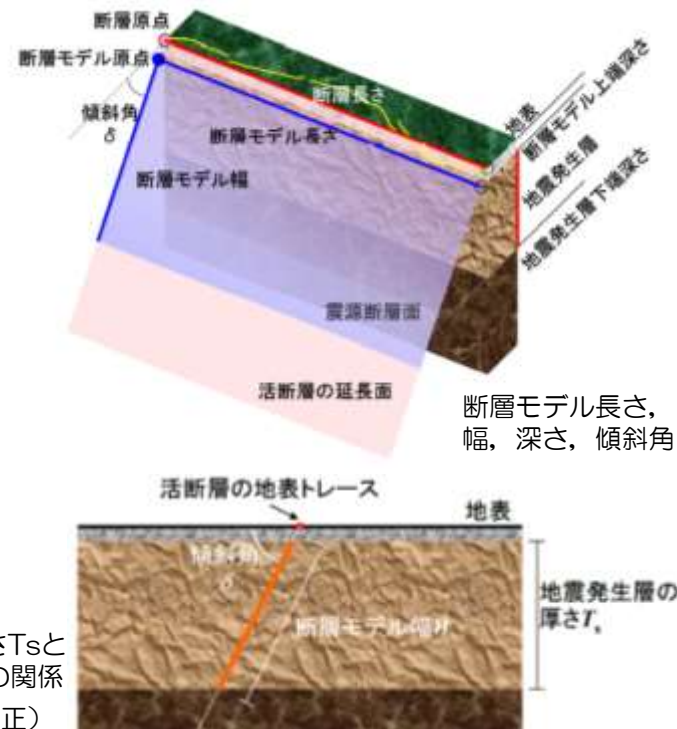
また、以下の3地震について手法の検証が行われている。

- 2005年福岡県西方沖の地震
- 2003年十勝沖地震
- 2000年鳥取県西部地震

地震本部(2009)より抜粋（一部加筆・修正）



松島・川瀬(2006)による1995年兵庫県南部地震の震源モデルと震源近傍強震動の評価



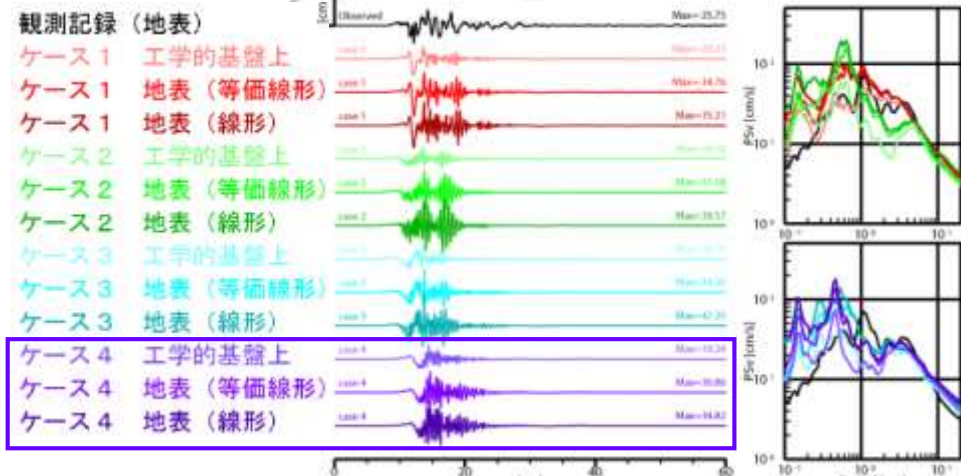
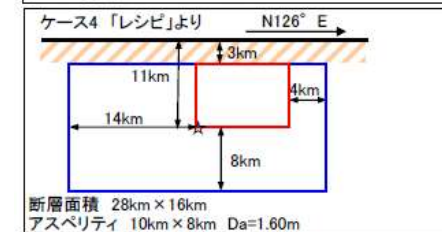
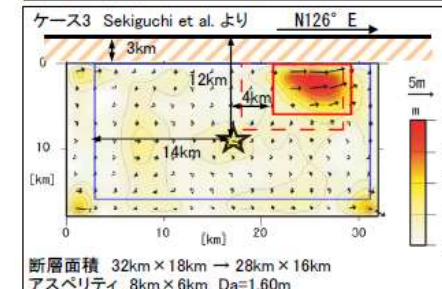
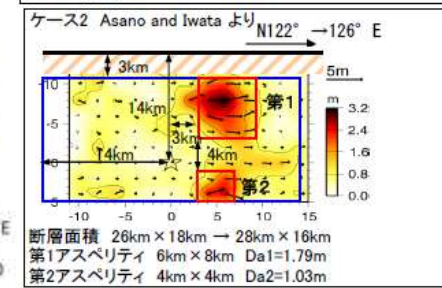
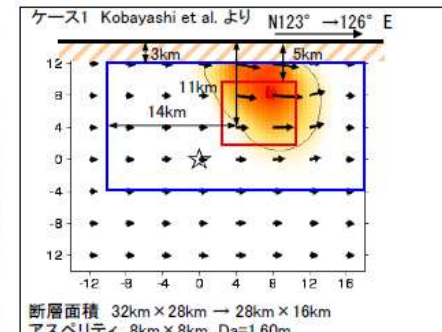
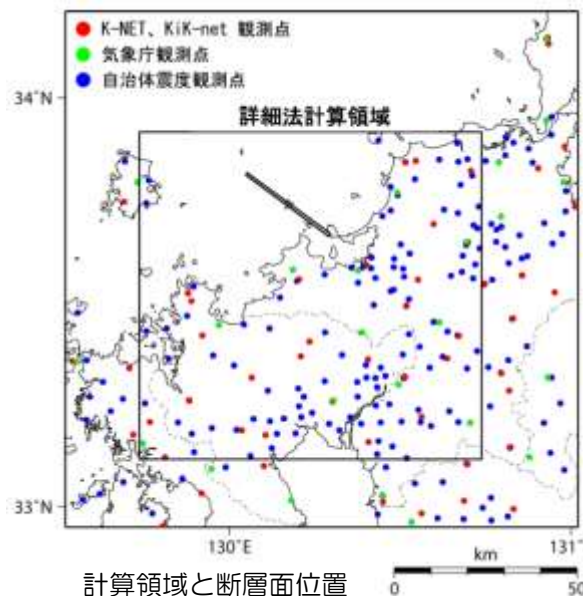
断層モデル長さ、幅、深さ、傾斜角

2.2 副次的な断層等

②現状の地震動評価の枠組み（強震動予測レシピ）

- 地震調査委員会強震動評価部会では、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」の検証を実施。
- 2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づいた強震動評価手法の検証では、『現在のレシピによって概ね再現可能であることが確認された。』としている。

ケース1：Kobayashi et al. (2006)に基づく特性化震源モデル
 ケース2：Asano and Iwata (2006)に基づく特性化震源モデル
 ケース3：Sekiguchi et al. (2006)に基づく特性化震源モデル
 ケース4：「レシピ」に基づく特性化震源モデル



地震本部(2008)より抜粋
 (一部加筆・修正)

観測記録と計算結果との比較
 (FK0006 K-NET福岡)

強震動評価手法の検証において用いた
 特性化震源モデル

2.2 副次的な断層等

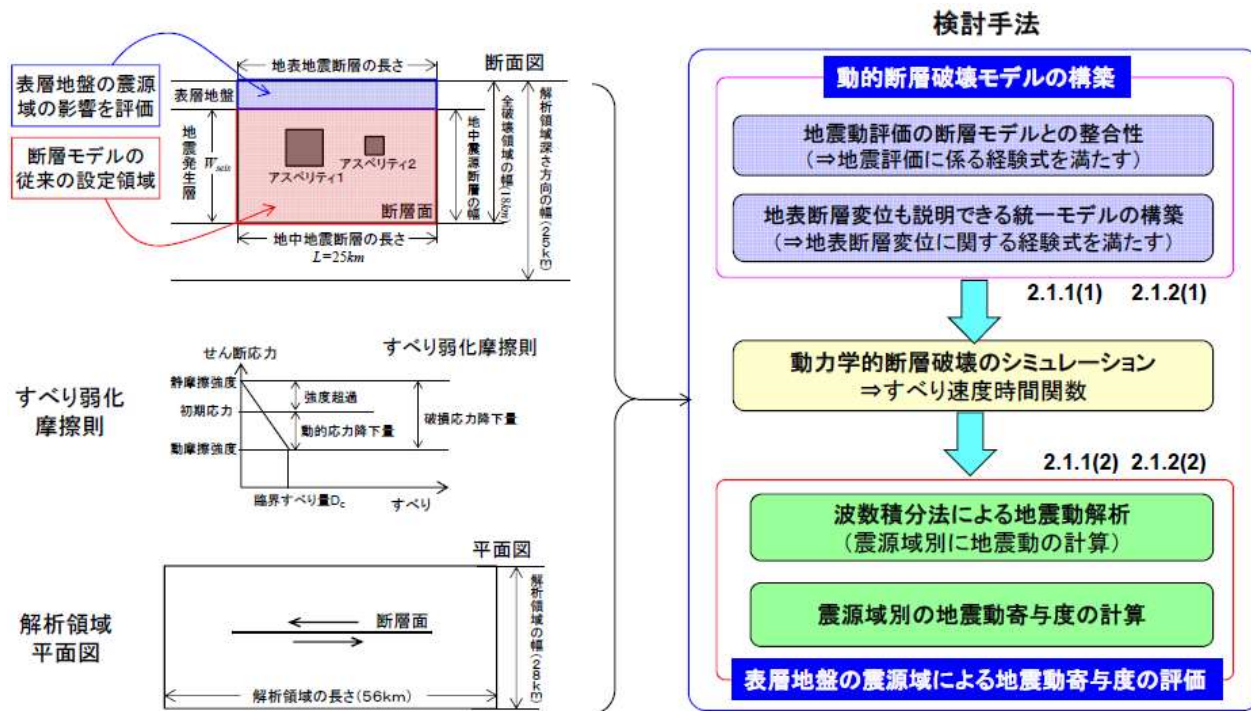
③最新知見の確認 動力学的断層モデルを用いた震源極近傍の地震動評価

■ 現状、断層モデルを用いた手法による地震動評価は、断層面上の各点でのすべり量とその時刻歴を規定して地震波を生成するモデルであり、弾性波動論による線形計算に基づいている。断層面上の破壊伝播に力学的条件を与えていないことから、物理的な破壊現象が正しくモデル化されない短所を有する。

■ 動力学的断層モデルは、断層面上での破壊の伝播を、初期応力分布と破壊の構成則に基づいて評価するモデルであり、断層破壊の進展、停止等の過程を表現することが可能である。破壊の構成則として用いるすべり弱化則（応力とすべり量の関係式）など条件の与え方に課題があり、現在、鋭意研究がなされている。

■ 原子力規制庁(2015)では、表層地盤の震源域における地震動への影響を定量的に評価する目的で、動力学的断層モデルを用いた検討が行われている。このうち、逆断層を対象とした震源極近傍の地震動評価において、以下の結論が得られている。

- ・断層直交成分(Fault Normal)では、深い震源域からの地震動が支配的である。
- ・断層平行成分(Fault Parallel)では、地表断層から2km以上離れたと、表層地盤の震源域による影響は無視できる程度に下がる。



平成26年度 事後評価調査票 (D05) 福島第一事故を踏まえた震源極近傍の地震動評価の高度化

原子力規制庁(2015)より抜粋 (一部加筆・修正)

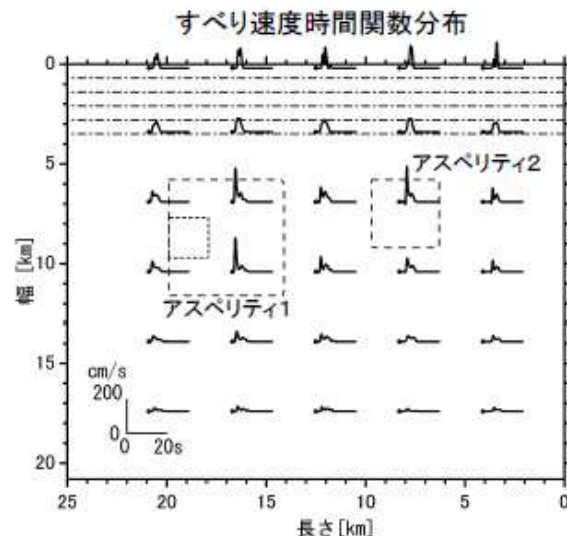
2.2 副次的な断層等

③最新知見の確認 動力学的断層モデルを用いた震源極近傍の地震動評価

2.1.2 逆断層を対象とした震源極近傍の地震動評価

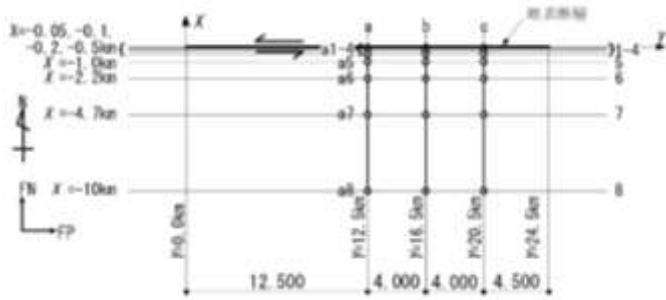
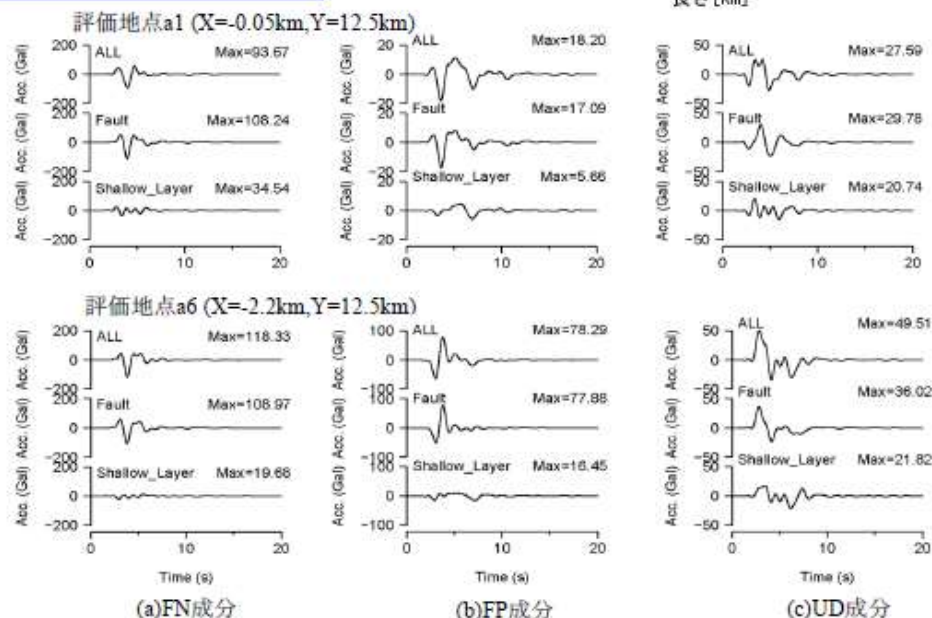
【内容】

- 長さ25km、傾斜角60度の逆断層を対象とし、断層上端が地表に達するモデルを設定した。(表層地盤:深さ0~3 km、地震発生層:深さ3~18 km)
- アスペリティの上端深さを5 kmとし、アスペリティ面積を調整して計算地震動を距離減衰式と整合させた断層モデルを設定した。
⇒アスペリティの大きさ:5.8 km×5.8 km&3.4 km×3.4 km
動的応力降下量:11MPa
地表地盤のS波速度:1.55 km/s
- 動力学的断層破壊シミュレーションで得られたすべり時間関数を用いて、波数積分法に基づく理論波形を計算し、表層地盤と地震発生層におけるそれぞれの震源域による地震動の寄与度を調べた。



【結果】

- FN成分が最も大きく、深い震源域からの地震動が支配的である。
- FP成分では、地表断層から2km以上離れると、表層地盤の震源域による影響は無視できる程度に下がる。



地表地震断層と評価地点の配置図

原子力規制庁(2015)より抜粋(一部加筆・修正)

加速度時刻歴波形の比較

2.2 副次的な断層等 検討のまとめ

- 副次的な断層等に関して以下の項目について整理を行い、敷地における地震動評価に大きな影響を与えないと考えられる。

①地質調査結果の整理

副次的な断層等は、地震発生層（上端深さ6km）に到達しない極浅い部分のみに認められ、また、断層面を想定した場合にも、地震発生層に至る前に主断層と交差する位置関係にある。

②現状の地震動評価の 枠組み

地震動評価の現状の枠組みでは、地震発生層より浅い部分の影響は考慮せず、震源断層は地震発生層の中に設定する。なお、現状の手法は、複数の地震に対して検証がなされている。

③最新知見の確認

動力学的断層モデルを用いた検討によると、逆断層のケースでは深い震源域からの地震動が支配的であり、浅い部分の影響は2km以上離れると無視できる程度に下がるとされている。

現状の枠組みでは、地震発生層に至らない断層は地震動評価に与える影響はない。

仮に最新の知見を考慮した場合においても敷地から2km以上離れていることからその影響は小さいと考えられる。

2.3 被害地震の選定

被害地震の選定プロセス

■ 検討用地震の選定に先立ち、敷地に大きな影響を与えたと考えられる被害地震を以下の流れにより選定。

- ①過去の地震による敷地への影響を検討するために、敷地からの震央距離が200km程度以内の地震を対象として被害地震を選定。
- ②気象庁震度階級関連解説表によると、地震により建物等に被害が発生するのは震度5弱（1996年以前は震度V）程度以上であることから、敷地に大きな影響を与える地震として、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上のものを選定。
 - ②-1 宇佐美ほか(2013)に記載されている震度分布図で、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震を選定。
 - ②-2 なお、敷地周辺の震度並びに建物等の被害が明らかでない地震については、地震規模及び震央距離と震度との関係から敷地における震度を推定し、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上と推定される地震が無いことを確認する。

● 木造建物（住宅）の状況

震度階級	木造建物(住宅)	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5弱	—	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。
5強	—	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。
6弱	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 壁などに大きなひび割れ・亀裂が入ることがある。 瓦が落下したり、建物が傾いたりすることがある。倒れるものもある。
6強	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などに大きなひび割れ・亀裂が入るものが多くなる。 傾くものや、倒れるものが増える。
7	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 まれに傾くことがある。	傾くものや、倒れるものがさらに多くなる。

(注1) 木造建物(住宅)の耐震性により2つに区分けた。耐震性は、建築年代の新しいものほど高い傾向があり、昭和昭和56年(1981年)以前は耐震性が低く、昭和57年(1982年)以降は耐震性が高い傾向がある。しかし、構造の違いや壁の配置などにより耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注2) この表における木造の壁のひび割れ、亀裂、剥離は、土壁(削り竹下地)、モルタル仕上壁(ラス、全網下地を含む)を想定している。下地の弱い壁は、建物の変形が少ない状況でも、モルタル等が剥離し、落下しやすくなる。

(注3) 本造建物の被害は、地震の際の地震動の周期や継続時間によって異なる。平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震のように、震度に比べ建物被害が少ない事例もある。

● 鉄筋コンクリート造建物の状況

震度階級	鉄筋コンクリート造建物	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5強	—	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。
6弱	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。
6強	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めやX状のひび割れ・亀裂がみられることがある。 1階あるいは中間階の柱が折れ、倒れるものがある。
7	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂がさらに多くなる。 1階あるいは中間階が変形し、まれに傾くものがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めやX状のひび割れ・亀裂が多くなる。 1階あるいは中間階の柱が折れ、倒れるものが増える。

(注1) 鉄筋コンクリート造建物では、建築年代の新しいものほど耐震性が高い傾向があり、昭和昭和56年(1981年)以前は耐震性が低く、昭和57年(1982年)以降は耐震性が高い傾向がある。しかし、構造形式や平面的、立体的な耐震壁の配置により耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注2) 鉄筋コンクリート造建物は、建物の主体構造に影響を受けていない場合でも、軽微なひび割れがみられることがある。

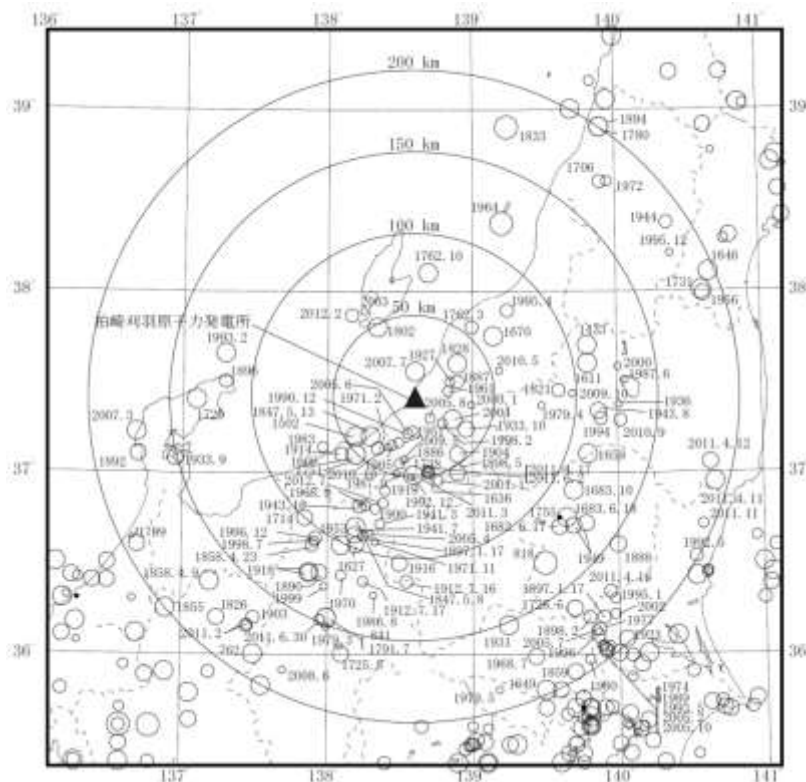
気象庁震度階級関連解説表
気象庁、消防庁(2009)より抜粋

2.3 被害地震の選定

①震央距離200km程度以内の被害地震

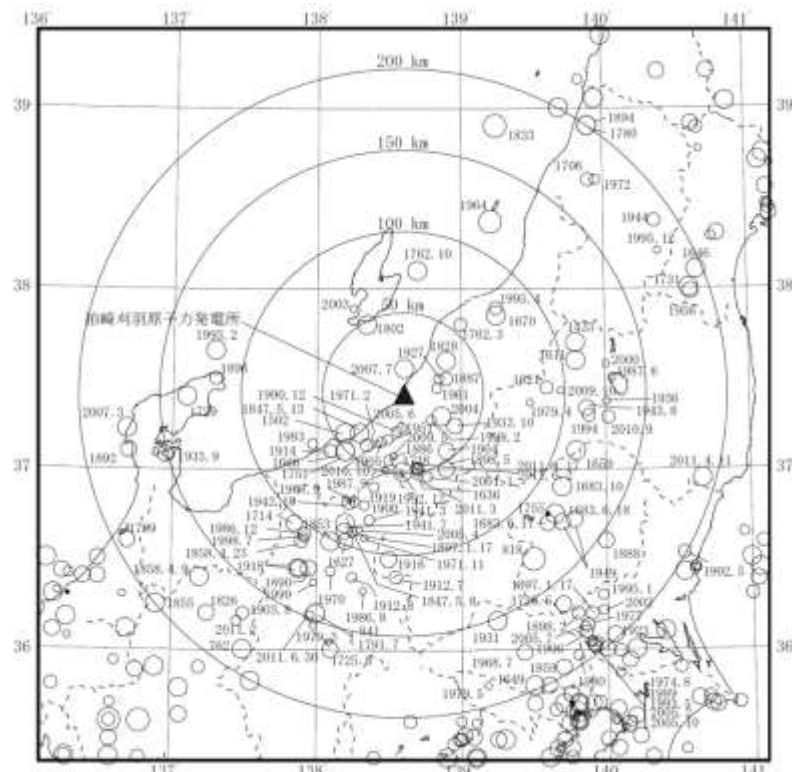
■敷地からの震央距離200km程度以内の被害地震について、宇佐美ほか(2013)を用い、対象期間416年～2012年として抽出した場合を整理。

宇佐美ほか(2013)



※対象期間416年～2012年

【参考】従来評価
宇佐美(2003) + 気象庁地震カタログ



※対象期間416年～2011年

被害地震の震央分布図

2.3 被害地震の選定

②-1 震度分布による選定

敷地周辺における揺れが震度5弱程度以上であったと推定される地震（その1）

- 震度分布図を確認し、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震を選定。



図 362-1 震度分布 [気象庁, 1965, 技術報告, 43]

①1964年新潟地震
(M7.5)

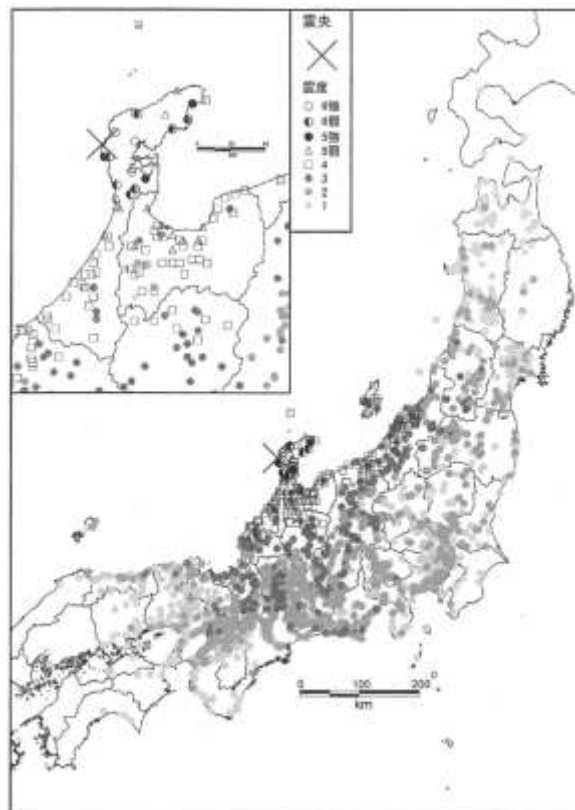


図 367-1 震度分布

②2007年能登半島地震
(M6.9)

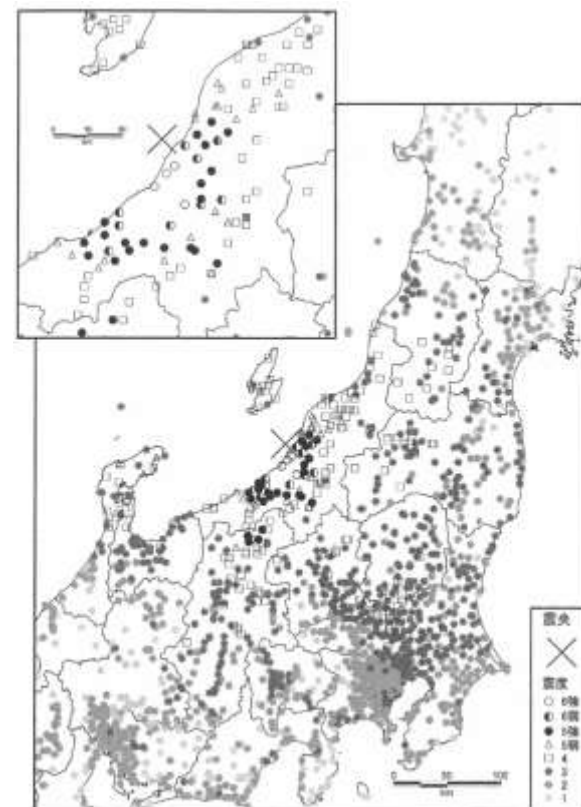


図 363-1 震度分布

③2007年新潟県中越沖地震
(M6.8)

敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震の震度分布図

宇佐美ほか(2013)より抜粋

2.3 被害地震の選定

②-1 震度分布による選定

敷地周辺における揺れが震度5弱程度以上であったと推定される地震（その2）

- 震度分布図を確認し、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震を選定。

◎ VII	● V	S 強地震
⊙ VI~VII	△ IV~V	E 大地震
○ VI	□ IV	M 中地震
⊖ V~VI	▽ III~IV	e 地震

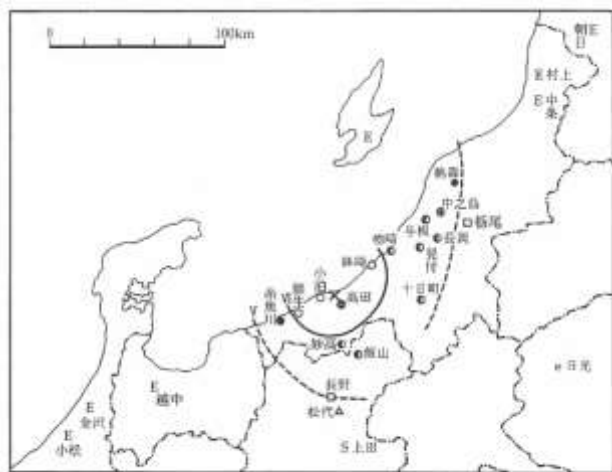


図 185-1 震度分布

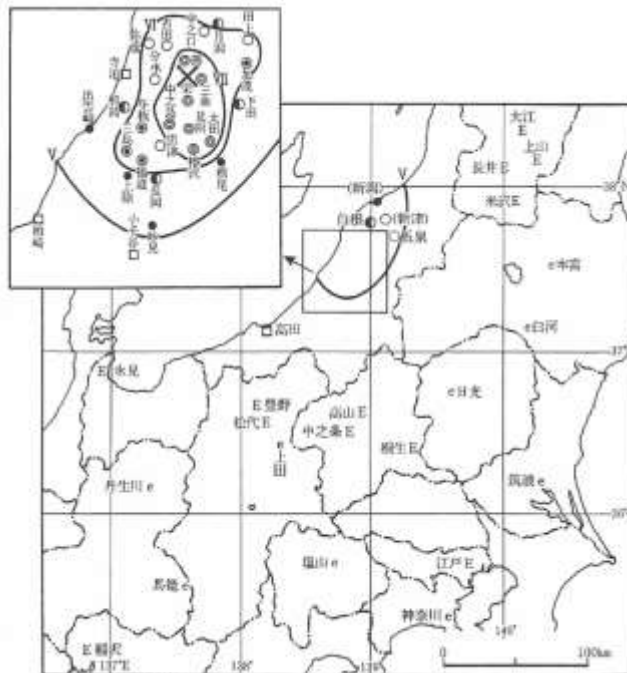


図 235-1 震度分布

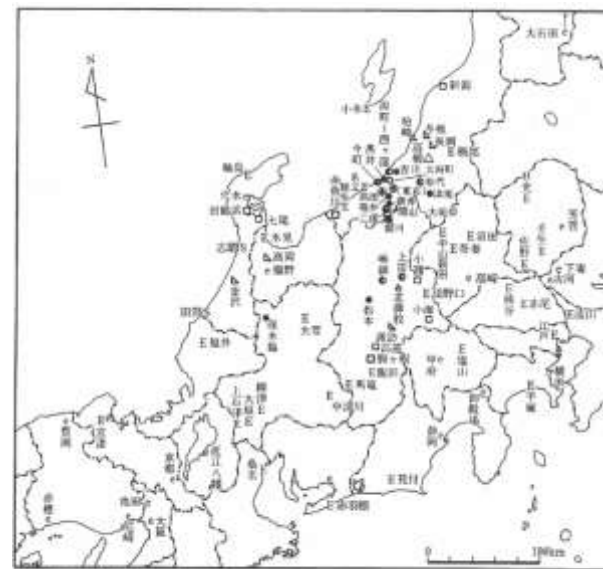


図 268-1A 震度分布

④1751年越後の地震
(M7.2)

⑤1828年越後の地震
(M6.9)

⑥1847年善光寺地震
(M7.4)

敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震の震度分布図

宇佐美ほか(2013)より抜粋

2.3 被害地震の選定

②-1 震度分布による選定

敷地周辺における揺れが震度5弱程度以上であったと推定される地震（その3）

- 震度分布図を確認し、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震を選定。

◎ VII	● V	S 強地震
⊙ VI~VII	△ IV~V	E 大地震
○ VI	□ IV	M 中地震
● V~VI	△ III~IV	e 地震



図 249-1 震度分布

⑦ 1847年越後頸城郡の地震
(M6.5)

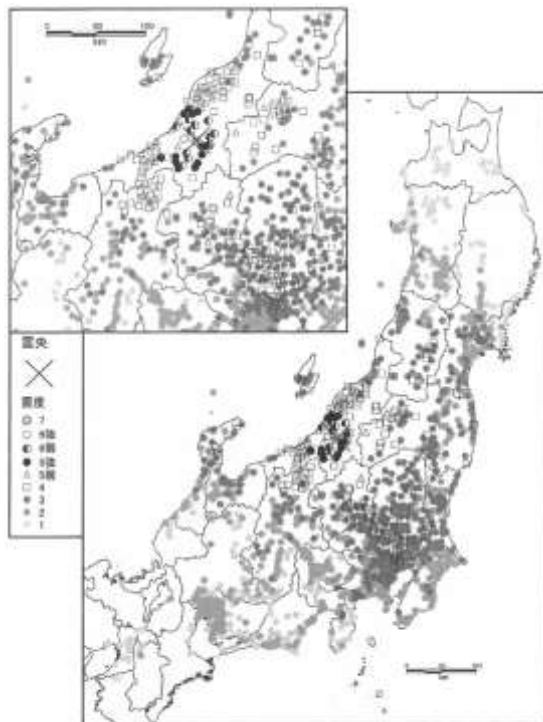


図 278-1 震度分布

⑧ 2004年新潟県中越地震
(M6.8)



図 842-2 震度分布 (国土地院)

⑨ 2011年長野県北部の地震
(M6.7)

敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度以上であったと推定される地震の震度分布図

宇佐美ほか(2013)より抜粋

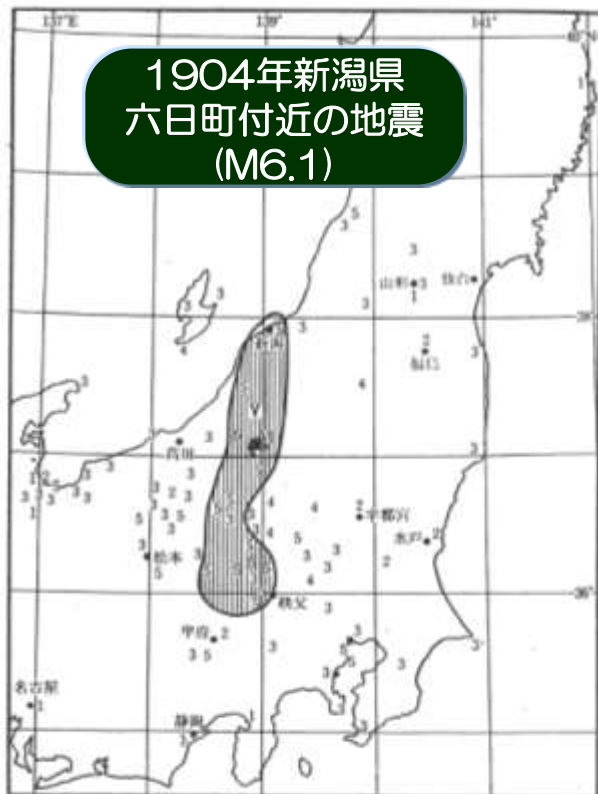
2.3 被害地震の選定

②-1 震度分布による選定



図 311-2 震度分布 [中央気象台, 1897, 地震報告, 51-87]

1894年庄内地震
(M7.0)



1904年新潟県
六日町付近の地震
(M6.1)

図 356-1 震度分布

震度分布図により敷地周辺の揺れが震度5弱未満で除外した例

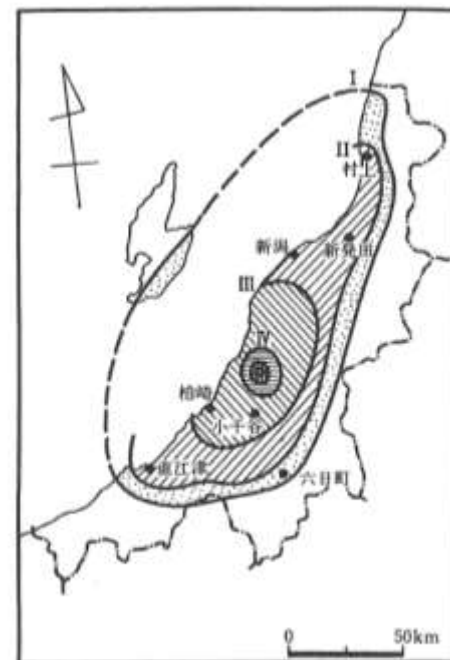


図 547-1 震度分布 [新潟地方気象台・長岡気象通報所, 1961]

1961年長岡付近の地震
(M5.2)



図 599-1 震度分布 [気象庁, 1971, 予知速報, 6, 7-11]

1971年新潟県南部の地震
(M5.5)

- 震度分布図を確認し、敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度未満であったと推定され、対象から除外した地震の震度分布図を例示。

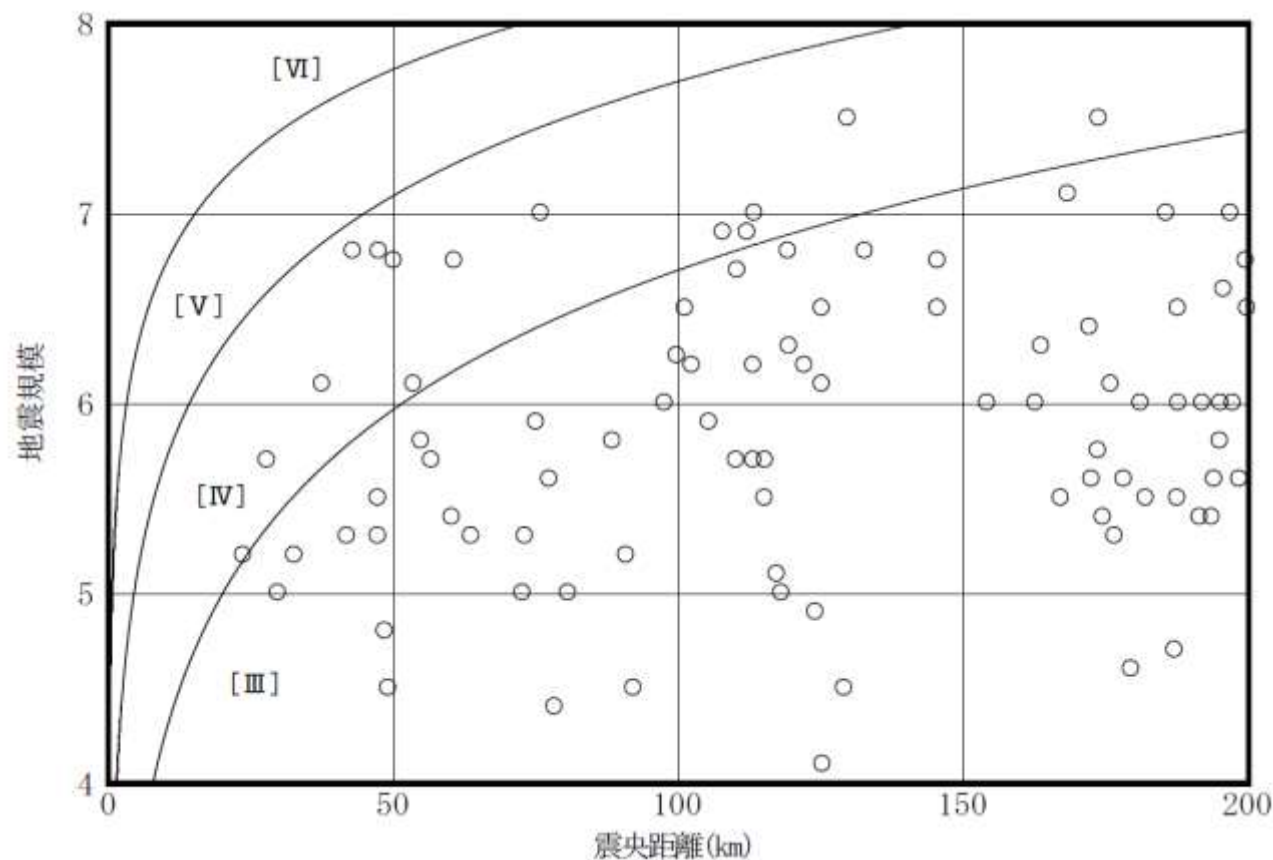
敷地周辺における揺れが震度5弱（震度V）程度未満であったと推定される地震の震度分布図の例

宇佐美ほか(2013)より抜粋

2.3 被害地震の選定

②-2 M-Δ図による確認

- 敷地周辺の震度並びに建物等の被害が明らかでない地震については、松村(1969)および勝又・徳永(1971)による地震規模及び震央距離と震度との関係 (M-Δ図) から敷地における震度を推定。
- 敷地周辺における揺れが震度5弱 (震度V) 程度以上と推定される地震は認められないことを確認。



※地震諸元は、宇佐美ほか(2013)による。地震諸元が幅をもって示されている場合は、その中央値を採用。

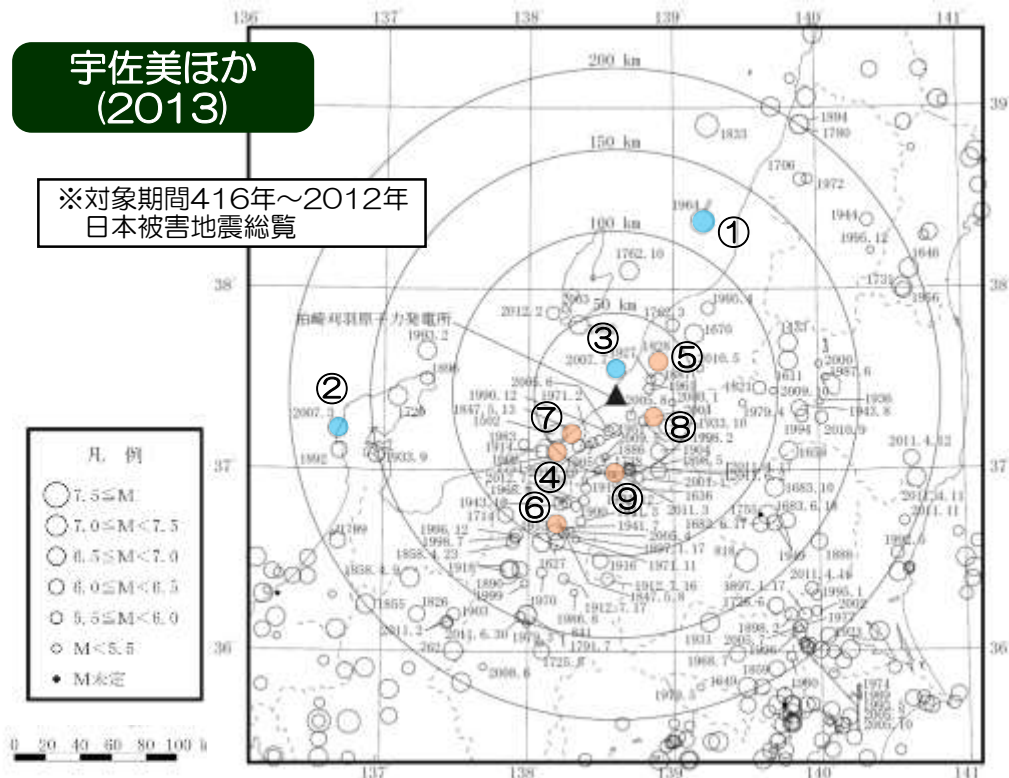
※ [Ⅲ] ~ [Ⅵ] は、1996年以前の気象庁震度階で、震度階の境界線は、松村(1969)及び勝又・徳永(1971)による。

敷地周辺の震度並びに建物等の被害が明らかでない被害地震のM-Δ図

2.3 被害地震の選定 選定結果

宇佐美ほか
(2013)

※対象期間416年～2012年
日本被害地震総覧

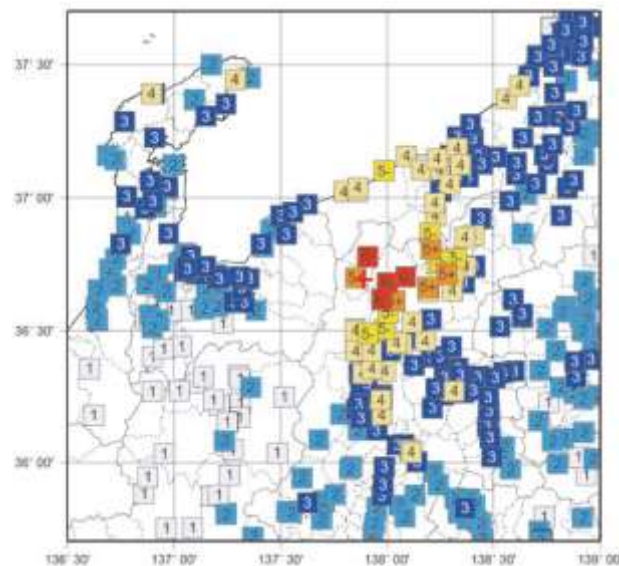


■ 敷地における揺れが震度5弱（震度V）程度以上と推定される地震は、宇佐美ほか(2013)によった場合においてもこれまでの評価と同様の9地震であることを確認。

	地震名	地震規模
海域	① 1964年 新潟地震	7.5
	② 2007年 能登半島地震	6.9
	③ 2007年 新潟県中越沖地震	6.8
陸域	④ 1751年 越後の地震	7.2
	⑤ 1828年 越後の地震	6.9
	⑥ 1847年 善光寺地震	7.4
	⑦ 1847年 越後頸城郡の地震	6.5
	⑧ 2004年 新潟県中越地震	6.8
	⑨ 2011年 長野県北部の地震	6.7

■ なお、宇佐美ほか(2013)に収録されている2012年以降、新潟県において5弱以上の震度をもたらした地震は2014年11月22日の長野県北部の地震(M6.7)のみであり、その際の敷地周辺での震度は3~4であったため、選定結果に追加すべき地震は無いと考えられる。

2014年長野県北部の地震(M6.7)の震度分布
(気象庁)



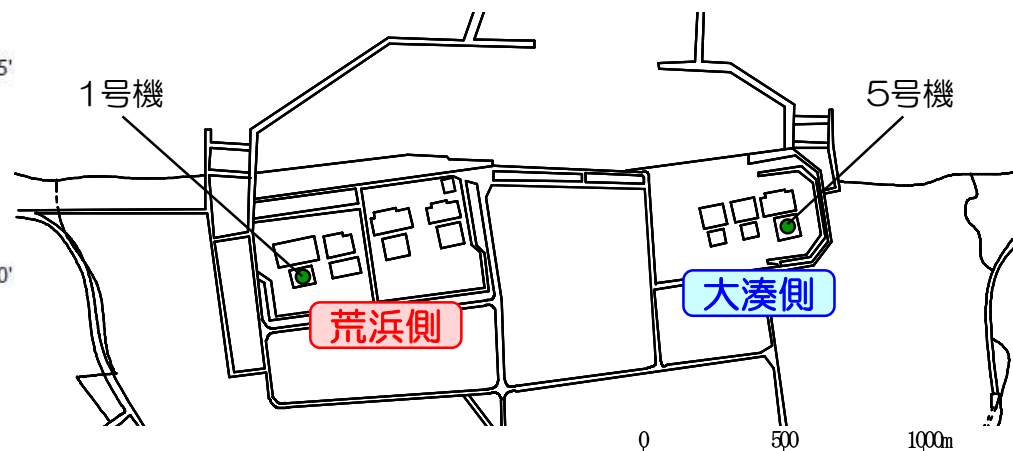
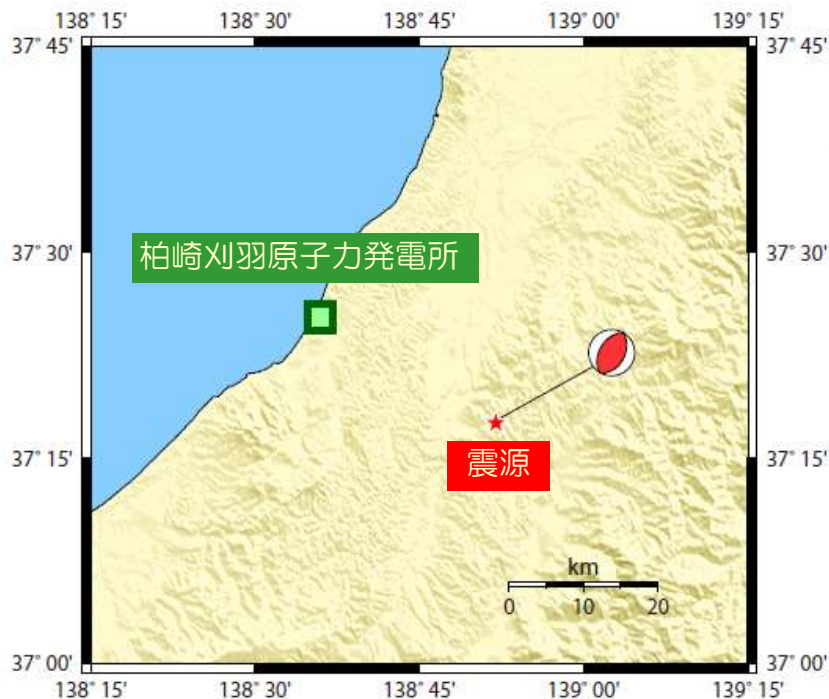
1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震, 中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足

ここでは，震源モデルの設定・不確かさの考え方に反映することを目的に，敷地に比較的近い位置で発生した，2004年新潟県中越地震及び2007年新潟県中越沖地震について，提唱されている震源モデルを整理した結果について示す。

2004年新潟県中越地震

■ 中越地震では、5号機原子炉建屋基礎版上で観測記録が得られている。



原子炉建屋基礎版上で観測された
最大加速度値 (単位: cm/s^2)

	荒浜側	大湊側
	1号機	5号機
NS方向	—※1 (274)※2	27 (249)※2
EW方向	—※1 (273)※2	54 (254)※2
UD方向	—※1	57

※1 荒浜側は、落雷の影響のため記録が得られていない。
 ※2 () 内は設計時の基準地震動S2 (1号機についてはEL CENTRO) による応答値。

【地震諸元 (気象庁)】

- 発生日時：2004/10/23 17:56
- 規模：マグニチュード 6.8
- 震央：北緯 $37^{\circ} 17.6'$
東経 $138^{\circ} 52.0'$
- 震源深さ 13 km

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

■ 中越地震に関して提案されている主な震源モデルを整理。

	文献	手法	モデル	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度(km/s)	b.震源S波速度(km/s)	比 a/b
①	Kamae et al.(2005)	経験的G関数法	特性化モデル	5	2	3.5	0.57
②	神原ほか(2006)	経験的G関数法	特性化モデル	19	2.45	3.4	0.72
③	佐藤ほか(2007)	経験的G関数法	特性化モデル	7	2.43	3.47	0.70
④	坂井・野津(2011)	経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的G関数法	特性化モデル	16	2.8	3.5	0.80
⑤	青井ほか(2005)	波形イバ-ジ ョン法	すべり分布	7	2	3.4*	0.59
⑥	Honda et al.(2005)	波形イバ-ジ ョン法	すべり分布	10	2.2	3.28	0.67
⑦	野津(2005)	波形イバ-ジ ョン法	すべり分布	13	2.5	3.5	0.71
⑧	Hikima and Koketsu(2005)	波形イバ-ジ ョン法	すべり分布	11	-	-	-
⑨	芝(2006)	経験的G関数法を用いた震源イバ-ジ ョン法	地震 τ - λ 外密度分布	9	-	-	-
⑩	Asano and Iwata(2009)	波形イバ-ジ ョン法	すべり分布	21	1.9	3.46	0.55

※文献中に記載がないため仮定

- 破壊伝播速度は、震源のS波速度に対して平均で0.66倍程度であり、一般的な値である。
- 震源モデルの共通点としては以下のとおり。
 - ①多くのモデルが、破壊開始点付近に大きなアスペリティ（すべりが相対的に大きいところ）、少し離れたところにもう1つか2つのアスペリティを見出している。
 - ②アスペリティサイズが比較的小さい。
- 相違の理由としては、震源域周辺の地下構造の水平方向の不均質が強く、また、速度構造に関する情報が乏しいために、妥当な構造モデルが与えられていない場合があるためと考えられる。
- 中越地震に関するシミュレーション解析においては、提案されている特性化震源モデルのうち、情報量が十分であり、一般的な手法を用いて設定されている神原ほか（2006）によるモデルを採用することとした。

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

①Kamae et al.(2005)

経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより震源断層面上のアスペリティの位置、大きさ、応力降下量を定量化。

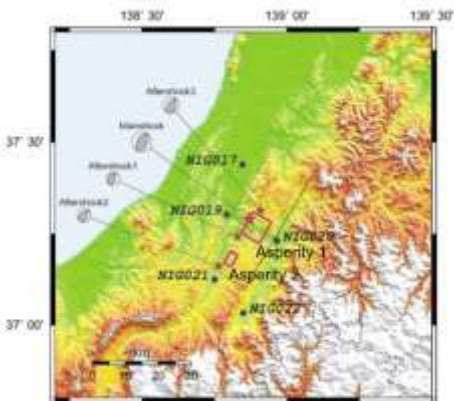


Fig. 1. Map showing the K-NET and JMA observation station location and epicenters of the mainshock and the aftershocks used as the empirical Green's functions and source model consisting of two asperities estimated from forward modeling using the empirical Green's function method. Fault plane of the mainshock has strike of 211° and dip angle of 52°.

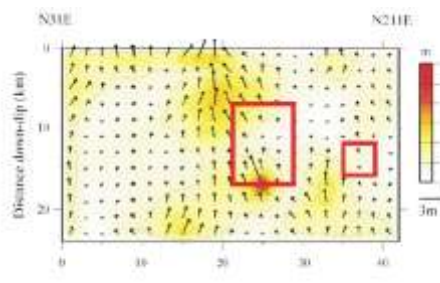


Fig. 2. Source model composed of two asperities. The model is superimposed the inverted slip contours by Honda et al. (2005).

Table 3. Source parameters for each asperity.

	M_0 (Nm)	L (km) × W (km)	$\Delta\sigma$ (MPa)
Asp-1	2.60×10^{18}	7.5 × 10.0	7.0
Asp-2	5.28×10^{17}	4.0 × 4.0	20.0

Kamae et al.(2005)より抜粋

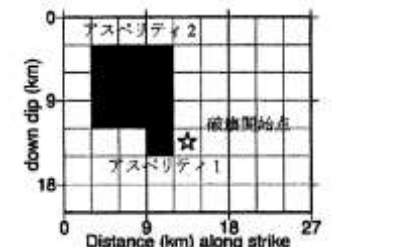
③佐藤ほか(2007)



図1 探索範囲とする断層面(矩形)と、本震と余震の震央位置・メカニズム解(F-net)、インバージョンに用いた観測点(△)位置。

○は図3の左上隅。佐藤ほか(2007)より抜粋

経験的グリーン関数法により、中・短周期震源インバージョンを実施。

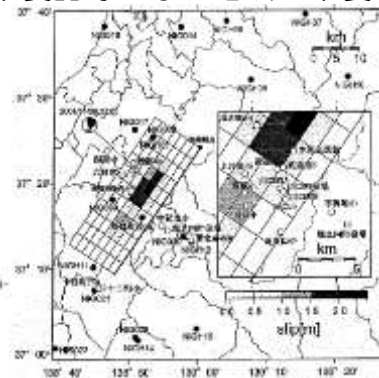


	Area (km ²)	Rise time (s)	Stress drop (bar)	Slip (cm)
アスペリティ1	9.0	0.72	267	409
アスペリティ2	81.0	1.44	134	409

図3 推定されたアスペリティモデル

②神原ほか(2006)

強震記録の波形インバージョンから求められた最終すべり分布をもとに断層モデルを設定し、経験的グリーン関数法を用いて本震記録のない地域の本震時の強震動を推定。



地震年	2004/03/17:56
断層位置 (断層形式)	東緯 37.4823° 東経 139.0064°
走向	214 °
傾斜角	56 °
断層長さ	31.0 km
断層幅	20.0 km
断層上端深さ	0.2 km
断層下端深さ	8.17~15.25 km (ca)
平均すべり量	41.8 cm
平均応力降下量	1.29 MPa
断層傾斜レベル	1.07~15.25 km (ca)
女人断層深度	3.4 km
深度	2.6 km
方位	76.7°

神原ほか(2006),
松島ほか(2006)
より抜粋

④坂井・野津(2011)

対象地点のサイト増幅・位相特性を用いた統計的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより特性化震源モデルを作成。

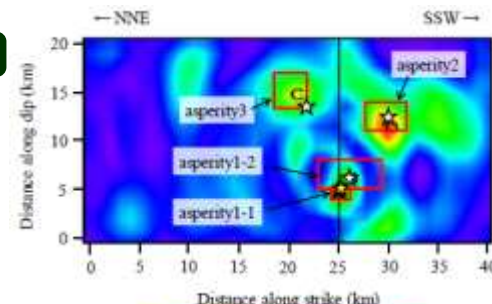
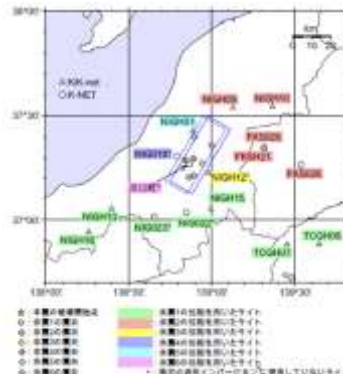


表2 特性化震源モデルのパラメータ

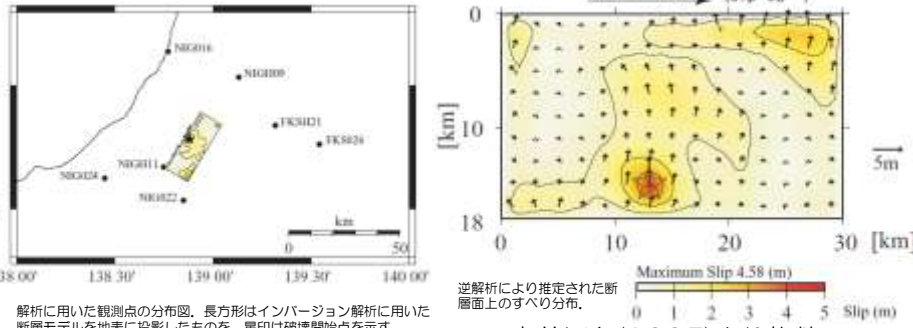
	asperity1-1	asperity1-2	asperity2	asperity3
破壊開始点	138.840	138.841	138.859	138.913
緯度、経度	37.280	37.277	37.225	37.289
破壊開始点深さ(km)	13.0	12.3	7.5	7.1
サイズ(km)	2.0 × 1.0	6.5 × 3.0	4.0 × 3.0	3.5 × 3.5
M_0 (Nm)	1.3E+17	7.2E+17	4.0E+17	2.4E+17
P_0 (km/s)	2.8	2.8	2.8	2.8
r (sec)	0.09	0.27	0.27	0.31
分割数N	3 × 3 × 3	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5	3 × 3 × 3

坂井・野津(2011)より抜粋
(一部加筆・修正)

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

⑤青井ほか(2005)

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し、すべり分布を推定。



解析に用いた観測点の分布図。長方形はインバージョン解析に用いた断面モデルを地表に投影したものを、黒印は破壊開始地点を示す。

逆解析により推定された断面面上のすべり分布。Maximum Slip 4.58 (m)

青井ほか(2005)より抜粋
(一部加筆・修正)

⑦野津(2005)

経験的グリーン関数法を用いた波形インバージョンにより、工学的にも重要な周期1～5秒の帯域での地震動を説明できるような震源モデルを構築することを目的に、最終すべり分布を評価。

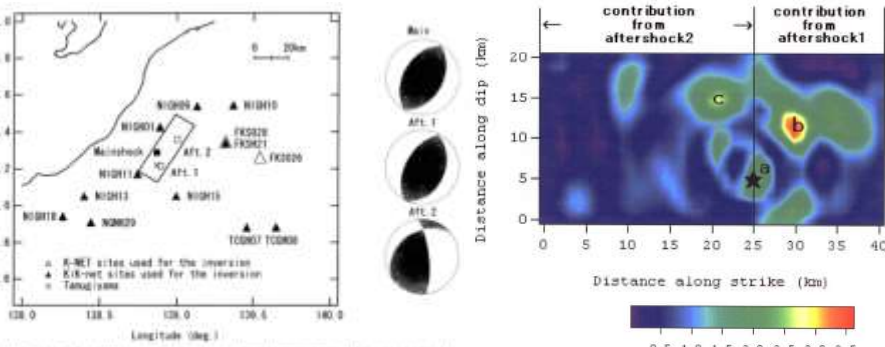


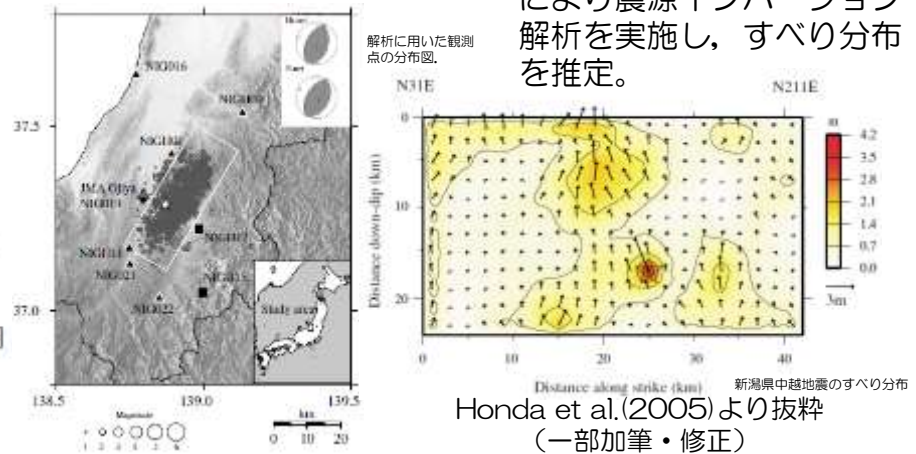
Fig. 1. Map showing the JMA (Japan Meteorological Agency) hypocenters of the mainshock (solid square) and the aftershocks (open squares), the fault plane assumed for the inversion (large rectangle) and the KIK-net sites (triangle) and the KIK-net solid (triangle) sites used for the inversion. The KIK-net sites FK0208 and the KIK-net site FK0201 are located close to each other. The mechanisms of the mainshock and the aftershocks determined by the F-net are also shown. The mechanism of the aftershock 1 is quite similar to that of the mainshock. The mechanism of the aftershock 2 also resembles that of the mainshock, although not as deep as the aftershock 1.

Fig. 2. Final slip distribution for the 300 KIK-net stations (circles) obtained from the waveform inversion. The color indicates the JMA hypocenter, which was used as the rupture starting point for the waveform inversion. The primary rupture (indicated by stars) was about 1 km SSW from the JMA hypocenter.

野津(2005)より抜粋

⑥Honda et al.(2005)

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し、すべり分布を推定。



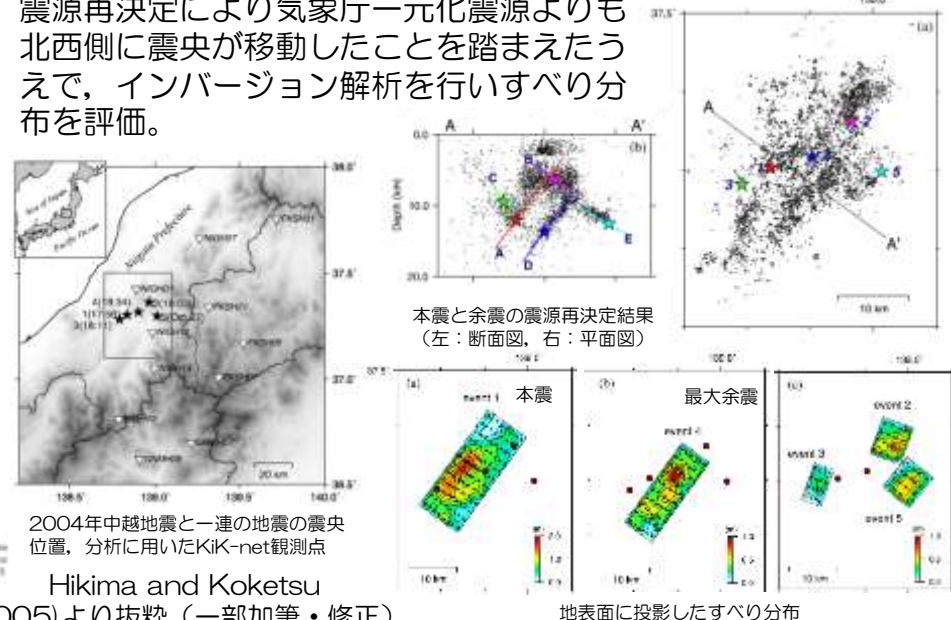
解析に用いた観測点の分布図。

新潟県中越地震のすべり分布

Honda et al.(2005)より抜粋
(一部加筆・修正)

⑧Hikima and Koketsu(2005)

震源再決定により気象庁一元化震源よりも北西側に震央が移動したことを踏まえて、インバージョン解析を行いすべり分布を評価。



本震と余震の震源再決定結果
(左：断面図、右：平面図)

2004年中越地震と一連の地震の震央位置、分析に用いたKIK-net観測点

Hikima and Koketsu
(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

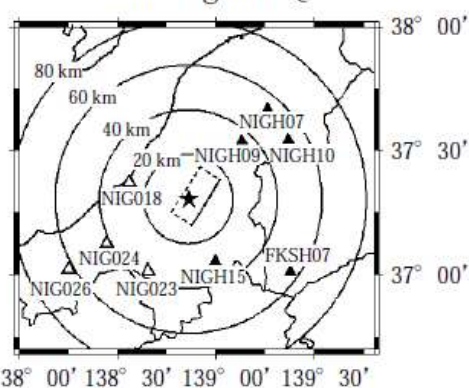
地表面に投影したすべり分布

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

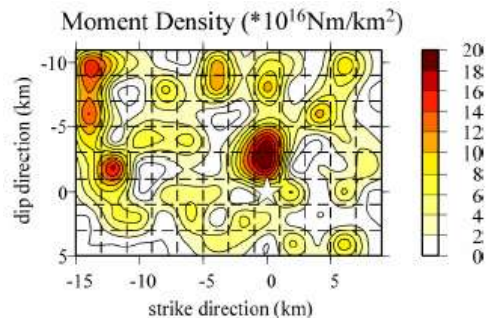
⑨芝(2006)

経験的グリーン関数法を用いた震源インバージョン法により解放地震モーメント密度分布を推定。

2004 Niigata EQ



解析に用いた観測点の分布図。
△：K-NET, ▲：Kik-netの観測点を示す



速度波形インバージョンにより推定された解放地震モーメント密度分布

芝(2006)より抜粋
(一部加筆・修正)

⑩Asano and Iwata(2009)

余震記録から各観測点の速度構造を評価した上で、線形波形インバージョン法により最終すべり分布を評価。

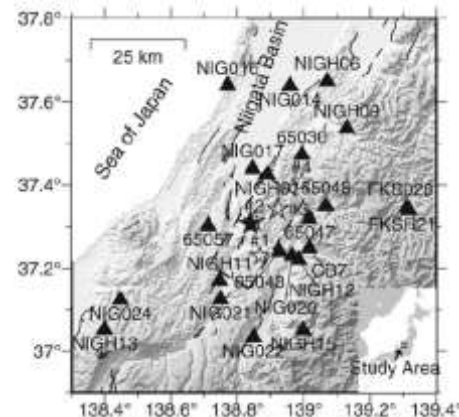


Figure 1. Map showing the study area. The solid star indicates the epicenter of the main shock. The broken rectangle shows the surface projection of the fault plane of the main shock assumed in the inversion analysis. The open stars represent the epicenters of the aftershocks used in the velocity structure modeling. The solid triangles indicate the strong-motion stations used in this study. The solid lines show the surface traces of active faults compiled by Nakata and Imamura (2002).

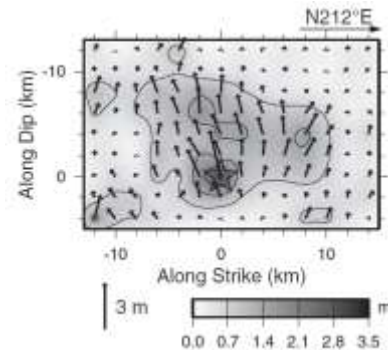
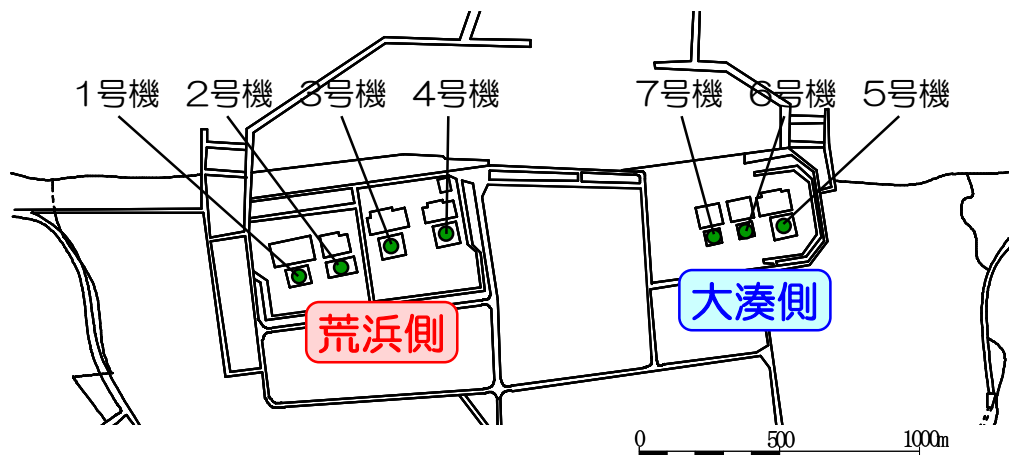
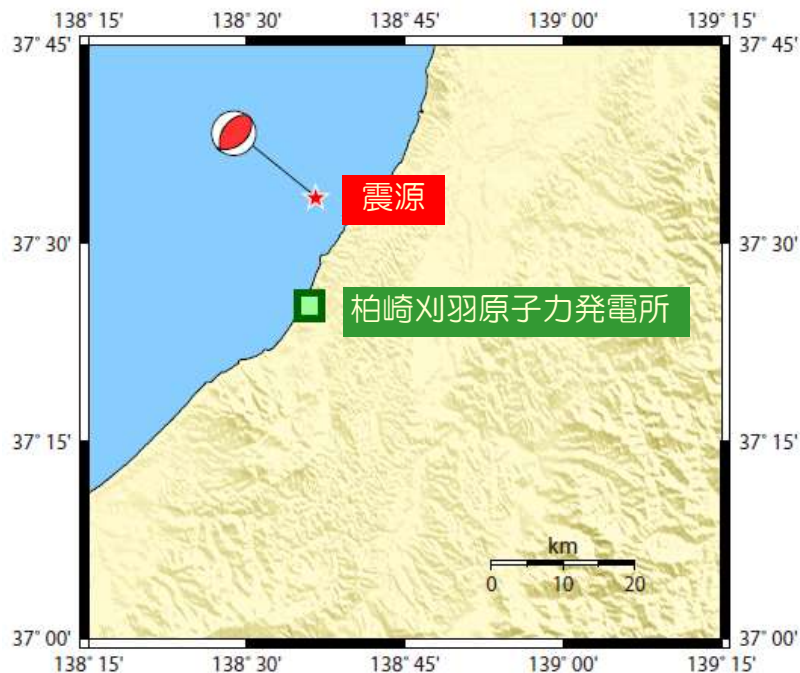


Figure 5. Final slip distribution obtained from the waveform inversion. The open star indicates the hypocenter. The arrows show slip vectors of the hanging wall relative to the footwall. The slip distribution is interpolated by the minimum curvature gridding algorithm (Smith and Wessel, 1990). The contour interval is 0.7 m.

Asano and Iwata(2009)
より抜粋

2007年新潟県中越沖地震

- 中越沖地震では、柏崎刈羽原子力発電所の各号機の原子炉建屋基礎版上で観測された最大加速度値が、設計で考慮した地震動による最大応答加速度値を上回った。
- 1～4号機が位置する荒浜側と5～7号機が位置する大湊側で最大加速度値に著しい差が認められた。



原子炉建屋基礎版上で観測された最大加速度値 (単位: cm/s^2)

	荒浜側				大湊側		
	1号機	2号機	3号機	4号機	5号機	6号機	7号機
NS 方向	311 (274)	304 (167)	308 (192)	310 (193)	277 (249)	271 (263)	267 (263)
EW 方向	680 (273)	606 (167)	384 (193)	492 (194)	442 (254)	322 (263)	356 (263)
UD 方向	408	282	311	337	205	488	355

※ () 内は設計時の基準地震動S2 (1号機についてはEL CENTRO等) による応答値。

【地震諸元 (気象庁)】

- 発生日時: 2007/7/16 10:13
- 規模: マグニチュード 6.8
- 震央: 北緯 $37^\circ 33.4'$
東経 $138^\circ 36.5'$
- 震源深さ 17 km

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

■ 中越沖地震に関して提案されている主な震源モデルを整理。

文献	手法	モデル	傾斜	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度(km/s)	b.震源S波速度(km/s)	比 a/b	
① 入倉ほか(2008)	経験的G関数法	特性化モデル	南東	6 (3)	2.7	3.4	0.79	
② Kamae and Kawabe(2008)	経験的G関数法	特性化モデル	南東	22 (12)	2.7	3.5	0.77	
③ 芝(2008)	全体	経験的G関数法を用いた震源イメージ法	地震E- ρ 密度分布特性化モデル	南東	18 (2)	2.3	3.4	0.68
	Asp				8 (8)			
④ 山本・竹中(2009)	経験的G関数法	特性化モデル	南東+北西	10 (2)	2.7,2.8,2.8	3.4	0.79,0.82,0.82	
⑤ 野津(2010)	経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法	特性化モデル	南東	10 (8)	3	3.5	0.86	
⑥ Aoi et al.(2008)	波形イメージ法	すべり分布	南東	14	2.1	3.4	0.62	
⑦ 引間・瀬瀬(2008)	イメージ法	すべり分布	南東	近地11(2) 遠地29 測地41	-	-	-	
⑧ Honda and Aoi(2009)	イメージ法	すべり分布	南東	12 (10)	2.45	3.4	0.72	
⑨ Nakamura et al.(2009)	波形イメージ法	すべり分布	南東+北西	約50	-	-	-	
⑩ Miyake et al.(2010)	波形イメージ法	すべり分布	南東	34	2.6	3.4	0.76	

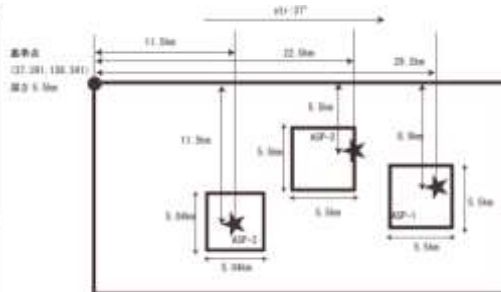
() 内は敷地内の観測点数

- 破壊伝播速度は、震源のS波速度に対し以下のとおり、アスペリティ部についてはやや大きいものの、断層面全体では、Geller(1976)の $V_r=0.72V_s$ とほぼ整合する値である。
 特性化モデル(③全体除く) ⇒ アスペリティ部に相当：平均約0.8倍
 すべり分布+③全体 ⇒ 断層面全体に相当：平均約0.7倍
- 海底地震計の記録を用いて再決定された余震分布から、主断層面が南東傾斜であることが明らかとなった以降、主に南東傾斜とする特性化震源モデルが提案されている。
- 南東傾斜の主断層面に加え、震源域北東部の北西傾斜の断層面を考慮し、モデル化したものも存在するが、わずかである。これは、地震動評価上、北西傾斜の断層面の寄与が小さいためと考えられる。
- 地震動評価に用いる特性化震源モデルは、波形イメージ法等によるすべり分布と比較的整合し、パラメータが明確となっている①、②及び③の特性化震源モデルにおいて、アスペリティ位置などに大きな相違が無いことを確認のうえ、ここでは③芝(2008)のモデルを用いて評価を行うこととした。

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

①入倉ほか(2008)

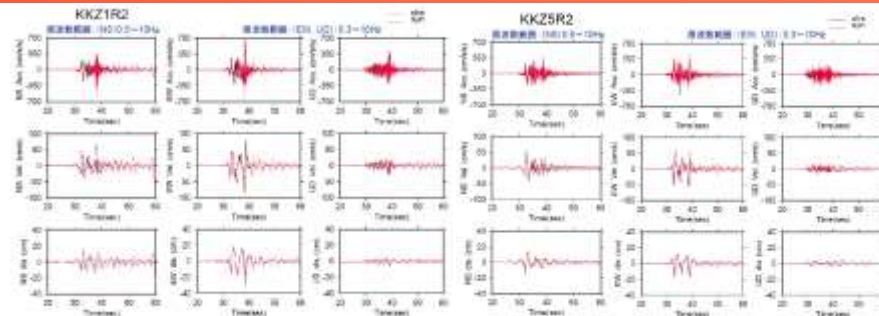
経験的グリーン関数法を用いた震源断層のモデル化。



strike	dip	rake
37	30	90

Latitude	Longitude	depth
37.381	138.341	5.5km

設定した震源断層モデル



合成された強震動（赤）と観測記録（黒）との比較

	Rupture start point	Depth (km)	Mo (Nm)
ASP1	(4,3)	10.0	1.69×10^{18}
ASP2	(5,2)	8.3	1.69×10^{18}
ASP3	(4,5)	11.3	1.02×10^{18}

	L (km) × W (km)	$\Delta\sigma$ (MPa)	Risetime (second)
ASP1	5.5 × 5.5 (N: 5 × 5)	23.7	0.5
ASP2	5.5 × 5.5 (N: 5 × 5)	23.7	0.5
ASP3	5.04 × 5.04 (N: 9 × 9)	19.8	0.45

入倉ほか(2008)より抜粋
(一部加筆・修正)

②Kamae and Kawabe(2008)

経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより震源断層面上のアスペリティの位置、大きさ、応力降下量を定量化。

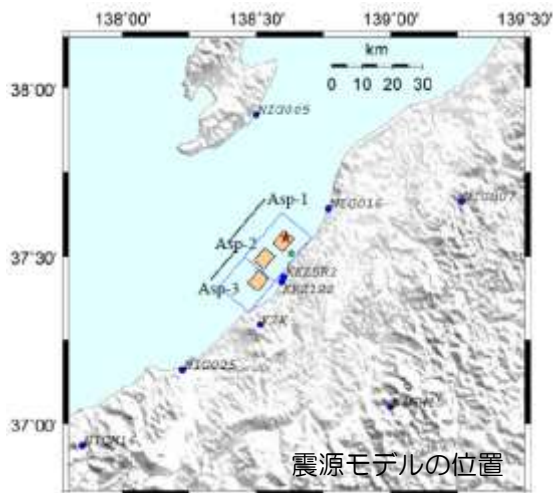


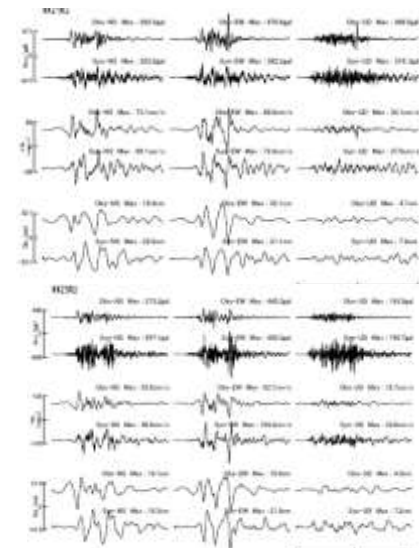
Figure 2 Source model of the Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M=6.8). The red star and green stars indicate the location of the epicenter (the rupture start point of Asp-1) and the rupture start points of Asp-2 and Asp-3, respectively.

震源モデル

Table 3 Source parameters of the Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M=6.8)

	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	S (km ²)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
Asp-1	40	40	90	5.6×5.6	1.33×10^{18}	18.4
Asp-2	40	40	90	5.6×5.6	2.00×10^{18}	27.6
Asp-3	40	40	90	5.6×5.6	1.67×10^{18}	23.0

Kamae and Kawabe(2008)より抜粋 (一部加筆・修正)

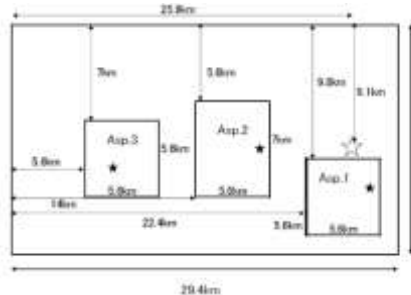
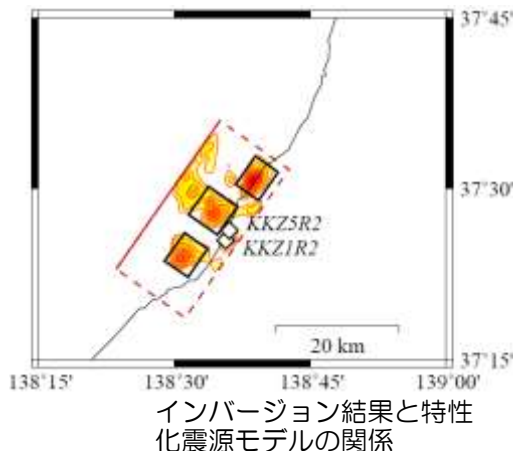


観測波形（上）と合成波形（下）の比較
(上段：加速度，中段：速度，下段：変位)

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

③芝(2008)

海域臨時観測の記録に基づく余震分布から南東傾斜の本震断層面を仮定し、震源インバージョン解析を実施。また、求めたすべり分布に基づき特性化震源モデルを提案。



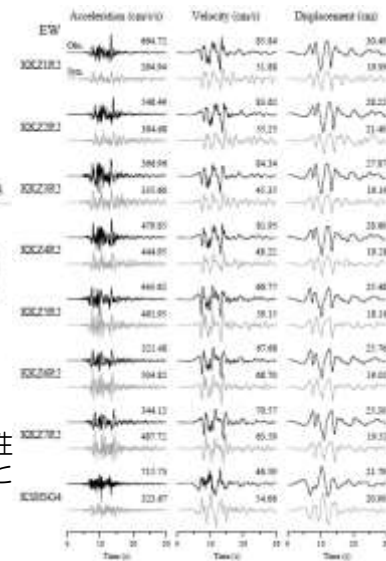
特性化震源モデルにおけるアスペリティの位置関係

特性化震源モデルの諸元

	Whole Fault	Asp. 1	Asp. 2	Asp. 3
Length (km)	29.4 (23.8)	5.6	5.6	5.6
Width (km)	16.8	5.6	7.0	5.6
Moment (10^{18} Nm)	10.2	1.83	2.11	1.43
Effective Stress (MPa)	25.47	20.84	19.91	
Rise Time (s)	0.4	0.4	0.5	
Rupture Velocity (km/s)	2.3	3.1	2.8	2.5
Rupture Time Delay (s)		0.2	1.8	0.0

柏崎サイト内の地点を対象とした、特性化震源モデルによる合成波形（灰色）と観測波形（黒）の比較（EW成分）

芝(2008)より抜粋（一部加筆・修正）



④山本・竹中(2009)

経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングを行い、震源モデルを推定。

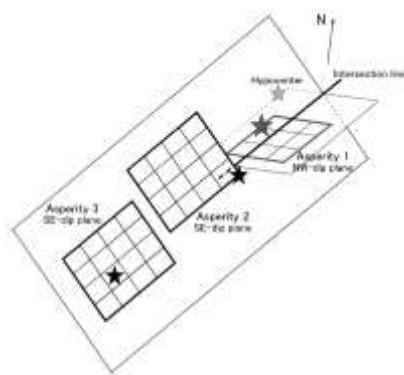
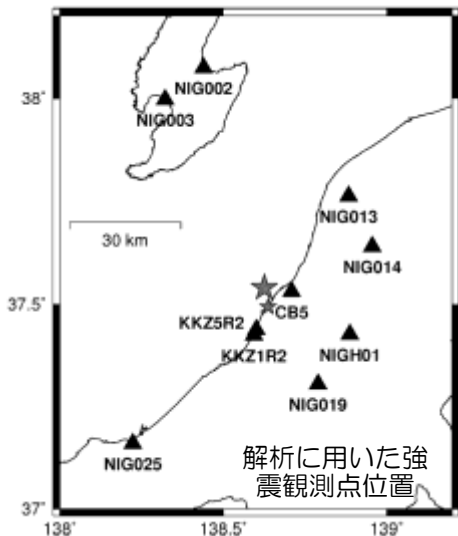
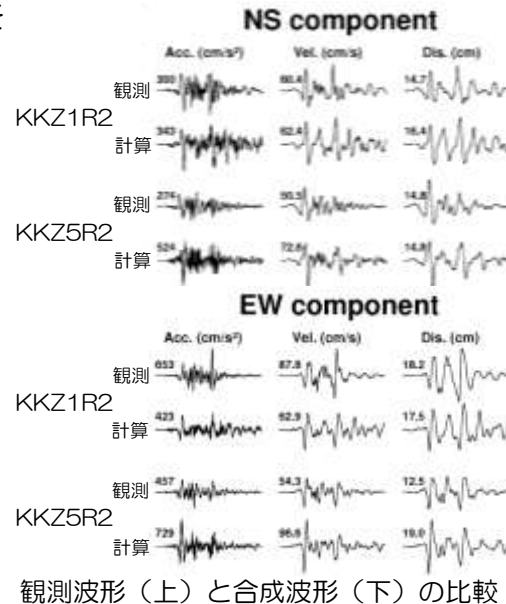


Fig. 5. Geometrical configuration of asperities. Asperity 1 is located on the NW-dipping plane including the hypocenter, while Asperities 2 and 3 are both located on the SE-dipping plane.

Table 3. Estimated source parameters of the three-asperity model.

	Asperity 1	Asperity 2	Asperity 3
Length (km)	4.5	6.0	6.0
Width (km)	4.5	6.0	6.0
Seismic moment (Nm)	7.03×10^{17}	1.27×10^{18}	1.67×10^{18}
Stress drop (MPa)	19.5	14.8	19.5
Rupture velocity (km/s)	2.7	2.8	2.8
Rise time (s)	0.3	0.5	0.5
Rupture time (s)	0.0	2.3	5.9

震源モデル
山本・竹中(2009)より抜粋
(一部加筆・修正)



2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

⑤野津(2010)

経験的サイト増幅特性・位相特性を踏まえた強震波形計算手法を用いたフォワードモデリングによる特性化震源モデルの作成。

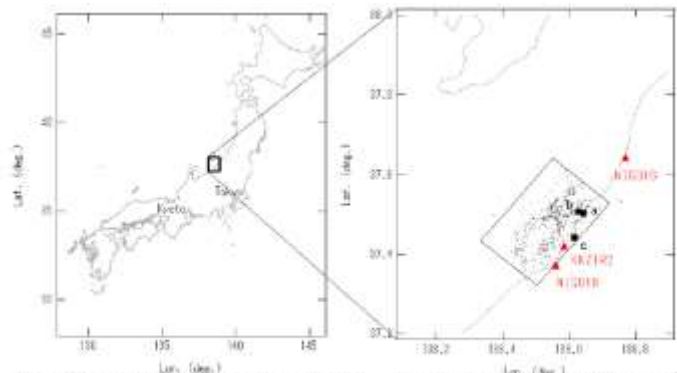
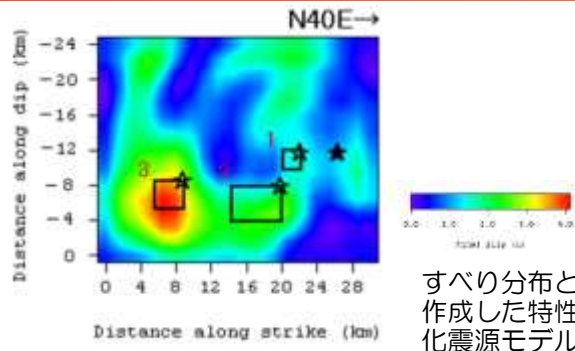


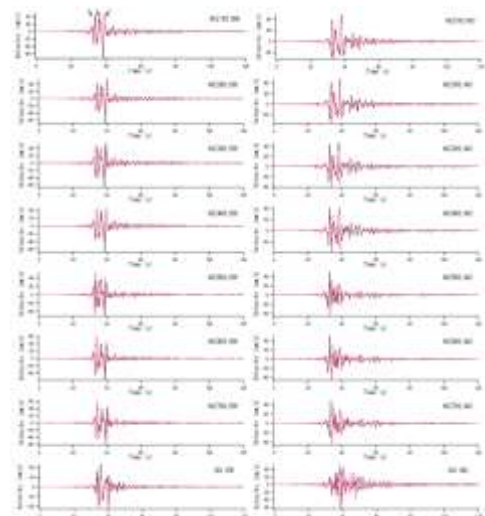
図-3 2007年新潟県中越沖地震の震源位置と本震の震央(□)、震源モデルの構築に用いた観測点(▲)、およびグリーン関数の使用を決めるために用いた中・小地震 (a1:1716 15.37, b1:1716 21.08, e1:1718 16.53)



すべり分布と作成した特性化震源モデル

表-2 各アスペリティのパラメーター

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
面積 (km ²)	4	24	9
地震モーメント (Nm)	4.0E+17	1.0E+18	1.0E+18
すべり量 (m)	3.0	1.3	3.4
ライズタイム (s)	0.17	0.33	0.25
分割数	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5
相対的な破壊時刻 (s)	1.3	2.4	6.4
破壊伝播速度 (km/s)	3.0	3.0	3.0
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状

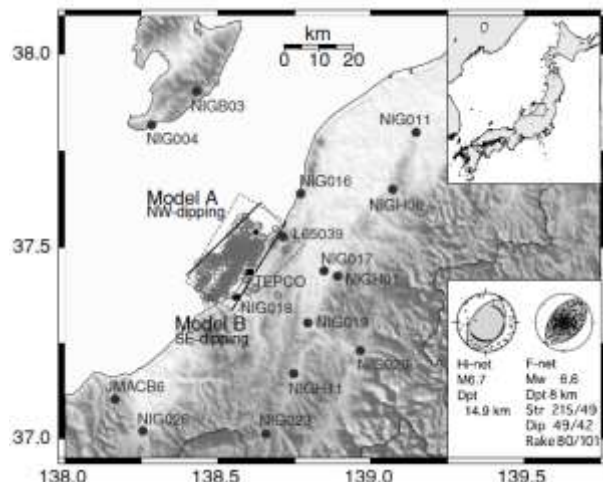


特性化震源モデルによる発電所の敷地における速度波形(0.2~1Hz) (観測結果(黒), 計算結果(赤))

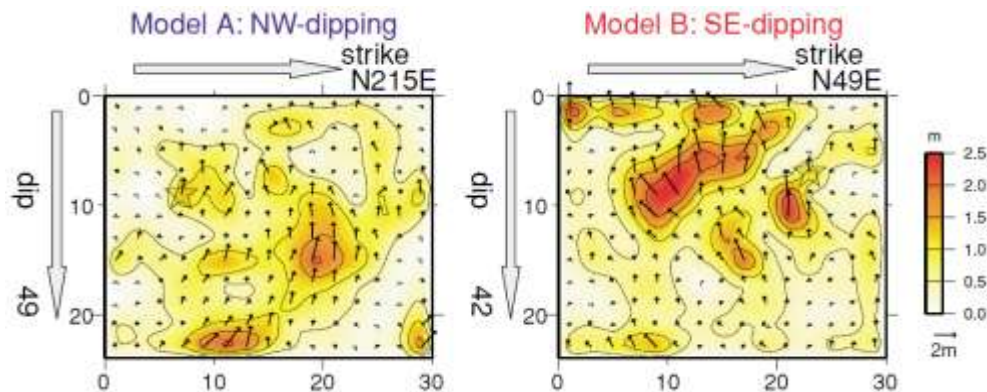
野津(2010)より抜粋(一部加筆・修正)

⑥Aoi et al.(2008)

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し、すべり分布を推定。



インバージョン解析に用いた観測点配置図



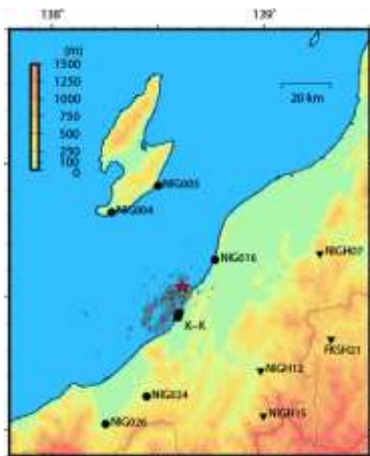
すべり分布図 (Model A: 北西傾斜, Model B: 南東傾斜)

Aoi et al.(2008)より抜粋(一部加筆・修正)

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

⑦引間・纈纈(2008)

近地強震記録を基本に、測地データや遠地実体波を同時に利用するジョイントインバージョン法によりすべり分布を推定。



近地強震記録によるイノベーションに用いた観測点の位置

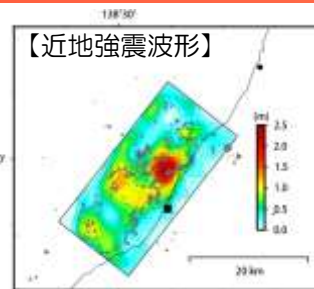


遠地実体波によるイノベーションに用いた観測点の位置

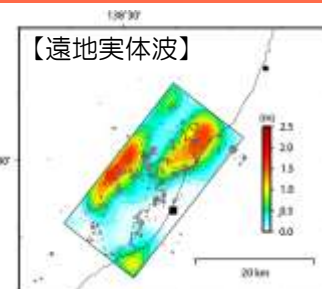


測地データによるイノベーションに用いた観測点の位置（観測値と計算値の比較）

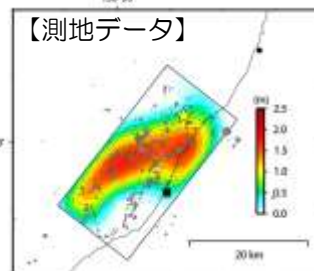
引間・纈纈(2008)より抜粋（一部加筆・修正）



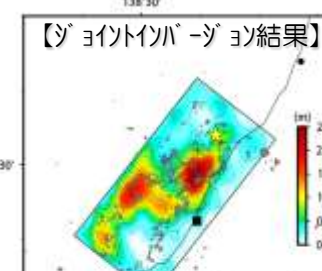
【近地強震波形】



【遠地実体波】



【測地データ】

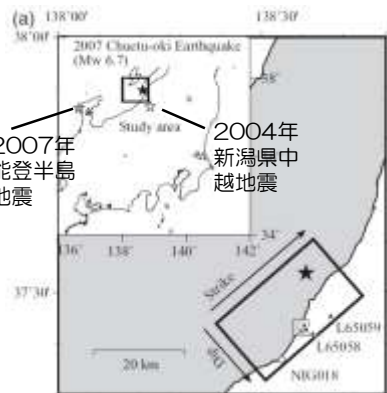


【ジョイントイノベーション結果】

推定されたすべり分布

⑧Honda and Aoi(2009)

アレイバックプロジェクトにより、震源過程・破壊伝播速度を推定。

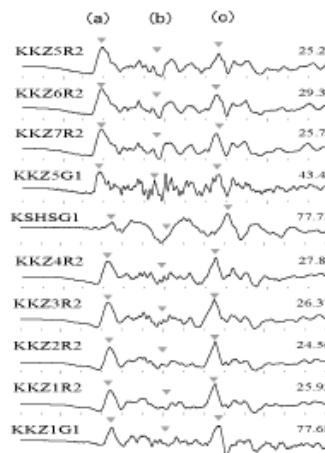


2007年能登半島地震

2004年新潟県中越地震

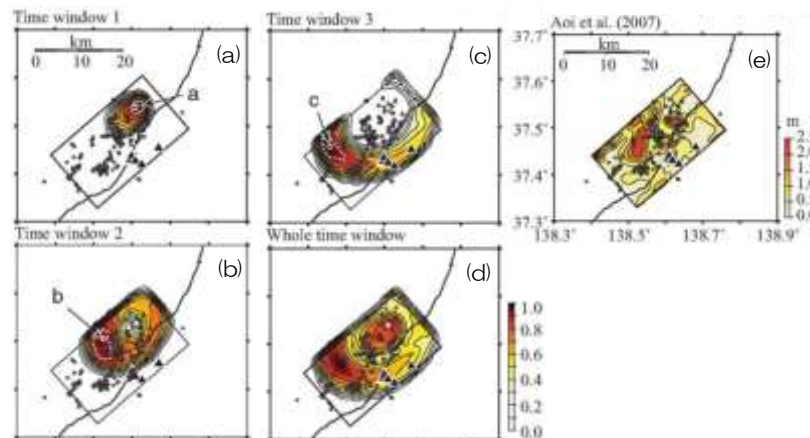
震源断層と観測点

震源及び柏崎刈羽原子力発電所内の観測点分布。太線の四角が仮定した断層面。▲が解析に使用した観測点。



発電所内の観測点で得られた地震波形（速度波形）

(a), (b) 及び (c) の三つパルス状の波が確認できる（各観測波形の対応する部分を△で示す）。



(a), (b) 及び (c) は左図の中の三つのパルス状の波の震源に対応する。(d) は波形全体を使った結果。(e) はAoi et al. (2007) の波形インバージョンの結果

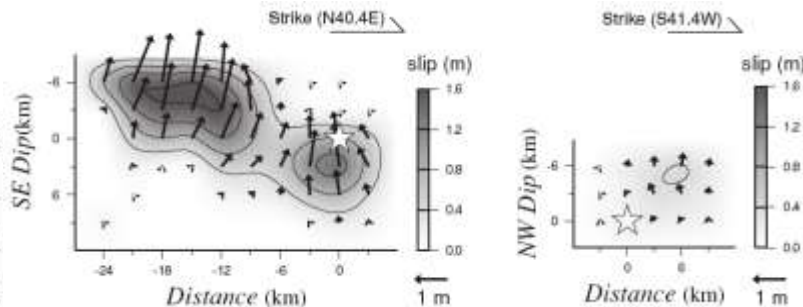
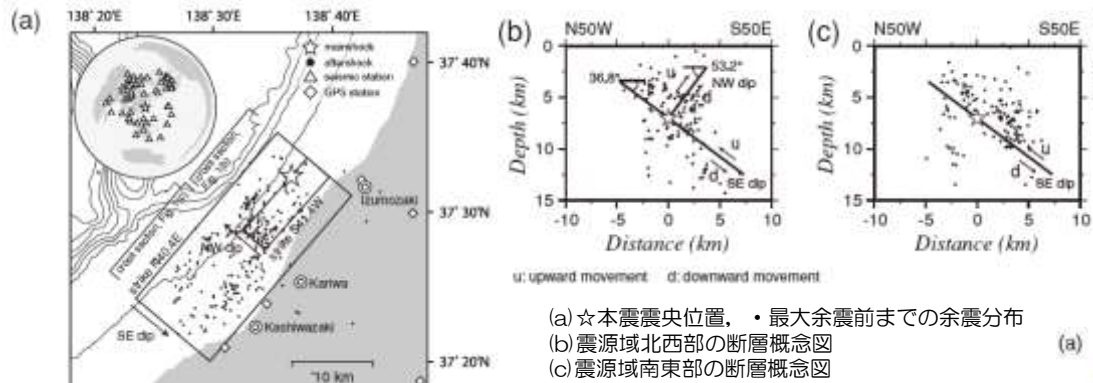
推定されたアスペリティ分布

Honda and Aoi(2009)より抜粋（一部加筆・修正）

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

⑨ Nakamura et al. (2009)

遠地波形を用いた波形インバージョンによりすべり分布を評価。主に南東傾斜の断層面に沿ってエネルギーが解放されたとしている。



波形インバージョンから求めたすべり分布

Nakamura et al. (2009) より抜粋（一部加筆・修正）

⑩ Miyake et al. (2010)

波形インバージョンと経験的グリーン関数法を用いた検討にあわせ、P波初動とパルス1,3到着の時間差を用いた連係震源決定を行い、南東傾斜面の方が整合性が高いことを確認。

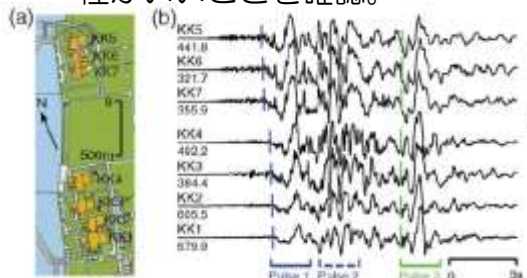
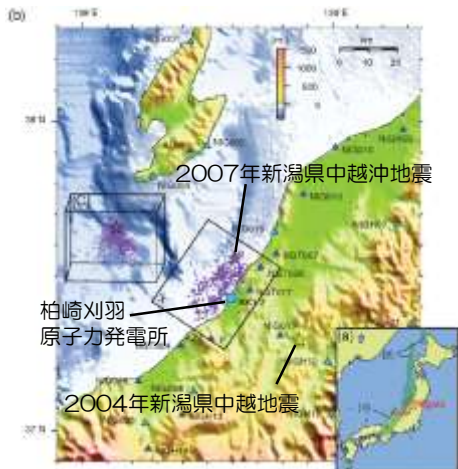


図2(a) 柏崎刈羽原子力発電所内の配置, (b) 各原子炉の基礎マット上強震計による記録のレコードセクション。|はパルス1,3の到着時刻の読み取り位置

Miyake et al. (2010) より抜粋（一部加筆・修正）

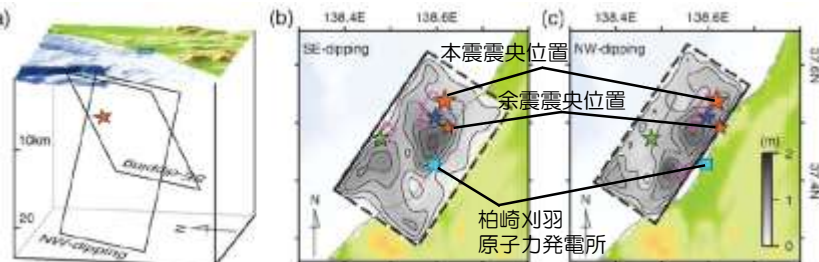


図3(a) 南東及び北西傾斜面と震源★の三次元表示, (b) 南東傾斜面の場合のすべり分布, (c) 北西傾斜面の場合のすべり分布 (★第1, ★第3 プラリアの破壊開始点)

すべり分布のアスペリティ部分では余震の発生が少なく、すべり分布と余震分布の相補的な関係も明瞭

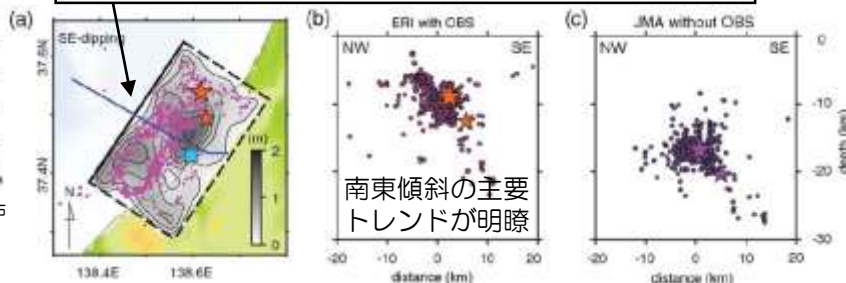


図4(a) 海底地震計データを加えた震源再決定による余震分布, (b) 再決定された余震分布, (c) 気象庁一元化震源の場合。

2007年新潟県中越沖地震

①,②及び③モデルの比較

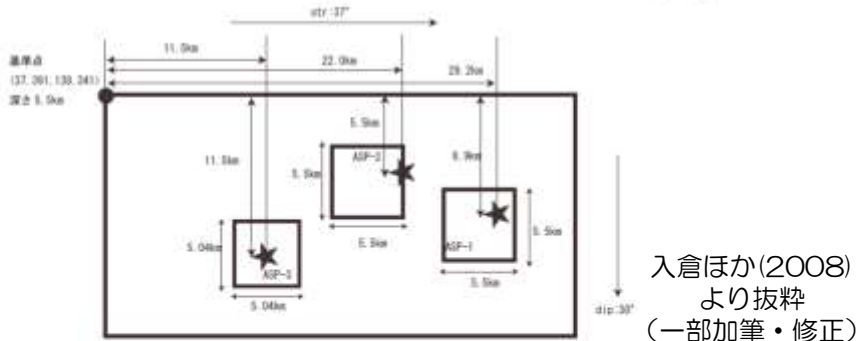
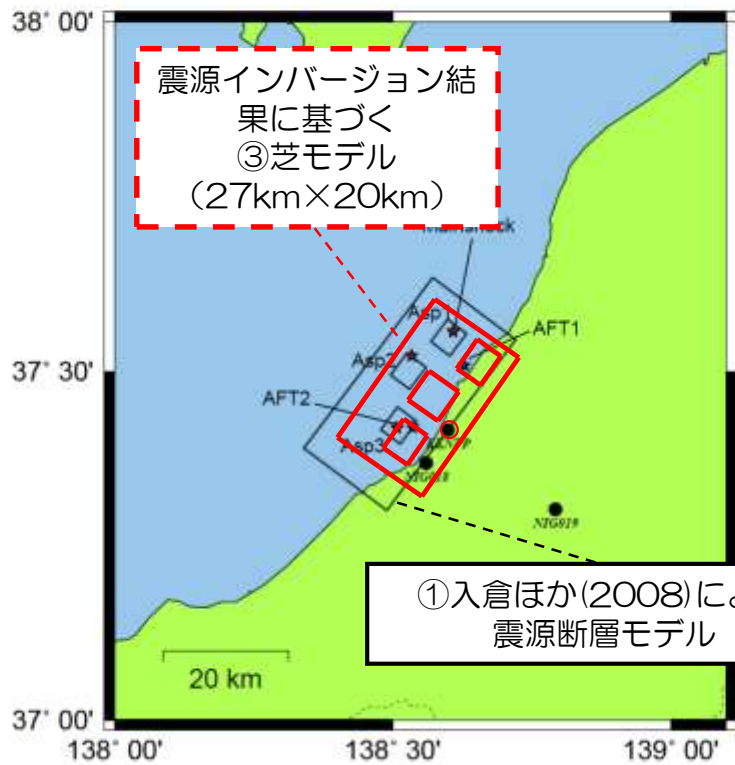
各モデルの概要と主な特性化震源パラメータ

	モデル名		走向, 傾斜角	アスペリティ		応力降 下量 (MPa)	地震モーメント ($\times 10^{18}$ N·m)	破壊伝 播速度 (km/s)
				アスペリティ名	面積 (km ²)			
①入倉ほか (2008)	入倉 モデル	<ul style="list-style-type: none"> ■各観測点におけるパルス波の到達時間差からアスペリティ位置を推定 ■破壊伝播速度は一定 	37度, 30度	Asp1	5.5×5.5	23.7	1.69	2.7
				Asp2	5.5×5.5	23.7	1.69	
				Asp3	5.04×5.04	19.8	1.02	
②Kamae and Kawabe (2008)	釜江 モデル	<ul style="list-style-type: none"> ■フォワードモデリングによりアスペリティ位置を推定 ■深さの異なる2枚断層モデルを仮定 ■破壊伝播速度は一定 	40度, 40度	Asp1	5.6×5.6	18.4	1.33	2.7
				Asp2	5.6×5.6	27.6	2.00	
				Asp3	5.6×5.6	23.0	1.67	
③芝 (2008)	芝 モデル	<ul style="list-style-type: none"> ■震源インバージョン解析により求められたすべり分布を基準にアスペリティ位置を設定 ■破壊伝播速度もインバージョン結果を参考にアスペリティごとに設定 	35度, 35度	第1	5.6×5.6	25.5	1.83	3.1
				第2	5.6×7.0	20.8	2.11	2.8
				第3	5.6×5.6	19.9	1.43	2.5

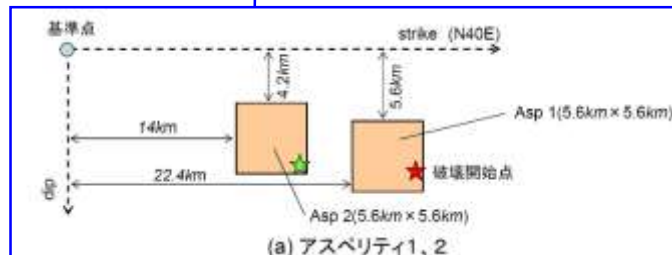
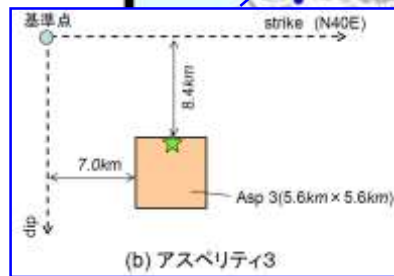
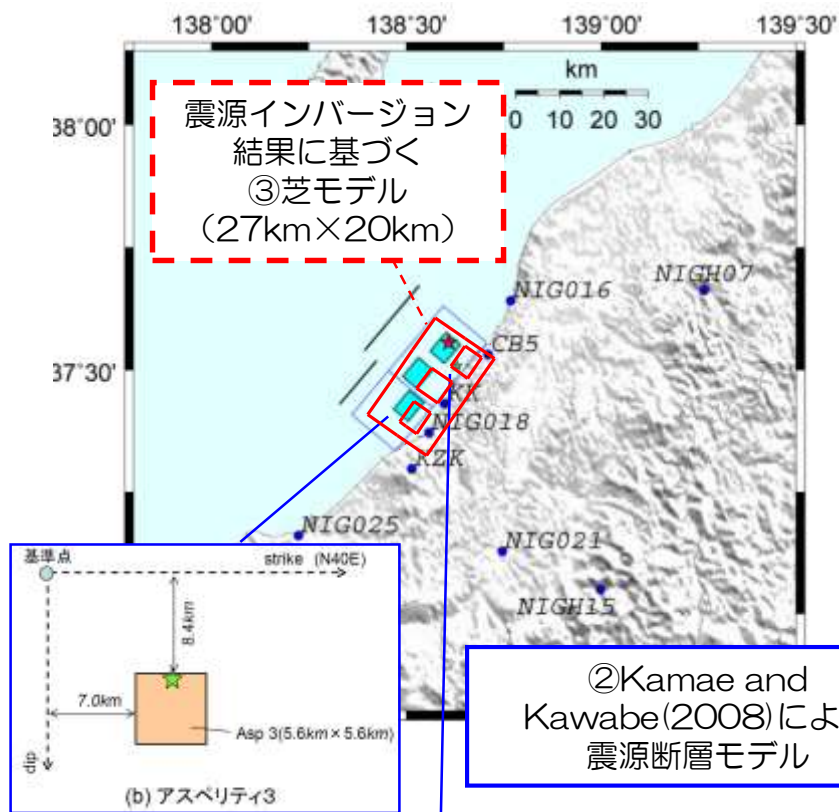
2007年新潟県中越沖地震

①,②及び③モデルの比較

①入倉モデルと③芝モデルの比較



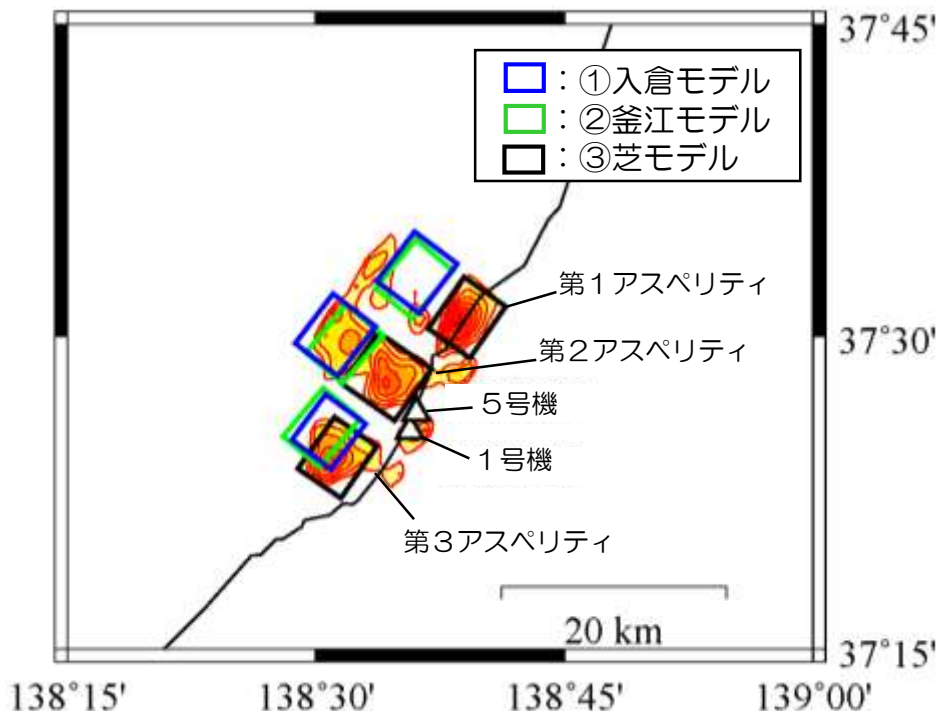
②釜江モデルと③芝モデルの比較



Kamae and Kawabe(2008)より抜粋 (一部加筆・修正)

2007年新潟県中越沖地震

①,②及び③モデルの比較



□: 各モデルのアスペリティ
 コンターは震源インバージョンで推定されたすべり分布を表す

アスペリティから1号機までの最短距離 (km)

	第1アスペリティ	第2アスペリティ	第3アスペリティ
①入倉モデル	15	13	13
②釜江モデル	16	14	12
③芝モデル	16	12	13

アスペリティから5号機までの最短距離 (km)

	第1アスペリティ	第2アスペリティ	第3アスペリティ
①入倉モデル	14	13	13
②釜江モデル	15	14	12
③芝モデル	15	12	13

- 芝モデルのアスペリティ位置は、入倉モデル、釜江モデルに比べてやや南東側に分布するが、アスペリティ面積、モーメント、実効応力などの主要なパラメータは概ねよく一致している。
- また、アスペリティから敷地までの最短距離は、モデル間の差異はほとんどないことがわかる。
- アスペリティ位置が異なる理由としては、推定手法の違いや破壊伝播速度の相違などが考えられる。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

4. 不確かさの考え方に関連する補足

ここでは、中越地震・中越沖地震で得られた知見等を踏まえ、地震動評価において考慮する不確かさの考え方について整理した結果を示す。

F-B断層による地震・長岡平野西縁断層帯による地震 破壊伝播速度の不確かさの考え方

中越地震

■ 破壊伝播速度は、震源のS波速度 (V_s) に対して平均で0.66倍程度であり、一般的な値である。

	文献	手法	モデル	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度 (km/s)	b.震源S波速度 (km/s)	比 a/b
①	Kamae et al.(2005)	経験的G関数法	特性化モデル	5	2	3.5	0.57
②	神原ほか(2006)	経験的G関数法	特性化モデル	19	2.45	3.4	0.72
③	佐藤ほか(2007)	経験的G関数法	特性化モデル	7	2.43	3.47	0.70
④	坂井・野津(2011)	経験的サイト増幅・位相特性を考慮した統計的G関数法	特性化モデル	16	2.8	3.5	0.80
⑤	青井ほか(2005)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	7	2	3.4*	0.59
⑥	Honda et al.(2005)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	10	2.2	3.28	0.67
⑦	野津(2005)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	13	2.5	3.5	0.71
⑧	Hikima and Koketsu(2005)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	11	-	-	-
⑨	芝(2006)	経験的G関数法を用いた震源イバ-ゾ法	地震E- λ 外密度分布	9	-	-	-
⑩	Asano and Iwata(2009)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	21	1.9	3.46	0.55

※文献中に記載がないため仮定

中越沖地震

■ 破壊伝播速度は、断層面全体としては一般的な値であるが、アスペリティ部で震源のS波速度 (V_s) に対し、やや大きい値も求められている。

	文献	手法	モデル	傾斜	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度 (km/s)	b.震源S波速度 (km/s)	比 a/b
①	入倉ほか(2008)	経験的G関数法	特性化モデル	南東	6(3)	2.7	3.4	0.79
②	Kamae and Kawabe(2008)	経験的G関数法	特性化モデル	南東	22(12)	2.7	3.5	0.77
③	芝(2008)	全体	地震E- λ 外密度分布 特性化モデル	南東	18(2) 8(8)	2.3	3.4	0.68
		Asp				3.1, 2.8, 2.5	3.4	0.91, 0.82, 0.74
④	山本・竹中(2009)	経験的G関数法	特性化モデル	南東+北西	10(2)	2.7, 2.8, 2.8	3.4	0.79, 0.82, 0.82
⑤	野津(2010)	経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法	特性化モデル	南東	10(8)	3	3.5	0.86
⑥	Aoi et al.(2008)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	南東	14	2.1	3.4	0.62
⑦	引間・瀬野(2008)	ゾイバ-ゾ法	すべり分布	南東	近地11(2) 遠地29 測地41	-	-	-
⑧	Honda and Aoi(2009)	アスペリティイバ-ゾ法	すべり分布	南東	12(10)	2.45	3.4	0.72
⑨	Nakamura et al.(2009)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	南東+北西	約50	-	-	-
⑩	Miyake et al.(2010)	波形イバ-ゾ法	すべり分布	南東	34	2.6	3.4	0.76

()内は敷地内の観測点数

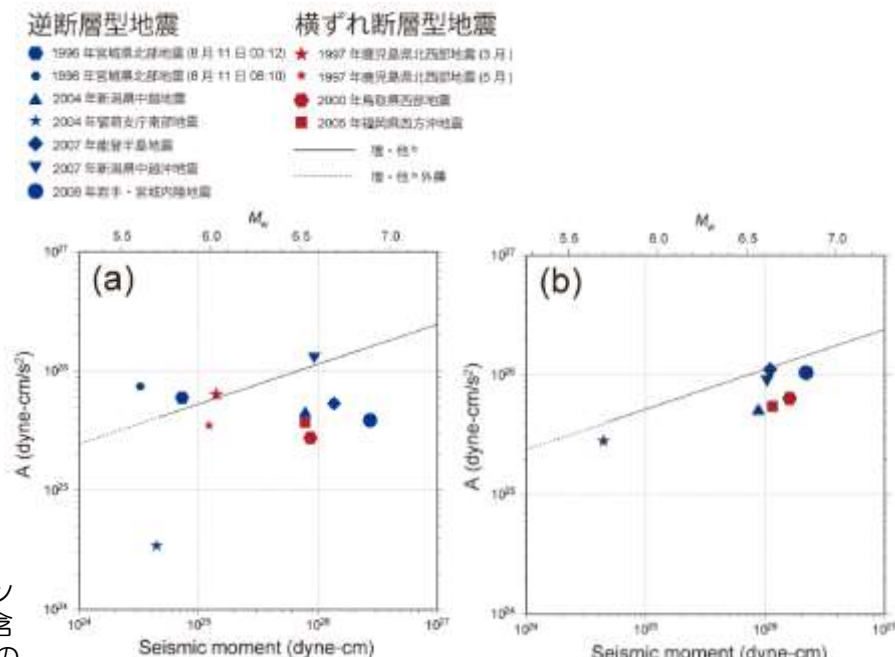
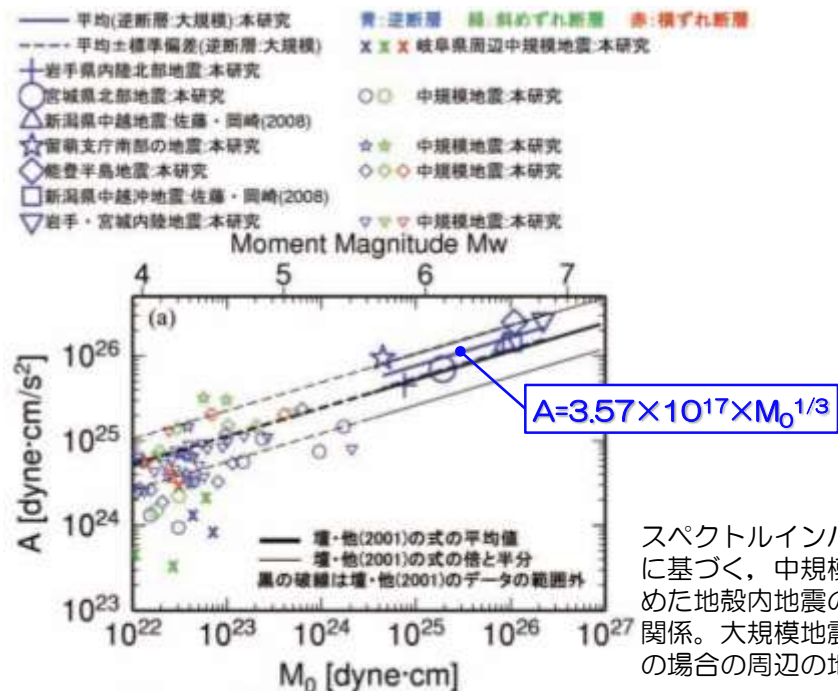
- ・破壊伝播速度については、強震動予測レシピを参考にGeller(1976)をもとに設定。
- ・ただし、中越沖地震の知見を踏まえ、破壊伝播速度の不確かさを考慮する。

各文献番号は、「3.中越地震、中越沖地震に関連する補足」における番号に対応

F-B断層による地震・長岡平野西縁断層帯による地震 応力降下量の不確かさの考え方

- 佐藤(2010)では、日本の大規模地殻内地震の震源近傍の強震記録を用いて、同一条件下でスペクトルインバージョンを実施し、逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した地震モーメント M_0 と短周期レベルAのスケーリング則を導出。
- 得られた経験式に基づくAは、逆断層では壇ほか(2001)の内陸地殻内地震に対する式($A(\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2)=2.46\times 10^{17}\times M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm})^{1/3}$)の1.45倍と評価している。

- 一方、染井ほか(2010)では、地殻内地震の震源スケーリング及び応力降下量を推定し、ひずみ集中帯内外の地震の震源特性(応力降下量)の相違点を調べている。
- この中で、佐藤(2010)が指摘する横ずれ断層と逆断層との違いは明瞭ではなく、解析手法の違いによるモデルパラメータの推定値の違いについて、比較検討が必要であると指摘している。



断層タイプ別の本震の短周期レベルAと地震モーメントの関係 (a)本研究の手法を用いた場合、(b)佐藤(2010)の解析周波数帯域などの条件を使用し、スペクトル比法によって求めた場合

佐藤(2010)より抜粋(一部加筆・修正)

染井ほか(2010)より抜粋(一部加筆・修正)

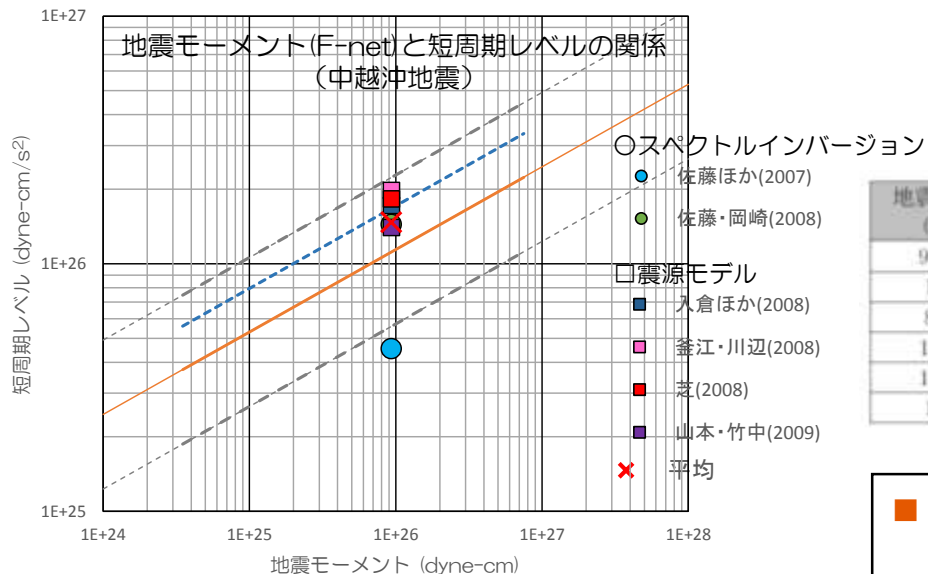
F-B断層による地震・長岡平野西縁断層帯による地震 応力降下量の不確かさの考え方 中越沖地震

■ 構造計画研究所(2010)では、2000年以降に発生した国内の内陸地殻内地震に関するスペクトルインバージョンの結果及びフォワードモデリングで得られた特性化震源モデル等を収集し、中越沖地震について、以下のとおり評価している。

- ・ 壇ほか(2001)から期待される短周期レベルと比較すると、スペクトルインバージョンで得られた短周期レベルは大きな差がある。
- ・ 震源モデルから算定された短周期レベルは、壇ほか(2001)から期待される短周期レベルよりもやや大きめではあるが、倍・半分の中に入っている。

短周期レベル (中越沖地震)

手法	短周期レベル (dyne-cm/s ²)	文献名
スペクトルインバージョン	4.53×10^{25}	佐藤・他(2007)
	1.44×10^{26}	佐藤・岡崎(2008)
震源モデル	1.72×10^{26}	入倉・他(2008)
	1.98×10^{26}	釜江・川辺(2008)
	1.83×10^{26}	芝(2008)
	1.40×10^{26}	山本・竹中(2009)



地震モーメント (中越沖地震)

地震モーメント (dyne-cm)	文献名	壇・他(2001)の式による短周期レベル (dyne-cm/s ²)
9.30×10^{25}	F-net	1.11×10^{26}
1.3×10^{26}	山中(2007b) (南東傾斜) <地震学ノート>	1.25×10^{26}
8.6×10^{25}	八木(2007b) (南傾斜)	1.09×10^{26}
1.62×10^{26}	青井・他(2007) (南東傾斜) <防災科研HP>	1.34×10^{26}
1.04×10^{26}	芝(2008)	1.16×10^{26}
1.2×10^{26}	Miyake et al. (2010) (南東傾斜)	1.21×10^{26}

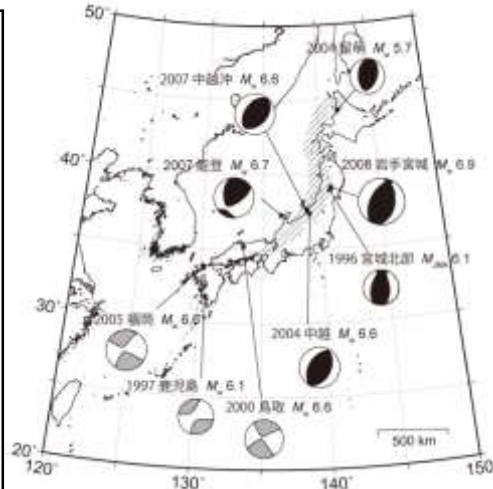
- 壇ほか(2001)によるM₀-A関係式 (太線: 回帰に用いた地震データの範囲, 細線: 外挿範囲)
- - - 壇ほか(2001)によるM₀-A関係式の2倍, 半分 (//)
- - - 壇ほか(2001)によるM₀-A関係式の1.5倍 (回帰に用いた地震データの範囲のみ描画)

構造計画研究所(2010)をもとに描画
(一部加筆・修正)

- 短周期レベルの評価手法によりばらつきは認められるものの、その平均は壇ほか(2001)の1.3倍程度であり、不確かさの考慮として、1.5倍を見込むことは妥当であると考えられる。
- なお、短周期レベルの1.5倍は、地震モーメントM₀とアスペリティの面積が平均的な関係にある場合、アスペリティの応力降下量1.5倍に相当。

F-B断層による地震・長岡平野西縁断層帯による地震 応力降下量の不確かさの考え方 中越沖地震

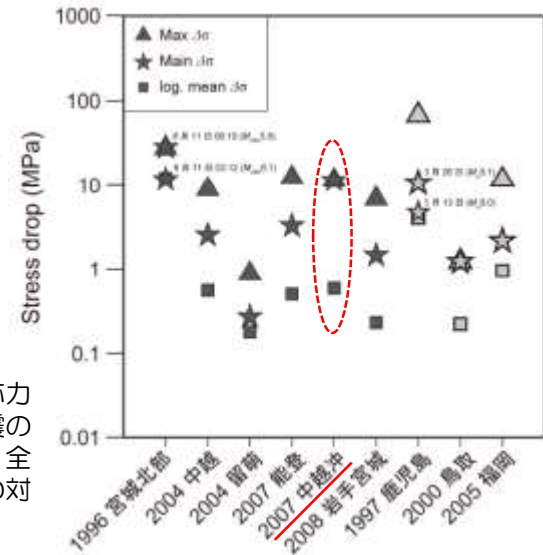
- 中越沖地震の特殊性と敷地周辺の地域性について、染井ほか(2010)の検討結果を用いて整理。
- 染井ほか(2010)では、M6-M7クラスの地殻内地震の本震、余震の地震系列の震源スケーリングおよび応力降下量を推定し、地震系列間の比較を行い震源特性（応力降下量）の相違点を調べている。
- 本震と余震の比較、また、地震系列間の比較により地域性と特殊性が確認できるものと考えられる。



解析した9地震系列の本震震央位置と本震の震源メカニズム解。斜線部は、ひずみ集中帯のおよその分布を表す。メカニズム解について、黒色がひずみ集中帯内、灰色がひずみ集中帯外で発生した地震と分類する。

- 染井ほか(2010)では、S波 γ -データに対する震源、時間減衰、サイト特性に関する観測方程式に基づき大小の地震の震源 λ^0 トル比を算定、これに対してBrune(1970)の ω^{-2} 震源 λ^0 トルモデルに基づく震源 λ^0 トル比関数をフィットさせることにより γ -コーナー周波数 f_c を推定。
- 震源断層を円形クラックと仮定したうえで応力降下量 $\Delta\sigma$ を推定し、各地震系列で比較している。

※ここでの応力降下量は、観測記録からBrune(1970)の ω^{-2} 震源スベクトルモデルを仮定して求めた値



各地震系列の最大応力降下量(▲)、本震の応力降下量(★)、全地震の応力降下量の対数平均(■)

解析した地震系列の震源情報、地震数、地震規模範囲

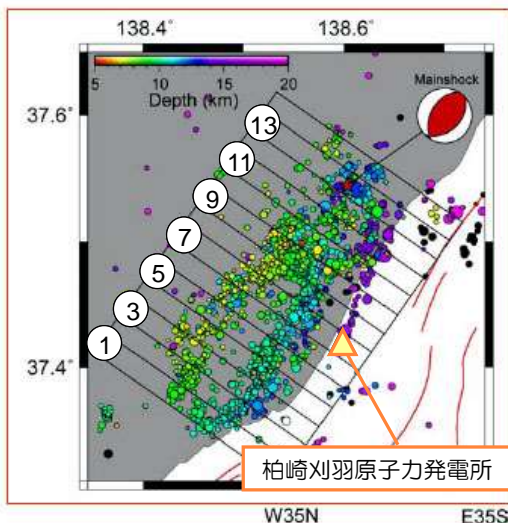
Name of Earthquake	Origin Time (JST): Mainschock (yyyy/mm/dd,hh:mm)	Hypocenter Information	Number of Events	M_c Range
■ In the High Strain Zone				
1996 Miyagi-Hokubu	1996/08/11,03:12	JMA	5	4.3-6.1*
2004 Chuetsu	2004/10/23,17:56	11)	65	3.1-6.6
2004 Ramoi	2004/12/14,14:56	JMA	3	3.7-5.7
2007 Noto	2007/03/25,09:41	12)	35	3.4-6.7
2007 Chuetsu-oki	2007/07/16,10:13	JMA	14	3.5-6.6
2008 Iwate-Miyagi	2008/06/14,08:43	JMA**	71	3.5-6.9
○ In the Others				
1997 Kagoshima	1997/03/26,17:31	JMA	20	3.6-6.1
2000 Totori	2000/10/06,13:30	13)	39	3.2-6.6
2005 Fukuoka	2005/03/20,10:53	14)	39	3.3-6.6

* JMA magnitude (M_{max}) ** Hypocenter information for the mainschock is from NIED²⁾
染井ほか(2010)より抜粋(一部加筆・修正)

➡ 染井ほか(2010)によると、各地震系列の応力降下量の対数平均はほぼ同程度であり、地域性は認められない。一方、2007年中越沖の本震における応力降下量は、地震系列の中でも最大応力降下量に相当し、他の地震と比較してもやや大きい特徴があるものと考えられる。

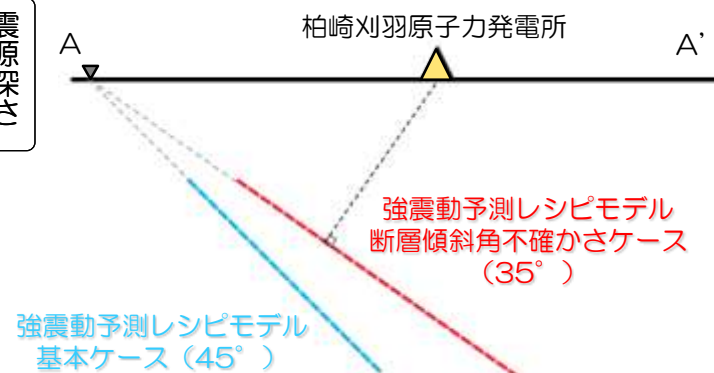
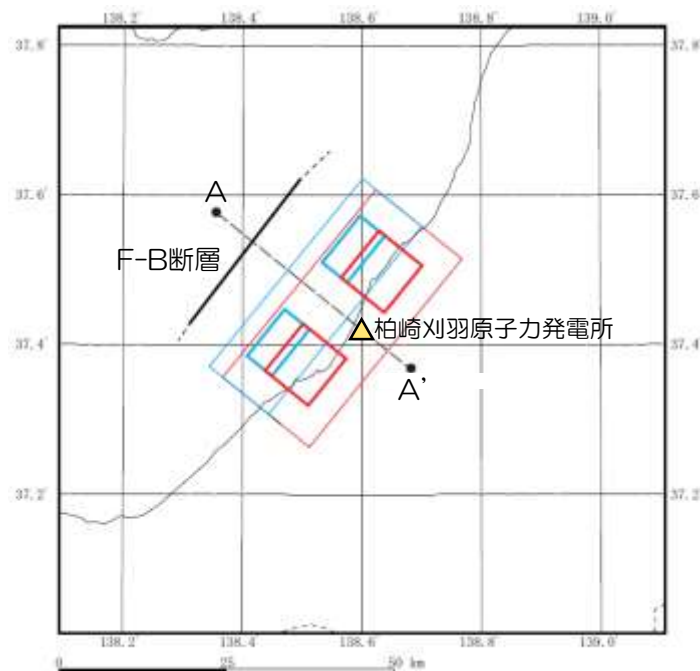
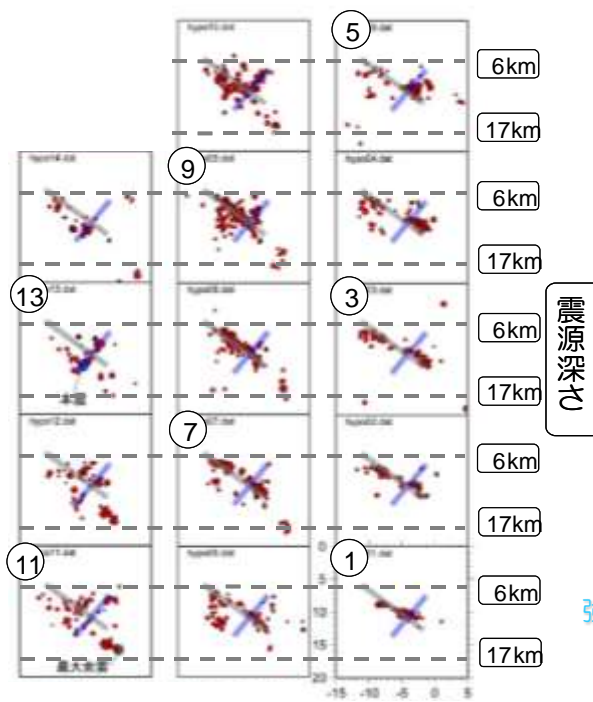
F-B断層による地震 断層傾斜角の不確かさの考え方

- 以下の点から強震動予測レシピモデルにおける基本ケースは、断層傾斜角を 45° と設定。
 - a. 海上音波探査結果によると、明瞭に反射記録を解釈できる範囲では、F-B褶曲群の傾斜角は中～高角度と判断される。
 - b. 強震動予測レシピでは、逆断層において一般的に想定される傾斜角は 45° である。
- なお、中越沖地震の余震分布を参考に、震源インバージョンで設定された断層傾斜角は 35° であることから、不確かさケースとして影響を把握する。



東京大学地震研究所資料（平成20年1月11日地震調査委員会）に加筆

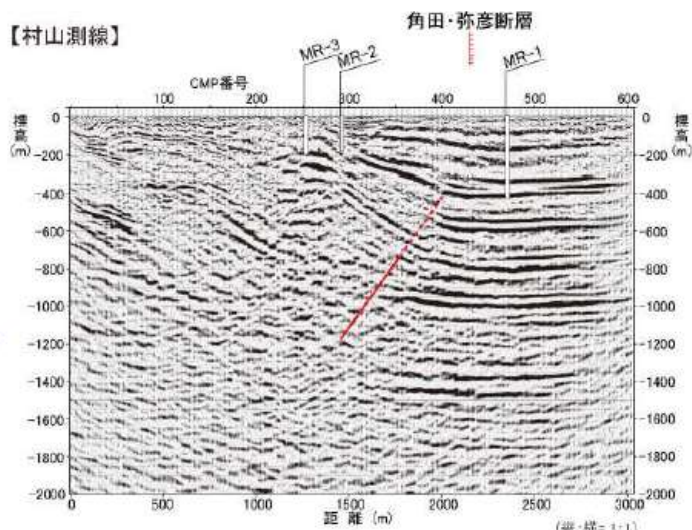
地震本部(2008)より抜粋
(一部加筆・修正)



長岡平野西縁断層帯による地震 断層傾斜角の不確かさの考え方

- 地質調査結果及び地震本部(2004)をもとに基本ケースは 50° と設定。
- なお、中越沖地震の余震分布を参考に、震源インバージョンで設定された断層傾斜角が 35° であったことから、不確かさケースとして、 35° を考慮する。

- 村山測線においては、断層面が 55° 程度西傾斜の逆断層が認められ、標高-400m程度以浅では撓曲変形となっているものと推定される。



地質調査結果の例
(角田・弥彦断層(反射法地震探査:リニアメント中央部付近))

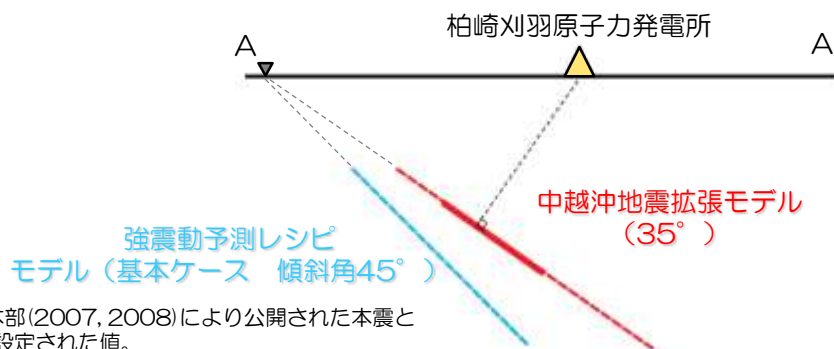
表1 長岡平野西縁断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	新潟市沖合と日本海沿岸付近の断層、角田山(かくだやま)東縁断層、鳥越断層、関原断層、片貝断層、逆谷(さかしだに)断層及び親沢断層*等		文献1、3による。 構成する断層のうち、*印を付けたものは副次的な断層。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 (北端) 北緯 $38^\circ 03'$ 東経 $138^\circ 52'$ (南端) 北緯 $37^\circ 19'$ 東経 $138^\circ 47'$ 長さ 約 83km 地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0km 一般走向 N 10° E 傾斜 50-60° 程度 西傾斜 (深さ概ね 1-2 km 以浅) 幅 不明	△ ○ △ △ ◎ ◎ ○	文献1、3、4、5、6、7による。 位置及び長さは図2から計測。 上端の深さが0kmであることから推定。 地形の特徴から推定。 一般走向は、断層帯の両端を直線で結んだ方向。 傾斜は文献7に示された反射法弾性波探査結果から推定。 地震発生層の下限の深さは26km程度。
(3) 断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	◎	文献1、7に示される地形の特徴と反射法弾性波探査結果による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	3m/千年程度(上下変位成分)	△	説明文2.2断層帯の過去の活動を参照。
(2) 過去の活動時期	最新活動時期 13世紀以後	○	文献8、9に示された資料から推定。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 約2m以上(上下成分)	○	説明文2.2断層帯の過去の活動を参照。

地震本部(2004)より抜粋(一部加筆・修正)

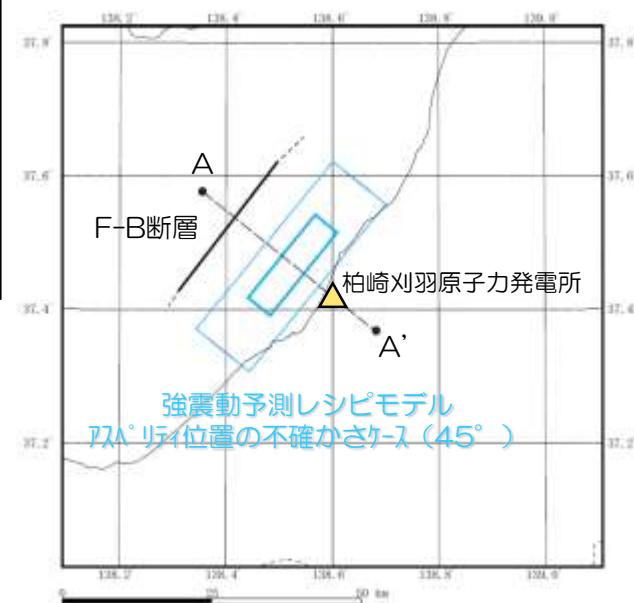
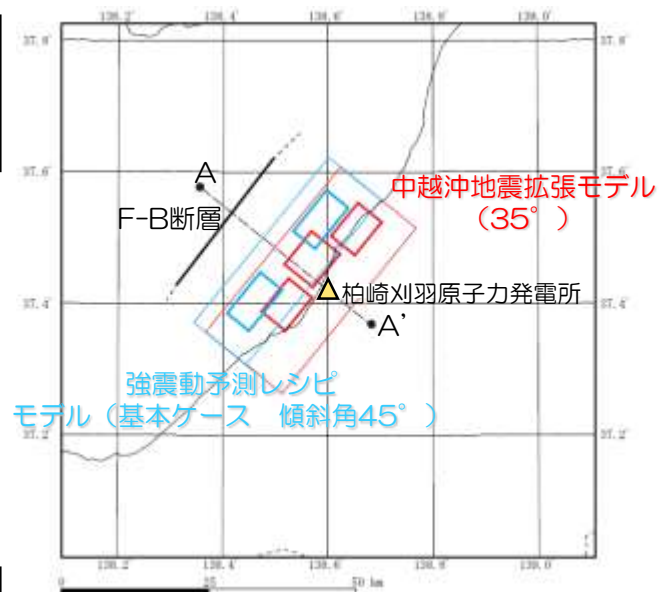
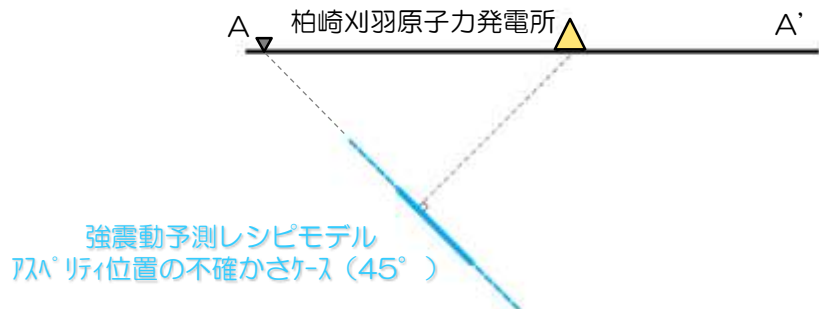
F-B断層による地震 アスペリティの位置の不確かさの考え方

- 中越沖地震拡張モデル（傾斜角 35° ※）の場合，中越沖地震を反映して設定したアスペリティ位置は，敷地に最も近い位置となっている。



※芝(2008)において地震本部(2007, 2008)により公開された本震と余震の震源分布を参考に設定された値。

- 強震動予測レスピモデルにおいては，敷地からの距離が短くなる巨視的断層面への垂線は，断層幅方向において概ね中央となる。したがって，断層幅方向におけるアスペリティ位置は，敷地に最も近い位置となる中央と設定。
- 断層長さ方向においては，中越沖地震の際の知見を念頭に敷地の南西側，北西側の2つを基本とし，不確かさとして中央に集約したケースを設定。



長岡平野西縁断層帯による地震 アスペリティの位置の不確かさの考え方

■ 「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書（地震本部(2010)）によると、「浅部のアスペリティと地表変位分布は、第一次近似的には整合していると推定されることから、活断層の平均変位速度の分布を明らかにすることにより、アスペリティ分布を推定できる可能性がある。」とされている。

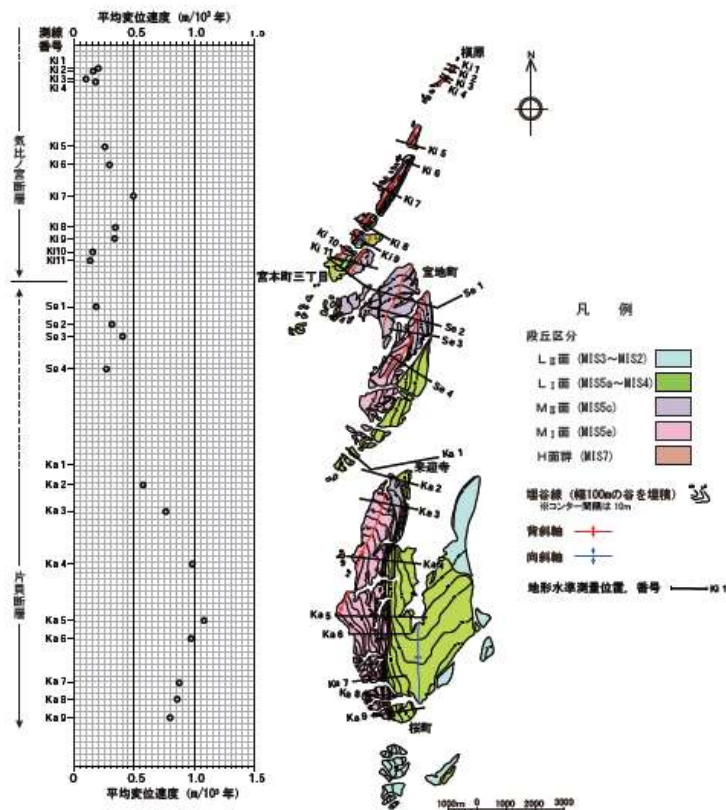
■ 地質調査結果から、片貝断層および気比ノ宮断層の平均変位速度は、断層中央で大きくなる傾向にある。



基本ケースにおいては、アスペリティ位置は、各断層の中央に配置する。

しかしながら、セグメント毎にアスペリティの位置を敷地に寄せた不確かさケースを考慮する。

【平均変位速度】



- 角田・弥彦断層については、その全般にわたり撓曲部も含めて沖積面下に没しているため、後期更新世以降における平均変位速度を地形から求めることはできないが、気比ノ宮断層及び片貝断層については、その撓曲部から隆起部にかけての値を求めることができる。
- 気比ノ宮断層及び片貝断層の平均変位速度の分布は、いずれも各断層の中央部付近で最大の値を示し、それぞれの断層の両端部に向かって減少しており、最大の平均変位速度も、片貝断層では約1.2m/千年、気比ノ宮断層では約0.5m/千年の値を示し、大きな差異が認められる。

気比ノ宮断層および片貝断層の平均変位速度分布図

第218回審査会合資料1より抜粋（一部加筆・修正）

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足

ここでは、F-B断層による地震の地震動評価に関連して検討した内容を示す。

まず、荒浜側の評価において、中越沖地震の第3アスペリティの特性を反映するために考慮する補正係数について、中小地震の観測記録・統計的グリーン関数法で確認される傾向と整合するように検討した結果を示す。

⇒5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数に関する検討

次に、補正係数を用いず評価する方法を試行する位置づけで、第3アスペリティ位置付近での地震発生状況を整理し、要素地震として採用した場合のシミュレーション解析を実施した結果を示す。

⇒5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況の整理及び要素地震として採用した場合のシミュレーション解析

また、統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析を実施し、経験的グリーン関数法による地震動レベルの妥当性を確認した結果を示す。

⇒5.3 地震動レベルの確認を目的とした統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析

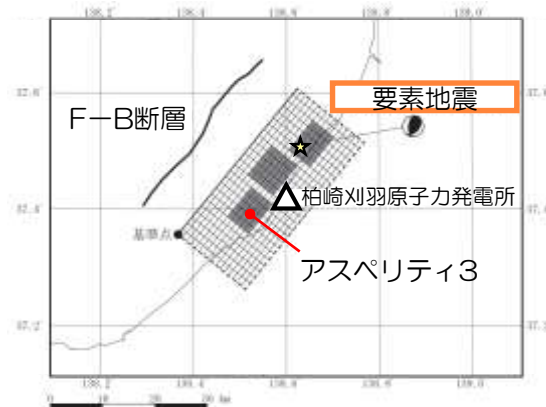
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足

- 5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数に関する検討
- 5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況の整理及び要素地震として採用した場合のシミュレーション解析
- 5.3 地震動レベルの確認を目的とした統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析

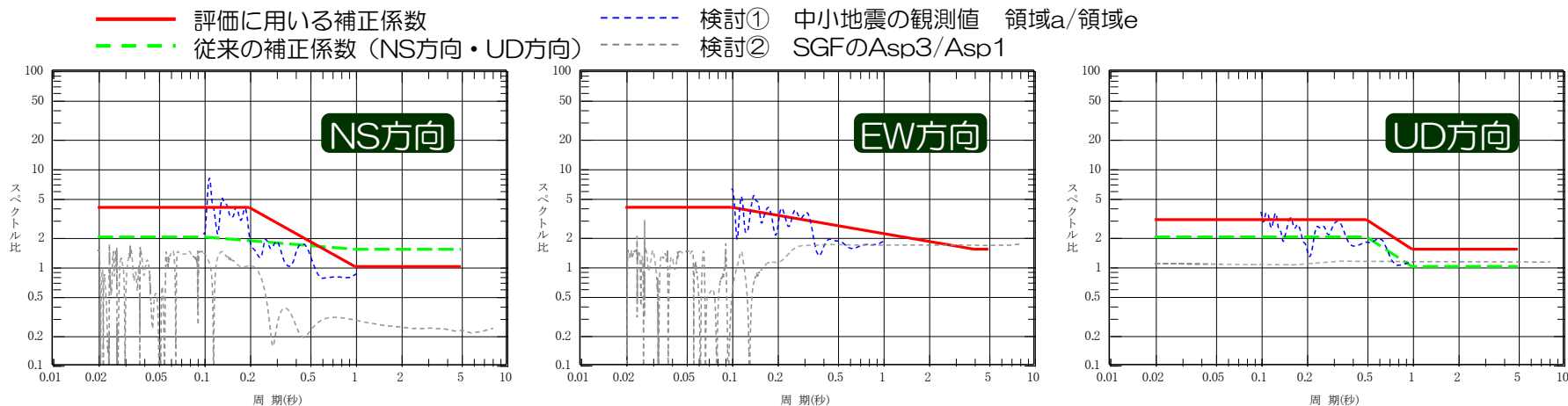
5. F-B断層による地震

5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数

- F-B断層による地震の断層モデルを用いた地震動評価のうち、荒浜側の評価では、アスペリティ3に用いる要素地震は、中越沖地震における第3アスペリティ（以下、「Asp3」）の特性を踏まえ、補正係数を考慮した補正波を使用。
- 補正係数の物理的な意味合いについて中小地震の観測記録を用い、Asp3と要素地震の震源域である第1アスペリティ（以下、「Asp1」）の領域で起きる地震のサイト特性の比と解釈できることを検討（検討①）。



- さらに、放射特性の影響が顕著に評価される統計的グリーン関数法のAsp3・Asp1のそれぞれの要素断層について、地震モーメント M_0 、応力降下量で基準化し、敷地における波形合成を行い、フーリエスペクトル比を求めることで放射特性の影響の確認を試みた（検討②）。
- 上記の検討結果を踏まえ、NS方向・UD方向について、従来考慮していた補正係数を以下のとおり見直し、中越沖地震のシミュレーション解析を実施したところ（検討③）、記録の再現性がより向上したことから、地震動評価に反映することとした。



各検討結果と改めて設定した補正係数

5. F-B断層による地震

5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数 検討①

■ Asp3に適用する補正係数について解釈を加えるための検討を実施。

■ 荒浜側（1号機）におけるAsp1部で起きる地震によるサイト特性（ ${}_1K1$ ）に対するAsp3部で起きる地震によるサイト特性（ ${}_3K1$ ）の比を補正係数(1)式として仮定。

$$\frac{{}_3K1}{{}_1K1} = \frac{{}_3K1}{{}_3K5} \times \frac{{}_3K5}{{}_1K1} \dots (1) \text{式}$$

ここで、左添え字はアスペリティ番号
K5は大湊側（5号機）を示す。

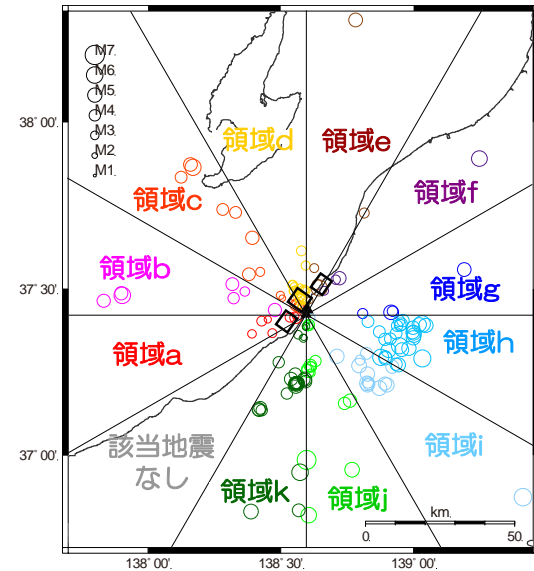
■ 大湊側（5号機）では、到来方向によるサイト特性の差異が小さいことから ${}_3K5 \div {}_1K5$ と考え(1)式は(2)式となる。

$$\frac{{}_3K1}{{}_1K1} = \frac{{}_3K1}{{}_3K5} \times \frac{{}_1K5}{{}_1K1} \dots (2) \text{式}$$

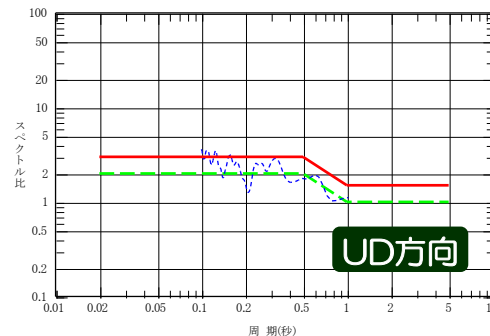
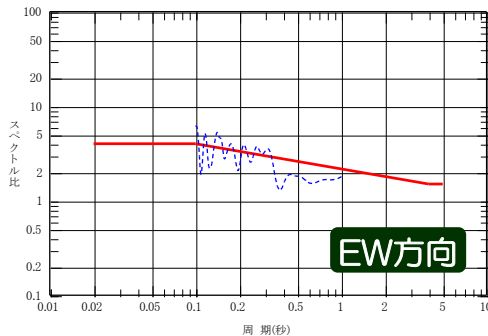
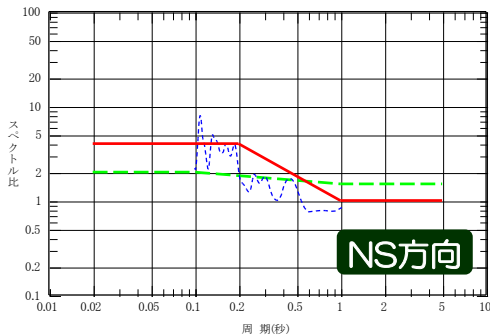
■ Asp1部、Asp3部のそれぞれの方位（領域e、領域a）から到来する中小地震の観測記録を用い、(2)式を(3)式に変形したうえで観測値を算定し、補正係数との対応を確認。

$$\frac{{}_3K1}{{}_1K1} = \frac{\text{領域a } K1/K5}{\text{領域e } K1/K5} \dots (3) \text{式}$$

※フーリエスペクトル振幅比により算定



— 評価に用いる補正係数
 - - 従来の補正係数 (NS方向・UD方向)
 - - - 中小地震の観測値 領域a/領域e



補正係数と中小地震の観測記録から求めた観測値（領域a/領域e）の比較

■ 中小地震による観測値と補正係数は、同様の周期特性を示すことから、補正係数の主たる物理的な意味合いとしては、荒浜側におけるAsp1部で起きる地震によるサイト特性に対するAsp3部で起きる地震によるサイト特性の比と考えられる。

5. F-B断層による地震

5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数 検討②

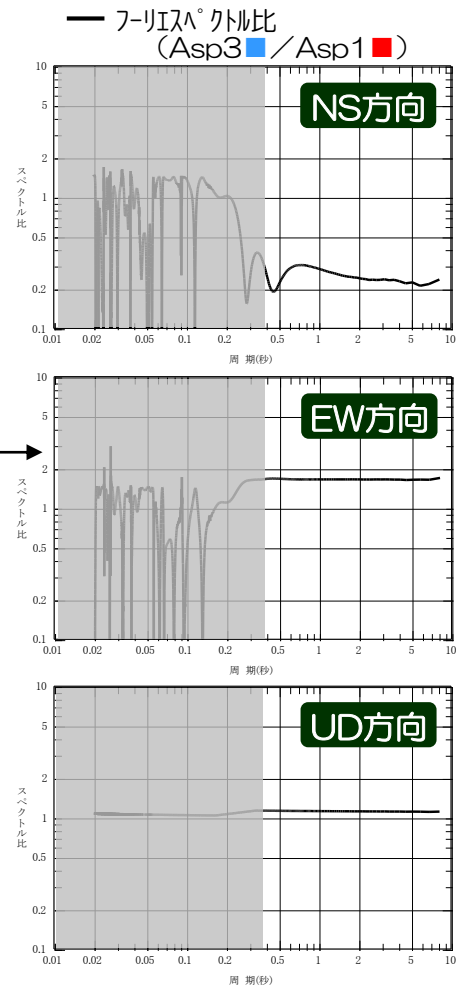
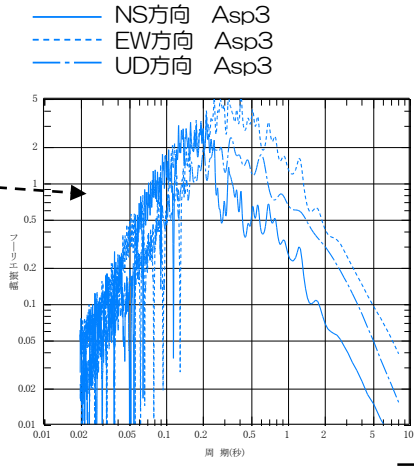
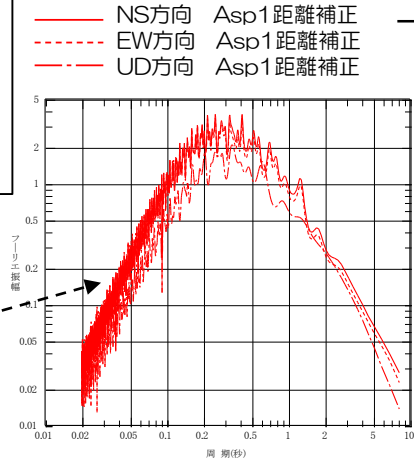
■ 1号機を対象に、Asp1部とAsp3部から到来する地震動について、統計的グリーン関数法により理論的な放射特性の違いによる相違を方向別にそれぞれ確認する。

※メッシュの地震モーメント M_0 と実効応力を、経験的グリーン関数法の要素地震のパラメータと同一とすることにより、放射特性の影響の把握を試みる。

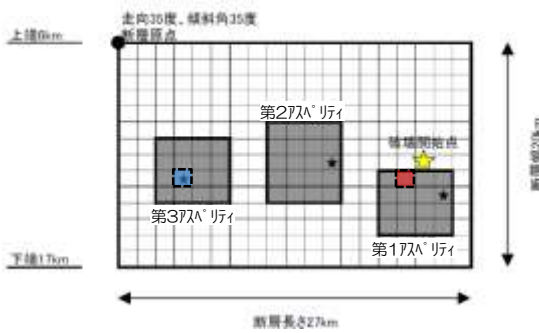
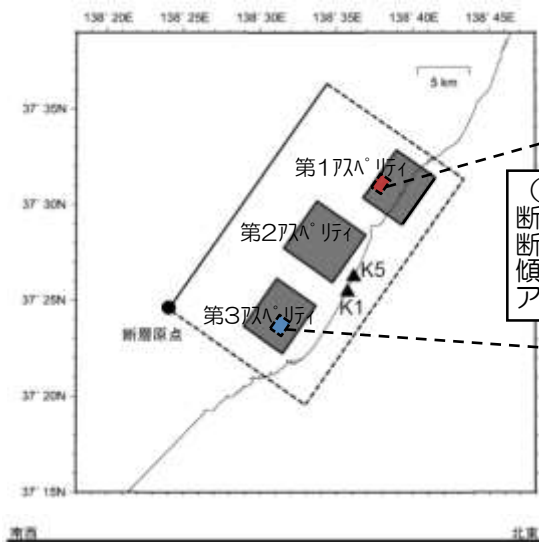
(主な諸元)
断層長さ: 27km
断層幅: 20km
傾斜角: 35° (東傾斜)
アスペリティ: 3個

経験的グリーン関数法に用いる要素地震の震源パラメータ

発生日時	2007/7/16 21:08	
マグニチュード	M_j	4.4
	M_w	4.4
震源位置	東経(°)	138.63
	北緯(°)	37.51
震源深さ(km)	13.6	
走向(°)	187:39	
傾斜(°)	54:41	
すべり角(°)	70:115	
地震モーメント(N·m)	5.21×10^{15}	
コーナー周波数(Hz)	1.65	
実効応力(MPa)	4.6	
Q値	$76 f^{0.74}$	



■ 震源距離の違いについては、 $1/X$ で補正。
■ 震源の影響として長周期側の比率は以下の通り。
NS: 約0.3倍, EW: 約1.5倍, UD: 約1.0倍

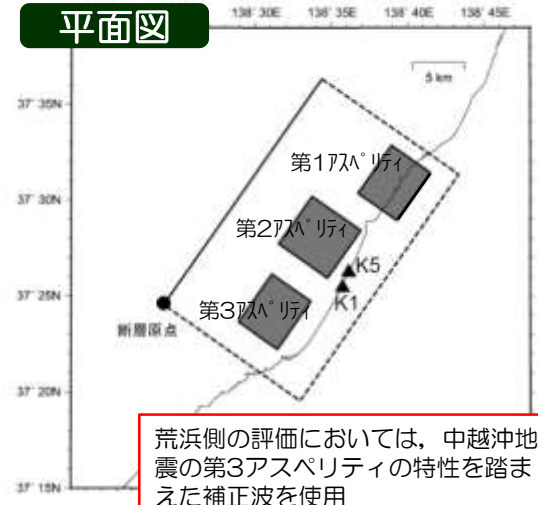


5. F-B断層による地震

5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数 影響評価

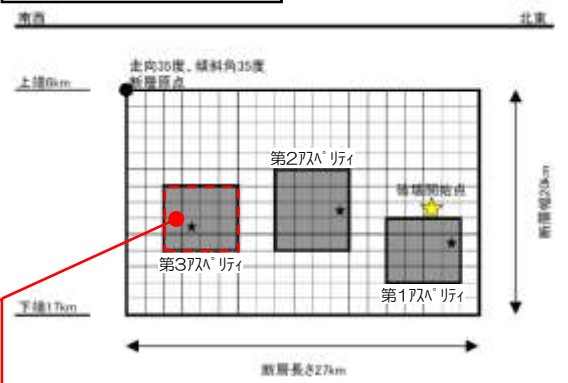
- 中越沖地震の震源インバージョン結果等を参考に設定したアスペリティモデルを使用。
- 原子炉建屋基礎版上を評価点として、中越沖地震アスペリティモデルによるシミュレーション解析を実施。
- 観測記録と比較することで、補正係数の妥当性を確認。
- 今回の補正係数によりNS方向・UD方向の観測記録の再現性がより改善することを確認。

平面図



(主な諸元)
 断層長さ: 27km
 断層幅: 20km
 傾斜角: 35° (東傾斜)
 アスペリティ: 3個

断面図

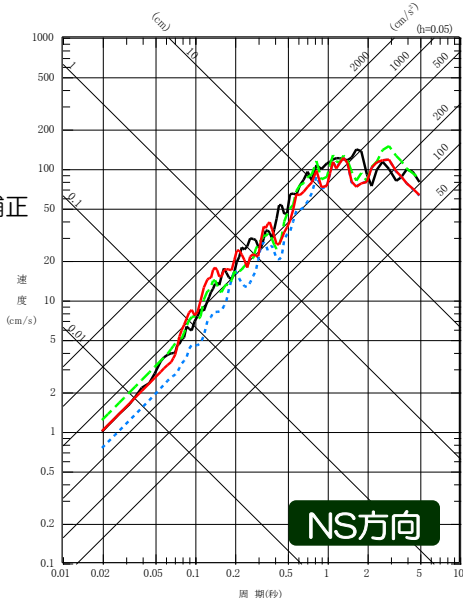
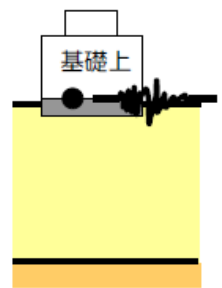


荒浜側の評価においては、中越沖地震の第3アスペリティの特性を踏まえた補正波を使用

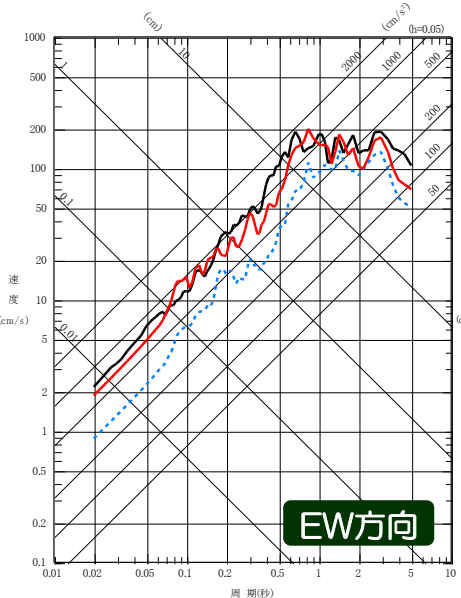
シミュレーション解析に用いた中越沖地震アスペリティモデル

1号機

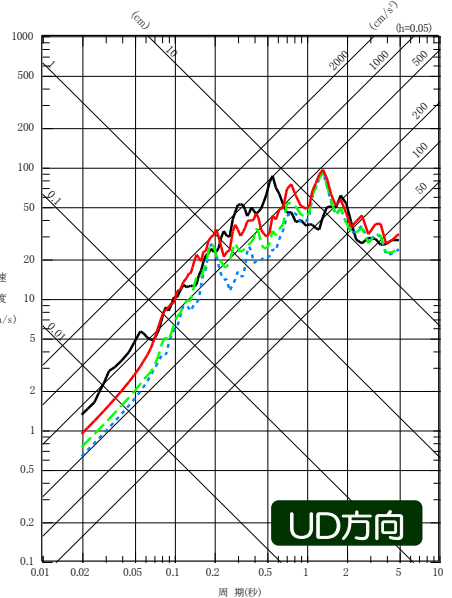
- 観測記録
- - - シミュレーション解析結果・補正なし
- - - シミュレーション解析結果・従来補正
- シミュレーション解析結果・評価に用いる補正



NS方向



EW方向



UD方向

シミュレーション解析結果 (擬似速度応答スペクトル)

5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足

- 5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数に関する検討
- 5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況の整理及び要素地震として採用した場合のシミュレーション解析
- 5.3 地震動レベルの確認を目的とした統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析

5. F-B断層による地震

5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況

- F-B断層周辺における地震の発生状況を整理し、要素地震となりうる地震の観測記録の有無を確認。
- 原子炉建屋基礎版上において、荒浜側・大湊側の両方で観測記録が得られており、第3アスペリティ位置付近で発生している地震は9地震
- そのうち、周辺のKiK-net観測点で記録が得られている地震は6地震
- さらに、F-netでメカニズム解が得られている地震は4地震と、候補が限られることを確認。

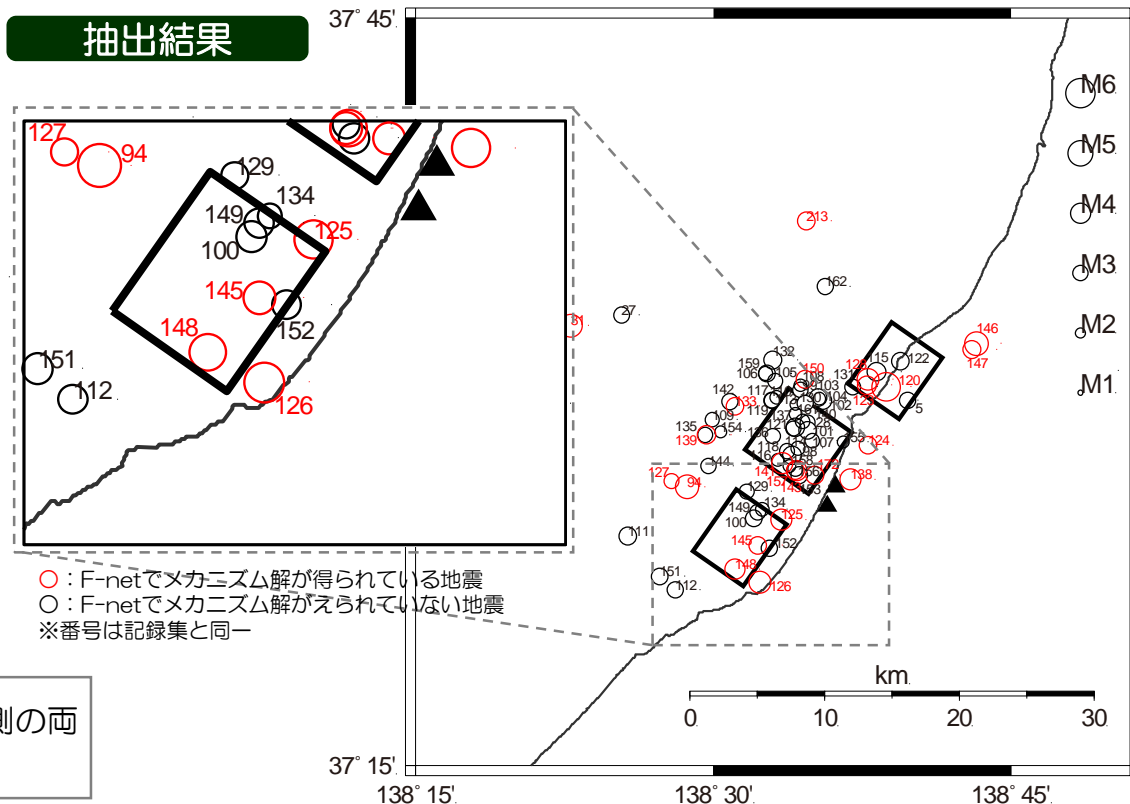
抽出フロー

①原子炉建屋基礎版上において荒浜側・大湊側の両方で記録を取得。

②F-B断層の第3アスペリティ位置付近で発生。

③要素地震の見積もりを適切に行うために複数のKiK-net観測点で記録を取得。

④F-netにおいてメカニズム解が得られている。



No.	発生日時	地震規模	KiK-net 取得観測点数	F-net メカニズム解
100	2007/7/16 11:47	3.4	-	-
125	2007/7/16 17:42	4.2	29	○
126	2007/7/16 18:19	4.4	5	○
129	2007/7/17 00:34	3.0	-	-
134	2007/7/10 10:36	2.7	-	-
145	2007/7/24 15:51	3.5	14	○
148	2007/8/3 11:01	4.1	33	○
149	2007/8/4 00:16	3.2	8	-
152	2007/8/10 02:04	3.2	8	-

5. F-B断層による地震

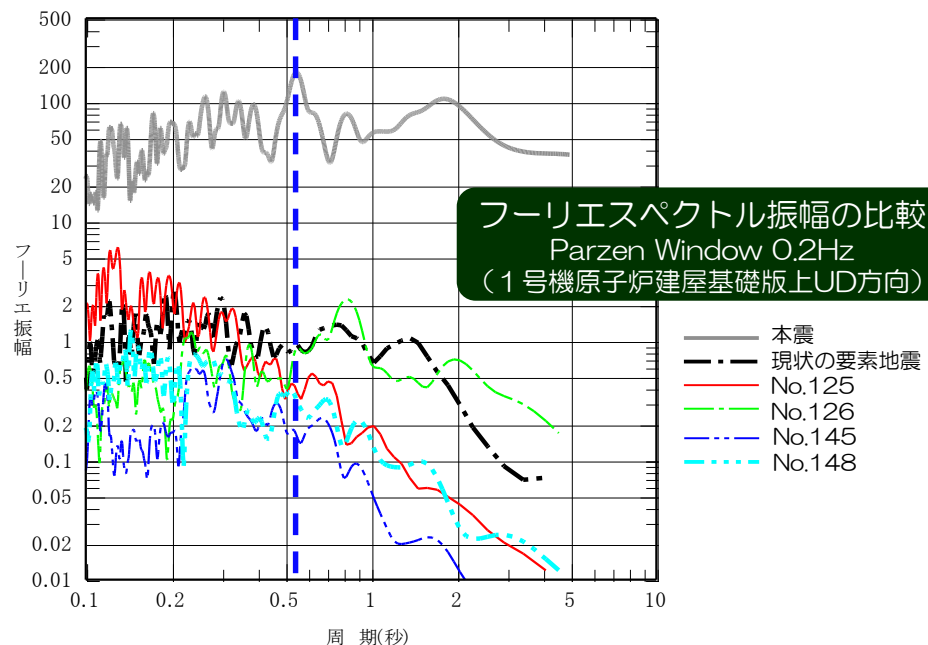
5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況 メカニズム解の確認

- 要素地震の候補選定にあたり、No.126, No.145, No.148の地震のメカニズム解は、中越沖地震の本震と類似していることを確認。
- 地震規模 (M4以上), 本震とのメカニズム解の類似性, KiK-netでの記録の取得数などを総合的に判断し、第3アスペリティに割り当てる要素地震の候補としてNo.148の地震を選定。

- 第3アスペリティ位置付近で発生している地震のうち抽出した4地震と、中越沖地震の本震、現状採用している要素地震について、1号機原子炉建屋基礎版上で得られているUD方向のフーリエスペクトル振幅を比較。
- UD方向の周期0.5秒付近の卓越は、本震で特に著しいこと、各記録で共通して認められる事象では無いことが確認できる。(したがって、増幅特性が主要因である可能性は低いものと考えられる。)
- なお、No.148では、周期0.5秒付近の卓越が認められるため、補正係数を考慮したケースと比較し、再現性の向上が期待できるものと考えられる。

	125	126	145
年月日	2007/7/16 17:42	2007/7/16 18:19	2007/7/24 15:51
地震規模	4.2	4.4	3.5
KiK観測点	29	5	14
メカニズム解			
No.	148	現状の要素地震 (No.128)	中越沖地震本震
年月日	2007/8/3 11:01	2007/7/16 21:08	2007/7/16 10:13
地震規模	4.1	4.4	6.8
KiK観測点	33	—	—
メカニズム解			

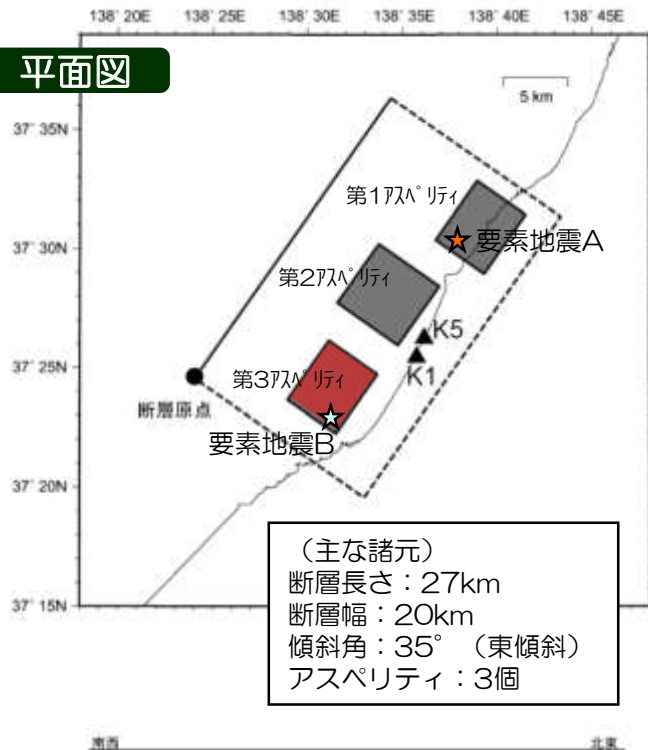
注) メカニズム解はF-netより抜粋



5. F-B断層による地震

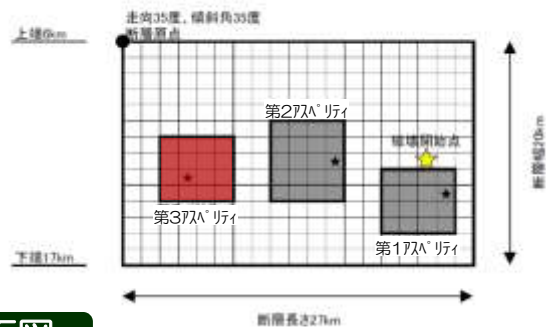
5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況 シミュレーション解析

平面図



(主な諸元)
 断層長さ: 27km
 断層幅: 20km
 傾斜角: 35° (東傾斜)
 アスペリティ: 3個

断面図



- 第3アスペリティ位置付近で発生した地震の観測記録を要素地震として、中越沖地震アスペリティモデルを用いたシミュレーション解析を実施。
- 第1・2アスペリティに要素地震A（現状の要素地震），第3アスペリティに要素地震B（No.148）を用いた経験的グリーン関数法により評価を実施。
- 評価点は、原子炉建屋基礎版上とし、観測記録と比較。

要素地震の震源パラメータ

		要素地震A	要素地震B	備考
発生日時		2007/7/16 21:08	2007/8/3 11:01	気象庁
マグニチュード	M _j	4.4	4.1	気象庁
	M _w	4.4	4.0	F-net
震源位置	東経(°)	138.63	138.52	気象庁
	北緯(°)	37.51	37.38	気象庁
震源深さ(km)		13.6	20	気象庁
走向(°)		187; 39	59; 226	F-net
傾斜(°)		54; 41	48; 43	F-net
すべり角(°)		70; 115	99; 80	F-net
地震E-スト(N・m)		5.21×10 ¹⁵	1.05×10 ¹⁵	F-net
コーナー周波数(Hz)		1.65	1.64	Brune(1970)式
実効応力(MPa)		4.6	0.93	設定
Q値		76 f ^{0.74}	76 f ^{0.74}	岩田ほか(2005)

5. F-B断層による地震

5.2 第3アパリティ位置付近の地震発生状況 要素地震の見積もり 要素地震A

- 要素地震の見積もりは、芝(2008)の検討結果をもとに実施しているが、敷地及び周辺KiK-net観測点の記録を用いて、妥当性を再確認する。
- 理論スペクトルと観測記録は概ね整合する傾向にあり、適切に設定されていることが確認できる。

芝(2008)により設定されているコーナー周波数を代入して求めた理論スペクトルと観測記録から求めた加速度フーリエスペクトル振幅を比較し適合状況を確認 (M₀はF-net, Q値は岩田ほか(2005)の値を採用)

理論スペクトルの算定式 (Boore(1983))

加速度フーリエスペクトル振幅 A(f)

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

震源スペクトル S(f)

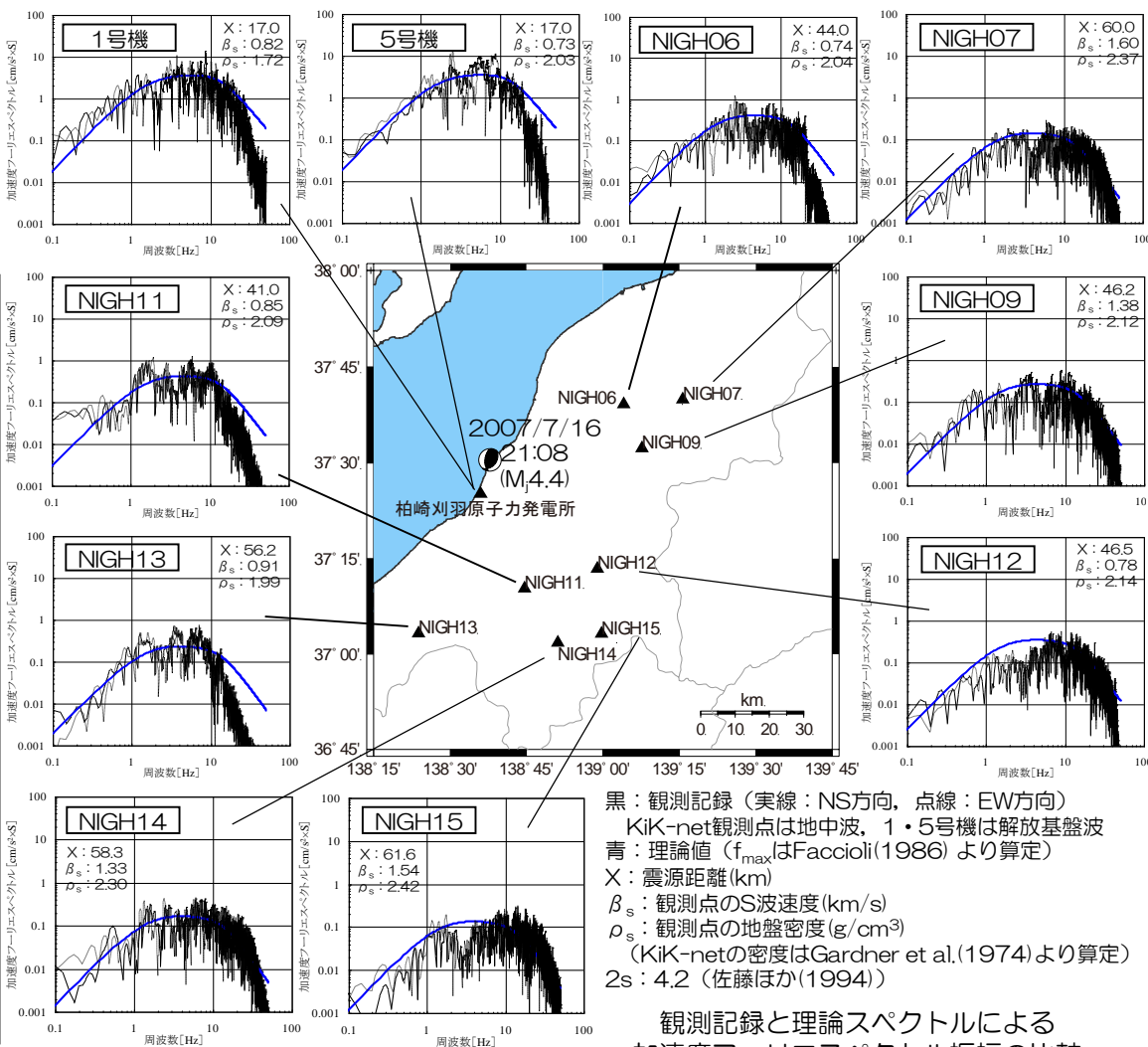
$$S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{max})^{2s}}} \cdot FS$$

伝播特性 P(f)

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / (Q\beta)\}}{X}$$

コーナー周波数 f_c f_c = 4.9 × 10⁶ β $\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3}$

ここで、 f:周波数 F:放射特性(0.63/√2)
 FS:自由表面での増幅を表す係数(地表:2, 地中:1)
 f_{max}:高周波遮断周波数 Q:Q値 X:震源距離
 β, ρ:震源におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 β_s, ρ_s:観測点におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 Δσ:応力降下量
 M₀:地震モーメント(dyne·cm)



黒:観測記録(実線:NS方向, 点線:EW方向)
 KiK-net観測点は地中波, 1・5号機は解放基盤波
 青:理論値 (f_{max}はFaccioli(1986)より算定)
 X:震源距離(km)
 β_s:観測点のS波速度(km/s)
 ρ_s:観測点の地盤密度(g/cm³)
 (KiK-netの密度はGardner et al.(1974)より算定)
 2s:4.2(佐藤ほか(1994))

観測記録と理論スペクトルによる
 加速度フーリエスペクトル振幅の比較

5. F-B断層による地震

5.2 第3アパリティ位置付近の地震発生状況 要素地震の見積もり 要素地震B

- 敷地及び周辺KiK-net観測点の記録を用いて、震源特性の見積を行う。
 - M_0 : $1.1 \times 10^{15} (\text{N} \cdot \text{m})$
 - 応力降下量 : $0.93 (\text{MPa})$
 - f_{max} : $16.7 (\text{Hz})$

推定したコーナー周波数を代入して求めた理論スペクトルと観測記録から求めた加速度フーリエスペクトル振幅を比較し適合状況を確認。
(M_0 はF-net, Q値は岩田ほか(2005)の値を採用)

理論スペクトルの算定式 (Boore(1983))

加速度フーリエスペクトル振幅 $A(f)$

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

震源スペクトル $S(f)$

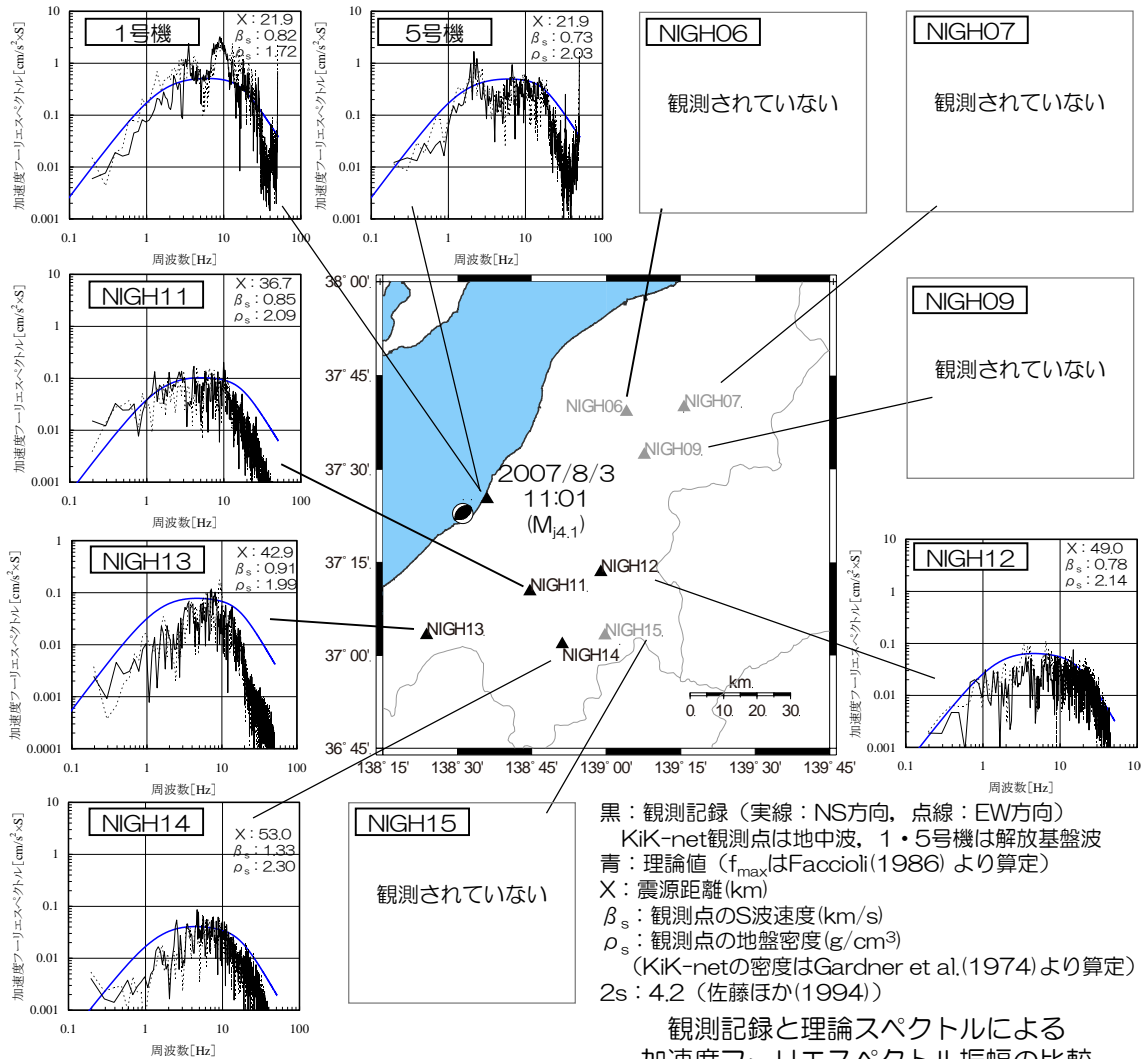
$$S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\text{max}})^{2s}}} \cdot FS$$

伝播特性 $P(f)$

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / (Q\beta)\}}{X}$$

コーナー周波数 f_c $f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3}$

ここで、 f :周波数 F :放射特性(0.63/√2)
 FS :自由表面での増幅を表す係数(地表:2, 地中:1)
 f_{max} :高周波遮断周波数 Q :Q値 X :震源距離
 β, ρ :震源におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 β_s, ρ_s :観測点におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 $\Delta\sigma$:応力降下量
 M_0 :地震モーメント(dyne·cm)



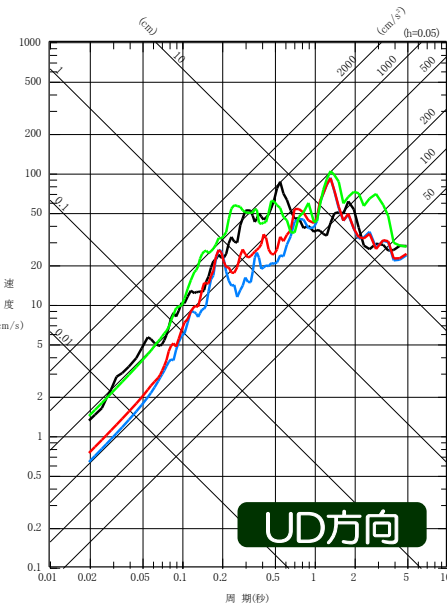
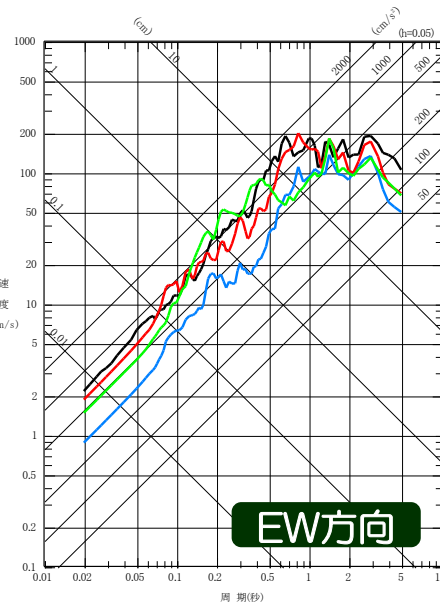
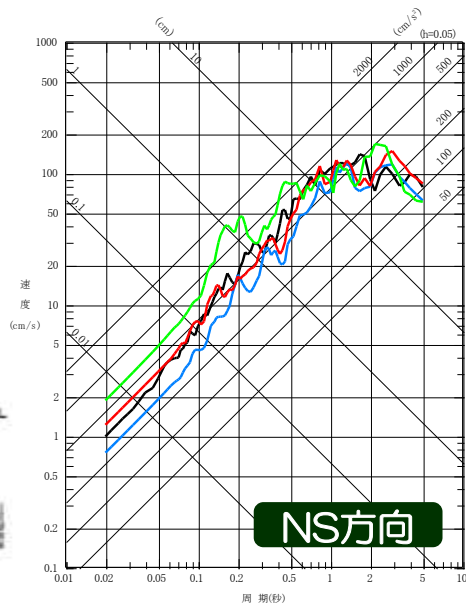
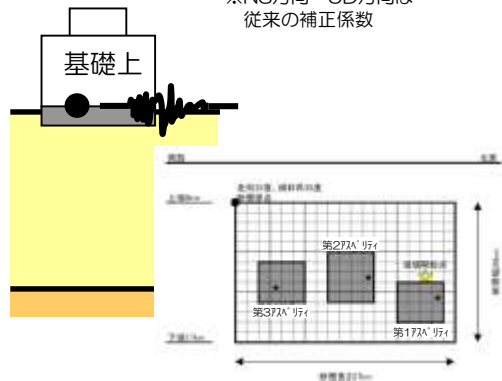
5. F-B断層による地震

5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況 シミュレーション解析結果

1号機

- 観測記録
- 断層モデルによる評価 (補正なし)
- 断層モデルによる評価 (補正あり※)
- 断層モデルによる評価 (要素地震変更)

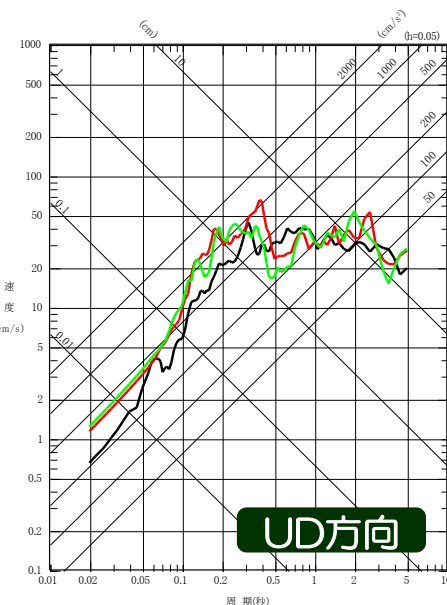
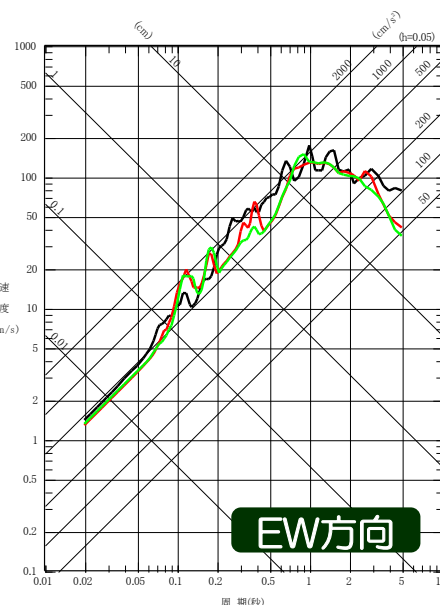
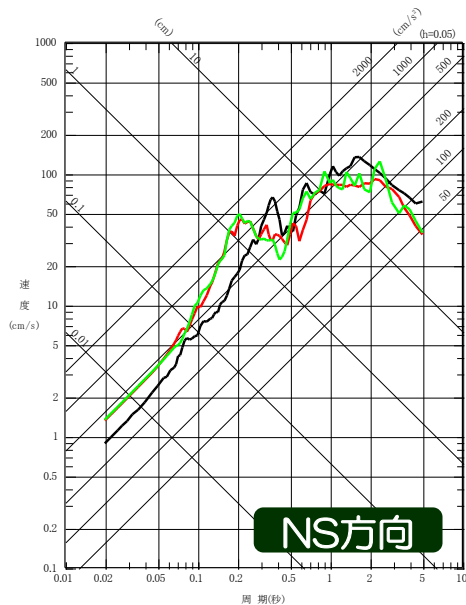
※NS方向・UD方向は従来の補正係数



5号機

- 観測記録
- 断層モデルによる評価
- 断層モデルによる評価 (要素地震変更)

■ 荒浜側のEW方向, UD方向は記録を概ね再現しているものの, NS方向が過大評価となることを確認。



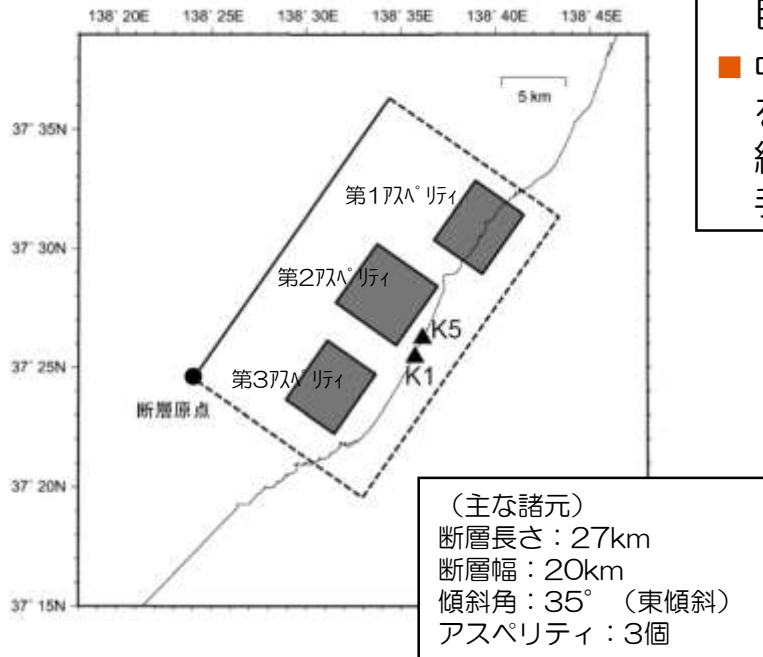
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足

- 5.1 第3アスペリティに割り当てる要素地震の補正係数に関する検討
- 5.2 第3アスペリティ位置付近の地震発生状況の整理及び要素地震として採用した場合のシミュレーション解析
- 5.3 地震動レベルの確認を目的とした統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析

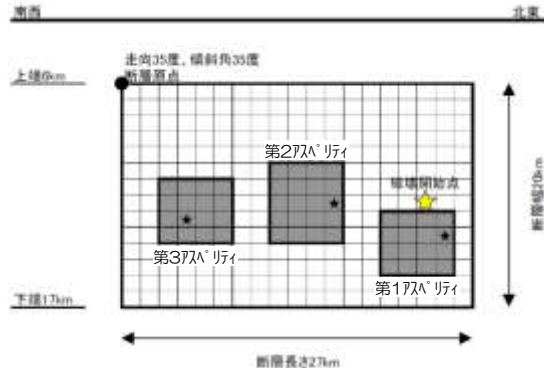
5. F-B断層による地震

5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 評価条件

平面図



断面図



- 敷地は褶曲構造等の影響が認められるものの、断層モデルを用いた手法で評価される地震動レベルの妥当性を確認することを目的に統計的グリーン関数法(SGF)による評価を行う。
- 中越沖地震アスペリティモデルを用いたシミュレーション解析を実施し、観測記録および経験的グリーン関数法(EGF)による結果と比較を行う。なお、波形合成は、Dan et al.(1989)の手法による。

要素地震の加速度フーリエスペクトルモデル

Boore(1983)による統計的モデルに、震源のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違を考慮した次式とする。

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}} \quad S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\max})^{2s}}} \cdot FS$$

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / (Q\beta)\}}{X} \quad f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3}$$

- $A(f)$: 加速度フーリエスペクトル振幅 f : 周波数 F : 放射特性
 FS : 自由表面での増幅を表す係数 (地表:2, 地中:1) f_c : コーナー周波数
 f_{\max} : 高周波遮断周波数 (6Hz : 鶴来ほか(1997))
 Q : Q値 (76 $f^{0.74}$: 岩田ほか(2005))
 s : 係数 (ここでは、佐藤ほか(1994)より $2s=4.2$)
 X : 震源距離 (サイトから断層面の中心までの距離)
 β : 震源におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 β_s : 評価点の地震基盤におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 $\Delta\sigma$: 応力降下量(bar) (平均応力降下量と同じに設定)
 M_0 : 地震モーメント(dyne・cm) $M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma \cdot r_e^3$ r_e : 要素断層の等価半径

5. F-B断層による地震

5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 評価条件

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数)

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数) については, Boore(1983)による次式を使用。

$$w(t) = a \cdot t^b \cdot \exp(-ct) \cdot H(t)$$

$$a = \{e/(\varepsilon T_w)\}^b \quad T_w = 2T_d \quad T_d = f_c^{-1}$$

$$b = -\varepsilon \cdot \ln \eta / \{1 + \varepsilon(\ln \varepsilon - 1)\} \quad c = b/(\varepsilon \cdot T_w)$$

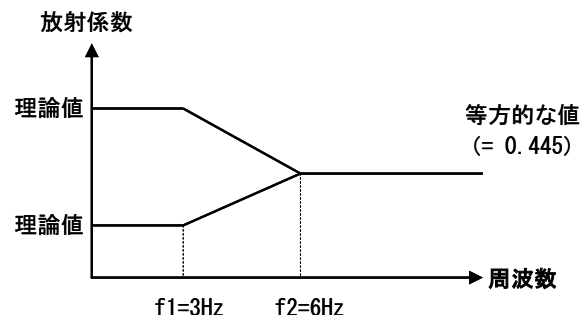
t : 時間 $w(t)$: 経時特性 (時刻歴包絡関数)

$H(t)$: ステップ関数 f_c : コーナー周波数

$\varepsilon \eta$: 係数 ($\varepsilon=0.2, \eta=0.05$)

放射特性

佐藤(2000)を参考に, 3Hz以下では理論値, 6Hz以上の高周波領域では Boore and Boatwright(1984)による等方的な値とし, 3Hz~6Hzの遷移領域では放射係数が両対数軸で直線的に変化すると仮定。



地下構造モデル

小林ほか(2005)の方法を用いて, 地盤系の記録 (中越地震の余震) から算定した水平/上下 λ° の振幅比, レシーバー関数に対して遺伝的アルゴリズムによる逆解析を実施して推定した地下構造モデルを使用。

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-284					
1	-300	16	2.11	1110	2280	50f
2	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
3	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
4	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
5	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
6	-	-	2.59	3170	5230	-

荒浜側

地震基盤

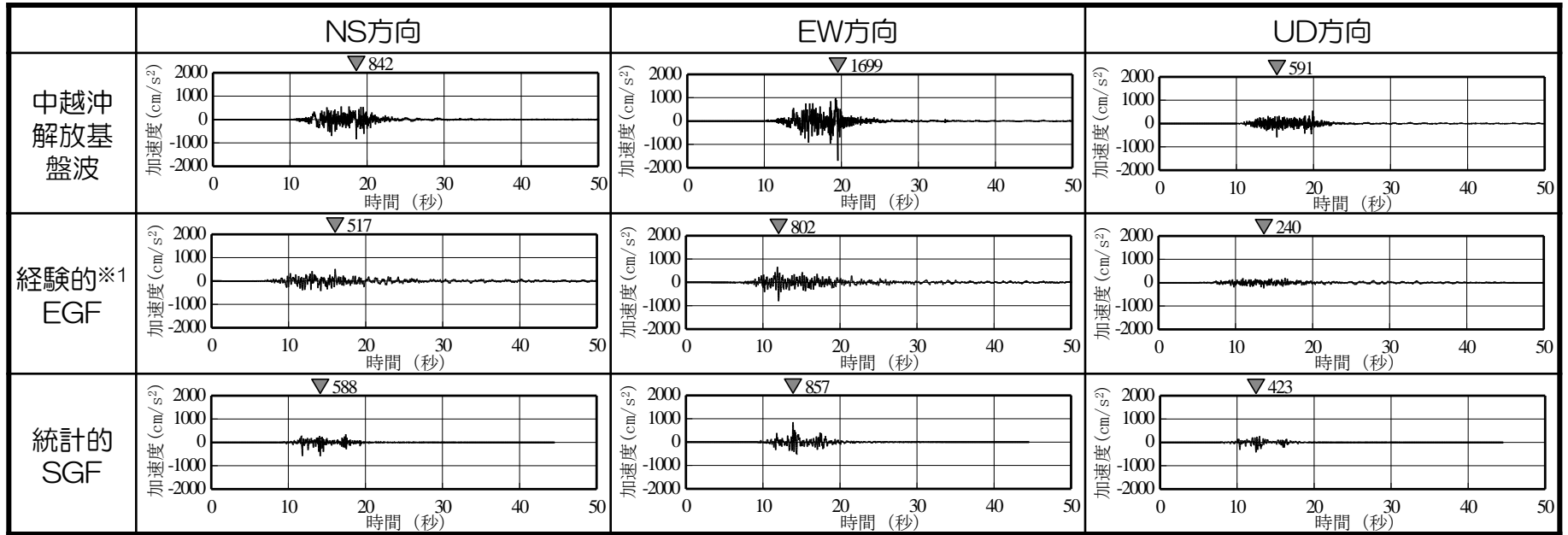
層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-134					
1	-149	15	2.03	730	1800	50f
2	-180	31	2.03	890	1900	50f
3	-231	51	2.03	890	1900	50f
4	-266	35	2.03	960	1900	50f
5	-300	34	2.03	1000	2100	50f
6	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
7	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
8	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
9	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
10	-	-	2.59	3170	5230	-

大湊側

地震基盤

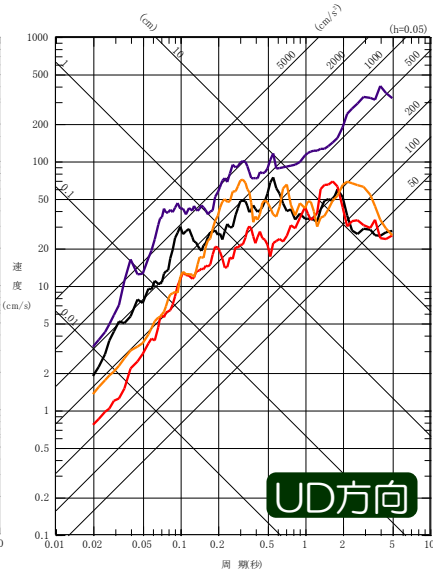
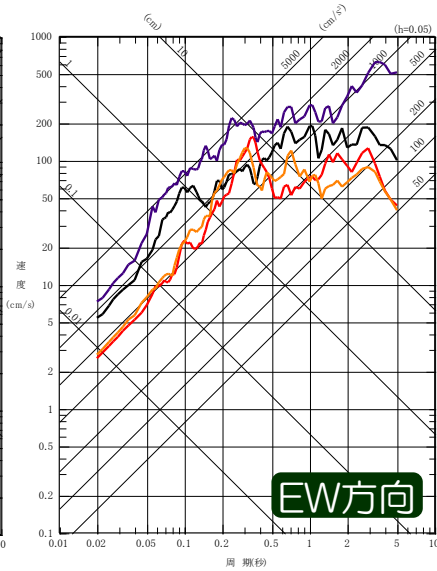
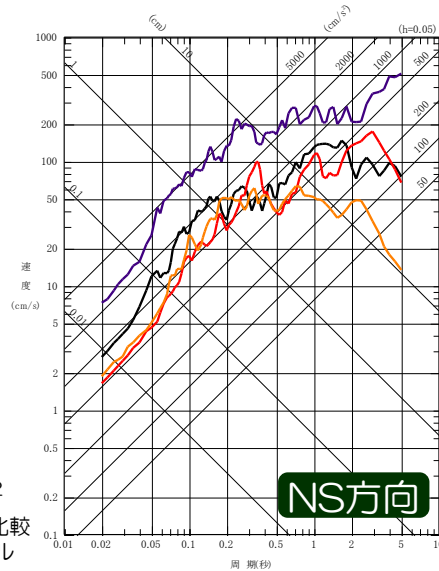
5. F-B断層による地震

5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 解析結果 荒浜側



- 荒浜側のSGFは、褶曲構造等の影響が反映できていないため観測記録の地震動レベルが表現できていない。
- なお、褶曲構造の影響を反映していない（補正係数を考慮していない）EGFとSGFの地震動レベルは概ね同程度となっている。

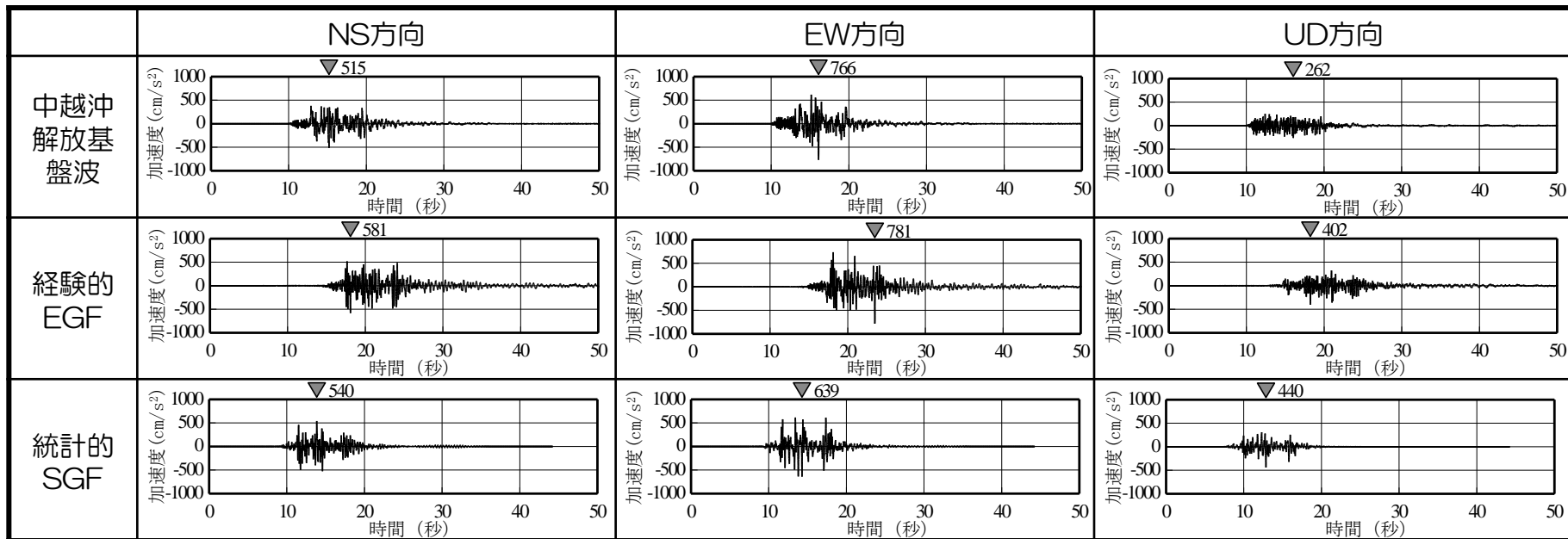
〓 観測記録
 〓 経験的グリーン関数法(EGF)※1
 〓 統計的グリーン関数法(SGF)
 〓 基準地震動Ssの包絡スペクトル※2



※1 荒浜側については要素地震の補正を考慮しない結果で比較
 ※2 基準地震動Ssの各周期の最大値をとった応答スペクトル

5. F-B断層による地震

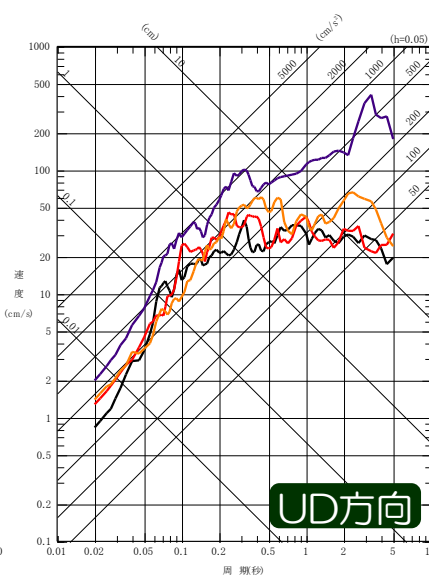
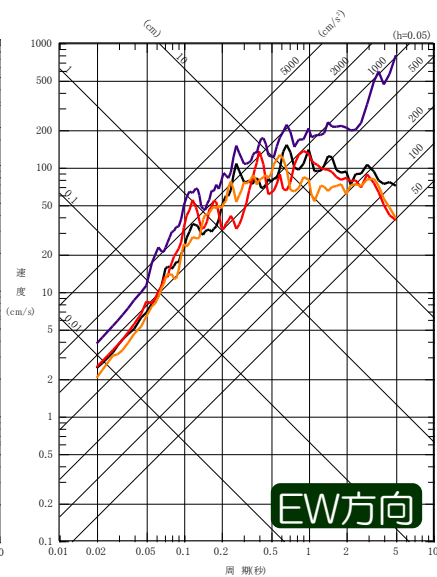
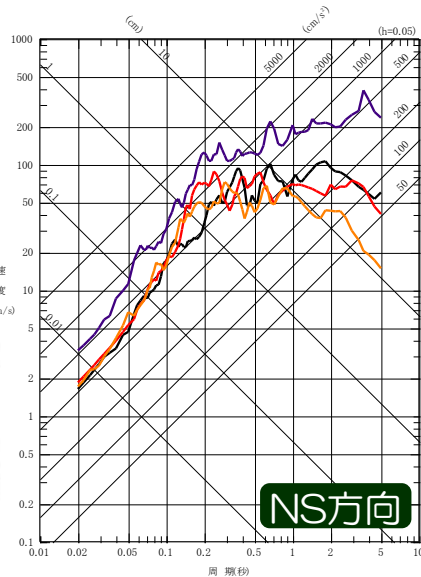
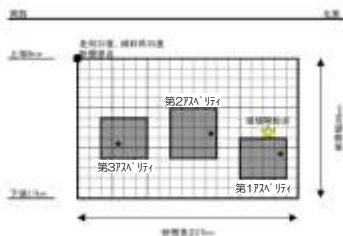
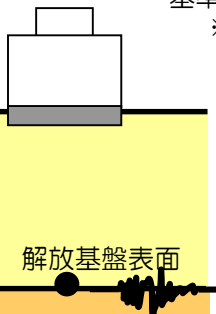
5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 解析結果 大湊側



■ 大湊側のSGFは、EGFの評価結果と概ね同程度の地震動レベルとなっている。

- 観測記録
- 経験的グリーン関数法 (EGF)
- 統計的グリーン関数法 (SGF)
- 基準地震動Ssの包絡スペクトル*1

*1 基準地震動Ssの各周期の最大値をとった応答スペクトル



5. F-B断層による地震

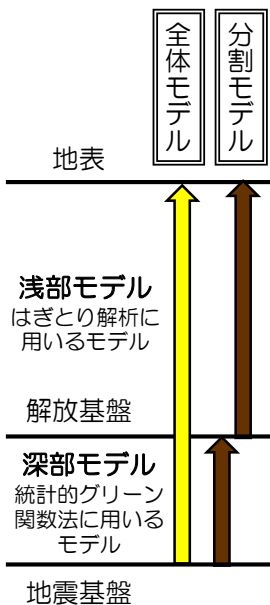
5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 参考

吉田ほか(2005)に関する検討

- 吉田ほか(2005)では、表層の地震応答解析用の入力地震動を設定する方法として、表層の存在を無視し、工学的基盤を解放基盤として地震動を設定する方法の妥当性を検証。結論として、地震動を設定する場合には、表層の存在を意識しておく必要があると指摘している。
- 現状の地震動評価では、解放基盤表面において基準地震動を策定し、浅部モデルに入力し、施設への入力地震動を算定。（深部と浅部を分けた「分割モデル」による分割解析）
- 吉田ほか(2005)を踏まえ、地震基盤～地表までの「全体モデル」を用いた一体解析と、現状の地震動評価で実施する分割モデルを用いた分割解析の結果を比較する。
- 浅部モデルは、はぎとり解析に用いるモデル、深部モデルは統計的グリーン関数法に用いるモデルとし、解放基盤表面位置で接続して全体モデルを設定。
- 入力波については、シミュレーション解析結果の地震基盤波（EW方向）とする。

荒浜側

TMSL (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	S波速度 (m/s)	減衰 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				h_0	α
+5.0					
+3.0	2.0	2.00	100	0.2	0.9
-1.0	4.0	2.00	180	0.2	0.9
-15.0	14.0	1.76	270	0.2	0.9
-40.0	25.0	1.72	430	0.2	0.9
-67.0	27.0			0.2	0.9
-122.0	55.0	1.72	520	0.2	0.9
-148.0	26.0			0.2	0.9
-230.0	82.0	1.72	730	0.2	0.9
-250.0	20.0			0.2	0.9
-284.0	34.0	1.72	820	0.2	0.9
-300.0	16.0	2.11	1110	0.01	1.0
-1360.0	1060	2.12	1160	0.01	1.0
-2410.0	1050	2.25	1620	0.01	1.0
-3700.0	1290	2.36	2050	0.01	1.0
-5880.0	2180	2.51	2760	0.01	1.0
	-	2.59	3170	-	-



大湊側

TMSL (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	S波速度 (m/s)	減衰 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
				h_0	α
+12.0					
+9.3	2.7	2.00	180	0.8	0.1
+2.0	7.3		210	0.2	0.85
-16.6	18.6	1.78	310	0.2	0.85
-24.0	7.4	1.70	420	0.2	0.85
-33.0	9.0			0.2	0.85
-66.0	33.0	1.75	440	0.2	0.85
-88.0	22.0	1.75	550	0.2	0.85
-100.0	12.0			0.1	0.85
-120.0	20.0	1.84	640	0.1	0.85
-134.0	14.0	2.03	730	0.1	0.85
-149.0	15.0	2.03	730	0.01	1.0
-180.0	31.0			0.01	1.0
-231.0	51.0	2.03	890	0.01	1.0
-266.0	35.0	2.03	960	0.01	1.0
-300.0	34.0	2.03	1000	0.01	1.0
-1360.0	1060	2.12	1160	0.01	1.0
-2410.0	1050	2.25	1620	0.01	1.0
-3700.0	1290	2.36	2050	0.01	1.0
-5880.0	2180	2.51	2760	0.01	1.0
	-	2.59	3170	-	-



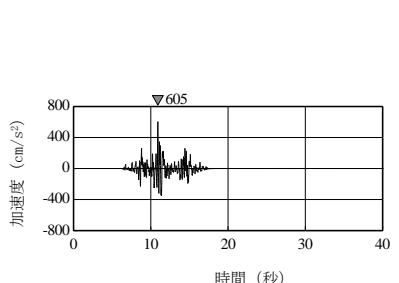
5. F-B断層による地震

5.3 統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析 参考

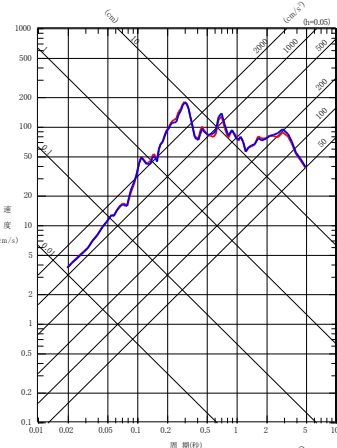
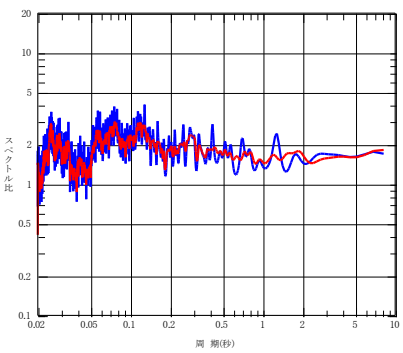
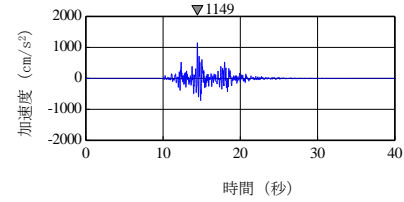
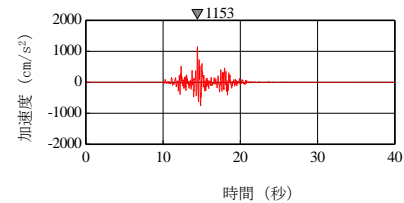
吉田ほか
(2005)に
関する検討

- 「全体モデル」と「分割モデル」の地表応答と地震基盤～地表の増幅率を比較して示す。
- 長周期側において「分割モデル」の卓越周期が若干短周期側にシフトするものの、主要周期帯における両者の違いは小さいことが確認できる。
- この要因は、吉田ほか(2005)に指摘される通り、敷地の地震基盤が約6kmと深いのに対して、解放基盤深さが荒浜側はT.M.S.L.-134m、大湊側はT.M.S.L.-284mと浅いことが考えられる。

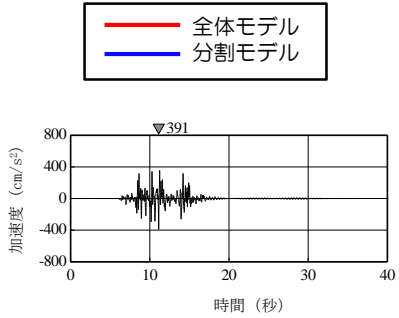
荒浜側



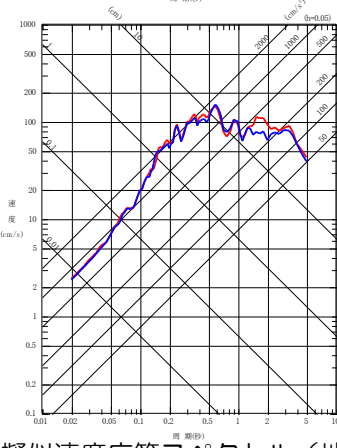
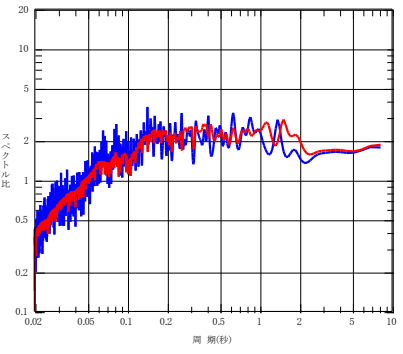
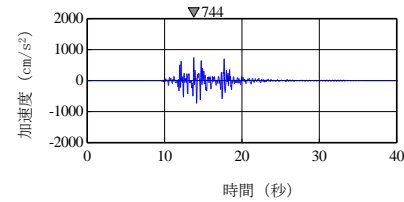
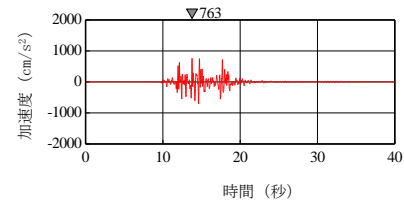
入力波：中越沖地震の
統計的グリーン関数法による評価
(地震基盤，EW方向)



大湊側



入力波：中越沖地震の
統計的グリーン関数法による評価
(地震基盤，EW方向)



加速度時刻歴波形（地表）

増幅率（地震基盤～地表）

擬似速度応答スペクトル（地表）

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足

ここでは、長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連して検討した内容を示す。

まず、地震動評価の妥当性を確認する目的で実施した中越地震のシミュレーション解析結果について示す。シミュレーション解析は、経験的グリーン関数法及び統計的グリーン関数法の両者で実施し、地震動レベルを確認するとともに、経験的グリーン関数法で用いる要素地震の選定内容についてもまとめる。

⇒6.1 中越地震のシミュレーション解析

次に、要素地震の選定・設定が地震動評価結果に与える影響を確認する目的で、要素地震を変更した場合の地震動評価結果をまとめる。

⇒6.2 要素地震に関する検討

6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足

6.1 中越地震のシミュレーション解析

6.1.1 経験的グリーン関数法 (EGF)

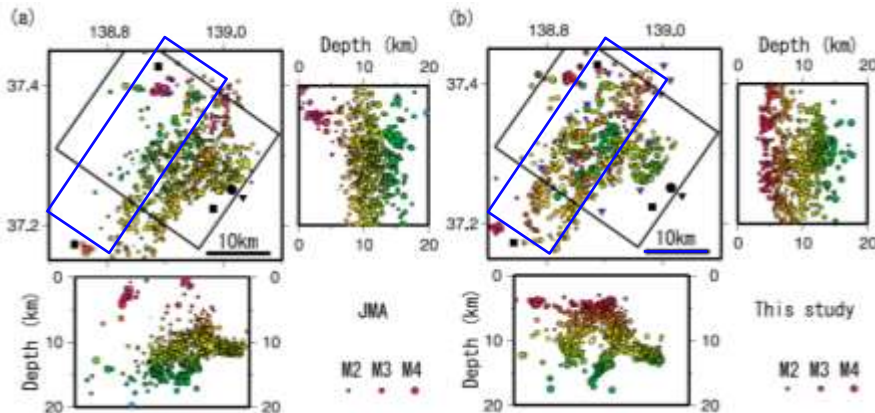
6.1.2 統計的グリーン関数法 (SGF)

6.2 要素地震に関する検討

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析

- 中越地震の震源モデルを用いたシミュレーション解析により，長岡平野西縁断層帯による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価の妥当性について検討。
- 経験的グリーン関数法に用いる要素地震を選定し，その特徴について整理。
- また，統計的グリーン関数法による評価を行い，地震動レベルを確認するとともに，用いた地盤モデルの特徴について確認。

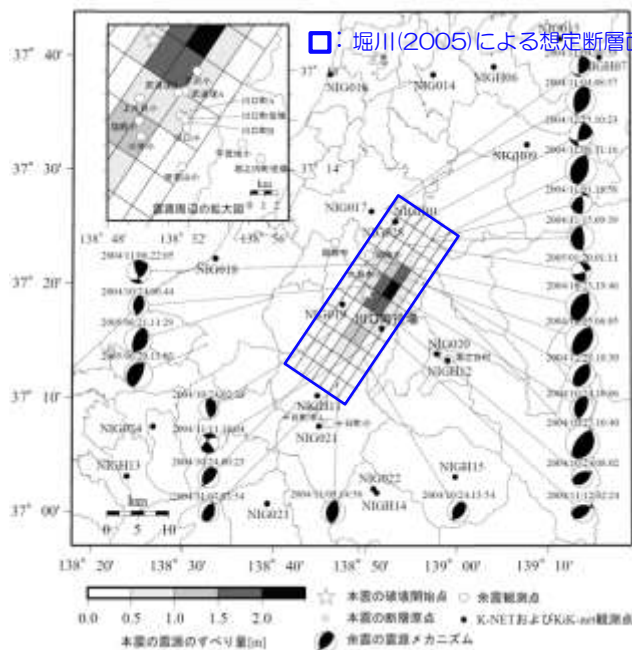


□：堀川(2005)による想定断層面

気象庁一元化震源(a)と緊急余震観測点を用いて決めた震源(b) Sakai et al.(2005)より抜粋（一部加筆・修正）

震源モデル 神原ほか(2006)

- 中越地震の地震動を経験的グリーン関数法により再現。
- 震源モデルは堀川(2005)を参考に設定。Sakai et al.(2005)による余震記録の詳細な分析から明らかになった余震の震源位置の気象庁一元化震源(JMA)からのずれを考慮している点を重視。
- 要素地震についても，Sakai et al.(2005)の知見を踏まえ，気象庁一元化震源から西北西に約4kmずらした震央位置を使用。



□：堀川(2005)による想定断層面

本震の震源パラメータ

パラメータ		設定値
断層原点	東経(°)	139° 0' 23"
	北緯(°)	37° 24' 12"
断層上端深さ(km)		0.2
断層長さ(km)		31
断層幅(km)		20
断層面積(km ²)		620
走向(°)		214
傾斜角(°)		56
S波速度(km/s)		3.4
破壊伝播速度(km/s)		2.45
地震モーメント(N・m)		8.17×10 ¹⁸
平均すべり量(cm)		43.8
平均応力降下量(MPa)		1.29

余震観測点，既存の地震観測点および地震動の計算で用いた要素地震の震源と本震の震源モデルの位置

6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足

6.1 中越地震のシミュレーション解析

6.1.1 経験的グリーン関数法 (EGF)

6.1.2 統計的グリーン関数法 (SGF)

6.2 要素地震に関する検討

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

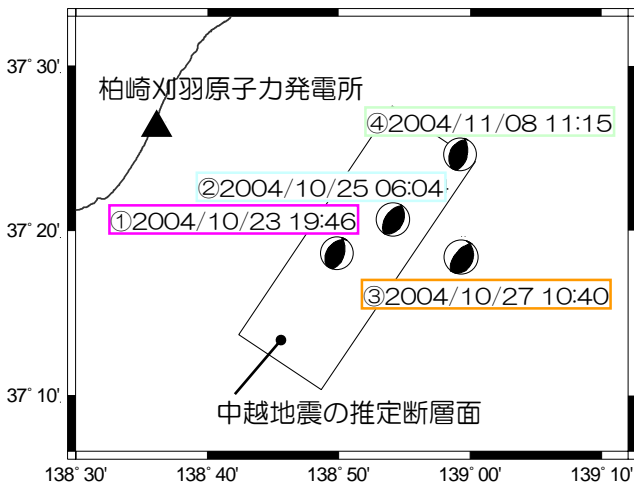
要素地震の選定

- 中越地震の震源モデルを用いたシミュレーション解析により地震動評価に用いる要素地震を選定。(対象は、中越地震の記録が得られている大湊側)
- 選定のプロセスとしては以下のとおり。
 Step1：要素地震の候補選定
 Step2：中越地震の強震動シミュレーション
 Step3：採用する要素地震、適用方法の決定

Step1：要素地震の候補選定

- 以下の条件により要素地震の候補を選定
- 荒浜側（1～4号機側）、大湊側（5～7号機側）の両方で記録を取得。
 - 想定地震の震源域やその近傍で発生し、評価地点までの伝播・サイト特性が類似。
 - 十分な規模の地震であること。
 (ここでは、長岡平野西縁断層帯(M_w 7.3)の評価に用いることを念頭に M_w 5.3以上。)
 - 震源特性が明らかであること。
 (ここでは、防災科研F-netのデータベース、神原ほか(2006)を参照)

➡ 要素地震として以下の4地震を抽出
抽出した要素地震の候補



No.	①	②	③	④	備考	
発生日時	2004/10/23 19:46	2004/10/25 06:04	2004/10/27 10:40	2004/11/8 11:15	気象庁	
マグニチュード	M_j	5.7	5.8	6.1	気象庁	
	M_w	5.5	5.6	5.8	F-net	
震源位置	東経(°)	138.83	138.90	138.99	138.99	神原ほか(2006)*
	北緯(°)	37.31	37.34	37.31	37.41	神原ほか(2006)*
震源深さ(km)		12.35	15.20	11.60	0	気象庁
		8	14	11	5	F-net
走向(°)	16 ; 217	215 ; 29	218 ; 18	13 ; 209	F-net	
傾斜(°)	52 ; 40	53 ; 37	60 ; 32	53 ; 38	F-net	
すべり角(°)	76 ; 107	94 ; 85	100 ; 73	80 ; 103	F-net	
地震E-サイト(N・m)	1.8×10^{17}	2.5×10^{17}	6.3×10^{17}	2.2×10^{17}	F-net	
コーナ周波数(Hz)	0.6	0.6	0.4	0.6	神原ほか(2006)	
実効応力(MPa)	8.2	11.4	8.7	10.4	神原ほか(2006)	

*ただし、日本測地系の座標を世界測地系に変換

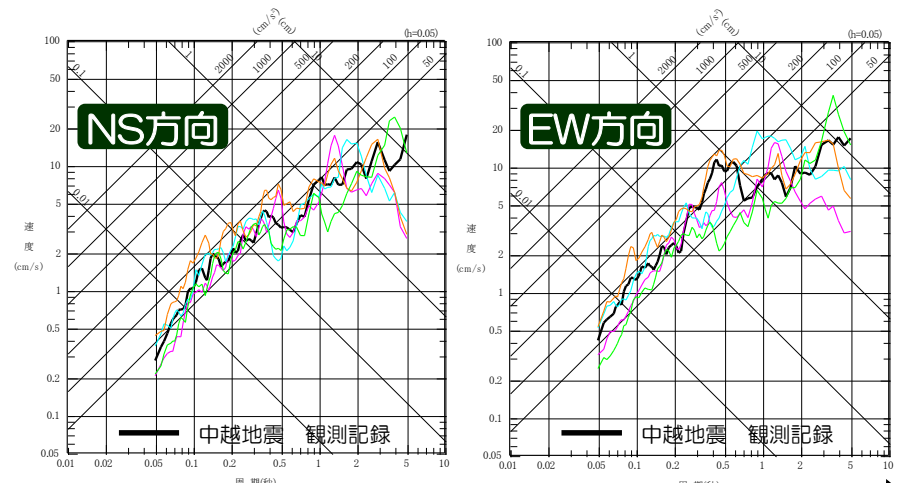
6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

Step2: 中越地震の強震動シミュレーション

- 神原ほか(2006)で提案されている中越地震の震源モデルにより強震動シミュレーションを実施。
- 要素地震を1つとした場合のシミュレーション結果を踏まえ、さらに敷地で得られた観測記録の再現性を向上させる目的で、要素地震を2つとした場合についても検討。

1つの要素地震による強震動シミュレーション



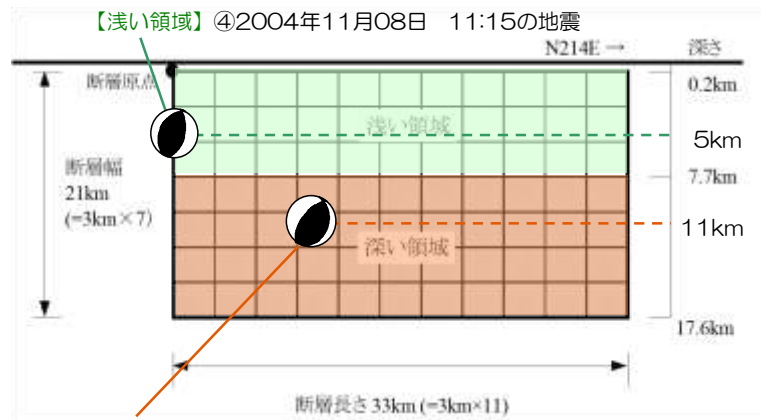
地中の観測点における比較 (5号機地盤系-300m)

要素地震	シミュレーション結果の特徴
① 2004 10/23	長周期側の地震動レベルが不足
② 2004 10/25	長周期側の地震動レベルが不足 EW成分の周期0.5~1秒付近のピークがずれている
③ 2004 10/27	長周期側の地震動レベルが不足 ただし、 ピーク位置は概ね整合
④ 2004 11/08	短周期側の地震動レベルが不足しているものの、 長周期側は同程度あるいは大きめの評価

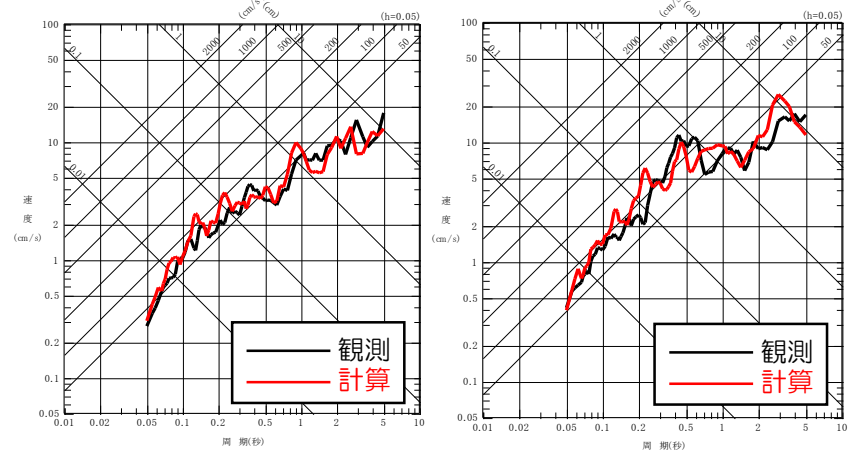
2つの要素地震を用いる場合として、③、④の組み合わせで検討

2つの要素地震による強震動シミュレーション

- 深さに応じて2つの要素地震を割り付ける方法により、1つの要素地震を用いたケースと比較して、再現性が高いことを確認。



【深い領域】③2004年10月27日 10:40の地震



地中の観測点における比較 (5号機地盤系-300m)

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

Step3：採用する要素地震，適用方法の決定

- 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に用いる要素地震は，中越地震のシミュレーション解析から再現性の良い要素地震を選定。
- シミュレーション解析においては，浅い領域と深い領域で異なる要素地震を用いることによって，記録の再現性が改善できたことから，長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価においても，同様に2つの要素地震を用いる。（深さ7.7kmを超えて深い断層面においては【断層面深部】の要素地震を採用）

【断層面浅部】 2004年11月08日 11時15分の地震(M_w 5.5)

【断層面深部】 2004年10月27日 10時40分の地震(M_w 5.8)

【要素地震の特徴】

- 長岡平野西縁断層帯による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果から策定した基準地震動 S_s -4~7において，EW方向の最大加速度値が荒浜側と比較して大湊側が大きい傾向にあったことを踏まえ，要素地震の特徴を確認。
- 中越地震の余震のうち，要素地震の候補として抽出した4地震の観測記録，敷地の鉛直アレイで得られている観測記録を用いて特徴を整理。

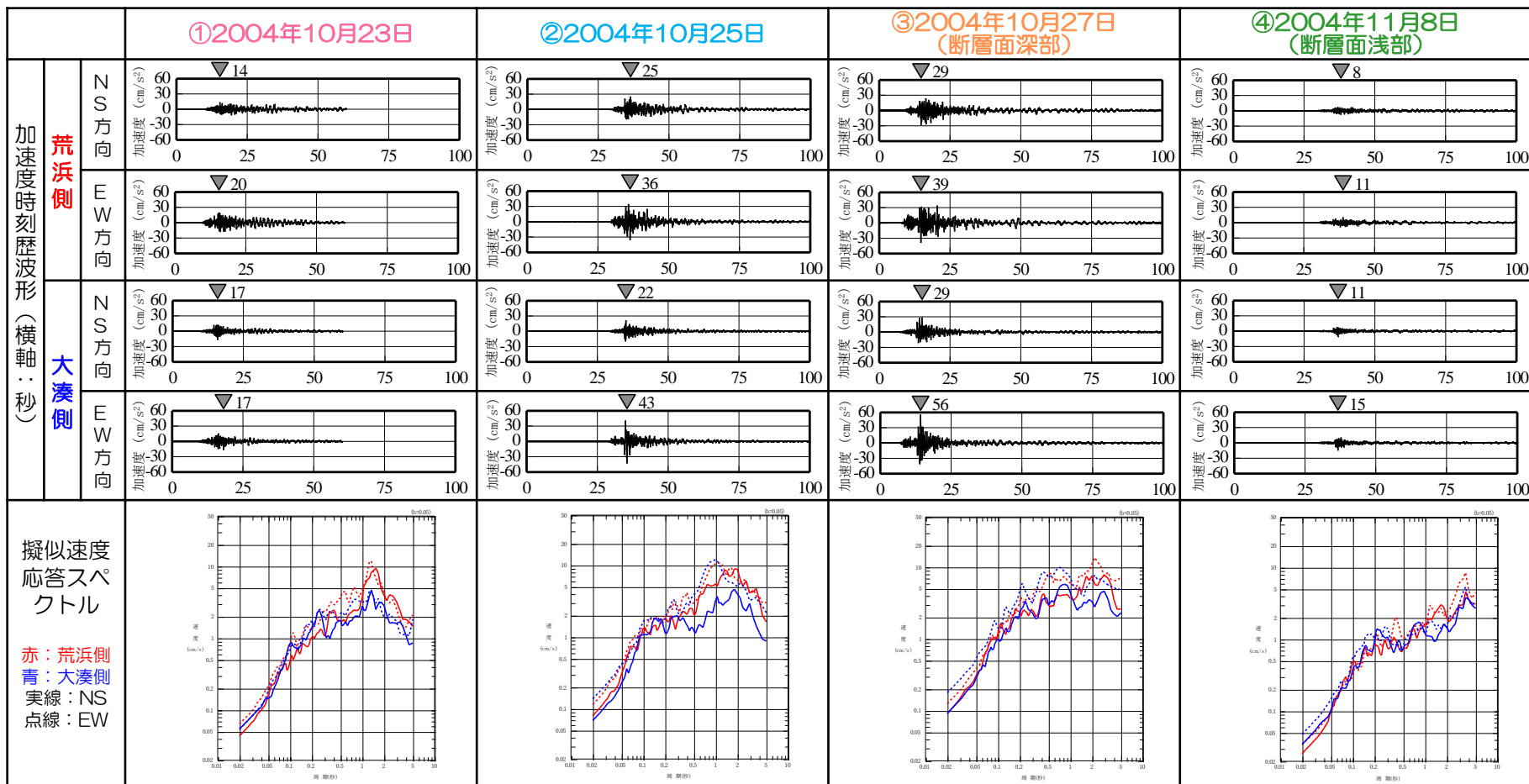
【長岡平野西縁断層帯による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果】

基準地震動	検討用地震		最大加速度値 (cm/s ²)					
			荒浜側			大湊側		
			NS方向	EW方向	UD方向	NS方向	EW方向	UD方向
S _s -4	長岡平野西縁断層帯による地震	応力降下量1.5倍	589	574	314	428	826	332
S _s -5		断層傾斜角35°	553	554	266	426	664	346
S _s -6		連動+応力降下量1.5倍	510	583	313	434	864	361
S _s -7		連動+断層傾斜角35°	570	557	319	389	780	349

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

【要素地震の特徴】 候補として抽出した地震観測記録の加速度時刻歴波形・擬似速度応答スペクトルの比較



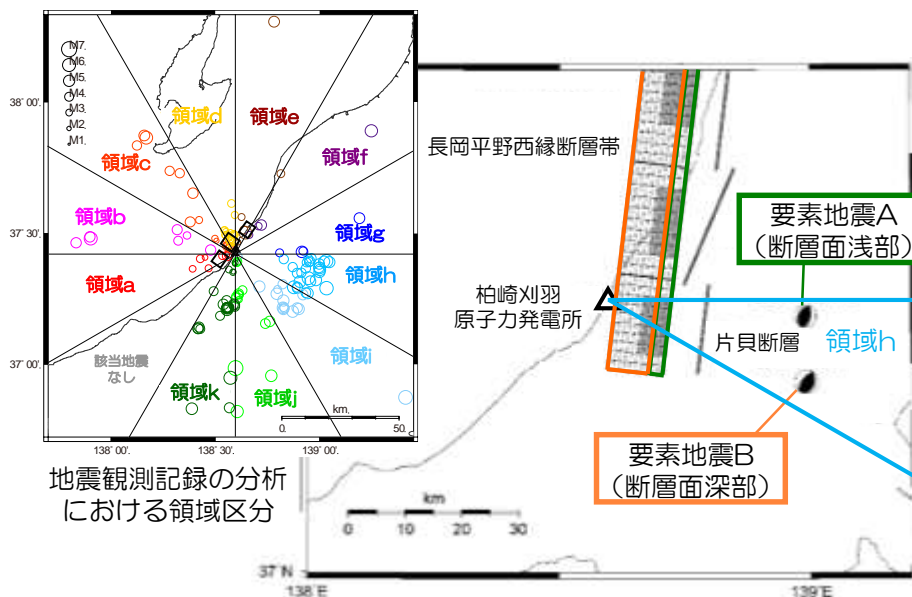
■ 要素地震として選定した③、④のEW方向については、短周期側で大湊側>荒浜側の傾向にあり、経験的グリーン関数の結果に影響を与えたものと考えられる。ただし、その他の記録では、このような傾向は認められない。

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

【要素地震の特徴】

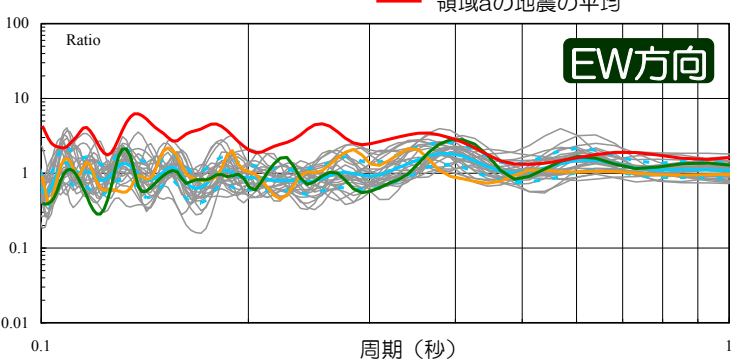
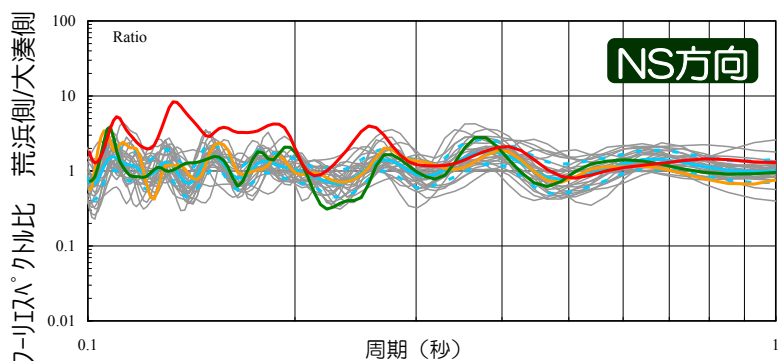
- 選定した要素地震の特徴について、鉛直アレイ観測記録の分析で整理した他の記録と比較。
- 比較対象とする領域は、要素地震と同じ到来方向となる領域hとする。なお、領域hの平均値は概ね1であり、領域aなどの敷地の南西側の領域のような特異性は認められていない。
- 選定した要素地震による解放基盤波の荒浜側と大湊側のフーリエスペクトルの比は領域hのばらつきの範囲にあることから、EW方向の荒浜側と大湊側の差異については、特異なものではないと考えられる。



地震観測記録の分析における領域区分

要素地震の震央位置と領域hの位置関係

- 要素地震A (断層面浅部)
- 要素地震B (断層面深部)
- 領域hの地震の平均
- - 領域hの地震の平均 $\pm 1\sigma$
- 領域hで発生した地震 (個々)
- 領域aの地震の平均



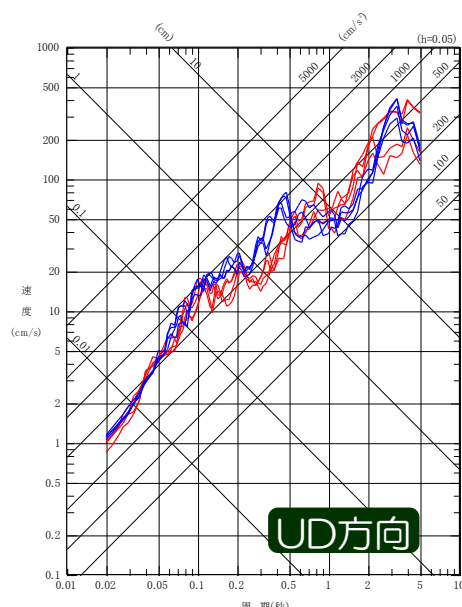
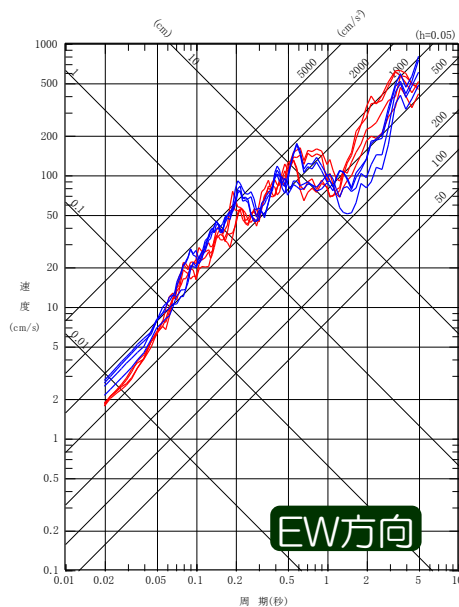
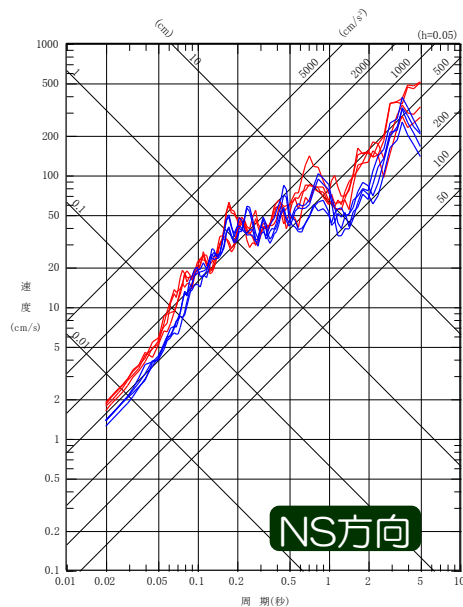
選定した要素地震と領域hで発生した地震のフーリエスペクトル比の比較

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.1 経験的グリーン関数法(EGF)

【要素地震の特徴】

- 長岡平野西縁断層帯による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果から策定した基準地震動Ss-4~7について、荒浜側と大湊側の地震動レベルについて確認。



基準地震動Ss-4~Ss-7の設計用応答スペクトルの比較（赤線：荒浜側，青線：大湊側）

- EW方向の極短周期側では、要素地震の特徴を反映し、大湊側がやや大きく、最大加速度値が大きくなっている傾向が認められる。
- しかしながら、要素地震の特徴に関しては、その他の地震の観測記録と比較しても概ねばらつきの範囲にあり、特異なものではないと考えられる。

6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足

6.1 中越地震のシミュレーション解析

6.1.1 経験的グリーン関数法 (EGF)

6.1.2 統計的グリーン関数法 (SGF)

6.2 要素地震に関する検討

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.2 統計的グリーン関数法(SGF)

- 敷地は褶曲構造等の影響が認められるものの、断層モデルを用いた手法で評価される地震動レベルの妥当性を確認することを目的に統計的グリーン関数法による中越地震の震源モデルを用いたシミュレーション解析を実施。
- 評価対象地点は、中越地震の観測記録が得られている大湊側とする。なお、波形合成は、Dan et al.(1989)の手法による。

要素地震の加速度フーリエスペクトルモデル

Boore(1983)による統計的モデルに、震源のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違を考慮した次式とする。

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

$$S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\max})^{2s}}} \cdot FS$$

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / (Q\beta)\}}{X} \quad f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3}$$

$A(f)$: 加速度フーリエスペクトル振幅 f : 周波数
 F : 放射特性 FS : 自由表面での増幅を表す係数 (地表:2, 地中:1)
 f_c : コーナー周波数 f_{\max} : 高周波遮断周波数 (6Hz : 鶴来ほか(1997))
 Q : Q値 (76 $f^{0.74}$: 岩田ほか(2005))
 s : 係数 (ここでは、佐藤ほか(1994)より $2s=4.2$)
 X : 震源距離 (サイトから断層面の中心までの距離)
 β ρ : 震源におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 β_s ρ_s : 評価点の地震基盤におけるS波速度(km/s)と地盤密度
 $\Delta\sigma$: 応力降下量(bar) (平均応力降下量と同じに設定)

M_0 : 地震モーメント(dyne・cm) $M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma \cdot r_e^3$ r_e : 要素断層の等価半径

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数)

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数) については、Boore(1983)による次式を使用。

$$w(t) = a \cdot t^b \cdot \exp(-ct) \cdot H(t)$$

$$a = \{e/(\varepsilon T_w)\}^b \quad T_w = 2T_d \quad T_d = f_c^{-1}$$

$$b = -\varepsilon \cdot \ln \eta / \{1 + \varepsilon(\ln \varepsilon - 1)\} \quad c = b/(\varepsilon \cdot T_w)$$

t : 時間 $w(t)$: 経時特性 (時刻歴包絡関数)
 $H(t)$: ステップ関数 f_c : コーナー周波数
 ε η : 係数 ($\varepsilon=0.2, \eta=0.05$)

地下構造モデル

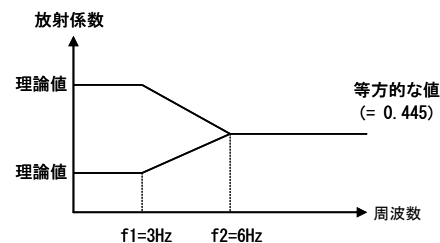
小林ほか(2005)の方法を用いて、地盤系の記録 (中越地震の余震) から算定した水平/上下 Δ トル振幅比、レシーバー関数に対して遺伝的アルゴリズムによる逆解析を実施して推定した地下構造モデルを使用。

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-134					
1	-149	15	2.03	730	1800	50f
2	-180	31	2.03	890	1900	50f
3	-231	51	2.03	890	1900	50f
4	-266	35	2.03	960	1900	50f
5	-300	34	2.03	1000	2100	50f
6	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
7	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
8	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
9	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
10	-	-	2.59	3170	5230	-

地震基盤

放射特性

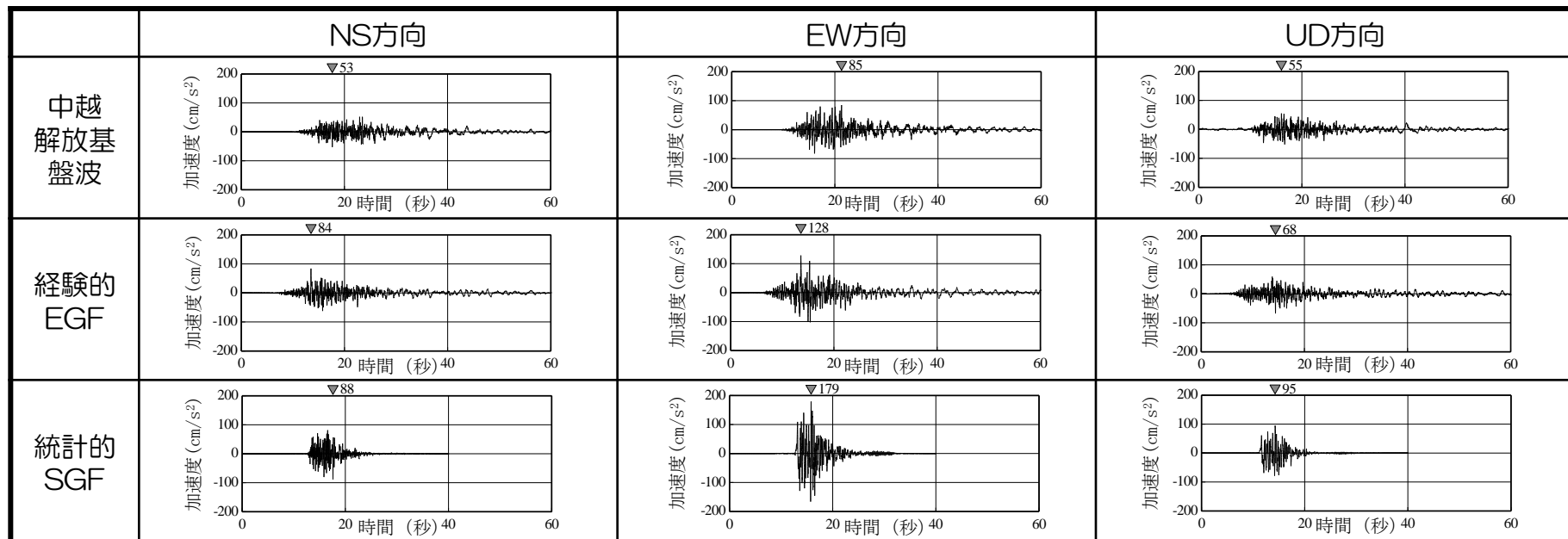
佐藤(2000)を参考に、3Hz以下では理論値、6Hz以上の高周波領域ではBoore and Boatwright(1984)による等方的な値とし、3Hz~6Hzの遷移領域では放射係数が両対数軸で直線的に変化すると仮定。



大湊側

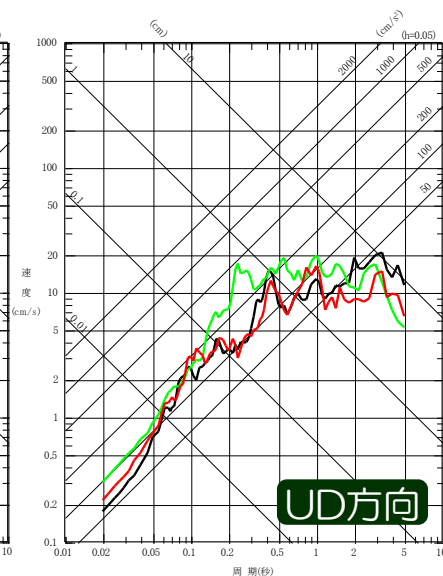
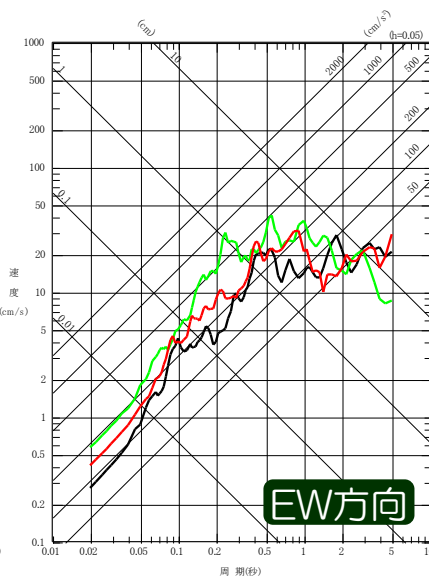
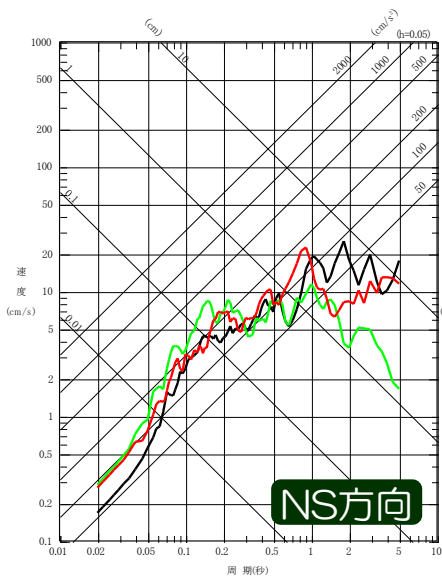
6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.2 統計的グリーン関数法(SGF)



■ 中越地震時の大湊側で得られている観測記録，経験的グリーン関数法(EGF)及び統計的グリーン関数法(SGF)による中越地震のシミュレーション解析結果を比較し，地震動レベルを確認した。

— 観測記録
— 経験的グリーン関数法(EGF)
— 統計的グリーン関数法(SGF)



6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.1 中越地震のシミュレーション解析 6.1.2 統計的グリーン関数法(SGF)

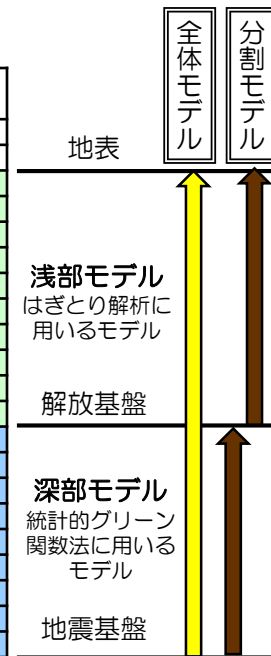
吉田ほか(2005)に関する検討

- 吉田ほか(2005)を踏まえ、地表の影響を確認する検討を、中越地震の統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析結果についても実施。
- 中越地震の観測記録は、大湊側のみで取得できているため、大湊側を対象に評価を実施。
- 地震基盤への入力波は、シミュレーション解析結果の地震基盤波とし、全体モデル・分割モデルでの地表応答を比較する。

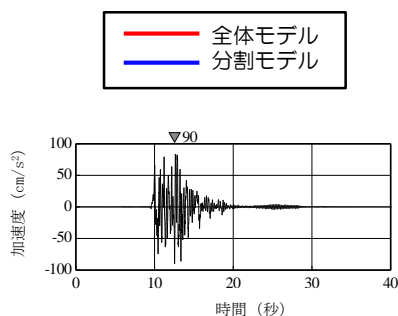
- 長周期側において「分割モデル」の卓越周期が若干短周期側にシフトするものの、主要周期帯における両者の違いは小さいことが確認できる。
- この要因は、吉田ほか(2005)に指摘される通り、敷地の地震基盤が約6kmと深いのに対して、解放基盤深さが大湊側でT.M.S.L.-134mと浅いことが考えられる。

大湊側

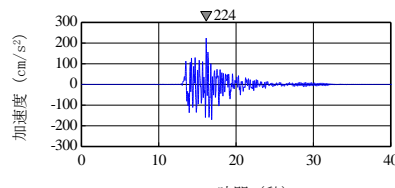
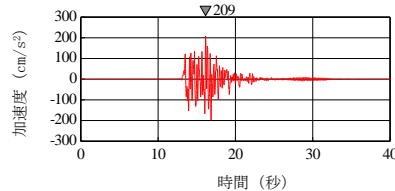
TMSL (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	S波速度 (m/s)	減衰	
				$h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$ h_0	α
+12.0					
+9.3	2.7	2.00	180	0.8	0.1
+2.0	7.3		210	0.2	0.85
-16.6	18.6	1.78	310	0.2	0.85
-24.0	7.4	1.70	420	0.2	0.85
-33.0	9.0			0.2	0.85
-66.0	33.0	1.75	440	0.2	0.85
-88.0	22.0	1.75	550	0.2	0.85
-100.0	12.0			0.1	0.85
-120.0	20.0	1.84	640	0.1	0.85
-134.0	14.0	2.03	730	0.1	0.85
-149.0	15.0	2.03	730	0.01	1.0
-180.0	31.0			0.01	1.0
-180.0	51.0	2.03	890	0.01	1.0
-231.0	35.0	2.03	960	0.01	1.0
-266.0	34.0	2.03	1000	0.01	1.0
-300.0	1060	2.12	1160	0.01	1.0
-1360.0	1050	2.25	1620	0.01	1.0
-2410.0	1290	2.36	2050	0.01	1.0
-3700.0	2180	2.51	2760	0.01	1.0
-5880.0	-	2.59	3170	-	-



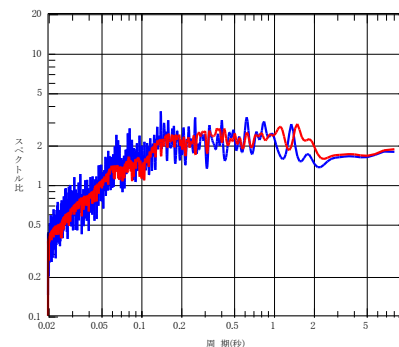
大湊側



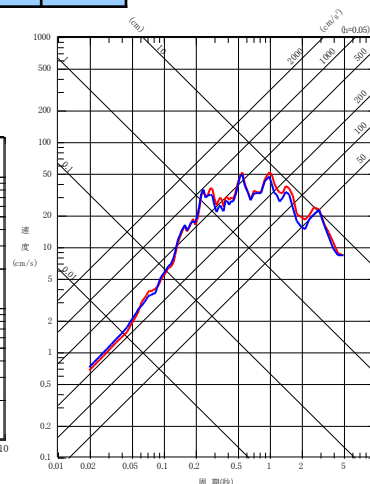
入力波：中越地震の統計的グリーン関数法による評価
(地震基盤，EW方向)



加速度時刻歴波形 (地表)



増幅率 (地震基盤～地表)



擬似速度応答スペクトル (地表)

6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足

6.1 中越地震のシミュレーション解析

6.1.1 経験的グリーン関数法 (EGF)

6.1.2 統計的グリーン関数法 (SGF)

6.2 要素地震に関する検討

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討

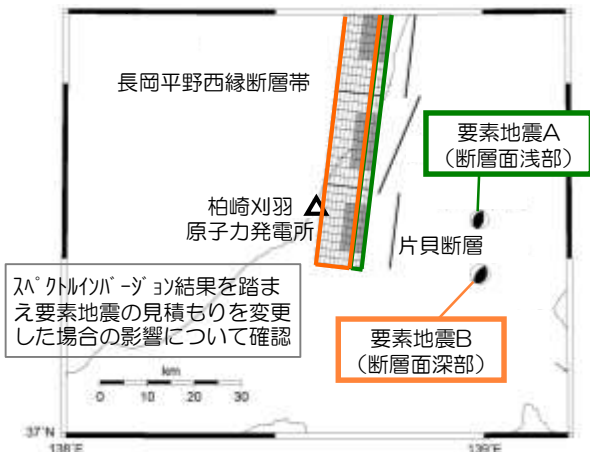
- 神原ほか(2006)及び中越地震のシミュレーション解析結果等をもとに要素地震を選定・設定し、長岡平野西縁断層帯による地震を評価。
- しかしながら、ここでは説明性を向上する目的で、長岡平野西縁断層帯による地震を対象に要素地震に関する検討を実施。

要素地震の震源パラメータ

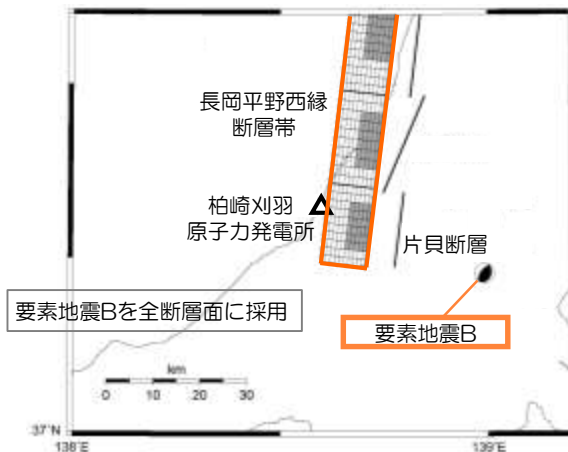
	要素地震A	要素地震B	備考	要素地震C	備考
発生日時	2004/11/8 11:15	2004/10/27 10:40	気象庁	2007/7/16 21:08	気象庁
マグニチュード	M _j	5.9	気象庁	4.4	気象庁
	M _w	5.5	F-net	4.4	F-net
震源位置	東経(°)	138.99	※1	138.63	気象庁
	北緯(°)	37.41	※1	37.51	気象庁
震源深さ(km)	0	11.60	気象庁	13.6	余震分布を踏まえ設定
	5	11	F-net		
走向(°)	13:209	218:18	F-net	187:39	F-net
傾斜(°)	53:38	60:32	F-net	54:41	F-net
すべり角(°)	80:103	100:73	F-net	70:115	F-net
地震モーメント(N・m)	2.24×10 ¹⁷	6.34×10 ¹⁷	F-net	5.21×10 ¹⁵	F-net
コーナー周波数(Hz)	0.6→0.45 ^{※2}	0.4→0.45 ^{※2}	神原ほか(2006)	1.65	Brune(1970)式
実効応力(MPa)	10.4→4.4 ^{※2}	8.7→12.5 ^{※2}	神原ほか(2006)	4.6	芝(2008)
Q値	76 f ^{0.74}	76 f ^{0.74}	岩田ほか(2005)	76 f ^{0.74}	岩田ほか(2005)

※1: 神原ほか(2006)による日本測地系の座標を世界測地系に変換
 ※2: a.要素地震の再見積もりケースで考慮する値

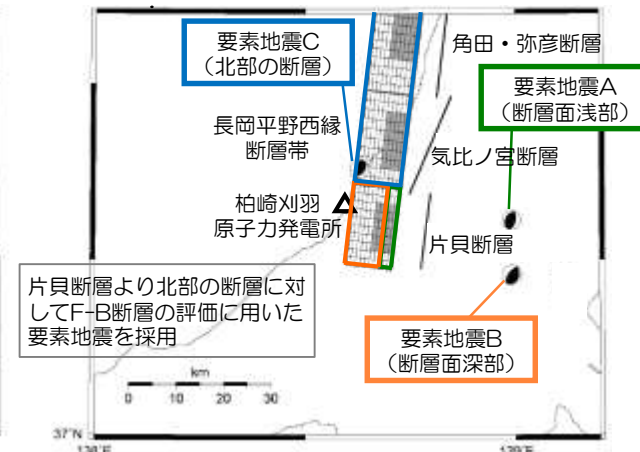
a.要素地震の再見積もりケース



b.1つの要素地震を用いたケース



c.北部の断層の要素地震を変更したケース

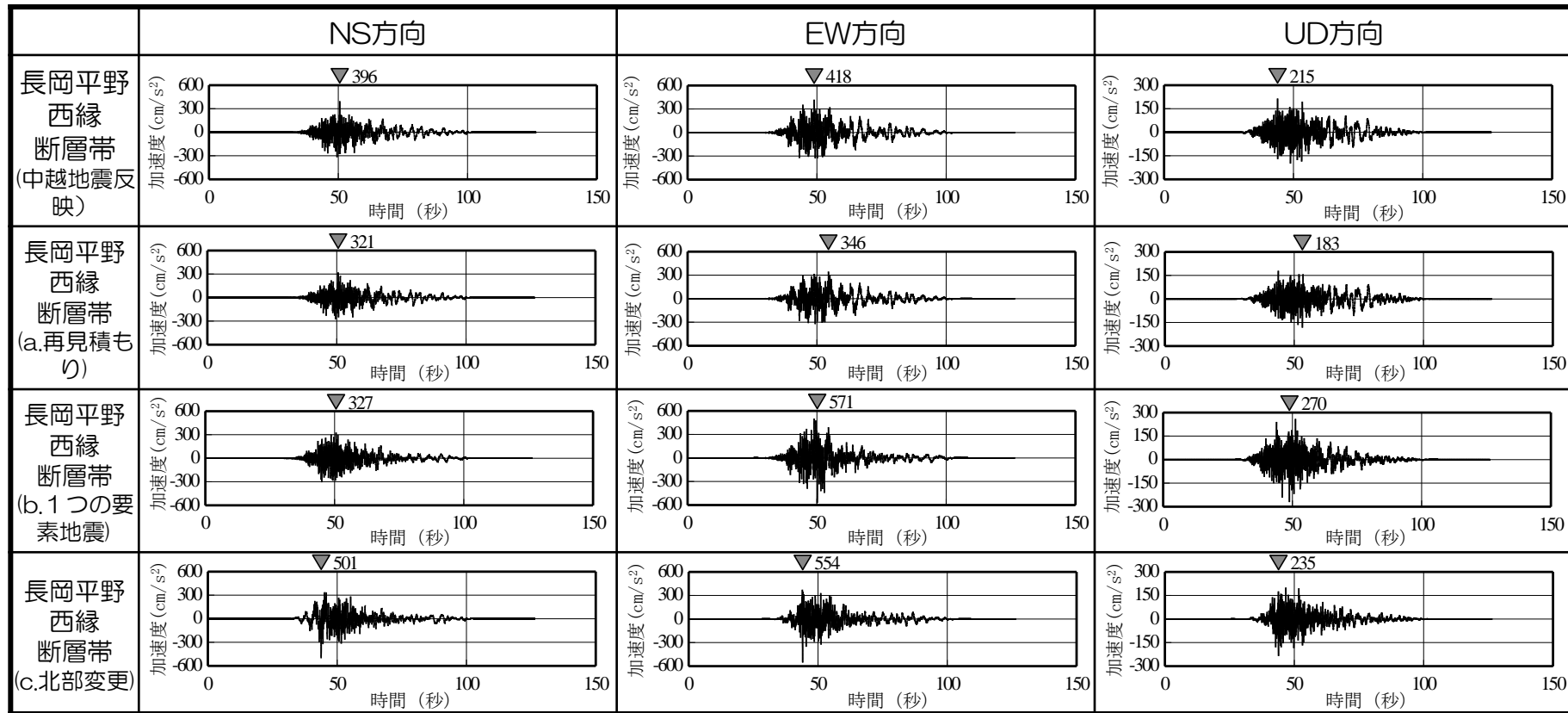


注) 長岡平野西縁断層帯の傾斜角50°の断層モデル図にプロット

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討 波形合成結果 加速度時刻歴波形

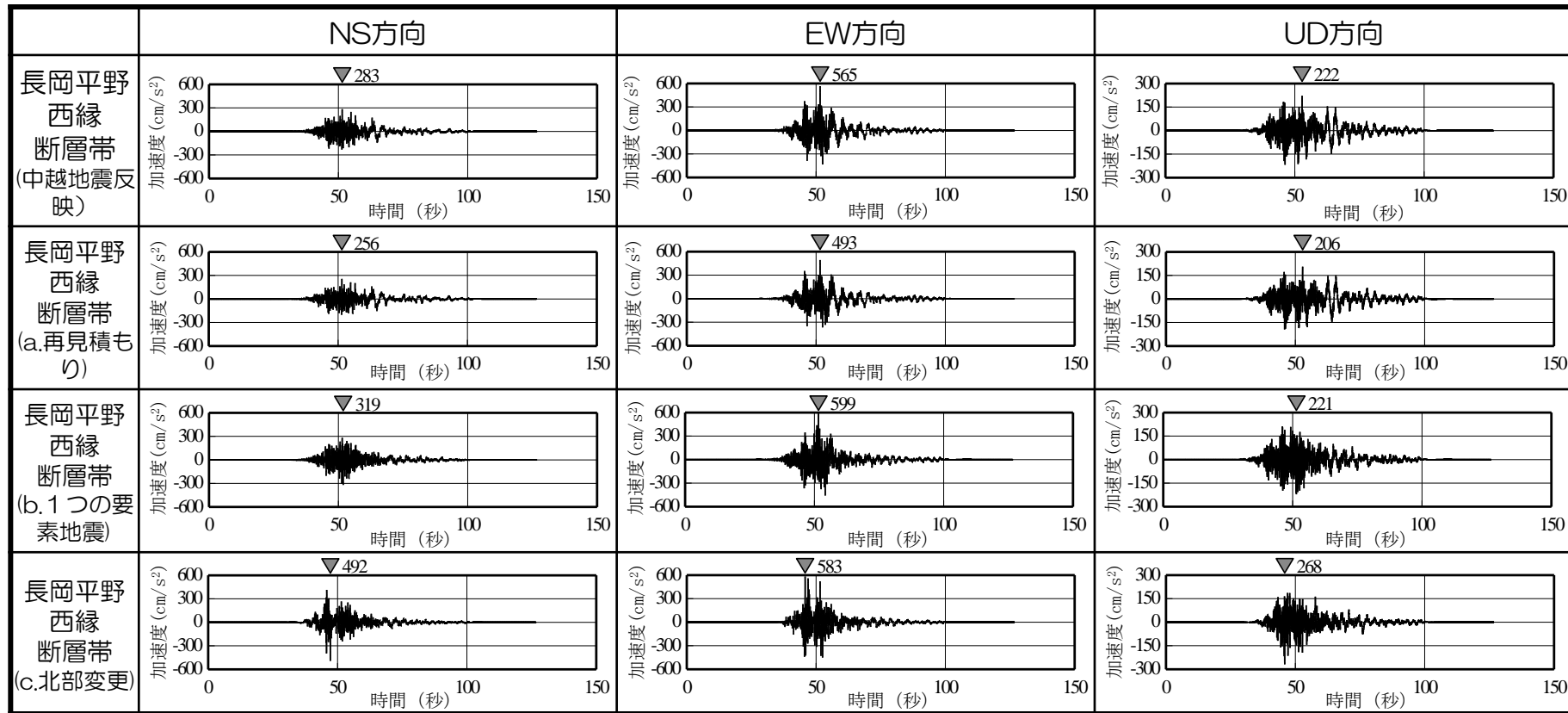
荒浜側



6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討 波形合成結果 加速度時刻歴波形

大湊側



6. 長岡平野西縁断層帯による地震

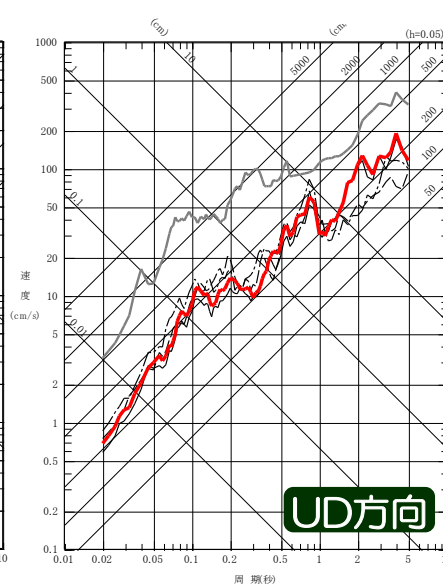
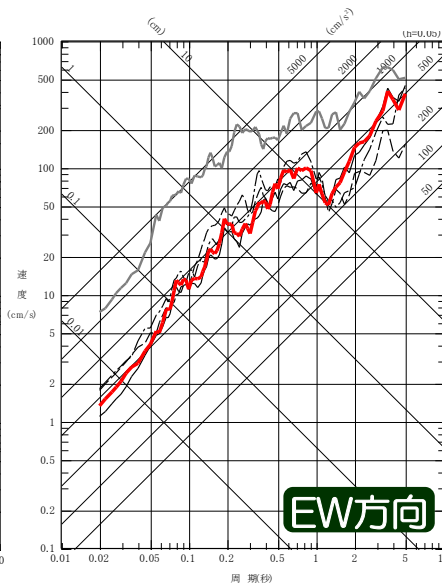
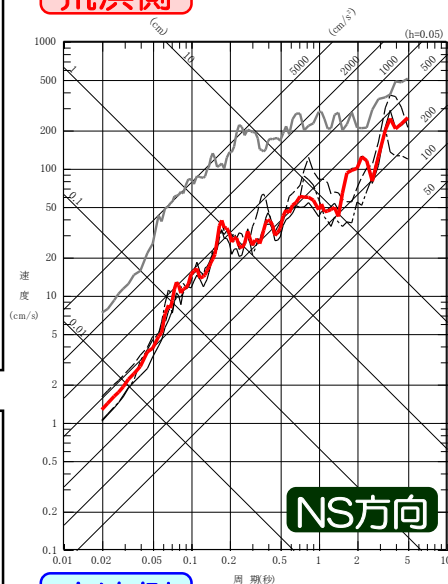
6.2 要素地震に関する検討 波形合成結果 擬似速度応答スペクトル

- 長岡平野西縁断層帯による地震の経験的グリーン関数法で用いる要素地震について、検討を実施した。
- 要素地震を変更したケースを複数設定し、長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価結果を比較。

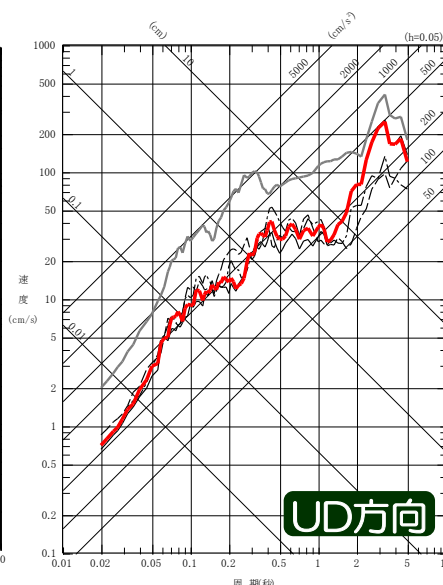
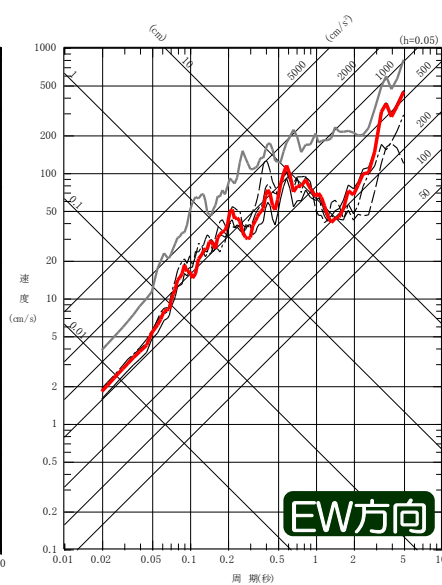
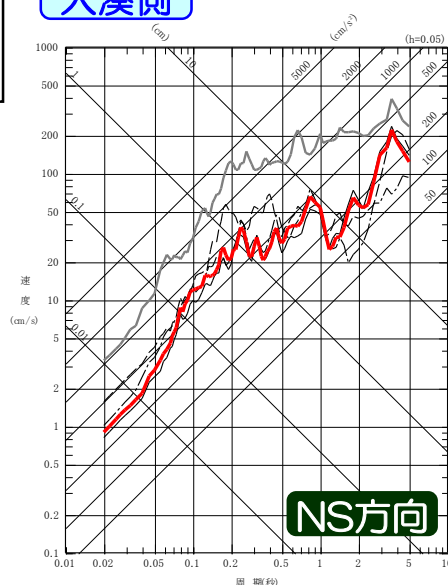
- 比較の結果、短周期側ではほぼ同程度であり、長周期側については、中越地震のシミュレーション解析を踏まえた設定が保守的な傾向にあることを確認した。

- 中越地震シミュレーション解析反映
- a.再見積もり
- - - b.1つの要素地震
- - - c.北部変更
- 基準地震動Ssの包絡スペクトル*

荒浜側



大湊側



※基準地震動Ssの各周期の最大値をとった
応答スペクトル

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討 【参考1】

a.要素地震の再見積もり (スペクトルインバージョン)

■ 陸域の地震に適用する要素地震の見積もりは、神原ほか(2006)を参考に設定しているが、説明性を向上させるため、スペクトルインバージョンにより震源特性・伝播特性・サイト特性を分離し、震源スペクトルを評価することで、見積もりが適切に行われていることを確認する。

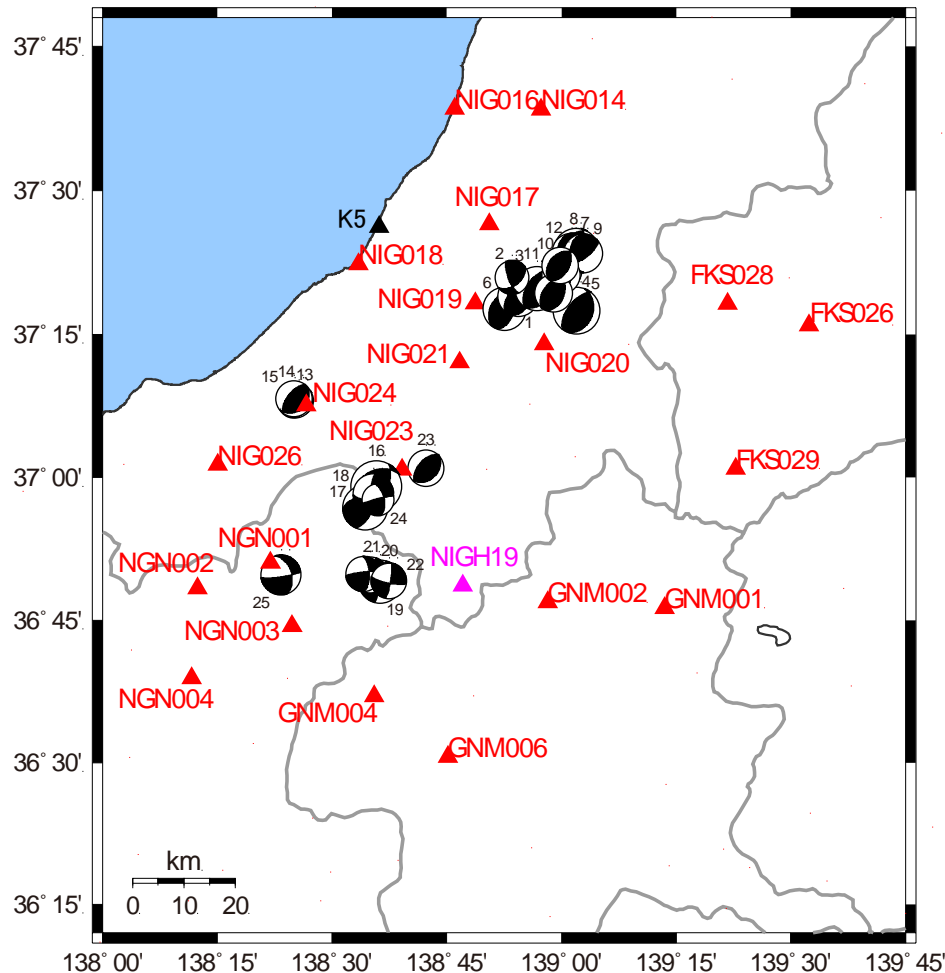
検討方法

- 解析に用いた地震：中越地域～長野県北部で発生した25地震
- 基準観測点：NIGH19 (KiK-net湯沢)
はぎとり波 ($V_s=1.91\text{km/s}$ 地盤)
- 敷地の記録：5号機はぎとり波
- 対象記録：S波主要動部

解析に用いた地震の諸元

No	震源要素										領域区分						
	発震日時		震央位置		震源地	M	Mo	fc	H	Δ		X					
			東経	北緯													
		度	分	度	分	(dyne·cm)		(Hz)	(km)	(km)	(km)						
1	2004	10	23	19	45	138	52.6	37	17.7	新潟県中部	5.7	1.78E+24	0.60	12	29	32	東
2	2004	10	23	23	34	138	54.4	37	19	新潟県中部	5.3	4.14E+23	-	20	30	36	東
3	2004	10	25	6	4	138	56.8	37	19.8	新潟県中部	5.8	2.47E+24	0.60	15	33	36	東
4	2004	10	27	10	40	139	2	37	17.5	新潟県中部	6.1	6.34E+24	0.40	12	41	43	東
5	2004	11	6	2	53	139	0.1	37	21.7	新潟県中部	5.1	2.43E+23	-	0	37	37	東
6	2004	11	6	22	5	138	53.5	37	21	新潟県中部	4.4	1.28E+23	2.70	13	28	31	東
7	2004	11	8	11	15	139	1.92	37	23.8	新潟県中部	5.9	2.24E+24	0.60	0	39	39	東
8	2004	11	8	11	27	139	1.32	37	23.6	新潟県中部	5.0	1.84E+23	-	0	38	38	東
9	2004	11	8	11	32	139	2.81	37	23.5	新潟県中部	5.1	2.00E+23	-	6	40	40	東
10	2004	11	9	4	15	138	60	37	21.2	新潟県中部	5.0	9.48E+22	-	0	37	37	東
11	2004	12	28	18	30	138	59	37	19.4	新潟県中部	5.0	1.22E+23	1.20	8	36	37	東
12	2005	1	18	21	50	138	59.8	37	22.2	新潟県中部	4.7	7.09E+22	1.60	8	36	37	東
13	2010	10	2	12	35	138	25.6	37	08.1	新潟県上越地方	4.0	1.97E+22	4.70	22	35	41	南
14	2010	10	3	06	52	138	25.1	37	08.1	新潟県上越地方	4.6	5.46E+22	2.27	24	35	43	南
15	2010	10	3	09	26	138	25.0	37	08.3	新潟県上越地方	4.7	1.05E+23	1.83	22	35	41	南
16	2011	3	12	03	59	138	35.8	36	59.1	長野県北部	6.7	2.13E+25	0.21	8	48	49	南
17	2011	3	12	04	31	138	34.3	36	56.9	長野県北部	5.9	2.63E+24	0.46	1	52	52	南
18	2011	3	12	05	42	138	35.4	36	58.3	長野県北部	5.3	3.84E+23	0.55	4	49	50	南
19	2011	4	12	07	26	138	36.3	36	49.1	長野県北部	5.6	1.42E+24	0.51	0	66	66	南
20	2011	4	12	07	32	138	35.0	36	49.8	長野県北部	4.7	8.78E+22	1.21	0	65	65	南
21	2011	4	12	16	14	138	34.1	36	49.9	長野県北部	4.6	6.39E+22	1.74	1	65	65	南
22	2011	4	27	19	27	138	37.4	36	49.2	長野県北部	4.6	8.80E+22	-	0	66	66	南
23	2011	6	2	11	33	138	42.3	37	01.0	新潟県中越地方	4.7	5.13E+22	1.75	6	45	46	南
24	2012	1	1	00	28	138	36.0	36	57.7	新潟県中越地方	4.2	2.54E+22	-	7	50	51	南
25	2012	7	10	12	48	138	23.3	36	49.8	長野県北部	5.2	4.49E+23	-	9	68	69	南

注)地震モーメントMoはF-netによる。コーナー周波数fcはNo.1～No.12地震は神原ほか(2006)、No.13～No.25地震は南雲・楳竹(2012)による。



6. 長岡平野西縁断層帯による地震

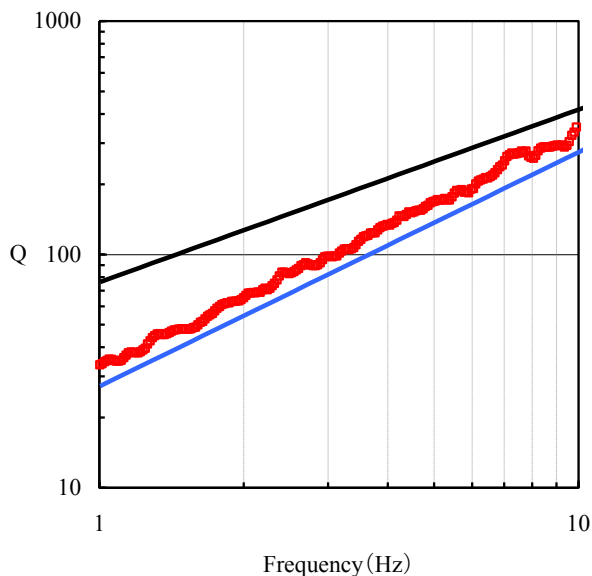
6.2 要素地震に関する検討 【参考1】

a.要素地震の再見積もり (スペクトルバリエーション)

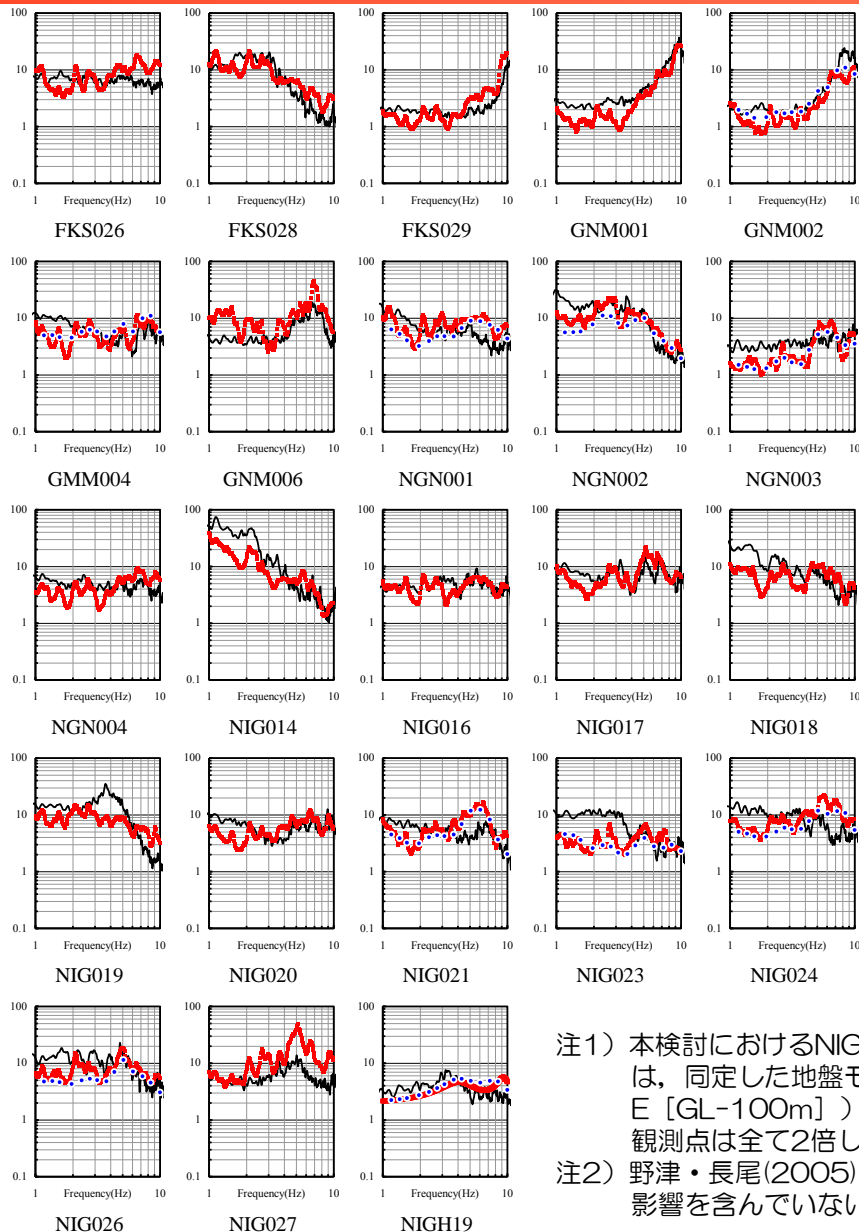
■ 解析により得られたサイト特性及び伝播特性を既往の知見と比較し、いずれも良く対応していることを確認。

伝播特性

- : 本検討
- (Blue) : 南雲・植竹(2012) : $Q=27.2f^{1.004}$
- (Black) : 岩田ほか(2005) : $Q=76f^{0.74}$



サイト特性



- 本検討
- 南雲・植竹(2012)
- 野津・長尾(2005)

注1) 本検討におけるNIGH019の増幅率については、同定した地盤モデルの(2E [地表] / E [GL-100m])を記載。また、その他の観測点は全て2倍した結果を記載。
 注2) 野津・長尾(2005)による結果は自由表面の影響を含んでいないため2倍して記載。

6. 長岡平野西縁断層帯による地震

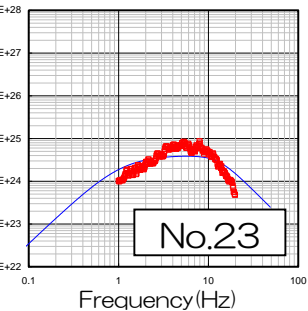
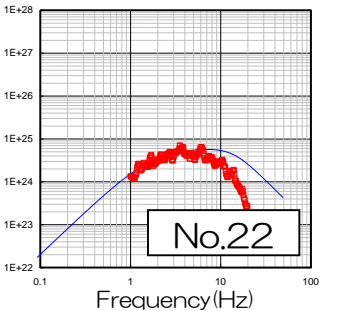
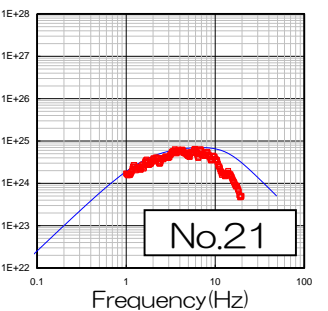
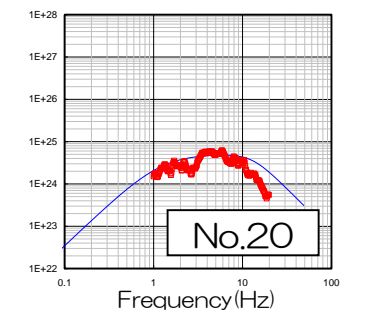
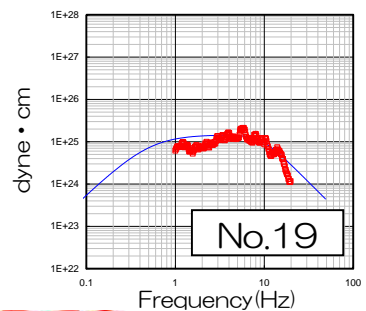
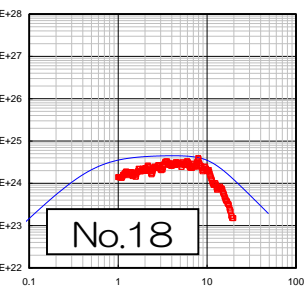
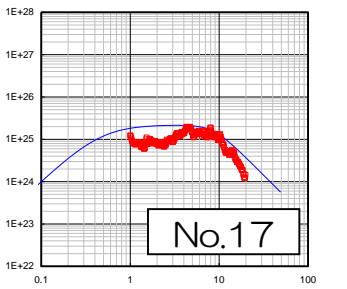
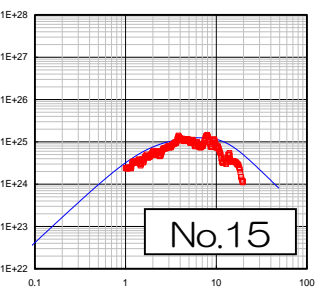
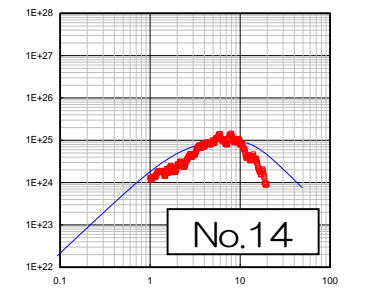
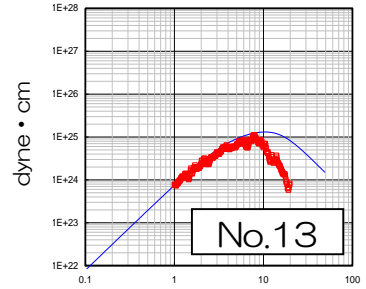
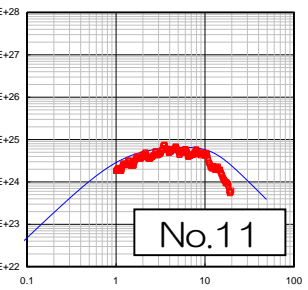
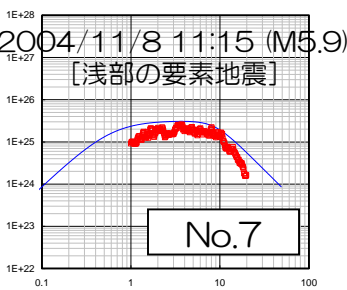
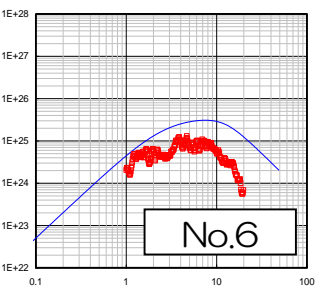
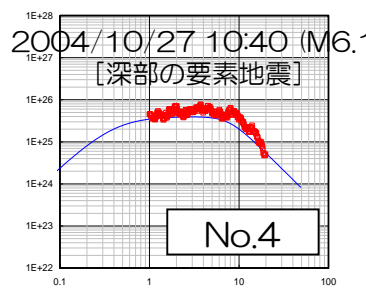
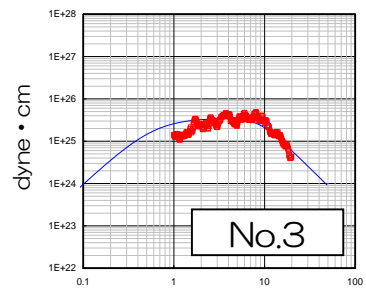
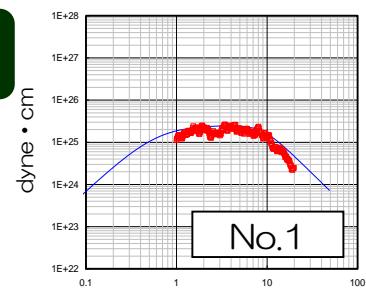
6.2 要素地震に関する検討 【参考1】

- 地震モーメントはF-net, 応力降下量（コーナー周波数）は, 神原ほか(2006)及び南雲・植竹(2012)の値, f_{max} はFaccioli(1986)を採用し理論値を算定。
- スペクトルインバージョンにより求められた震源スペクトルは理論スペクトル (ω^2 モデルの形状) と概ね対応。

a.要素地震の再見積もり (スペクトルインバージョン)

震源スペクトル

□ : 本検討
— : 理論値



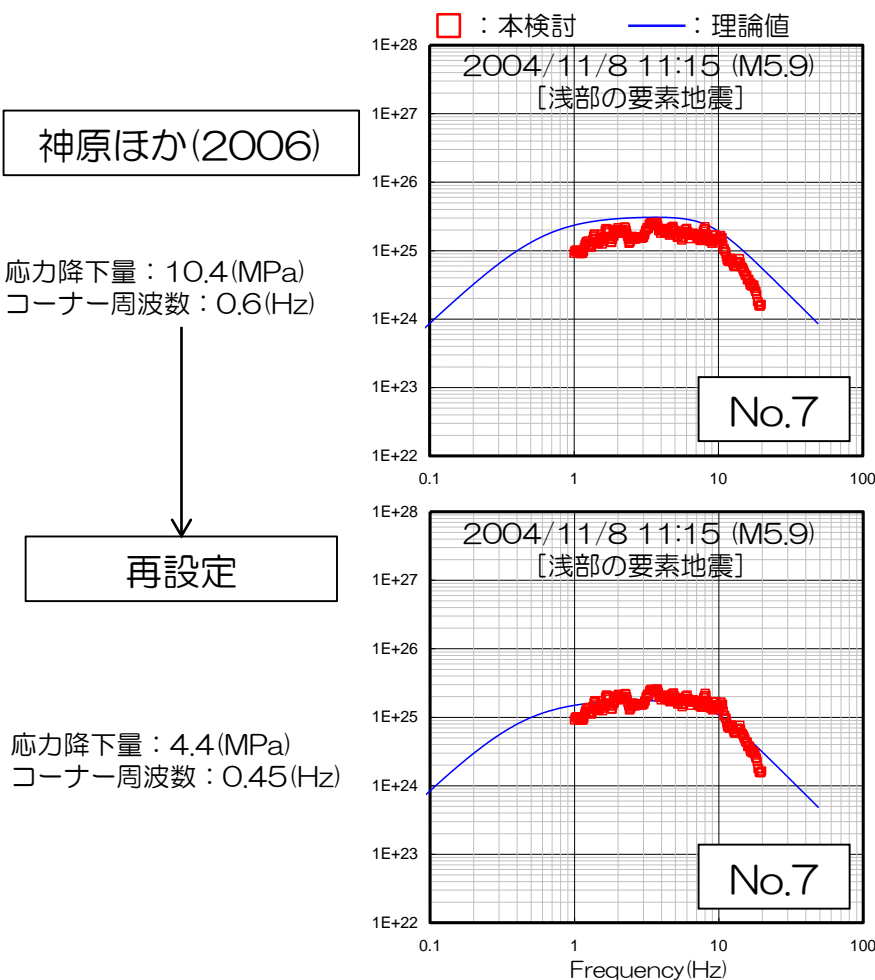
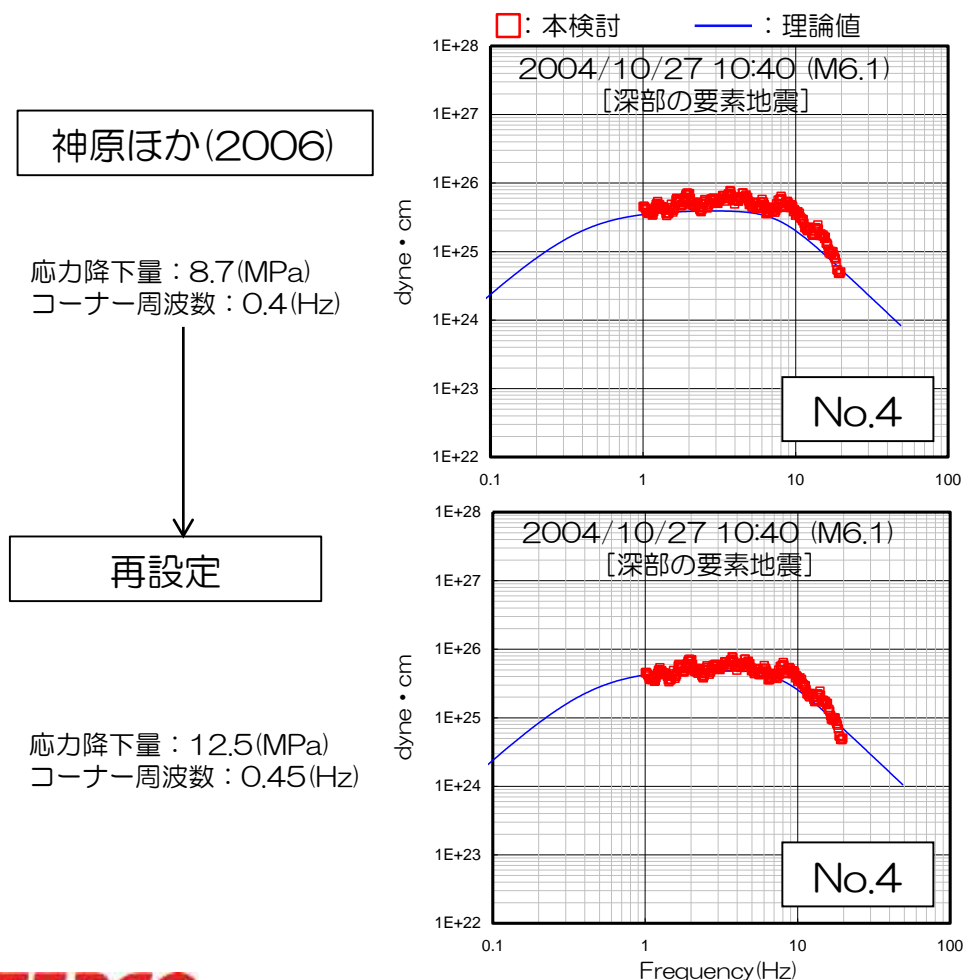
6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討 【参考1】

a. 要素地震の再見積もり (スペクトルインバージョン)

再見積もり

- 神原ほか(2006)による見積もりは概ね妥当と考えられるが、さらに信頼性を向上させるためにスペクトルインバージョンにより求めた震源スペクトルに対してフィッティングが高くなるコーナー周波数を設定し、地震動評価に与える影響を確認。



6. 長岡平野西縁断層帯による地震

6.2 要素地震に関する検討 【参考2】

c.北部の断層の要素地震を変更したケース

要素地震の抽出

- 評価に用いている要素地震は、敷地東方から到来する地震動であることを踏まえ、片貝断層より北方に位置する角田・弥彦断層及び気比ノ宮断層の想定断層面の地震発生状況を整理し、これらの断層に対して要素地震として適用可能な記録の有無について確認。
- 観測記録はわずかではあるものの、F-B断層による地震の地震動評価に用いている要素地震(No.128)が候補として考えられることを確認。

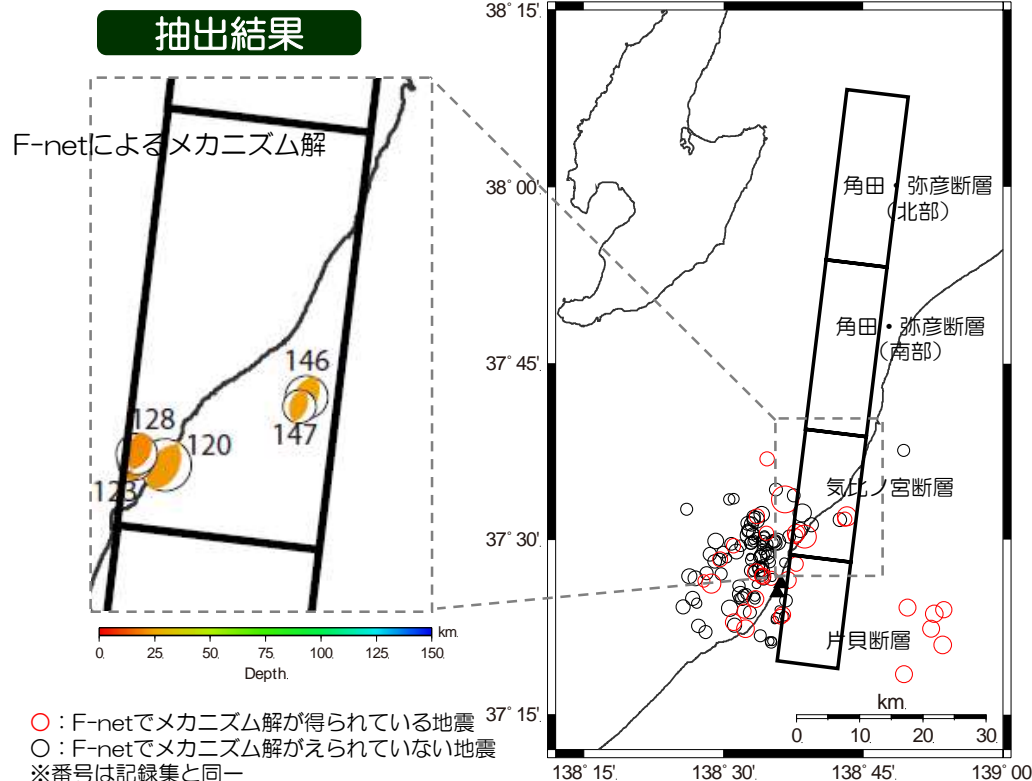
抽出フロー

①原子炉建屋基礎版上において荒浜側・大湊側の両方で記録を取得。

②角田・弥彦断層あるいは気比ノ宮断層の想定断層面付近で発生。

③要素地震の見積もりを適切に行うために複数のKiK-net観測点で記録を取得。

④F-netにおいてメカニズム解が得られている。



No.	発生日時	地震規模	KiK-net 取得観測点数	F-net メカニズム解
120	2007/7/16 15:37	5.8	多数	○
123	2007/7/16 16:54	3.7	16	○
128	2007/7/16 21:08	4.4	多数	○
146	2007/7/25 06:52	4.8	多数	○
147	2007/7/25 07:25	3.5	8	○

- 地震規模及びこれまでの要素地震の見積もり等に関する検討実績などを考慮し、No.128の地震を選定。

1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

ここでは、震源を特定せず策定する地震動に関連して検討した内容を示す。

まず、 M_w 6.5以上の地震である2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の震源域と柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性について整理した結果を示す。

⇒7.1 M_w 6.5以上の地震

次に、 M_w 6.5未満の地震のうち、解放基盤表面相当での地震動が高い信頼性をもって評価されている2004年北海道留萌支庁南部地震の記録について、敷地地盤の物性値も考慮して検討した結果を示す。

⇒7.2 M_w 6.5未満の地震

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

7.1.2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

7.1.3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

7.2 M_w 6.5未満の地震

7.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の分析

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

- M_w 6.5以上の地震である2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の2地震については、震源域の地域性について整理・分析を実施。

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2008年 岩手・宮城内陸地震	2000年 鳥取県西部地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	多数の活断層が発達 ひずみ集中帯 (東北脊梁歪集中帯) 逆断層が卓越	活断層が非常に少なく活動度も低い 活断層の未成熟な地域 横ずれ断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接 地殻熱流量が高い 後期新生代にカルデラが形成	火山フロントに近接
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	新第三紀堆積岩類 第四紀火山噴出物	白亜紀～古第三紀の花崗岩類
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13 日本海東縁変動帯	8C 東北日本弧内帯	10C5 中国山地・瀬戸内海
⑤地震発生層	6～17km	1～10km程度	2～12km程度

- 敷地周辺は、**カルデラや厚い火山噴出物が分布する地域ではなく**、2008年岩手・宮城内陸地震震源域と異なる。
- 敷地周辺は、**活断層の密度が少なく活動度が低い地域でなく**、2000年鳥取県西部地震と異なる。
- 敷地周辺は、**地震発生層の上端が6kmと深く**、上記2地震と異なる。
地震発生層の上端が深いことにより震源が遠くなるため地震動レベルは小さくなると考えられる。一方、活断層の認定の観点については、敷地周辺は断層関連褶曲が発達していることから、中越地震や中越沖地震のように、調査によって活断層を認定しやすい環境にあると考えられる。
- 以上より、 M_w 6.5以上の2地震については、地域差が認められ考慮する必要はないものと考えられる。

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

7.1.2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

7.1.3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

7.2 M_w 6.5未満の地震

7.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の分析

7. 震源を特定せず策定する地震動

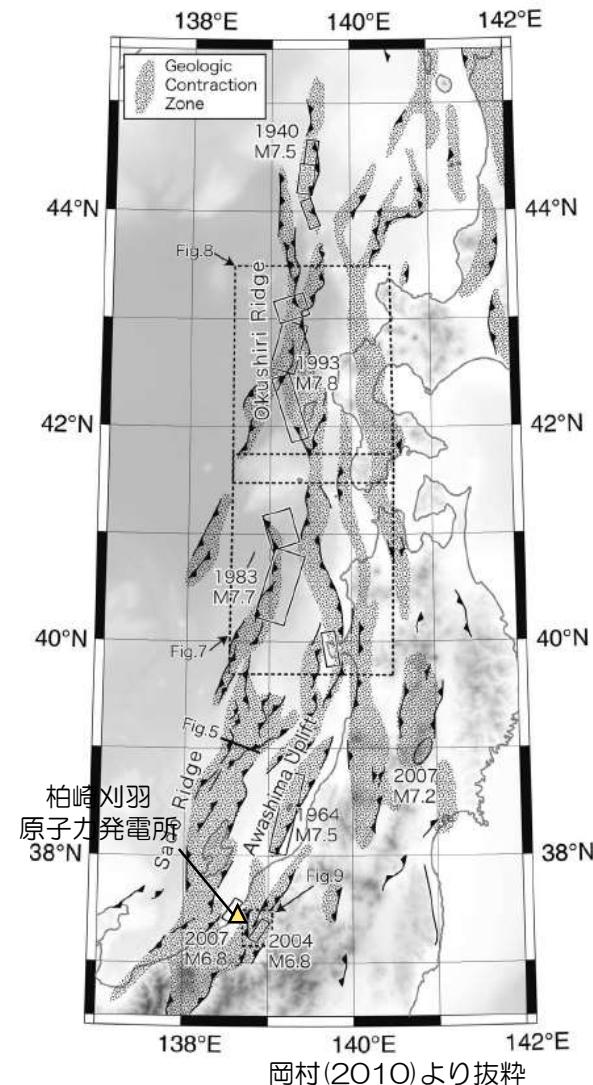
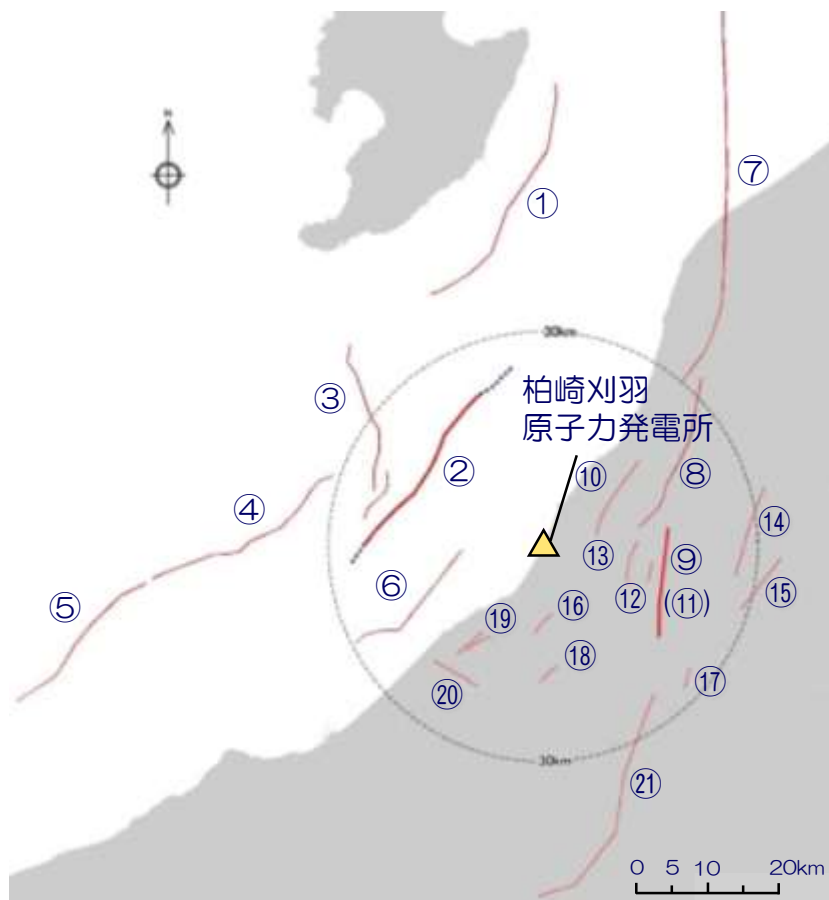
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ①活断層の密度等

- 敷地周辺においては、詳細な調査を実施し、多くの活断層を認定しており、活断層の密度・活動度が高い地域と考えられる。
- これらの断層は東西の圧縮力に起因する逆断層と評価されている。

- 敷地周辺は、日本海東縁部のひずみ集中帯に位置している。

敷地周辺の活断層の諸元（柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉の設置変更許可申請書より）

No.	活断層の名称
1	佐渡島棚東縁断層
2	F-B断層
3	佐渡島南方断層
4	F-D断層
5	高田沖断層
6	米山沖断層
7	角田・弥彦断層
8	気比ノ宮断層
9	片貝断層
10	中央丘陵西縁部断層
11	上富岡断層
12	親沢断層
13	浅海川向斜部のリニアメント
14	悠久山断層
15	半蔵金付近のリニアメント
16	柏崎平野南東縁のリニアメント
17	山本山断層
18	水上断層
19	上米山断層
20	雁海断層
21	十日町断層帯西部



7. 震源を特定せず策定する地震動

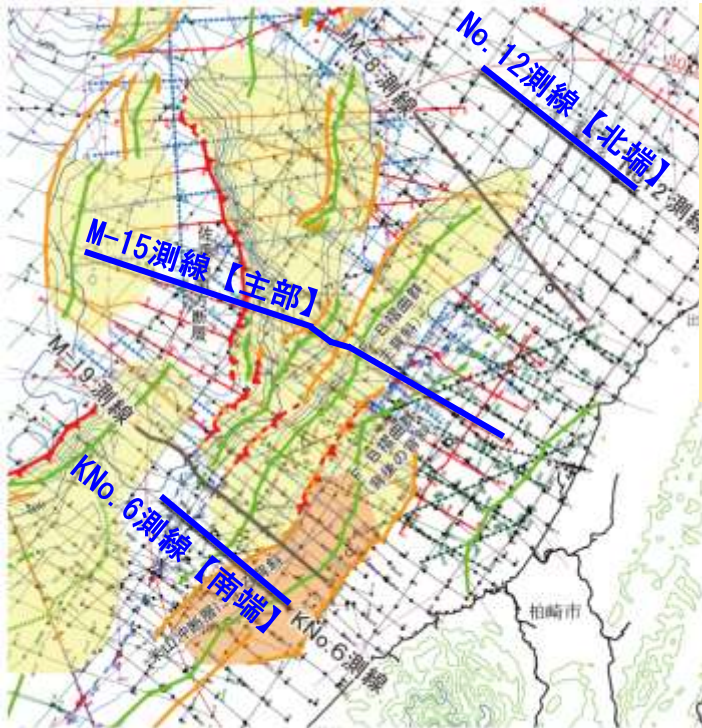
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ①活断層の密度等

F-B断層の評価例

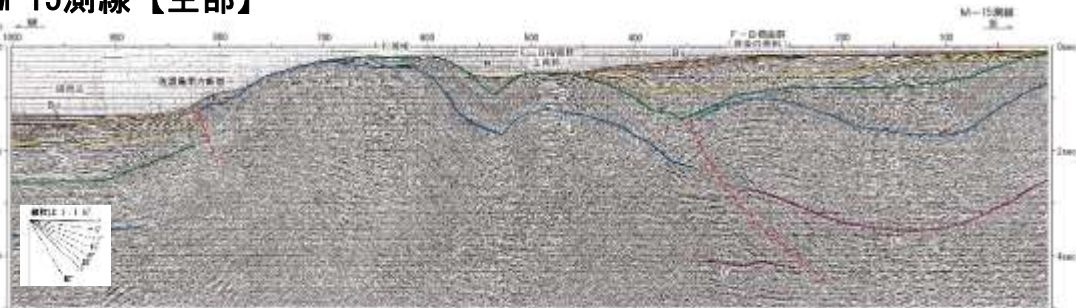
- 敷地周辺では、断層運動に関連した褶曲構造が発達し、これらを詳細に調査することで、活断層を認定することが可能。

【評価】

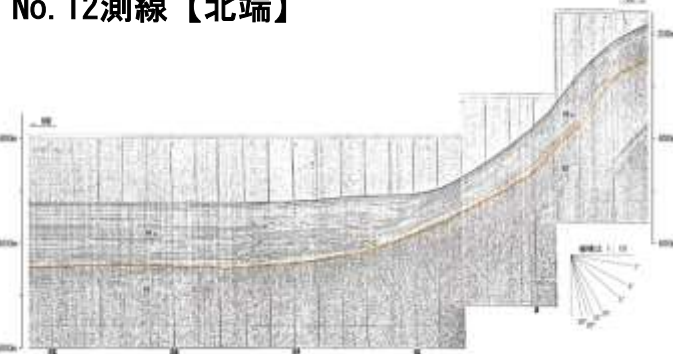
- F-B褶曲群の主背斜については、その西翼に南東傾斜の逆断層が推定され、また、最終氷期の侵食面にも変形が認められ、後期更新世以降の活動が認められることから、活褶曲と判断される。
- その活動的な区間は、M-8測線区間からM-19測線までの約27kmであるが、不確かさの考慮として、Bu層の基底面の高まりが認められなくなるNo.12測線から大陸棚の海底地形と伏在背斜との対応が認められなくなるKNo.6測線までの約36kmと評価する。



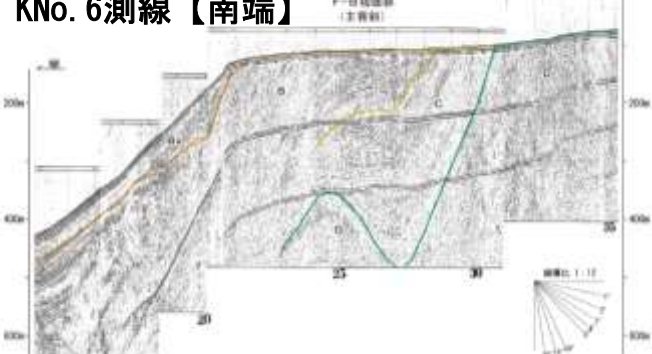
M-15測線【主部】



No. 12測線【北端】



KNo. 6測線【南端】



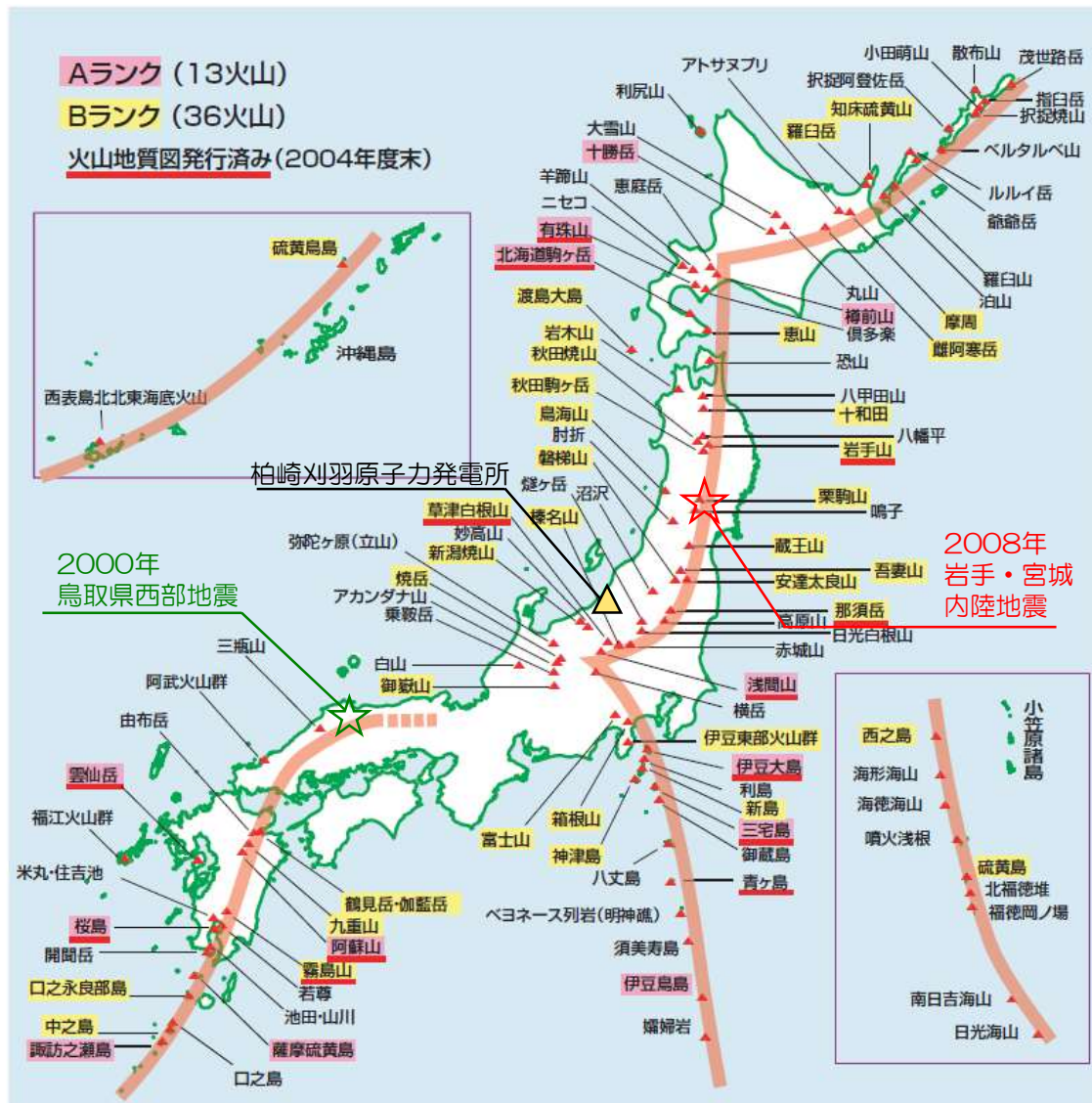
第248回審査会合
資料2-3 P27一部修正

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ②火山

火山フロントとの位置関係

敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。



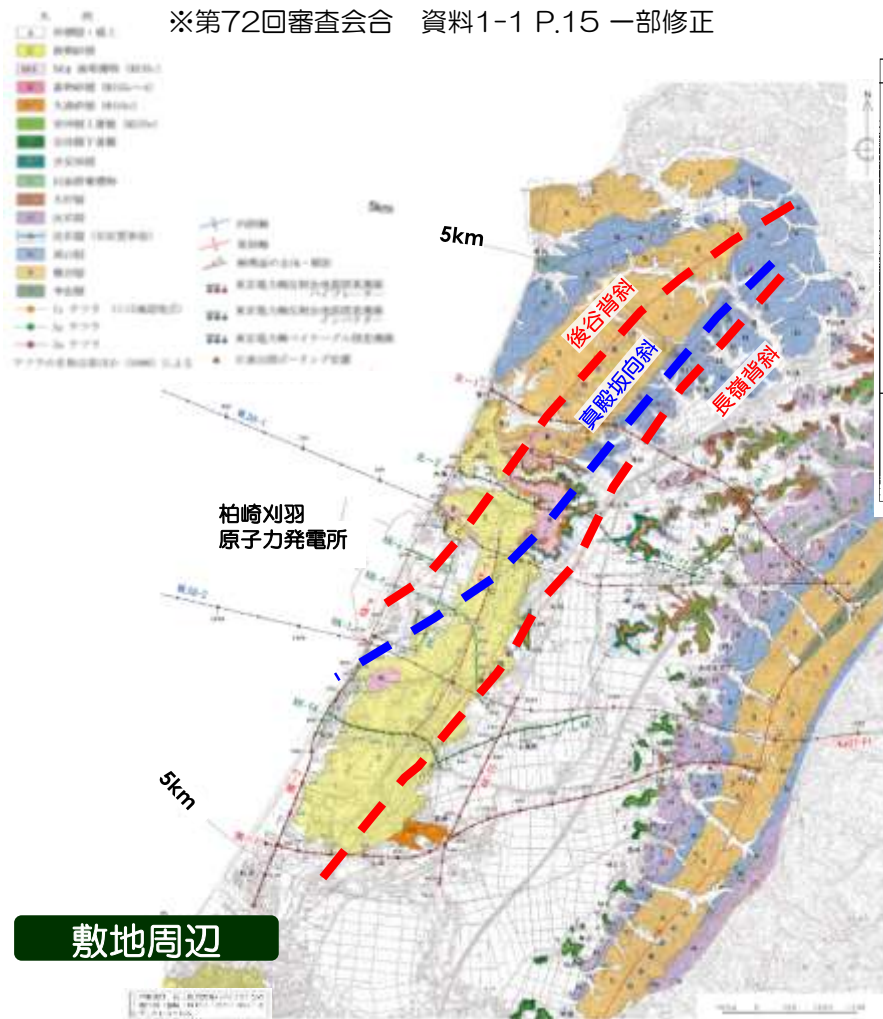
産業技術総合研究所(2005)より抜粋(一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ③地質

- 柏崎刈羽原子力発電所周辺における反射法地震探査やホーリング等の調査結果により広域の地下構造を把握。
- 柏崎刈羽原子力発電所の敷地近傍及び敷地には、新第三紀以降の堆積岩類が分布。

※第72回審査会合 資料1-1 P.15 一部修正



※第72回審査会合 資料1-1 P.39一部修正

敷地の地質層序表

時代	地層名	主成分・性質	マフア・数値年代
新第三紀	石碓群	上部は赤褐色の粗～中粒砂、下部は褐色の粗～中粒砂、残礫物を含む	層厚 6, 100±170年
	多摩群	民間池～手根池の沖～陸地部	
	八海群	粗砂～真砂の粗～中粒砂、シルトの堆積を含む	→ T-1 (刈羽デフラ) (約0.2Ma)
	A-部層	粘土質砂、粘土質シルト、粘土を含む	
	山部群	粘土～シルト、礫物、砂を含む、泥化層を含む	Ala-E (約0.24Ma)
	八郎群	粘土～シルト、砂、礫物、有機物を含む	Ka (約0.23～0.34Ma)
	A-部層	粘土～シルト、砂、礫物を含む	
	沢川群	泥炭質粘土、泥炭質砂、泥炭層	Ta (約1.2Ma)
	N-部層	砂質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	Pa (約0.2Ma), Tc (約0.3Ma)
	山部群	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	Pa (約0.2Ma), Tc (約0.3Ma)
第四紀	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	Al 17 (約0.20～0.25Ma)
	N-部層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	Ka 2 (約0.25～0.30Ma)
	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	Ka 2 (約0.25～0.30Ma)
更新世	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	
	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	
中更新世	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	
	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	
旧更新世	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	
	沖積層	シルト質泥炭、泥炭質、シルト、粘土を含む	

敷地内

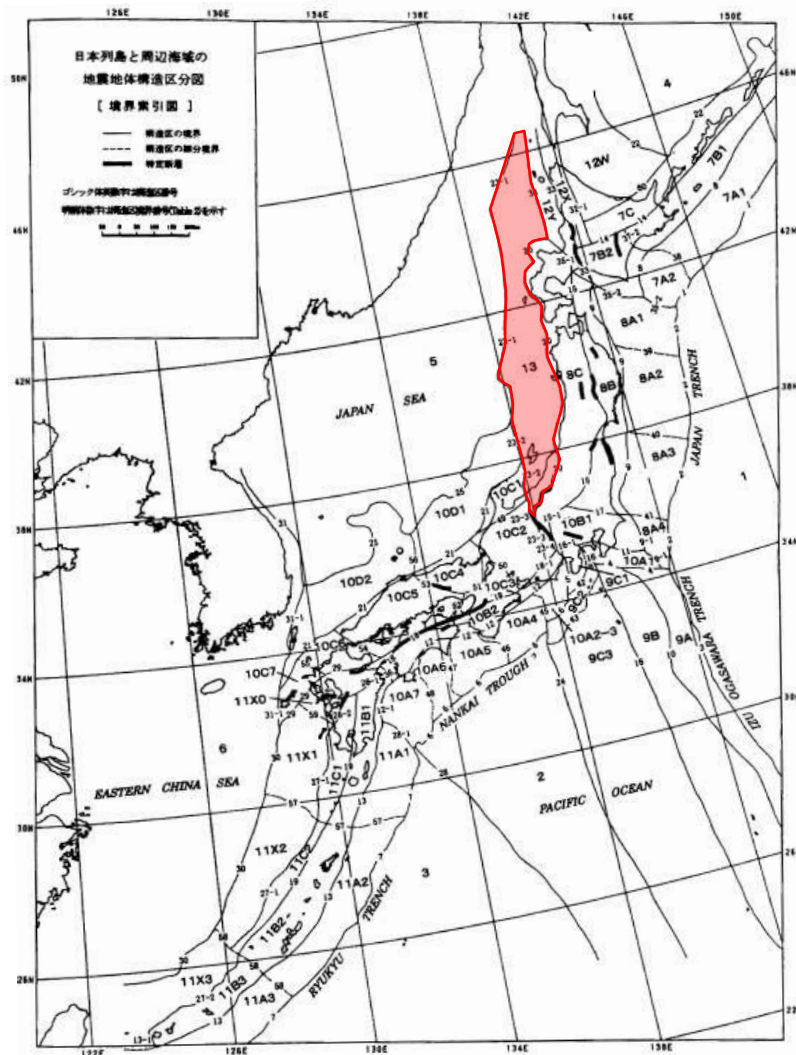


敷地の地質図

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ④地震地体構造区分

■ 柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域は以下の通り区分されている。



垣見ほか(2003)

	柏崎刈羽 原子力発電所
構造区	13 日本海東縁変動帯
地形・地質	沈降優勢の褶曲—逆断層—傾動運動。島弧方向の海嶺・海盆列の発達。北部は幅の広い海盆・堆などの集合域・
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか	大, 長, A, 逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達。褶曲軸と平行

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分
(垣見ほか(2003)より抜粋
(一部加筆・修正))

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.1 柏崎刈羽周辺 ⑤地震発生層

- 地震発生層の設定にあたっては、中越沖地震の余震の震源分布、速度構造、コンラッド面深さ等を総合的に判断して設定。
- 上端深さは、速度構造を重視し、下端深さは、中越沖地震の余震の震源分布、ひずみ集中帯プロジェクトにおける海域における自然地震観測による知見を重視して設定。
上端深さ：6km ， 下端深さ：17km
- 敷地周辺の地震発生層は比較的深いことから、以下の特徴が挙げられる。
 - 地震動レベルの観点：地震発生層の上端深さが深いことは、震源が遠くなるため地震動レベルは小さくなるものと考えられる。
 - 活断層の認定の観点：地震発生層上端深さが深いものの、断層関連褶曲が発達していることから、調査によって活断層を認定しやすい環境にある。例えば、中越地震や中越沖地震の震源については調査により活断層と判断可能であったと考えられる。

No.	項 目	上端深さ (km)	下端深さ (km)	
1	海域・陸域臨時地震計観測網に基づく2007新潟県中越沖地震の精密余震分布	6	17	
2	ひずみ集中帯プロジェクト	1.屈折法地震探査結果	6~9	—
		2.海域における自然地震観測	6	17
3	Kato et al.(2009)によるP波速度構造	6~	—	
4	水平／上下スペクトル振幅比の逆解析による敷地地盤の速度構造モデル	5.9	—	
5	コンラッド面深さ	—	15~16	

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

7.1.2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

7.1.3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

7.2 M_w 6.5未満の地震

7.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の分析

7. 震源を特定せず策定する地震動

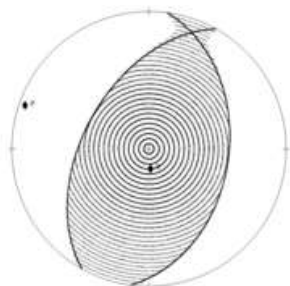
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 概要

■ 地震の概要

- 日時：2008年6月14日 8時43分
- 震央地：岩手県内陸南部
- 地震規模： M_j 7.2
- 震源深さ：約8km
- 震度：6強 岩手県 奥州市衣川区
宮城県 栗原市一迫
- 6弱 岩手県 奥州市胆沢区
宮城県 栗原市栗駒 大崎市古川 など

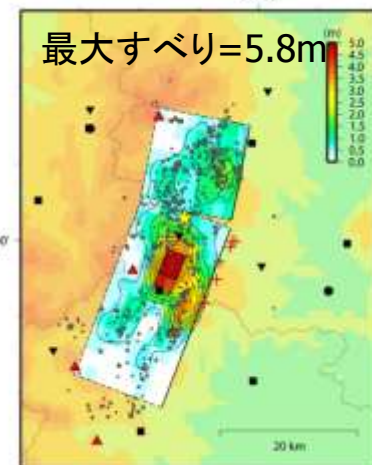
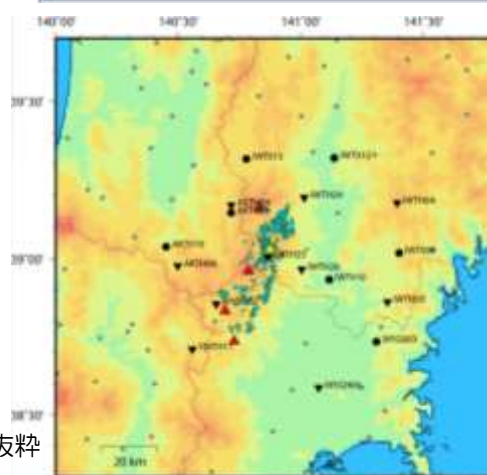
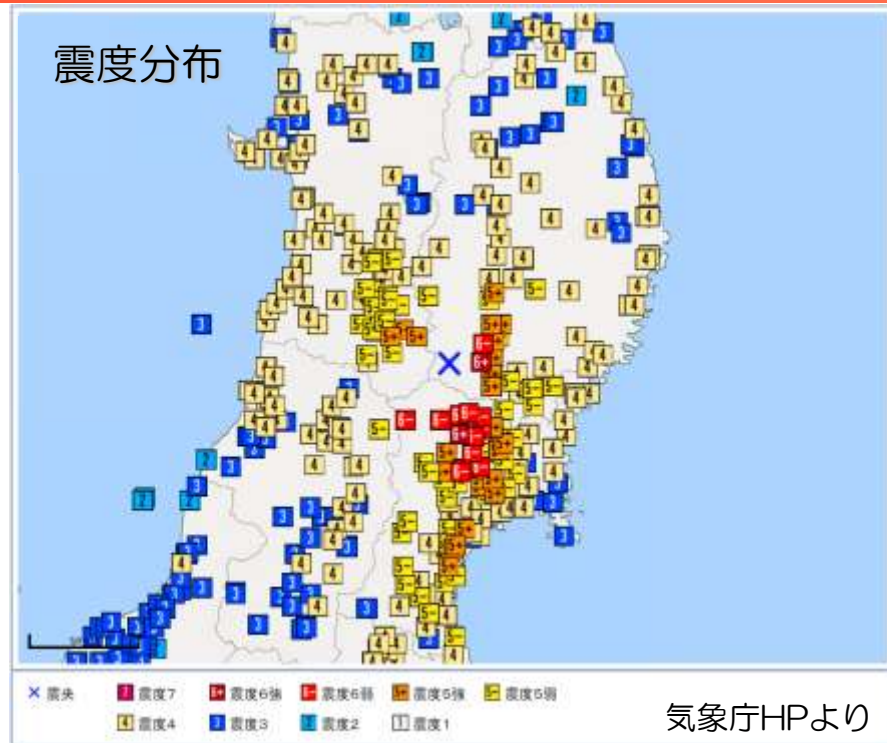
■ 震源モデル（例）

- メカニズム解：概ね東西圧縮の逆断層型
- モーメントマグニチュード： M_w 6.9
- 断層面：西傾斜を主とする約40kmの長さ



発震機構 [F-net] :
(8°, 41°, 74°) /
(209°, 51°, 104°)

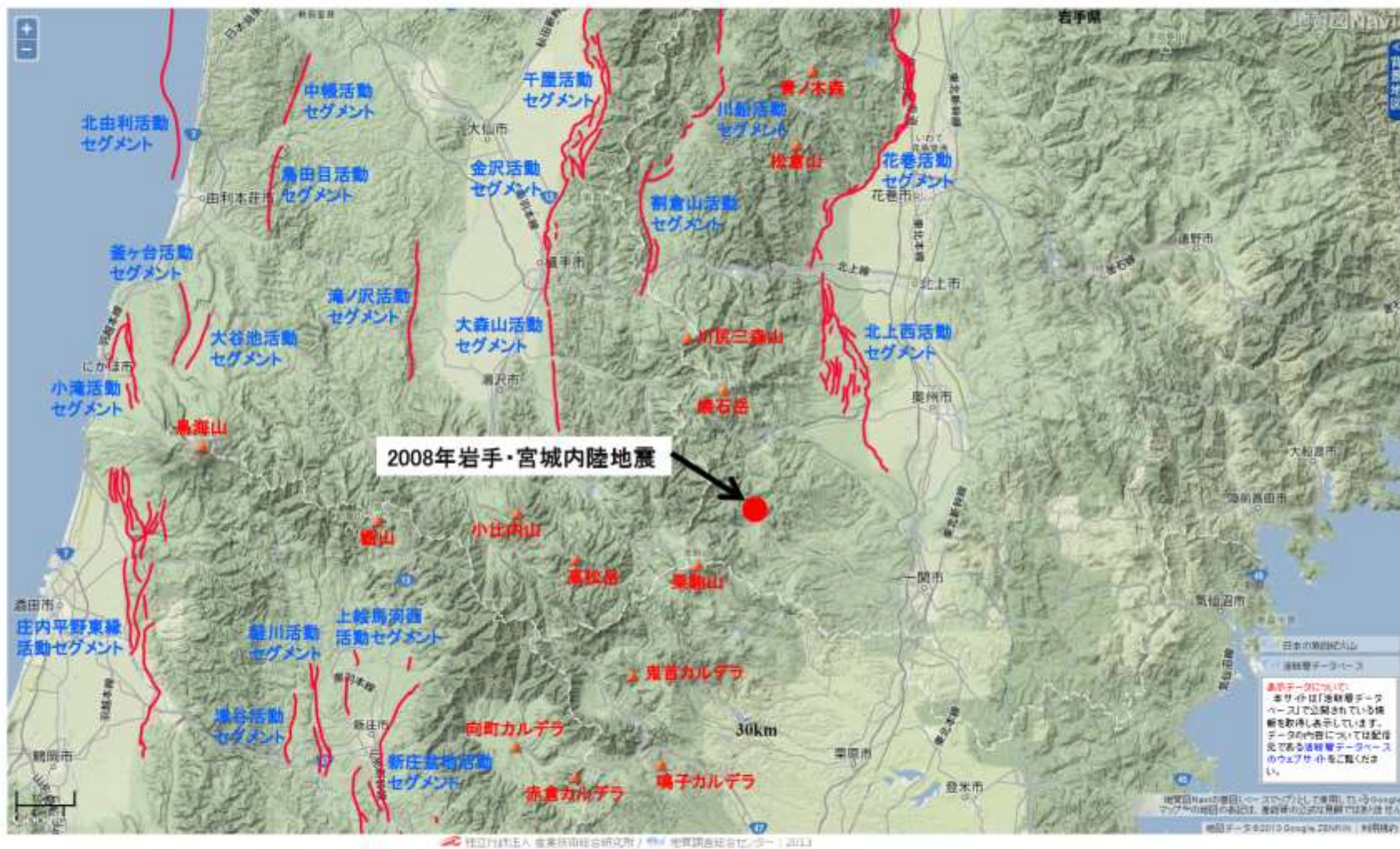
引間ほか(2008)より抜粋
(一部加筆・修正)



7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

■ 震源域周辺には南北走向の逆断層が多数発達し、震源域は北上西活動セグメントの南方延長部に位置する。



出典:産業技術総合研究所地質調査総合センター, 地質図Navi.
<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

活断層の分布密度

■ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、敷地周辺と同じく活断層の分布密度が高い地域である。

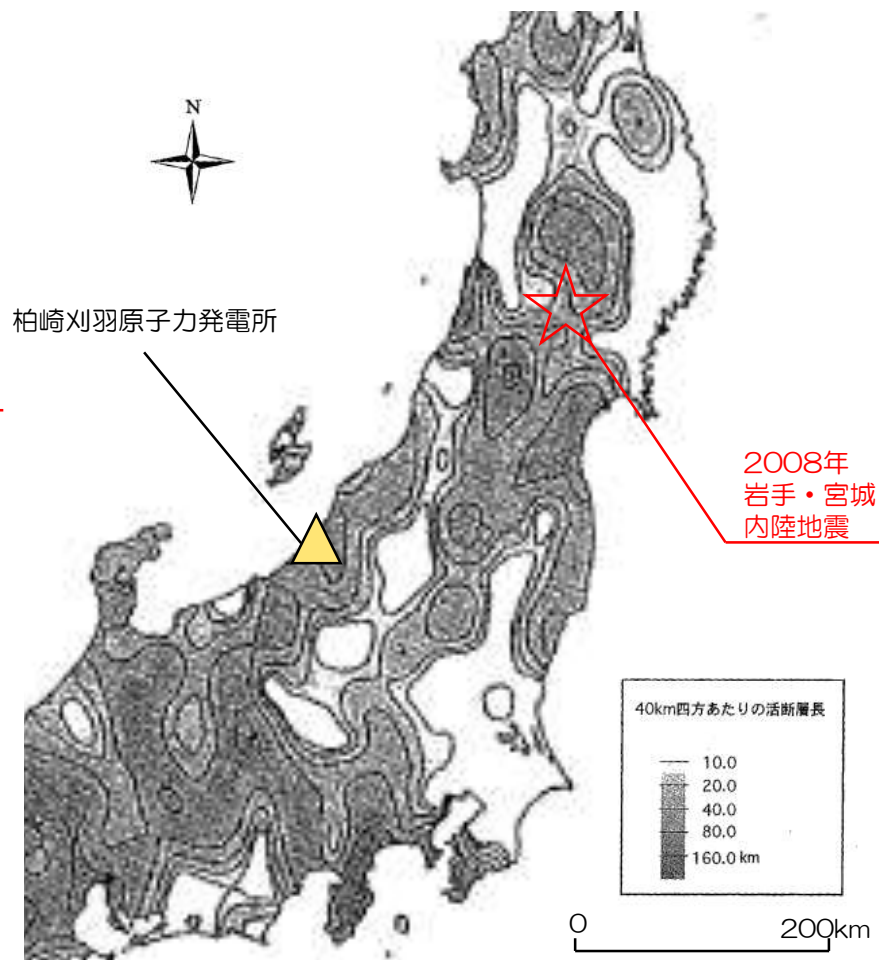
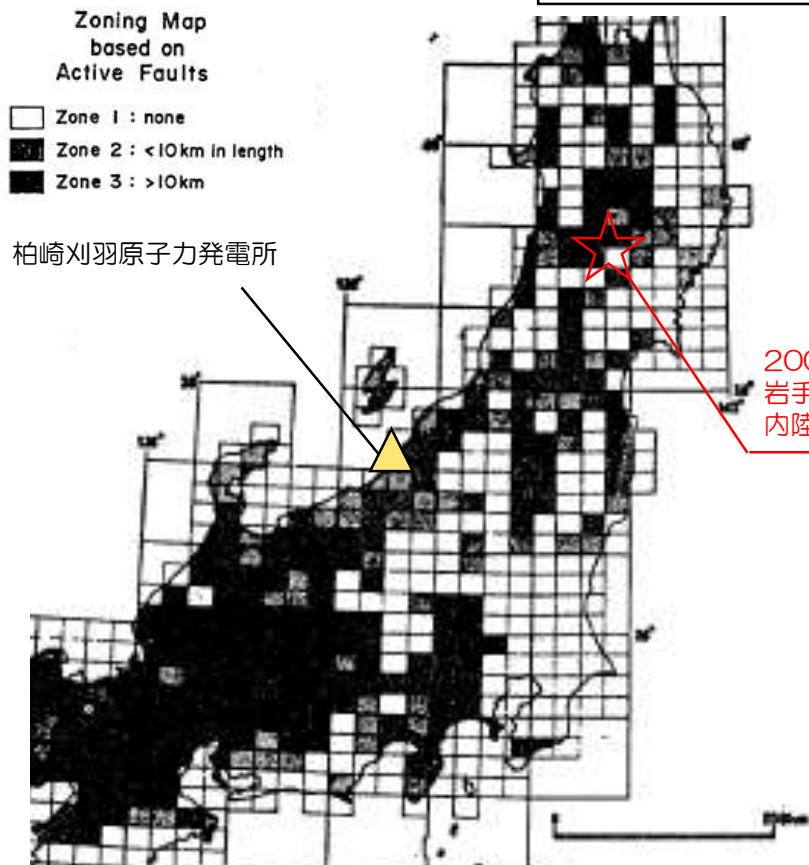


図4 日本列島陸域の活断層密集地域 (Matsuda, 1981)

黒色域はその地域内の活断層線の総延長が10kmを超える地域。白色域は活断層のない地域。明治以降の主な内陸被害地震 ($M \geq 6.5$, $h \leq 30\text{km}$) の2/3は黒色域で生じている。

松田(1992)より抜粋 (一部加筆・修正)

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ
(2000)より抜粋 (一部加筆・修正)

第4図 40km四方あたりの活断層長の分布

最も卓越する活断層帯の長さ(10~30km帯)を包含する大きさとした。活断層は、第1図のデータによる。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

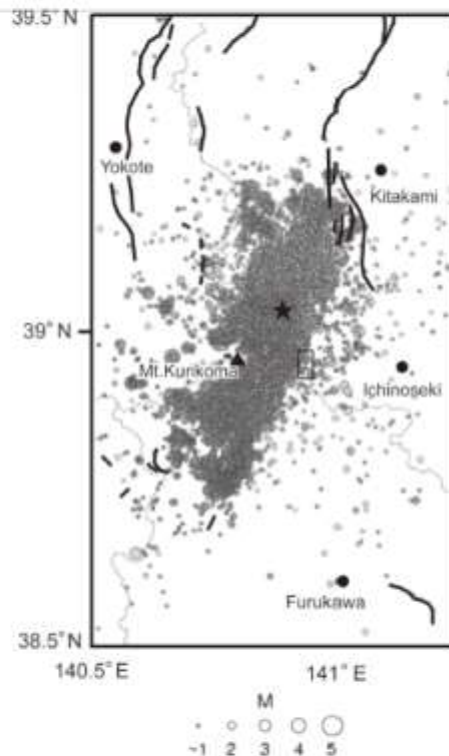
鈴木ほか(2008)

■ 鈴木ほか(2008)では、震源域に「短いながらも明瞭な断層変位地形」が判読されている。

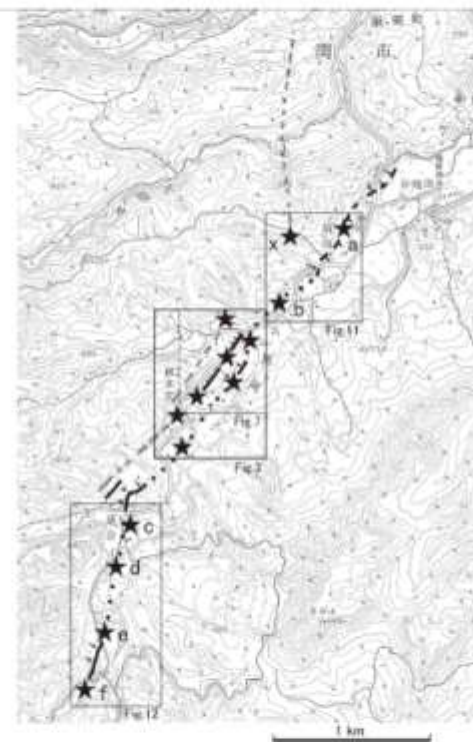
「**爪木立付近には短いながらも明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。**」

「**岩手・宮城内陸地震の震源域に短くとも活断層が存在し、それが地震活動と密接な関係を有していることが明らかになったことは、地震発生の長期予測において極めて重要である。少なくとも活断層が全く存在しない地域におきたわけではなく、震源断層の活動と深く関わる活断層は存在している。**」

鈴木・他(2008)から抜粋



第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日～8月19日。★：本震、太線：既知の活断層、細線：県境、本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。



第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図
黒およびグレーの線は基底活断層、黒は確実度が高い、実線：位置明瞭、破線：位置不明瞭、点線：地震前には変位地形が残存していなかった伏在部、★：主な地表変位確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

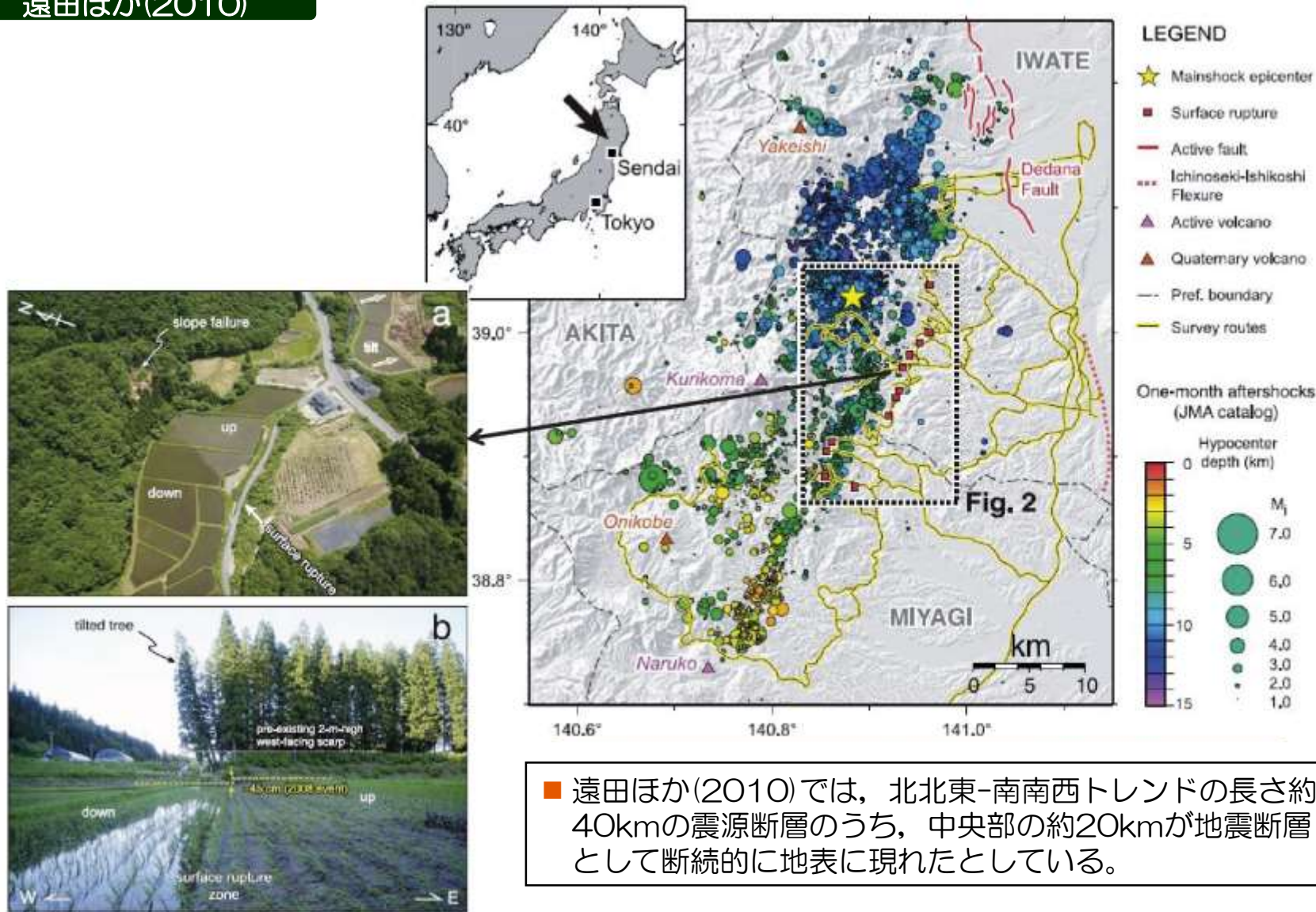
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.2 岩手・宮城内陸地震

①活断層の密度等

遠田ほか(2010)



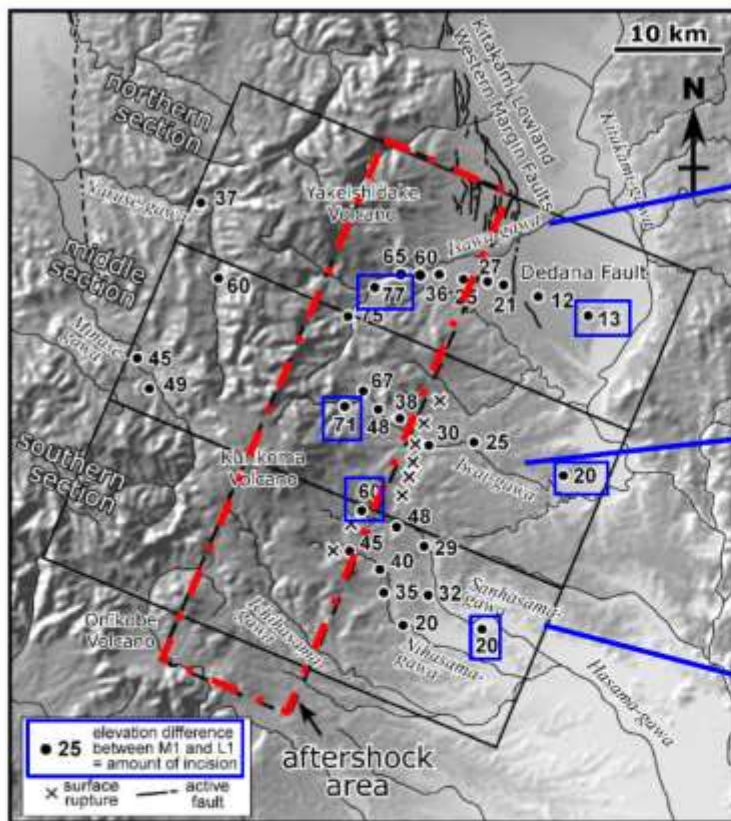
■ 遠田ほか(2010)では、北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れたとしている。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

田力ほか(2009)

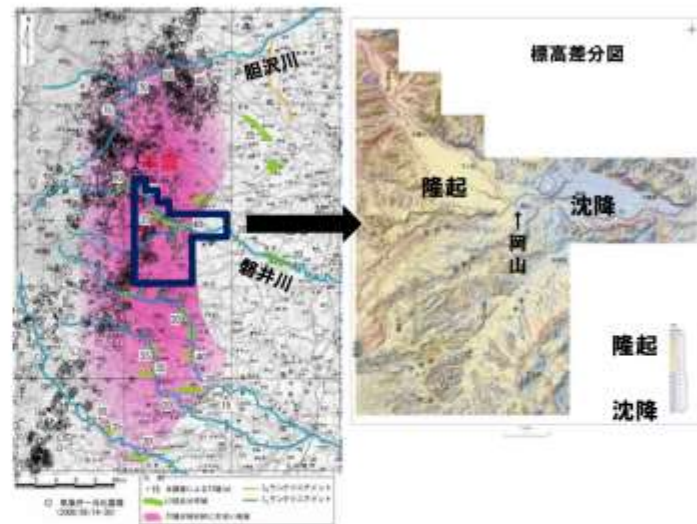
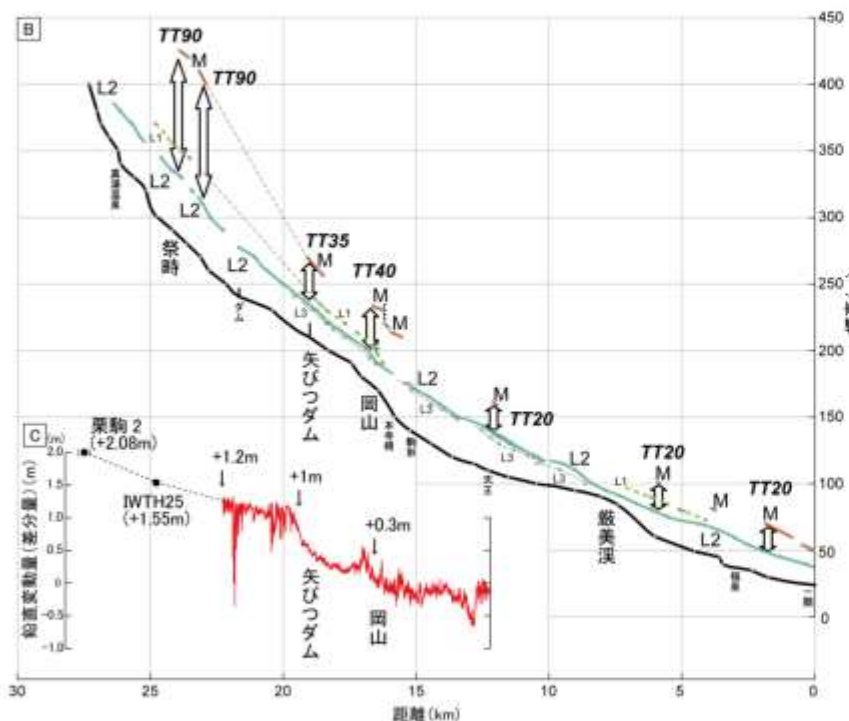
- 田力ほか(2009)では、震源域には河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は今回の地震の震源断層の活動に関連しているとしている。
- 河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより、活断層（伏在断層）の存在を推定することが可能であると考えられる。



M1面とL1面の高度差（下刻量）分布 ※田力ほか(2009)に加筆

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等



地震前後の標高差分図における隆起域と河成段丘からみた隆起域が対応。

過去にも岩手・宮城内陸地震と類似した地震が繰り返し起こっていた可能性がある。

磐井川沿いの河成段丘縦断と標高差分縦断 (図基11-2-2に加筆)

- 震源域周辺は、古いカルデラの存在、基準地形の分布状況等から、活断層の認定が難しい地域であったと判断される。
- ただし、2008年岩手・宮城内陸地震後に実施した調査からは、断層活動の累積性が確認され、詳細な調査・解析により、活断層の存在が推定できるとされている。

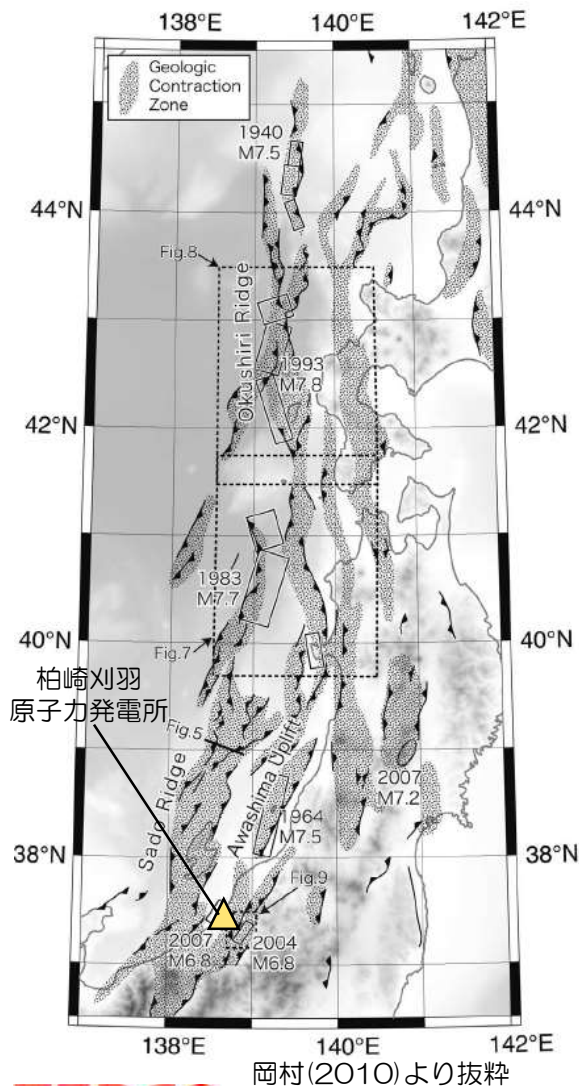
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

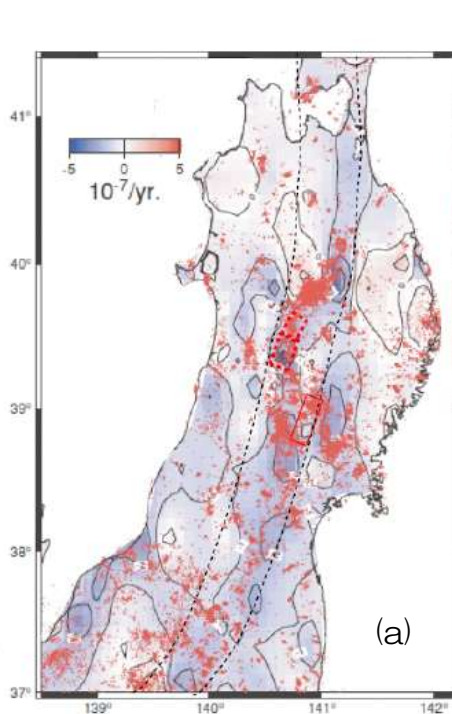
歪み集中帯

地質学的な歪み集中帯

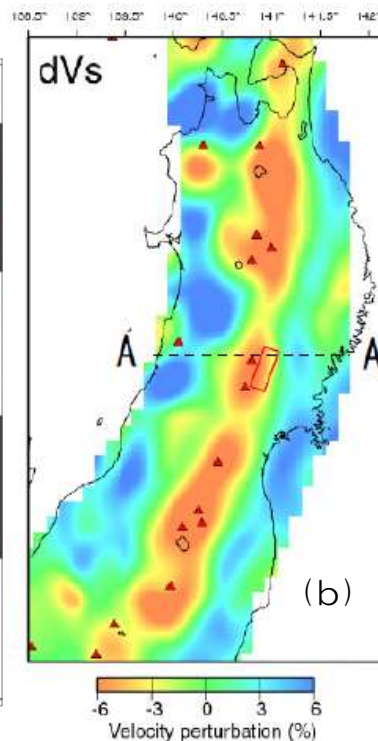
東北脊梁歪み集中帯



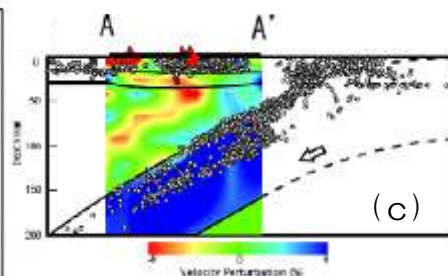
岡村(2010)より抜粋



(a)



(b)



(c)

(a) 1997年から2001年までの期間の国土地理院、東北大のGPS観測データから求めた東西歪み分布。青が短縮歪、赤が伸張歪の領域を示し、ほぼ奥羽脊梁山地に沿って青色の短縮歪が顕著
 (b) 地震波速度トモグラフィによる深さ40kmでのS波速度偏差分布。▲は活火山を示す。
 (c) 地震波速度トモグラフィによる岩手・宮城内陸地震震源域を通りS波速度偏差分布の鉛直断面図
 ▲は活火山、○は地震を示す。

Okada et al.(2010)より抜粋 (一部加筆・修正)

- 岡村(2010)によると、2008年岩手・宮城内陸地震は地質学的な歪み集中帯で発生しており、同様に敷地及び中越沖地震も地質学的な歪み集中帯に位置している。
- ただし、2008年岩手・宮城内陸地震は、帯状の低速度領域に対応する東北脊梁歪み集中帯で生じている。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ①活断層の密度等

歪み集中帯

- Ohzono et al.(2012)では、図1に示すように奥羽脊梁山地に沿った歪み集中帯(OBR), 新潟-神戸歪み集中帯(NKTZ)が知られている東北地方内陸地殻内の不均質性について検討。
- 2011年東北地方太平洋沖地震時の観測値(GPS観測網により捉えた地殻変動)と理論値(等方均質弾性体内で断層が一様に滑ったと仮定して計算した理論値)との差(歪み残差, 図2左)と比(歪み比, 図2右)を評価。
- 地震前と地震時の歪み分布のパターンの組合せから図3の(a)~(c)のモデルを考え、OBRは(a), NKTZは(c)が最適とし、異なる変形様式を持っていると考えられるとしている。

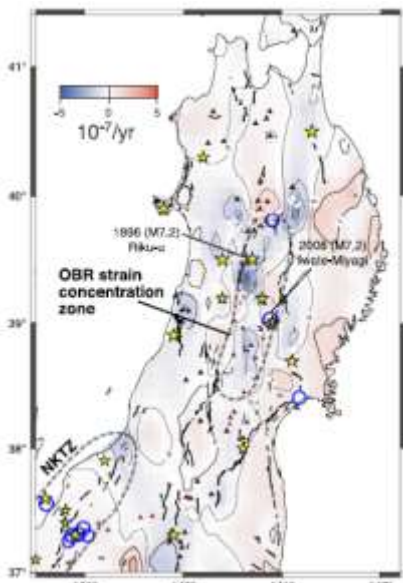
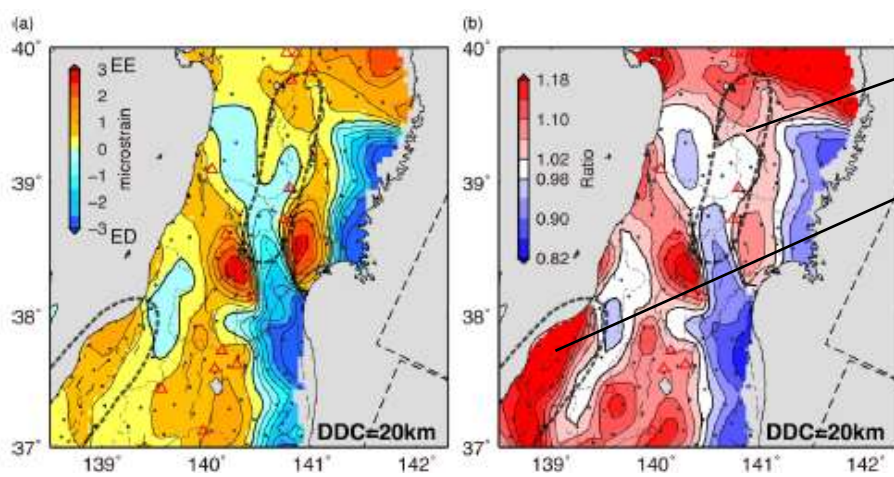


図1.東西歪み速度

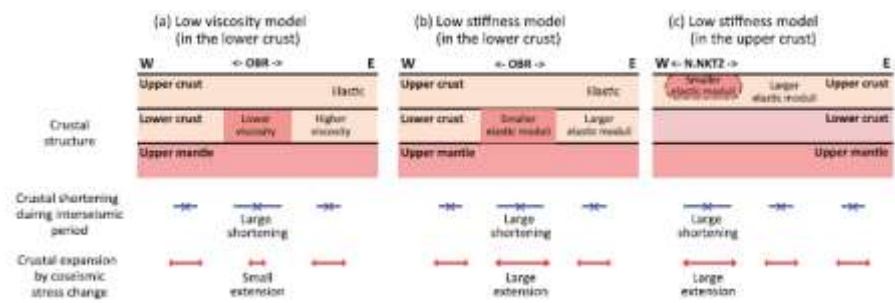


奥羽脊梁山地に沿って理論値に対して観測値の伸長が不足(伸び足りない)

新潟-神戸歪み集中帯では理論値に対して観測値の伸長が過剰(伸び過ぎ)

(a) Distribution of the EW component of the strain change residual (observation-calculation) calculated at each site. Blue and red areas denote the extension deficit (ED; observation is smaller than calculation) and the extension excess (EE; observation is larger than calculation), respectively. Gray dashed lines encircle the same strain concentration zones as shown in Fig. 1. Open triangles are Quaternary active volcanoes. The thick and thin contour lines indicate 0 and every 0.5×10^{-6} strain, respectively. Dots are GPS site locations. (b) Same as (a) but with the distribution of the ratios of strain change in the EW component (observation/calculation). The thick and thin contour lines indicate 1 and every 0.02, respectively.

図2.東西残留歪み (左:歪み残差, 右:歪み比)



Schematic images of surface strain, which depends on the crustal structure, around the two strain concentration zones, the OBR and the northern part of the NKTZ in the Tohoku region. The assumed crustal structure and their surface strain pattern during the interseismic period and the coseismic period are shown. (a) Low viscosity model in the lower crust. The viscosity in the lower crust beneath the OBR is assumed to be lower than in the other fields. (b) Low elastic modulus model in the lower crust. The elastic modulus in the lower crust beneath the OBR is assumed to be lower than in the other fields. (c) Low elastic modulus model in the upper crust. The elastic modulus in the upper crust beneath the NKTZ is assumed to be lower than in the other fields due to the existence of thick sediments.

図3.地殻構造に基づく表面歪みの概念図

Ohzono et al.(2012)より抜粋(一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ②火山

火山フロント・地殻熱流量について

火山フロント

Aランク (13火山)

Bランク (36火山)

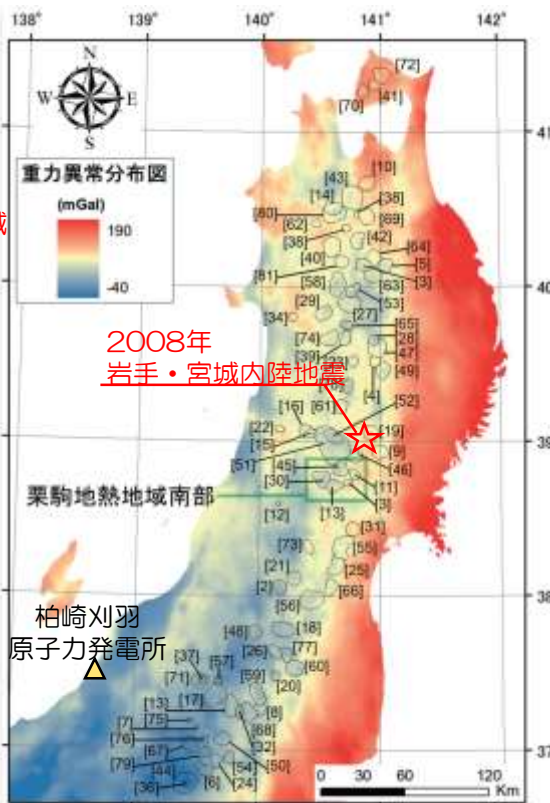
火山地質図発行済み(2004年度末)



2008年
岩手・宮城
内陸地震

地殻熱流量

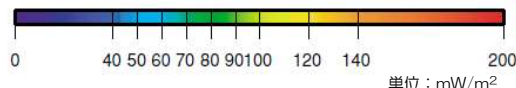
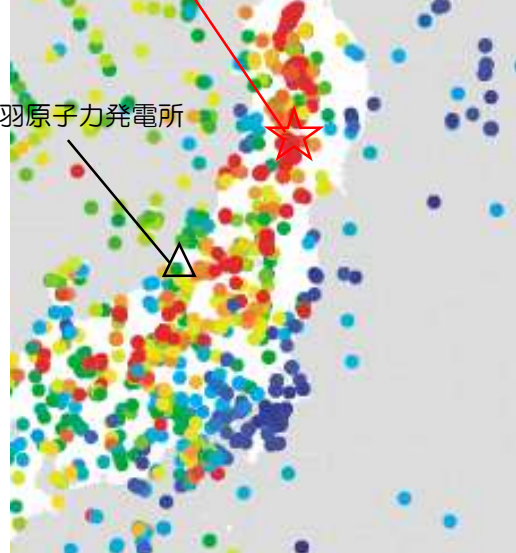
カルデラ



2008年
岩手・宮城
内陸地震

2008年
岩手・宮城
内陸地震

柏崎刈羽原子力発電所



Tanaka et al.(2004)より抜粋
(一部加筆・修正)

産業技術総合研究所(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、地殻熱流量が高く、火山フロントに位置する。一方、敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。

- 2008年岩手・宮城内陸地震はカルデラが密集する領域で発生。
⇒複雑な地質構造と予測される。
- 一方、敷地周辺においてカルデラの存在は認められず、単純な地質構造である。

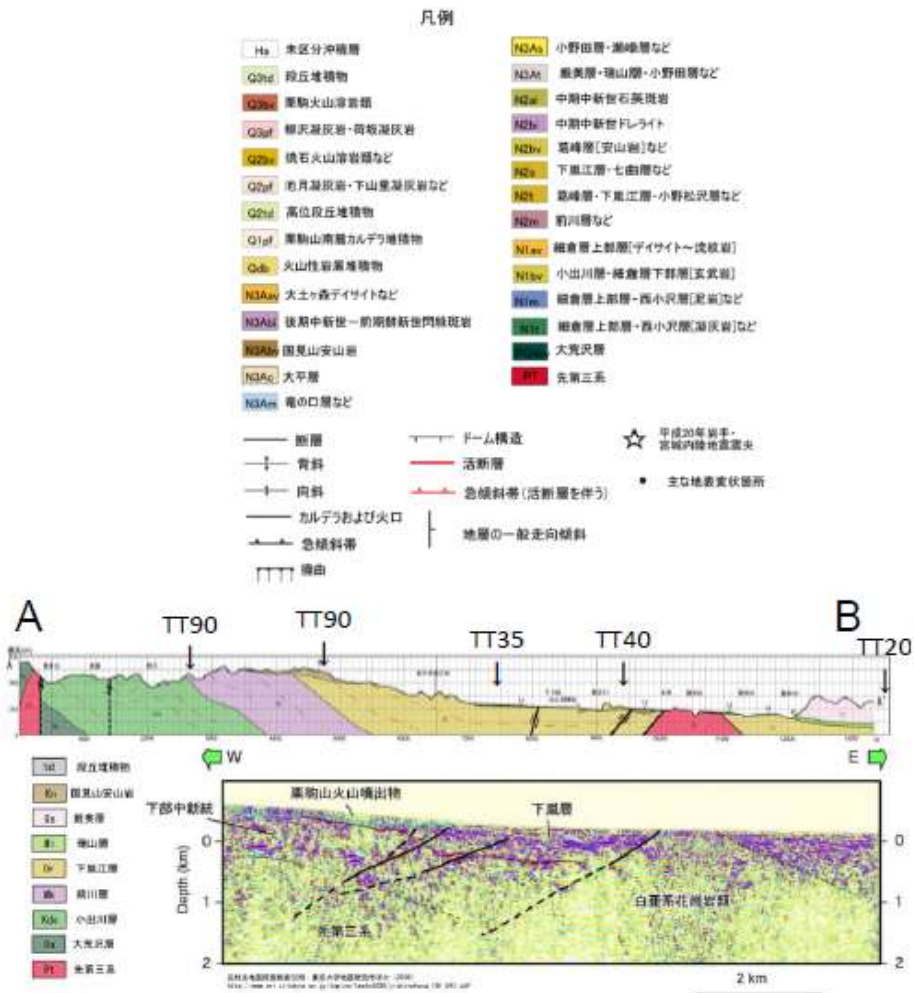
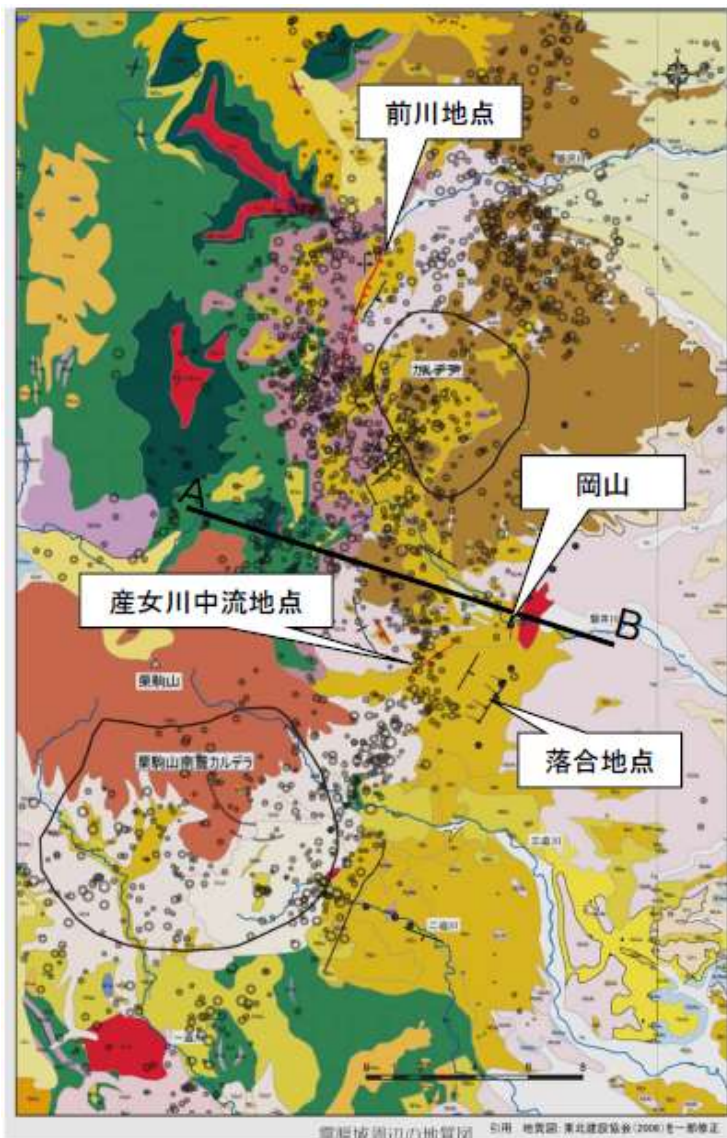
東北本州弧の重力異常分布図とカルデラの分布
プリマほか(2012)より抜粋
(一部加筆・修正)

日本列島の活火山分布図
活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。橙色の太いラインが火山フロント。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ③地質



反射法地震探査断面引用: 佐藤(2008), 加藤ほか(2010)

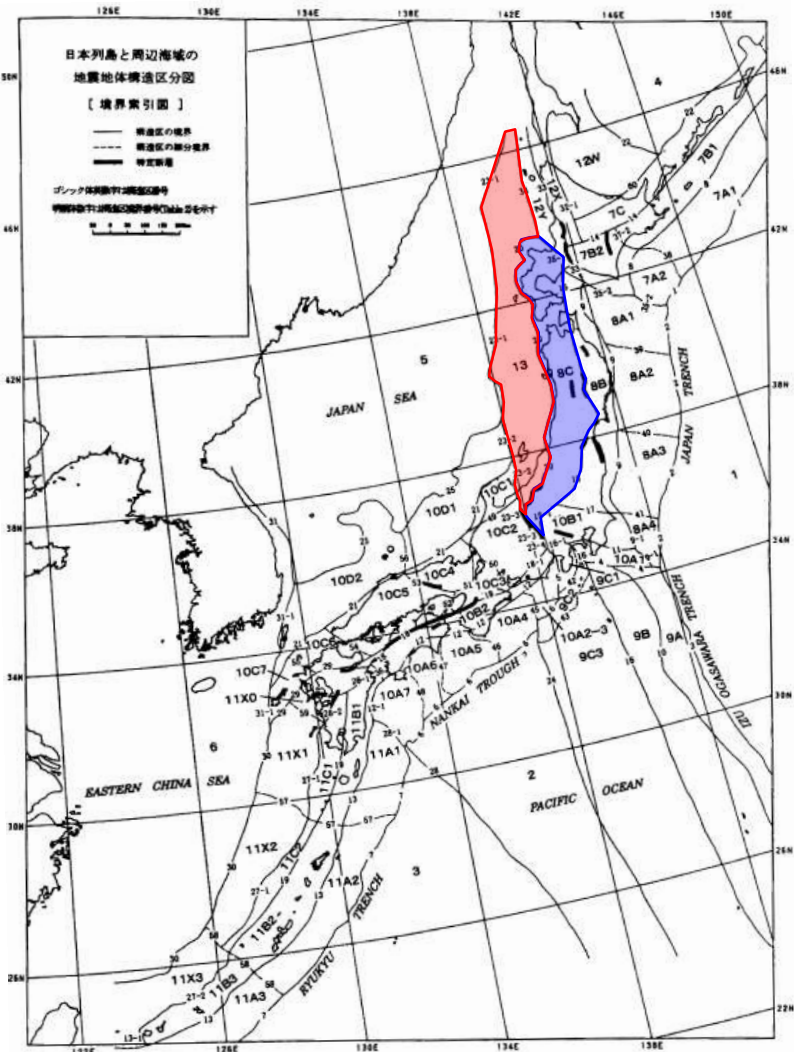
- 新第三紀堆積岩類, 第四紀火山噴出物が分布。
- カルデラが分布。

(平成25年4月2日発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる規制基準に関する検討チーム会議資料震基11-2-2を一部修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ④地震地体構造区分

垣見ほか(2003)



	柏崎刈羽 原子力発電所	2008年 岩手・宮城内陸地震
構造区	13 日本海東縁変動帯	8C 東北日本弧内帯
地形・地質	沈降優勢の褶曲—逆断層— 傾動運動。島弧方向の海 嶺・海盆列の発達。北部は 幅の広い海盆・堆などの集 合域・	火山性内弧。隆起優勢。背 梁山・出羽丘陵の火山帯 (隆起帯)とその間の盆地 列(沈降帯)。島弧方向の 逆断層から褶曲発達
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか	大, 長, A, 逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の 縁に発達。褶曲軸と平行	中, 中, B, 逆。 島弧と平行, 隆起帯基部に 発達

日本列島と周辺海域の地震
地体構造区分
(垣見ほか(2003)より抜粋
(一部加筆・修正))

■ 2008年岩手・宮城内陸地震が生じた領域 (図中■) は、柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域 (図中■) と異なる領域として整理されている。

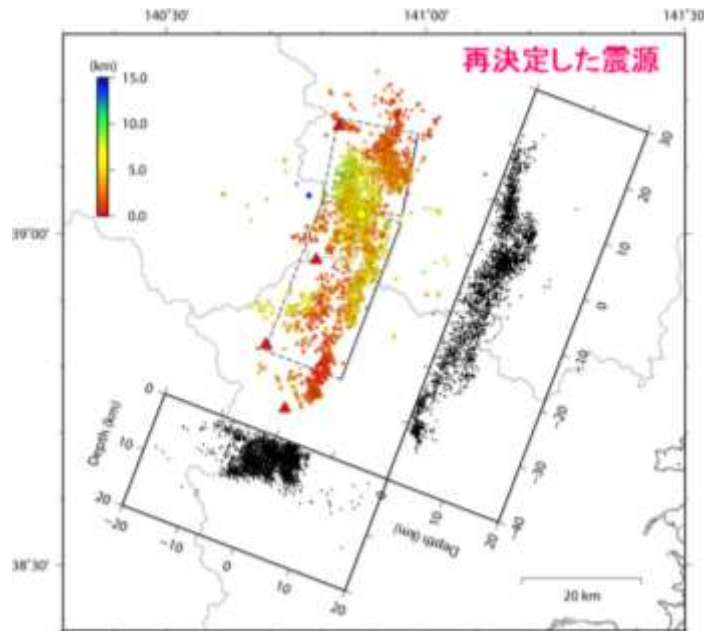
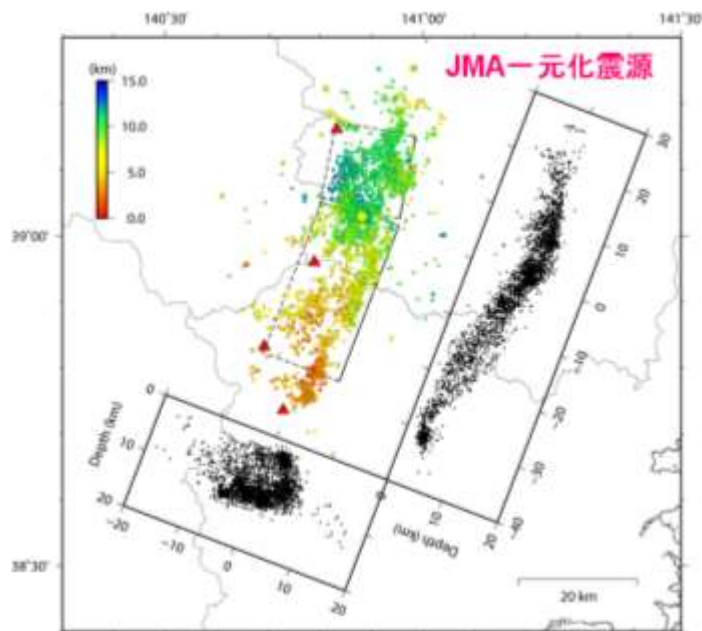
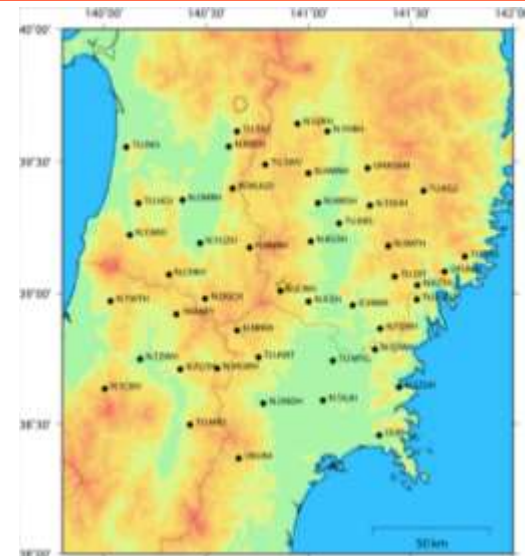
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ⑤地震発生層

余震分布 引間ほか(2008)

- 震源再決定の結果、本震の震源深さが7.8km⇒5.9kmと浅くなるなど、余震分布もJMA一元化震源に対して浅いことが確認されている。
- 地震発生層の上端は1~2km程度と、地表に近い位置であると考えられる。

- Double-Difference法による震源再決定
- 気象庁一元化データの検測値を使用
- 本震後4週間の地震を再決定
- 観測点は震源域から80km以内（右図、観測点数:47）
- 速度構造はJMA2001を使用



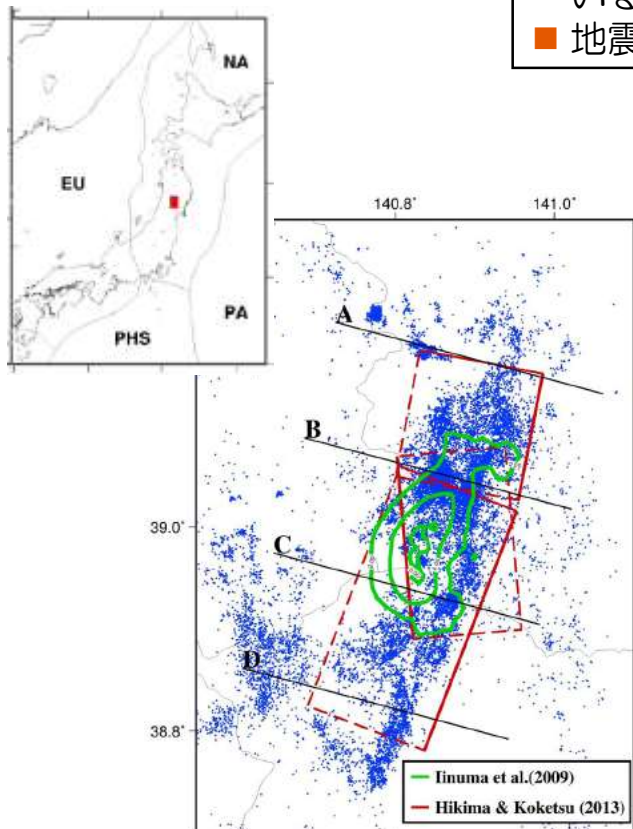
引間ほか(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

7. 震源を特定せず策定する地震動

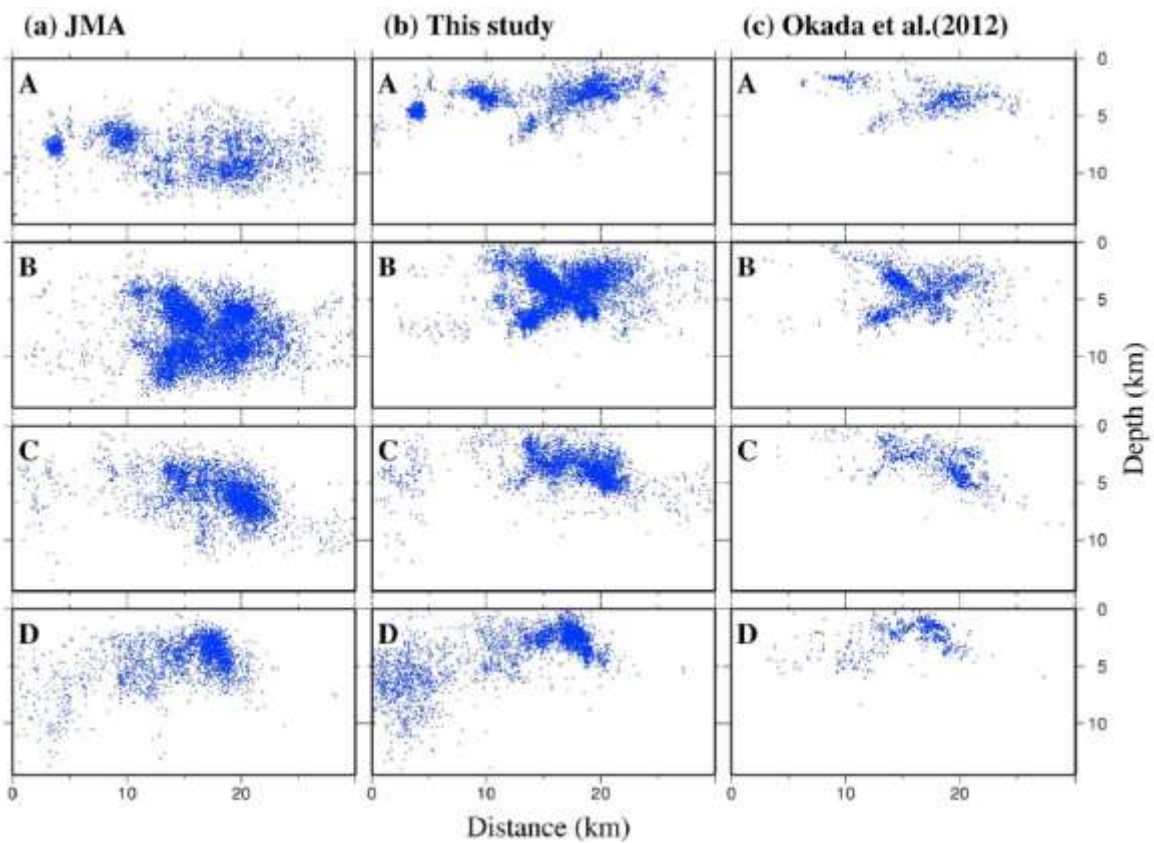
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 ⑤地震発生層

余震分布 Yoshida et al.(2014)

- 稠密な臨時地震観測網の記録を用いて震源の再決定を行っており、JMA一元化震源（下図(a)JMA）と比較して系統的に浅くなること示されている。
- 地震発生層の上端は1~2km程度と、地表に近い位置であると考えられる。



- : 再決定した震源位置
- : Inuma et al.(2009)によるすべりモデル (2m間隔)
- : Hikima & Koketsu(2013)による断層面



(a) : 気象庁一元化震源 1996年~2010年のマグニチュード1.0~7.2
(b) : Yoshida et al.(2014)による震源再決定結果 1996年~2010年のマグニチュード1.0~5.7
(c) : Okada et al.(2012)による震源再決定結果 本震後3ヶ月のマグニチュード1.0~5.7

Yoshida et al.(2014)より抜粋 (一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

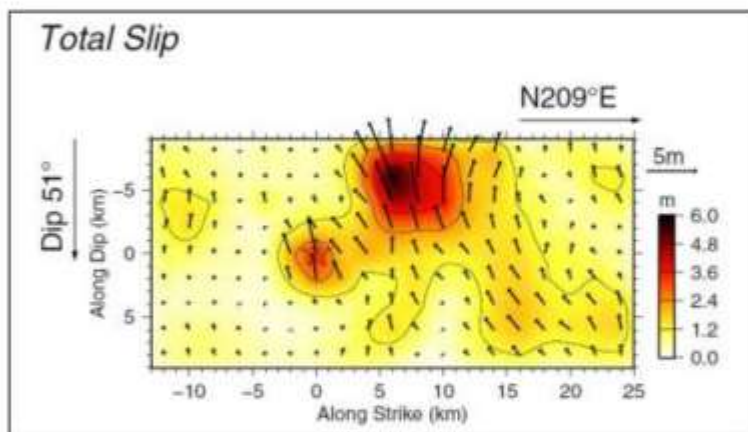
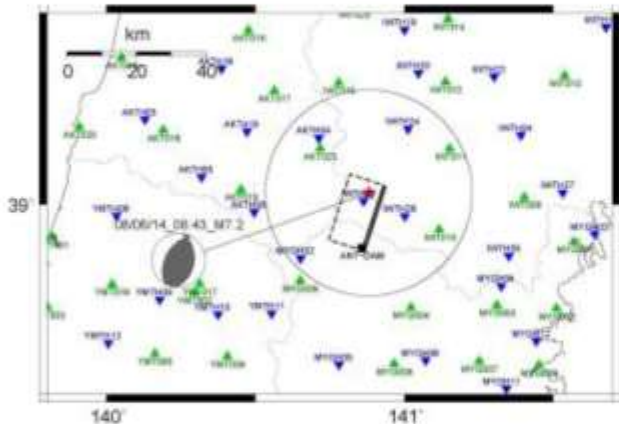
7.1.2 岩手・宮城内陸地震

⑤地震発生層

震源モデル

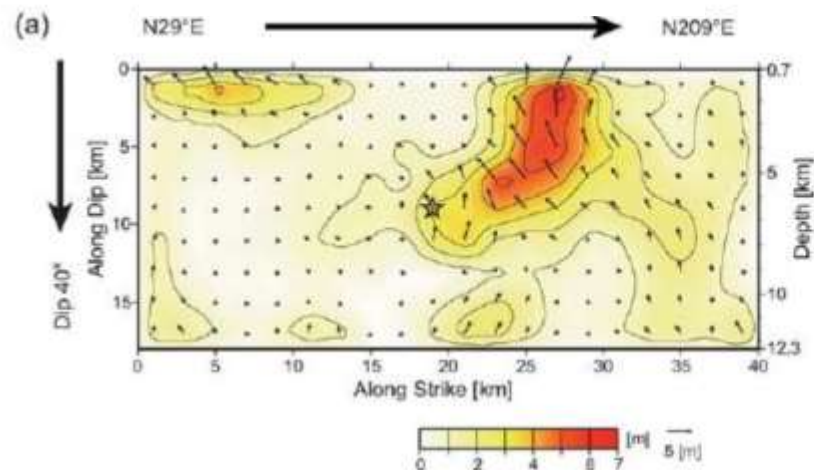
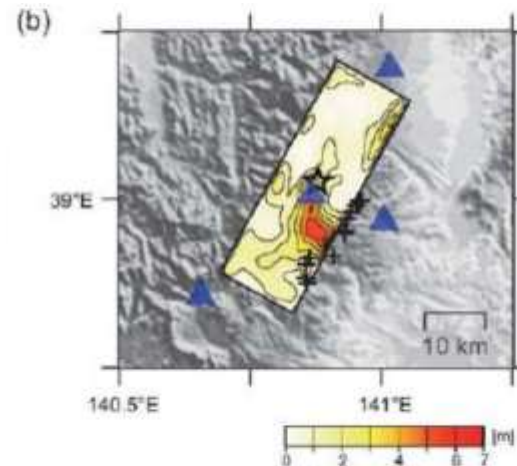
- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。

Asano and Iwata(2011)



Asano and Iwata(2011)のインバージョンモデル

Suzuki et al.(2010)



7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

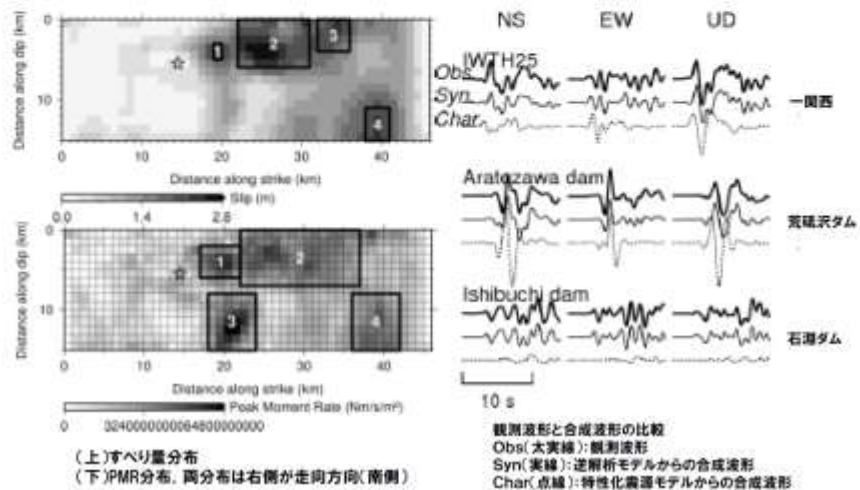
7.1.2 岩手・宮城内陸地震

⑤地震発生層

震源モデル

吉田ほか(2014)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。



引間・瀧瀬 (2013)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。

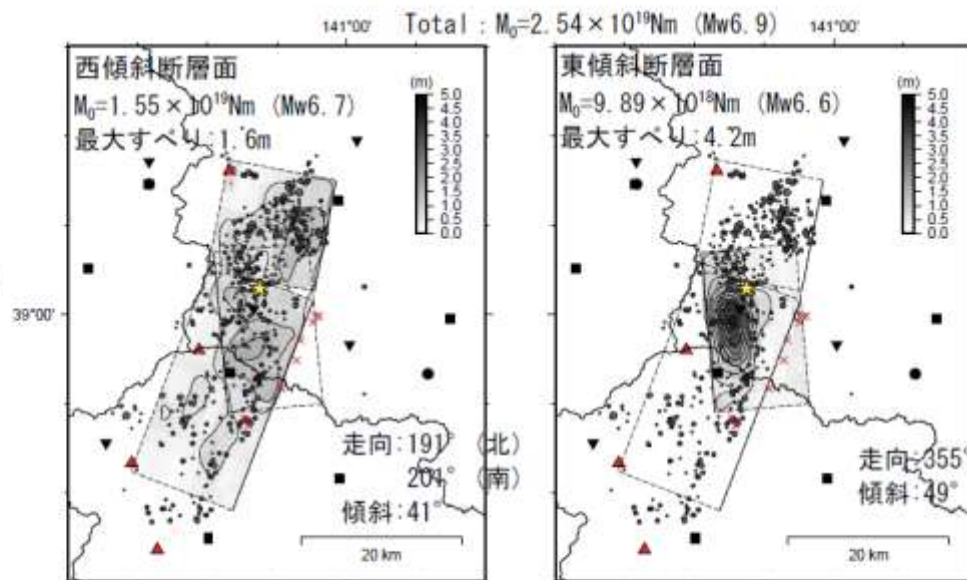


図 強震波形・GPSのジョイントインバージョンにより得られたすべり分布. 余震を合わせて示す. ☆:破壊開始点, ▲:火山, ●:K-NET, ▼:KiK-net, ■:GEONET.

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.2 岩手・宮城内陸地震 柏崎刈羽との比較

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2008年 岩手・宮城内陸地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	多数の活断層が発達 ひずみ集中帯 (東北脊梁歪集中帯) 逆断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接 地殻熱流量が高い 後期新生代にカルデラが形成
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	新第三紀堆積岩類 第四紀火山噴出物
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13 日本海東縁変動帯	8C 東北日本弧内帯
⑤地震発生層	6～17km	1～10km程度

- 敷地周辺は、以下の点で2008年岩手・宮城内陸地震震源域と地域差が顕著であると考えられる。
 - 敷地周辺は、カルデラや厚い火山噴出物が分布する地域ではないこと。
 - 敷地周辺は、地震発生層の上端が1 kmほどと、浅くないこと。

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

7.1.2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

7.1.3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

7.2 M_w 6.5未満の地震

7.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の分析

7. 震源を特定せず策定する地震動

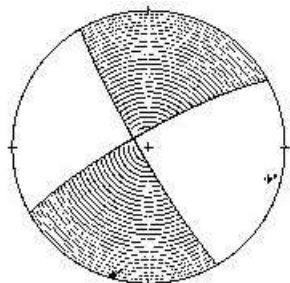
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 概要

■ 地震の概要

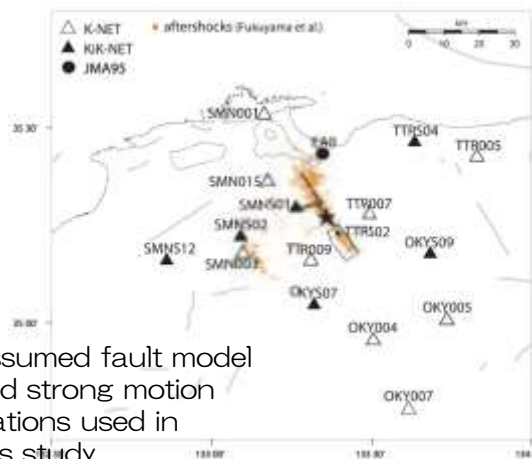
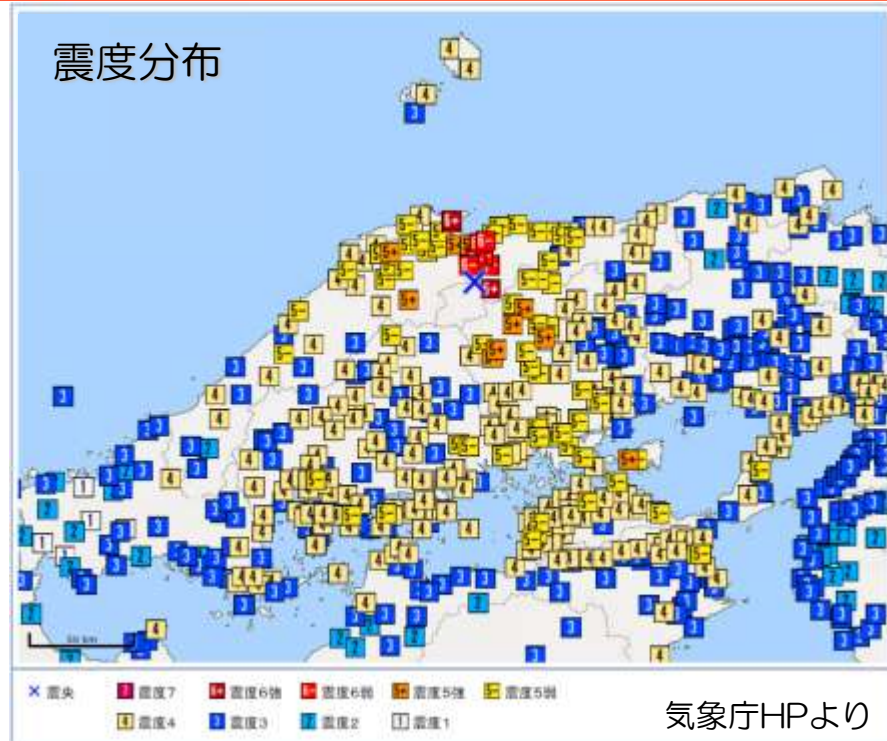
- 日時：2000年10月6日 13時30分
- 震央地：鳥取県西部
- 地震規模： M_j 7.3
- 震源深さ：約9km
- 震度：6強 鳥取県 境港市 鳥取日野町
6弱 鳥取県 米子市 境港市 日吉津村 鳥取南部町 伯耆町 など

■ 震源モデル (例)

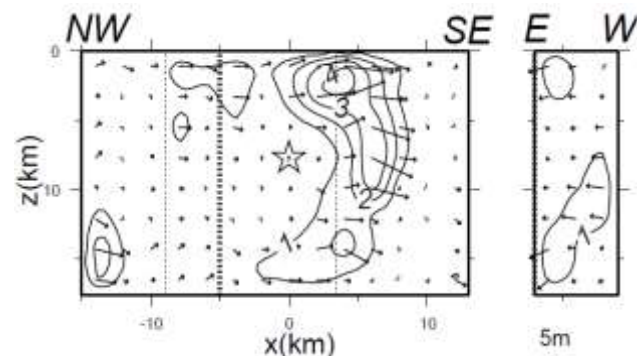
- メカニズム解：東西圧縮の左横ずれ断層型
- モーメントマグニチュード： M_w 6.6
- 断層面：北西-南東走向の鉛直断層面
約30kmの長さ



発震機構 [F-net] :
 $(150^\circ, 85^\circ, -9^\circ) /$
 $(241^\circ, 81^\circ, -175^\circ)$



Assumed fault model and strong motion stations used in this study.

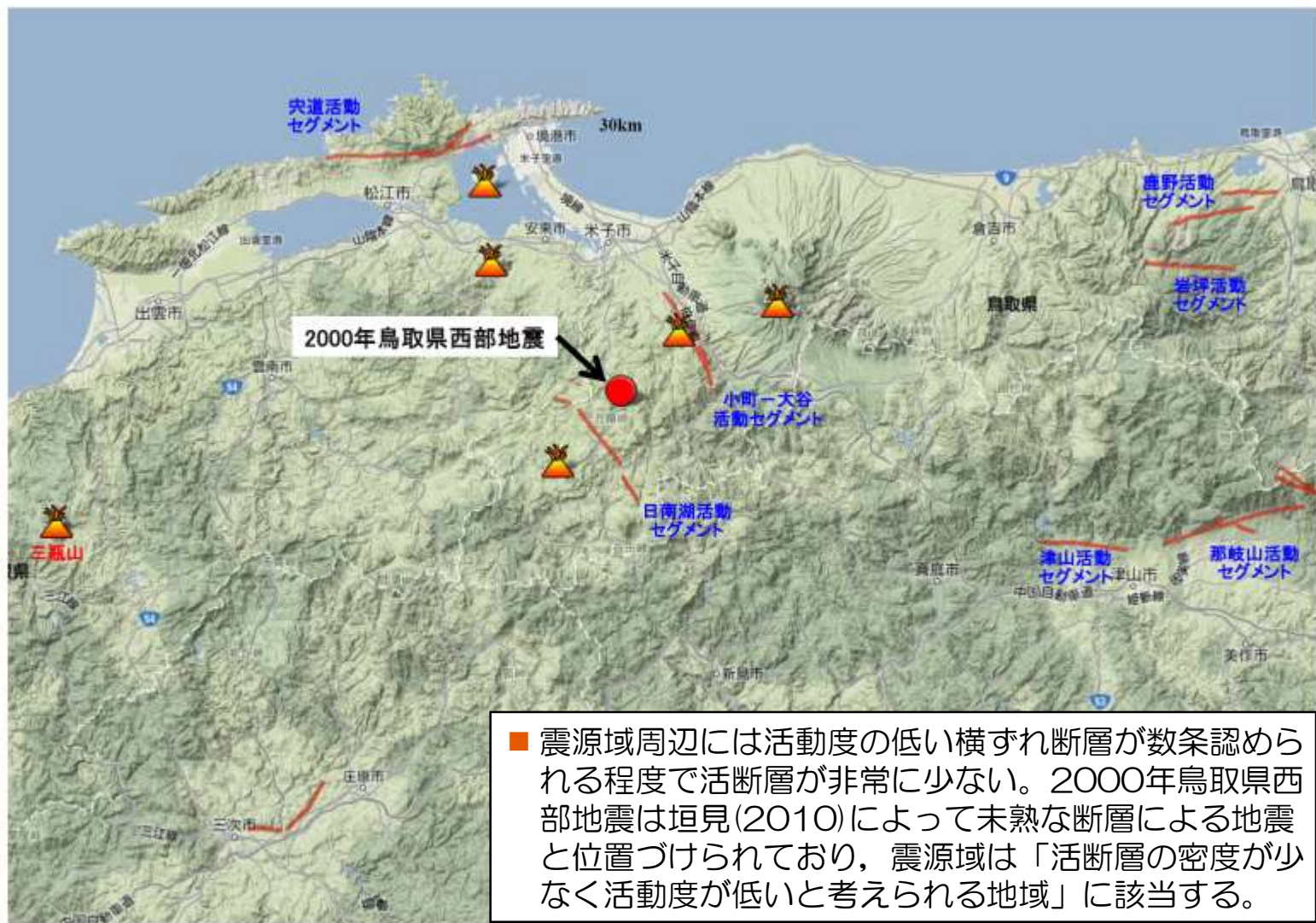


Obtained final slip distribution. Star indicates hypocenter.

岩田・関口(2002)より抜粋 (一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ①活断層の密度等



出典:産業技術総合研究所(2012) 活断層データベース 2012年2月28日版。産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095, 産業技術総合研究所。 https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ①活断層の密度等

活断層の分布密度

■ 2000年鳥取県西部地震の震源域は、敷地周辺に比べて活断層の分布密度が低い地域である。

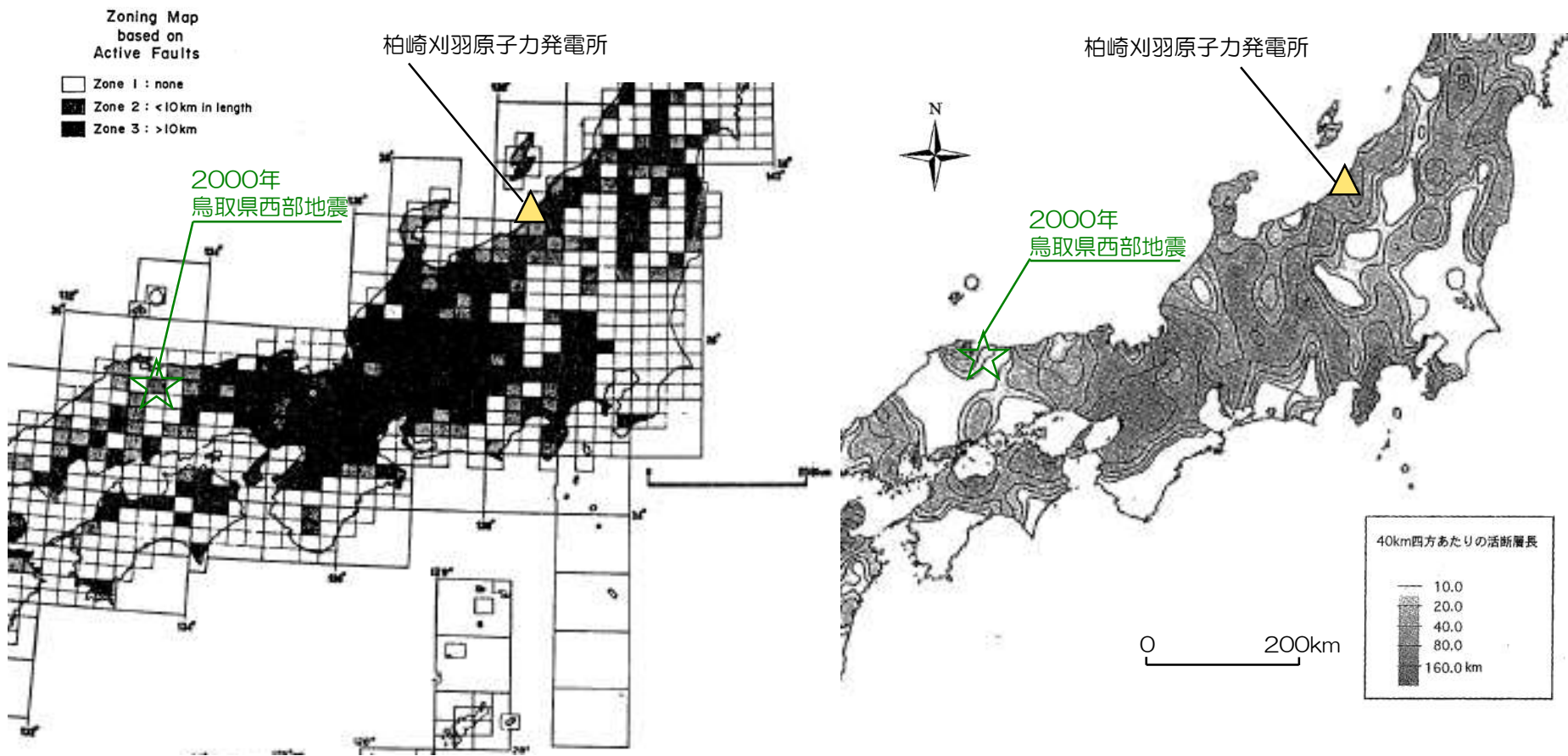


図4 日本列島陸域の活断層密集地域 (Matsuda, 1981)
黒色域はその地域内の活断層線の総延長が10kmを超える地域。白色域は活断層のない地域。明治以降の主な内陸被害地震 ($M \geq 6.5$, $h \leq 30\text{km}$) の2/3は黒色域で生じている。

第4図 40km平方あたりの活断層長の分布
最も卓越する活断層帯の長さ(10~30km帯)を包含する大きさとした。活断層は、第1図のデータによる。

松田(1992)より抜粋 (一部加筆・修正)

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ
(2000)より抜粋 (一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ①活断層の密度等

岡田(2002)

- 山陰地域の活断層の特徴を総括した岡田(2002)によると「鳥取県西部地震はまだ地表には一連の活断層として姿を現していない(到達していない)地下深部の断層による活動とみなされ」,「第四紀中期以降に新たな断層面を形成して,断層が発達しつつあり,活断層の発達過程としては初期ないし未熟な段階にある」とされている。
- また,山陰地域は「日本列島の中でも特異な地域」で「西南日本弧の日本海側変動帯にくみこまれつつあり,第四紀中期以降から地殻運動が徐々に活発化しているとみなされ」,当地域にはWNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が発現している。

「丹後半島から島根半島までの山陰地域にみられる活断層について、共通する特徴を以下にまとめる。

1) 変位地形は全体として不明瞭であり、累積変位量はいずれも数百m以下と少ない。

2) ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が卓越する。中国山地の北側から南部日本海の地域までに、こうした活断層の分布が限られている。

3) 数本の活断層が雁行状に配列したり、併走や分岐が顕著にみられる。直線状に連続する断層線も長さは25km以下と相対的に短い。

4) 断層破砕帯の発達は顕著でなく、既存の大断層が再活動した形跡はない。ほとんどの活断層は新たに破断面を形成しつつあるので、破砕帯の幅は数十cm程度とごく限られているようである。

5) 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。

6) WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで活断層が発現しており、不鮮明なりニアメントでも活断層の可能性があるので、注意して調査する必要がある。

7) 1900年代は千年振りに訪れた地震活動の活動期にあたり、大地震の起こった周辺域は注目すべき時期にあたる。

(岡田、2002より抜粋)



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

主な活断層 (①更毛断層, ②峰村断層帯, ③山田断層帯, ④雨滝一釜戸断層帯, ⑤古岡断層, ⑥鹿野断層, ⑦岩坪断層, ⑧鳥取県西部地震域の断層位置, ⑨鹿島断層, ⑩山崎断層帯), 内陸大地震 ($M7.3$ 以下)の発震機構解(上半球投影)は地震断層を伴った1927年以降のみを示す。Gutscher and Lallemand (1999)の北中国剪断帯(North Chugoku Shear Zone), Itoh *et al.*(2002)の南部日本海断層帯(Southern Japan Sea Fault Zone:SJSFZ)の位置を図示。

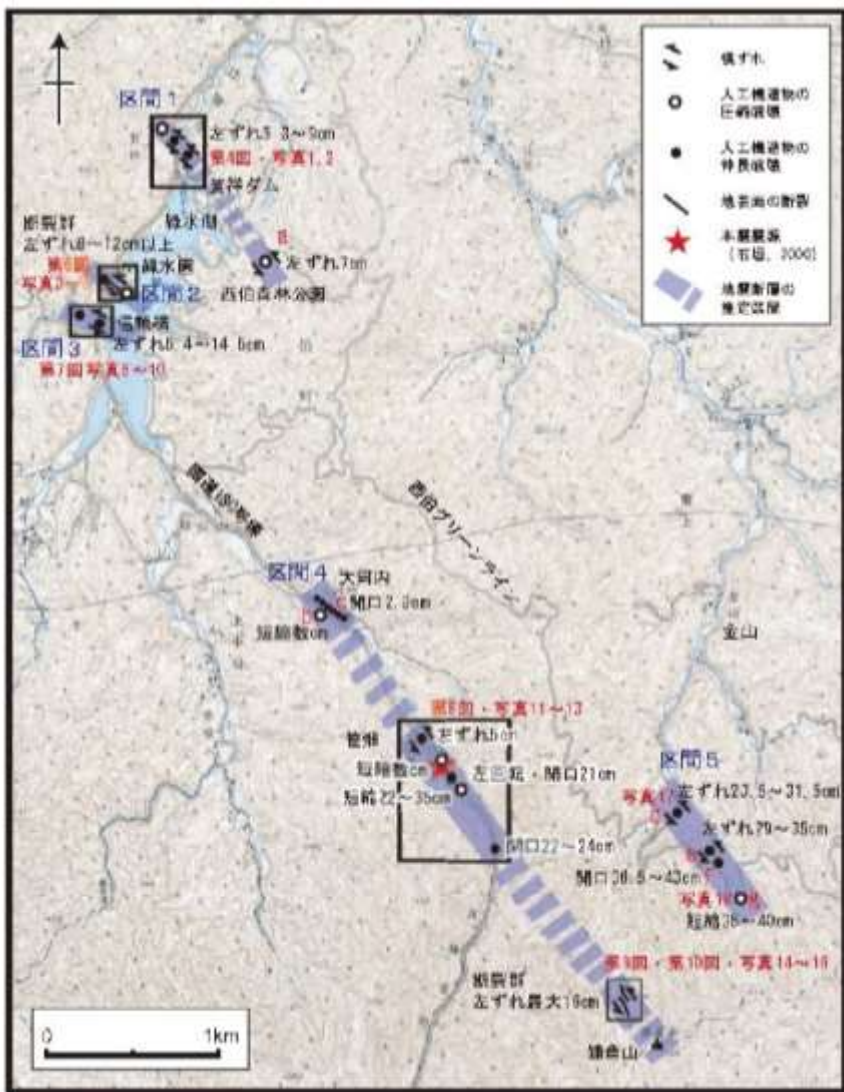
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.3 鳥取県西部地震

①活断層の密度等

伏島ほか(2001)



- 地表断裂および人工建造物の破壊・変形は以下の通り認められ、地震断層は明瞭ではないが、断続的に出現している。
 - 北西-南東方向に直線状に配列（余震域の延びの方向と調和的）
 - 本震震央の北西側約4km～南東側約2km、幅1km強の帯状の地域に5つ認められた。
 - 地表面の断裂は $N40 \pm 25^\circ W$ の走向
 - 数cm～10数cmの左横ずれ走向間隔

第2図. 調査結果の概要. 国土地理院発行2万5千分の1地形図「井尻」を使用.
Fig. 2. Map showing the outline of the results of our investigation.

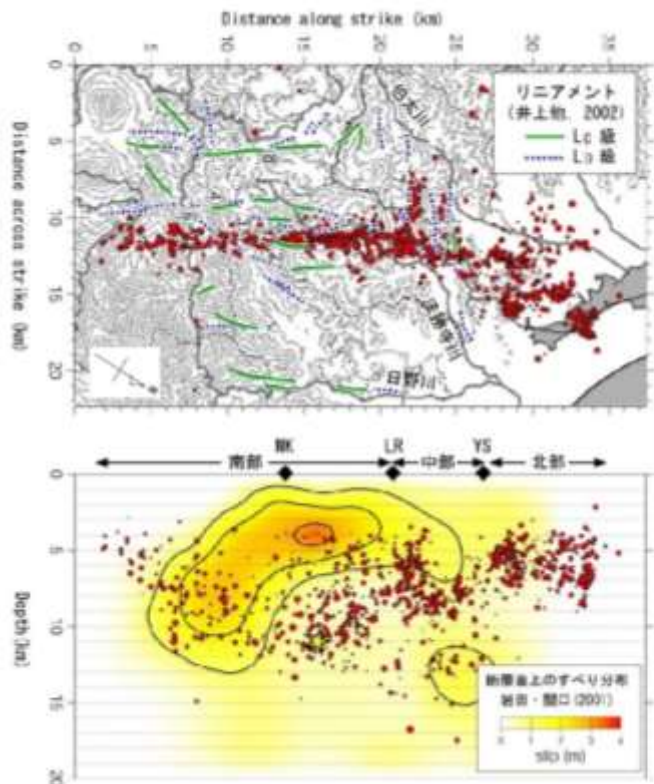
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.3 鳥取県西部地震

①活断層の密度等

青柳ほか(2004)



震源断層とリニアメントの関係(推定)

- 地震前に撮影した空中写真で判読されるリニアメントの方向は、余震分布の形態に対応している。
- アスペリティの位置は、リニアメントの分布密度が高い領域と一致している。

本多ほか(2002)

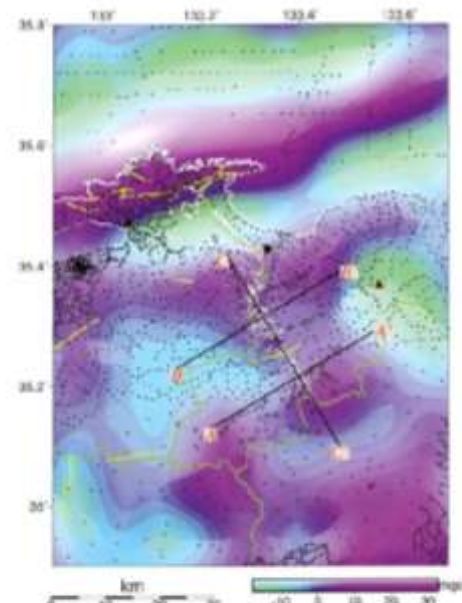


Fig. 3. Geophysical cross-section of the Wajima Region, recently was revealed with quantity of observations along strike and frequency of seismic events with the same strike along strike direction. Clearly the correlation is observed in the 0-10 km depth. White green and yellow solid lines indicate the possible preferential boundary and active fault, respectively. Black lines are the lines which represent the location of the surface.

- ブーグ異常の変化部は単なる地質構造の境界ではなく基底盤の断層構造、すなわち地殻内の弱線構造を反映していると考えられる(省略)北北西-南南東方向の地殻内の既存の弱線を利用して発生したと考えられる。
- 震源断層の南北には西南日本特有の海溝軸に沿った大規模な地質構造が存在するため、震源断層サイズは弱線構造のサイズ、つまり南端の花崗岩地域以北までに制限されていた可能性がある。

■ 事前に詳細な調査を実施すれば、震源の位置、ある程度の規模の予測までが特定可能と考えられるが、地表地震断層としては全体が明瞭に表れておらず、震源が特定しにくい地震であった。

7. 震源を特定せず策定する地震動

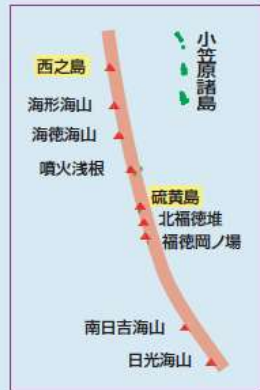
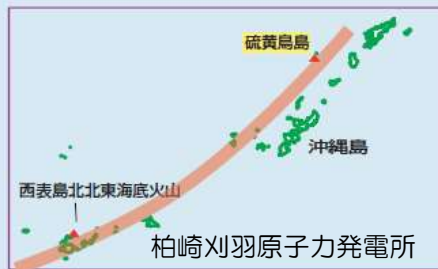
7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ②火山

火山フロント

Aランク (13火山)

Bランク (36火山)

火山地質図発行済み (2004年度末)



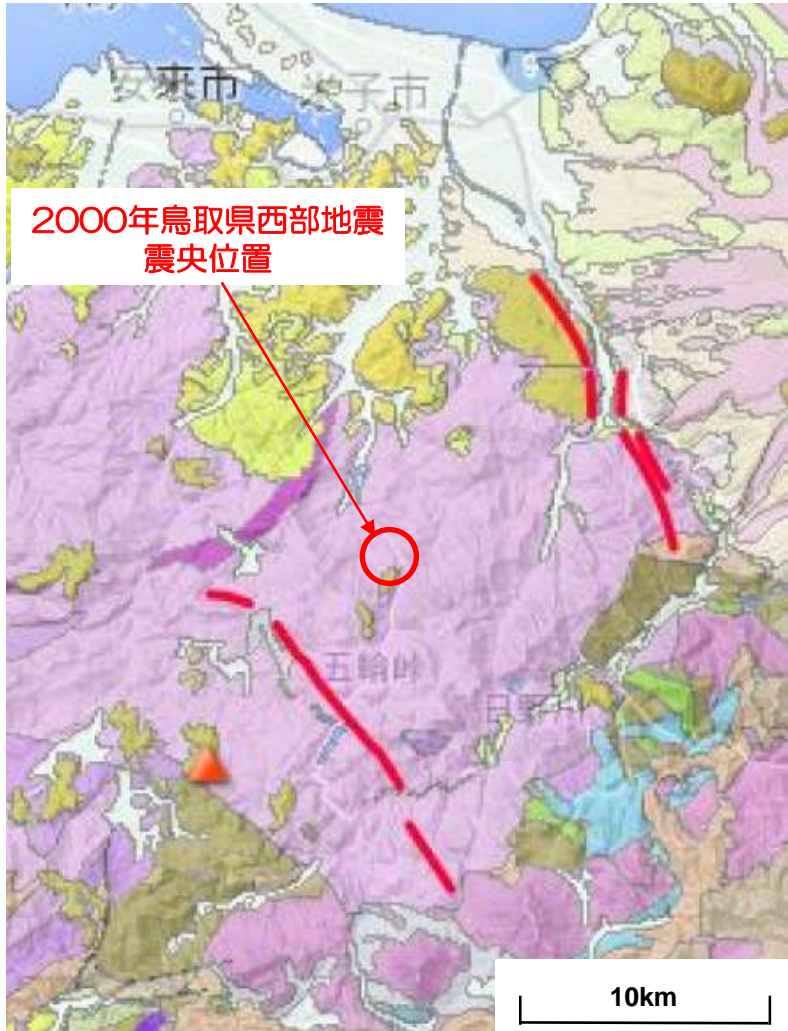
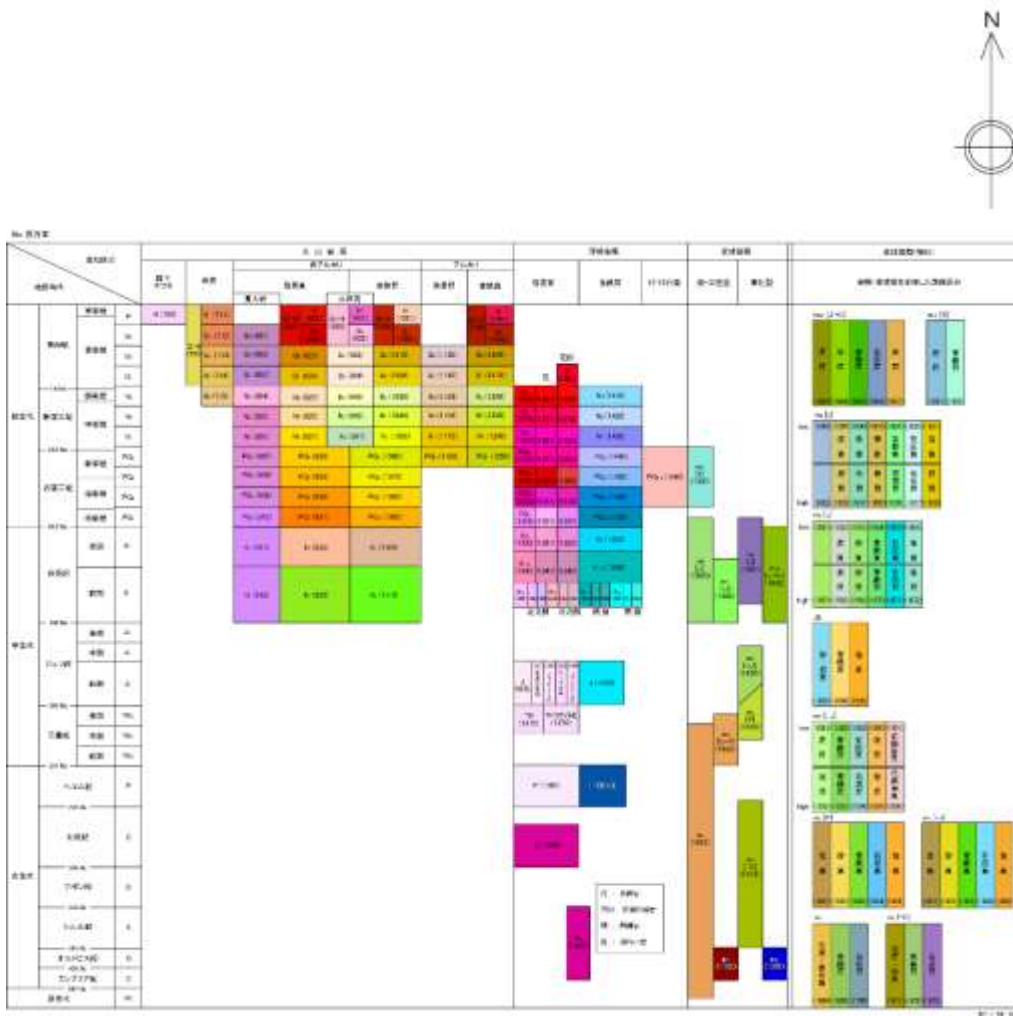
日本列島の活火山分布図
活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。
今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。
橙色の太いラインが火山フロント。

■ 2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は、火山フロントに近接する。一方、敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。

産業技術総合研究所(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ③地質

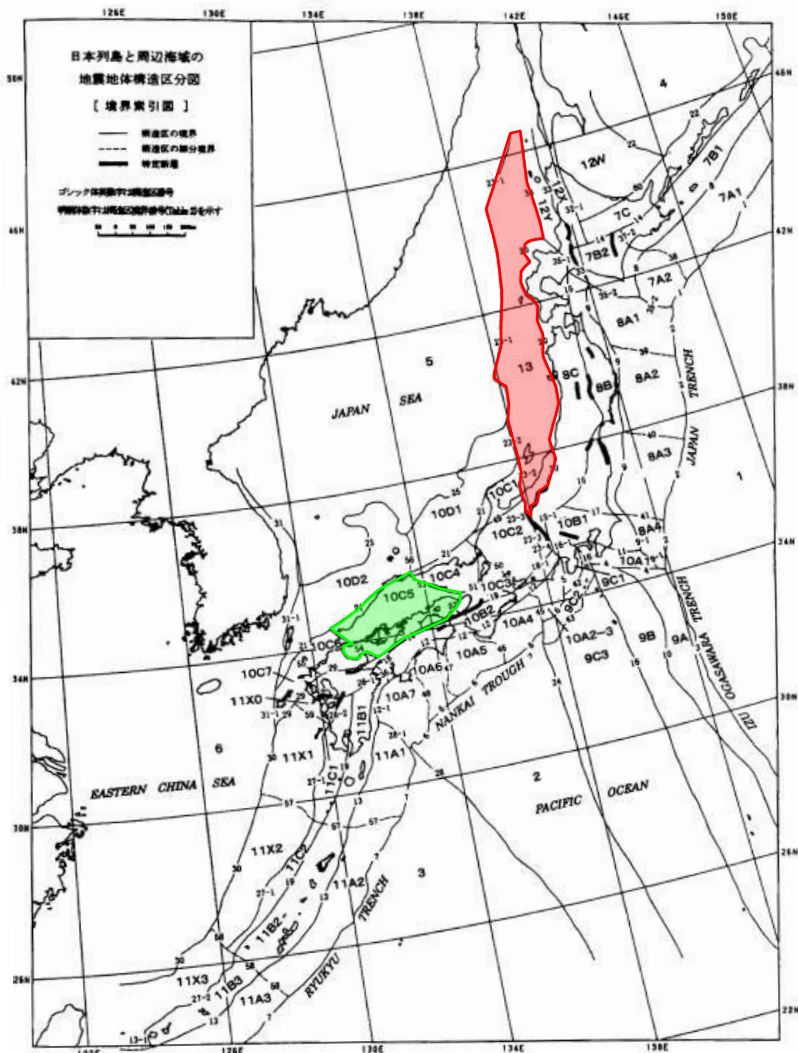


- 白亜紀～古代三紀の花崗岩類が広く分布。
- 新第三紀中新世の安山岩～玄武岩の岩脈が分布。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ④地震地体構造区分

垣見ほか(2003)



	柏崎刈羽 原子力発電所	2000年 鳥取県西部地震
構造区	13 日本海東縁変動帯	10C5 中国山地・瀬戸内海
地形・地質	沈降優勢の褶曲-逆断層-傾動運動。島弧方向の海嶺・海盆列の発達。北部は幅の広い海盆・堆などの集合域・	北半部は安定隆起域。南半部は沈降域。北部に火山
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか	大, 長, A, 逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達。褶曲軸と平行	小, 中(長), B(A), 横・逆。 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)はやや古い。南端は中央構造線

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分 (垣見ほか(2003)より抜粋 (一部加筆・修正))

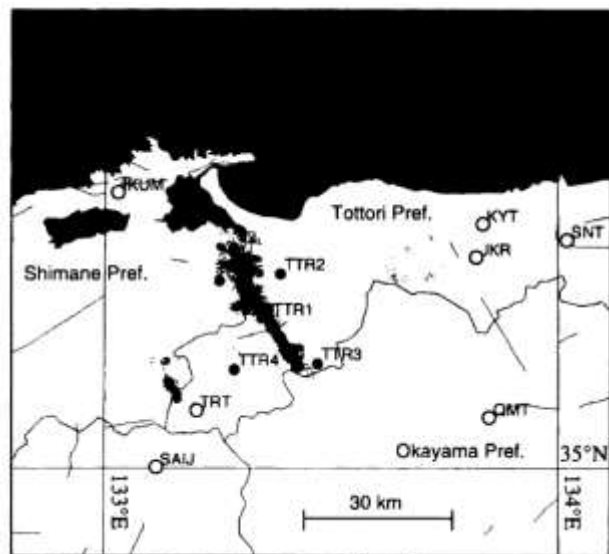
■ 2000年鳥取県西部地震が生じた領域 (図中■) は、柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域 (図中■) と異なる領域として整理されている。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ⑤地震発生層

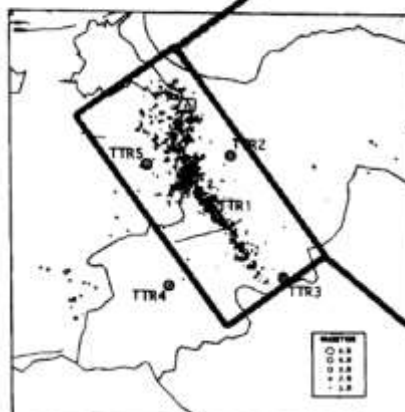
余震分布 片尾・吉井(2002)

- 精密な余震分布を評価する目的で、臨時観測点を設置し震源決定を実施している。
- 決定された震源は、ほぼ地表まで分布し、地震発生層の上端は2km程度と、地表に近い位置であると考えられる。



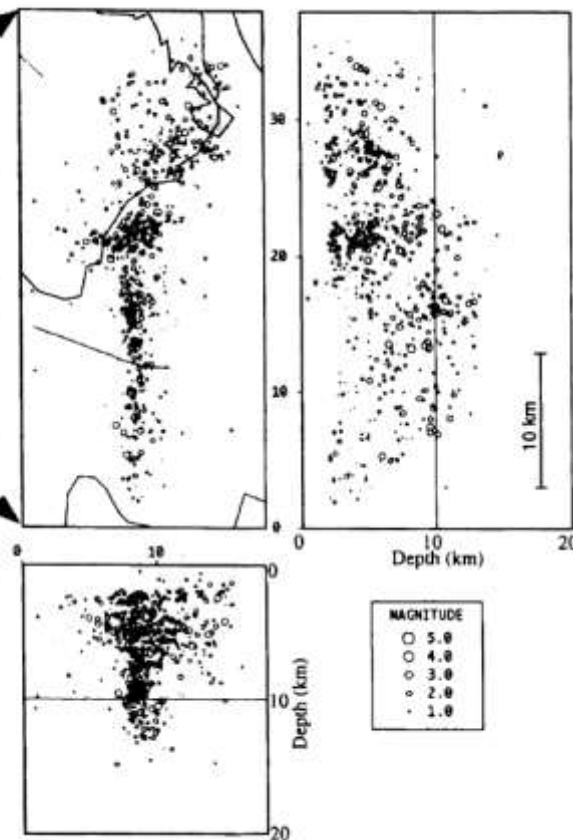
緊急余震観測 観測点配置

The Urgent Aftershock Observation (This Study)



2000OCT09 13:00
- OCT10 01:00 (JST)

N=781 (751 in Box)



片尾・吉井(2002)より抜粋

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.3 鳥取県西部地震

⑤地震発生層

余震分布 Shibutani et al.(2005)

- 臨時地震観測で得られた余震観測記録を用いて、走時トモグラフィにより震源パラメータと3次元速度構造の同時推定を実施。
- 地震発生層の上端に対応すると考えられる $V_p=6,000\text{m/s}$, $V_s=3,000\text{m/s}$ となる深度はおよそ2kmとなっている。

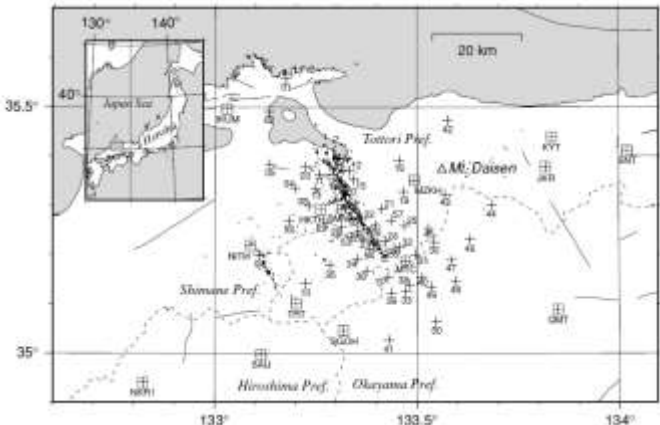


Fig.1. Map showing the location of the stations (cross: temporary onsite recording, cross with circle: temporary telemetered, cross with square: permanent telemetered) used in the aftershock observation of the 2000 Western Tottori Earthquake. The part of the codes "wt" common to the temporary onsite recording stations is omitted in this figure. Dots denote the aftershocks used in this study. The star shows the starting point of the mainshock rupture. The triangle denotes Mt. Daisen, a Quaternary volcano which has been inactive for 20,000 years. The dashed lines indicate the borders of prefectures. Active faults are shown by solid lines.

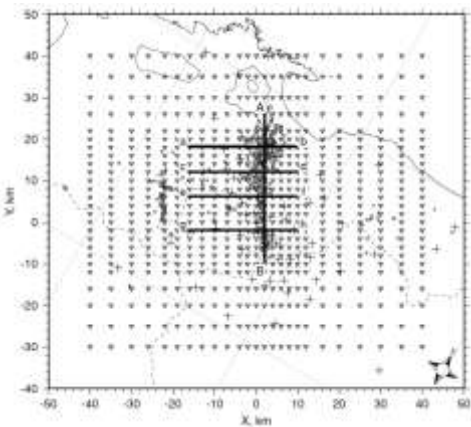


Fig.2. Horizontal grid (inverted triangles) on which the P and S velocities are obtained in the travel-time tomography. The y-axis is rotated anticlockwise from North by 30° , so it is parallel to the distribution of the aftershocks. Cross sections of the resulting velocity structure along the thick lines AB, ab, cd, ef and gh are shown in Figs.3 and 4. Open circles and crosses indicate the aftershocks and the stations, respectively.

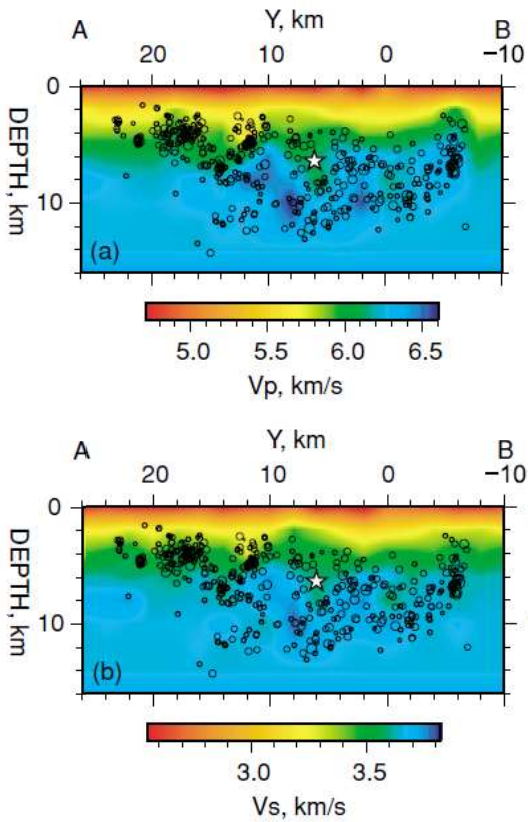


Fig. 3. Cross sections of the resulting velocity structure along the line AB in Fig. 2, which is almost the same as the mainshock fault plane. The depth distributions of V_p (a), V_s (b). Open circles indicate the aftershocks which were located in the vicinity (± 1 km) of the fault plane. The star denotes the starting point of the mainshock rupture.

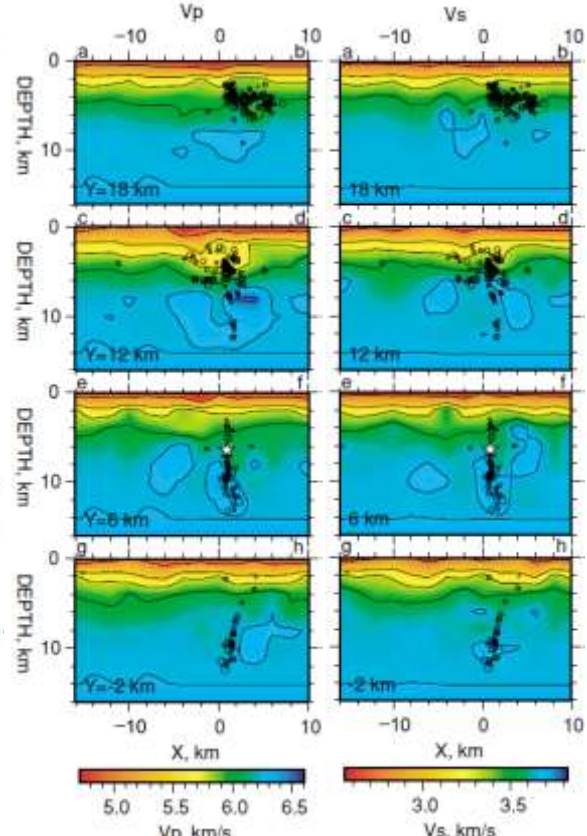


Fig. 4. Cross sections of the resulting velocity structure along the lines ab,cd,ef and gh in Fig. 2. The figures in the columns from the left to the right show the depth distributions of V_p and V_s . Open circles denote the aftershocks which occurred in the vicinity (± 1 km) of each cross section. The star indicates the starting point of the mainshock rupture.

Shibutani et al.(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 ⑤地震発生層

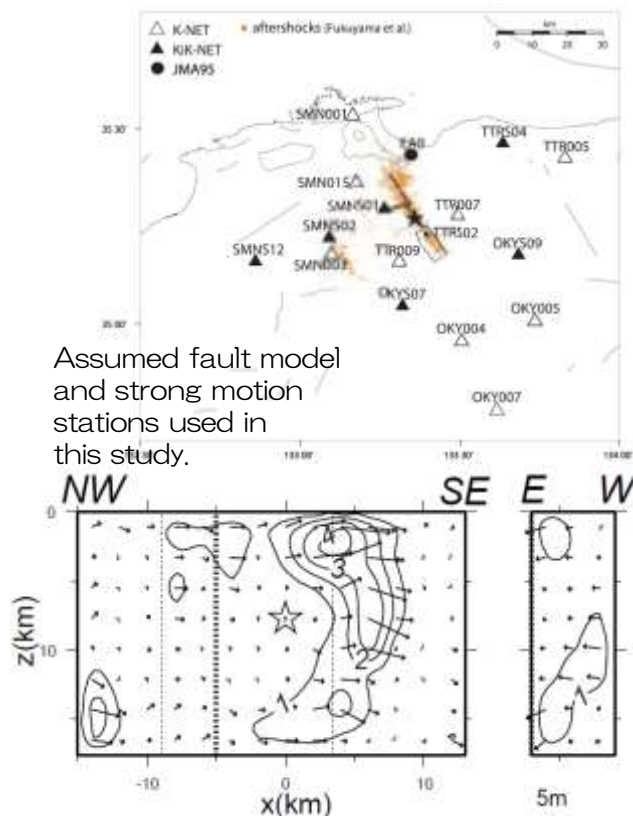
震源モデル

岩田・関口
(2002)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。

池田ほか
(2002)

- 関口・岩田(2001)を参考に、アスペリティを地表に近い位置に設定したモデルを作成し、観測記録の再現性を確認している。



Assumed fault model and strong motion stations used in this study.

Obtained final slip distribution. Star indicates hypocenter.

岩田・関口(2002)より抜粋 (一部加筆・修正)

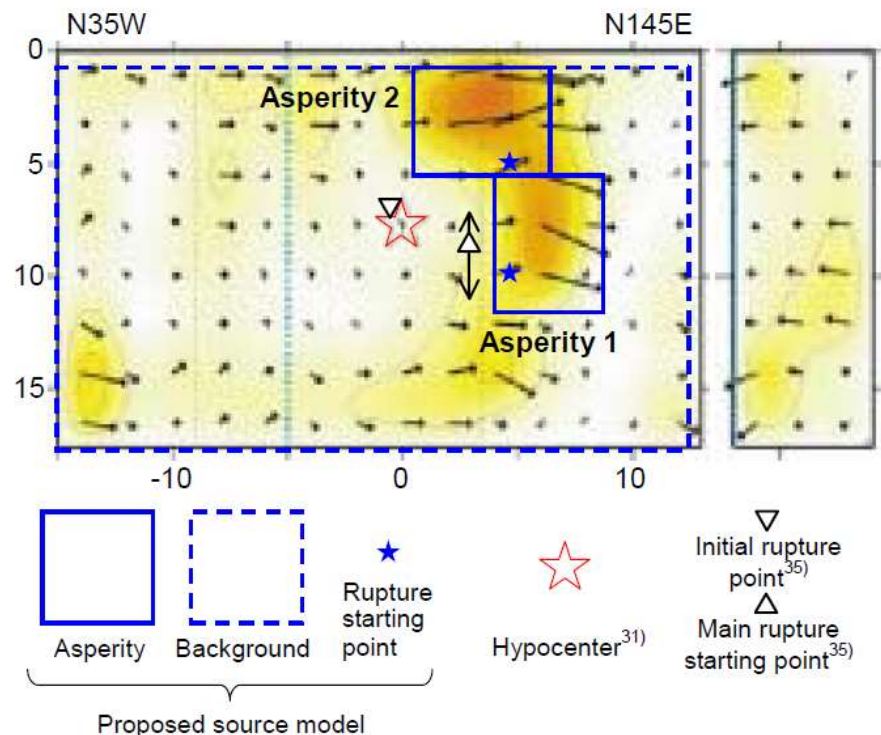


図1 提案する鳥取県西部地震の最適震源モデル (関口・岩田³¹⁾に加筆・修正)

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.1 M_w 6.5以上の地震 7.1.3 鳥取県西部地震 柏崎刈羽との比較

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2000年 鳥取県西部地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	活断層が非常に少なく活動度も 低い 活断層の未成熟な地域 横ずれ断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	白亜紀～古第三紀の花崗岩類
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13 日本海東縁変動帯	10C5 中国山地・瀬戸内海
⑤地震発生層	6～17km	2～12km程度

- 敷地周辺は、以下の点で2000年鳥取県西部地震震源域と地域差が顕著であると考えられる。
 - 敷地周辺は、活断層の密度が少なく活動度が低い地域でないこと。
 - 敷地周辺は、地震発生層の上端が2kmほどと、浅くないこと。

7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足

7.1 M_w 6.5以上の地震

7.1.1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

7.1.2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

7.1.3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

7.2 M_w 6.5未満の地震

7.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の分析

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

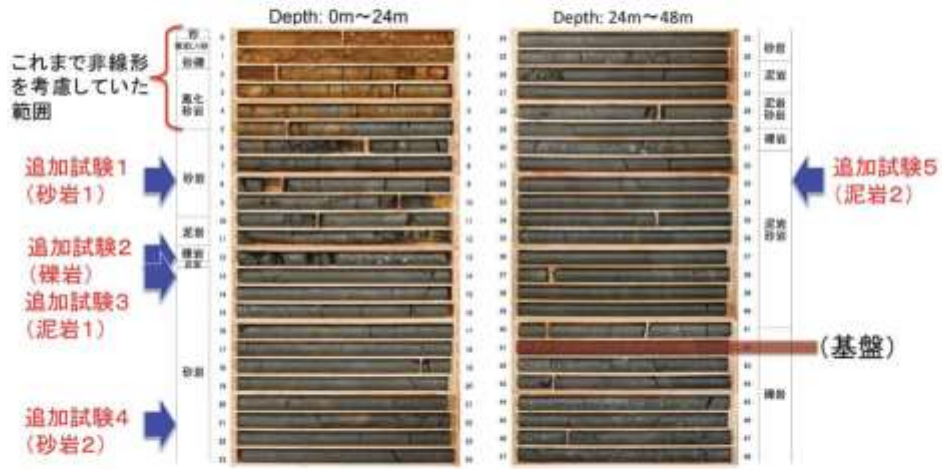
- 佐藤ほか(2013)では、K-NET観測点のHKDO20 港町について、GL-6mまでの室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を評価している（GL-6m以深は線形解析を仮定、減衰定数は1%に設定）。
- 上記の基盤地震動の評価結果について検証するため、以下の検討を実施する。
 - ① 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、GL-6mからGL-41mまでの室内試験結果を用い、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動（水平方向）を評価。
 - ② 不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、GL-6mまで非線形、GL-6m以深は減衰定数を3%として基盤地震動（水平方向）を評価。
 - ③ 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られたPS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動（鉛直方向）を評価（解析方法は佐藤ほか(2013)と同様）。
 - ④ HKDO20 港町における地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまではポアソン比一定、GL-6m以深は体積弾性率一定として基盤地震動（鉛直方向）を評価。
 - ⑤ 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性の影響を考慮し基盤地震動（水平方向・鉛直方向）を評価。

7. 震源を特定せず策定する地震動

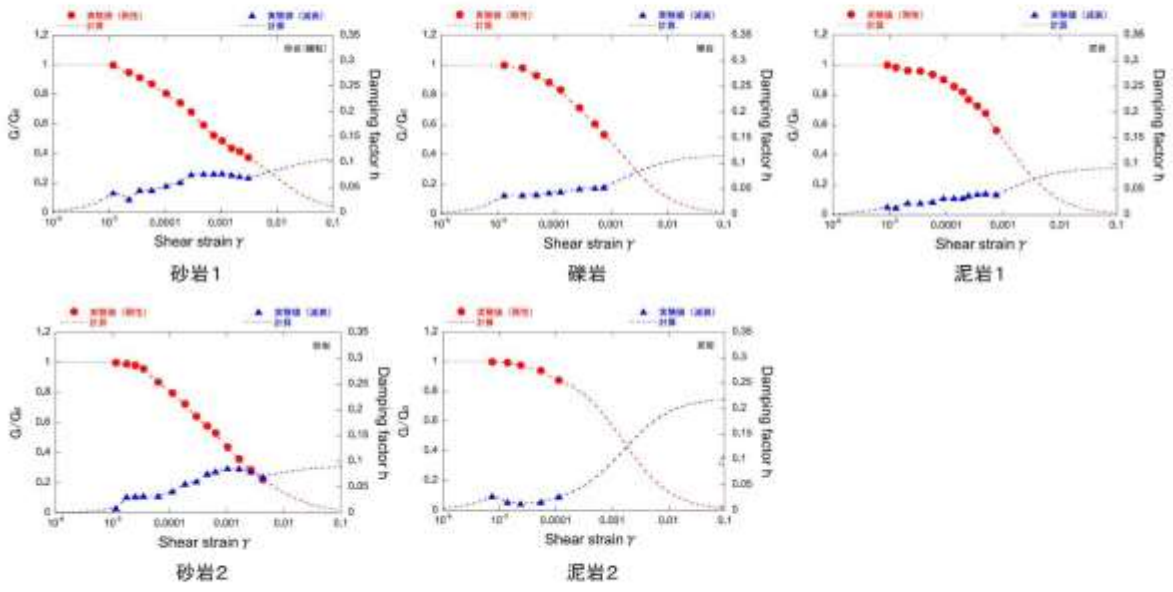
7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討①：GL-41mまで非線形性考慮

■ GL-6mからGL-41mまでの5か所において、室内試験を追加実施。



追加の室内試験の実施位置



追加の室内試験による地盤の非線形特性

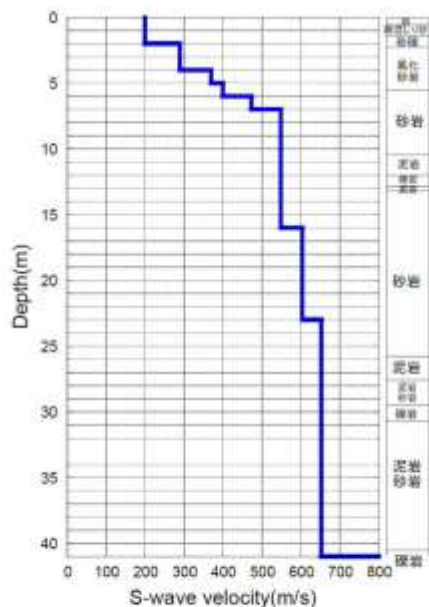
■ 追加の室内試験結果により非線形性を設定。

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

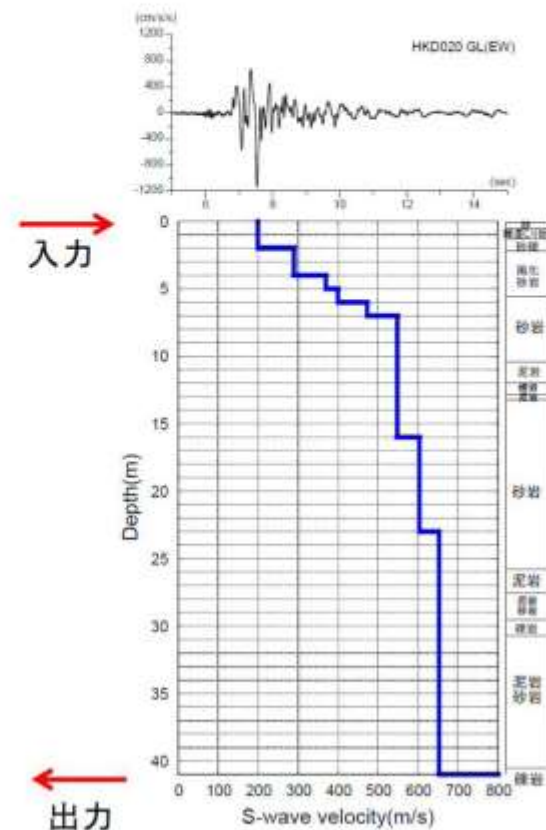
検討①：GL-41mまで非線形性考慮

- GL-6mからGL-41mの地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて、等価線形解析により深さ41mでの基盤地震動を評価。
- 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動を評価。



S波速度 $V_s(\text{m/s})$	密度 ρ (1000kg/m^3)	層厚 $H(\text{m})$	減衰定数 h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5	0.01	砂岩2
604	2.06	7	0.01	砂岩2
653	2.06	18	0.015	泥岩2
938	2.13	17	0.01	-

等価線形解析に用いる地盤モデル



等価線形解析の条件

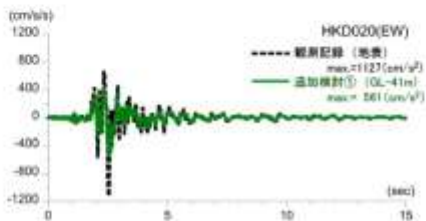
- ✓ 有効ひずみ $\gamma_{\text{eff}} = 0.65 \gamma_{\text{max}}$
- ✓ 収束判定値(前のモデルとの差異): 1%以内
- ✓ 最大繰り返し計算回数: 30回

7. 震源を特定せず策定する地震動

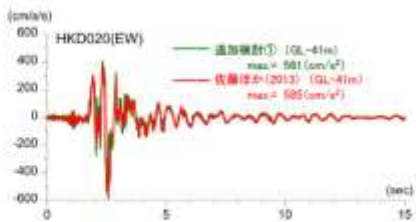
7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討①：GL-41mまで非線形性考慮

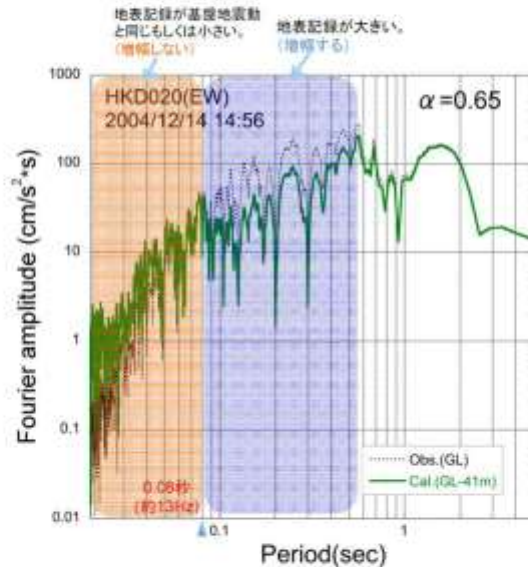
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は 561 cm/s^2 となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585 cm/s^2)と比較すると、やや小さい。
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



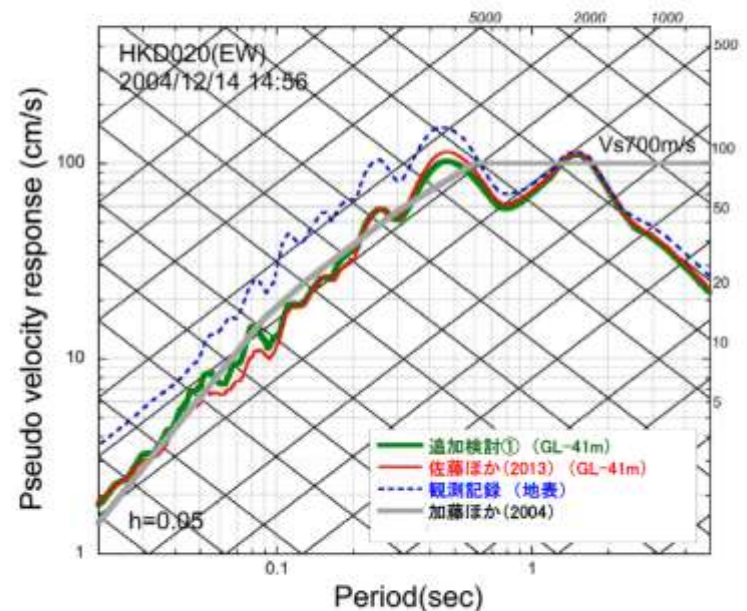
地表観測記録と基盤地震動の比較



非線形性を考慮した検討と佐藤ほか(2013)の比較



基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較



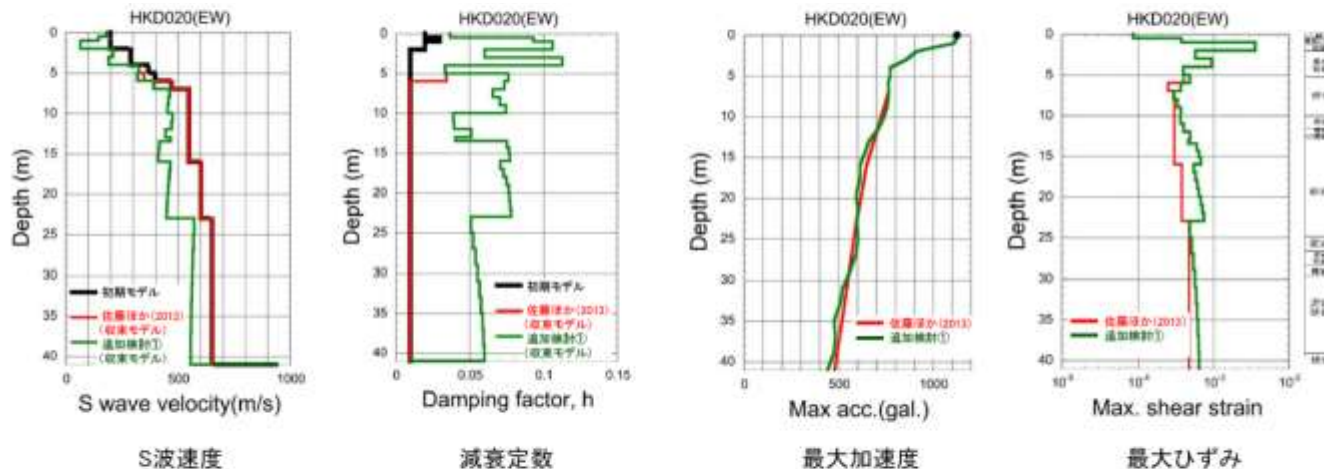
擬似速度応答スペクトルの比較

7. 震源を特定せず策定する地震動

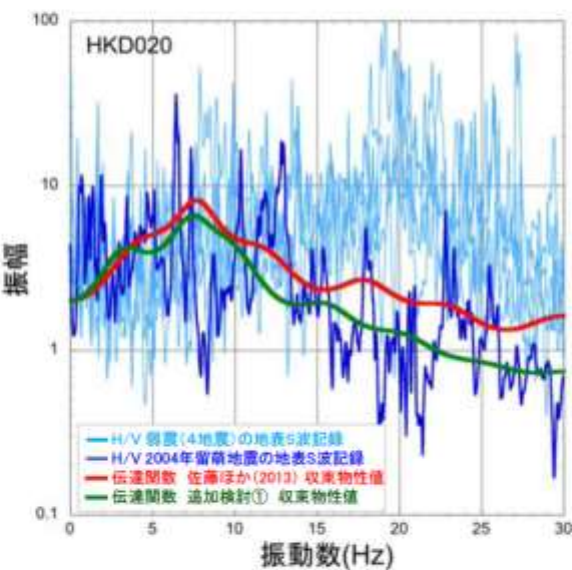
7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討①：GL-41m まで非線形性考慮

- 収束物性値の深さ分布によると、GL-6m以深における減衰定数の収束物性値は、概ね5%程度となっている。



収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、GL-6mよりも深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。

検討①のまとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020 港町の観測記録について、追加の室内試験結果を用い、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動を評価。
- 基盤地震動の最大加速度は 561 cm/s^2 となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585 cm/s^2)と比較してやや小さく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

7. 震源を特定せず策定する地震動

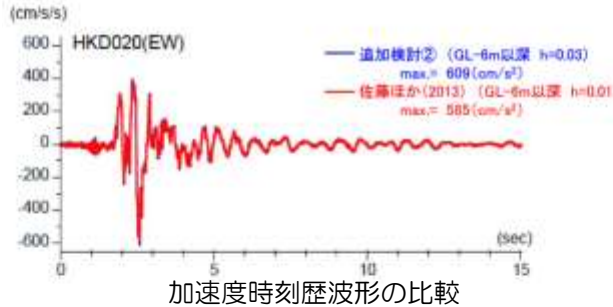
7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討②：減衰定数の不確かさ考慮

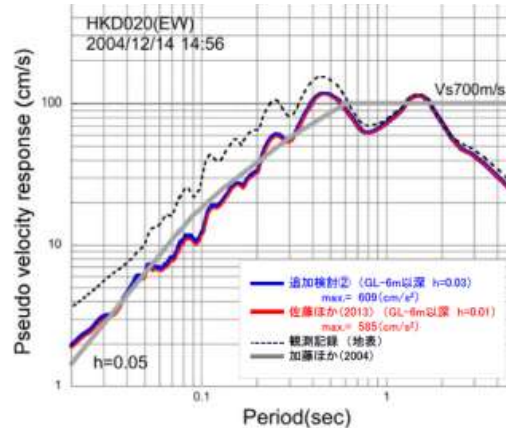
■ 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価。

■ GL-6m以深を減衰定数3%とした基盤地震動の最大加速度は609 cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による評価結果と比較してやや大きい。また、その応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による評価結果とほぼ同程度となっている。

■ 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現していると考えられる。



加速度時刻歴波形の比較

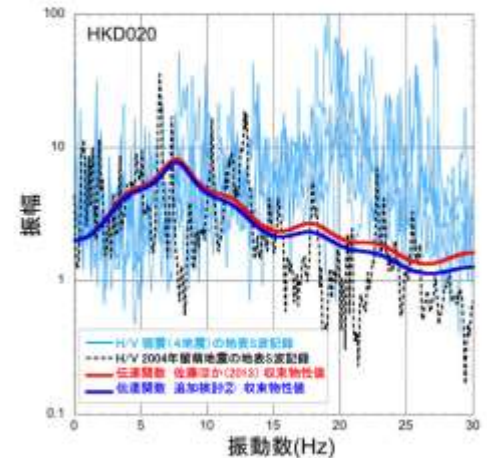


擬似速度応答スペクトルの比較

等価線形解析に用いる地盤モデル

S波速度 $V_s(\text{m/s})$	密度 $\rho(100\text{kg/m}^3)$	層厚 $H(\text{m})$	減衰定数 h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	層1
290	2.0	1	0.01	層2
290	2.0	1	0.01	礫化砂岩1
370	2.0	1	0.01	礫化砂岩2
400	2.0	1	0.01	礫化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03	—
604	2.06	7	0.03	—
653	2.06	18	0.03	—
930	2.13	17	0.03	—

減衰定数
3%として
評価する。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

検討②のまとめ

■ 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020 港町の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は609 cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585 cm/s^2)と比較してやや大きく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

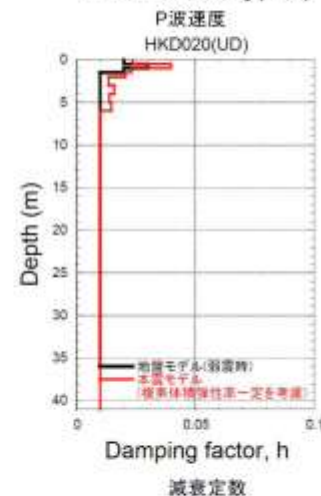
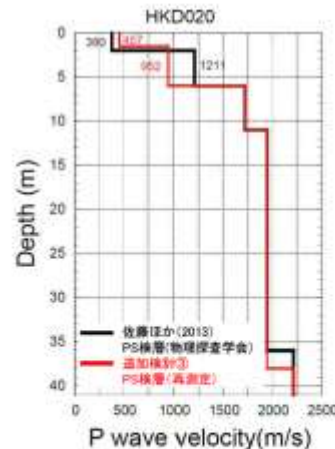
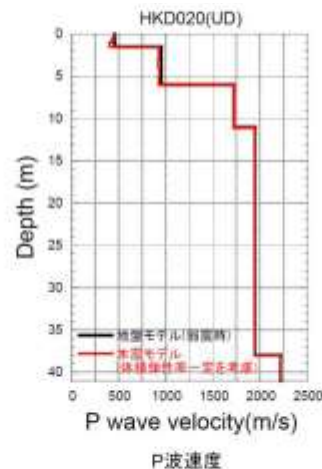
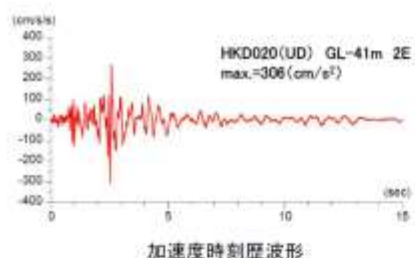
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討③：地盤モデル変更による基盤地震動（鉛直方向）評価

- 佐藤ほか(2013)における鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点での地盤モデルに基づいていたが、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、表層部分のPS検層を再測定している。
 - 再測定結果によるGL-6mまでのP波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルと異なるため、再測定結果を反映した地盤モデルにより、鉛直方向の基盤地震動を再評価。
- ※再測定結果によるS波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。

- PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてGL-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s^2)と比較すると、やや大きい。



検討③のまとめ

- 佐藤ほか(2013)のHKD020 港町のP波速度モデルは、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、表層部分のPS検層を再測定し、再測定結果を反映した地盤モデルを設定。
- 上記地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてGL-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s^2)と比較すると、やや大きい。

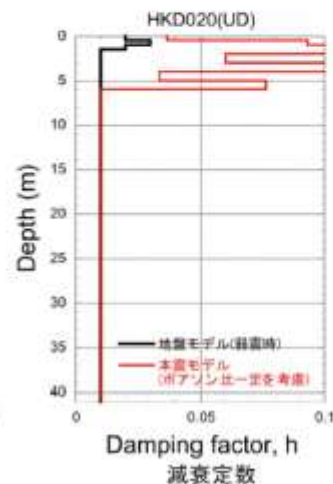
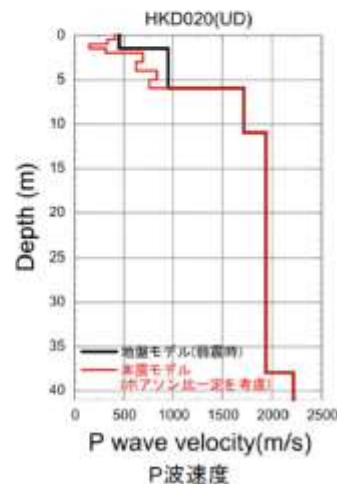
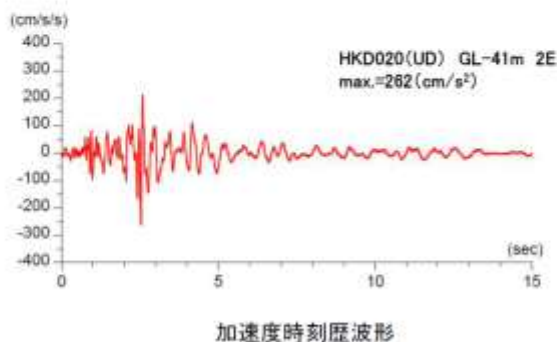
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討④：GL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動（鉛直方向）評価

- 佐藤ほか(2013)及び追加検討③における鉛直方向の基盤地震動は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価。

- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は 262cm/s^2 となり、体積弾性率一定と仮定した結果(306cm/s^2)は保守的な結果となっている。



検討④のまとめ

- 地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価。
- GL-41mの基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 262cm/s^2 となり、体積弾性率一定と仮定した結果(306cm/s^2)は保守的な結果となっている。

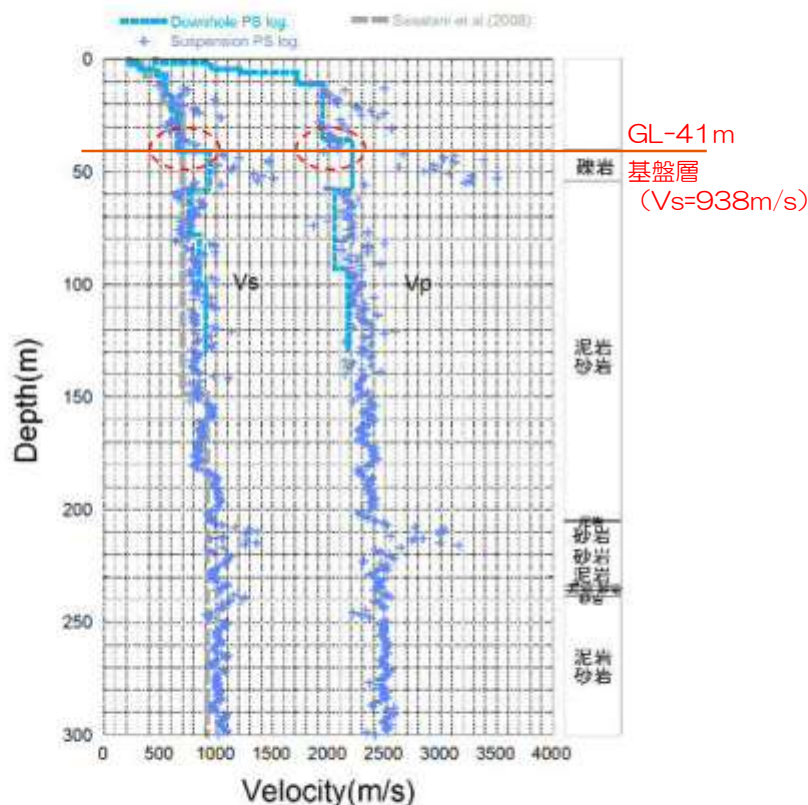
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討⑤：柏崎刈羽原子力発電所の地盤物性の影響を考慮した基盤地震動（水平・鉛直方向）評価

- 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性の影響を評価。
- 佐藤ほか(2013)によるHKDO20港町観測点の基盤地震動は、地表観測記録に基づきGL-41mの $V_s=938\text{m/s}$ の基盤層において評価されている。柏崎刈羽原子力発電所における解放基盤表面のS波速度は荒浜側・大湊側ともに $V_s=700\text{m/s}$ と設定しているため、これらの地盤物性の影響を評価する。

- 一方、地震基盤から解放基盤表面までの増幅特性に関しては、柏崎刈羽原子力発電所の敷地周辺及び敷地内の地下構造の影響により地震波の到来方向により異なることが明らかとなっている。しかし、HKDO20港町観測点のやや深部の増幅特性に関しては十分に明らかとなっていないものと考えられる。
- そこで「震源を特定せず策定する地震動」の候補としては、HKDO20港町観測点の増幅特性が含まれたままの佐藤ほか(2013)による基盤地震動を重視し、これに対する不確かさ等を考慮した検討結果を参照して設定することとする。
- さらには、はざとり解析の不確かさ等を考慮して最大加速度値を示すケースを考慮することにより保守的に設定することとする。
- なお、柏崎刈羽原子力発電所の敷地周辺及び敷地内の地下構造の影響については、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価において適切に反映している。



HKDO20(港町)におけるPS検層結果と既往の研究によるS波速度構造モデル

7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

検討⑤：柏崎刈羽原子力発電所の地盤物性の影響を考慮した基盤地震動（水平・鉛直方向）評価

- 敷地において解放基盤表面までモデル化された1次元地下構造モデルにより地盤物性の影響を評価する。
- 荒浜側の1次元地下構造モデルは、褶曲構造の影響により評価精度が低いと考えられるため、大湊側の1次元地下構造モデルを参照する。なお、荒浜側の1次元地下構造モデルにおいては解放基盤表面のVsは1,100m/sであるため、これによると地盤物性による補正の必要はないものと考えられる。
- 補正にあたり、HKD020港町観測点の基盤層のVs=938m/sに近いVs=960m/s層の上面に、はぎとり解析の不確かさ等を考慮した基盤地震動（水平：609m/s²、鉛直：306m/s²）を入力し、Vs=730m/sの解放基盤表面の応答を評価した。

地下構造モデル

※SGFによる評価に用いた地下構造モデル

荒浜側

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-284					
1	-300	16	2.11	1110	2280	50f
2	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
3	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
4	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
5	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
6	-	-	2.59	3170	5230	-

地震基盤

大湊側

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-134					
1	-149	15	2.03	730	1800	50f
2	-180	31	2.03	890	1900	50f
3	-231	51	2.03	890	1900	50f
4	-266	35	2.03	960	1900	50f
5	-300	34	2.03	1000	2100	50f
6	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
7	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
8	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
9	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
10	-	-	2.59	3170	5230	-

入力位置

地震基盤

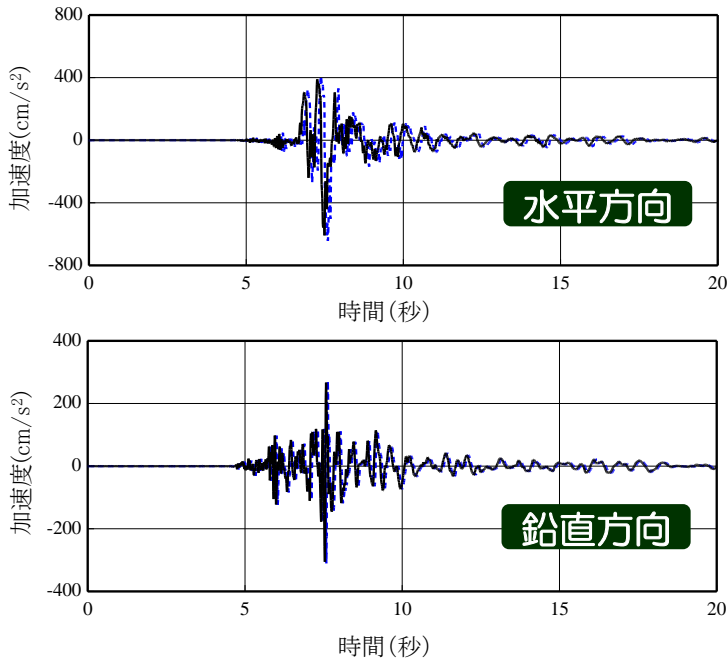
7. 震源を特定せず策定する地震動

7.2 M_w 6.5未満の地震 7.2.1 北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の検討

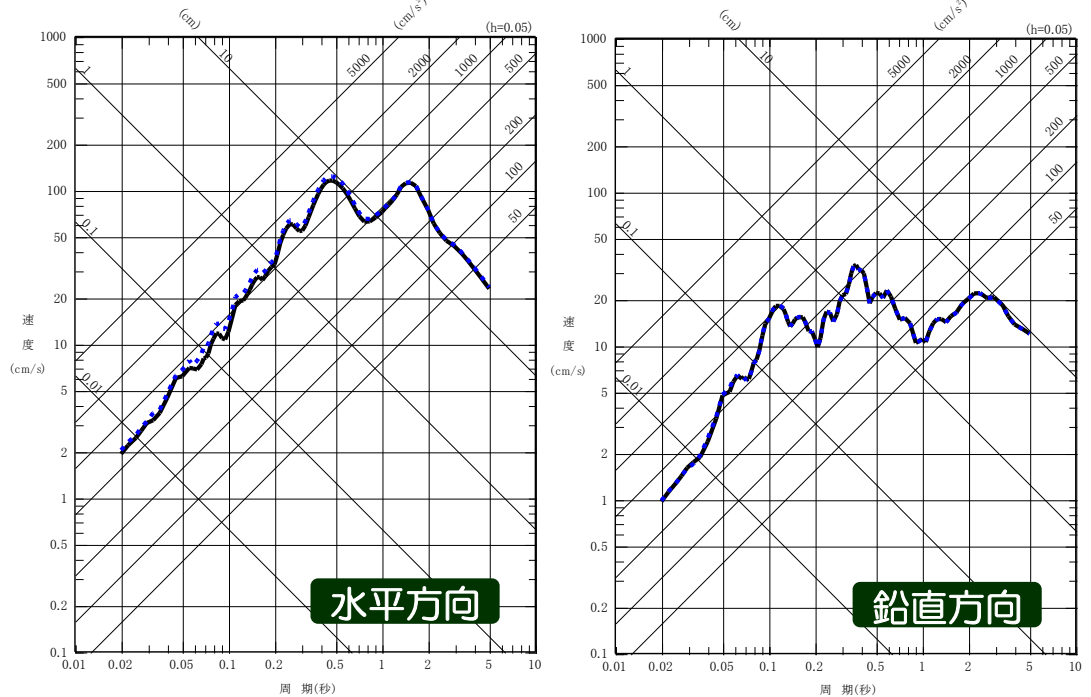
■ 敷地における地盤物性を考慮したところ、解放基盤表面の地震動は、水平方向：643cm/s²、鉛直方向：310cm/s²と評価された。

—— 佐藤ほか(2013)の検証結果の最大ケース
(水平方向:609cm/s²、鉛直方向:306cm/s²)
- - - - 敷地の地盤物性を考慮
(水平方向:643cm/s²、鉛直方向:310cm/s²)

加速度時刻歴波形



擬似速度応答スペクトル



検討⑥のまとめ

- HKD020港町観測点の基盤地震動の推定位置と敷地の解放基盤表面の地盤物性の違いを考慮した基盤地震動を評価。
- 検証①～④の最大ケースを入力とし、敷地の解放基盤表面の応答を評価した結果（水平：643cm/s²、鉛直：310cm/s²）と、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（水平：585cm/s²、鉛直：296cm/s²）と比較して大きくなっている。

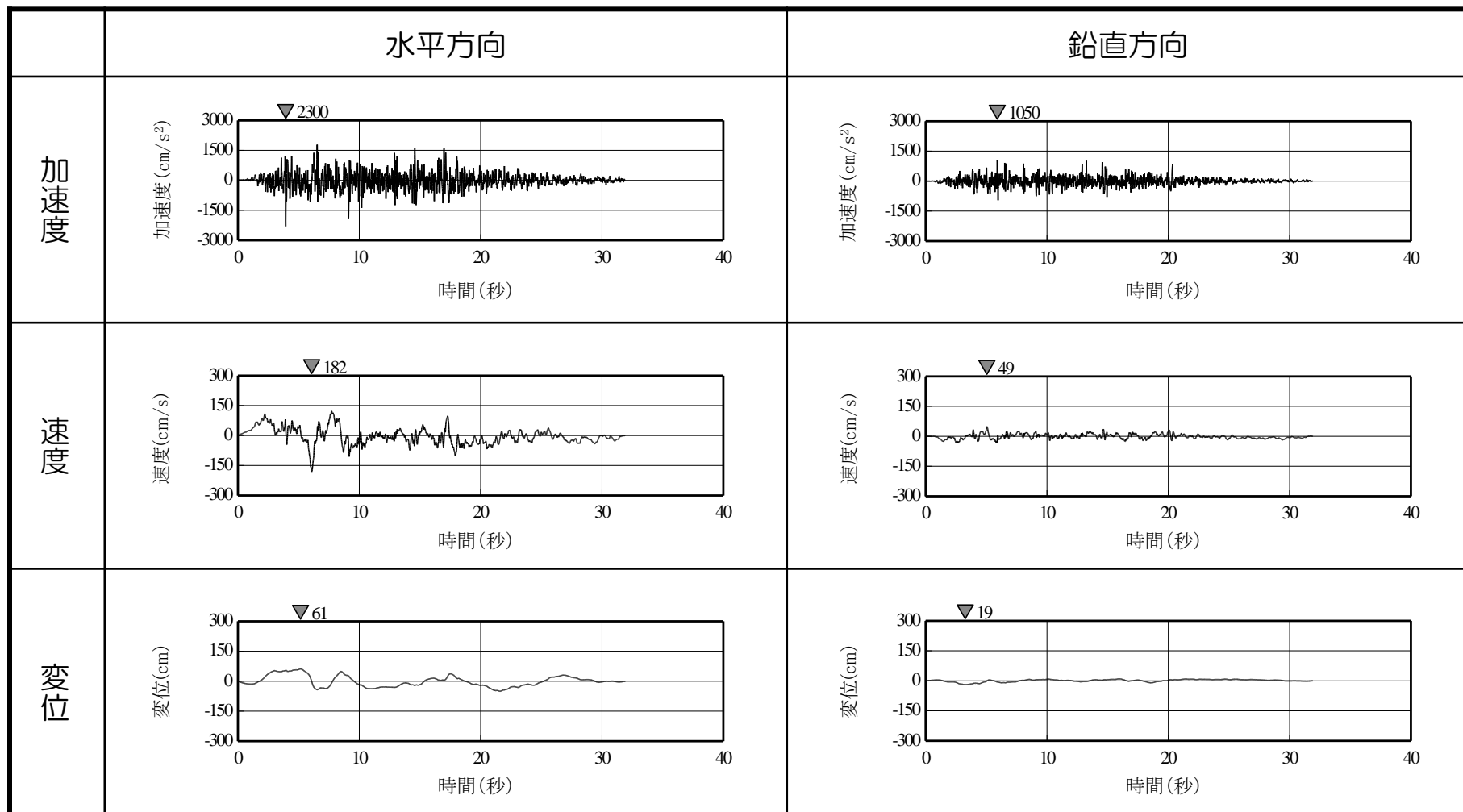
1. 敷地における地震波の増幅特性に関連する補足
2. 検討用地震の選定に関連する補足
3. 中越地震，中越沖地震に関連する補足
4. 不確かさの考え方に関連する補足
5. F-B断層による地震の地震動評価に関連する補足
6. 長岡平野西縁断層帯による地震の地震動評価に関連する補足
7. 震源を特定せず策定する地震動に関連する補足
8. 基準地震動Ssに関連する補足

8. 基準地震動Ssに関連する補足

ここでは、策定した基準地震動Ssについて、加速度・速度・変位のそれぞれの時刻歴波形を確認した結果をまとめる。

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 基準地震動Ss-1 時刻歴波形

荒浜側

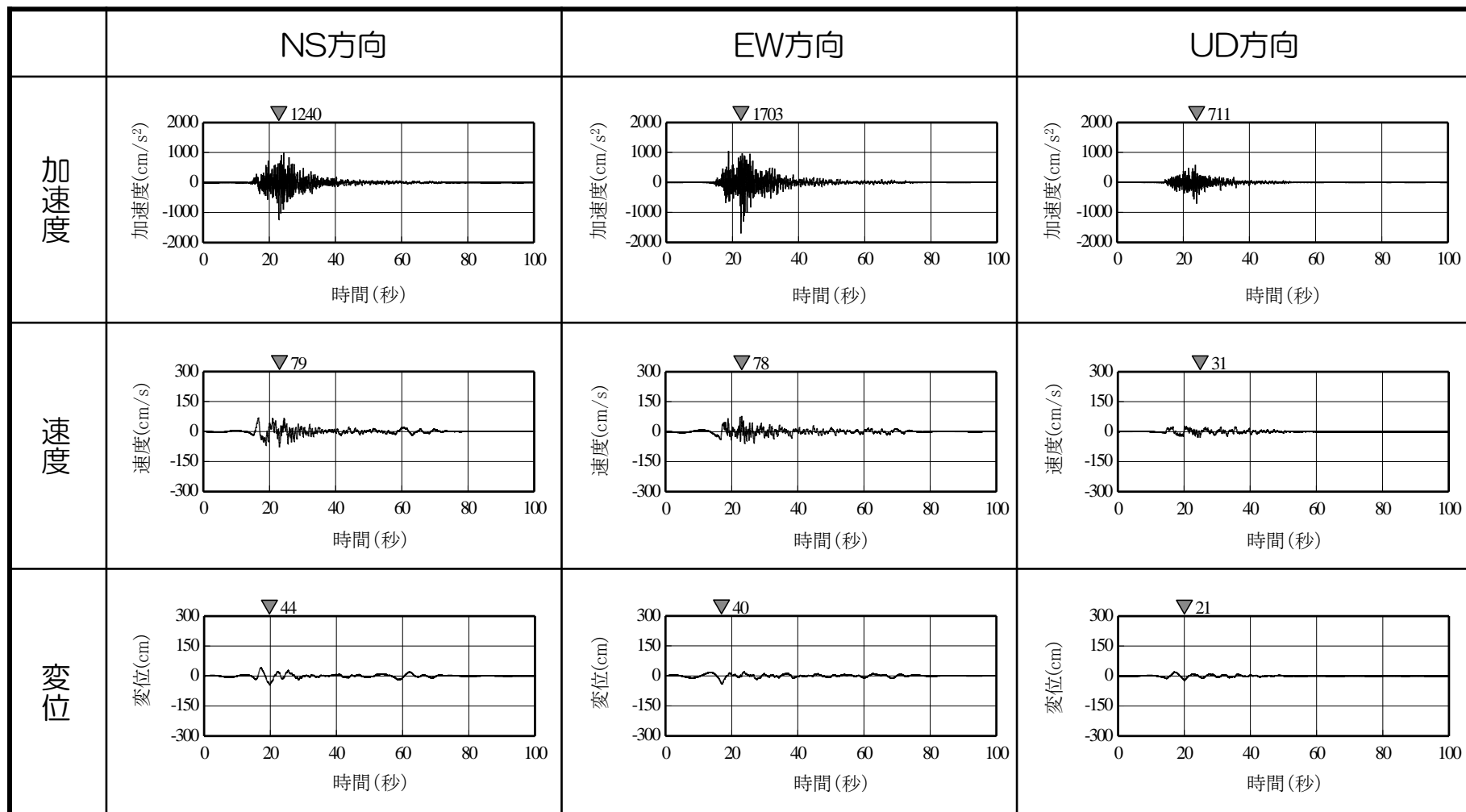


- 速度波形：加速度時刻歴波形で0線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，0線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-2 時刻歴波形

荒浜側

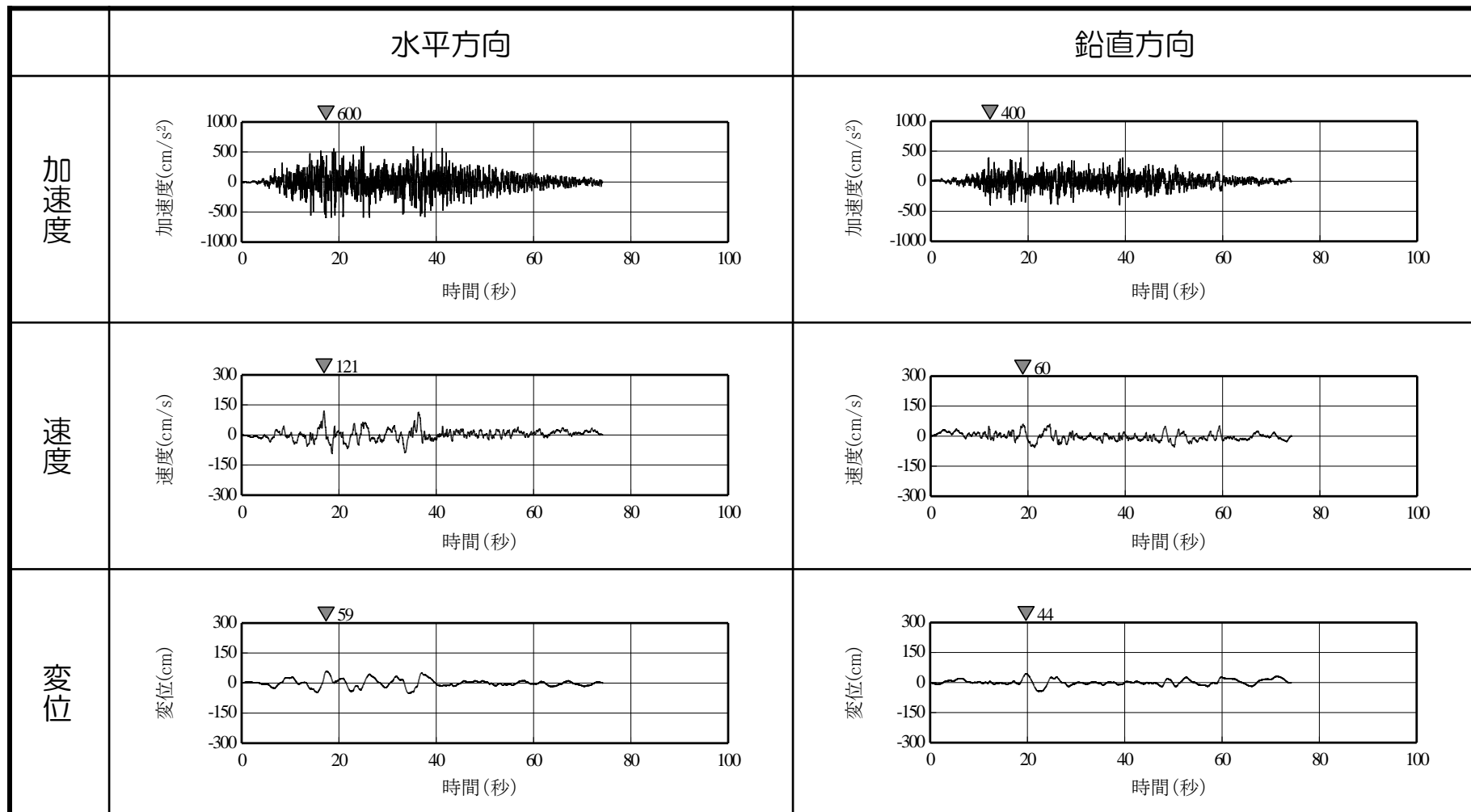


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-3 時刻歴波形

荒浜側

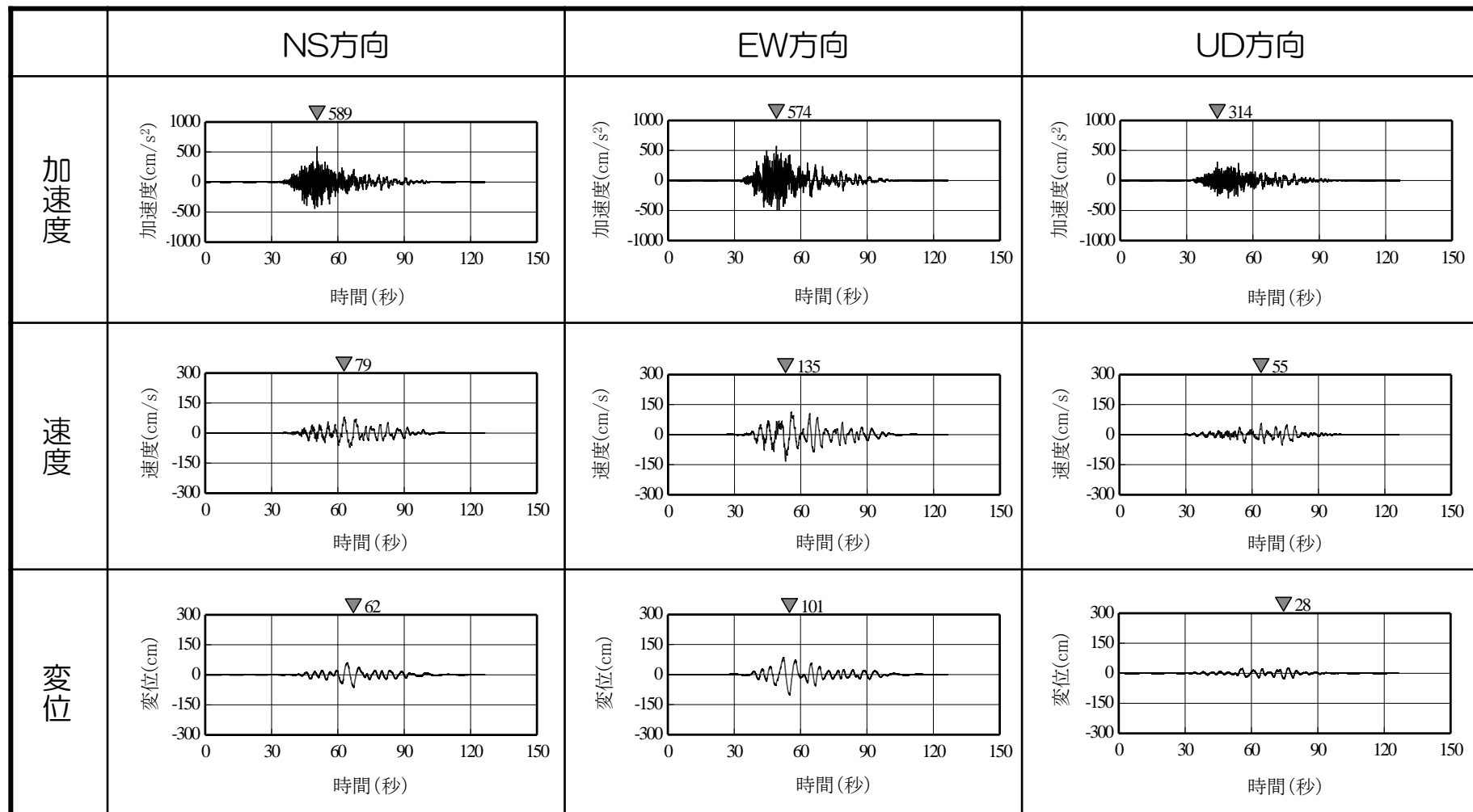


- 速度波形：加速度時刻歴波形で0線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，0線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-4 時刻歴波形

荒浜側

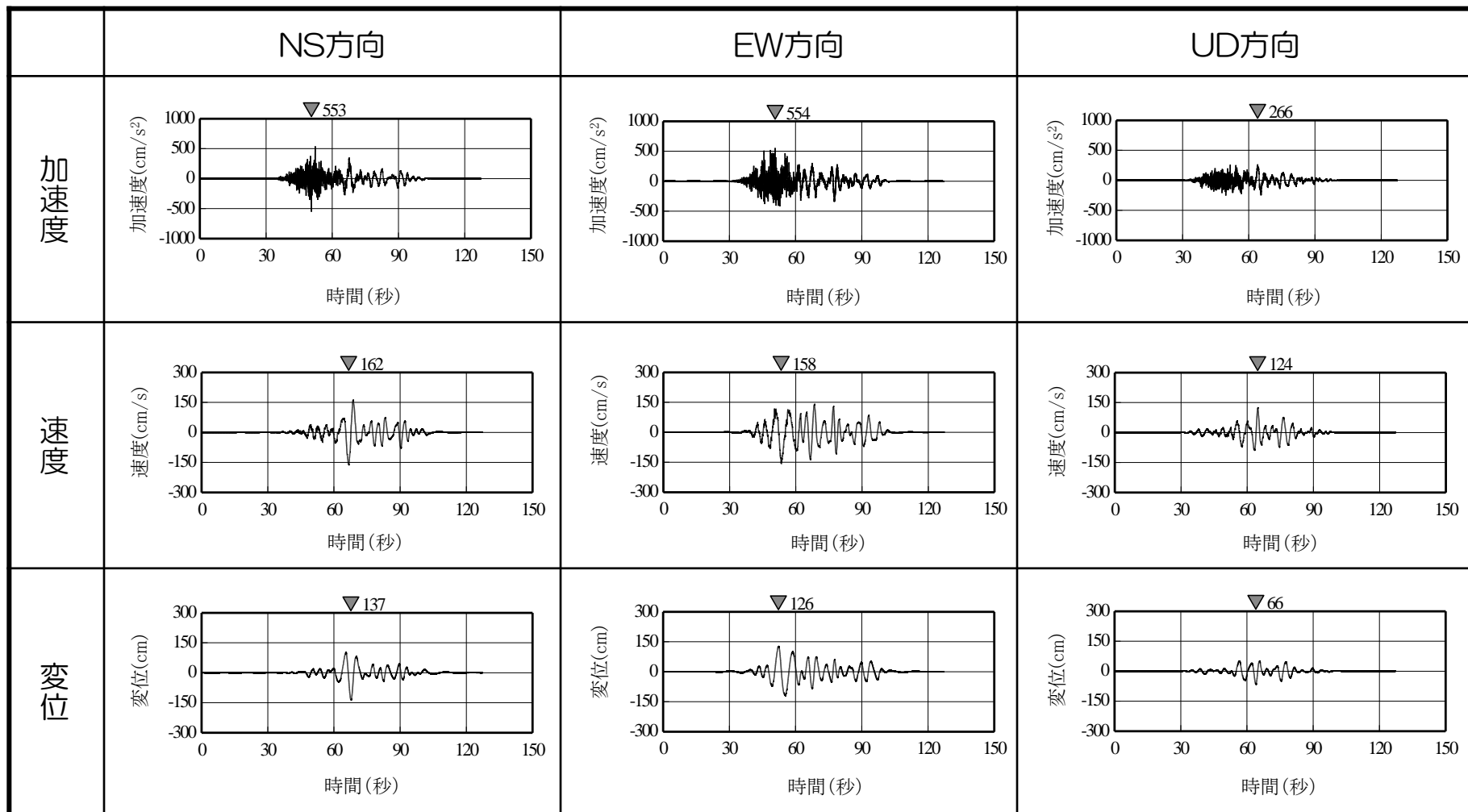


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-5 時刻歴波形

荒浜側

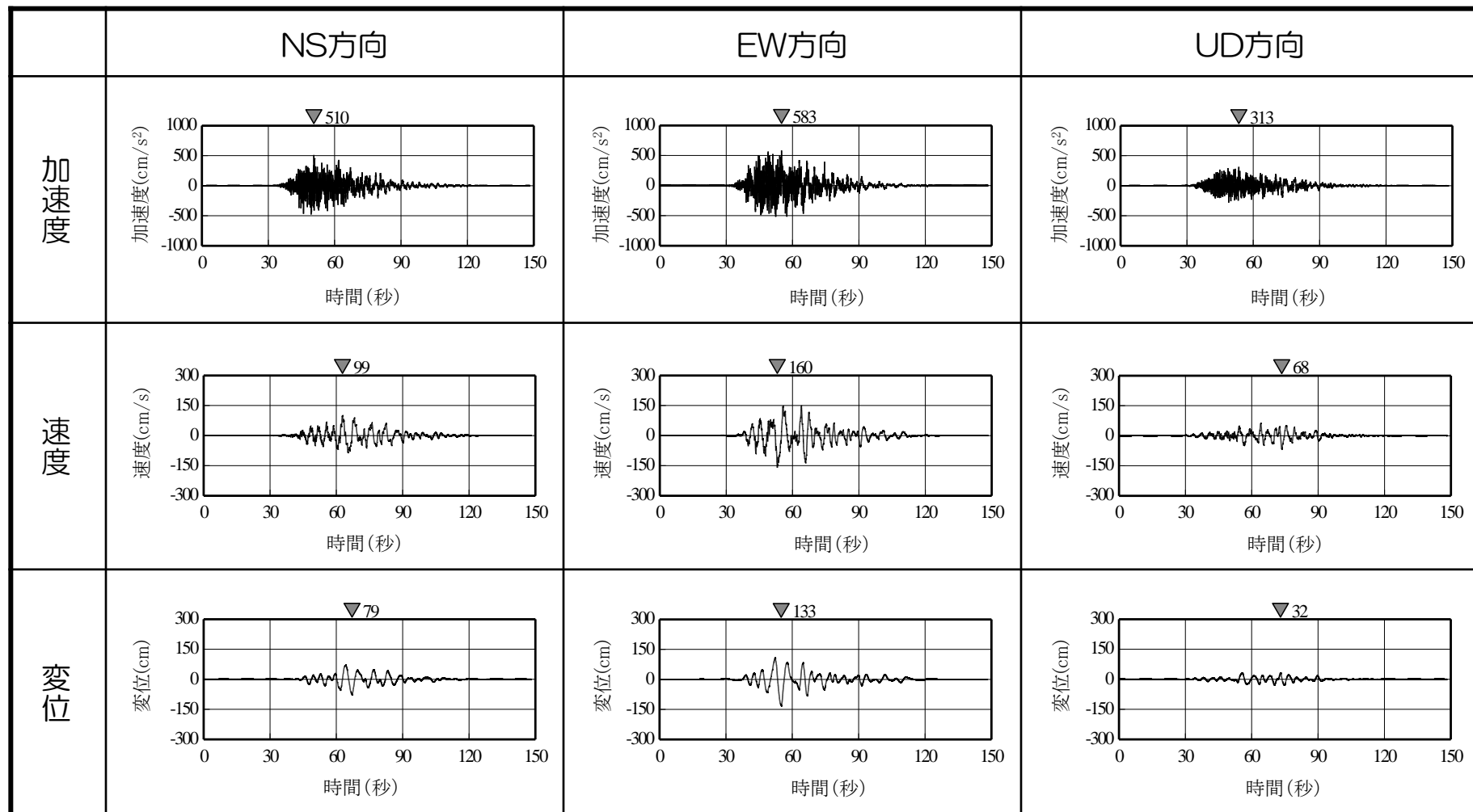


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-6 時刻歴波形

荒浜側

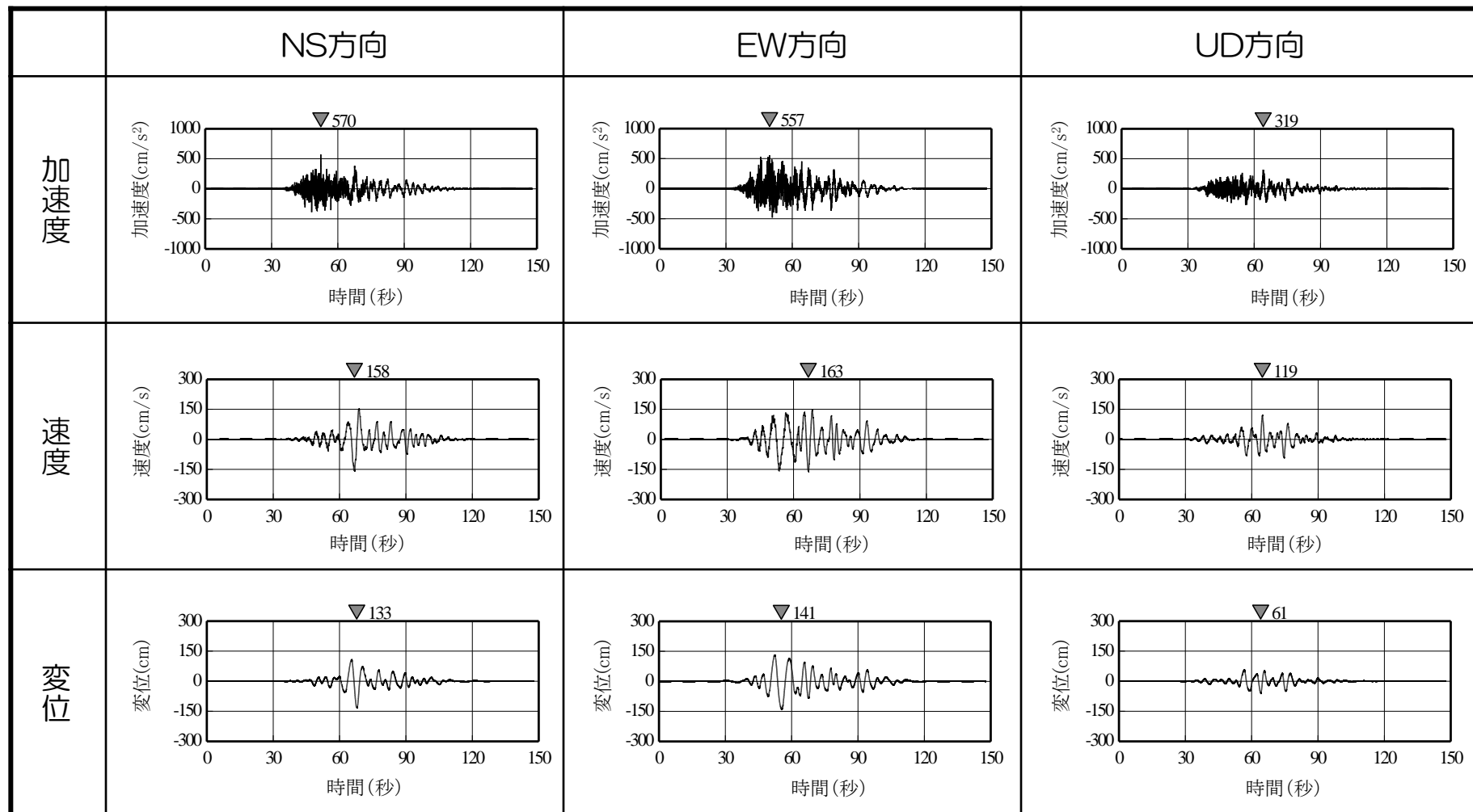


- 速度波形：加加速度時刻歴波形で0線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，0線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-7 時刻歴波形

荒浜側

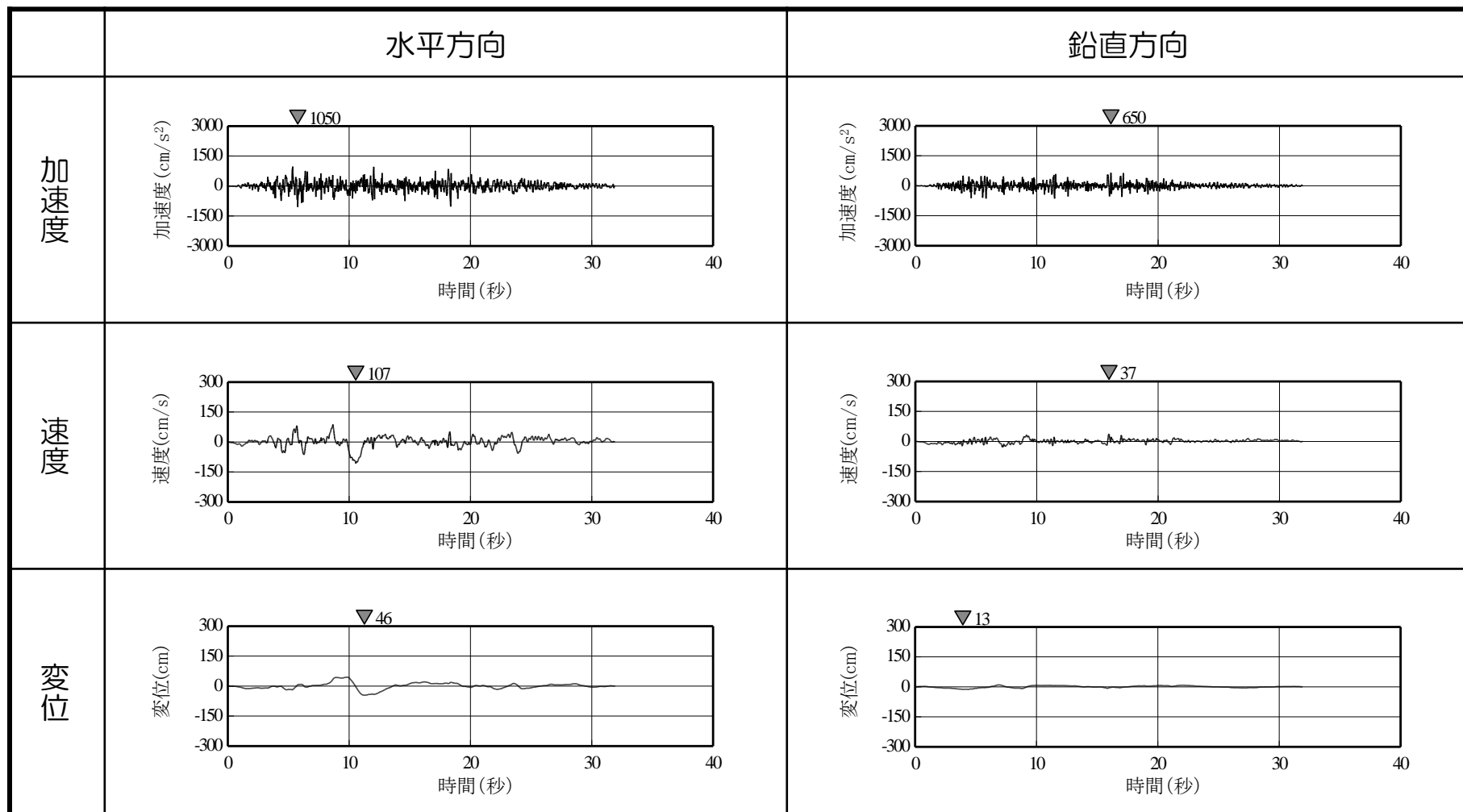


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-1 時刻歴波形

大湊側

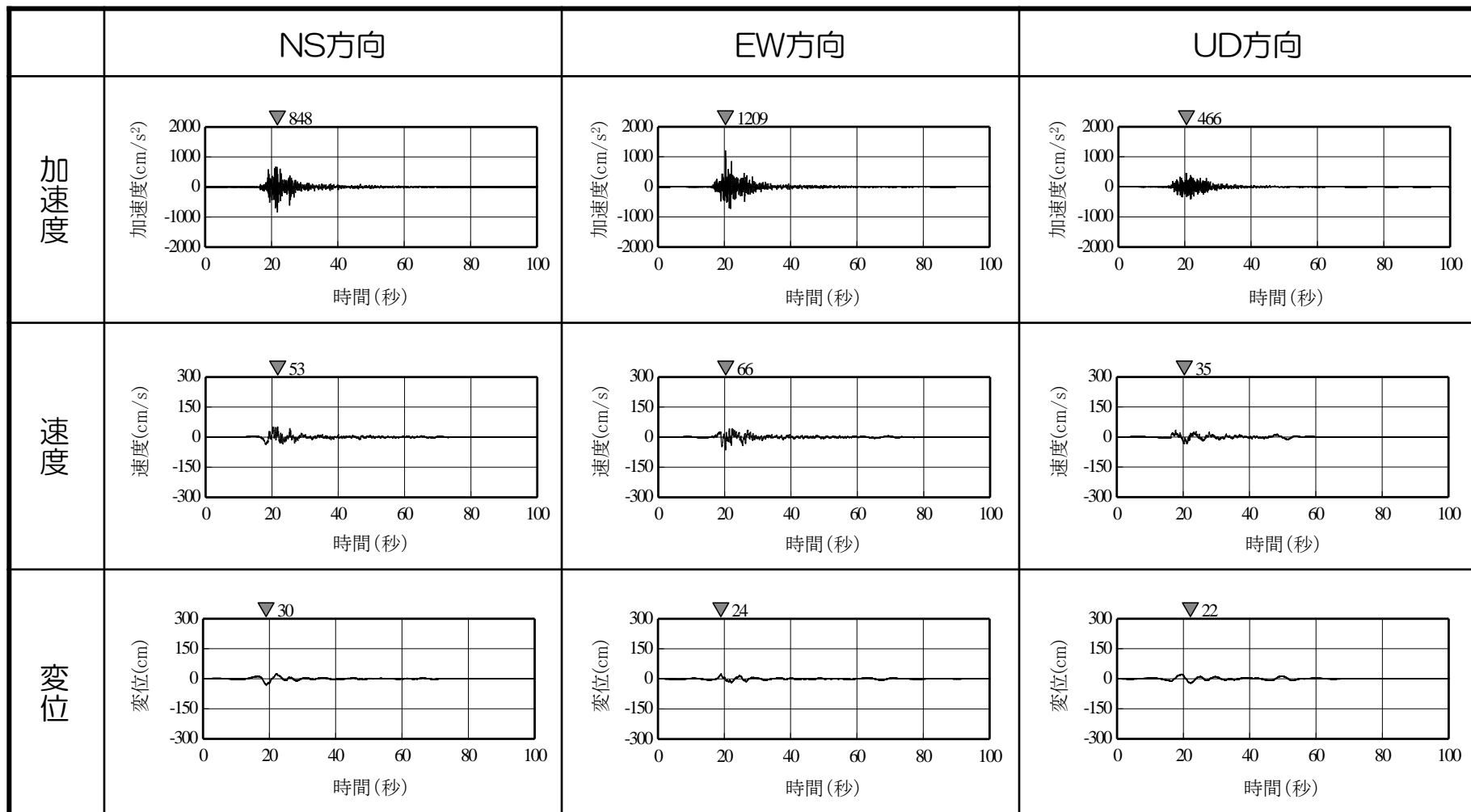


- 速度波形：加速度時刻歴波形で0線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，0線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-2 時刻歴波形

大湊側



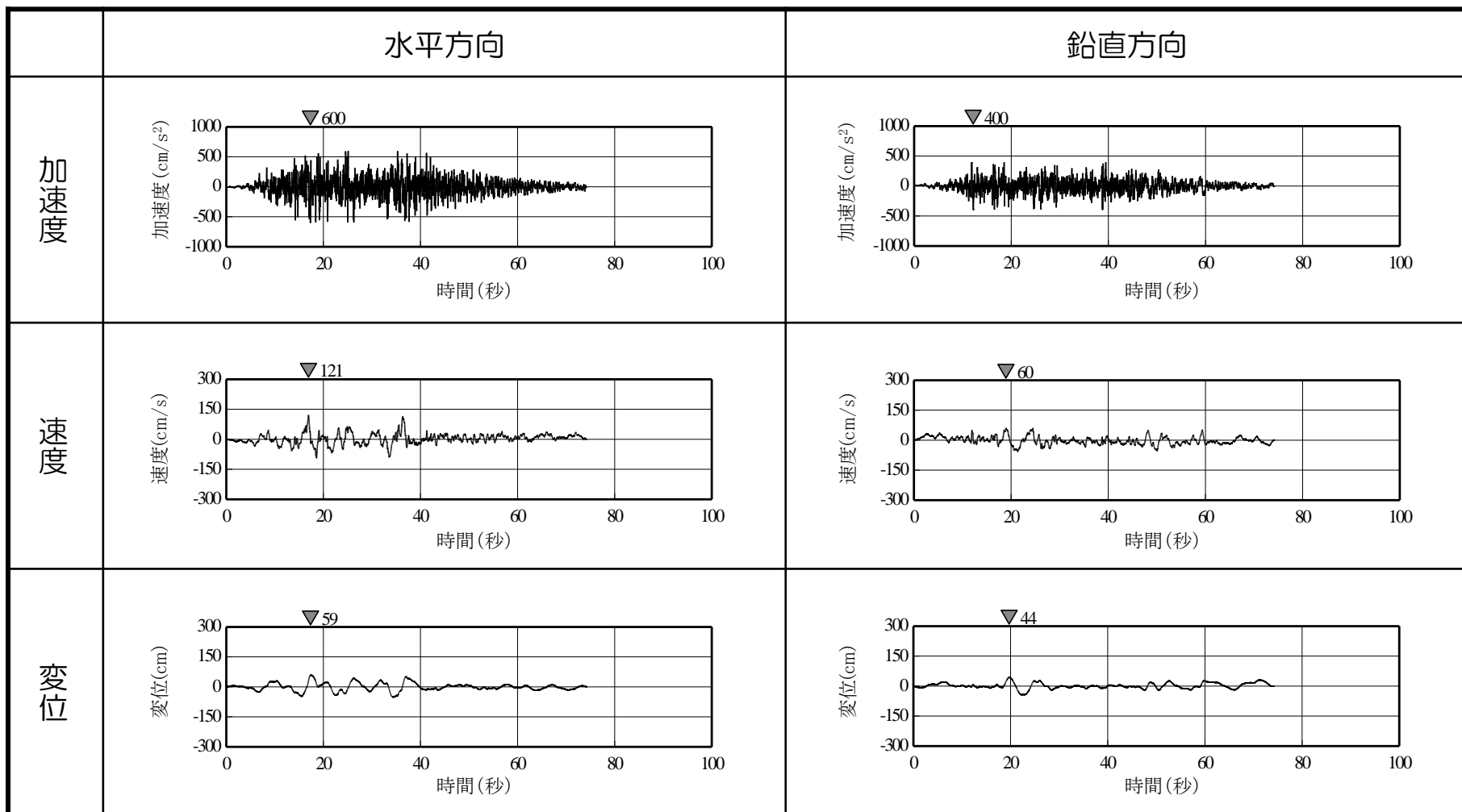
- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-3 時刻歴波形

大湊側

※荒浜側と共通

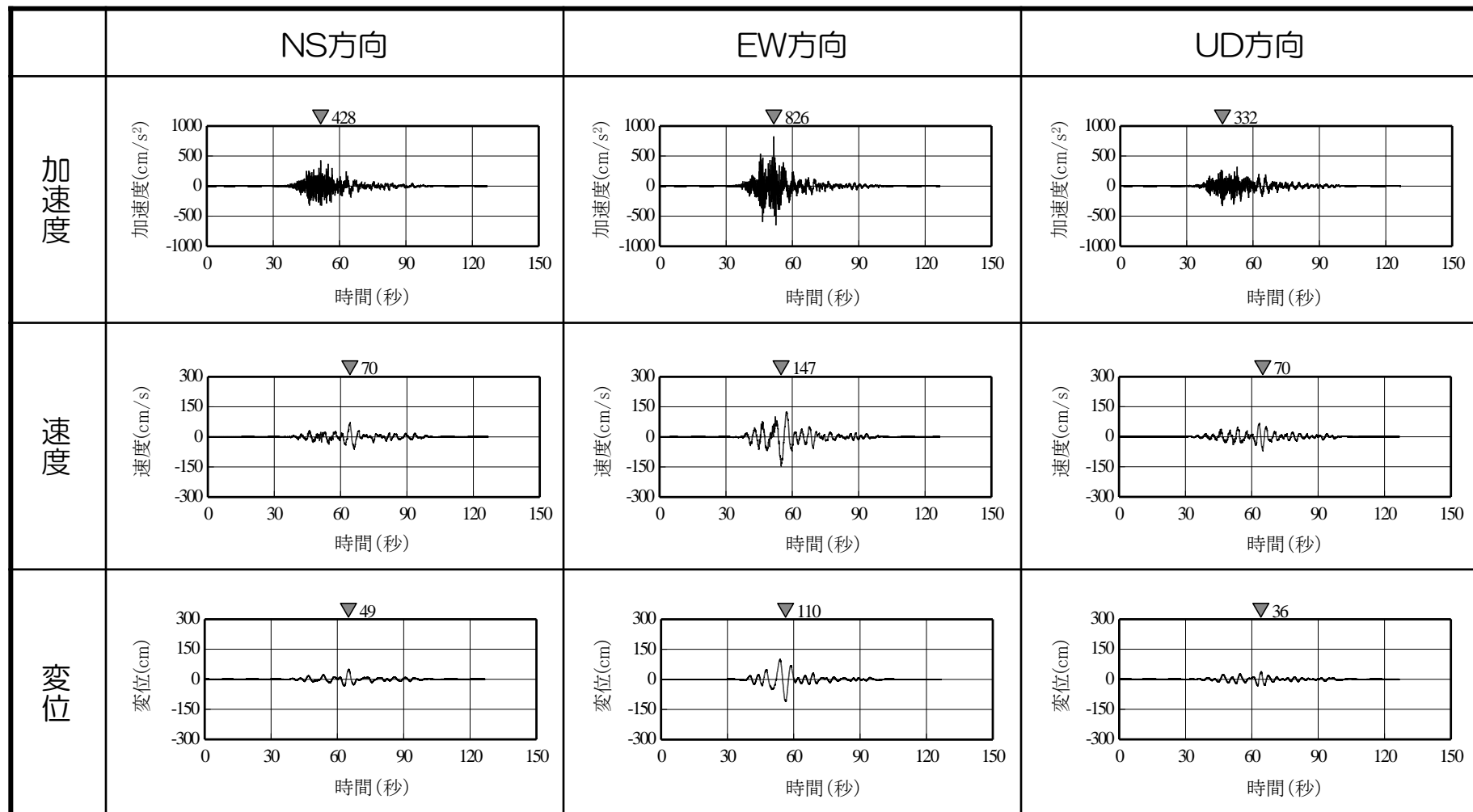


- 速度波形：加速度時刻歴波形で0線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，0線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-4 時刻歴波形

大湊側

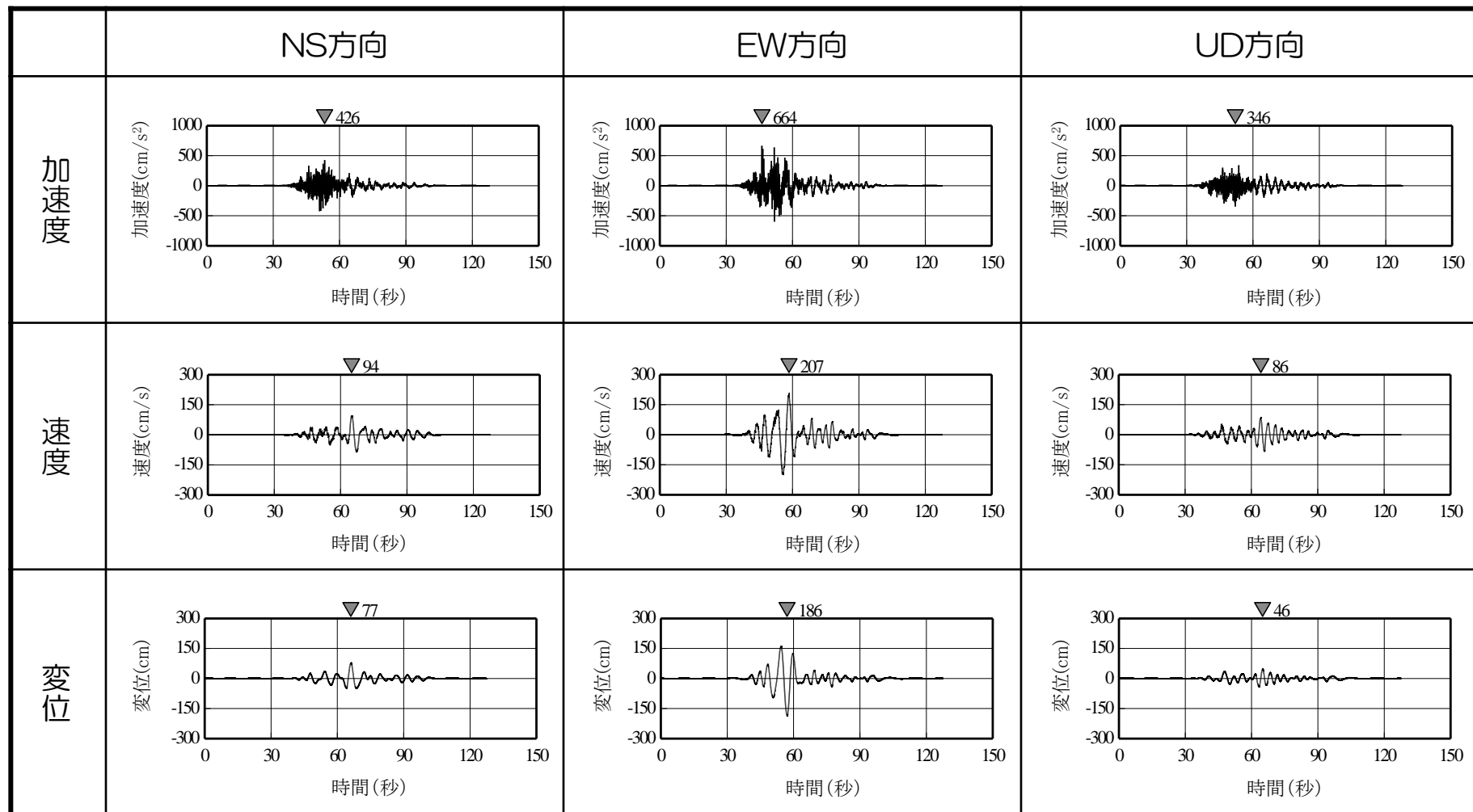


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-5 時刻歴波形

大湊側

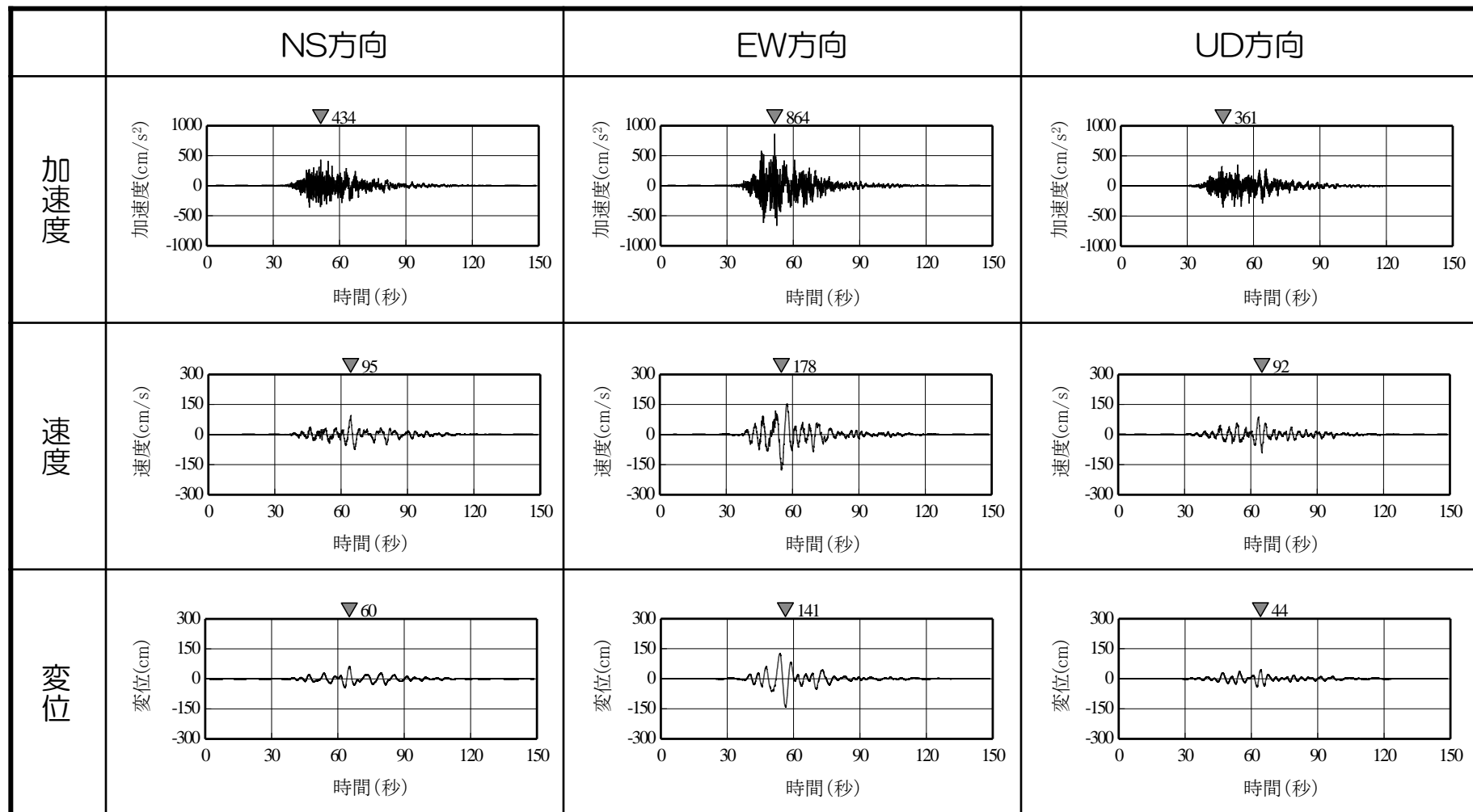


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-6 時刻歴波形

大湊側

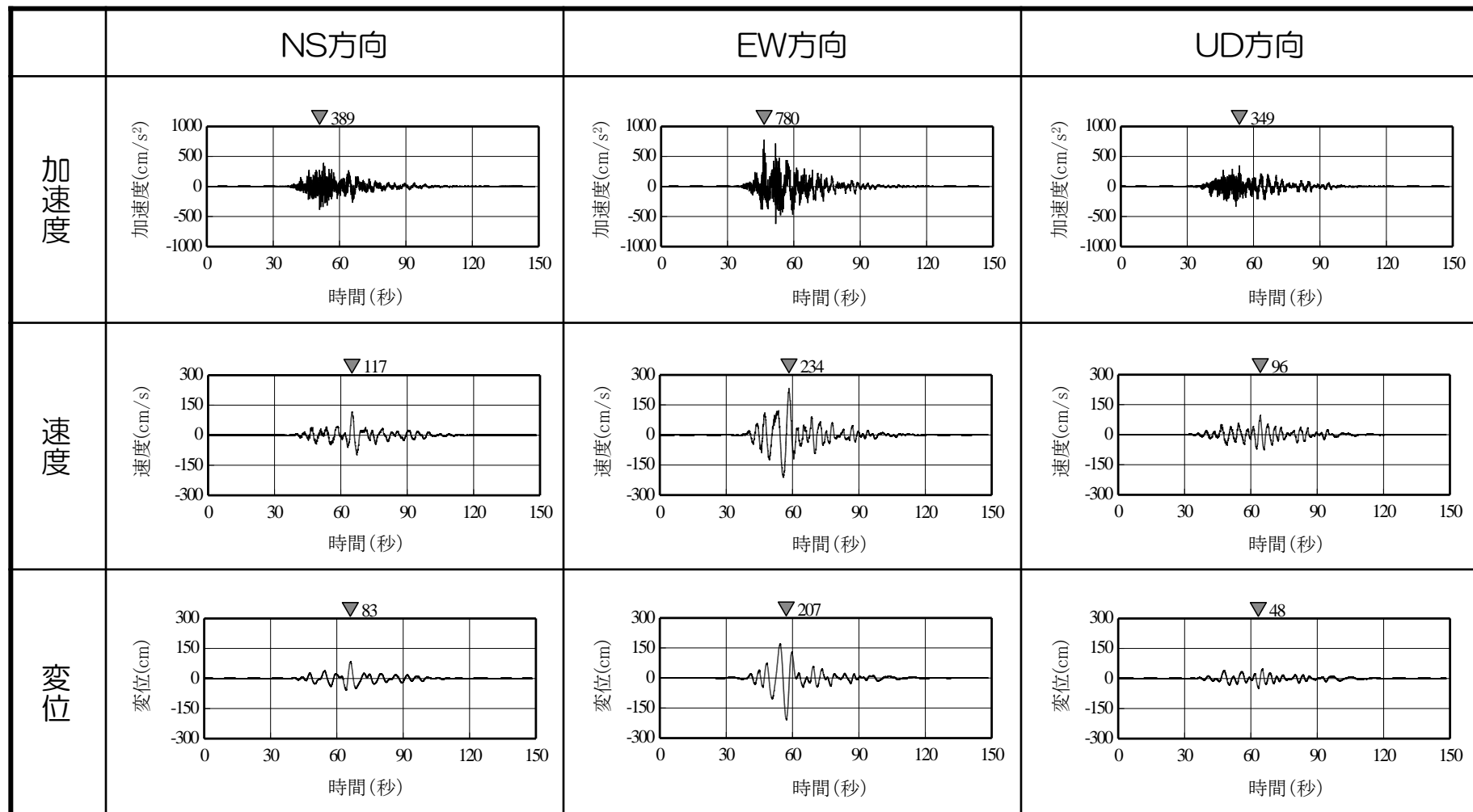


- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

基準地震動Ss-7 時刻歴波形

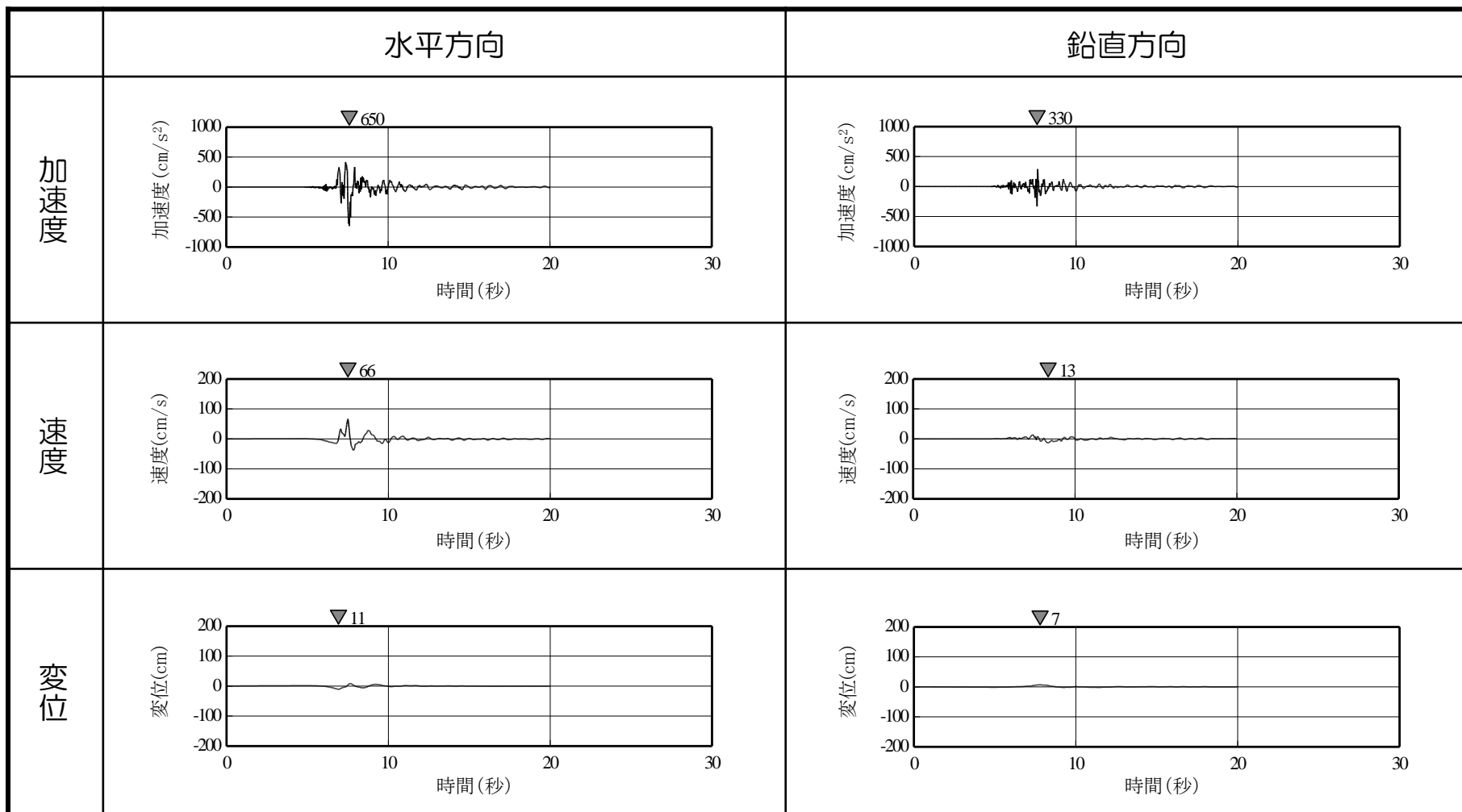
大湊側



- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

震源を特定せず策定する地震動 基準地震動Ss-8 時刻歴波形

大湊側



- 速度波形：加速度時刻歴波形でO線補正後，1回積分
- 変位速度：速度波形に対し0.1Hz以下はローカットフィルター処理後，O線補正を行い，1回積分

参考文献

- Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi (2008) : Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth, Planets and Space*, Vol.60
- Asano K. and T. Iwata (2006) : Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.58
- Asano, K., and T. Iwata (2009) : Source Rupture Process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, Earthquake Inferred from Waveform Inversion with Dense Strong-Motion Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.99
- Asano, K. and T. Iwata (2011): Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 105-116.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73
- Boore D. M. and Boatwright (1984) : Average body wave radiation coefficient, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.74
- Brune (1970) : Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75
- DAN, K., T. WATANABE, and T. TANAKA (1989) : A SEMI-EMPIRICAL METHOD TO SYNTHESIZE EARTHQUAKE GROUND MOTIONS BASED ON APPROXIMATE FAR-FIELD SHEAR-WAVE DISPLACEMENT, *日本建築学会構造系論文報告集*, 第396号
- Faccioli, E. (1986) : A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties, *Geophys. Monograph*, 37, Maurice Ewing, AGU, 6
- Gardner, G. H. F., L. W. Gardner, and A. R. Gregory (1974) : Formation Velocity and Density –The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps, *Geophysics*, Vol.39
- Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66
- Hikima, K., and K. Koketsu (2005) : Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan : A series of events in a complex fault system, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL.32
- Honda, R., and S. Aoi (2009) : Array Back-Projection Imaging of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake Striking the World's Largest Nuclear Power Plant, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.99
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara (2005) : Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth, Planets and Space*, Vol.57
- Kamae, K., and H. Kawabe (2008) : SOURCE MODELING AND STRONG GROUND MOTION SIMULATION OF THE 2007 NIIGATAKEN CHUETSU-OKI EARTHQUAKE (Mj=6.8) IN JAPAN, The 14th World Conference on Earthquake Engineering
- Kamae, K., T. Ikeda, and S. Miwa (2005) : Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (MJMA=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth, Planets and Space*, Vol.57
- Kobayashi, K., T. Uetake, M. Mashimo and H. Kobayashi (2000) : Estimation of deep underground velocity structures by inversion of spectral ratio of horizontal to vertical component in P-wave part of earthquake ground motion, The 12th World Conference on Earthquake Engineering
- Kobayashi R., S. Miyazaki, and K. Koketsu (2006) : Source processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake and its largest aftershock inferred from strong motion and 1-Hz GPS data, *Earth, Planets and Space*, Vol.58
- Miyake, H., K. Koketsu, K. Hikima, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2010) : Source Fault of the 2007 Chuetsu-oki, Japan, Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.100
- Nakamura, T., Y. Ishihara, Y. Yamanaka, and Y. Kaneda (2009) : Source process for complex fault system of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol.61
- Ohzono, M., Y. Yabe, T. Imura, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, and T. Demachi (2012) : Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GPS network in northern Japan, *Earth Planets Space*, 64
- Okada, T., N. Umino, and A. Hasegawa (2010) : Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan –seismogenesis related with magma and crustal fluid, *Earth Planets Space*, 62

参考文献

- Sakai S., N. Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki, and T. Kanazawa (2005) : Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks, Earth, Planets and Space, Vol.57
- Sekiguchi H., S. Aoi, R. Honda, N. Morikawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara (2006) : Rupture process of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, Earth, Planets and Space, Vol.58
- Shibutani, T., H. Katao, and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005) : High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, Earth Planets Space, 57
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi (2010) : Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
- Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano, and M. Sasada (2004) : Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I) Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, Earth Planets Space, 56
- Tsuda, K., T. Hayakawa, T. Uetake, K. Hikima, R. Tokumitsu, H. Nagumo and Y. Shiba (2011) : Modeling 3D Velocity Structure in the Fault Region of the 2007 Niigataken Chuetsu-Oki Earthquake with Folding Structure, 4th IASPEI / IAEE International Symposium Effects of Surface Geology on Seismic Motion
- Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, and T. Iinuma (2014) : Changes in the stress field after the 2008 M7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in northeastern Japan, Journal of Geophysical Research 10.1002/2014JB011291
- 青井真, 本多亮, 森川信之, 関口春子, 功刀卓, 藤原広行 (2005) : 2004年新潟県中越地震(10月23日17時56分)の地震動と震源過程, 地震予知連絡会 会報 第73巻
- 青柳 恭平, 阿部信太郎, 宮腰勝義, 井上大栄, 津村紀子(2004) : 2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係ー内陸地震のアスペリティ予測に向けてー, 電力中央研究所報告, NO4009, 28p.
- 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎(2002) : 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 第 561号
- 入倉孝次郎, 香川敬生, 宮腰研, 倉橋奨(2008) : 2007年新潟県中越沖地震の強震動ーなぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか?ー2008年03月19日再修正版, http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_080319.pdf
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動評価, 地学雑誌, 110
- 岩田知孝, 関口春子(2002) : 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集
- 岩田知孝, 森勇人, 川瀬博(2005) : スペクトルインバージョンによる強震観測点サイトの非線形性の抽出, 平成16年(2004年)新潟県中越地震に関する緊急調査研究報告書
- 宇佐美龍夫(2003) : 最新版 日本被害地震総覧 [416] -2001, 東京大学出版会
- 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 今村雅之, 松浦律子(2013) : 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会
- 梅田尚子, 小林喜久二(2010) : 地震記録の逆解析による地下構造推定手法の適用性検討, 第13回地震工学シンポジウム論文集
- 岡田篤正(2002) : 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22, 17-32.
- 岡村行信(2010) : 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係, 地質学雑誌, 第116巻, 第11号
- 垣見俊弘, 松田時彦, 相田勇, 衣笠善博(2003) : 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震 第2輯 第55巻
- 垣見俊弘(2010) : 活断層の成熟度について, 活断層研究, 32, 73-77.
- 片尾浩, 吉井弘治(2002) : 緊急観測によって得られた鳥取県西部地震直後の余震分布, 地震 第2輯 第54巻
- 勝又護, 徳永規一(1971) : 震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
- 川瀬博(1998) : 断層近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊ー1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶー, 第10回日本地震工学シンポジウム
- 川辺秀憲, 釜江克宏(2010) : 2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8) の震源のモデル化および3 次元地震動シミュレーション, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集

参考文献

- ・神原浩, 松島信一, 早川崇, 福喜多輝(2006): 2004年新潟県中越地震の余震観測記録に基づく本震時の震源域の強震動推定, 清水建設研究報告 第83号
- ・岸清, 宮脇理一郎(1996): 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世~更新世の褶曲形成史, 地学雑誌, vol.105
- ・気象庁: 地震年報2011年版, 地震・火山月報ほか
- ・気象庁, 消防庁(2009): 震度に関する検討会報告書
- ・狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一(1990): 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 日本自然災害学会, 自然災害科学 9(3), 1-17
- ・原子力安全委員会(2009): 原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合 平成21年9月18日 資料第1号, <https://www.nsr.go.jp/archive/nsc/senmon/shidai/kaisekigijutu/kaisekigijutu22/siryu1.pdf>
- ・原子力規制庁(2013): 平成25年4月2日発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる規制基準に関する検討チーム会議資料, 震基11-2-2 震源を予め特定しにくい地震について <https://www.nsr.go.jp/data/000050730.pdf>
- ・原子力規制委員会(2013): 敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド
- ・原子力規制庁(2015): 平成26年度 事後評価調査票 (D05) 福島第一事故を踏まえた震源近傍の地震動評価の高度化
- ・構造計画研究所(2010): 内陸地殻内地震における短周期レベルの地域的な整理・分析業務, 原子力安全委員会平成21年度業務委託報告書
- ・小林喜久二, 植竹富一, 土方勝一郎(2005): 地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による地下構造推定法の標準化に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造Ⅱ
- ・小林巖雄, 立石雅昭, 吉村尚久, 上田哲郎, 加藤碩一(1995): 柏崎地域の地質, 地質調査所, 平成7年12月
- ・坂井公俊, 野津厚(2011): 2004年新潟県中越地震の特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動シミュレーション, 日本地震学会論文集, 第11巻
- ・佐口浩一郎, 鈴木結理, 正木和明, 倉橋奨, 入倉孝次郎(2010): 深層および浅層の3次元構造を考慮した柏崎刈羽原子力発電所における2007年新潟県中越沖地震の強震動シミュレーション, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集
- ・笹谷努, 前田宜浩, 高井伸雄, 重藤迪子, 堀田淳, 関克郎, 野本真吾(2008): Mj6.1 内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-ET(HKDO20)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回, 学術講演会講演論文集, pp.25-27.
- ・佐藤智美(2000): 観測記録に基づく地震波放射特性の周波数依存性の分析とモデル化に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ
- ・佐藤智美(2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第651号
- ・佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461
- ・佐藤智美, 土方勝一郎, 植竹富一, 徳光亮一, 壇一男(2007): 広帯域震源インバージョンによる2004年新潟県中越地震の大加速度に関する研究 (その2) 中・短周期震源インバージョン, 日本建築学会大会学術講演梗概集
- ・佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行(2013): 物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点(HKDO20)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告, 研究報告:N13007
- ・佐藤浩章, 東貞成, 植竹富一, 徳光亮一(2010): 微動・地震観測に基づく深部地盤のモデル化—柏崎刈羽原子力発電所を対象とした微動アレイ観測の適用性, 電力中央研究所報告, 研究報告N09013
- ・地震調査研究推進本部(2004): 長岡平野西縁断層帯の長期評価について, 地震調査委員会資料
- ・地震調査研究推進本部(2008): 2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証
- ・地震調査研究推進本部(2008): 平成19年(2007年)新潟県中越沖地震の評価, 地震調査委員会資料
- ・地震調査研究推進本部(2009): 「全国地震動予測地図」報告書
- ・地震調査研究推進本部(2010): 「全国地震動予測地図 2010年版」報告書
- ・地震調査研究推進本部(2010): 「活断層の長期評価手法(暫定版)」報告書
- ・芝良昭(2006): 2004年新潟県中越地震の震源過程の解明—広帯域震源インバージョンの適用—, 電力中央研究所報告, 研究報告:N05023
- ・芝良昭(2008): 2007年新潟県中越沖地震の震源過程の解明と広帯域強震動評価, 電力中央研究所報告, 研究報告:N08007
- ・鈴木康弘, 渡辺満久, 中田高, 小岩直人, 杉戸信彦, 熊原康博, 廣内大助, 澤祥, 中村優太, 丸島直史, 島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義—関市蔵美町付近の調査速報—, 活断層研究, 29, 25-34.
- ・染井一寛, 浅野公之, 岩田知孝(2010): ひずみ集中帯内外で発生した地殻内地震系列間の震源特性の比較, 第13回日本地震工学シンポジウム
- ・第72回原子力発電所の新規規制基準適合性に関する審査会合 資料1-1 柏崎刈羽原子力発電所 敷地近傍及び敷地の地質・地質構造(概要), <http://www.nsr.go.jp/data/000035152.pdf>

参考文献

- 第218回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料1 柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉 敷地周辺陸域の地質・地質構造
<http://www.nsr.go.jp/data/000103418.pdf>
- 第248回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-3柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉 敷地周辺海域の地質・地質構造について
<http://www.nsr.go.jp/data/000114306.pdf>
- 第279回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料1柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉 基準地震動の策定についてコメント回答
<http://www.nsr.go.jp/data/000124919.pdf>
- 武村雅之(1990)：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係，地震 第2輯 第43巻
- 田力正好，池田康隆，野原壮(2009)：河成段丘の高度分布から推定された，岩手・宮城内陸地震の震源断層，地震 第2輯 第62巻
- 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透(2001)：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第545号
- 鶴来雅人，田居優，入倉孝次郎，古和田明(1997)：経験的サイト増幅特性評価方法に関する検討，地震 第2輯 第50巻
- 天然ガス鉱業会，大陸棚石油開発協会(1992)：日本の石油・天然ガス資源（改訂版）
- 東京大学地震研究所(2008)：平成20年1月11日第177回地震調査委員会資料「平成19年（2007年）新潟県中越沖地震の評価」
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/index.htm
- 遠田晋次，丸山正，吉見雅行，金田平太郎，粟田泰夫，吉岡敏和，安藤亮輔(2010)：2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—，地震 第2輯 第62巻
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2005)：地震に係る確率論的安全評価手法の整備=深部地盤速度構造同定に基づく地震動特性評価に関する検討—に関する報告書，JNES/SAE05-048，平成17年12月
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2008)：2007年新潟県中越沖地震により柏崎刈羽原子力発電所で発生した地震動の分析，合同W9-2-1，総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会耐震・構造設計小委員会地震・津波，地質・地盤合同ワーキンググループ 第9回，2008年5月22日
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2008)：2007年新潟県中越沖地震により柏崎刈羽原子力発電所で発生した地震動の分析-5/22合同WG報告内容・質問事項の補足説明—，合同W10-1，総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会耐震・構造設計小委員会地震・津波，地質・地盤合同ワーキンググループ 第10回，2008年6月6日
- 独立行政法人 防災科学技術研究所：強震観測網(K-NET, KiK-net)，<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/>
- 独立行政法人 防災科学技術研究所：広帯域地震観測網(F-net)，<http://www.fnet.bosai.go.jp/>
- 独立行政法人 産業技術総合研究所(2005)：火山 噴火と恵み 産総研の火山研究の最前線
- 独立行政法人 産業技術総合研究所(2012)：活断層データベース 2012年2月28日版，産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095，産業技術総合研究所，https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 独立行政法人 産業技術総合研究所/地質調査総合センター：地質図Navi，<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>
- 南雲秀樹，植竹富一(2012)：2011年3月12日長野県北部の地震(M_j6.7)の短周期レベルの推定，日本地震学会講演予稿集，2012年度秋季大会
- 新田祐平，松島信一，川瀬 博(2010)：2007年新潟県中越沖地震の震源域における強震動シミュレーション，第13回日本地震工学シンポジウム
- 新田祐平，松島信一，川瀬 博(2011)：柏崎刈羽原子力発電所における微細な褶曲構造を考慮した2007年新潟県中越沖地震の本震観測波形の再現，日本建築学会大会学術講演梗概集(関東) 2011年8月
- 200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000)：「200万分の1日本列島活断層図」—過去数十万年間の断層活動の特徴—，活断層研究 19
- 早川崇，津田健一，植竹富一，引間和人，徳光亮一，南雲秀樹(2011)：2007年新潟県中越沖地震震源域の3次元速度構造モデルの検討—柏崎刈羽原子力発電所直下の褶曲モデルの取り込み—，日本地球惑星科学連合大会，SSSO23-P14
- 引間和人，瀬藤一起(2008)：波形記録と測地データを用いた2007年新潟県中越沖地震の震源過程解析，日本地球惑星科学連合大会予稿集
- 引間和人，瀬藤一起，宮崎真一(2008)：強震波形と測地データから推定した2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程，日本地震学会秋季大会 発表資料
- 引間和人，瀬藤一起(2013)：2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～，日本地震学会講演予稿集 2013年度秋季大会
- 伏島祐一郎，吉岡敏和，水野清秀，穴倉正展，井村隆介，小松原 琢，佐々木俊法(2001)：2000年鳥取県西部地震の地震断層調査，活断層・古地震研究報告，No. 1，p. 1-26
- アリババ デイック A，吉田武義，工藤健，野中翔太(2012)：重力異常分布図からの伏在カルデラリム抽出法，GIS-理論と応用 Theory and Applications of GIS, 2012, Vol.20, No.2

参考文献

- 堀川晴央(2005)：再決定震源と強震記録による2004年中越地震の断層モデル，地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集
- 本多亮，平松良浩，河野芳輝(2000)：鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴，地震 第2輯 第55巻
- 松島信一，川瀬博(2000)：1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション，建築学会構造系論文集，第534号
- 松島信一，川瀬博(2006)：1995年兵庫県南部地震の震源近傍強震動および震災帯の再評価，日本建築学会大会学術講演梗概集（関東），B-2，構造Ⅱ
- 松田時彦(1992)：活断層の活動予測，地学雑誌，101
- 松村郁栄(1969)：震度分布と地震のマグニチュードとの関係，岐阜大学教育学部研究報告，自然科学，第4巻
- 文部科学省 研究開発局，独立行政法人 防災科学技術研究所(2009～2013)：科学技術振興費 ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 成果報告書
- 野津厚(2005)：2004年新潟県中越地震の震源モデル－経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン－，地震 第2輯 第58巻
- 野津厚(2010)：非破壊伝播方向におけるやや短周期パルスへの特性化震源モデルの適用に関する研究－2007年新潟県中越沖地震を例に－，土木学会論文集A1（構造・地震工学），Vol.66
- 野津厚，長尾毅(2005)：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料，No.1112
- 山本容維，竹中博士(2009)：経験的グリーン関数法を用いた2007年新潟県中越沖地震の震源のモデル化，地震 第2輯 第62巻
- 吉田邦一，宮腰研，倉橋奨，入倉孝次郎(2014)：震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル，日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会
- 吉田望，篠原秀明，澤田純男，中村晋：設計用地震動の設定における工学的基盤の意義，土木学会地震工学論文集，第28巻
- 渡辺哲史，諸井孝文，徳光亮一，西村功，土方勝一郎(2011)：褶曲構造を考慮した解析によるアスペリティ位置と地震動増幅特性の関連性の検討－柏崎刈羽原子力発電所における新潟県中越沖地震の観測記録に基づく評価－，日本建築学会構造系論文集，第76巻 第659号