

大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1-CA174-R00
提出年月日	2022年9月5日

## 大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち内陸地殻内地震について

(コメント回答 その2)

2022年9月

電源開発株式会社

# 大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち

内陸地殻内地震について

(コメント回答 その2)

2022年9月5日

電源開発株式会社

○「第615回審査会合」及び「第646回審査会合」での資料の誤りに関わる対応を踏まえ、本資料にて過去の審査会合資料を引用する際の注記を下記のとおりとする。

・右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合


・左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

○「大間原子力発電所 設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りの原因と再発防止対策について（第983回審査会合 資料2-1）」にて説明した誤りに該当する記載がある場合、該当ページの左下に、該当する誤りの項目①～⑤を注記する。

# 指摘事項

・本資料では、内陸地殻内地震の評価に係る下表の指摘事項について回答する。

 本資料でご説明

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所	関連した修正箇所
S4-14	F-14断層による地震	第1035回会合 (2022.3.18)	F-14断層による地震の震源モデルにおいて、基本ケースを①-1及び①-2としているが、不確かさケースのベースとしているのは①-2なので、最終的にどちらを基本ケースとするのか考え方を整理すること。また、アスペリティ位置の設定において、基本ケースに含まれる地震動評価上の不確かさについて、先行地点の審査実績を踏まえ、考え方が分かるように整理し、説明すること。	3.2節 P.21, P.22, P.28, P.29	【基本ケースの再整理に関連した修正箇所】 3.2節 P.31～P.33 3.3節 P.41 3.4節 P.44～P.47, P.57, P.60  【断層位置の不確かさケースの再設定に関連した修正箇所】 3.2節 P.23, P.24, P.31～P.34 3.4節 P.48～P.50, P.57, P.60 (補足2) P.121～P.123
S4-15	F-14断層による地震	第1035回会合 (2022.3.18)	F-14断層による地震の断層傾斜角の不確かさを75°としている理由について、資料に記載すること。	3.2節 P.31	—
S4-16	奥尻三連動による地震	第1035回会合 (2022.3.18)	奥尻3連動の地震の断層上端に3点設定した破壊開始点について、比較対象として破壊開始点をずらした検討を行い、破壊開始点の位置と地震動評価の関係について分析すること。	4.2節 P.85 (補足7) P.137～P.147	【関連して修正した地震動評価】 (補足7) P.148, P.158～P.163
			また、アスペリティ中央下端に3点設定した破壊開始点について、断層下端のそれ以外に破壊開始点を設定したケースについても検討すること。	4.2節 P.83, P.85～P.88	【関連して修正した地震動評価】 4.2節 P.89, P.90, P.92 4.4節 P.104～P.116 (補足7) P.148～P.157 (補足8) P.166
S4-17	奥尻三連動による地震	第1035回会合 (2022.3.18)	奥尻3連動の地震の経験的グリーン関数法による地震動評価に用いる要素地震について、北部セグメントの要素地震を観測記録が存在しない中央セグメント及び南部セグメントにも展開してよいとする理由を説明すること。	4.3節 P.101	—
S4-18	奥尻三連動による地震	第1035回会合 (2022.3.18)	奥尻3連動の地震の経験的グリーン関数法及び統計的グリーン関数法による地震動評価の比較に関し、長大な断層であることを踏まえ、長周期側の影響を考慮できるハイブリッド合成法による地震動評価を行うこと。	4.3節 P.98 (補足9) P.169～P.173	—

## 第1035回審査会合からの主な変更点(1/2)

### F-14断層による地震に係る主な変更点

#### 【基本ケースの再整理について】 コメントNo.S4-14

##### ○第1035回審査会合(2022年3月18日)

基本ケースは、アスペリティ位置が異なる2つのケースを各々基本ケースとして設定した。アスペリティ位置は、基本ケース①-1は断層中央均等に、基本ケース①-2は、断層西端を基準として敷地寄りに配置した。

##### ○今回説明

基本ケースは、アスペリティ位置が偶然的な不確かさに分類されることから、アスペリティ位置の不確かさをあらかじめ考慮されるべきものとして再整理し、上記の基本ケース①-2のみを基本ケースとして改めて設定する。

#### 【断層位置の不確かさケースの再設定】 コメントNo.S4-14

##### ○第1035回審査会合(2022年3月18日)

断層位置の不確かさケースは、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、断層面が敷地に近づくように断層面の西端と基本ケース①-1のアスペリティの西端が一致する位置に設定した。

##### ○今回説明

断層位置の不確かさケースは、基本ケースの見直しに伴い、上記の設定方法では、敷地に及ぼす影響が最大とはならないため、断層位置の設定方法を見直し、再設定する。今回は、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、断層面の全体が敷地に最も近づくように等価震源距離が最短となる位置に設定する。

## 第1035回審査会合からの主な変更点(2/2)

### 奥尻3連動による地震※に係る主な変更点

※：奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震

#### 【破壊開始点の設定】 コメントNo.S4-16

##### ○第1035回審査会合(2022年3月18日)

破壊開始点は、強震動予測レシピに基づきアスペリティ下端中央に設定した。さらに、工学的な観点から破壊開始点を破壊の進行が敷地に向かう断層上端に設定し、かつ2つのアスペリティからの地震波が敷地にほぼ同時到達する破壊開始点を設定した。

##### ○今回説明

破壊開始点は、強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、断層上端には設定せず、断層下端及びアスペリティ下端に新たに複数設定する。なお、断層上端の破壊開始点について、敷地に及ぼす影響の大きさを破壊開始点をずらした検討等により分析し、断層下端の破壊開始点の地震動と比べて、顕著な差異はないことを確認した。

#### 【ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響の検討】 コメントNo.S4-18

##### ○第1035回審査会合(2022年3月18日)

経験的グリーン関数法による敷地の地震動評価結果に対して、統計的グリーン関数法による地震動と比較した。

##### ○今回説明

奥尻3連動による地震は、震源が浅く、長大断層で地震規模が大きい地震であるため、長周期地震動が励起される可能性も考えられる。このことから、基本ケース及び地震規模が大きい断層傾斜角の不確かさケースを対象に、長周期側において理論的手法を適用し、統計的グリーン関数法とのハイブリッド合成法による地震動評価により、長周期地震動の敷地に及ぼす影響を検討する。

その結果、ハイブリッド合成法による地震動評価は、周期5秒までの長周期側において卓越は認められず、経験的グリーン関数法による地震動評価が妥当であることを確認した。

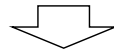
# はじめに

## 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち本資料の説明範囲

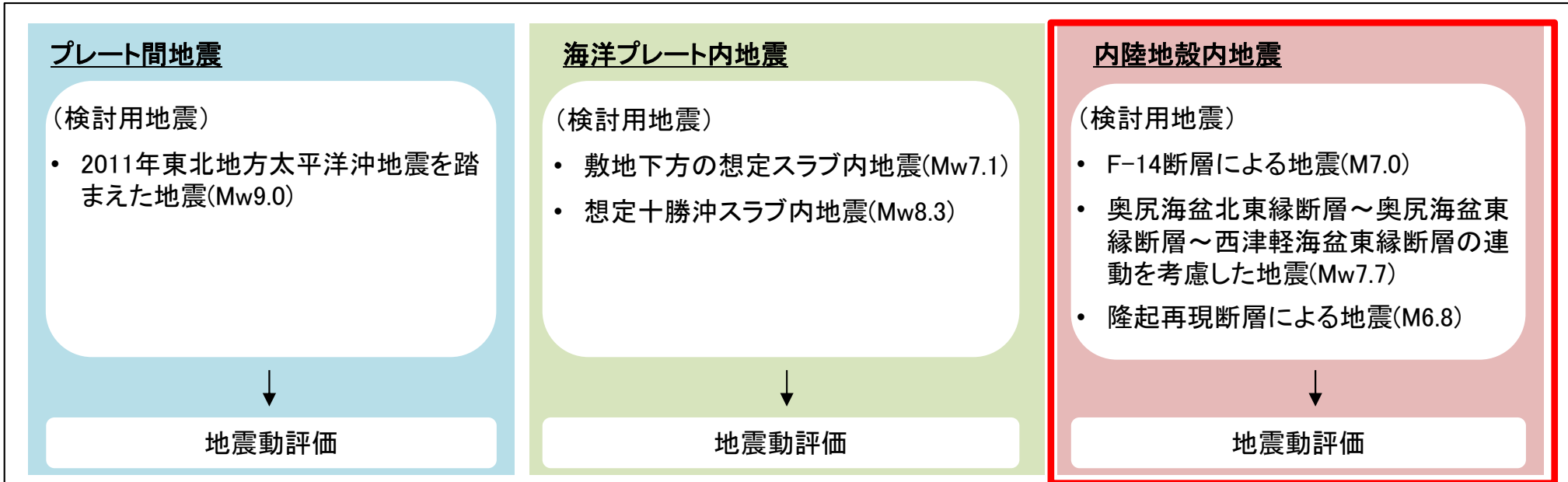
- 本資料では、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち、内陸地殻内地震について説明する。

### 敷地周辺の地震発生状況

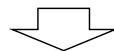
- 敷地周辺のプレートテクトニクス
- 敷地周辺の地震活動
- 敷地周辺における主な被害地震
- 敷地における揺れが震度5弱程度以上であると推定される地震



### 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動



本資料の説明範囲  
(隆起再現断層による地震は除く)



### まとめ

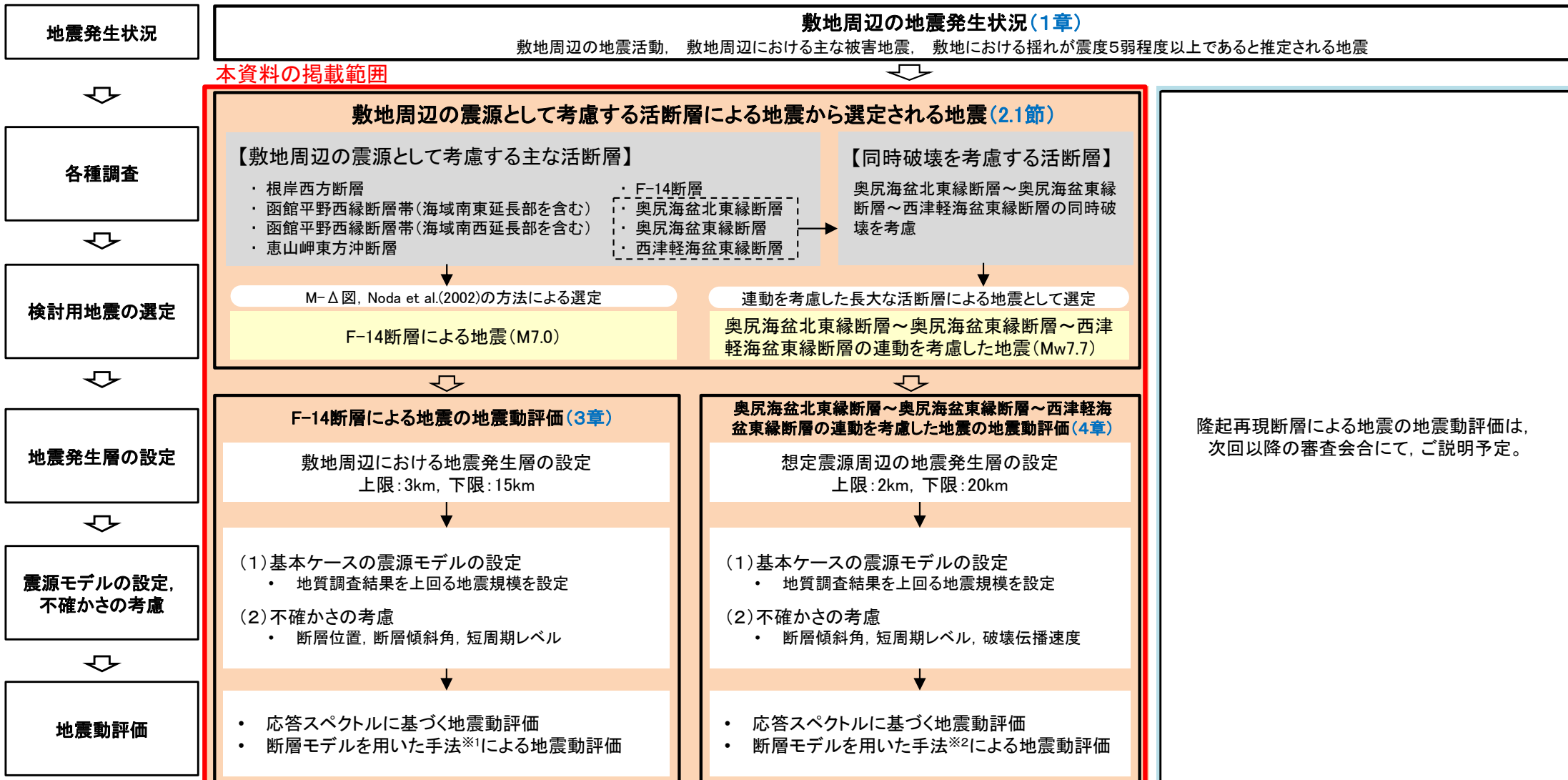
- 検討用地震の地震動評価結果一覧

# 検討用地震の選定及び地震動評価の流れ



- ・ 内陸地殻内地震の地震動評価フローを示す。
- ・ 検討用地震として、敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震に加え、大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震を選定する。

注：隆起再現断層による地震の地震動評価は、次回以降の審査会合にて、ご説明予定。



※1：統計的グリーン関数法と理論的手法のハイブリッド合成法による。統計的グリーン関数法の波形合成は、入倉ほか(1997)、理論的手法はHisada(1994)を用いる。

※2：経験的グリーン関数法による。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

第922回までの敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に係る審査会合において審議済みであり、地震動の審査に引き継ぐ事項。



1. 敷地周辺の地震発生状況	
2. 検討用地震の選定	P.4
2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震	P.5
2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震	P.9
2.3 検討用地震の選定のまとめ	P.10
3. F-14断層による地震の地震動評価	P.11
3.1 地震発生層の設定	P.13
3.2 震源モデルの設定	P.21
3.3 地震動評価手法	P.40
3.4 地震動評価結果	P.44
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価	P.61
4.1 地震発生層の設定	P.63
4.2 震源モデルの設定	P.72
4.3 地震動評価手法	P.98
4.4 地震動評価結果	P.103
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価	
5.1 評価方針	
5.2 隆起再現断層の想定領域の設定	
5.3 地震発生層の設定	
5.4 地形発達過程の説明性に基づく隆起再現断層の選定	
5.5 地震動評価の震源モデルの設定	
5.6 地震動評価手法	
5.7 地震動評価結果	
6. 地震動評価のまとめ	
〈補足説明資料〉	P.117
[F-14断層による地震の地震動評価に関する補足説明資料]	
(補足1)フルウェーブインバージョン解析について	P.118
(補足2)第1035回審査会合と今回の断層位置の不確かさケースの地震動の比較	P.121
(補足3)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較	P.124
(補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について	P.129
[奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価に関する補足説明資料]	
(補足5)日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について	P.132
(補足6)壇ほか(2015)の概要	P.134
(補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について	P.137
(補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較	P.164
(補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について	P.169
[品質保証に関する補足説明資料]	
(補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について	P.174

1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 評価方針
  - 5.2 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.3 地震発生層の設定
  - 5.4 地形発達過程の説明性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.5 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.6 地震動評価手法
  - 5.7 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

<補足説明資料>

[F-14断層による地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足1)フルウェーブインバージョン解析について
- (補足2)第1035回審査会合と今回の断層位置の不確かさケースの地震動の比較
- (補足3)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較
- (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について

[奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価に関する補足説明資料]

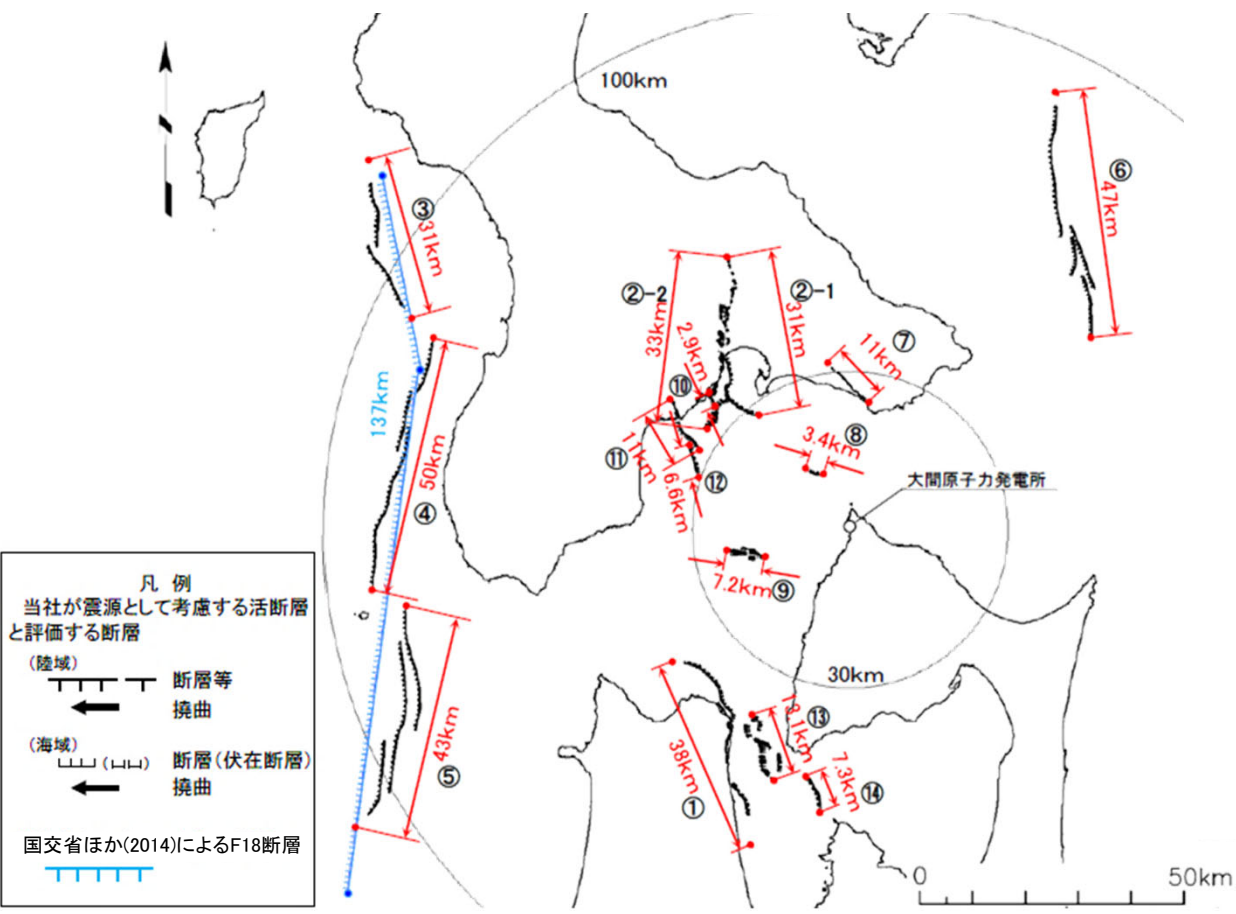
- (補足5)日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について
- (補足6)壇ほか(2015)の概要
- (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について
- (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較
- (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について

[品質保証に関する補足説明資料]

- (補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について

敷地周辺の震源として考慮する主な活断層

- 地質調査結果を踏まえ、敷地周辺の震源として考慮する活断層を以下に示す。
- 孤立した長さの短い活断層については、同じ地震規模(M7.0)を考慮するため、敷地に最も近い「F-14断層による地震」で代表させる。



敷地周辺の震源として考慮する活断層の諸元

No.	断層名	評価長さ (km)	地震規模 M	震央距離 <sup>※3</sup> (km)	備考
①	根岸西方断層	38	7.5 <sup>※1</sup>	50	
②-1	函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)	31	7.3 <sup>※1</sup>	42	
②-2	函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)	33	7.4 <sup>※1</sup>	43	
③	奥尻海盆北東縁断層	31	7.3 <sup>※1</sup>	103	同時破壊を否定できないものとし、国交省ほか(2014)によるF18断層の位置で評価する。
④	奥尻海盆東縁断層	50	7.7 <sup>※1</sup>	86	(評価長さ137km)(震央距離 <sup>※3</sup> 92km)
⑤	西津軽海盆東縁断層	43	7.6 <sup>※1</sup>	96	
⑥	恵山岬東方冲断層	47	7.6 <sup>※1</sup>	73	
⑦	清水山南方断層	11	7.0 <sup>※2</sup>	28	
⑧	F-14断層	3.4	7.0 <sup>※2</sup>	12	
⑨	敷地西方冲断層	7.2	7.0 <sup>※2</sup>	20	
⑩	F-5断層	2.9	7.0 <sup>※2</sup>	35	
⑪	F-8断層	11	7.0 <sup>※2</sup>	37	
⑫	F-9断層	6.6	7.0 <sup>※2</sup>	32	
⑬	F-28断層～F-31断層	13.1	7.0 <sup>※2</sup>	44	
⑭	F-33断層	7.3	7.0 <sup>※2</sup>	50	

グレー部分は、孤立した短い活断層を示し、赤字は、検討用地震の選定候補の活断層を示す。

※1：評価長さから松田(1975)により算定。

※2：地震モーメント $M_0=7.5 \times 10^{18}(N \cdot m)$ を設定し、武村(1990)により算定。

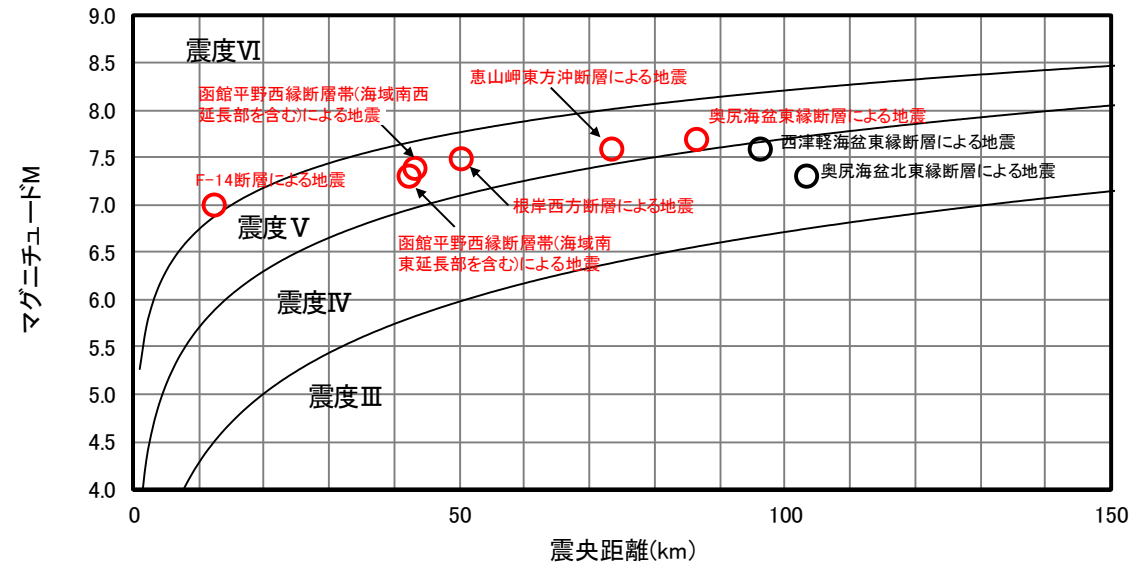
※3：震央距離は、断層評価点の midpoint から敷地までの距離。

敷地周辺の震源として考慮する活断層の分布

## 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(2/4)

### 敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震の選定(M-Δ図による選定)

- 村松(1969)及び勝又・徳永(1971)による地震規模及び震央距離と震度の関係(M-Δ図)から、敷地における震度を推定。
- 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生じるのは震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上であることから、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる地震として、敷地における揺れが震度5弱(震度V)程度以上のものを選定。
- 以上より、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震は、以下の6地震が挙げられる。
  - 根岸西方断層による地震
  - 函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)による地震
  - 函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)による地震
  - 奥尻海盆東縁断層による地震
  - 恵山岬東方沖断層による地震
  - F-14断層による地震



M-Δ図による評価  
(赤は、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震を表す。)

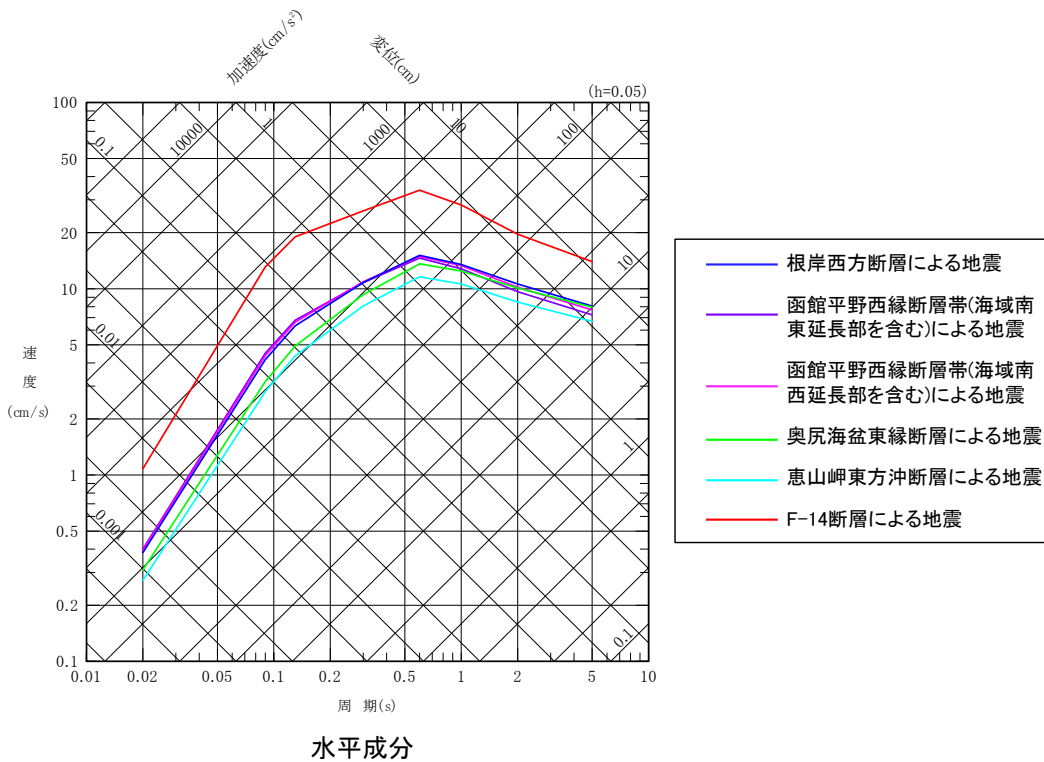
## 2. 検討用地震の選定

### 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(3/4)



#### Noda et al.(2002)の方法による検討用地震の選定

- P.6で選定した検討用地震の候補となる6地震について、Noda et al.(2002)の方法により、応答スペクトルの比較を行った。
- 敷地に及ぼす影響が最も大きいと考えられる活断層による地震としてF-14断層による地震を検討用地震に選定する。



検討用地震の選定に用いた活断層の諸元

断層名	地震規模 M	等価震源距離※ (km)
根岸西方断層	7.5	53
函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)	7.3	43
函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)	7.4	48
奥尻海盆東縁断層	7.7	77
恵山岬東方冲断層	7.6	77
F-14断層	7.0	15

※：等価震源距離は、均質な一様断層を想定し算定。

Noda et al.(2002)による検討用地震の候補となる地震による地震動の  
応答スペクトルの比較(地震基盤, 内陸補正なし)

2. 検討用地震の選定

2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(4/4)

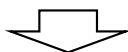


第1035回審査会合  
資料1-1 P.8 一部修正

連動を考慮した長大な活断層

地質調査等による評価

- 第817回の敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造の審査会合(2019年12月20日)では、奥尻海盆北東縁断層，奥尻海盆東縁断層，西津軽海盆東縁断層は，それぞれ個別の断層と判断されている。
- 一方で，国交省(2014)は同じ海域において3条の断層トレスを一連のF18断層と評価していること，及びこれら3条の断層は落下センスが同じであり，走向が大局的には類似していることを踏まえ，同時破壊を否定できない。



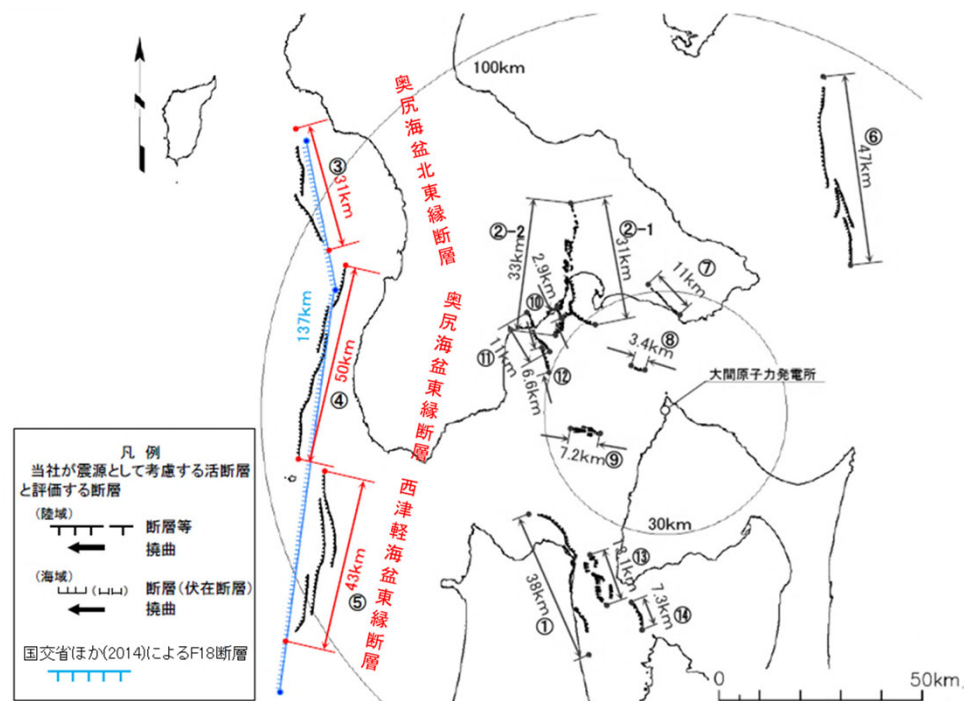
連動を考慮した地震の検討用地震の選定

- 奥尻海盆北東縁断層，奥尻海盆東縁断層，西津軽海盆東縁断層の個別の断層による地震は，M-Δ図，及びNoda et al.(2002)によれば，敷地に及ぼす影響は小さく，検討用地震に選定されない。
- 一方で，国交省ほか(2014)のF18断層では断層の同時破壊を考慮していることから，地震動評価では，上記3条の断層の連動を考慮した地震として，以下の地震を想定する。3つの断層の連動を考慮することで長大な断層となり，敷地に及ぼす影響が大きいと考えられるため，検討用地震に選定する。
  - 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動(同時破壊)を考慮した長大な活断層による地震(以下「奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震」という。)

連動を考慮した長大な活断層の諸元

断層名	評価長さ(km)	地震規模*1	震央距離*2(km)	備考
奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動	137	Mw7.7	92	同時破壊を否定できないものとし，国交省ほか(2014)によるF18断層の位置で評価する。

※1 : Mwは，Kanamori(1977)に基づき算定。  
 ※2 : 震央距離は，断層評価点の中心から敷地までの距離。



敷地周辺の震源として考慮する活断層のうち，連動を考慮した長大な活断層の位置(活断層の番号は，P.5の表を参照)

## 2.2 大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震

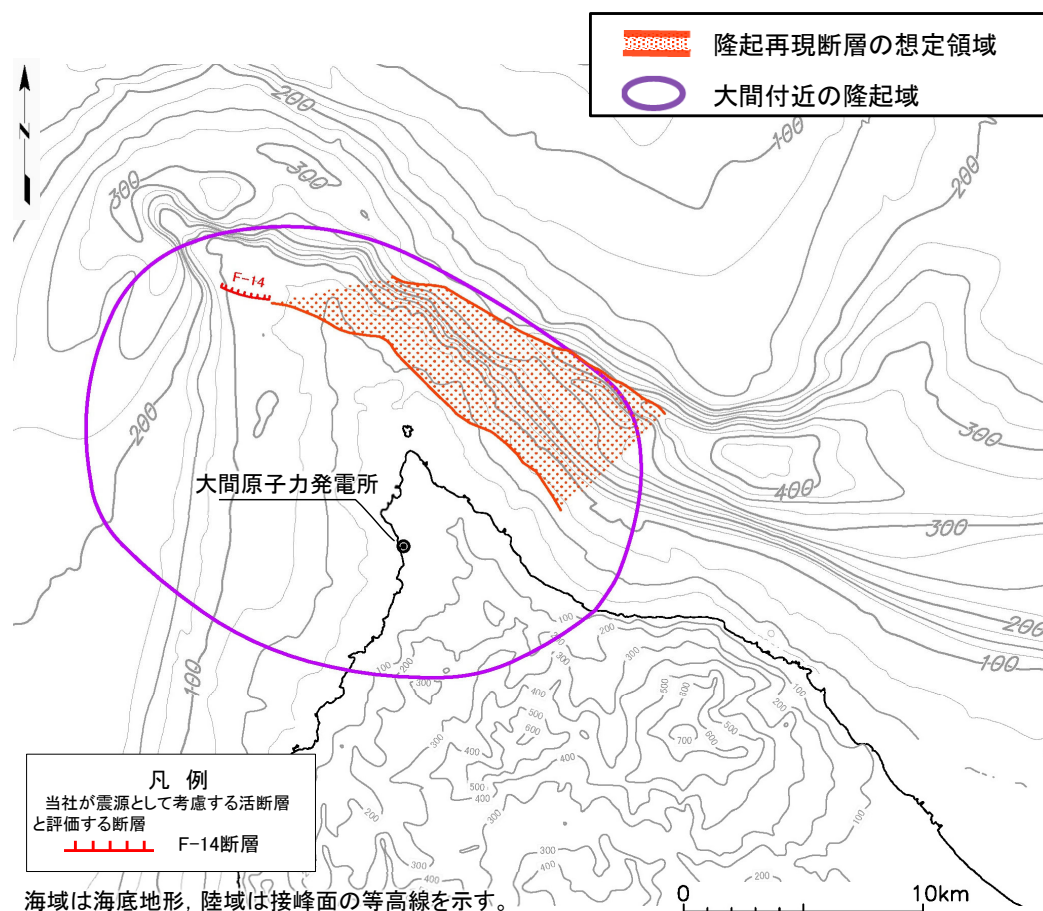


## 隆起再現断層

- 敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造の調査により評価した「大間付近の隆起域」※1には、海上音波探査や重力異常等の調査では陸域の隆起をもたらすような活断層は認められない。
- しかし、相対的に隆起速度の速い領域※2が敷地に近いため、耐震設計上の保守性の観点から、「大間付近の隆起域」を説明しうる仮想的な活断層を「隆起再現断層の想定領域」※1に設定し、隆起再現断層による地震として検討用地震に選定する。

※1 : 詳細は、第1013回審査会合  
資料1-1 P.101を参照。

※2 : 詳細は、第983回審査会合  
資料2-4-1 P.8-23を参照。



隆起再現断層の想定領域及び大間付近の隆起域  
(第983回審査会合 資料2-4-1 P.9-4を参照。)

## 2.3 検討用地震の選定のまとめ



内陸地殻内地震の検討用地震として、以下の地震を選定する。

### 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震

- 敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる地震として、以下の地震を選定する。
  - F-14断層による地震
  - 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震

### 大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震

- 耐震設計上の保守性の観点から、「大間付近の隆起域」を設定し、その隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震として、以下の地震を選定する。
  - 隆起再現断層による地震



1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 評価方針
  - 5.2 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.3 地震発生層の設定
  - 5.4 地形発達過程の説明性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.5 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.6 地震動評価手法
  - 5.7 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

<補足説明資料>

[F-14断層による地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足1)フルウェーブインバージョン解析について
- (補足2)第1035回審査会合と今回の断層位置の不確かさケースの地震動の比較
- (補足3)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較
- (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について

[奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足5)日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について
- (補足6)壇ほか(2015)の概要
- (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について
- (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較
- (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について

[品質保証に関する補足説明資料]

- (補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について

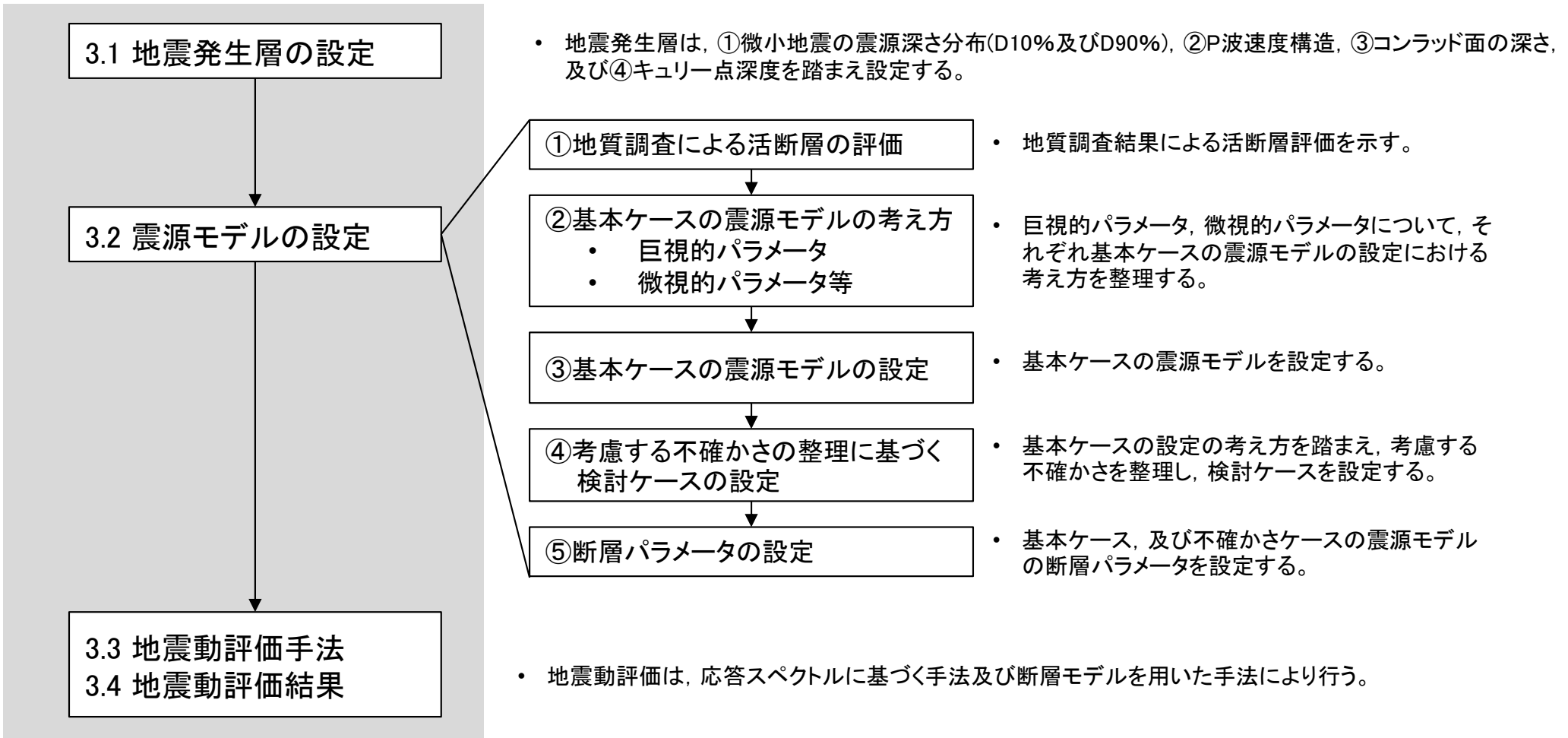


### 3. F-14断層による地震の地震動評価

#### F-14断層による地震の地震動評価の実施手順

以下の実施手順により、F-14断層による地震の地震動を評価する。

#### 実施手順



## 3.1 地震発生層の設定(1/8)



### 基本方針

F-14断層による地震の地震発生層は、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、及び④キュリー一点深度を踏まえ設定する。

#### 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の記載

##### 4.4.震源断層の評価 4.4.1 震源断層の評価における共通事項

地震発生層の浅さ限界・深さ限界は、敷地周辺で発生した地震の震源分布、キュリー一点深度、速度構造データ等を参考に設定されていることを確認する。



#### 地震発生層に関する主な既往の知見

##### 【震源深さ分布に関する知見】

- ・ 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限及び下限が存在し、D10%※1を上限、D90%※2を下限の目安として用いることができるとされている。

##### 【P波速度構造に関する知見】

- ・ 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さ限界は、P波速度5.8km/s～5.9km/sの層の上限と良い関係があるとされている。
- ・ 吉井・伊藤(2001)によると、地震発生層の上限は、速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致しているとされている。
- ・ 廣瀬・伊藤(2006)によると、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8km/s～6.4km/sの層に集中しているとされている。

##### 【コンラッド面の深さに関する知見】

- ・ 木下・大竹(2000)によると、地殻内の地震は、コンラッド面より浅い上部地殻で発生し、下部地殻では流動性に富み、地震を発生させるほどの歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。

##### 【キュリー一点深度に関する知見】

- ・ 田中(2009)によると、地殻内で発生する地震の下限と温度構造には密接な関係があるとされている。温度構造の概要をとらえる方法として、磁性岩体がキュリー一点深度に達するとその磁性を失うという性質を地下の熱的異常に結び付け、磁性体の下面深度(キュリー一点深度に相当)を求める方法を挙げている。Tanaka and Ishikawa(2005)によると、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%の値との間には良い相関があることが示されている。



※1 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応する。  
※2 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応する。

#### 地震発生層の設定

以上から、①～④を踏まえ、地震発生層を設定する。ここで、①及び②は敷地周辺の観測、調査結果に基づく評価であることから、これらを重視して地震発生層を設定し、③及び④との整合を確認する。

- ①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度



3. F-14断層による地震の地震動評価

3.1 地震発生層の設定(2/8)

①-1 微小地震の震源深さ分布:原子力安全基盤機構(2004)による評価

- 原子力安全基盤機構(2004)では、気象庁の一元化震源(1997年10月～2001年9月)に基づき、全国の15の地域ごとに地震発生層上下限に関する評価をしている。
- 原子力安全基盤機構(2004)による評価結果に基づき、敷地周辺のD10%、D90%を確認する。



- 大間原子力発電所の位置する「東北東部」において、D10%は6.2km、及びD90%は13.8kmと評価されている。



原子力安全基盤機構(2004)による地震域の区分  
原子力安全基盤機構(2004)に加筆

原子力安全基盤機構(2004)による東北東部の地震発生層上下限深さに関する評価

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

原子力安全基盤機構(2004)に加筆



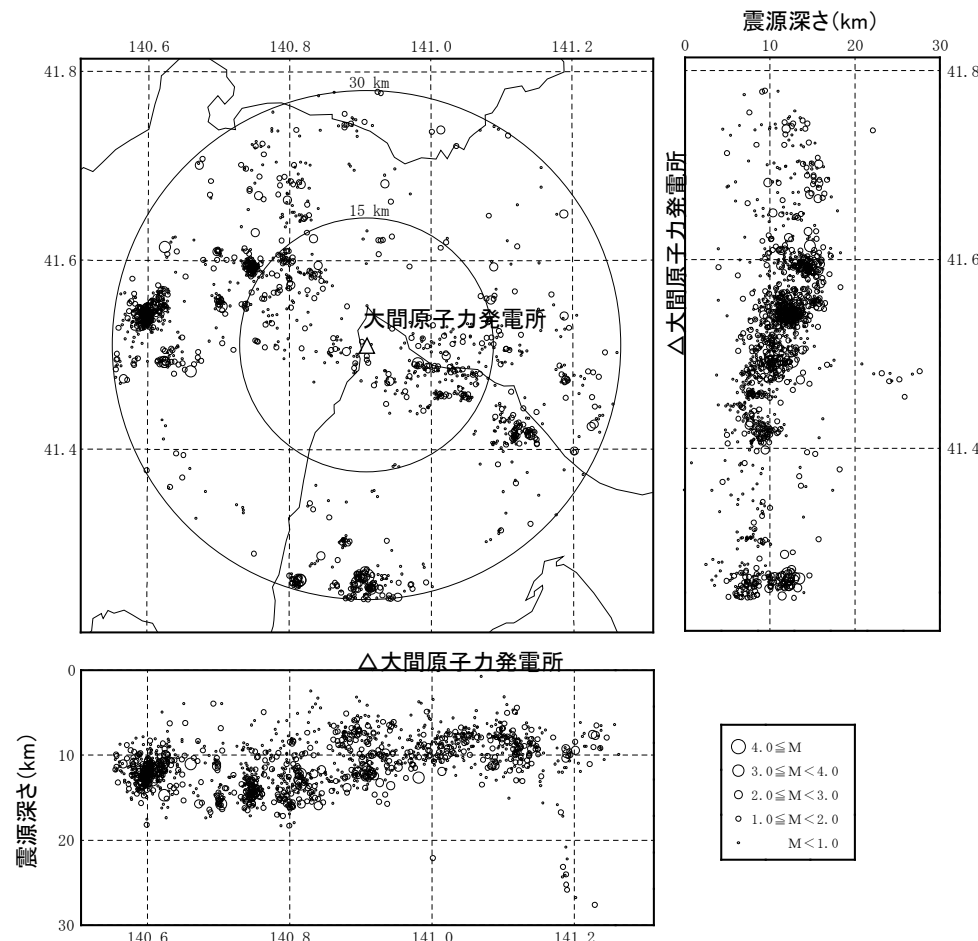
## 3.1 地震発生層の設定(3/8)

### ①-2 微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価

- 気象庁の一元化震源(1997年10月~2019年2月)に基づき、敷地周辺(敷地から半径30kmの範囲)で発生した地震のD10%, D90%を評価する。

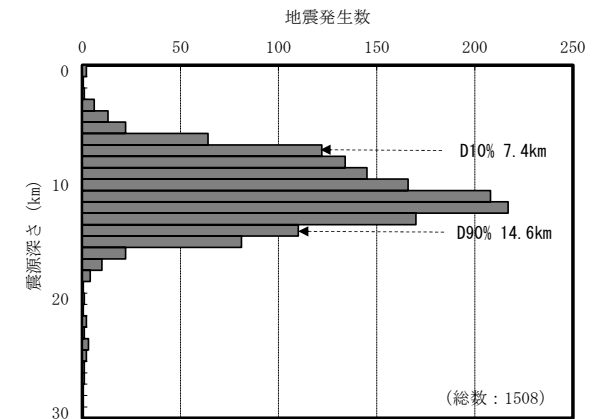


- 気象庁の一元化震源によると、D10%は7.4km, D90%は14.6kmと評価される。

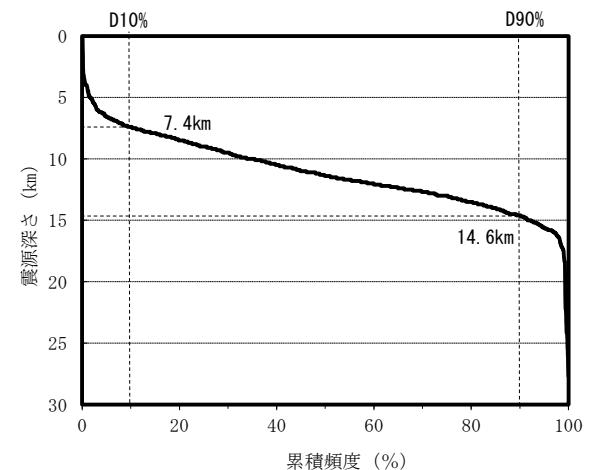


(1) 敷地周辺の震源深さ分布

(気象庁の一元化震源, 1997年10月~2019年2月, 低周波地震は除く)



(2) 地震発生数の深さ方向分布



(3) 地震発生数の累積頻度分布

# 3.1 地震発生層の設定(4/8)

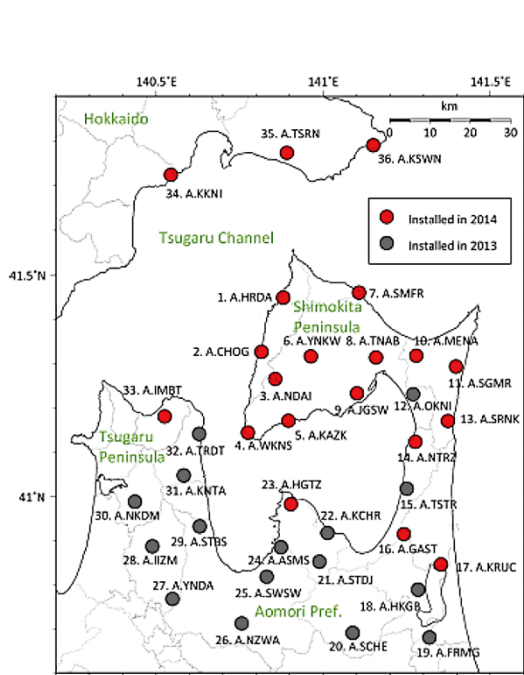


## ①-3 微小地震の震源深さ分布: As-netの震源に基づく評価

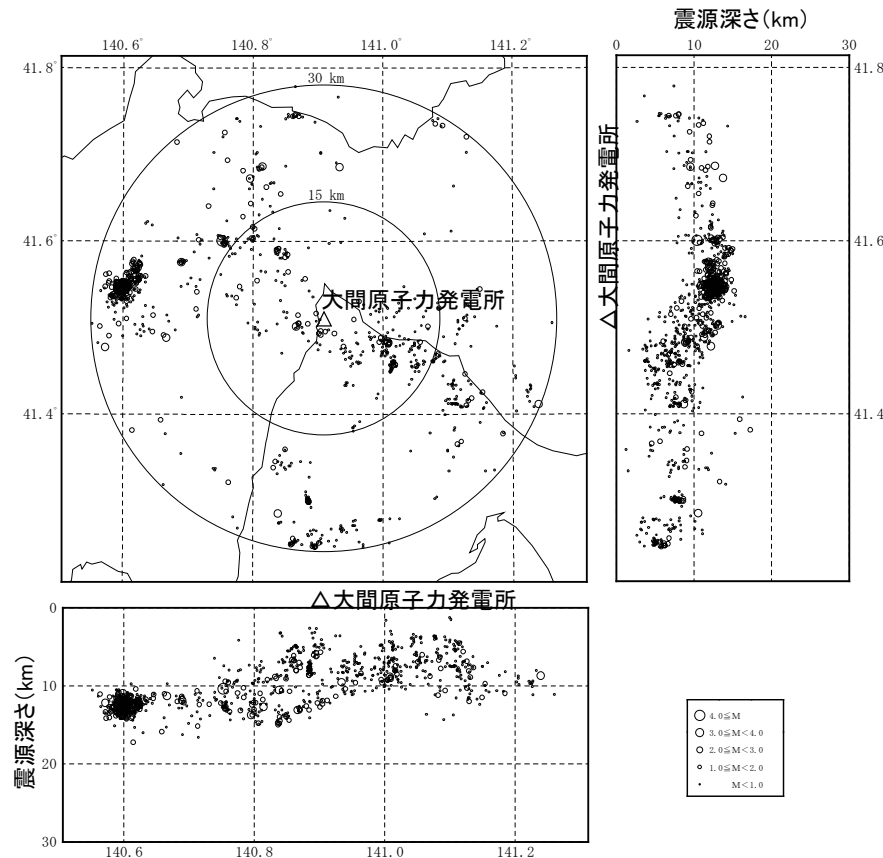
- 公益財団法人 地震予知総合研究振興会では、青森県を中心に高密度地震観測網(As-net)を展開している。
- As-netの震源(2014年1月1日~2020年6月30日)に基づき、敷地周辺(敷地から半径30kmの範囲)で発生した地震のD10%, D90%を評価する。



- As-netの震源によると、D10%は5.8km、D90%は13.4kmとなり、気象庁の一元化震源(1997年10月~2019年2月)に基づく評価より浅い。一般的に、高密度の地震観測網で決定された震源深さは浅く決定される傾向があり、評価結果はこれと整合する。



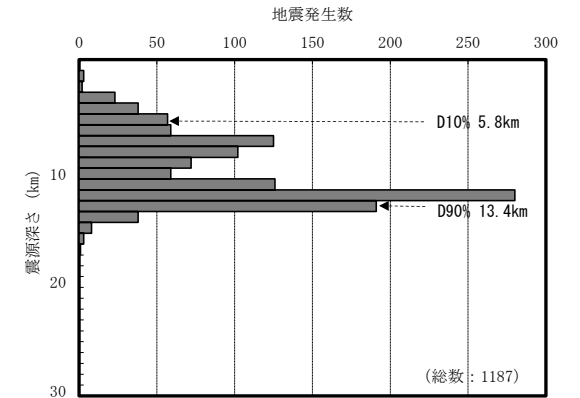
As-netの観測点位置  
Noguchi et al.(2017)



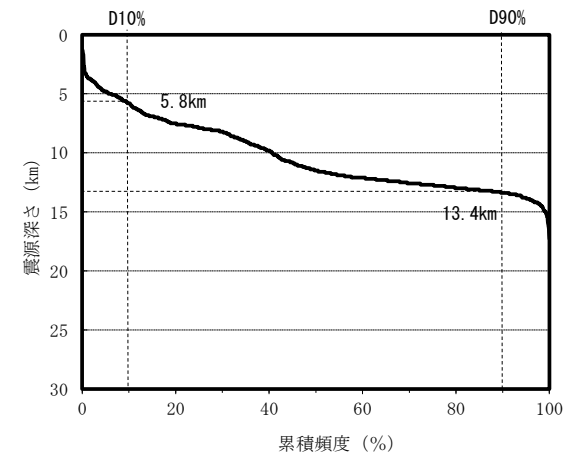
(1) 敷地周辺の震源深さ分布

(As-netの震源, 2014年1月1日~2020年6月30日, 低周波地震及び震源決定誤差が大きい地震※は除く)

※ : 震源決定誤差が水平1.0km以上, または鉛直2.0km以上の地震



(2) 地震発生数の深さ方向分布



(3) 地震発生数の累積頻度分布



### 3. F-14断層による地震の地震動評価

## 3.1 地震発生層の設定(5/8)

### ②P波速度構造

- 地質調査結果等に基づき、地震発生層上限と対応するP波速度5.8~6.0km/sの層の深さ分布を確認する。
- 三次元地下構造モデル※1は、地震基盤までの深さの速度構造に着目して作成している。
- ここでは、地震基盤よりも深部の速度構造を把握するため、屈折法探査結果の深部からの反射波の波形情報を解析対象にできるフルウェーブインバージョン解析※2によるP波速度構造により、地震発生層上限と対応するP波速度5.8km/s以上の層の深さ分布を示す。
- また、「理論的手法に用いる深部地下構造モデル※3」による速度構造も併せて示す。

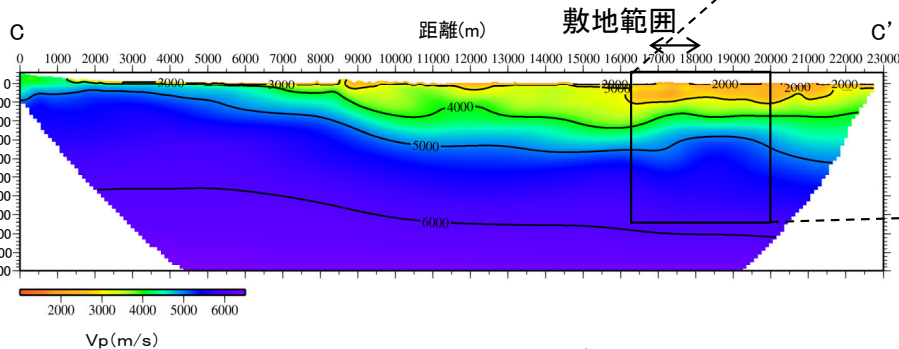
※1：第932回審査会合(2020年12月18日)資料1-1 P.2-60を参照。 ※2：フルウェーブインバージョン解析の概要は、巻末の(補足1)を参照。 ※3：第932回審査会合(2020年12月18日)資料1-1 P.5-40を参照。



- フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造によると、敷地範囲及びその周辺の深さ3kmのP波速度は5.6km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8km/s以上の層は敷地範囲及びその周辺で少なくとも3kmよりも深い。
- 「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」によると、深さ3kmのP波速度は、5.4km/sである。
- フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造は、「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」のP波速度構造とよく対応している。

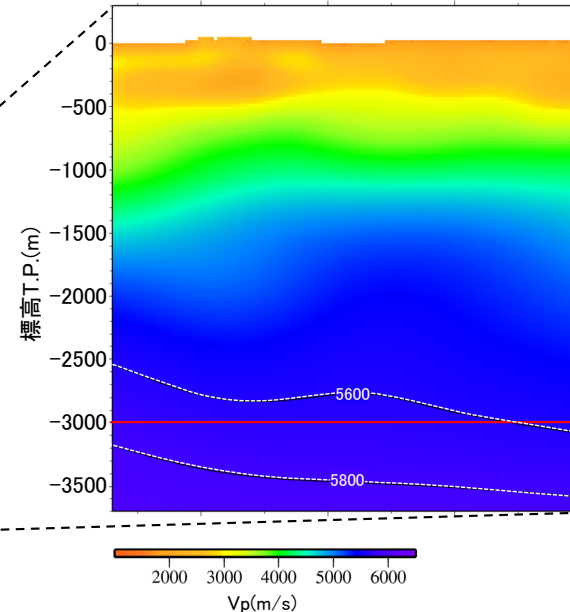


断面位置図(赤線)

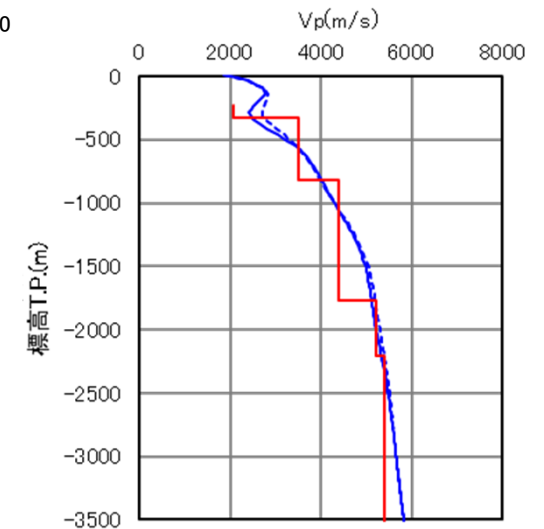


フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造

敷地範囲  
距離(m)  
17000 18000 19000 20000



— 深部地下構造モデル  
— FWI結果(炉心位置)  
- - - FWI結果(地震観測点)



フルウェーブインバージョン解析(FWI)結果と「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」の比較

## 3.1 地震発生層の設定(6/8)

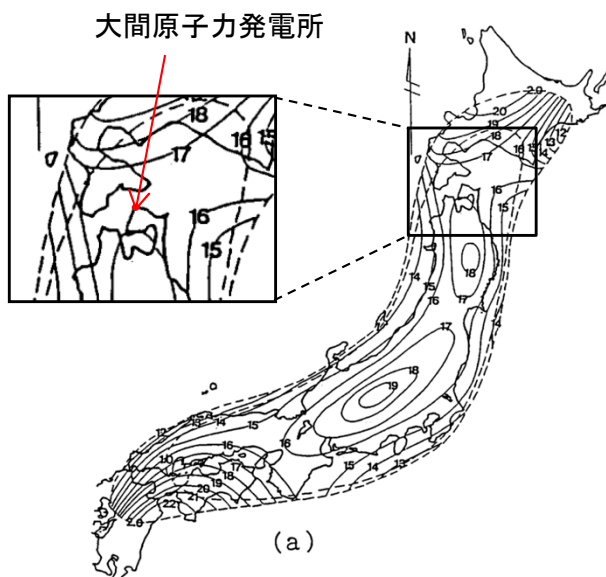


### ③コンラッド面の深さ

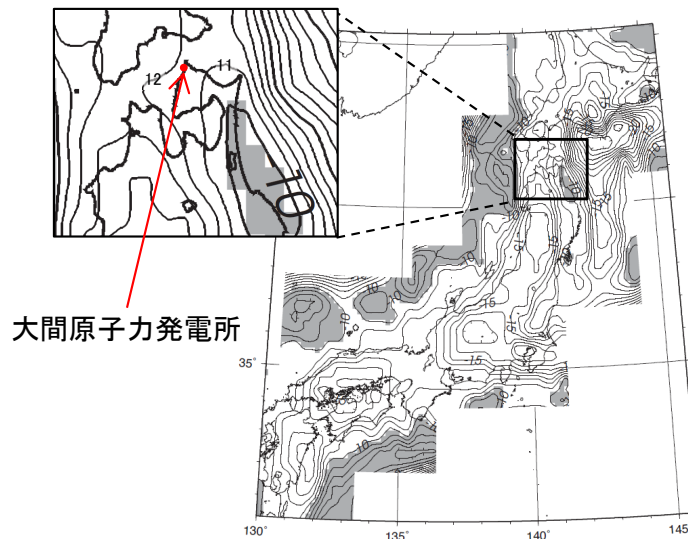
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所によれば、コンラッド面は、地殻の上部と下部を分ける不連続面のことで、日本列島の陸域ではおおむね15km程度の深さに分布している。
- Zhao et al.(1994), 河野ほか(2009), 及びKatsumata(2010)では、それぞれ以下のとおり全国のコンラッド面の深さを示しており、敷地周辺のコンラッド面の深さを確認する。
  - Zhao et al.(1994)は、国内の大学の地震観測網による地震記録を用いたインバージョン解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島の三次元地下構造を推定し、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - Katsumata(2010)は、国内の大学や自治体等の地震観測網による地震記録を用いたトモグラフィ解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。



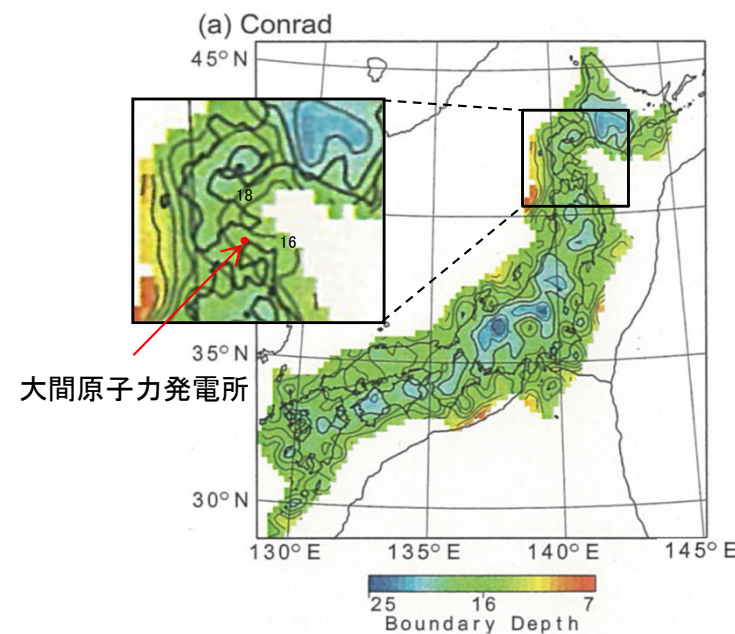
- Zhao et al.(1994)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、16km程度である。
- 河野ほか(2009)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、12km程度である。
- Katsumata(2010)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、16km程度である。
- 以上より、敷地周辺におけるコンラッド面の深さに基づく地震発生層下限深さは、12~16km程度と推定され、敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は14.6km, As-netの震源によるD90%は13.4km)と矛盾しない。



コンラッド面の深さ(km)  
Zhao et al.(1994)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
河野ほか(2009)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
Katsumata(2010)に加筆



## 3.1 地震発生層の設定(7/8)

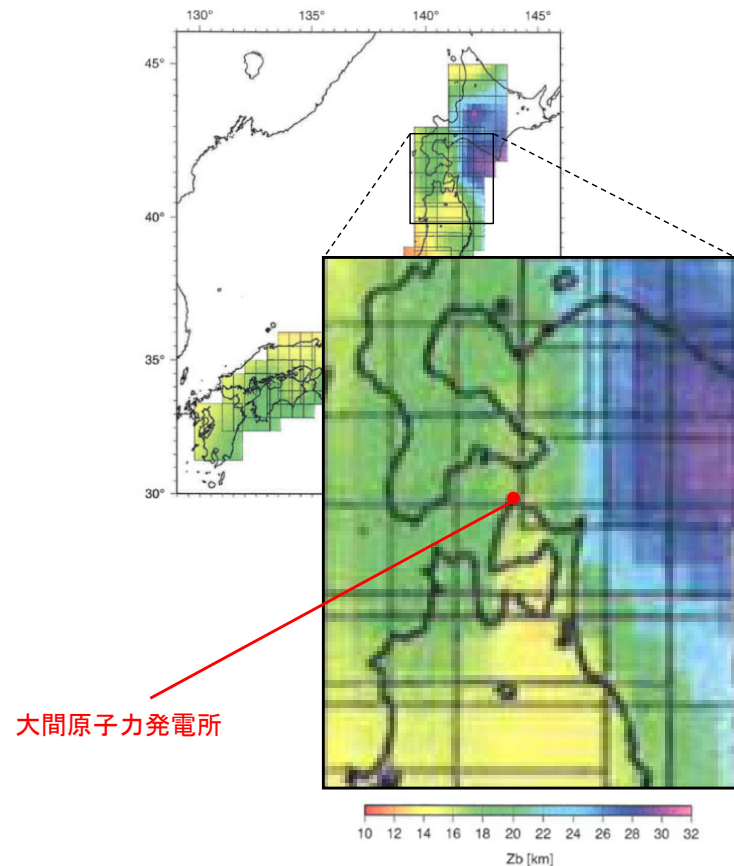


### ④キュリー一点深度

- Tanaka and Ishikawa (2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間にはよい相関があることが示されている。
- 敷地周辺における磁化層下限値を読み取り、D90%との関係を確認する。



- Tanaka and Ishikawa (2005)によると、敷地周辺の磁化層下限値は約14~17km程度となっており、敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は14.6km, As-netの震源によるD90%は13.4km)と矛盾しない。



磁化層下限値の分布図

Tanaka and Ishikawa (2005)による磁化層下限値の分布図、及び磁化層下限値とD90%の関係

Tanaka and Ishikawa (2005)に加筆

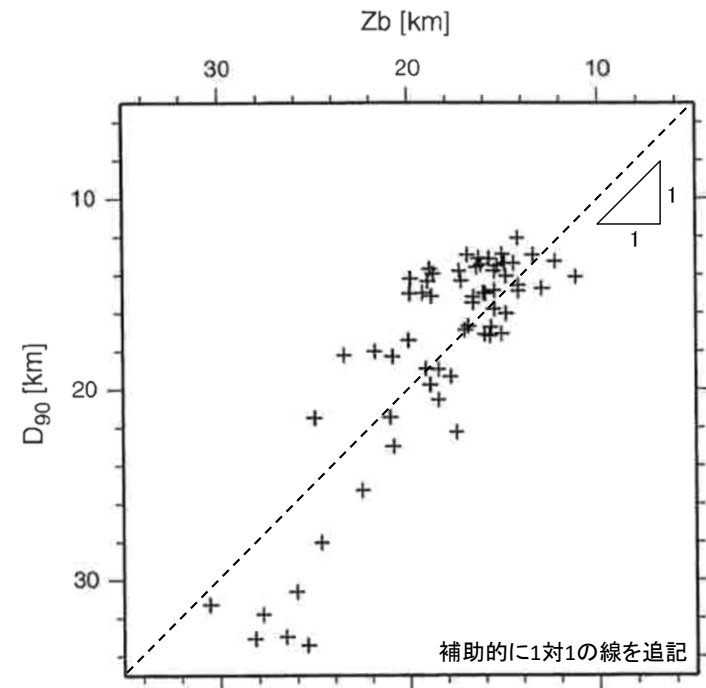


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources ( $Z_b$ ) against the seismogenic layer thickness ( $D_{90}$ ) beneath the Japanese islands.

磁化層下限値( $Z_b$ )とD90%の関係

## 3.1 地震発生層の設定(8/8)



## まとめ

- F-14断層による地震の地震発生層の上限及び下限深さは、以下のとおり、敷地周辺の観測、調査結果に基づく評価である微小地震の震源深さ分布及びP波速度構造を重視して設定する。

**地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層上限深さは5km程度と考えられるが、敷地周辺のP波速度分布を踏まえ、保守的に深さ3kmの位置に設定。

**地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づき、深さ15kmの位置に設定。

地震発生層下限深さを15kmとする設定は、コンラッド面の深さの評価(12~16km程度)、及びキュリー一点深度の評価(14~17km程度)と矛盾しない。

地震発生層の設定の検討項目、及び評価の一覧

検討項目		地震発生層上限に関する評価	地震発生層下限に関する評価
①	1 微小地震の震源深さ分布:原子力安全基盤機構(2004)による評価	D10%:6.2km	D90%:13.8km
	2 微小地震の震源深さ分布:気象庁の一元化震源に基づく評価	D10%:7.4km	D90%:14.6km
	3 微小地震の震源深さ分布:As-netの震源に基づく評価	D10%:5.8km	D90%:13.4km
②	P波速度構造	P波速度5.8km/s以上の層は、敷地範囲及びその周辺で少なくとも3kmよりも深い。	—
③	コンラッド面の深さ	—	(12~16km程度)※
④	キュリー一点深度	—	(14~17km程度)※

※:コンラッド面の深さ及びキュリー一点深度の評価は、日本全国を対象に検討しており、敷地周辺の限られた領域の地震発生層の設定においては参考扱いとする。



地震発生層上限深さは、3kmに設定



地震発生層下限深さは、15kmに設定

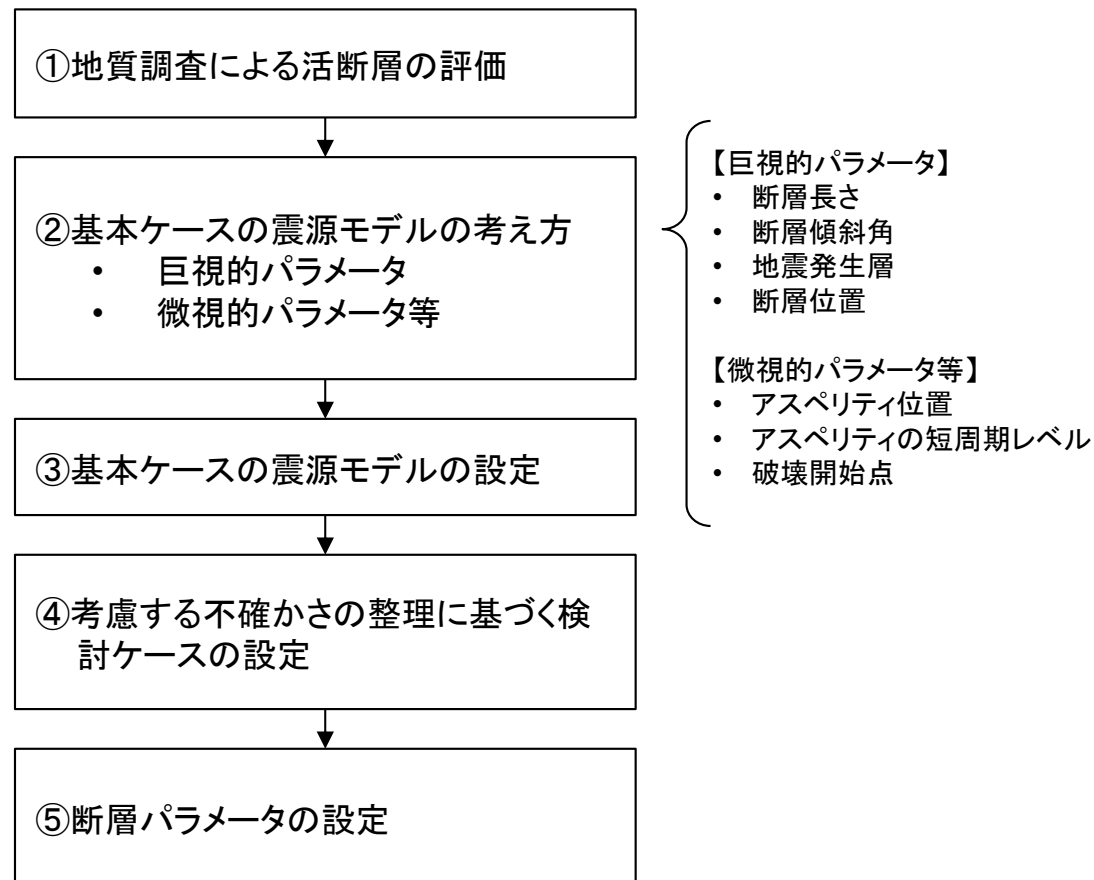
## 3.2 震源モデルの設定(1/19)

コメントNo.S4-14



### 震源モデルの設定の手順

- F-14断層による地震の地震動評価にあたり、震源モデルの設定フローを示す。
- 震源モデルの設定について、第1035回審査会合(2022年3月18日)から、以下の2点を変更する。これら変更内容の詳細について、次ページ以降に示す。
  - (1)基本ケースの再整理
  - (2)断層位置の不確かさケースの再設定



震源モデルの設定フロー

## 第1035回審査会合からの変更点(1/3):(1)基本ケースの再整理

### 第1035回審査会合(2022年3月18日)の基本ケース

基本ケースは、アスペリティ位置が異なる2つのケースを以下のとおり設定し、各々基本ケース①-1、基本ケース①-2として設定した。

- 基本ケース①-1: アスペリティ位置は、アスペリティの長さに対し調査に基づく地表の断層長さが短いこと、さらに、地表変位の分布はアスペリティを中心として解析的に左右対称となることから、地表の断層の midpoint を基準に均等に配置したケースを基本ケース①-1として設定した。
- 基本ケース①-2: アスペリティ位置は、偶然的不確かさに分類されることから、敷地に及ぼす影響が大きくなるように、活断層が認定される範囲において敷地に最も近い配置として、地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置したケースを基本ケース①-2として設定した。



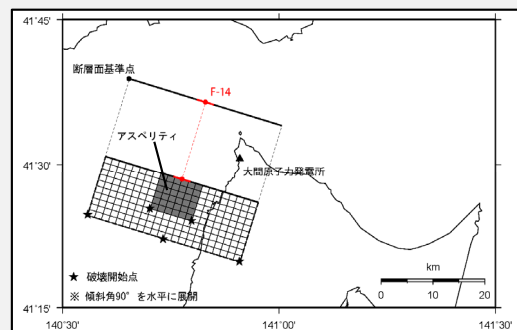
### 今回説明の基本ケース

基本ケースは、アスペリティ位置の不確かさをあらかじめ考慮した上記の基本ケース①-2のみを基本ケースとして改めて設定する。

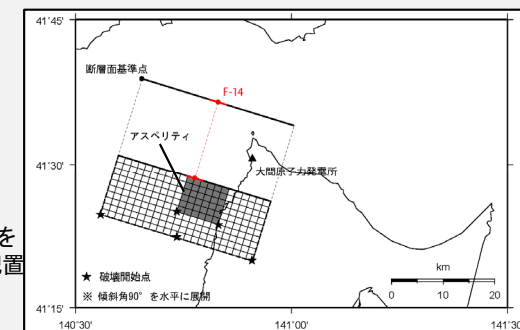
- アスペリティ位置の不確かさは、偶然的不確かさに分類されることから、基本ケースの震源モデルにあらかじめ考慮されるべきものと再整理し、アスペリティ位置は、地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置したケース(第1035回審査会合(2022年3月18日)における基本ケース①-2)を基本ケースとして設定する。

### 基本ケース(2ケース)

#### ①-1: アスペリティを断層中央均等に配置



#### ①-2: アスペリティを断層西端基準に敷地寄りに配置

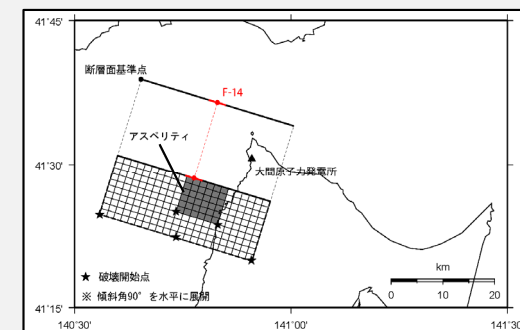


アスペリティを敷地寄りに配置

第1035回審査会合(2022年3月18日)

### 基本ケース(1ケース)

#### ①基本ケース※



第1035回審査会合、及び今回説明のいずれの基本ケースの背景領域も、地表の断層の midpoint を基準に均等に配置している。

※: アスペリティ位置の不確かさをあらかじめ考慮した上記①-2と同じ震源モデル

今回説明

## 3.2 震源モデルの設定 (3/19)

### 第1035回審査会合からの変更点(2/3): (2)断層位置の不確かさケースの再設定(1/2)

#### 第1035回審査会合(2022年3月18日)の断層位置の不確かさケース

- 断層位置の不確かさケースの震源モデルは、敷地に及ぼす影響が大きくなるように断層面が敷地に近づく位置に設定した。
- 断層面の設定としては、基本ケース①-1(図1)のアスペリティの西端を基準に、図2のとおり敷地に近づく配置とした。

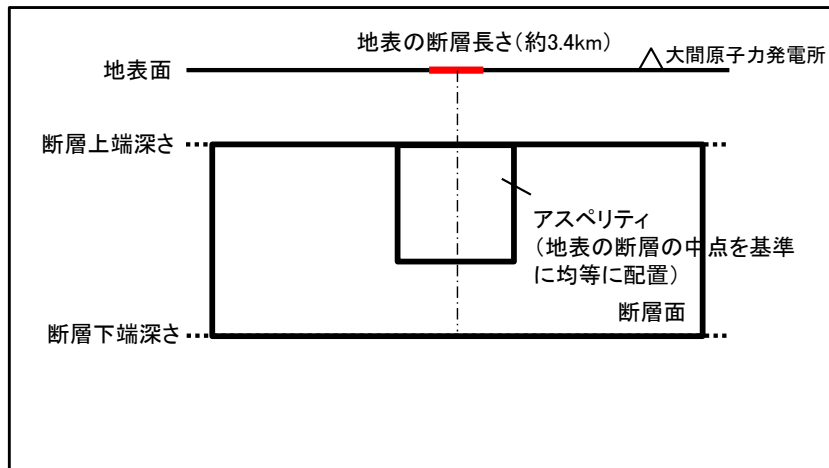


図1 基本ケース①-1(アスペリティを断層中央均等に配置)の断層面

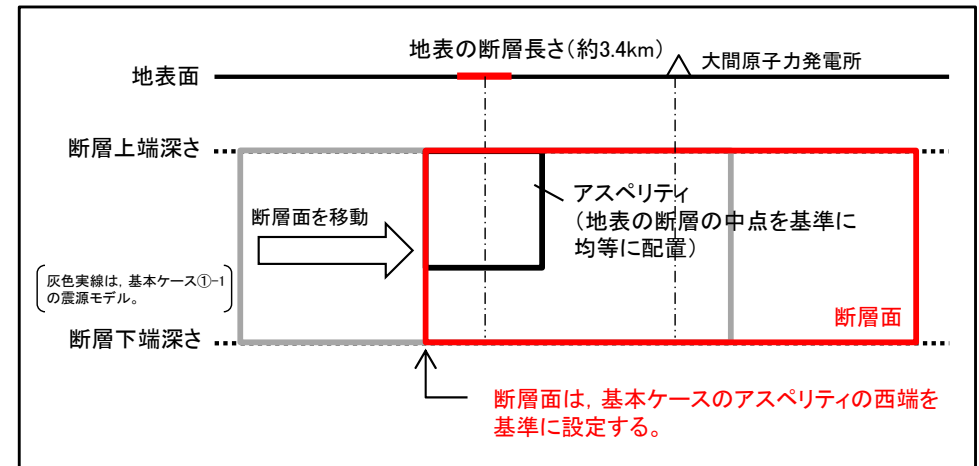


図2 第1035回審査会合における断層位置の不確かさケースの断層面の設定

## 第1035回審査会合からの変更点(3/3):(2)断層位置の不確かさケースの再設定(2/2)

### 今回説明の断層位置の不確かさケース

- 断層位置の不確かさケースの震源モデルは、第1035回審査会合(2022年3月18日)から変更し、敷地に及ぼす影響が大きくなるように断層面の全体が敷地に最も近づく位置に設定する。
- 今回説明では、基本ケースの見直しに伴い、断層面の西端とアスペリティの西端を一致させた第1035回審査会合(2022年3月18日)の設定方法では、敷地に及ぼす影響が最大とならないため、設定方法を変更し、不確かさとして考慮する断層面の位置を再設定する。
- 再設定するに当たり、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、図2のとおり断層面の全体が敷地に最も近づくように等価震源距離が最短となる位置に設定する。

なお、第1035回審査会合(2022年3月18日)と今回説明における断層位置の不確かさケースの地震動については、巻末の(補足2)に比較して示す。

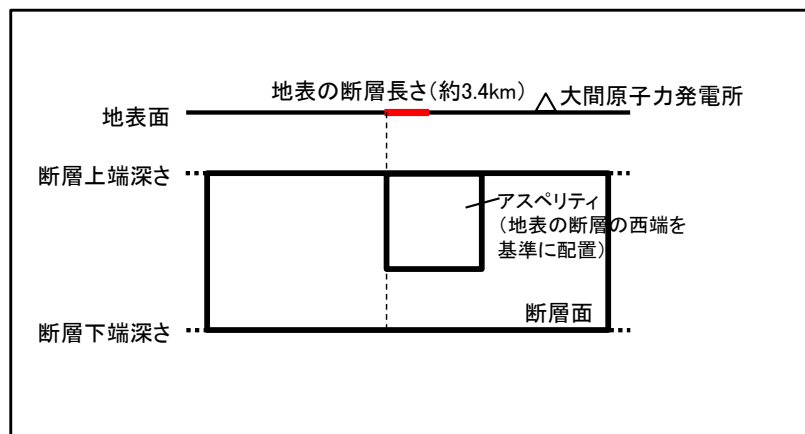


図1 今回説明の基本ケースの断層面

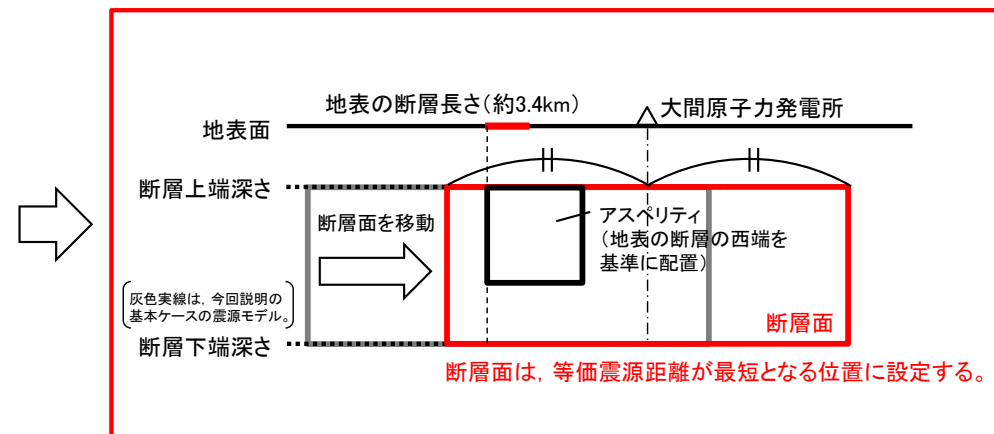
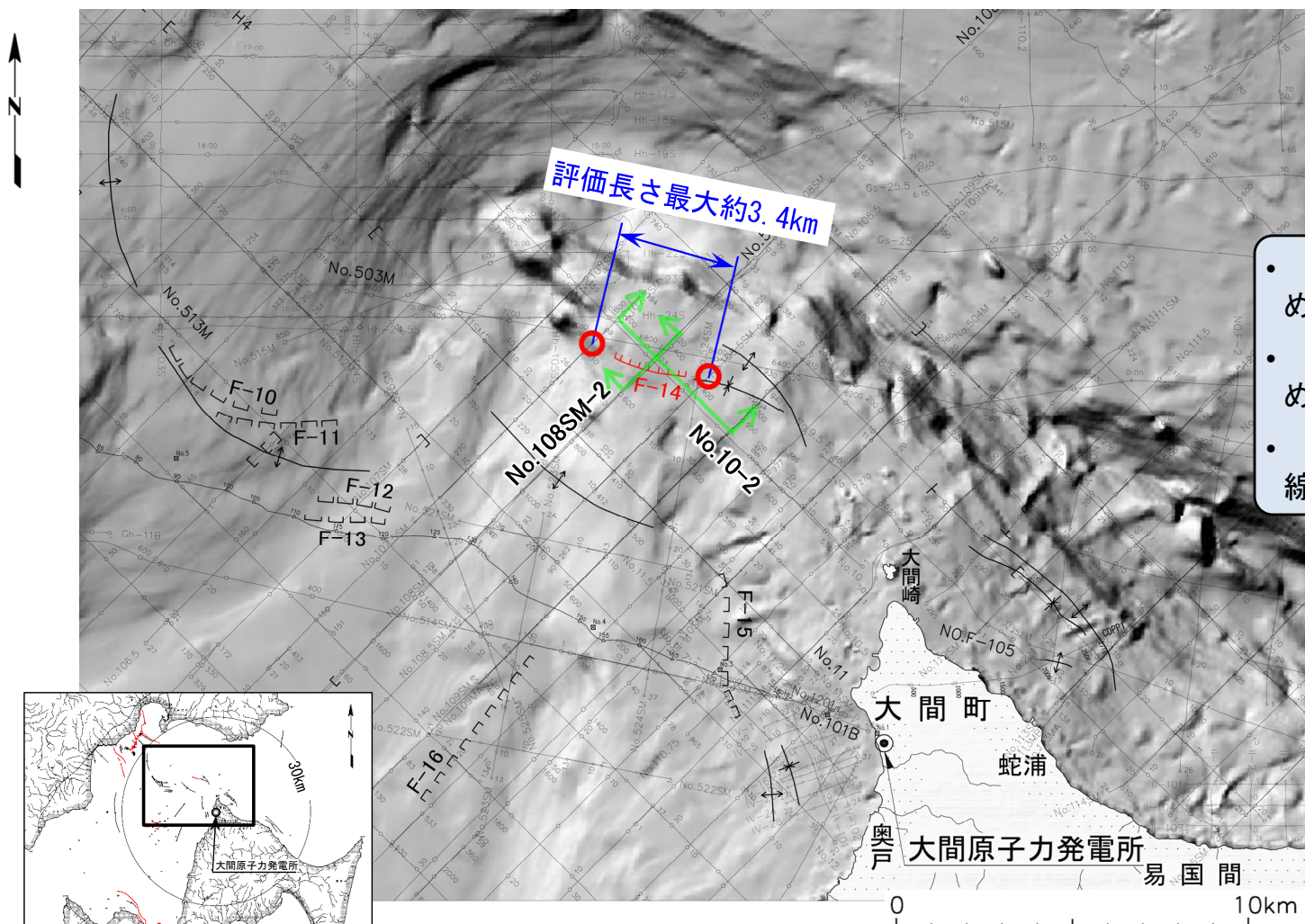


図2 今回説明の断層位置の不確かさケースの断層面の設定

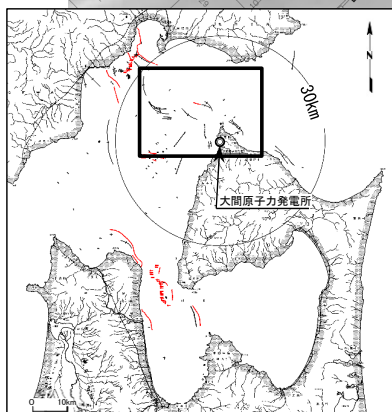
3. F-14断層による地震の地震動評価

3.2 震源モデルの設定(5/19)

①地質調査による活断層の評価(1/2)



- F-14断層は、敷地の北西方約12kmに認められる短い断層である。
- 後期中新世以降の地層が欠如しているため、震源として考慮する活断層と評価する。
- 評価長さは、E層に断層が認められない測線までの約3.4kmとする。



**海域の断層**

F-2 (U) 活動が後期更新世に及んでいるものと評価する断層（伏在断層）及び断層番号  
F-7 (U) 断層（伏在断層）及び断層番号  
+ 断層 } 連続性のない断層  
U 伏在断層  
⇄ 背斜構造  
⇆ 向斜構造

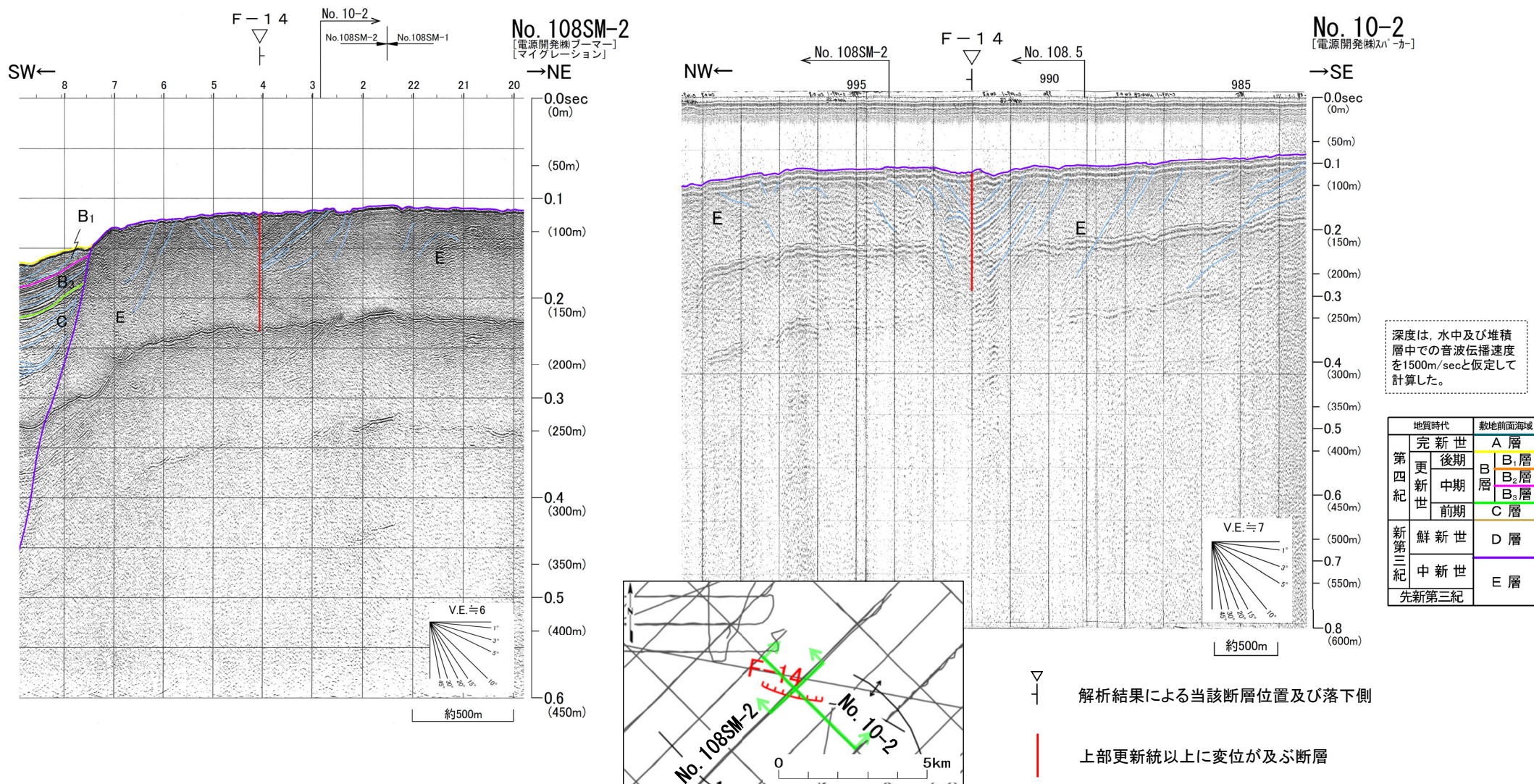
⇄ 音波探査記録の添付範囲 (P. 26参照)  
○ F-14断層の東端及び西端

3. F-14断層による地震の地震動評価

### 3.2 震源モデルの設定(6/19)

#### ①地質調査による活断層の評価(2/2)

- F-14断層は、音波探査断面図において深度200m程度まで確認される。
- 走向はWNW-ESEで、傾斜は、確認される範囲では鉛直または高角北傾斜の断層である。





## 3.2 震源モデルの設定(7/19)



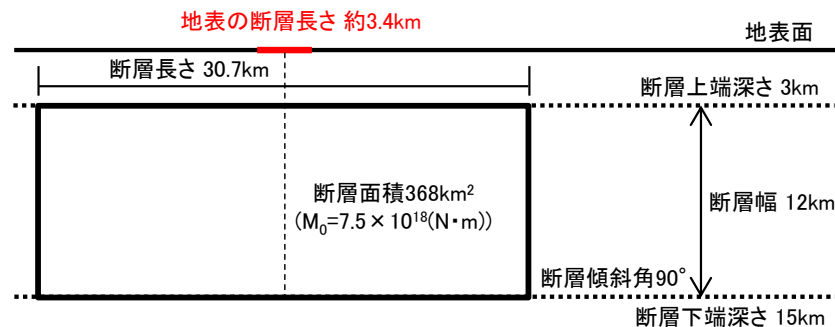
### ②基本ケースの震源モデルの考え方:巨視的パラメータ

- F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの考え方

パラメータ	調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの設定	
	設定根拠	調査等に基づく考え方		
巨視的パラメータ	断層長さ	地質調査結果	地質調査結果に基づく評価長さは、約3.4kmである。	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、断層面が地震発生層を飽和する規模である $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ 相当の断層面を考慮し、断層長さ30.7kmを設定する。
	断層位置	地質調査結果	敷地の北西方約12kmに位置する。	調査結果により得られている地表の断層の中点を基準として均等に配置する。
	断層傾斜角	地質調査結果	地質調査結果に基づく断層傾斜角は、鉛直または高角北傾斜である。 現在の東西圧縮応力場においては、走向と応力場の関係から左横ずれ断層として活動すると考えられる。	地質調査結果の範囲で、断層面が最も敷地に近い鉛直(90°)を設定する。 断層タイプは、左横ずれ断層とする。
	断層上端深さ、断層下端深さ	微小地震分布、速度構造データ等	微小地震分布、速度構造データ等に基づく地震発生層は、上限深さ3km、下限深さ15kmである。	断層面は、上端深さ3km、下端深さ15kmに設定する。

:基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ



巨視的パラメータの設定

## 3.2 震源モデルの設定(8/19)

コメントNo.S4-14



## ②基本ケースの震源モデルの考え方: 微視的パラメータ, その他のパラメータ

- F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の考え方

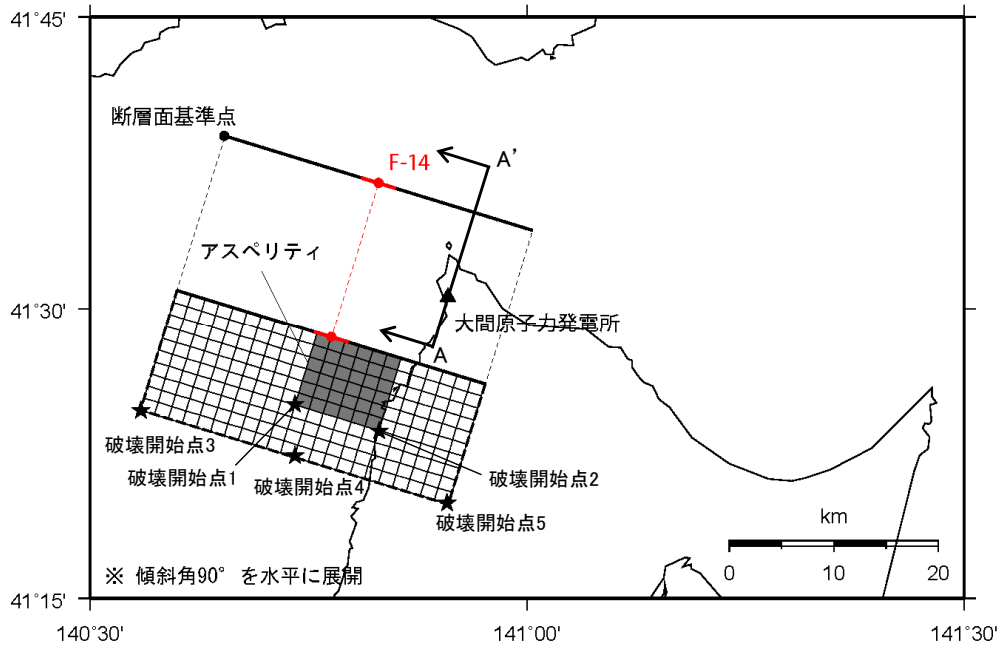
パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの設定	
		設定根拠	調査等に基づく考え方		
微視的 パラメータ	アスペリティ	位置	地質調査結果	地質調査結果ではアスペリティ位置に関する知見は得られていない。	アスペリティ位置は地震動評価に与える影響が大きいことから、活断層が認定される範囲において、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、敷地に最も近い配置となるように、水平方向は地表の断層の西端を基準に敷地に寄せて設定し、深さ方向は断層上端に設定する。
		短周期レベル (応力降下量)	—	敷地周辺の内陸地殻内地震の短周期レベル(応力降下量)に関する知見は得られていない。	強震動予測レシピ※に基づき設定する。
その 他の パラメータ	破壊開始点	—	敷地周辺の内陸地殻内地震の破壊開始点に関する知見は得られていない。	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、敷地に破壊が向かう破壊開始点を複数設定。	

: 基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

※ : 地震調査研究推進本部(2020)による震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(以下「強震動予測レシピ」という。)

## ③基本ケースの震源モデルの設定

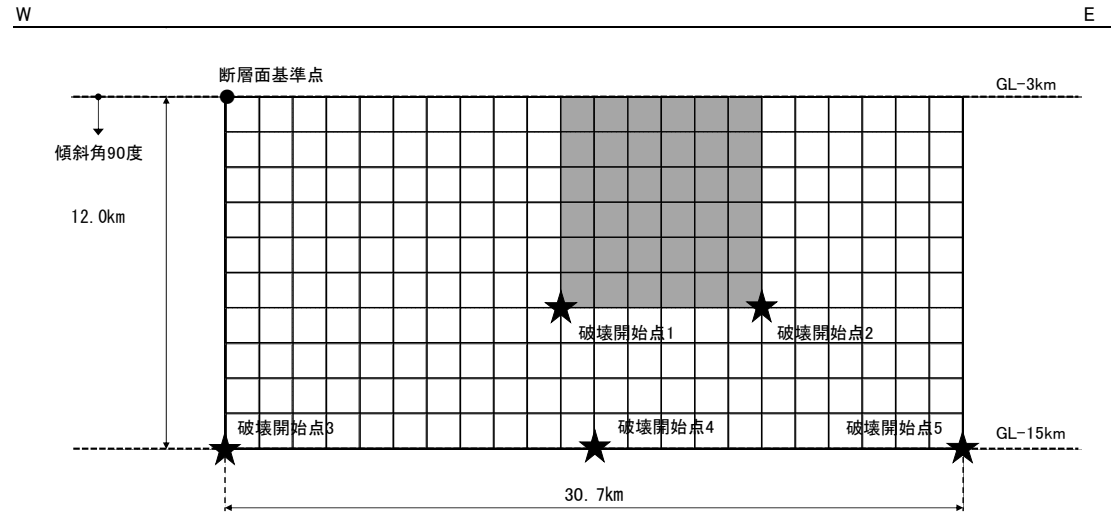
• F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルを以下に示す。



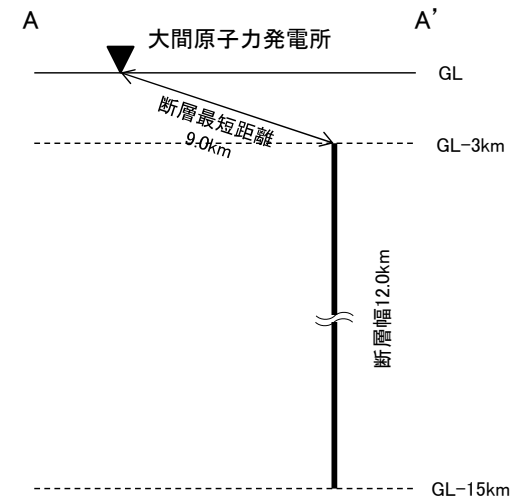
(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	13.9km	9.0km

震源モデル(基本ケース)



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

## 3.2 震源モデルの設定(10/19)



### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(1/6)

地震動評価における不確かさの考慮について、基本的な考え方を以下に示す。

- 不確かさについて、「**認識論的不確かさ**」と「**偶然的な不確かさ**」に分類する。
- 事前の調査や経験則等から設定できる「**認識論的不確かさ**」について、それぞれ独立して不確かさを考慮する。
- 事前の調査や経験則等から設定が困難な「**偶然的な不確かさ**」は、「**認識論的不確かさ**」とともに考慮する。

#### 不確かさを考慮するパラメータ

- ①断層位置
- ②断層傾斜角
- ③短周期レベル

**認識論的不確かさ**に分類されるもの  
(事前の調査や経験則等から設定できるもの)

- ④アスペリティ位置
- ⑤破壊開始点

**偶然的な不確かさ**に分類されるもの  
(事前の調査や経験則等から設定が困難なもの)

## 3.2 震源モデルの設定(11/19)

コメントNo.S4-14, S4-15




## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(2/6)

- F-14断層による地震の地震動評価にあたり、基本ケースの震源モデル、及び不確かさの考慮について、下表のとおり整理する。

震源モデルの設定の考え方と不確かさの整理

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの震源モデルの設定	不確かさの考慮
認識論的 不確かさ	断層長さ	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、あらかじめ不確かさを織り込み、断層面が地震発生層を飽和する規模である $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ 相当の断層面を考慮。(断層長さ 30.7km)	基本ケースの震源モデルの段階で既に、地震規模が大きくなるように、地質調査結果に基づく地表の断層長さ以上の断層長さを設定している。
	断層位置	調査結果により得られている地表の断層の midpoint を基準として均等に配置する。	地質調査に基づく地表の断層長さが約3.4kmと震源モデルの断層長さよりも有意に短いことから、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、断層面の全体が敷地に最も近づくように等価震源距離が最短となる位置を考慮する。
	断層傾斜角	地質調査結果の範囲で、断層面が最も敷地に近い鉛直(90°)を設定する。 断層タイプは、左横ずれ断層とする。	<ul style="list-style-type: none"> <li>基本ケースでは鉛直(90°)の横ずれとしているため、断層傾斜角の不確かさは、横ずれ断層と縦ずれ断層との中間となる傾斜角を考慮することとする。</li> <li>縦ずれ断層の断層傾斜角は、下北半島周辺では正断層のインバージョンが主体であることから、高角と考えられる。強震動予測レシピによれば、高角な断層は60°～90°とされている。縦ずれ断層を想定する場合、断層面積が最も大きい断層傾斜角は、最も低角な60°となる。</li> <li>以上から、横ずれ断層の90°と縦ずれ断層の60°の中間値として、75°の断層傾斜角を考慮し、敷地に近づく南傾斜の断層とする。</li> </ul>
	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	強震動予測レシピに基づき設定。	一般的な横ずれ断層の地震は、新潟県中越沖地震を引き起こした逆断層の地震に比べて短周期レベルは小さいと考えられる(佐藤(2008), 佐藤(2010))が、敷地周辺では横ずれ断層の短周期レベルに係る知見がないこと、短周期レベルは地震動に大きく影響するパラメータであることから、短周期レベルの不確かさとしては、新潟県中越沖地震を踏まえて強震動予測レシピの1.5倍を考慮する。
偶然的 不確かさ	アスペリティ位置	アスペリティ位置は地震動評価に与える影響が大きいことから、活断層が認定される範囲において、敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、敷地に最も近い配置となるように、水平方向は地表の断層の西端を基準に敷地に寄せて設定し、深さ方向は断層上端に設定する。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、敷地に及ぼす影響が大きくなるようにアスペリティを配置している。
	破壊開始点	不確かさをあらかじめ考慮することとし、破壊が敷地に向かうように、複数の破壊開始点を複数設定。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、複数の破壊開始点を考慮している。

 : 基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

 : 基本ケースの震源モデルに対して不確かさを考慮するパラメータ

## 3.2 震源モデルの設定(12/19)

コメントNo.S4-14





## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(3/6)

- ・ F-14断層による地震の地震動評価における検討ケースを以下に示す。

F-14断層による地震の検討ケース一覧

No.	検討ケース	断層位置	地震規模	断層傾斜角 (°)	アスペリティの短周期レベル (応力降下量)	アスペリティ位置	破壊 開始点
①	基本ケース	地表の断層の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピア	地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置	複数設定
②	断層位置の不確かさケース	断層面の全体が敷地に最も近づくように等価震源距離が最短となる配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピア	地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置	複数設定
③	断層傾斜角の不確かさケース	地表の断層の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=8.1 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	75 (南傾斜)	強震動予測レシピア	地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置	複数設定
④	短周期レベルの不確かさケース	地表の断層の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピア × 1.5倍	地表の断層の西端を基準に敷地寄りに配置	複数設定

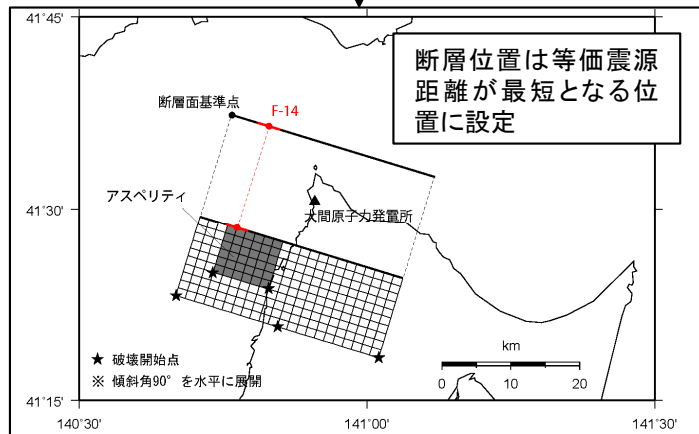
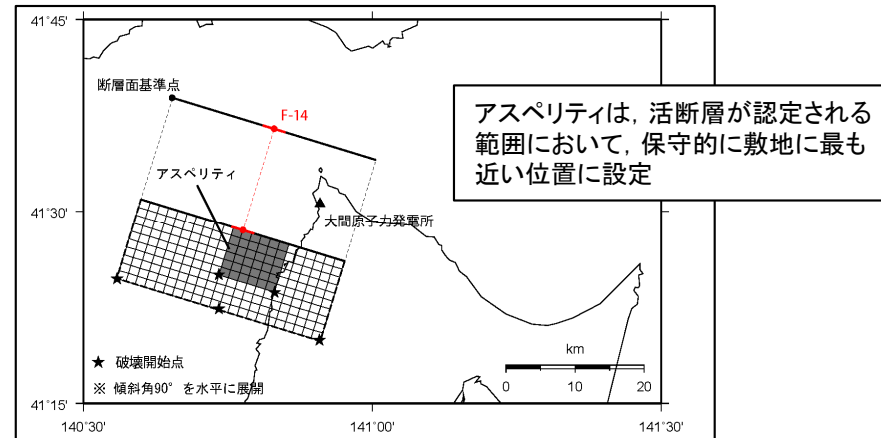
 :基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

 :基本ケースの震源モデルに対して不確かさを考慮するパラメータ

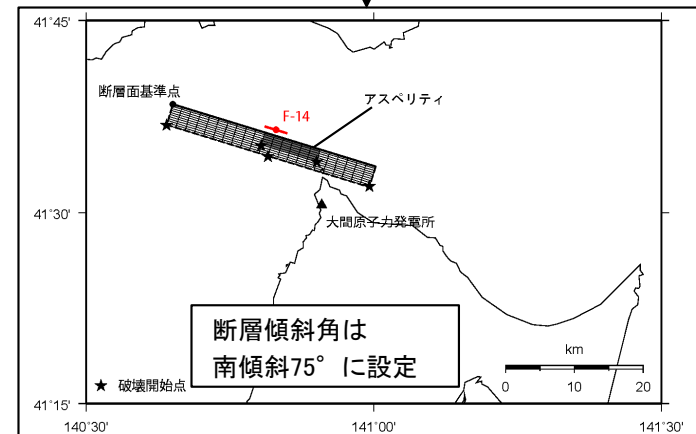
④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定 (4/6)

- F-14断層による地震の基本ケースと不確かさを考慮したケースを以下に示す。
- なお、短周期レベルの不確かさケースの震源モデルの形状・配置は、P.29に示す基本ケースと同一である。

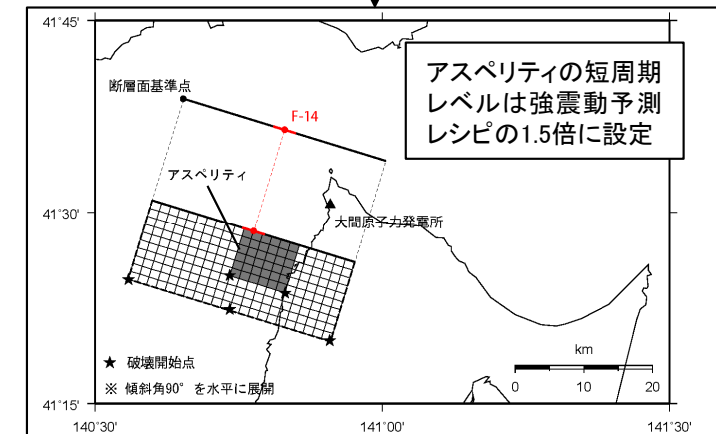
①基本ケース



②断層位置の不確かさケース



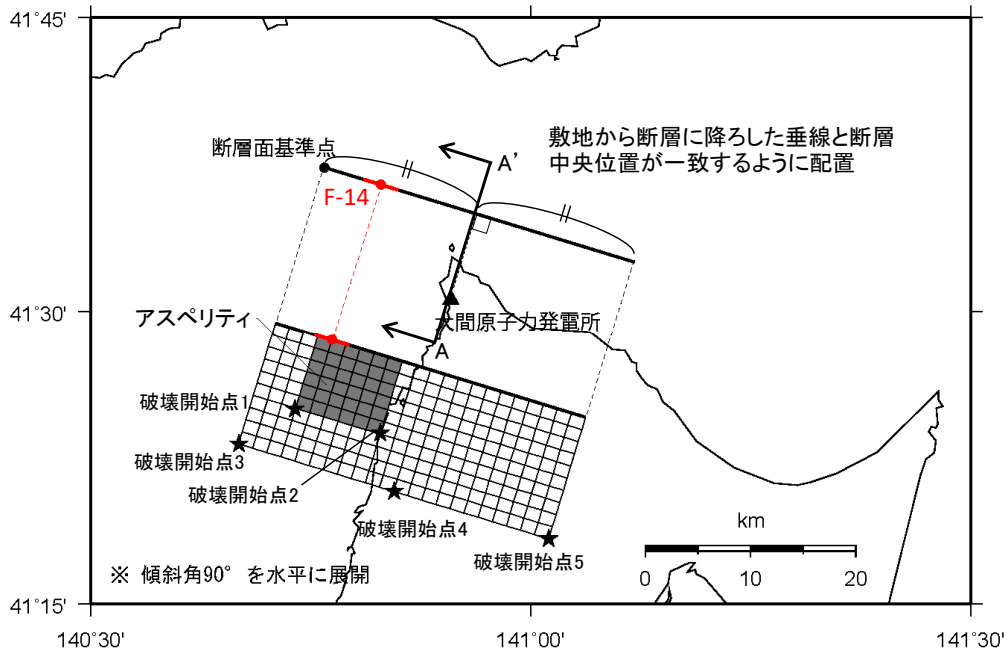
③断層傾斜角の不確かさケース



④短周期レベルの不確かさケース

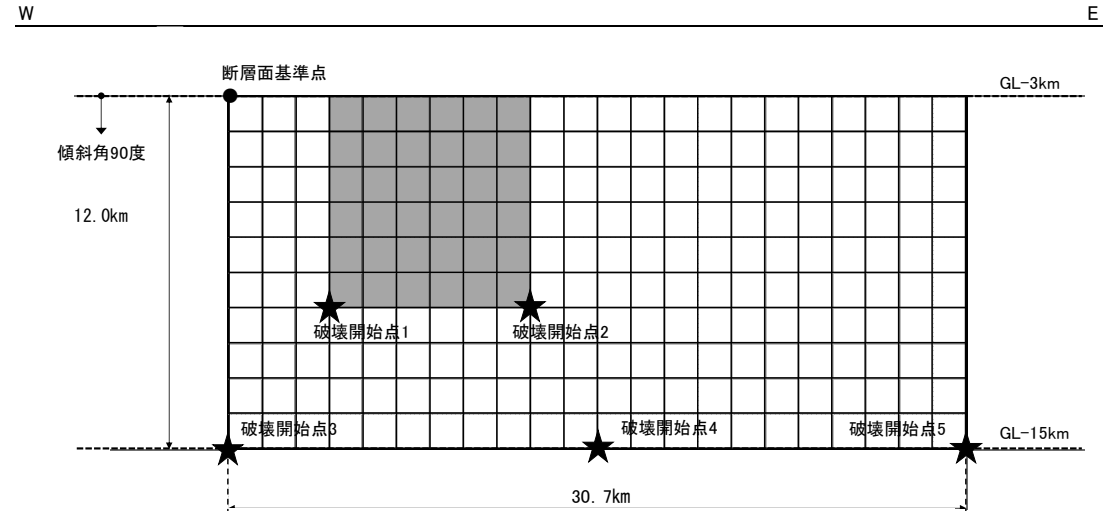
④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(5/6)

- F-14断層による地震の断層位置の不確かさケースの震源モデルを以下に示す。
- 敷地に及ぼす影響が大きくなる配置として、断層面の全体が敷地に最も近づくように等価震源距離が最短となる位置に設定する。

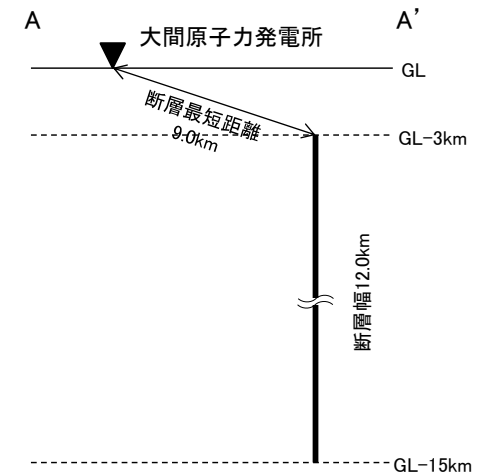


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	13.5km	9.0km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

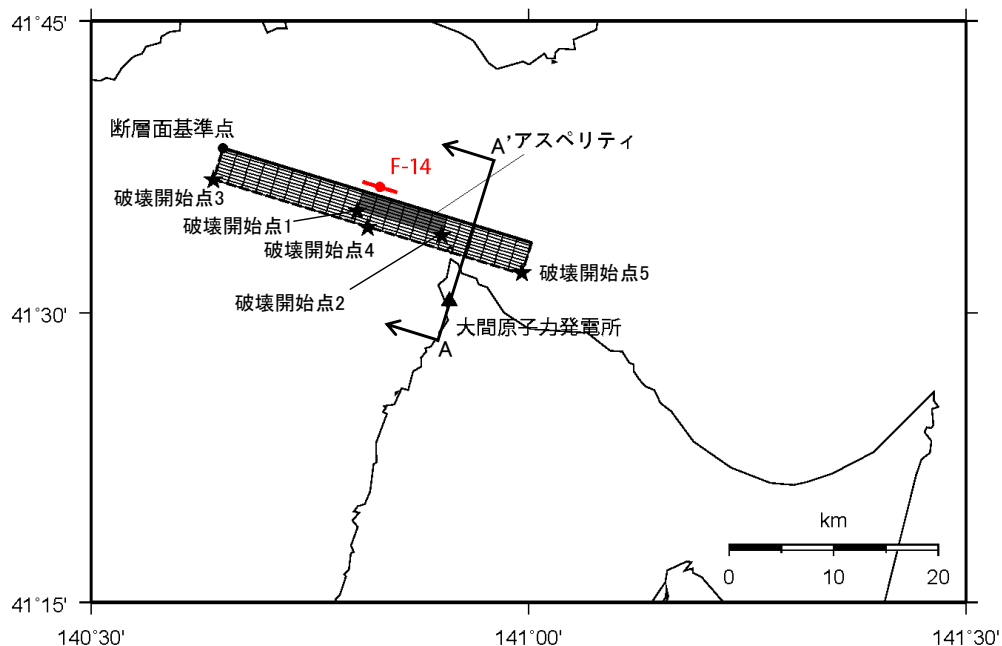


3. F-14断層による地震の地震動評価

### 3.2 震源モデルの設定(15/19)

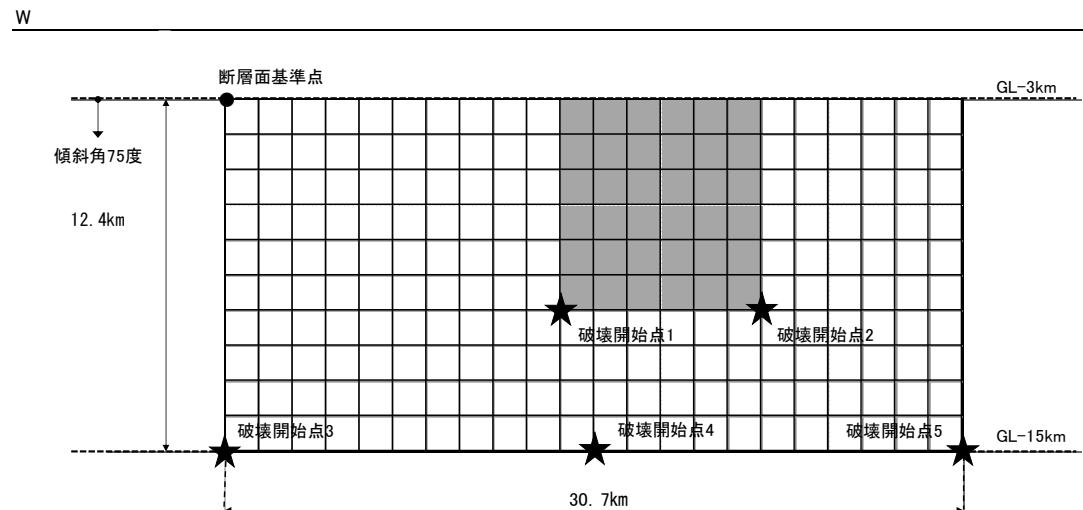
#### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(6/6)

- F-14断層による地震の断層傾斜角の不確かさケースの震源モデルを以下に示す。

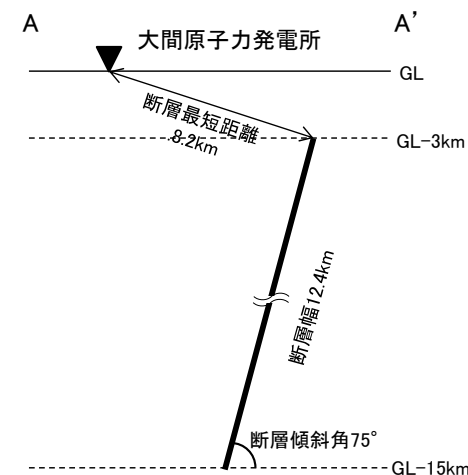


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	12.7km	8.2km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

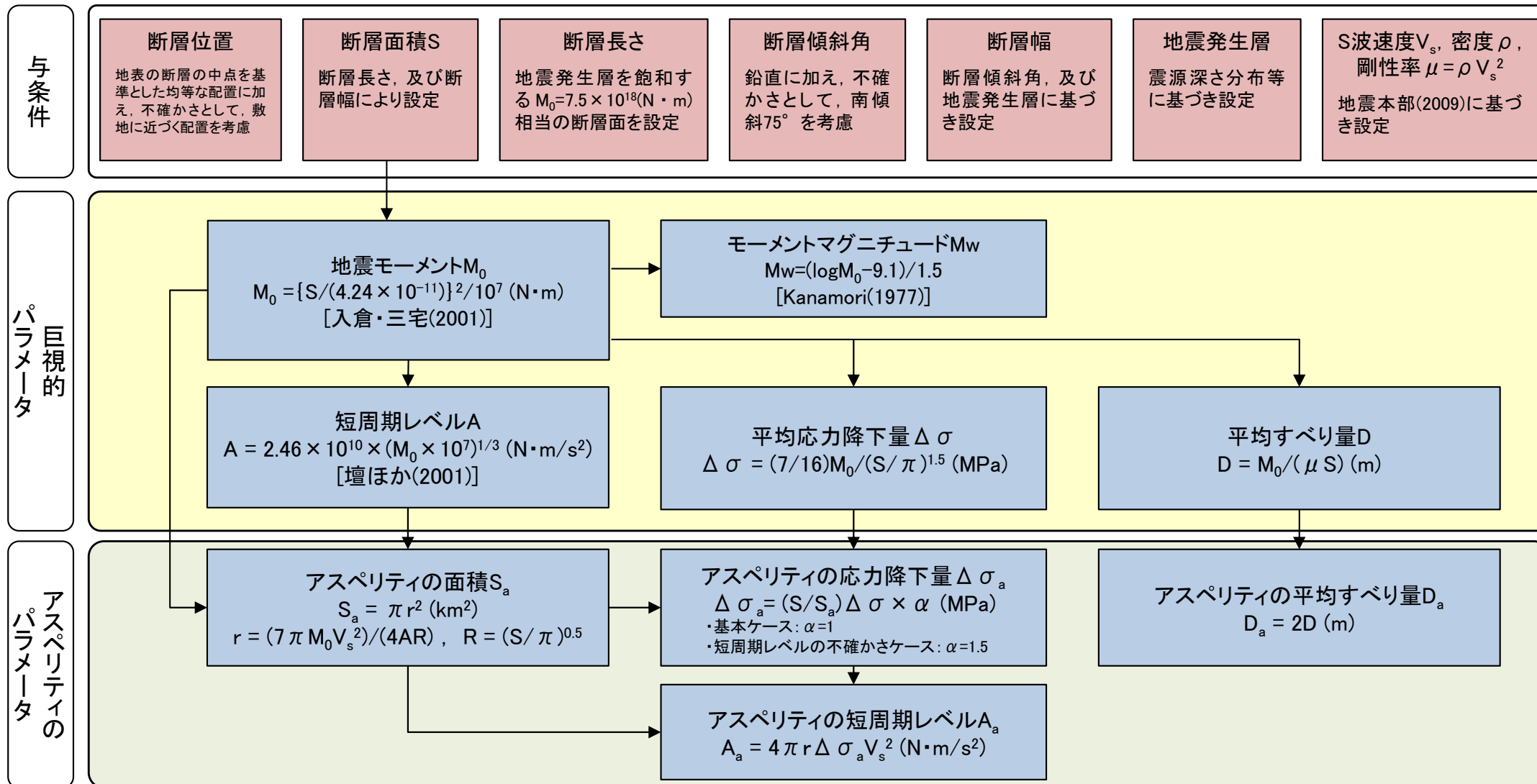
震源モデル(③断層傾斜角の不確かさケース)



## 3.2 震源モデルの設定 (16/19)

### ⑤断層パラメータの設定 (1/4): 断層パラメータの設定フロー

・断層パラメータは、強震動予測レシピに基づき設定する。



断層パラメータの設定フロー

与条件とした項目  
 強震動予測レシピを用いて設定

## 3.2 震源モデルの設定(17/19)



### ⑤断層パラメータの設定(2/4): ①基本ケース, ②断層位置の不確かさケース

項目		記号(単位)	設定値	設定根拠	
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	$h(\text{km})$	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b(\text{km})$	15	同上
		長さ	$L(\text{km})$	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	$W(\text{km})$	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	$S(\text{km}^2)$	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	$7.5\text{E}+18$	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	$M_w$	6.5	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$3.12\text{E}+10$	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D(\text{m})$	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	2.60	$\Delta \sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	$A(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	$1.04\text{E}+19$	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_a(\text{km}^2)$	57	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	$M_{0a}(\text{N}\cdot\text{m})$	$2.3\text{E}+18$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
		平均すべり量	$D_a(\text{m})$	1.3	$D_a=2 \times D$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	16.8	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \times \Delta \sigma$	
	短周期レベル	$A_a(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	$1.04\text{E}+19$	$A_a=4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$	
	背景領域	面積	$S_b(\text{km}^2)$	311	$S_b=S-S_a$
地震モーメント		$M_{0b}(\text{N}\cdot\text{m})$	$5.2\text{E}+18$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	
平均すべり量		$D_b(\text{m})$	0.5	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	
実効応力		$\sigma_b(\text{MPa})$	4.3	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$	
Q値		—	$100f^{1.0}$	Takehi and Irikura (1997)	

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

## 3.2 震源モデルの設定(18/19)



### ⑤断層パラメータの設定(3/4): ③断層傾斜角の不確かさケース

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	75	傾斜角の不確かさを考慮
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.4	$W=(b-h)/\sin\delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	381	$S=L \times W$
		地震モーメント	M <sub>0</sub> (N・m)	8.1E+18	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	V <sub>s</sub> (km/s)	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.12E+10	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	2.64	$\Delta\sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	A(N・m/s <sup>2</sup> )	1.06E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	60	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (N・m)	2.6E+18	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)	1.4	$D_a=2 \times D$
		応力降下量	$\Delta\sigma_a$ (MPa)	16.7	$\Delta\sigma_a=(S/S_a) \times \Delta\sigma$
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (N・m/s <sup>2</sup> )	1.06E+19	$A_a=4\pi r \Delta\sigma_a V_s^2$
	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	320	$S_b=S-S_a$
		地震モーメント	M <sub>0b</sub> (N・m)	5.5E+18	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
		平均すべり量	D <sub>b</sub> (m)	0.6	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	4.2	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta\sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$
		Q値	—	100f <sup>1.0</sup>	Takehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

## 3.2 震源モデルの設定(19/19)



### ⑤断層パラメータの設定(4/4): ④短周期レベルの不確かさケース

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	$h(\text{km})$	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b(\text{km})$	15	同上
		長さ	$L(\text{km})$	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	$W(\text{km})$	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	$S(\text{km}^2)$	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	7.5E+18	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	$M_w$	6.5	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D(\text{m})$	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	2.60	$\Delta \sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	$A(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_a(\text{km}^2)$	57	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	$M_{0a}(\text{N}\cdot\text{m})$	2.3E+18	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
		平均すべり量	$D_a(\text{m})$	1.3	$D_a=2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	25.2	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \times \Delta \sigma \times 1.5$
		短周期レベル	$A_a(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.56E+19	$A_a=4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
	背景領域	面積	$S_b(\text{km}^2)$	311	$S_b=S-S_a$
	地震モーメント	$M_{0b}(\text{N}\cdot\text{m})$	5.2E+18	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	
	平均すべり量	$D_b(\text{m})$	0.5	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	
	実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	6.5	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$	
		Q値	—	100f <sup>1.0</sup>	Takehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

## 3.3 地震動評価手法(1/4)



### 地震動評価の方針

#### ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- 解放基盤表面における水平動及び鉛直動を予測することが可能なNoda et al.(2002)による方法の地震動評価<sup>※1</sup>を行う。ただし、保守的な評価となるようにNoda et al.(2002)に基づく内陸地殻内地震に対する補正は考慮しない。
- 観測記録による補正は、想定震源周辺に適切な地震が発生していないことから行わない。

#### ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 敷地において要素地震に適した観測記録<sup>※2</sup>が得られていないことから、統計的グリーン関数法及び理論的手法によるハイブリッド合成法<sup>※3</sup>による地震動評価を行う。

※1 : Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による方法の地震動評価の比較を巻末の(補足3)に示す。

※2 : 想定した断層面付近で発生した、規模の差がM2程度以内の、地震のタイプ・メカニズムが想定地震と類似している地震の観測記録。

※3 : ハイブリッド合成法の接続周期については、巻末の(補足4)を参照。

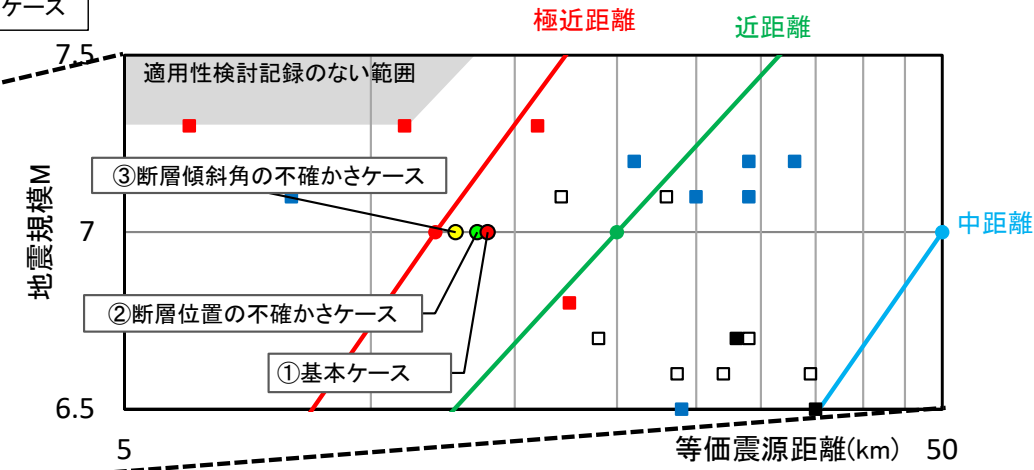
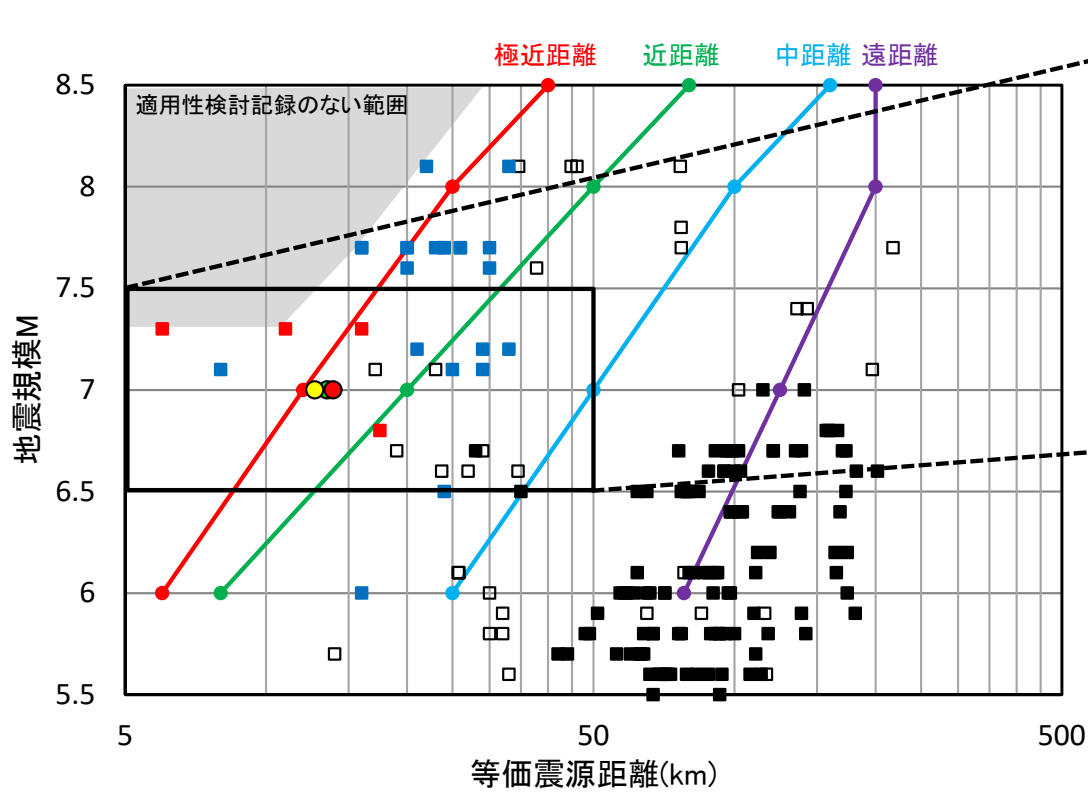


## 応答スペクトルに基づく地震動評価

### Noda et al.(2002)のデータ範囲とF-14断層による地震の関係

・ 応答スペクトルに基づく地震動評価は、Noda et al.(2002)による方法が適用可能であることを確認した。

- 回帰式の作成に用いた観測記録
- 適用性検討に用いた他地点観測記録
- 震源近傍の適用性検討記録(国内)
- 震源近傍の適用性検討記録(国外)
- ①基本ケース
- ②断層位置の不確かさケース
- ③断層傾斜角の不確かさケース



F-14断層による地震の諸元

ケース	地震規模	等価震源距離
① 基本ケース	M7.0	13.9km
② 断層位置の不確かさケース	M7.0	13.5km
③ 断層傾斜角の不確かさケース	M7.0	12.7km

Noda et al.(2002)の適用性の確認

## 3.3 地震動評価手法(3/4)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価(1/2)

## 統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル

- 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる深部地下構造モデルを示す。

統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル

	層No.	下端標高 T.P. (m)	層厚 (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$Q_s$	$V_p$ (m/s)	$Q_p$
▼ 基盤の地震動を 評価する位置※	1	-330	100	1.6	860	50	2070	60
	2	-820	490	2.3	1700	80	3500	60
	3	-1770	950	2.5	2200	290	4400	150
▼ 地震基盤	4	-2210	440	2.7	2700		5200	
	5	-	-	2.7	3200	550	5400	210

※：鉛直アレイ地震観測地点において解放基盤表面の地震動を適切に評価できる位置として、T.P.-230m位置を基盤の地震動を評価する位置に設定している。



## 3.3 地震動評価手法(4/4)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価(2/2)

## 理論的手法に用いる深部地下構造モデル

- 理論的手法による地震動評価に用いる深部地下構造モデルを示す。

理論的手法に用いる深部地下構造モデル

▼ 基盤の地震動を 評価する位置	層No.	下端標高 T.P. (m)	層厚 (m)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q※
▼ 地震基盤	1	-330	100	1.6	860	2070	50
	2	-820	490	2.3	1700	3500	80
	3	-1770	950	2.5	2200	4400	290
	4	-2210	440	2.7	2700	5200	
	5	-5720	3510	2.7	3200	5400	550
	6	-8720	3000	2.7	3410	5900	
	7	-12520	3800	2.7	3520	6100	550
	8	-20020	7500	2.7	3710	6420	550
	9	-32020	12000	2.8	3850	6660	550
	10	-65020	33000	3.2	4360	7550	550
	11	-98020	33000	3.2	4380	7590	550
	12	-131020	33000	3.2	4490	7780	550
	13	-	-	3.2	4490	7780	550

※: Q=Qs=Qpとする。

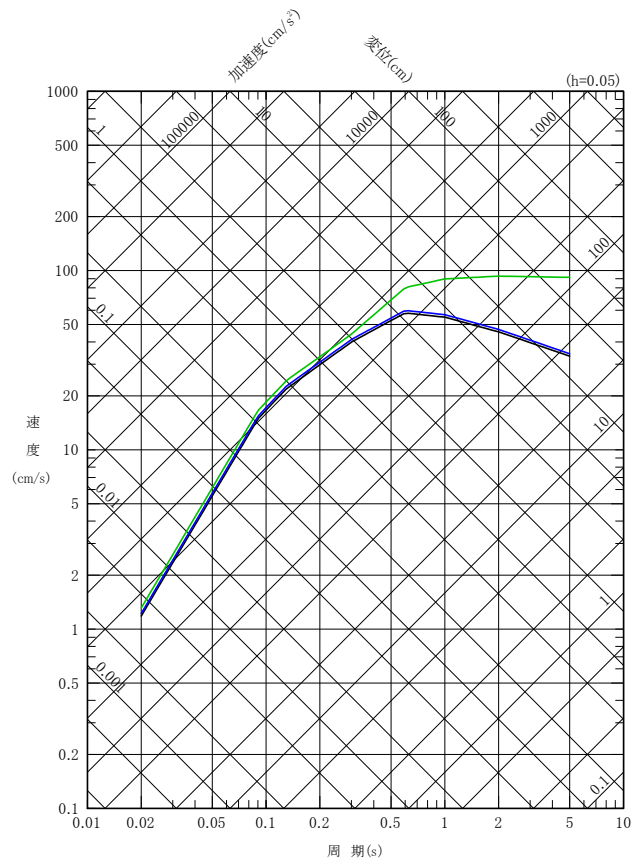


## 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

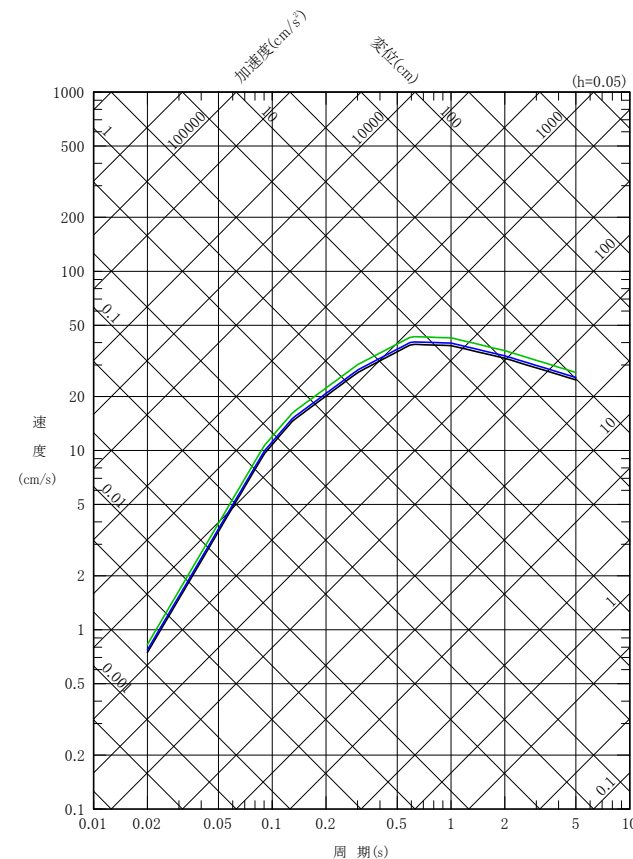
- 応答スペクトルに基づく地震動評価結果を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価手法として、Noda et al.(2002)による方法(内陸補正なし)を用いた。
- 断層傾斜角の不確かさケースでは、断層面が敷地に近づき、敷地がNFRD効果の卓越範囲内に含まれることから、NFRD効果を考慮する。

① 基本ケース (M7.0,  $X_{eq}=13.9\text{km}$ )  
 ② 断層位置の不確かさケース (M7.0,  $X_{eq}=13.5\text{km}$ )  
 ③ 断層傾斜角の不確かさケース\* (M7.0,  $X_{eq}=12.7\text{km}$ )

※ : NFRD効果を考慮。



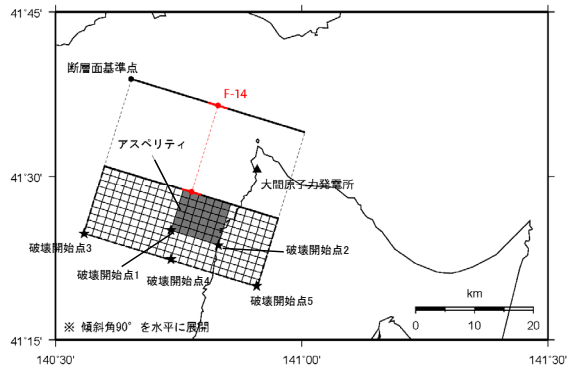
水平成分



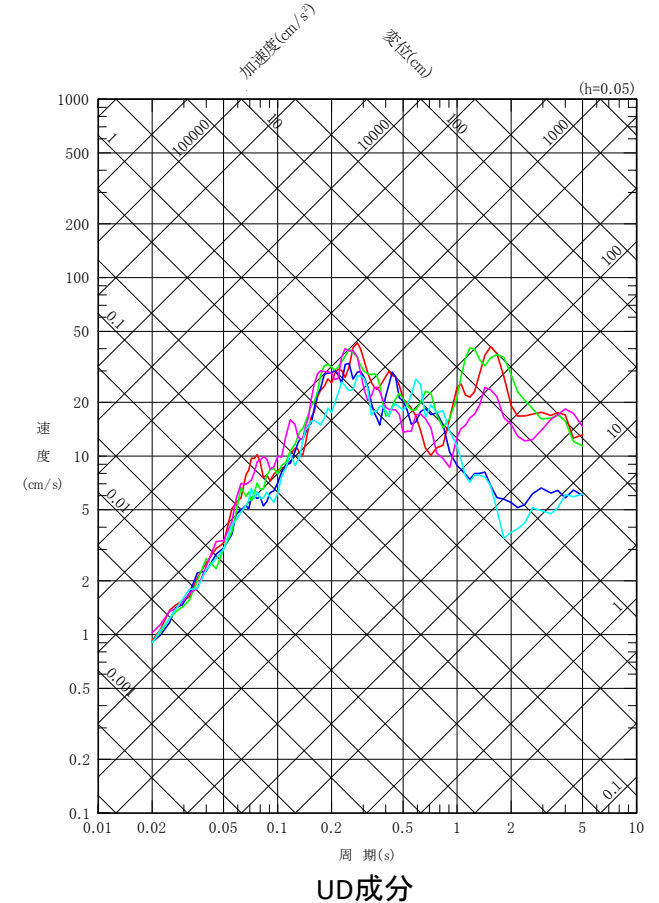
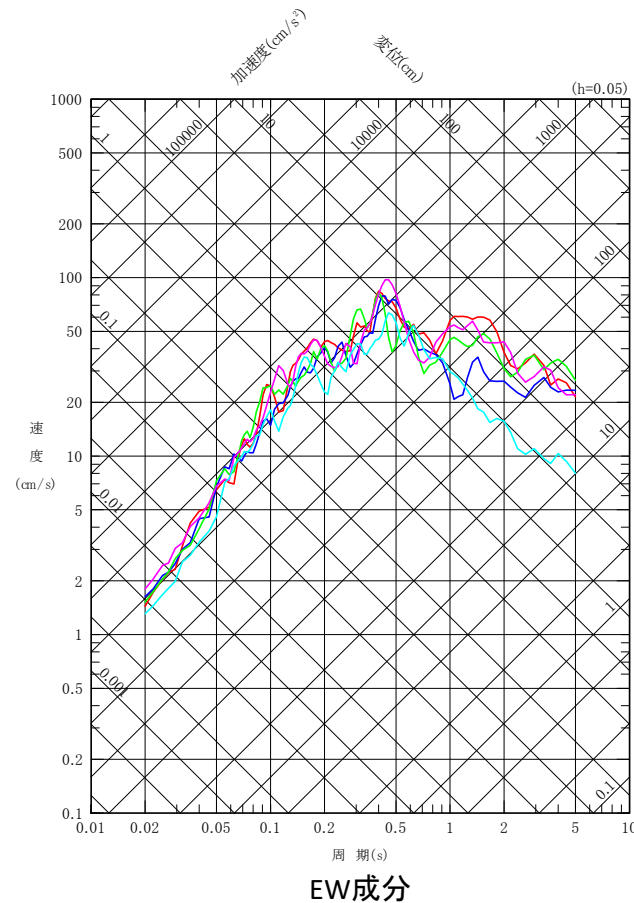
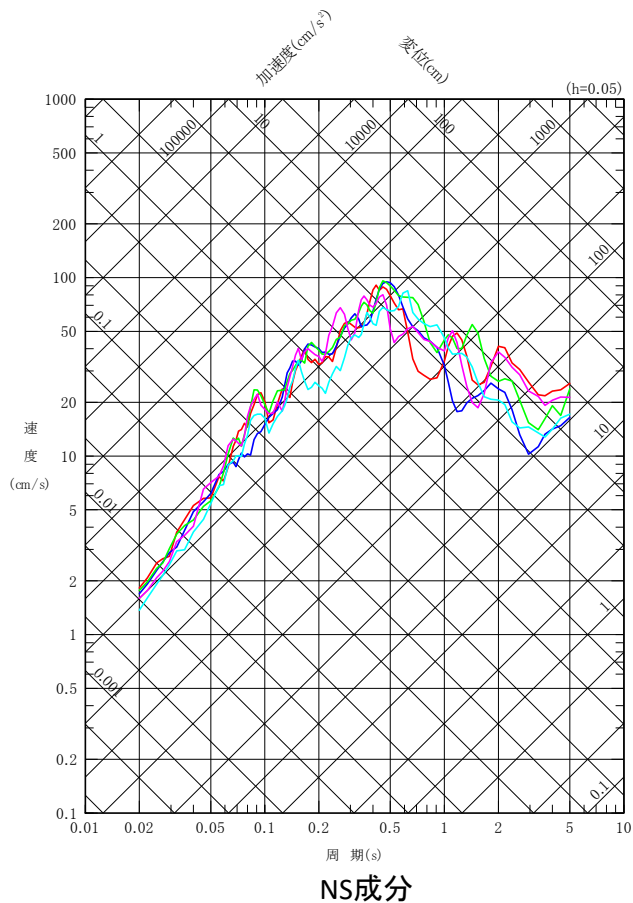
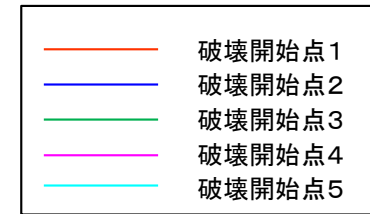
鉛直成分



断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【① 基本ケース 応答スペクトル】

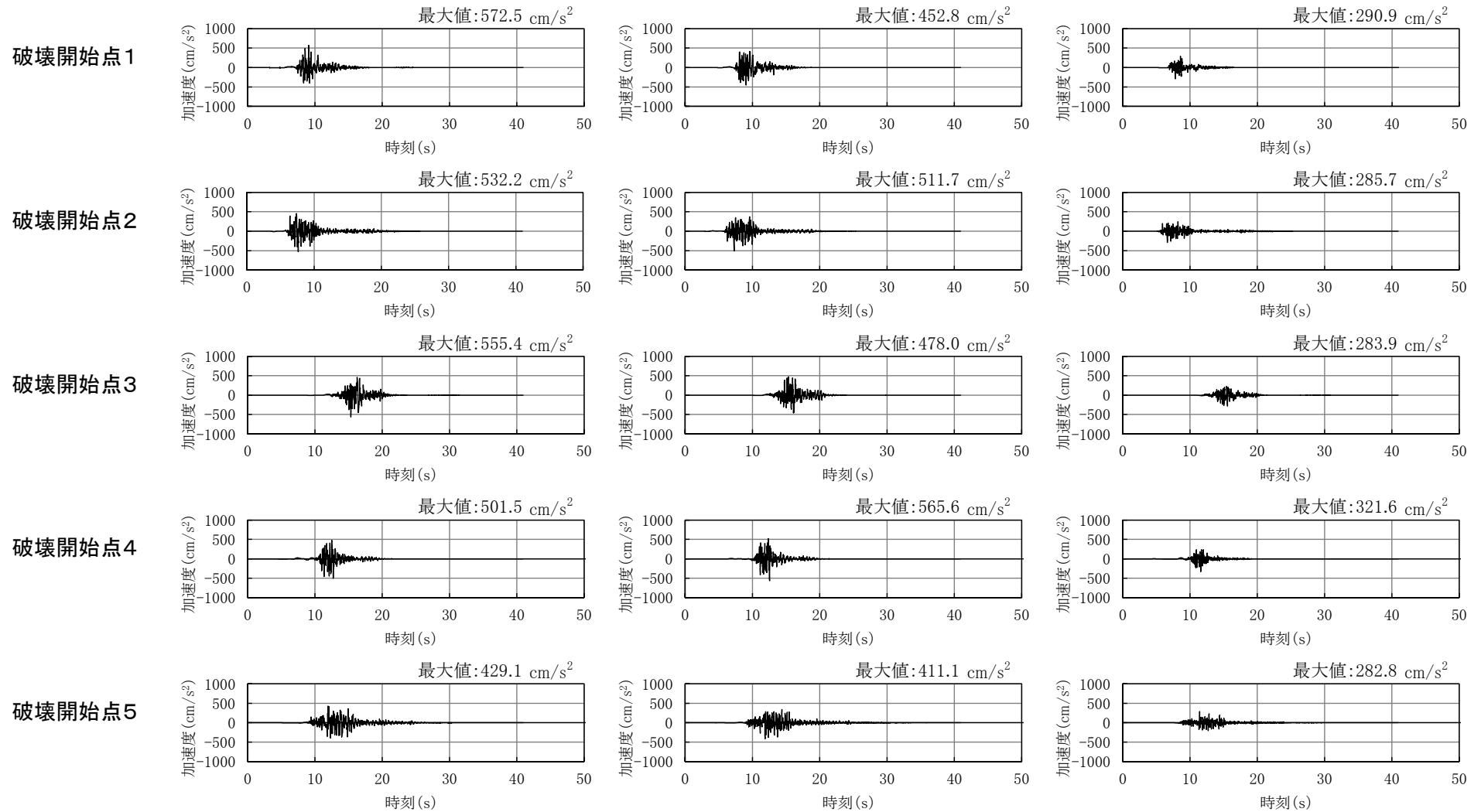


基本ケース





断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【① 基本ケース 加速度時刻歴波形】



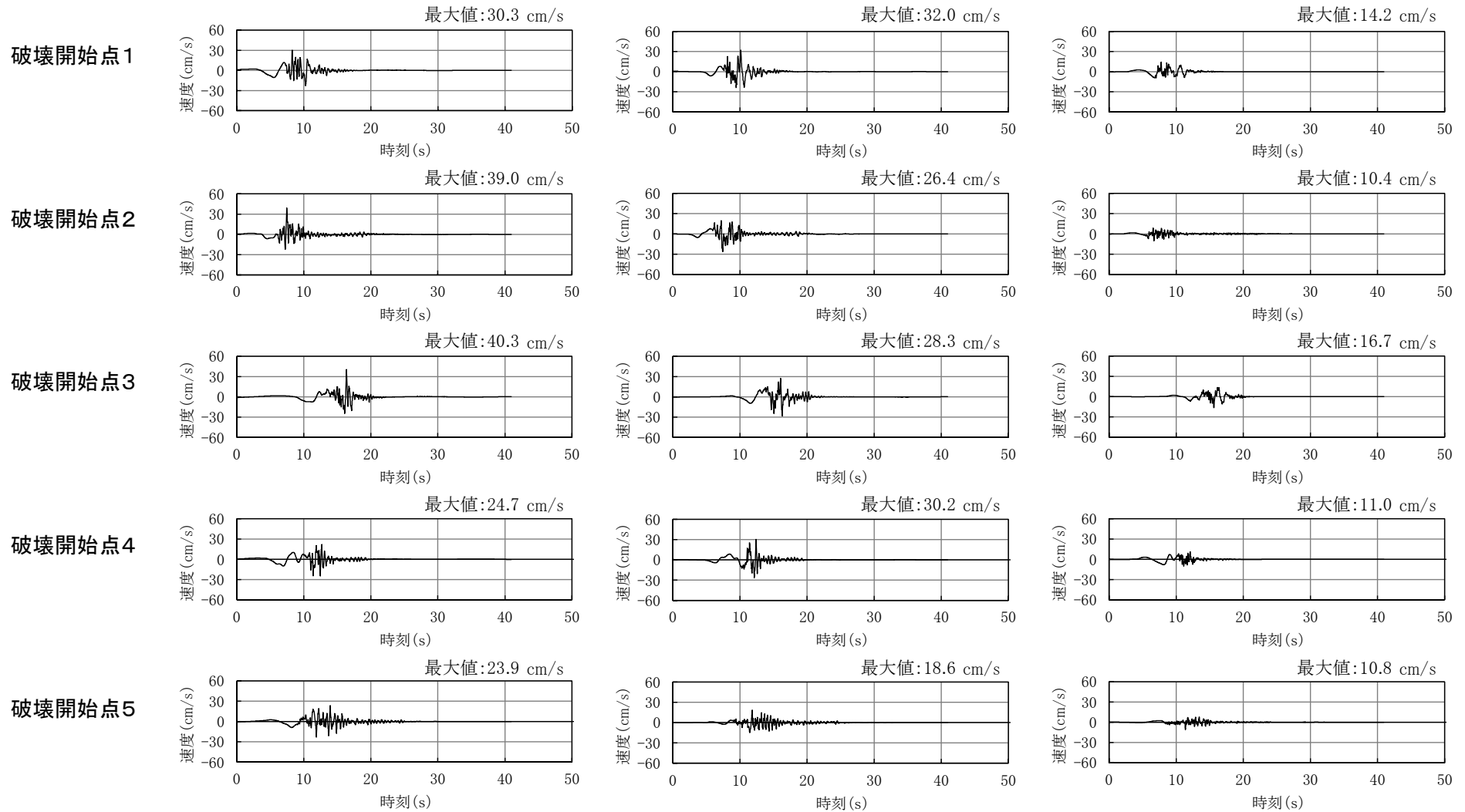
NS成分

EW成分

UD成分



断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【① 基本ケース 速度時刻歴波形】



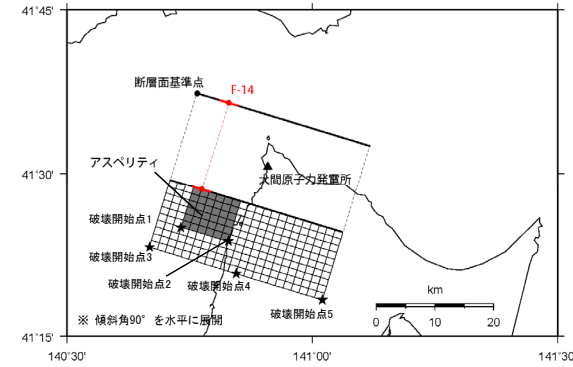
NS成分

EW成分

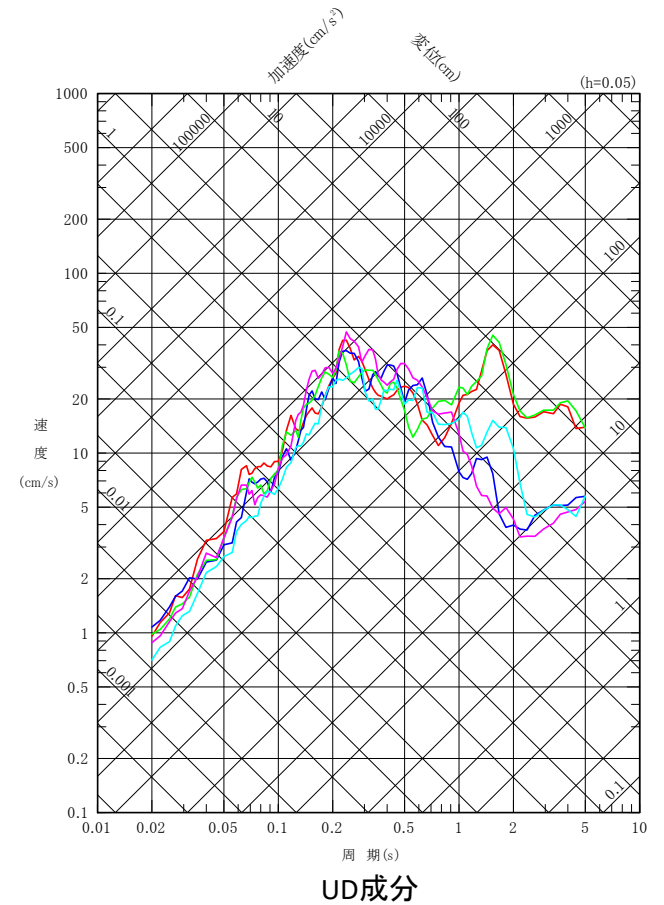
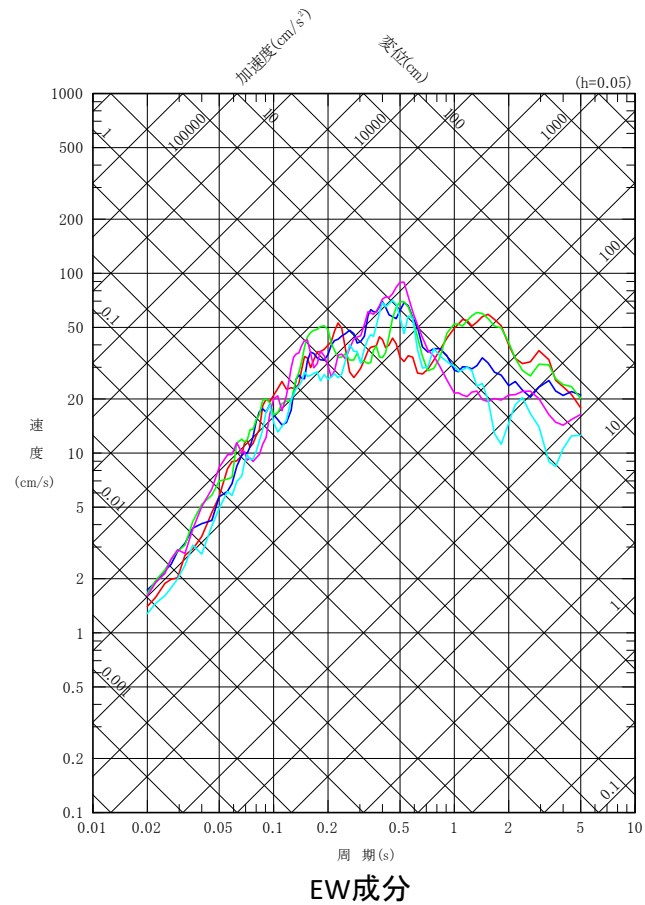
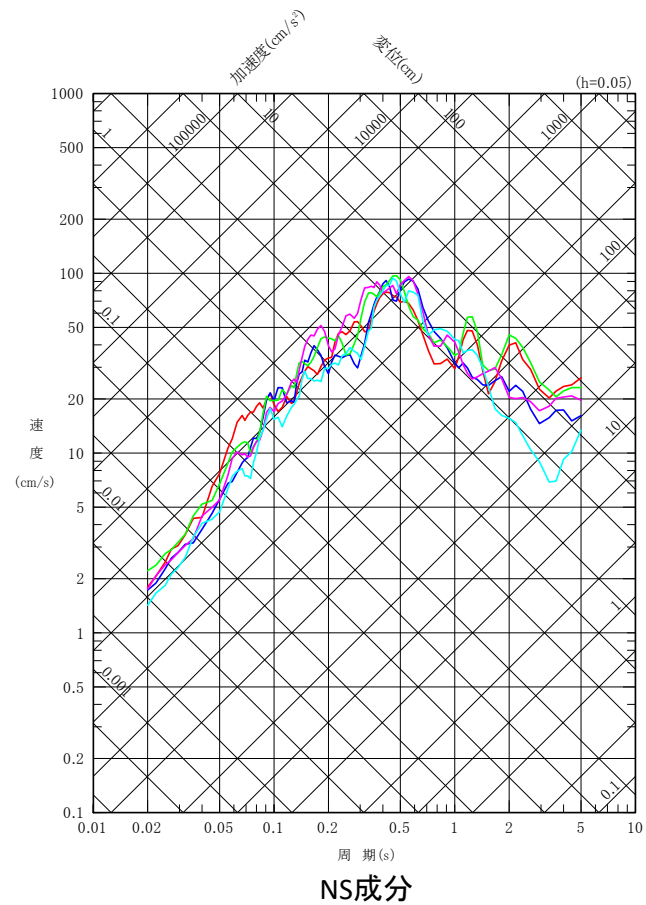
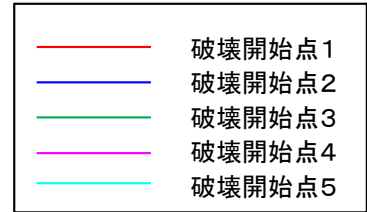
UD成分



断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【② 断層位置の不確かさケース 応答スペクトル】

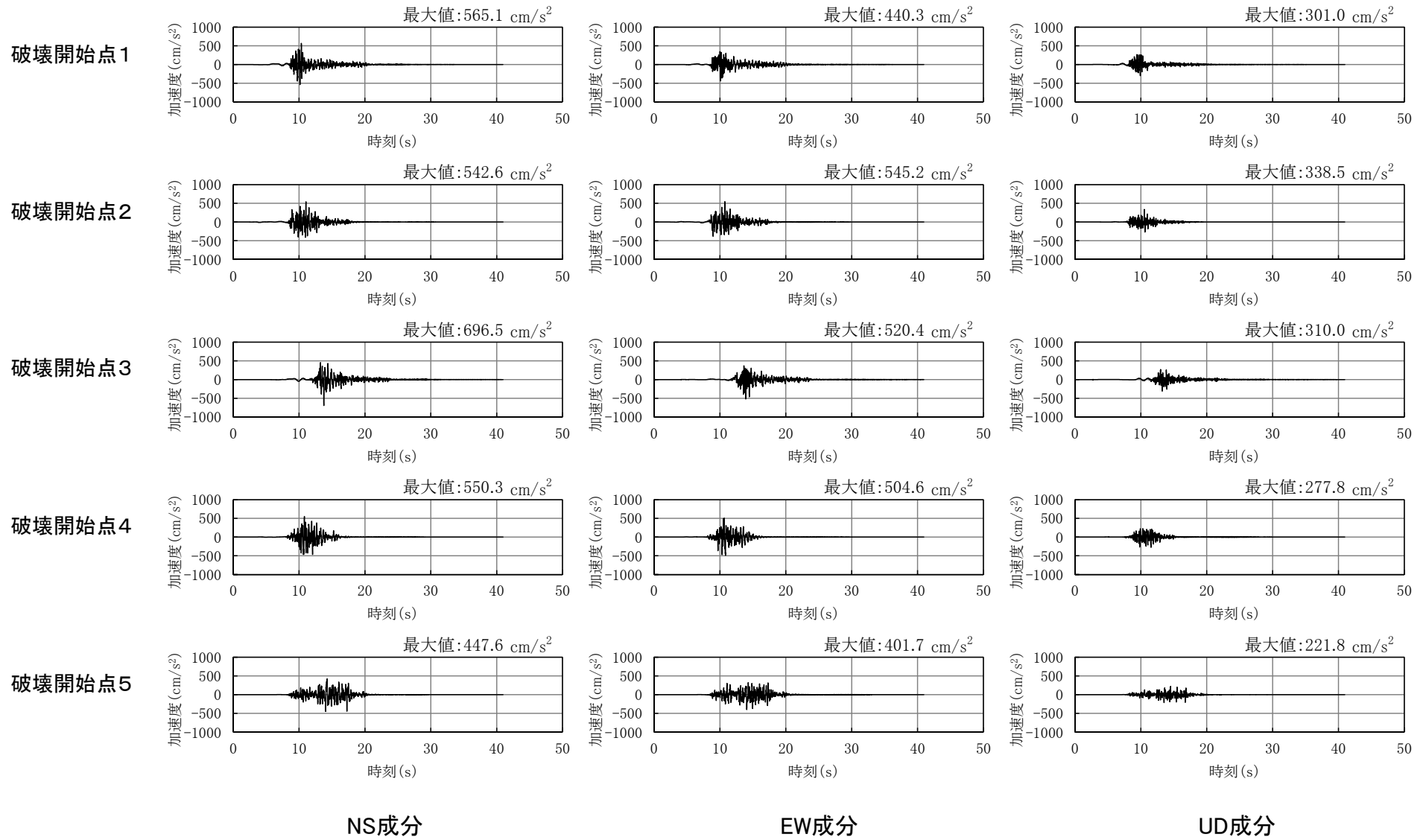


断層位置の不確かさケース



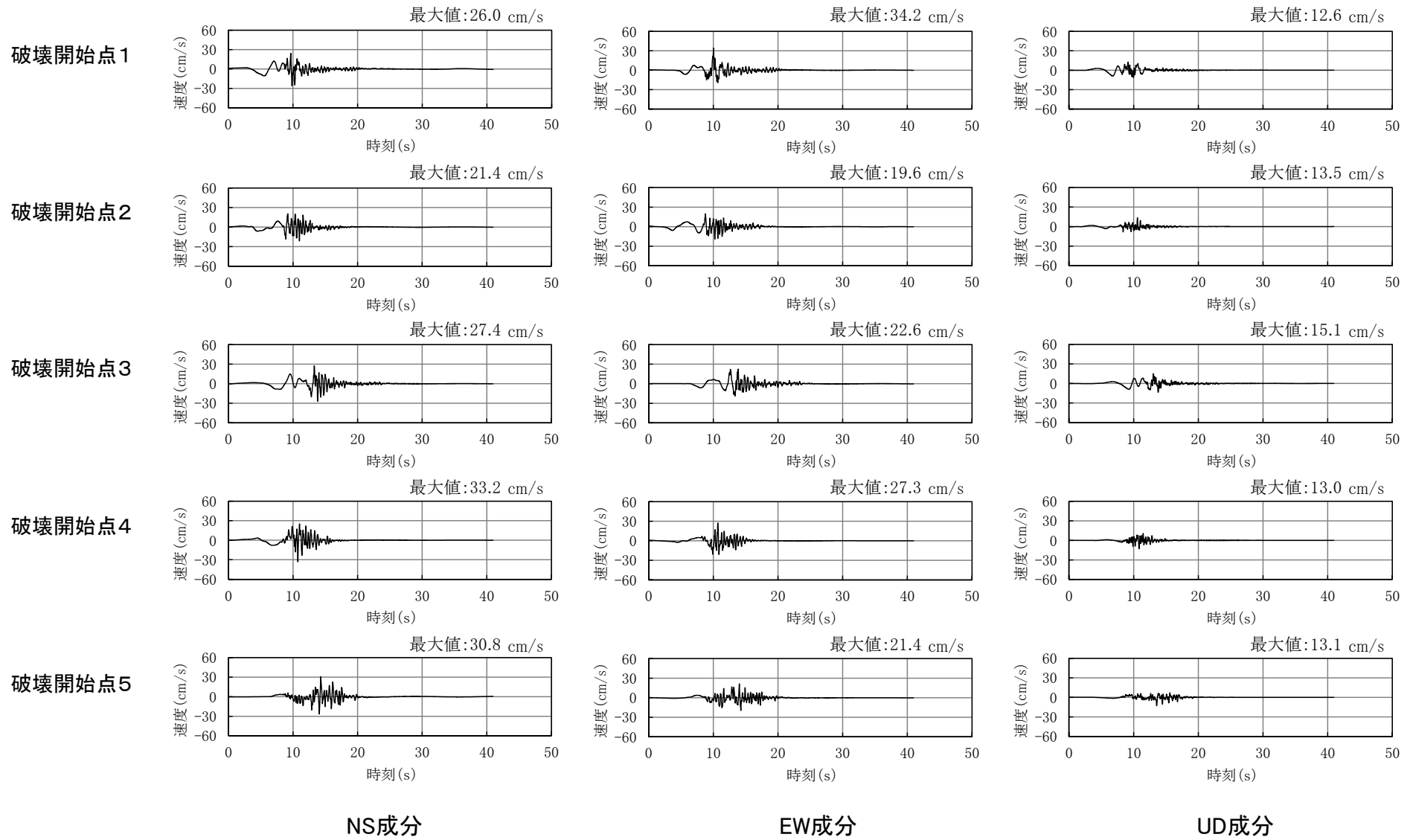


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【② 断層位置の不確かさケース 加速度時刻歴波形】





断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【② 断層位置の不確かさケース 速度時刻歴波形】

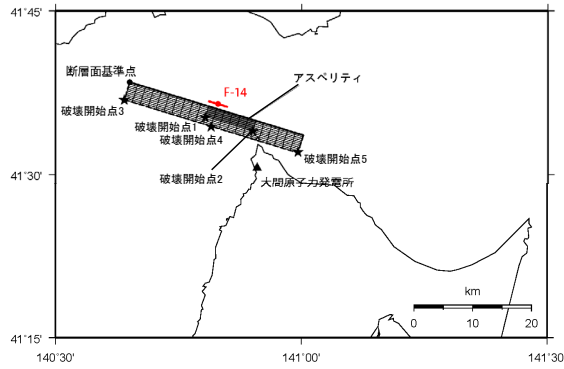




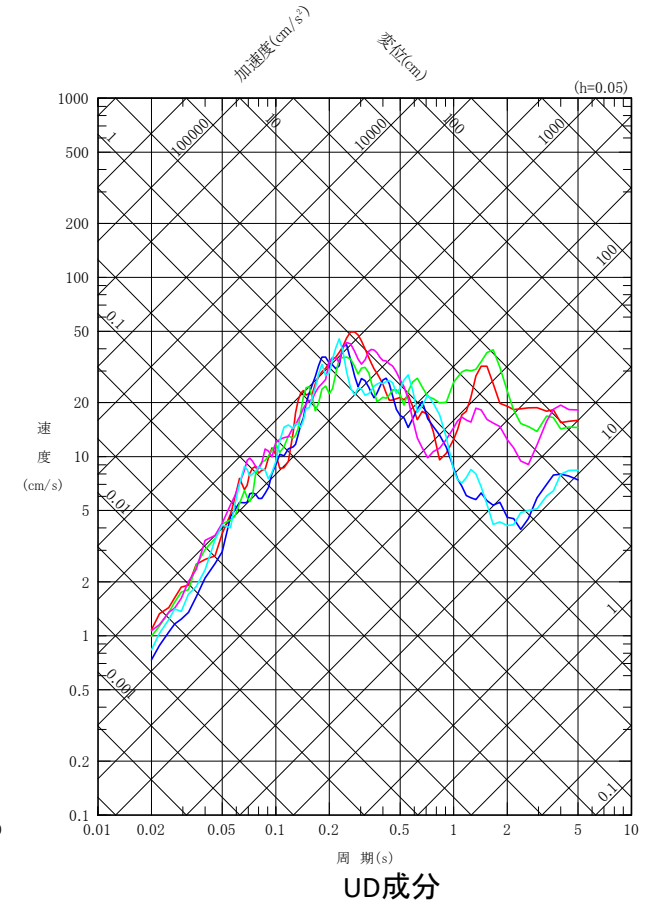
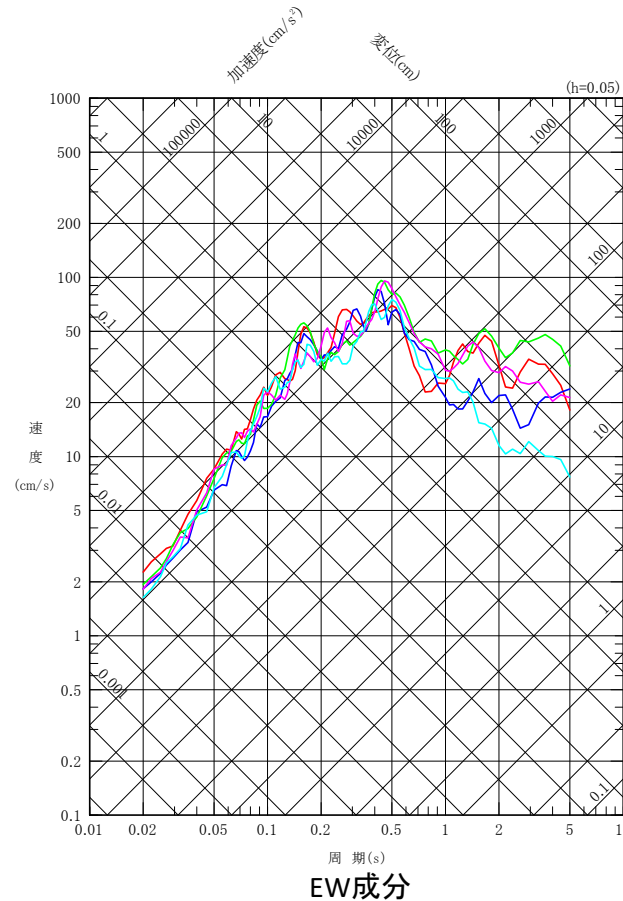
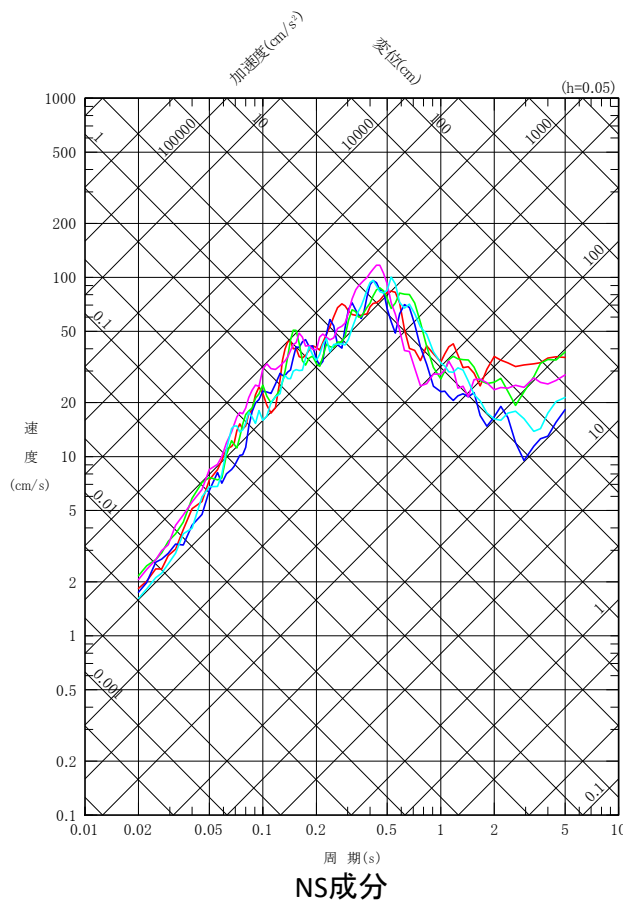
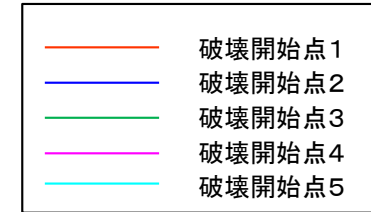
# 3.4 地震動評価結果(8/17)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【③ 断層傾斜角の不確かさケース 応答スペクトル】



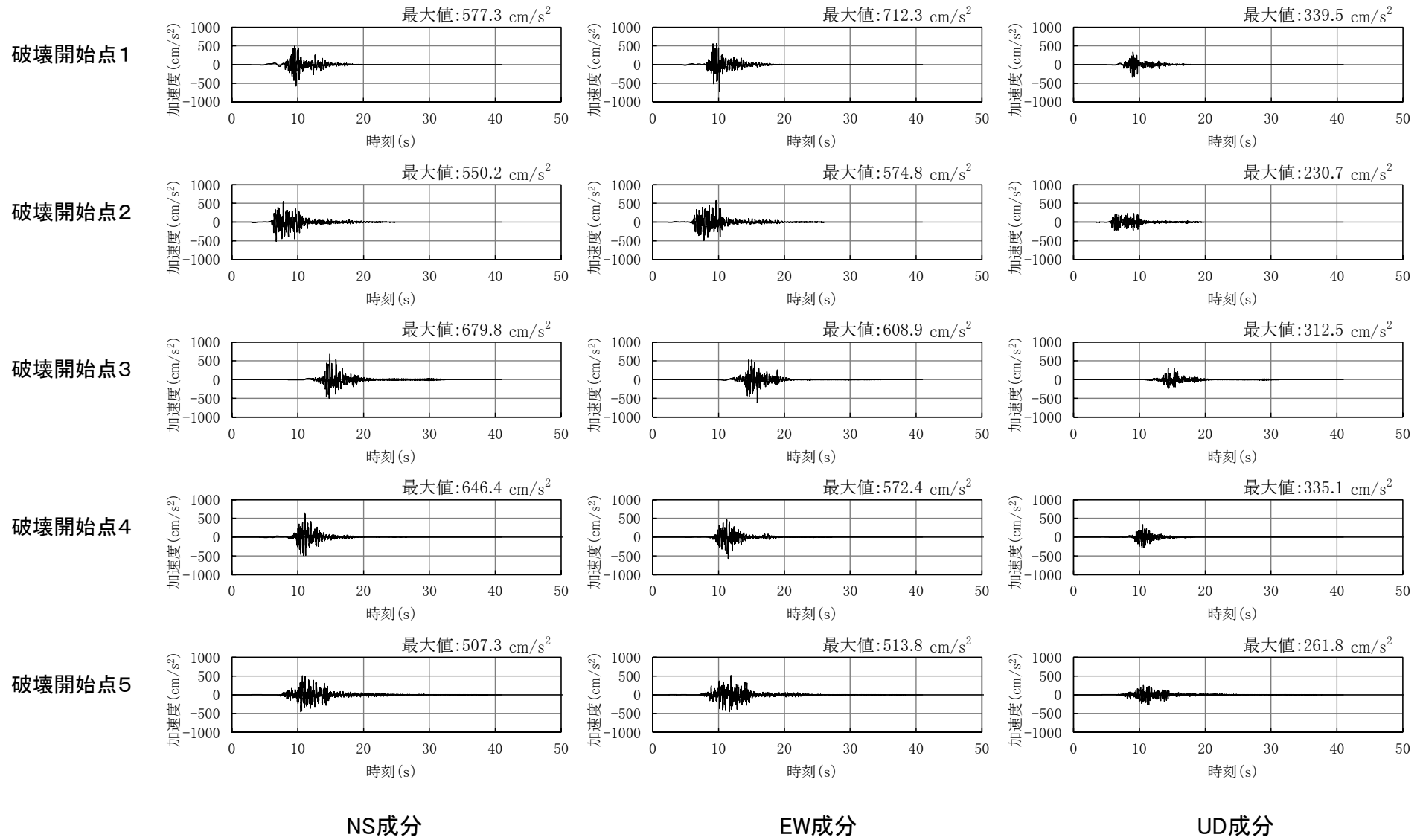
断層傾斜角の不確かさケース



# 3.4 地震動評価結果(9/17)



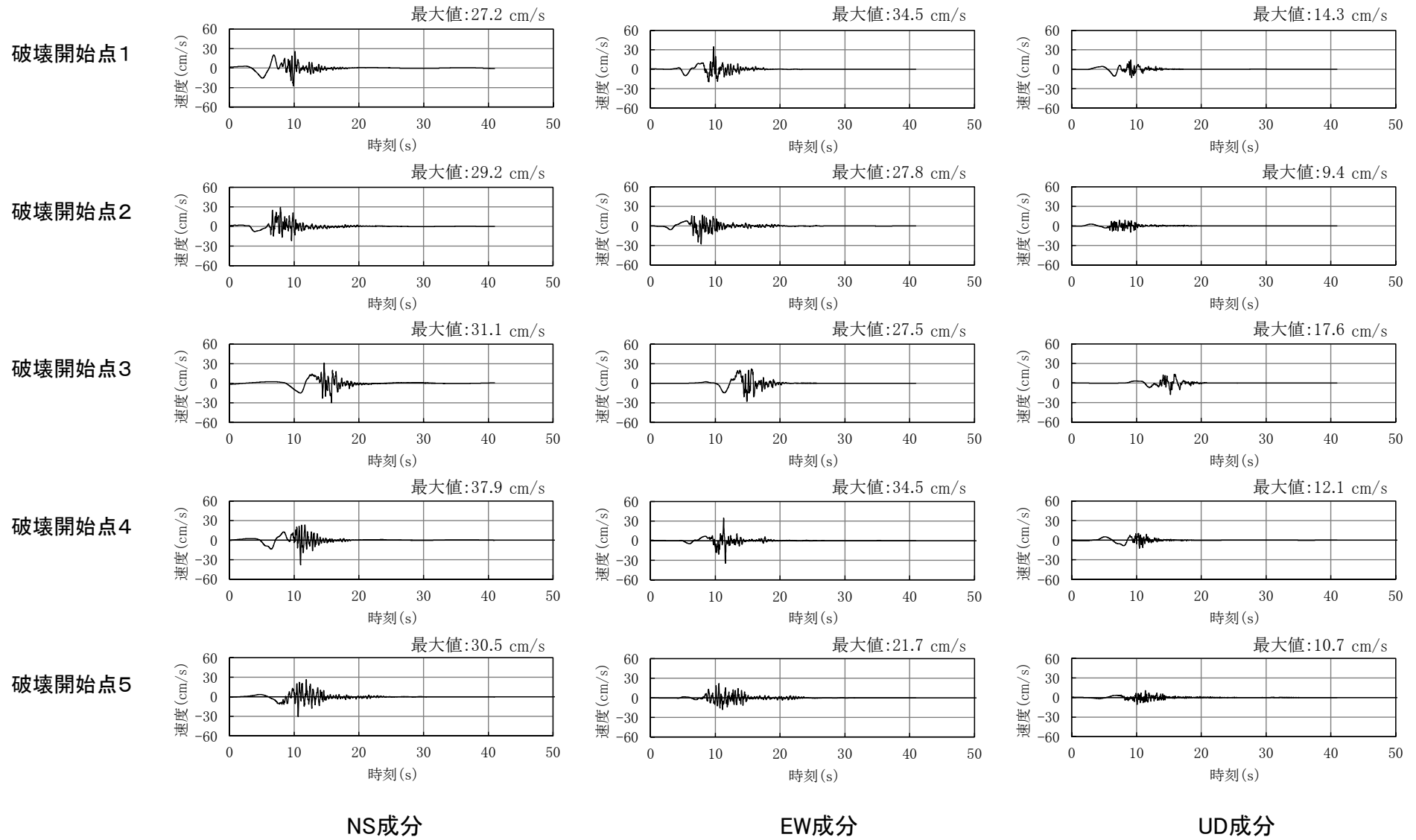
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【③ 断層傾斜角の不確かさケース 加速度時刻歴波形】



### 3.4 地震動評価結果(10/17)



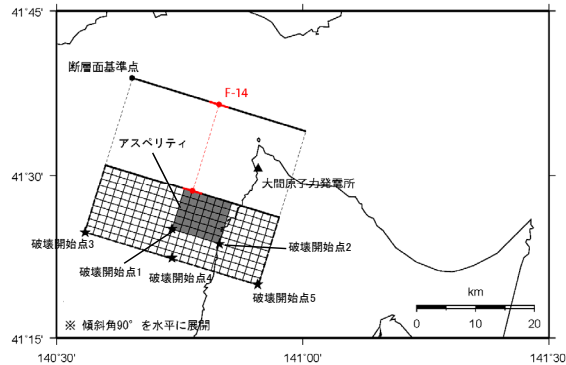
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【③ 断層傾斜角の不確かさケース 速度時刻歴波形】



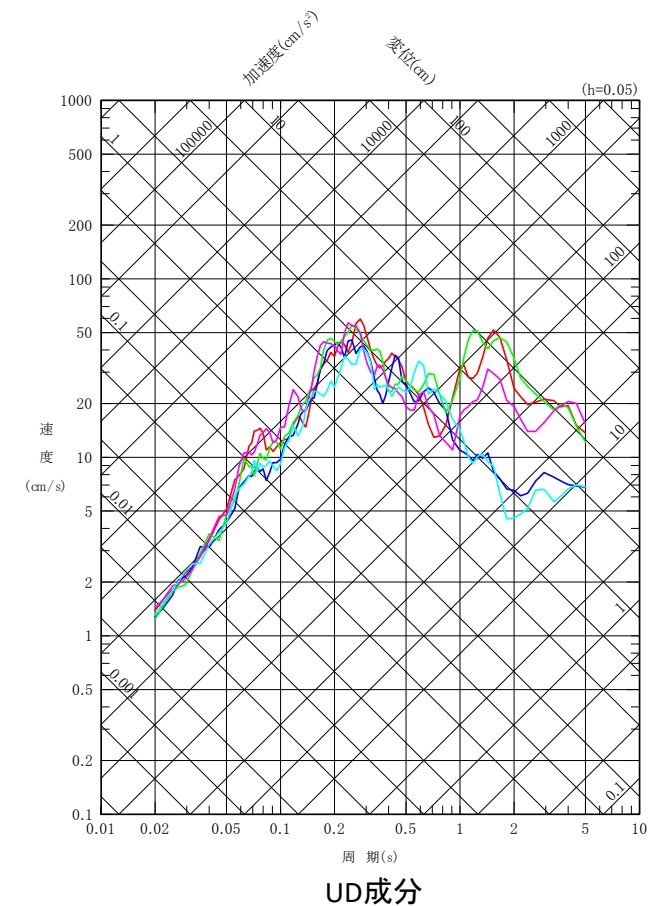
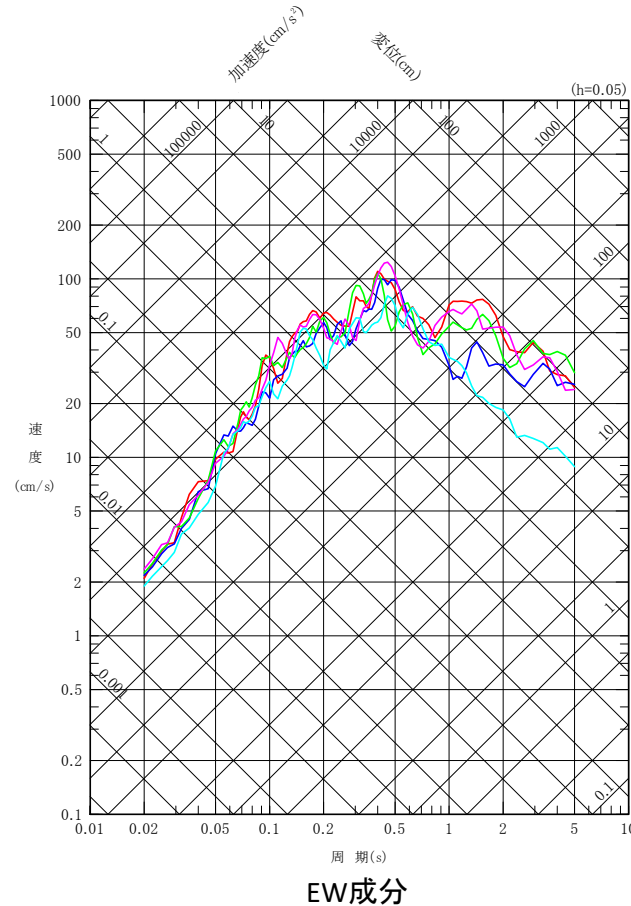
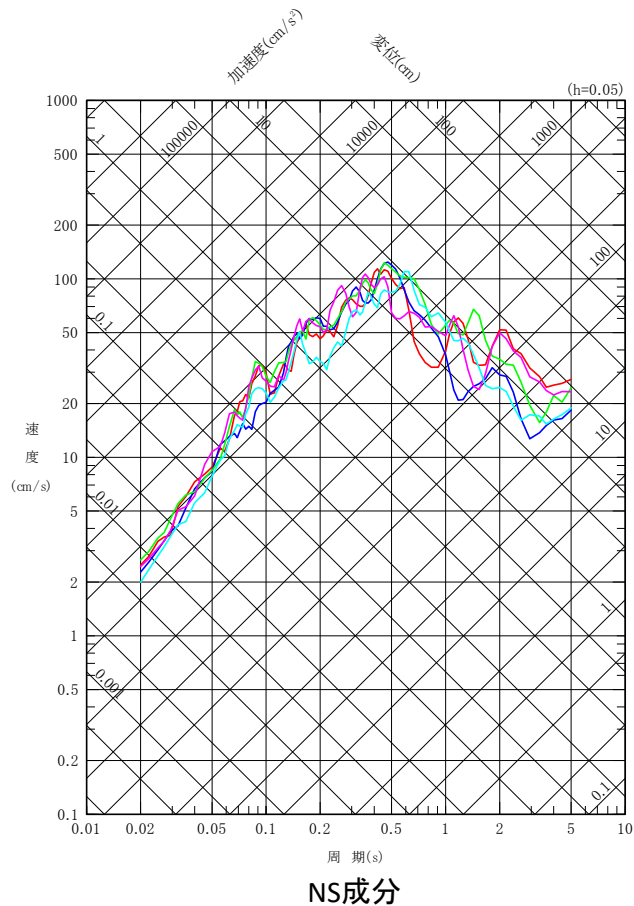
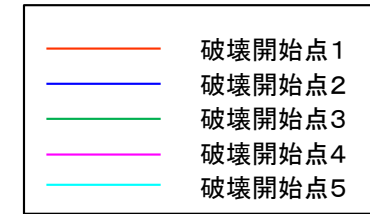
# 3.4 地震動評価結果(11/17)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【④ 短周期レベルの不確かさケース 応答スペクトル】



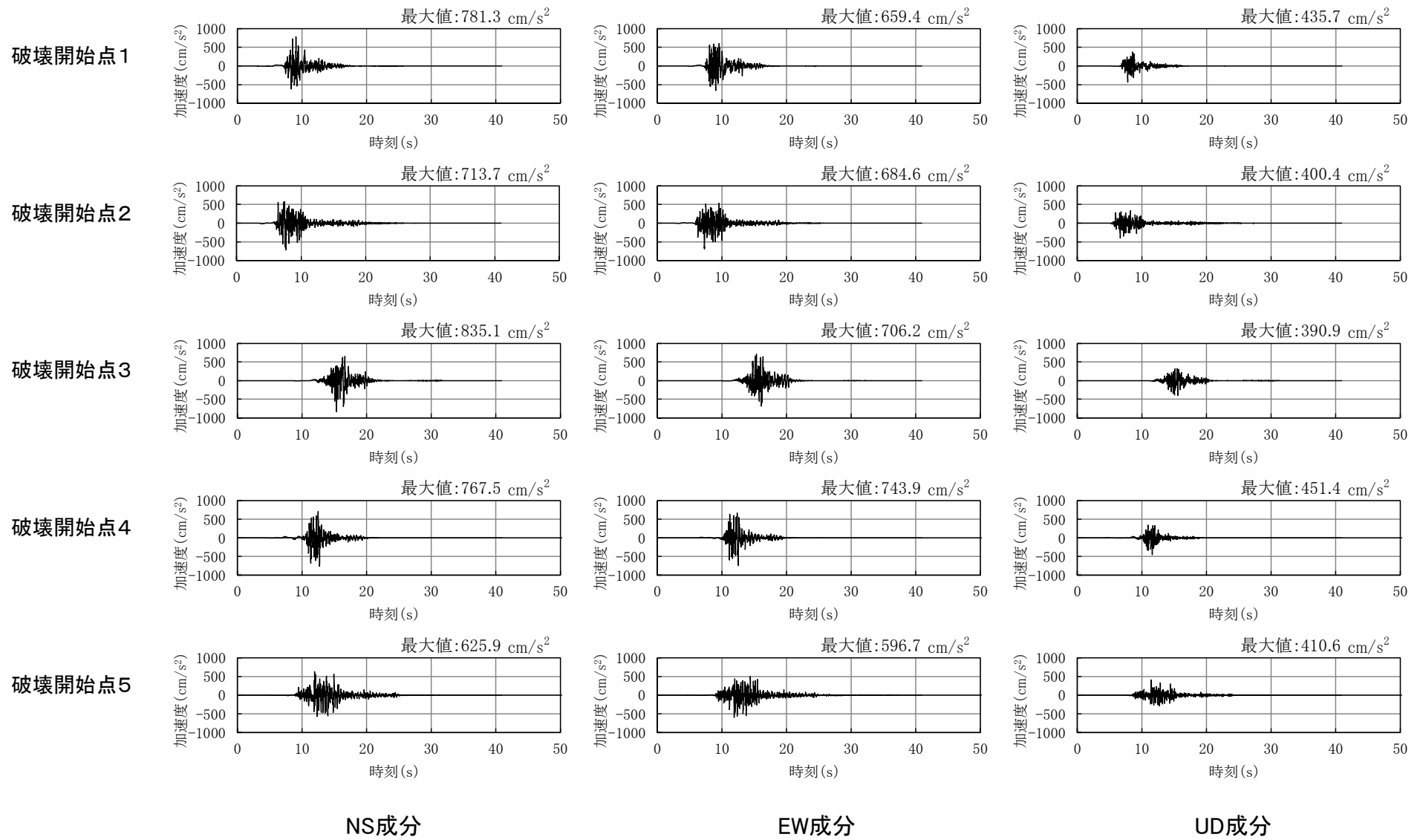
短周期レベルの不確かさケース



# 3.4 地震動評価結果(12/17)



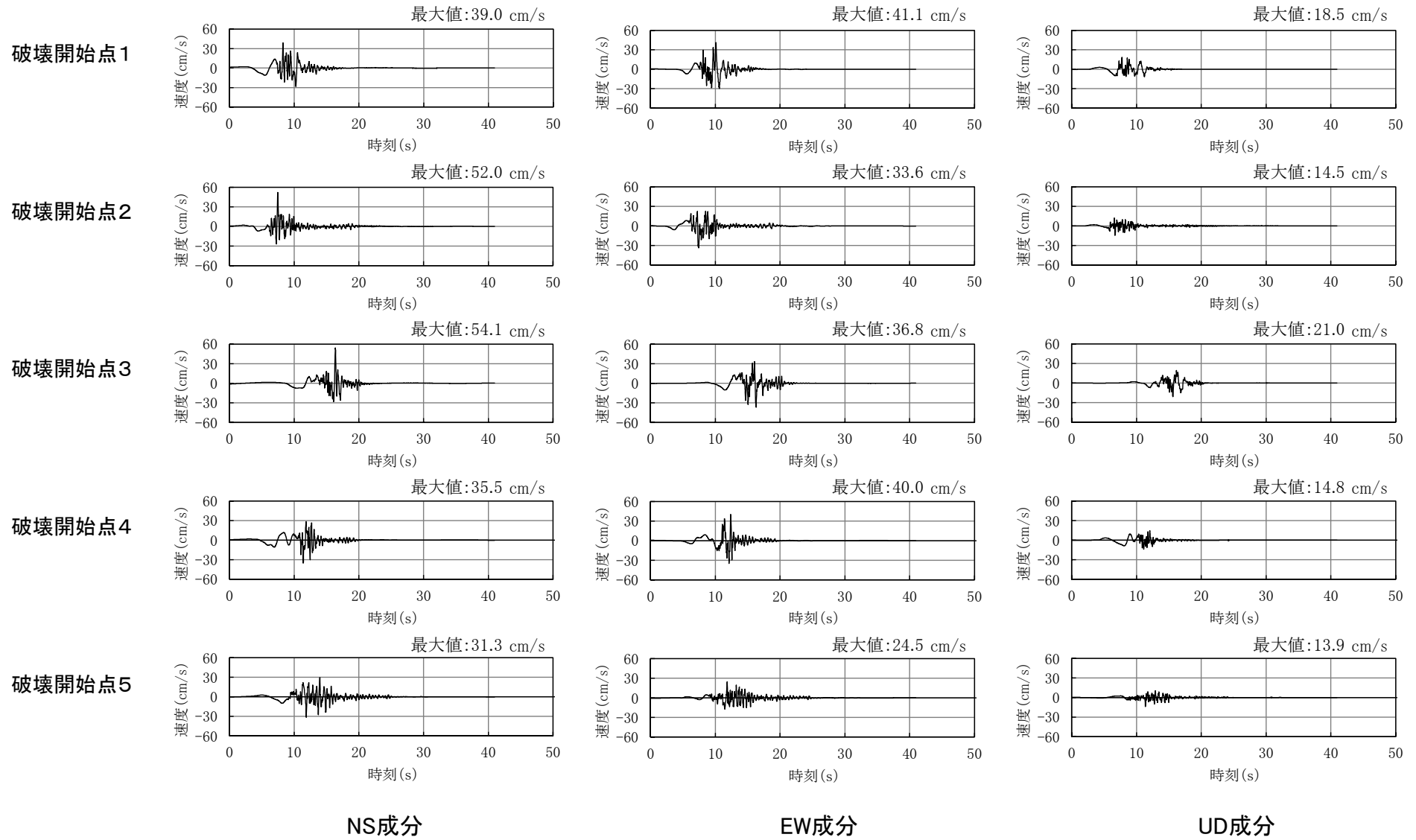
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【④ 短周期レベルの不確かさケース 加速度時刻歴波形】



### 3.4 地震動評価結果(13/17)



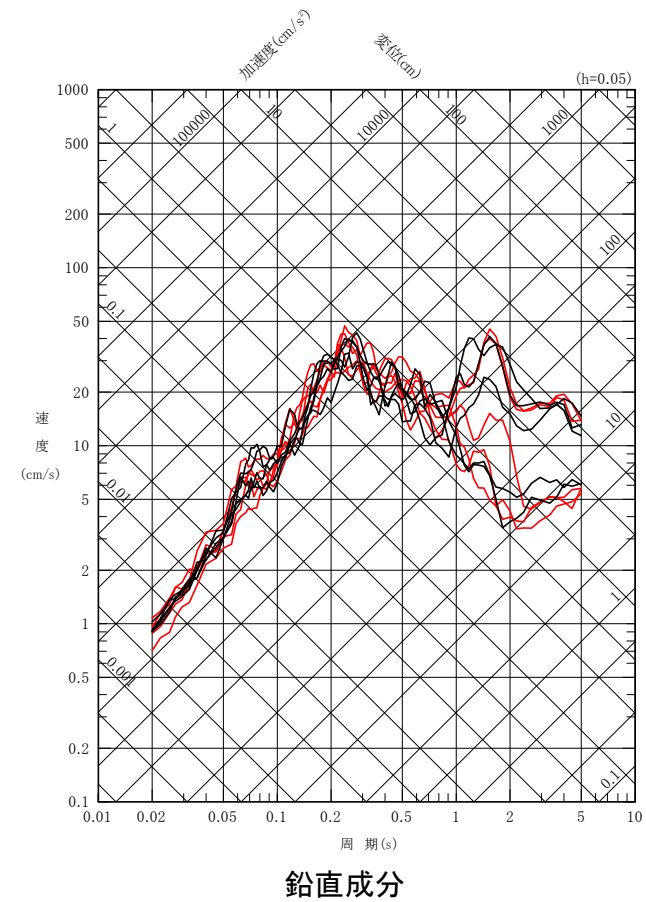
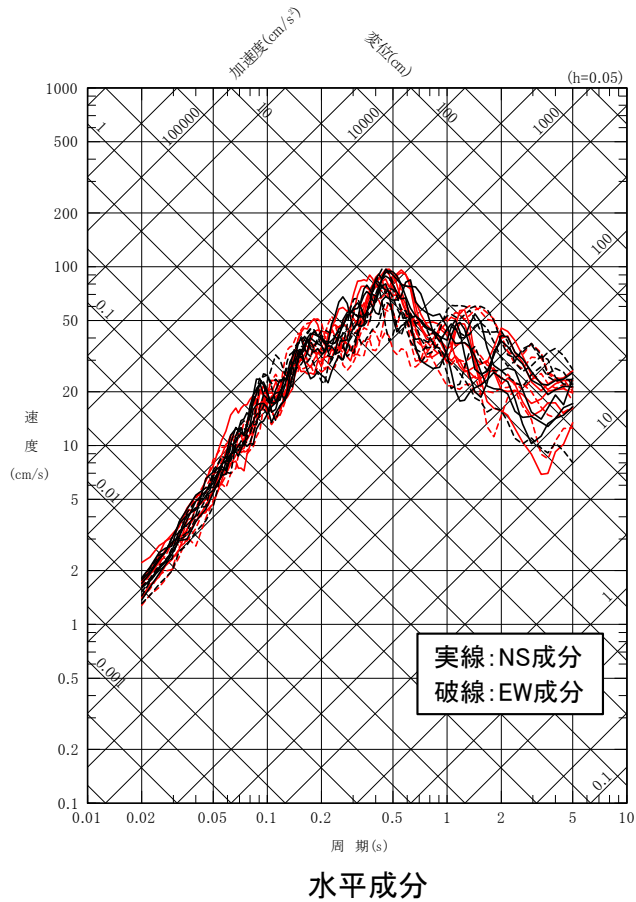
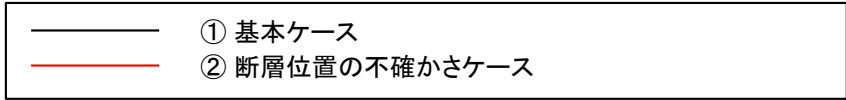
#### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【④ 短周期レベルの不確かさケース 速度時刻歴波形】





## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層位置の不確かさの影響確認】

- 断層位置の不確かさケースによる地震動は、基本ケースの地震動と同程度であり、断層位置の不確かさが、敷地における地震動に及ぼす影響は小さい。

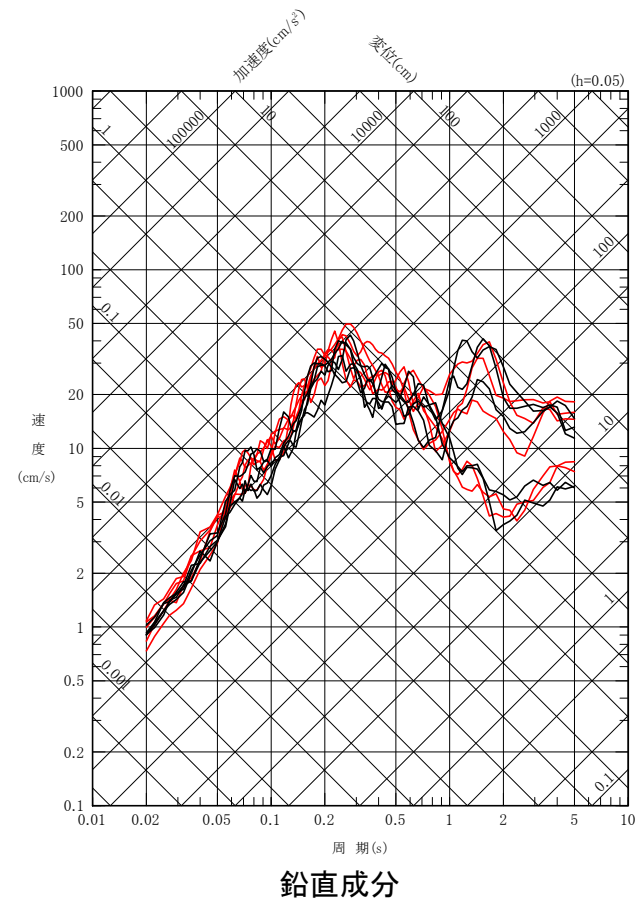
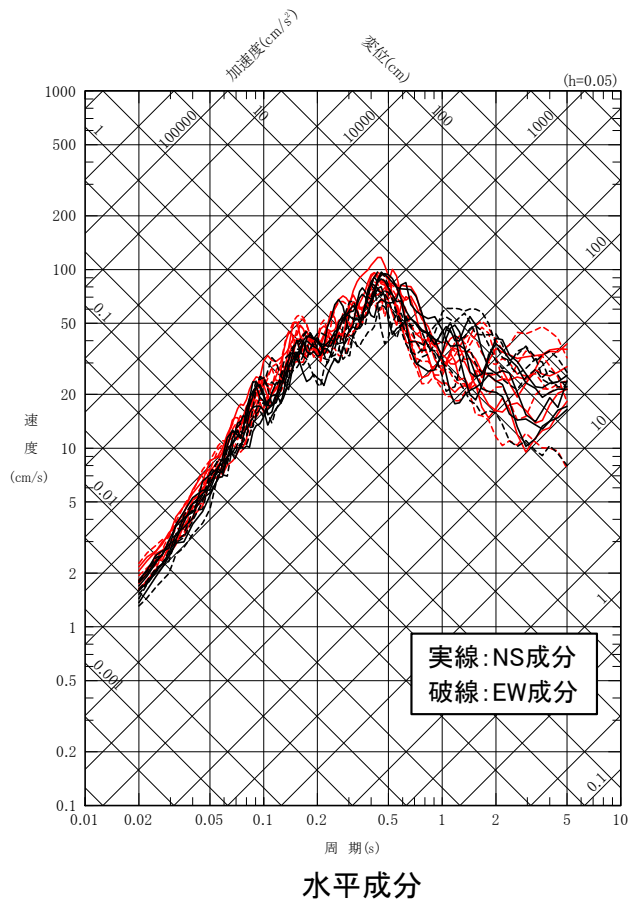
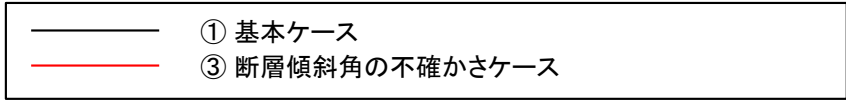


### 3.4 地震動評価結果(15/17)



#### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさの影響確認】

- 断層傾斜角の不確かさケースによる地震動は、基本ケースの地震動に比して同程度であり、断層傾斜角の不確かさが、敷地における地震動に及ぼす影響は小さい。



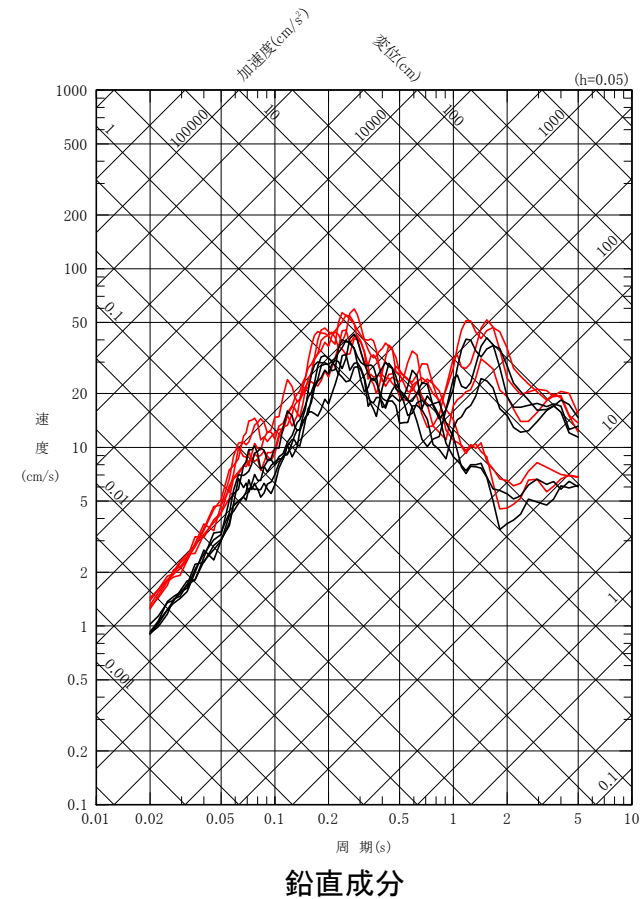
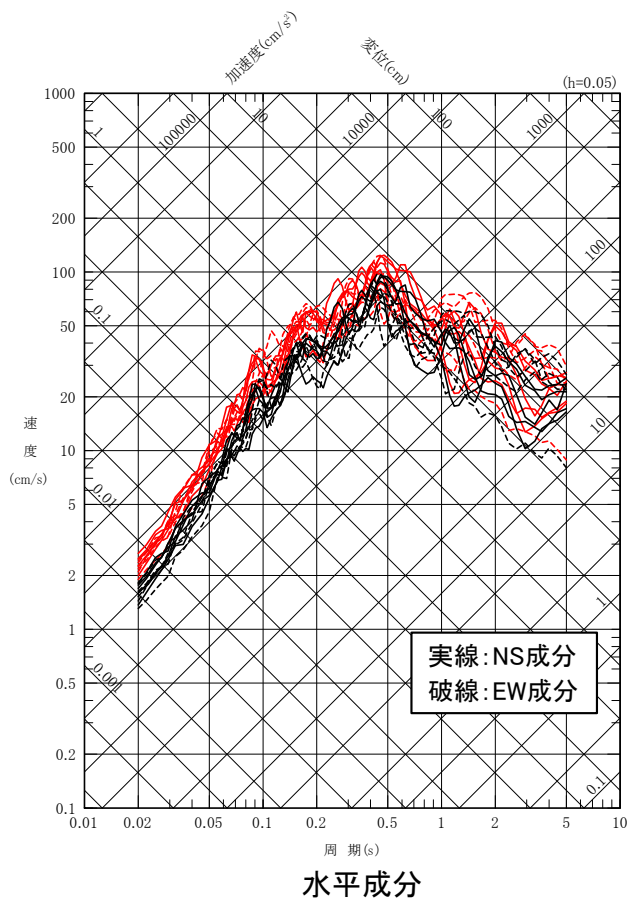
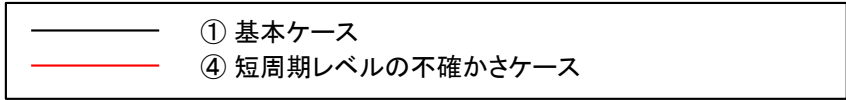


### 3.4 地震動評価結果(16/17)



#### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさの影響確認】

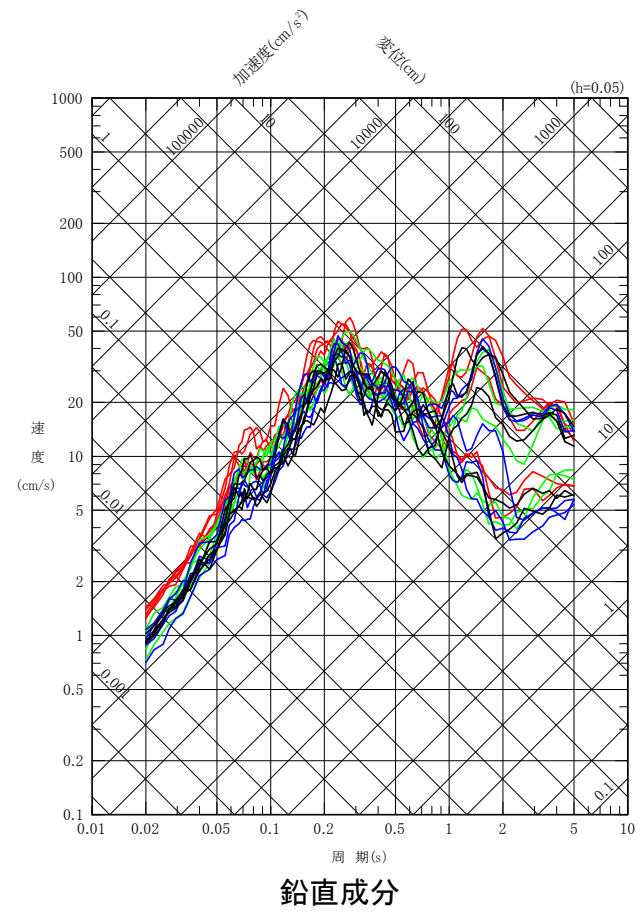
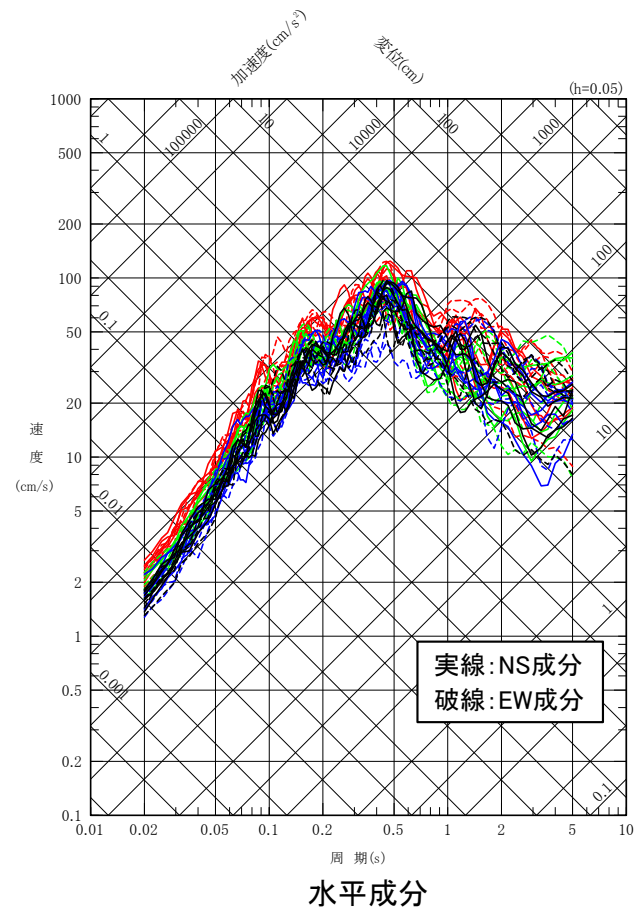
- 短周期レベルの不確かさケースによる地震動は、基本ケースの地震動を上回り、短周期レベルの不確かさが、敷地における地震動に及ぼす影響は大きい。



断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のまとめ

断層モデルを用いた手法による全検討ケースの地震動評価結果を示す。

- ① 基本ケース
- ② 断層位置の不確かさケース
- ③ 断層傾斜角の不確かさケース
- ④ 短周期レベルの不確かさケース



1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 評価方針
  - 5.2 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.3 地震発生層の設定
  - 5.4 地形発達過程の説明性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.5 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.6 地震動評価手法
  - 5.7 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

<補足説明資料>

[F-14断層による地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足1)フルウェーブインバージョン解析について
- (補足2)第1035回審査会合と今回の断層位置の不確かさケースの地震動の比較
- (補足3)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較
- (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について

[奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足5)日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について
- (補足6)壇ほか(2015)の概要
- (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について
- (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較
- (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について

[品質保証に関する補足説明資料]

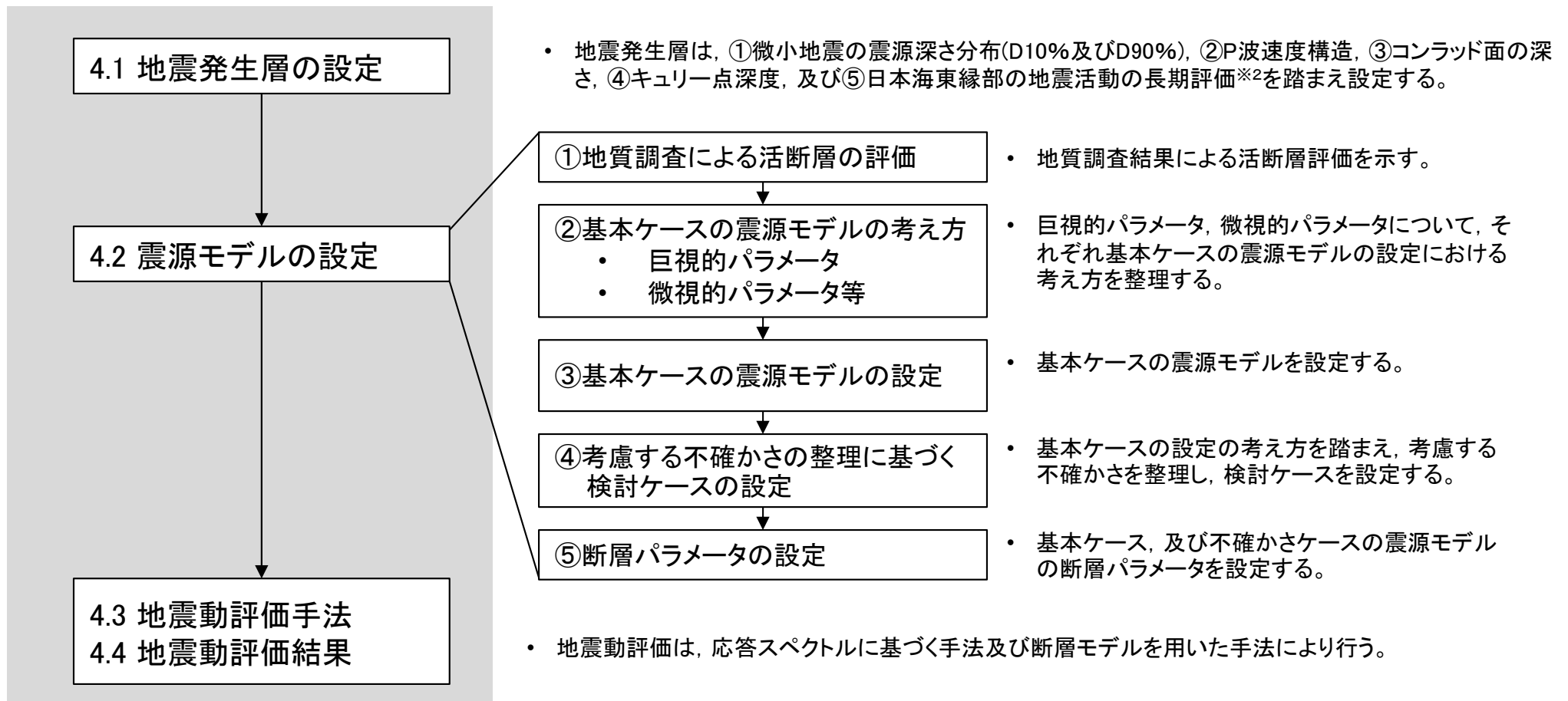
- (補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について

## 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震<sup>※1</sup>の地震動評価の実施手順

- 以下の実施手順により、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動を評価する。

## 実施手順



※1：奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、及び西津軽海盆東縁断層は、敷地周辺の震源として考慮する主な活断層の海域活断層に該当し、日本海東縁部の歪み集中帯に位置する。

※2：日本海東縁部の地震活動の長期評価は、想定震源(P.89参照)より西側の海域を対象としているが、保守性の観点から参照する。(P.70及び巻末の(補足5)参照)

## 4.1 地震発生層の設定(1/9)



### 基本方針

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震発生層は、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度、及び⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価に関する知見を踏まえ設定する。

#### 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の記載

##### 4.4.震源断層の評価 4.4.1 震源断層の評価における共通事項

地震発生層の浅さ限界・深さ限界は、敷地周辺で発生した地震の震源分布、キュリー一点深度、速度構造データ等を参考に設定されていることを確認する。

#### 想定震源周辺の地殻構造の確認

ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による知見、日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)による知見によれば、想定震源(P.89参照)周辺が大陸性地殻(島弧地殻)に位置することから、内陸地殻内地震と同様に地震発生層を整理する。

#### 地震発生層に関する主な既往の知見

##### 【震源深さ分布に関する知見】

- 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限及び下限が存在し、D10%※1を上限、D90%※2を下限の目安として用いることができるとされている。

##### 【P波速度構造に関する知見】

- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さ限界は、P波速度5.8km/s～5.9km/sの層の上限と良い関係があるとされている。
- 吉井・伊藤(2001)によると、地震発生層の上限は、速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致しているとされている。
- 廣瀬・伊藤(2006)によると、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8km/s～6.4km/sの層に集中しているとされている。

##### 【コンラッド面の深さに関する知見】

- 木下・大竹(2000)によると、地殻内の地震は、コンラッド面より浅い上部地殻で発生し、下部地殻では流動性に富み、地震を発生させるほどの歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。

##### 【キュリー一点深度に関する知見】

- 田中(2009)によると、地殻内で発生する地震の下限と温度構造には密接な関係があるとされている。温度構造の大要をとらえる方法として、磁性岩体がキュリー一点深度に達するとその磁性を失うという性質を地下の熱的異常に結び付け、磁性体の下面深度(キュリー一点深度に相当)を求める方法を挙げている。Tanaka and Ishikawa(2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間には良い相関があることが示されている。

##### 【日本海東縁部の地震活動の長期評価】

- 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価では、1983年日本海中部地震や1993年北海道南西沖地震の知見を踏まえ、地震の深さは20km程度以浅に設定されている。

#### 地震発生層の設定

以上から、①～⑤を踏まえ、地震発生層を設定する。ここで、断層範囲が広域にわたるため、想定震源周辺の評価である①、②に加えて、広域を対象とした③、④、⑤の評価も参照し、設定する。

- ①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度、及び⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価

審査ガイドの記載に対する既往の知見の整理、及び地震発生層の設定



## 4.1 地震発生層の設定(2/9)

### 想定震源周辺の地殻構造の確認

#### 日本海東縁部の地殻構造に関する知見

##### 【ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による知見】

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)では、能登半島沖から西津軽沖にかけて海域地殻構造調査を実施し、日本海東縁部の地殻構造を島弧地殻<sup>※1</sup>、遷移地殻<sup>※2</sup>、海洋地殻に分類している。
- この分類によると想定震源(P.89参照)は、島弧地殻<sup>※1</sup>に位置する。

##### 【日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)による知見】

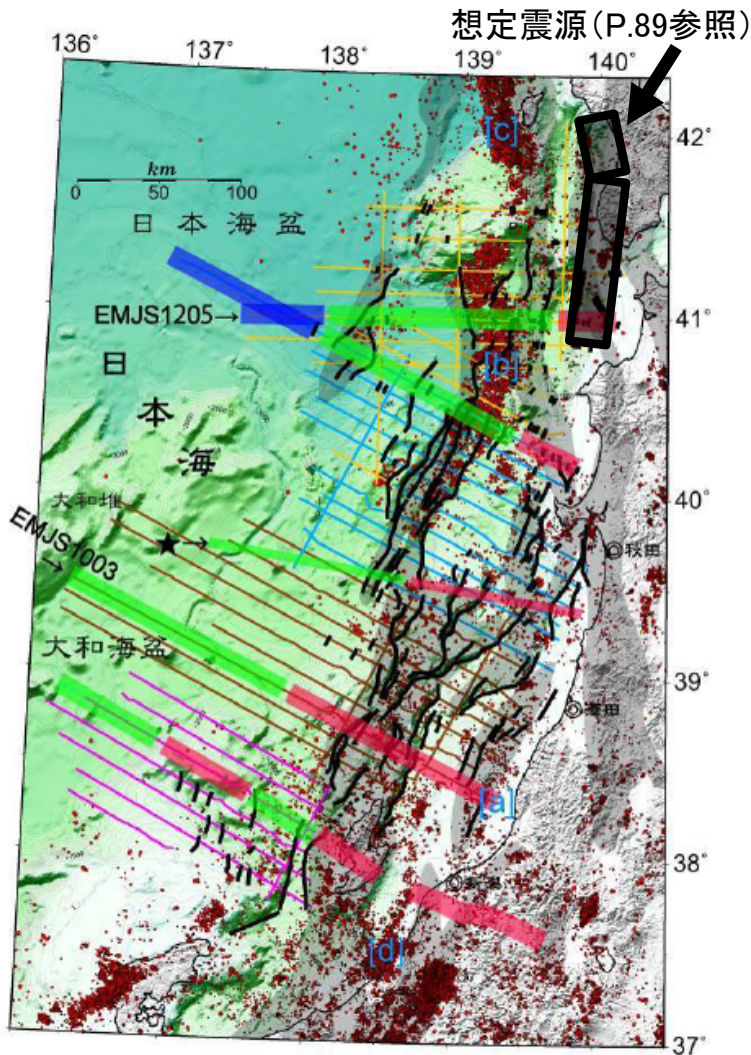
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では、北海道南西沖において、海域構造調査を実施している。
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)によると想定震源(P.89参照)の位置する松前海台北端から陸側の領域(奥尻海嶺、奥尻海盆、渡島半島)では、大陸性地殻<sup>※1</sup>の特徴を持っているとされている。

#### 想定震源の位置する地殻構造の評価

- 以上から、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震は、大陸性地殻(島弧地殻)<sup>※1</sup>に位置すると考えられる。

#### 地震発生層の設定方法

- 想定震源(P.89参照)周辺の地震発生層は、一般的な内陸地殻内地震と同様に、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー点深度を踏まえ、さらに⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価も踏まえ設定する。



ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による地殻の分類  
ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)に加算

■ : 島弧地殻<sup>※1</sup>    ■ : 遷移地殻<sup>※2</sup>    ■ : 海洋地殻

※1 : ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)では島弧地殻、日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では大陸性地殻と呼称しているが、両者は同じ文献(Cho et al.(2006), Iwasaki et al.(2001))に基づき区分していることから、ここでは島弧地殻を大陸性地殻として考える。

※2 : 海洋性と大陸性の中間的な特徴をもつ地殻。なお、No et al.(2014)においては、遷移地殻周辺をThick Oceanic crust(厚い海洋地殻)と区分している。



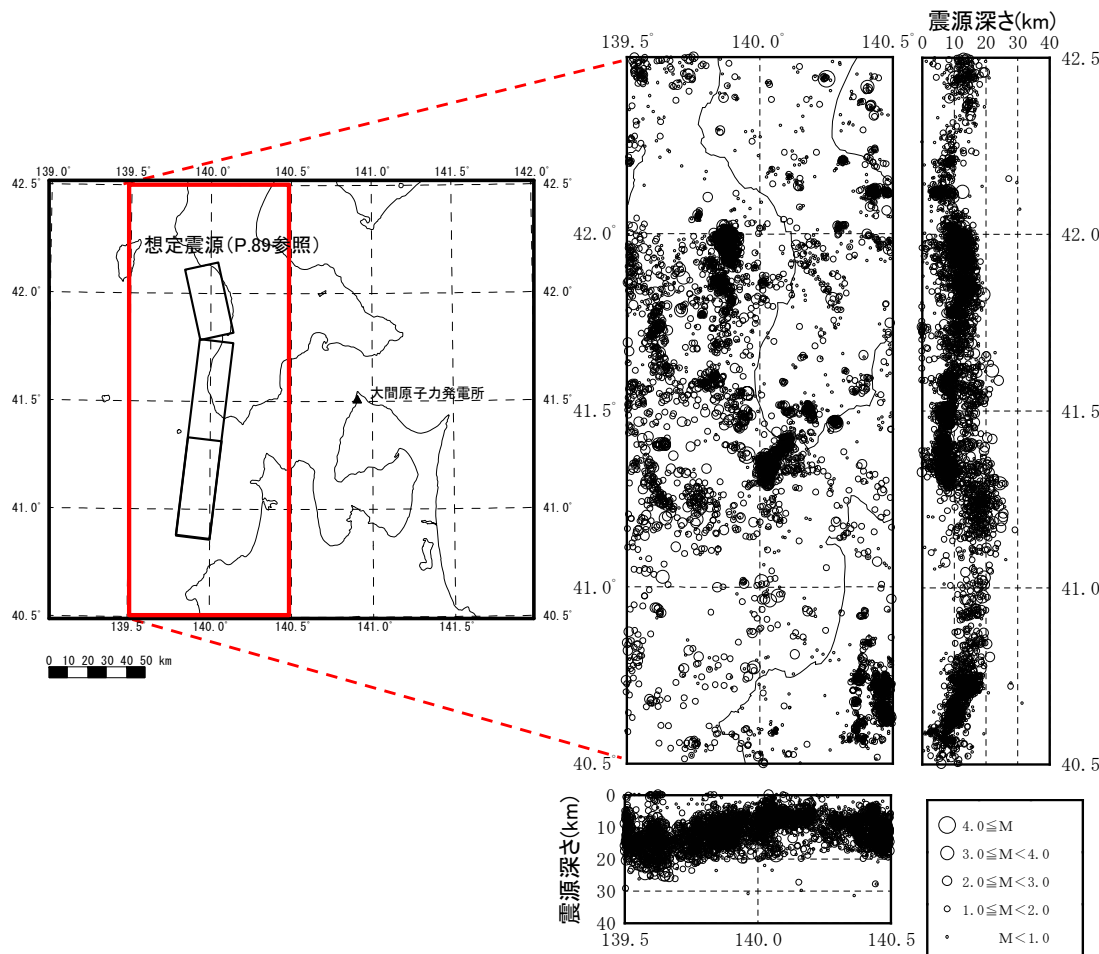
## 4.1 地震発生層の設定(3/9)

### ① 微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価

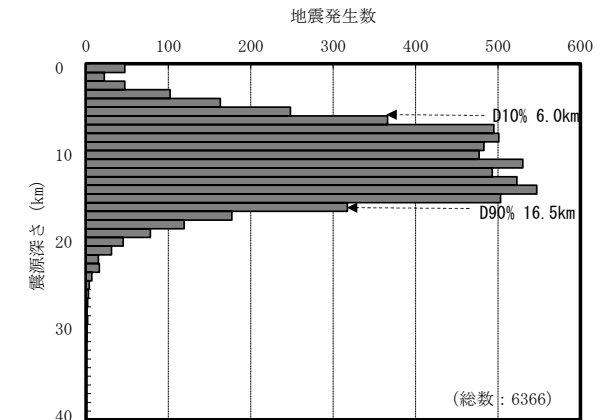
- 気象庁の一元化震源(1997年10月～2019年2月)に基づき, 想定震源(P.89参照)周辺で発生した地震のD10%, D90%を評価する。



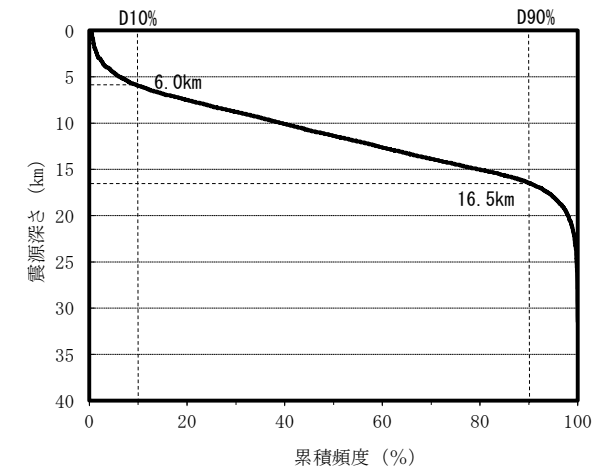
- 気象庁の一元化震源によると, D10%は6.0km, D90%は16.5kmと評価される。



(1) 想定震源(P.89参照)周辺の震源深さ分布  
(気象庁の一元化震源, 1997年10月～2019年2月, 低周波地震は除く)



(2) 地震発生数の深さ方向分布



(3) 地震発生数の累積頻度分布

## 4.1 地震発生層の設定(4/9)

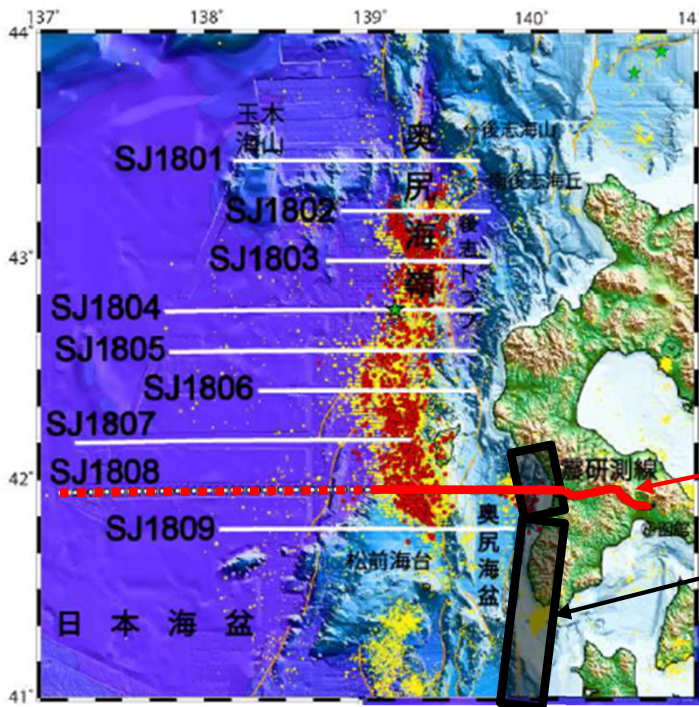


### ②-1 P波速度構造: 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)

- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では沖合構造調査を実施し、北海道南西沖におけるP波速度構造を示している。
- 上記知見に基づき、想定震源(P.89参照)において、地震発生層上限に対応するP波速度5.8～6.0km/sの層の深さ分布を確認する。



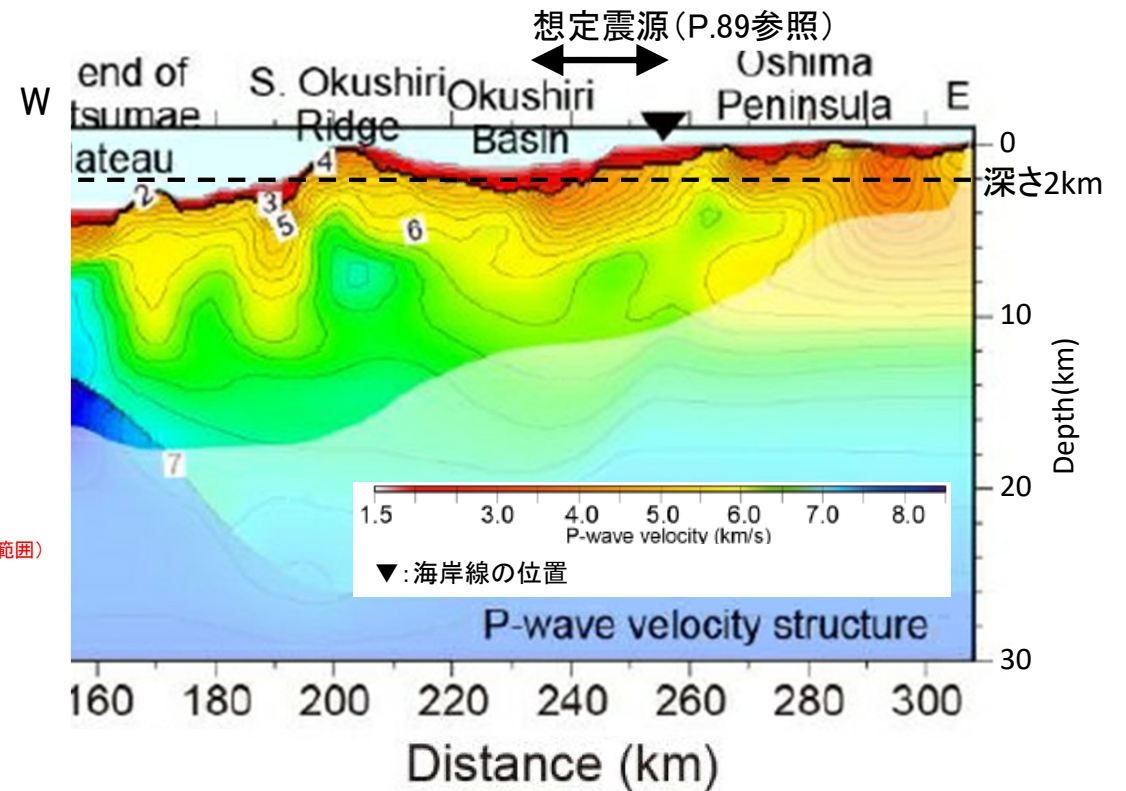
- 想定震源(P.89参照)付近における深さ2kmのP波速度は、5.0km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8～6.0km/sの層は少なくとも2kmよりも深い。



測線位置図

対象測線  
(実線部がP波速度構造の表示範囲)

想定震源  
(P.89参照)



北海道南西沖におけるP波速度構造  
(左図の赤実線の範囲)

沖合構造調査による速度構造  
日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)に加筆



## 4.1 地震発生層の設定(5/9)



### ②-2 P波速度構造:ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)ではマルチチャンネル等による海域地殻構造調査を実施し、西津軽沖におけるP波速度構造を示している。
- 上記知見に基づき、想定震源(P.89参照)において、地震発生層上限に対応するP波速度5.8～6.0km/sの層の深さ分布を確認する。



- 想定震源(P.89参照)付近における深さ2kmのP波速度は、5.0km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8～6.0km/sの層は少なくとも2kmよりも深い。

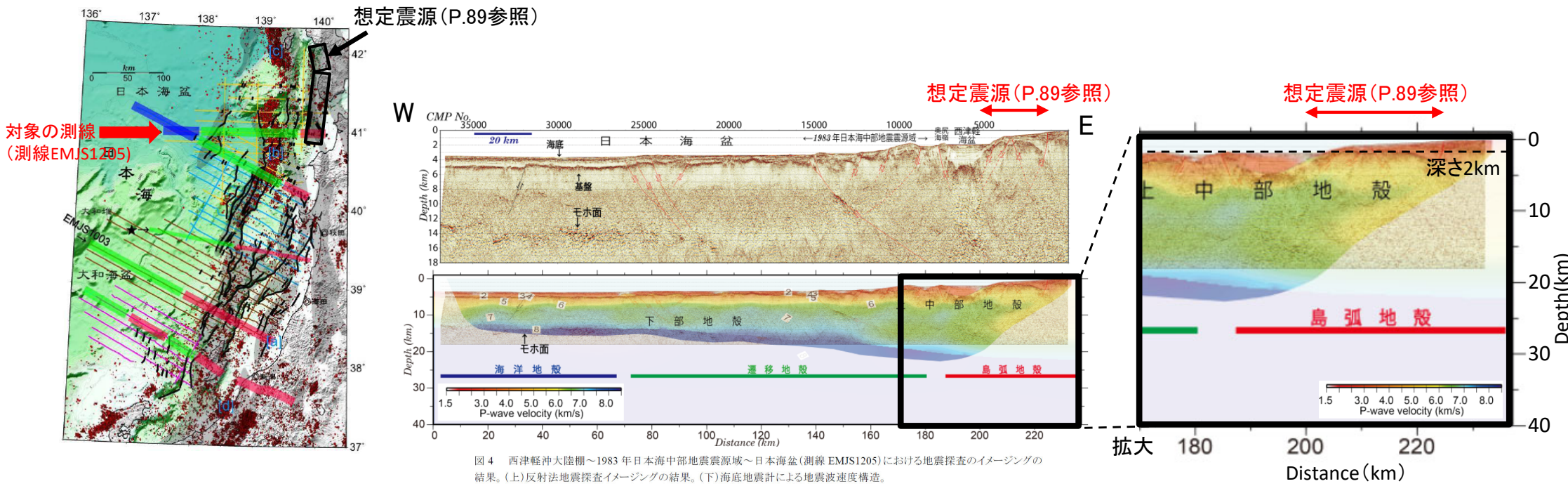


図4 西津軽沖大陸棚～1983年日本海中部地震震源域～日本海盆(測線EMJS1205)における地震探査のイメージングの結果。(上)反射法地震探査イメージングの結果。(下)海底地震計による地震波速度構造。

測線位置図

西津軽沖におけるP波速度構造(測線EMJS1205)

測線EMJS1205の位置図, 及び速度構造図  
ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)に加筆



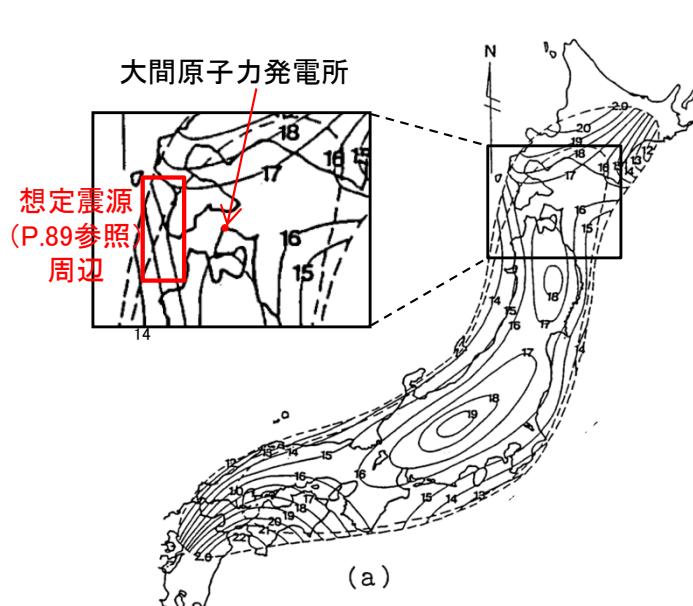
## 4.1 地震発生層の設定(6/9)

### ③コンラッド面の深さ

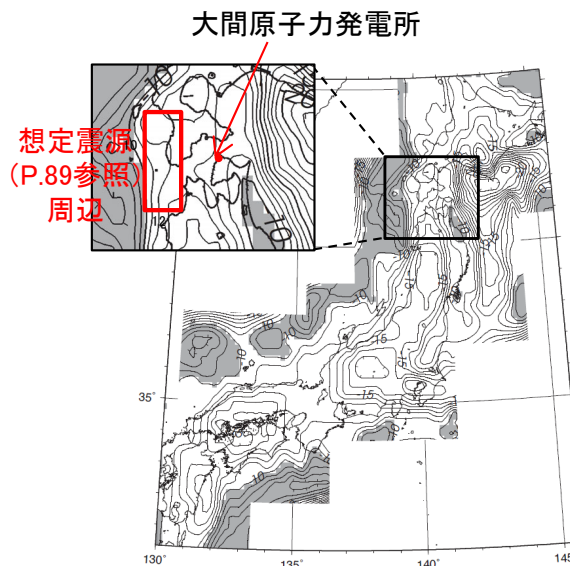
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所によれば、コンラッド面は、地殻の上部と下部を分ける不連続面のことで、日本列島の陸域ではおおむね15km程度の深さに分布している。
- Zhao et al.(1994), 河野ほか(2009), 及びKatsumata(2010)では、それぞれ以下のとおり全国のコンラッド面の深さを示しており、想定震源(P.89参照)周辺のコンラッド面の深さを確認する。
  - Zhao et al.(1994)は、国内の大学の地震観測網による地震記録を用いたインバージョン解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島の三次元地下構造を推定し、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - Katsumata(2010)は、国内の大学や自治体等の地震観測網による地震記録を用いたトモグラフィ解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。



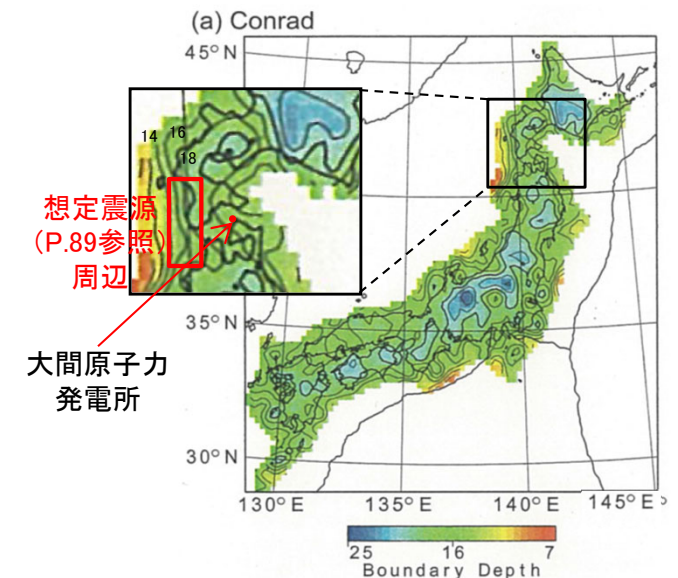
- Zhao et al.(1994)によると、想定震源(P.89参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、14～16km程度である。
- 河野ほか(2009)によると、想定震源(P.89参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、10～12km程度である。
- Katsumata(2010)によると、想定震源(P.89参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、14～18km程度である。
- 以上より、想定震源(P.89参照)周辺におけるコンラッド面の深さに基づく地震発生層下限深さは、10～18km程度と推定され、微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は16.5km)と整合している。



コンラッド面の深さ(km)  
Zhao et al.(1994)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
河野ほか(2009)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
Katsumata(2010)に加筆



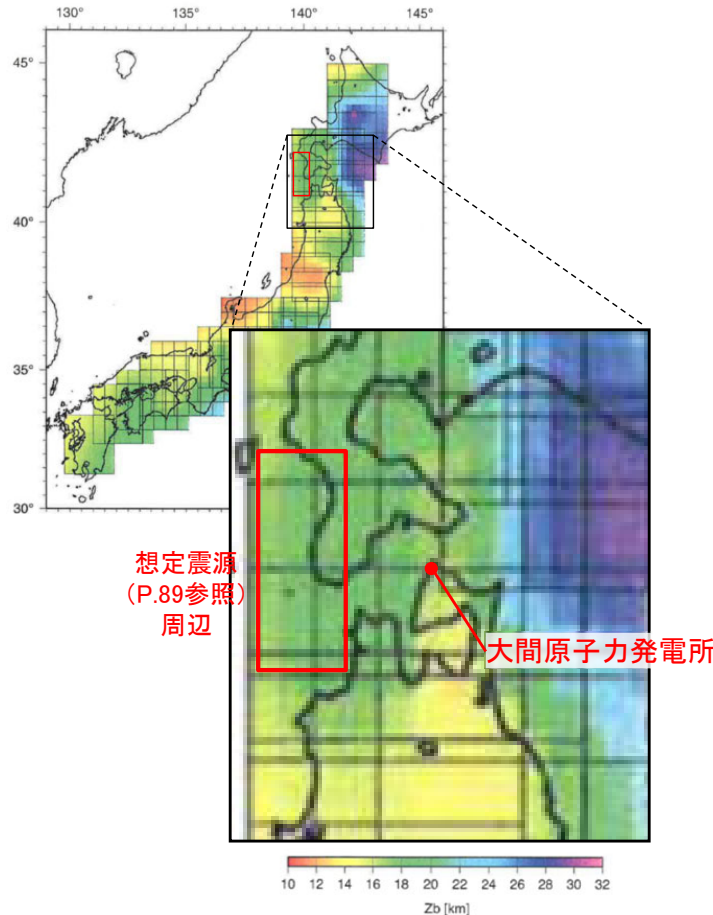
## 4.1 地震発生層の設定(7/9)

### ④キュリー一点深度

- Tanaka and Ishikawa(2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間にはよい相関があることが示されている。
- 想定震源(P.89参照)周辺における磁化層下限値を読み取り、D90%との関係を確認する。



- Tanaka and Ishikawa(2005)による、想定震源(P.89参照)周辺のキュリー一点深度は16～18km程度となっており、想定震源(P.89参照)周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(16.5km)と整合している。



磁化層下限値の分布図

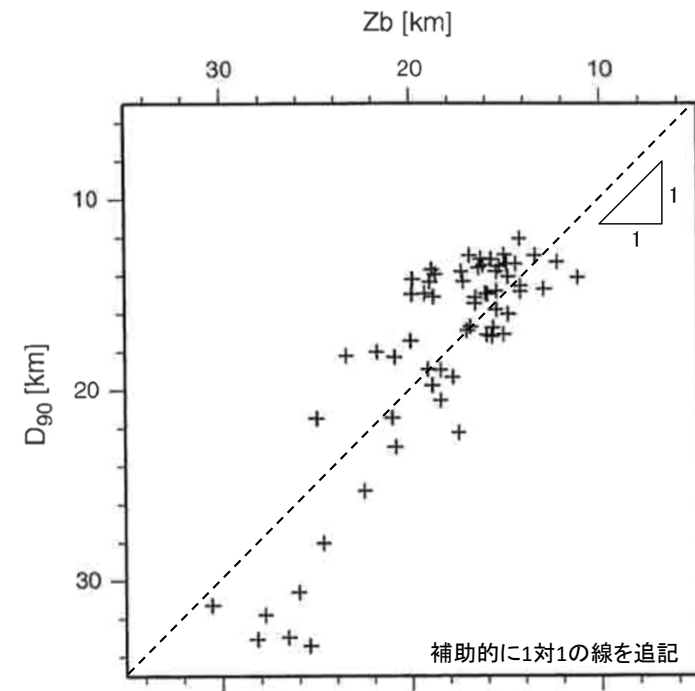


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources ( $Z_b$ ) against the seismicogenic layer thickness ( $D_{90}$ ) beneath the Japanese islands.

Tanaka and Ishikawa(2005)に加筆

磁化層下限値( $Z_b$ )とD90%の関係

Tanaka and Ishikawa(2005)による磁化層下限値の分布図, 及び磁化層下限値とD90%の関係

## 4.1 地震発生層の設定(8/9)

### ⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価

#### 日本海東縁部の地震活動の長期評価による設定

- 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価では、日本海東縁部のうち、北海道北西沖、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖、および佐渡島北方沖を評価対象<sup>※1</sup>とし、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震の知見を踏まえ、地震の深さは20km程度以浅に設定されている。



#### 1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震の断層面の深さ

##### 1983年日本海中部地震の断層面

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)によると、1983年日本海中部地震の震源断層は、遷移地殻<sup>※2</sup>と島弧地殻との地殻構造の境界付近に形成されたことが示唆されており、断層面の下限深さは20km程度となっている。

##### 1993年北海道南西沖地震の断層面

- 長谷川(2002)によると、1993年北海道南西沖地震は、海洋地殻から大陸性地殻へと地殻の厚さが急変する場所で発生したとされており、断層面の下限深さは20km程度となっている。

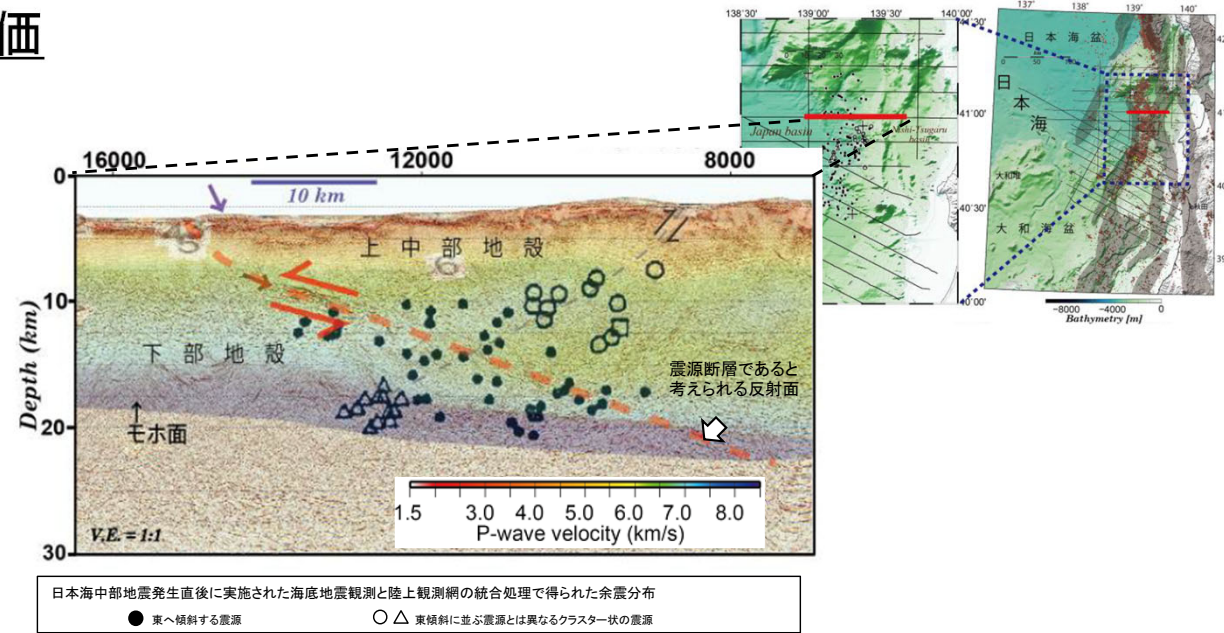


#### 地震発生層の設定に対する参照

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の想定震源(P.89参照)は、大陸性地殻に位置し、地震本部(2003)による評価対象領域<sup>※1</sup>とは異なる。
- 地震発生層の設定には、保守性の観点から、地震の深さを20km程度以浅とする知見を参照する。

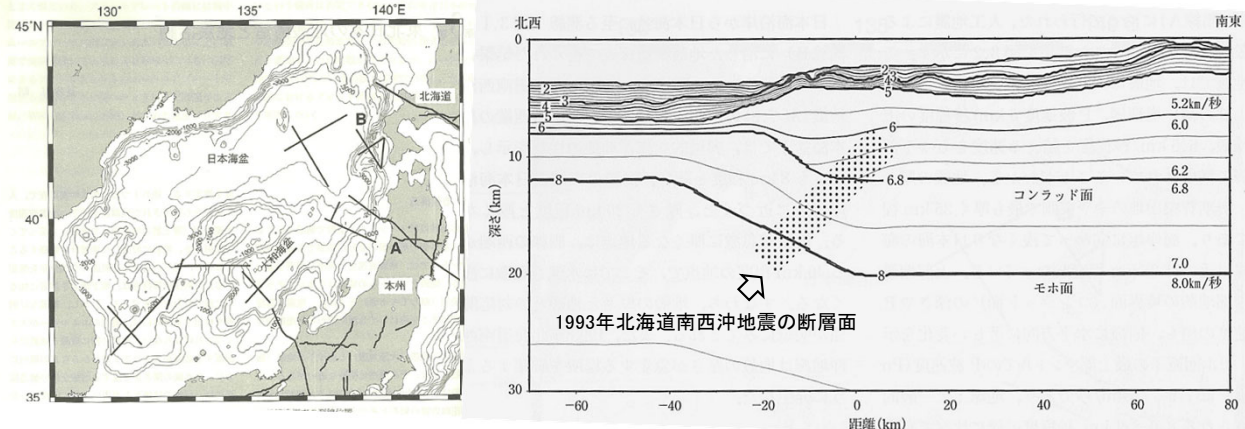
※1 : 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域を巻末の(補足5)に示す。

※2 : 海洋性と大陸性の中間的な特徴をもつ地殻。なお、No et al.(2014)においては、遷移地殻周辺をThick Oceanic crust(厚い海洋地殻)と区分している。



#### 1983年日本海中部地震の震源域付近の反射法探査のイメージング結果

ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)に加筆



測線位置図  
(測線Bが右図の測線位置)

北海道南西沖のP波速度構造、  
及び1993年北海道南西沖地震の断層面

長谷川(2002)に加筆

## 4.1 地震発生層の設定(9/9)



## まとめ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震発生層の上限及び下限深さは、以下のとおり設定する。

**地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層上限深さは6km程度と考えられるが、想定震源周辺のP波速度構造を踏まえ、保守的に深さ2kmの位置に設定。

**地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層下限深さは17km程度よりも浅いと考えられるが、コンラッド面の深さ、及びキュリー一点深度に加え、日本海東縁部の地震活動の長期評価を踏まえ、保守的に深さ20kmの位置に設定。

	検討項目	地震発生層上限に関する評価	地震発生層下限に関する評価
①	微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価	D10%: 6.0km	D90%: 16.5km
②	1 P波速度構造: 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)	速度構造調査によれば、P波速度5.8～6.0km/sの層は、想定震源北部で少なくとも2kmよりも深い。	—
	2 P波速度構造: ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)	速度構造調査によれば、P波速度5.8～6.0km/sの層は、想定震源南部で少なくとも2kmよりも深い。	—
③	コンラッド面の深さ	—	10～18km程度
④	キュリー一点深度	—	16km～18km程度
⑤	日本海東縁部の地震活動の長期評価	—	20km程度以浅



地震発生層上限深さは、2kmに設定



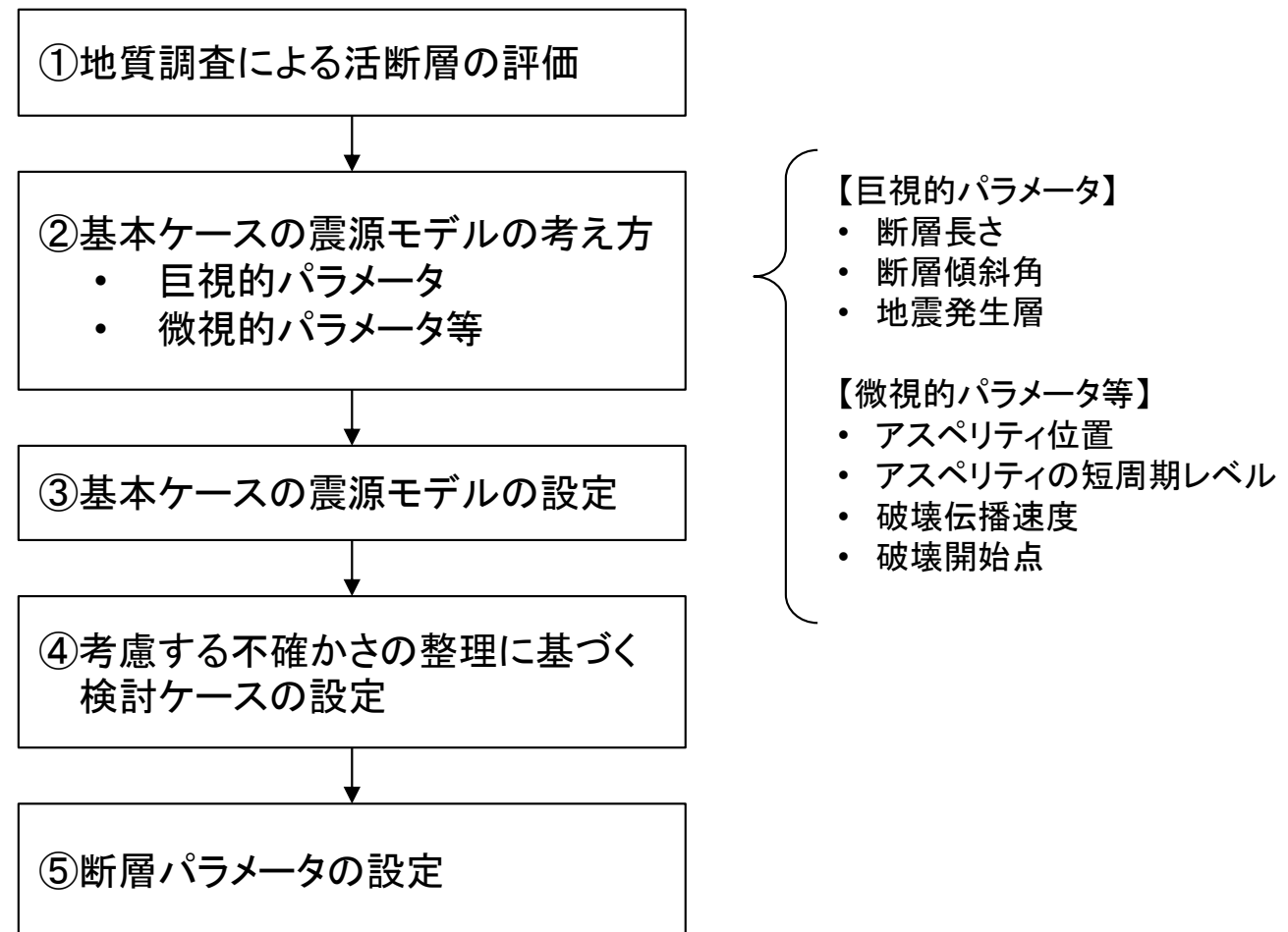
地震発生層下限深さは、20kmに設定

## 4.2 震源モデルの設定(1/26)



### 震源モデルの設定の手順

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価にあたり、震源モデルの設定フローを示す。
- 震源モデルの設定について、第1035回審査会合(2022年3月18日)から破壊開始点の設定を変更する。破壊開始点の設定については、P.85～P.88に示す。

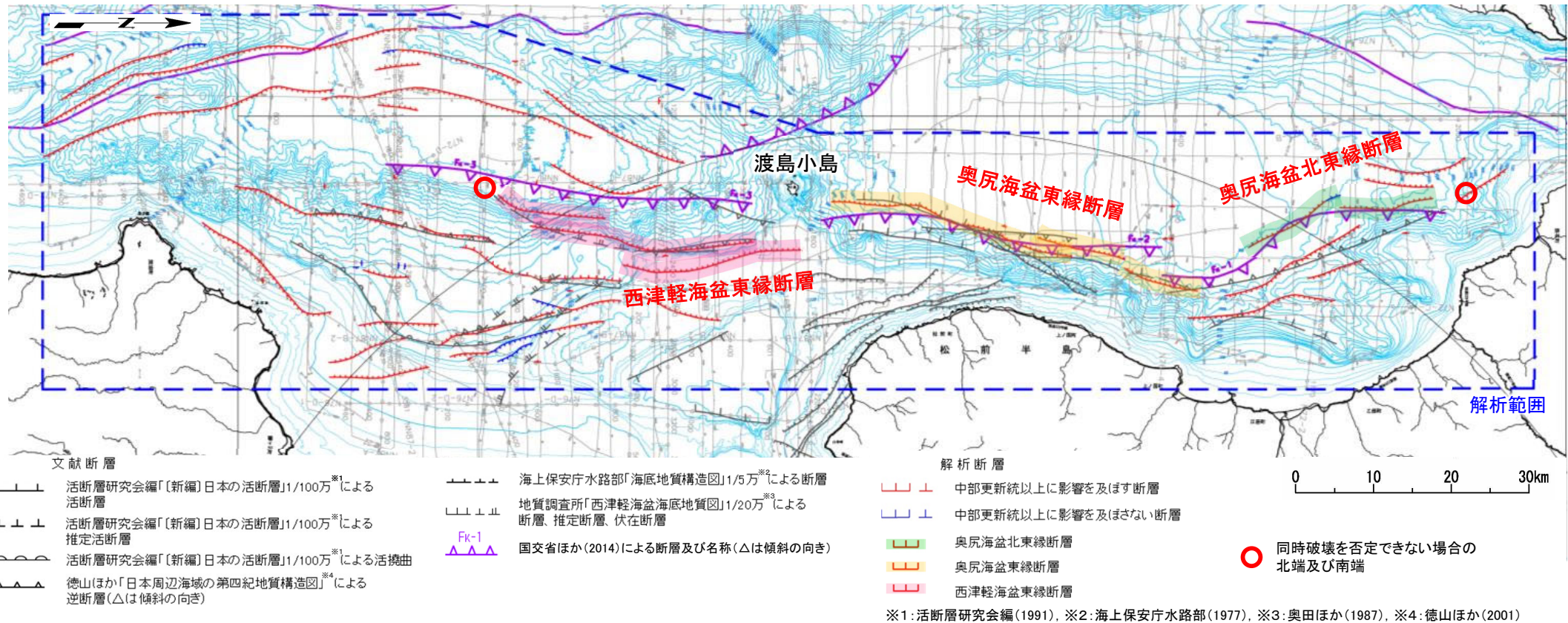


震源モデルの設定フロー



## 4.2 震源モデルの設定(2/26)

### ①地質調査による活断層の評価(1/3)



- 奥尻海盆北東縁断層と奥尻海盆東縁断層とは、落下センスは同じであるものの、延長上になく、走向が異なり、5km以上離れており、地質構造が連続しないことから、個別の断層と判断される。
- 奥尻海盆東縁断層と西津軽海盆東縁断層とは、落下センスは同じであるものの、延長上になく、5km以上離れており、火山島により分断され、地質構造及び重力構造が連続しないことから、個別の断層と判断される。



- 奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、西津軽海盆東縁断層は、それぞれ個別の断層と判断される。
- しかしながら、これら3つの断層は、落下センスが同じであり、走向が大局的には類似していることを踏まえ、保守的に同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層を設定する。

## 4.2 震源モデルの設定(3/26)



### ①地質調査による活断層の評価(2/3)

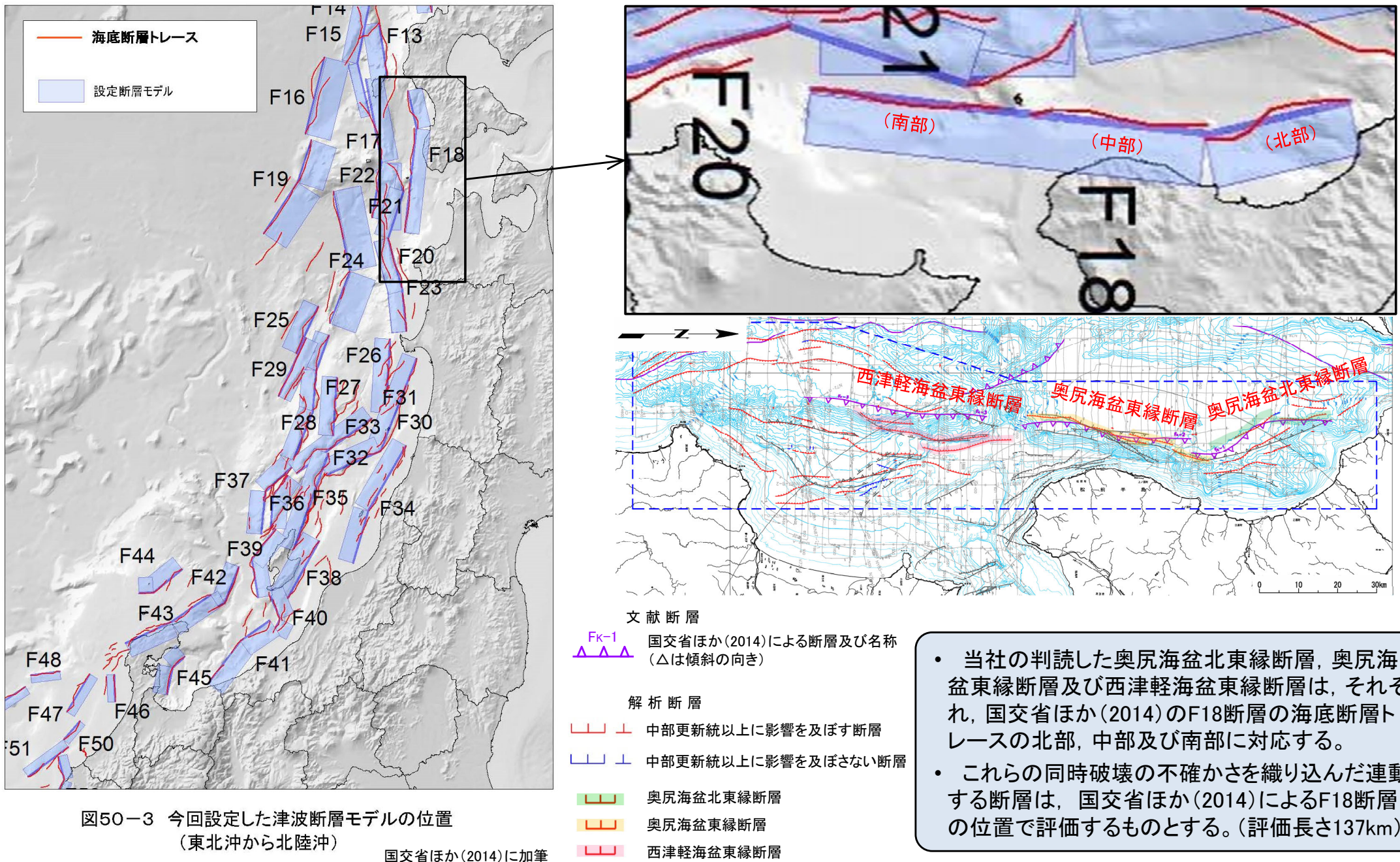


図50-3 今回設定した津波断層モデルの位置  
(東北沖から北陸沖)  
国交省ほか(2014)に加筆

- 当社の判読した奥尻海盆北東縁断層, 奥尻海盆東縁断層及び西津軽海盆東縁断層は, それぞれ, 国交省ほか(2014)のF18断層の海底断層トレースの北部, 中部及び南部に対応する。
- これらの同時破壊の不確かさを織り込んだ連動する断層は, 国交省ほか(2014)によるF18断層の位置で評価するものとする。(評価長さ137km)

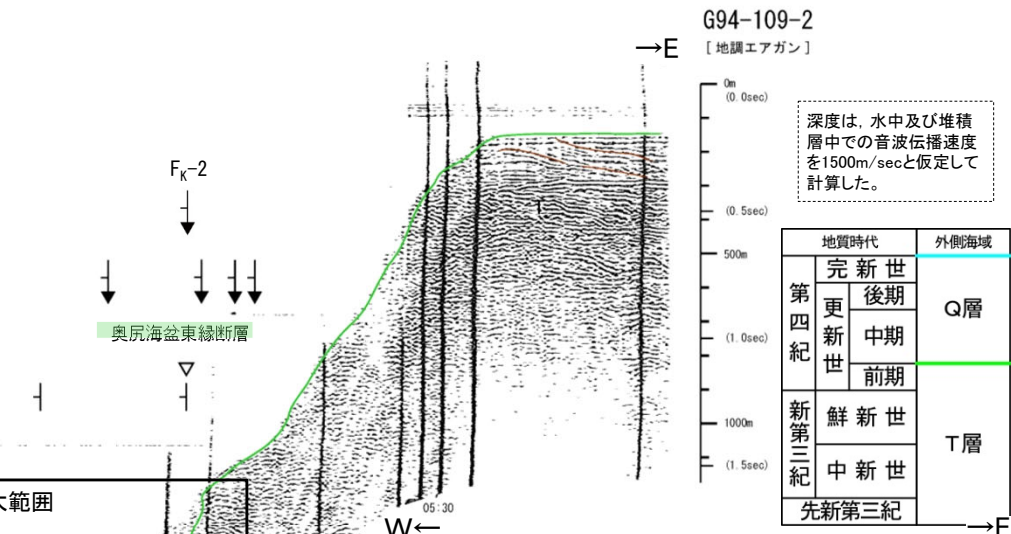
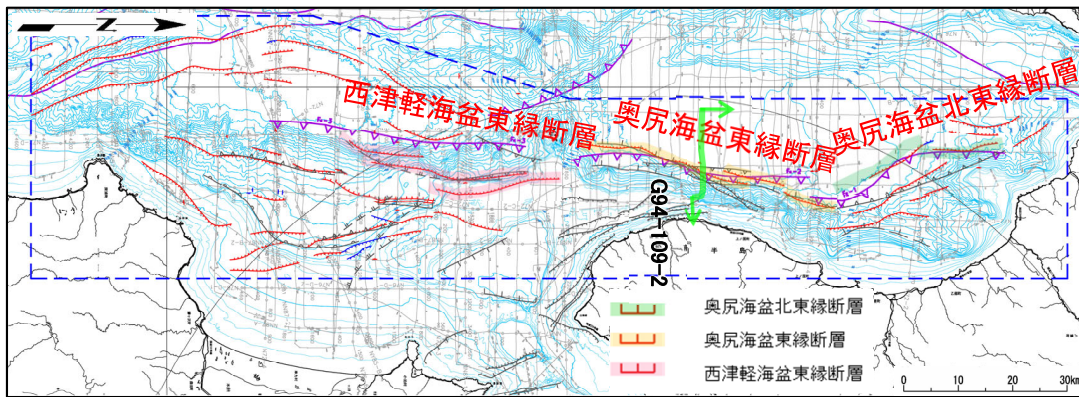




## 4.2 震源モデルの設定(4/26)

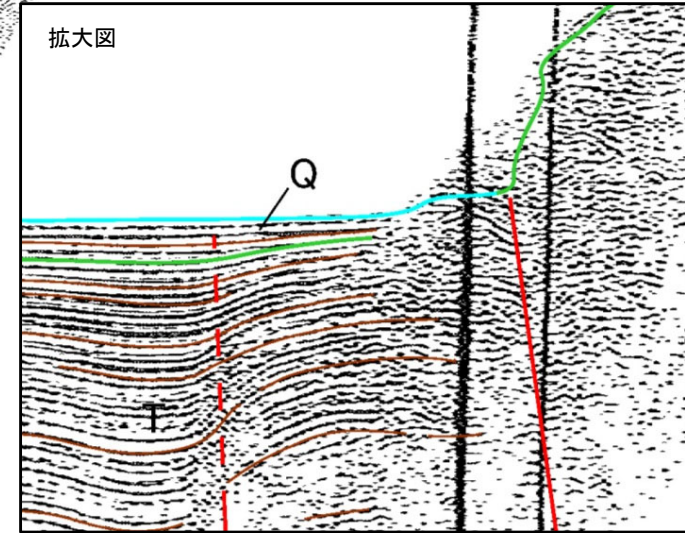
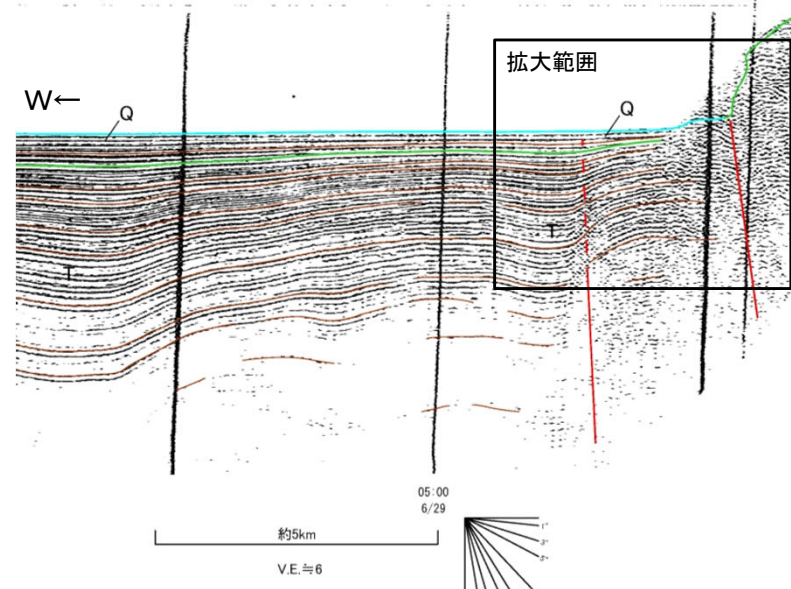
### ①地質調査による活断層の評価(3/3)

- 奥尻海盆東縁断層による変位がT層及びQ層まで認められるため、断層運動は後期更新世以降に及ぶと評価する。
- N-S走向東傾斜の断層で、上盤側(東側)の地形が相対的に高いため、東傾斜の逆断層と評価する。



深度は、水中及び堆積層中の音波伝播速度を1500m/secと仮定して計算した。

地質時代		外側海域
第四紀	完新世	Q層
	更新世 後期	
	更新世 中期	
新第三紀	更新世 前期	T層
	鮮新世	
	中新世	
先新第三紀		



音波探査記録の添付範囲

▽ ( ) 解析結果による当該断層位置及び落下側 ( ) は他の断層

↓ ( ) 文献による断層(撓曲)位置及び落下側

|| ( ) 中部更新統以上にまで変位(変形)が及ぶ断層

## 4.2 震源モデルの設定(5/26)



### ②基本ケースの震源モデルの考え方(1/13):断層パラメータの設定方針について(1/3)

#### 今回の断層パラメータ設定の考え方

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の想定震源は、それぞれ個別の断層と判断されるものの、保守的に連動を考慮した断層長さ137kmの長大な活断層である。
- 長大な断層に対する震源モデルの設定は、強震動予測レシピにより提案されている。
- ただし、強震動予測レシピでは、長大な断層の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ に関する新たな知見が得られるまでは、暫定値として、横ずれ断層を対象として導出された値である $\Delta\sigma=3.1$ (MPa)を与えることとしている。
- 想定震源は逆断層であることを踏まえ、強震動予測レシピに加えて、長大な逆断層による内陸地殻内地震の知見である壇ほか(2015)\*による方法を比較の上、震源モデルを設定する。
- なお、第1013回審査会合(2021年11月5日)では、地震モーメントの設定において国交省ほか(2014)のスケーリング則を参照したが、P.77, P.78に示すとおり、国交省ほか(2014)の断層モデルの妥当性は、過去の津波痕跡等との比較により検証されているものの、強震動の観点からは検証されていないため参照しないこととする。

※:壇ほか(2015)の概要については、巻末の(補足6)参照。

## 4.2 震源モデルの設定(6/26)



### ②基本ケースの震源モデルの考え方(2/13):断層パラメータの設定方針について(2/3)

#### 第1013回審査会合の断層パラメータの設定の考え方

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の断層パラメータの設定にあたり、地震モーメントは、国交省ほか(2014)が提案する日本海東縁部の知見を踏まえた「地震モーメントと断層面積のスケーリング則」(以下「スケーリング則」という。)に基づき設定した。微視的パラメータは、壇ほか(2015)に基づき設定した。断層パラメータ設定の考え方について、以下の①, ②に整理する。
  - ① 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の震源断層モデルの断層位置、断層長さは、国交省ほか(2014)によるF18断層を基本としたことから、津波断層モデルに関する知見であるものの、地震モーメントに関しても国交省ほか(2014)のスケーリング則を参照した。
  - ② 強震動の評価に必要な微視的パラメータは、津波断層モデルに関する知見である国交省ほか(2014)では提案されていないため、強震動評価のための強震動予測レシピ、及び壇ほか(2015)による断層パラメータを比較し、壇ほか(2015)に基づき設定した。地震モーメントと微視的パラメータは、異なる知見を用いているが、壇ほか(2015)の応力降下量、アスペリティ面積比は、地震モーメントによらず設定されることを確認している。

## 4.2 震源モデルの設定(7/26)



### ②基本ケースの震源モデルの考え方(3/13):断層パラメータの設定方針について(3/3)

#### 変更の理由

##### ①国交省ほか(2014)の知見の強震動評価への適用性

- 先述のとおり、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の震源断層モデルの断層位置、断層長さは、国交省ほか(2014)によるF18断層を基本としたことから、第1013回審査会合においては、地震モーメントに関しても国交省ほか(2014)を用いて設定した。しかしながら、国交省ほか(2014)のスケーリング則は、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震等の日本海東縁部における既往地震の津波断層モデルから得られた平均すべり量を参考に設定されている。
- 国交省ほか(2014)の断層モデルの妥当性は、過去の地震の津波痕跡等との比較により検証されているが、強震動の観点の妥当性は、検証されていない。
- 以上を踏まえ、強震動評価における地震モーメントは、国交省ほか(2014)のスケーリング則を参照せず、強震動の観点から検証されている強震動予測レシピ、及び壇ほか(2015)を用いることが適切であると考えた。

##### ②地震モーメントと微視的パラメータの設定に関する整合性

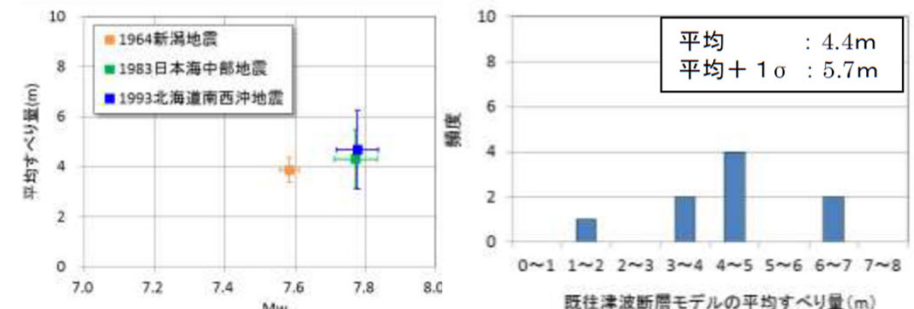
- 地震モーメントに加え、微視的パラメータの設定も、強震動予測レシピ、及び壇ほか(2015)に基づき地震モーメントから微視的パラメータまで一貫して設定のうえ、両手法を比較<sup>※</sup>し、壇ほか(2015)に基づき設定する。(微視的パラメータは、第1013回審査会合と同一。)
- 壇ほか(2015)は、地震モーメント等の巨視的パラメータから微視的パラメータまでの各断層パラメータが互いに関連付けられた一連の地震動評価手法であり、この手法による評価結果が、観測記録等とも整合することが確認されている。
- 上記設定とすることで、巨視的パラメータ及び微視的パラメータの設定が整合し、一貫性が確保されるため適切であると考えた。

※:比較の詳細は、P.82参照。

既往地震の津波断層モデルのパラメータ(国交省ほか(2014))

地震名	文献	緯度	経度	深さ	走向	傾斜	すべり角	長さ	幅	すべり量	合計長さ	合計面積	平均すべり量	合計Mo <sup>0</sup>	Mw	
		(度)	(度)										(km)			(km)
1704年岩館地震	福渡ほか(2002)	40.47	139.83	1.0	334	45	90	31	14	3.50	31	434	3.50	5.2E+19	7.1	
1793年駒ヶ沢地震	福渡ほか(2002)	40.70	139.89	1.0	25	45	90	50	25	4.50	50	1250	4.50	1.9E+20	7.5	
1804年奥尻地震	福渡ほか(2002)	38.95	139.63	1.0	22	60	90	56	28	3.50	56	1568	3.50	1.9E+20	7.4	
1833年庄内沖地震	相田(1989)	38.39	139.76	2.0	190	60	90	50	40	7.95	120	4800	7.95	1.3E+21	8.0	
1940年神威岬地震	Fukao&Furumoto(1975)	42.82	139.03	-	0	46	90	170	50	1.10	170	8500	1.10	3.2E+20	7.6	
1964年新潟地震	佐竹(1986)	43.73	139.53	0.0	347	40	90	100	35	1.50	100	3500	1.50	1.8E+20	7.4	
	Aki(1986)	38.78	139.49	0.0	200	70	90	100	20	4.00	100	2000	4.00	2.7E+20	7.8	
	Hirasawa(1965)	38.69	139.38	0.0	190	59	89	88	20	4.75	88	1760	4.75	2.9E+20	7.6	
	Abe(1975)	38.74	139.42	0.0	189	56	90	80	30	3.30	80	2400	3.30	2.7E+20	7.6	
	Satake & Abe(1983)	38.06	139.00	1.0	9	34	90	80	30	3.30	100	2680	3.64	3.4E+20	7.6	
1984年新潟地震	Aki(1986)	38.37	139.25	4.0	9	60	90	20	14	6.80	20	1400	6.80	3.3E+20	7.6	
	松橋ほか(1987)	38.92	139.23	-	189	60	90	30	30	3.00	80	2650	3.66	3.3E+20	7.6	
	相田(1984)	40.21	138.84	2.0	22	40	90	40	30	7.60	100	3000	4.87	5.0E+20	7.7	
	多田(1984)	40.54	139.02	3.0	355	25	80	60	30	3.05	60	3000	3.50	5.0E+20	7.7	
1983年日本海中部地震	相田(1984)	40.20	138.90	0.0	13	20	90	60	40	3.50	120	4200	3.50	5.0E+20	7.7	
	多田(1984)	40.73	138.96	0.0	335	20	90	60	30	3.50	120	4200	3.50	5.0E+20	7.7	
	田中ほか(1984)	40.37	138.87	0.0	15	20	120	30	35	6.00	90	3450	4.61	5.5E+20	7.8	
	Satake(1985)	40.61	139.06	0.0	350	20	90	60	40	4.00	120	4800	4.50	7.4E+20	7.8	
	kanemori & Astiz(1985)	40.21	138.30	1.0	20	30	90	40	40	5.00	60	2000	5.00	4.1E+20	7.7	
1993年北海道南西沖地震	Sato(1985)	40.67	139.18	1.0	340	30	90	60	40	4.00	120	4800	4.50	7.4E+20	7.8	
	小菅ほか(1986)	40.10	138.70	-	21	30	115	150	40	2.00	150	6000	2.00	4.1E+20	7.7	
	高橋ほか(1995)	40.27	138.86	0.0	15	20	90	35	35	6.80	35	105	3675	6.07	7.8E+20	7.9
	谷岡ほか(1995)	40.58	138.97	0.0	15	20	90	35	35	4.80	35	105	4.80	7.8E+20	7.9	
1993年北海道南西沖地震	高橋ほか(1995)	40.84	139.06	0.0	345	20	90	30	35	8.80	35	105	8.80	7.8E+20	7.9	
	谷岡ほか(1995)	40.79	139.09	0.0	345	25	90	40	40	4.00	100	4000	4.60	6.3E+20	7.8	
	高橋ほか(1995)	40.65	139.03	0.0	20	25	90	30	40	5.00	40	1000	5.00	6.3E+20	7.8	
	谷岡ほか(1995)	40.39	139.91	0.0	20	25	90	30	40	5.00	40	1000	5.00	6.3E+20	7.8	
	谷岡ほか(1995)	42.14	139.40	10.0	188	35	90	25	25	5.71	25	625	5.71	6.3E+20	7.8	
1993年北海道南西沖地震	高橋ほか(1995)	42.35	139.24	5.0	175	60	105	26	25	4.00	147	3358	6.24	7.2E+20	7.8	
	谷岡ほか(1995)	42.14	139.21	5.0	150	60	105	31	15	12.00	139	4440	3.12	4.8E+20	7.7	
	谷岡ほか(1995)	42.943	139.089	0.0	340	30	90	27	40	2.28	90	2520	2.28	4.8E+20	7.7	
	谷岡ほか(1995)	42.892	139.470	0.0	200	30	90	25	30	0.52	90	2520	0.52	4.8E+20	7.7	
	谷岡ほか(1995)	42.869	139.363	0.0	200	30	90	25	30	6.07	139	4440	3.12	4.8E+20	7.7	
谷岡ほか(1995)	42.480	139.173	0.0	160	60	90	27	30	3.10	90	2520	3.10	4.8E+20	7.7		
谷岡ほか(1995)	42.254	139.291	0.0	160	60	90	35	30	3.79	90	2520	3.79	4.8E+20	7.7		

※剛性率は $\mu = 3.4 \times 10^{10}$ として計算した



既往地震の津波断層モデルの平均すべり量(国交省ほか(2014))

## 4.2 震源モデルの設定(8/26)

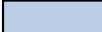


## ②基本ケースの震源モデルの考え方(4/13)：巨視的パラメータ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの設定
		設定根拠	調査等に基づく考え方	
巨視的 パラメータ	断層長さ	地質調査結果	地質調査結果に基づけば、奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、及び西津軽海盆東縁断層は個別の断層と判断される。国交省ほか(2014)では、同位置に断層長さ137kmの断層を想定している。	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、あらかじめ同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層として評価する。断層長さは、国交省ほか(2014)に基づき、137kmとする。
	断層傾斜角	地質調査結果	応力場と走向から東西圧縮の逆断層が考えられ、地質調査結果によると断層の上盤側の地形が相対的に高い(上がっている)ことから、東傾斜の逆断層と推定。	調査結果に基づき東傾斜の逆断層とし、強震動予測レシピに基づき、逆断層の断層傾斜角が明らかではない場合の傾斜角45°を設定する。
	断層上端深さ、断層下端深さ	微小地震分布、速度構造データ等	微小地震分布、速度構造データ等に基づく地震発生層は、上限深さ2km、下限深さ20kmである。	断層面は、上端深さ2km、下端深さ20kmに設定する。

 : 基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

## 4.2 震源モデルの設定(9/26)



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(5/13):断層パラメータの設定(1/3)

- 基本ケースの震源モデルの設定は、強震動予測レシピによる方法(方法A)と壇ほか(2015)による方法(方法B)を比較し、敷地への影響、各方法が対象とする断層のタイプを踏まえ、断層パラメータの設定方法を選定する。

断層パラメータの設定方法

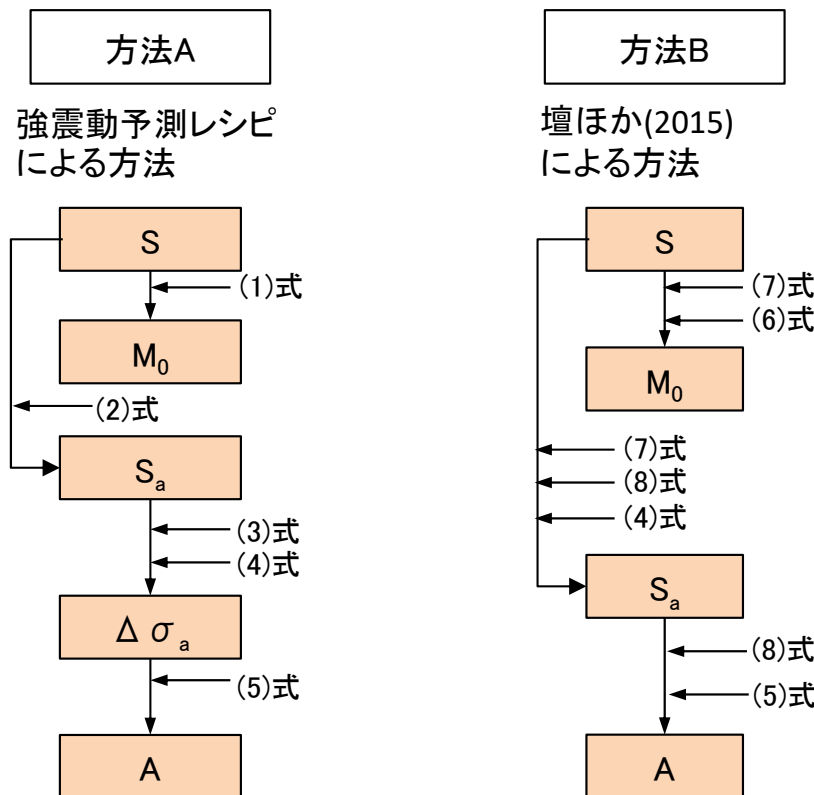
	方法A	方法B
方法	強震動予測レシピによる方法	壇ほか(2015)による方法
概要	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fujii and Matsu'ura(2000)による長大な横ずれ断層を対象にいくつかの条件下で導出された値<math>\Delta\sigma=3.1\text{MPa}</math>を用いているが、新たな知見が得られるまでは暫定値として与えられている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>壇ほか(2015)では、長大な逆断層による内陸地殻内地震のデータに基づき、平均応力降下量を求めている。また、これらの経験的関係式に基づいて、アスペリティモデルを記述する各パラメータの設定方法を提案している。</li> </ul>



## 4.2 震源モデルの設定(10/26)

### ②基本ケースの震源モデルの考え方(6/13):断層パラメータの設定(2/3)

- 方法A, 方法Bについて, 以下のパラメータを算定し, 比較する。  
地震モーメント $M_0$ , 断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ , 短周期レベルA, アスペリティの面積 $S_a$ , アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$
- 方法A, 方法Bによるパラメータの算定フローを以下に示す。



パラメータの算定フロー

用いる関係式は以下のとおり。

(1)式	Murotani et al.(2015)	$M_0=S \times 10^{17}$
(2)式	Somerville et al.(1999)	$S_a=0.22S$
(3)式	Fujii and Matsu'ura(2000)	$\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$
(4)式	Madariaga(1979)	$\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$
(5)式	壇ほか(2001)	$A=4\pi(S_a/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a V_s^2$
(6)式	壇ほか(2015)	$M_0=(\Delta\sigma^\# S_{seis} W_{seis})/c$ $c=0.45+0.7\exp[-L/W_{seis}]$
(7)式	壇ほか(2015)	$\Delta\sigma^\#=24\text{bar}(=2.4\text{MPa})$
(8)式	壇ほか(2015)	$\Delta\sigma^\#_{asp}=187\text{bar}(=18.7\text{MPa})$

- $V_s$  : S波速度(3.4km/s)
- $\Delta\sigma^\#$  : 平均動的応力降下量(断層全体の平均応力降下量に該当)
- $S_{seis}$  : 震源断層の面積
- $W_{seis}$  : 震源断層の幅
- $L$  : 震源断層の断層長さ
- $\Delta\sigma^\#_{asp}$  : アスペリティの動的応力降下量(アスペリティの応力降下量に該当)

## 4.2 震源モデルの設定(11/26)



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(7/13):断層パラメータの設定(3/3)

## 地震動評価の観点からの比較

- 方法Bの地震モーメント( $4.7 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ )は、方法A( $3.5 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$ )に比して、大きい。
- 方法Bのアスペリティの面積( $450 \text{km}^2$ )は、方法A( $771 \text{km}^2$ )に比して小さいものの、方法Bのアスペリティの応力降下量( $18.7 \text{MPa}$ )は方法A( $14.1 \text{MPa}$ )に比して大きく、アスペリティの面積とアスペリティの応力降下量から算出される短周期レベルは、方法B( $3.25 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )が、方法A( $3.21 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )に比して、僅かに大きい。
- 以上を踏まえ、長大な逆断層である想定震源に対して、方法Bは、方法Aに比べて、短周期レベルの差が僅かに大きいこと、地震モーメントが大きいこと長周期側の地震動が大きくなることが予想されることから、方法Bに基づき断層パラメータを設定することが考えられる。

## 知見の適用性の観点からの比較

- 方法Aは、長大な内陸地殻内地震を対象としているが、地震動評価に重要な応力降下量は、横ずれ断層を対象として導出され、新たな知見が得られるまでは暫定値として与えられている。
- 方法Bは、長大な逆断層の内陸地殻内地震を対象とした知見である。
- 以上を踏まえ、長大な逆断層である想定震源に対して、同じ逆断層を対象にした方法Bに基づき断層パラメータを設定することが考えられる。



- 以上を踏まえ、「壇ほか(2015)による方法」に基づき断層パラメータを設定する。

断層パラメータの比較

パラメータ	記号	単位	方法A	方法B
			強震動予測レシピによる方法	壇ほか(2015)による方法
断層面積※1	S	( $\text{km}^2$ )	3504	3504
地震モーメント	$M_0$	( $\text{N}\cdot\text{m}$ )	$3.5 \times 10^{20}$	$4.7 \times 10^{20}$
断層全体の平均応力降下量	$\Delta \sigma$	(MPa)	3.1	2.4
アスペリティの面積	$S_a$	( $\text{km}^2$ )	771	450
断層全体に対するアスペリティの面積比	-	-	0.22	0.13
アスペリティの応力降下量	$\Delta \sigma_a$	(MPa)	14.1	18.7
短周期レベル※2	A	( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	$3.21 \times 10^{19}$	$3.25 \times 10^{19}$

※1:基本ケースの断層面積。

※2:各セグメントのアスペリティの短周期レベルから計算される断層全体の短周期レベル。



## 4.2 震源モデルの設定(12/26)

コメントNo.S4-16




## ②基本ケースの震源モデルの考え方(8/13): 微視的パラメータ, その他のパラメータ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの設定
		設定根拠	調査等に基づく考え方	
微視的 パラメータ	アスペリティの位置	地質調査結果	想定震源周辺の内陸地殻内地震のアスペリティ位置に関する知見は得られていない。	敷地に及ぼす影響が大きくなるよう、各セグメントのアスペリティが、それぞれ敷地に最も近づく位置にアスペリティを配置する。(詳細は、P.84参照)
	破壊伝播速度	—	想定震源周辺の内陸地殻内地震の破壊伝播速度に関する知見は得られていない。	強震動予測レシピに基づき、0.72Vs(Geller(1976))に設定。
その他の パラメータ	破壊開始点	—	想定震源周辺の内陸地殻内地震の破壊開始点に関する知見は得られていない。	強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、断層下端及びアスペリティ下端に複数設定。(具体的な位置は、P.85～P.88参照)

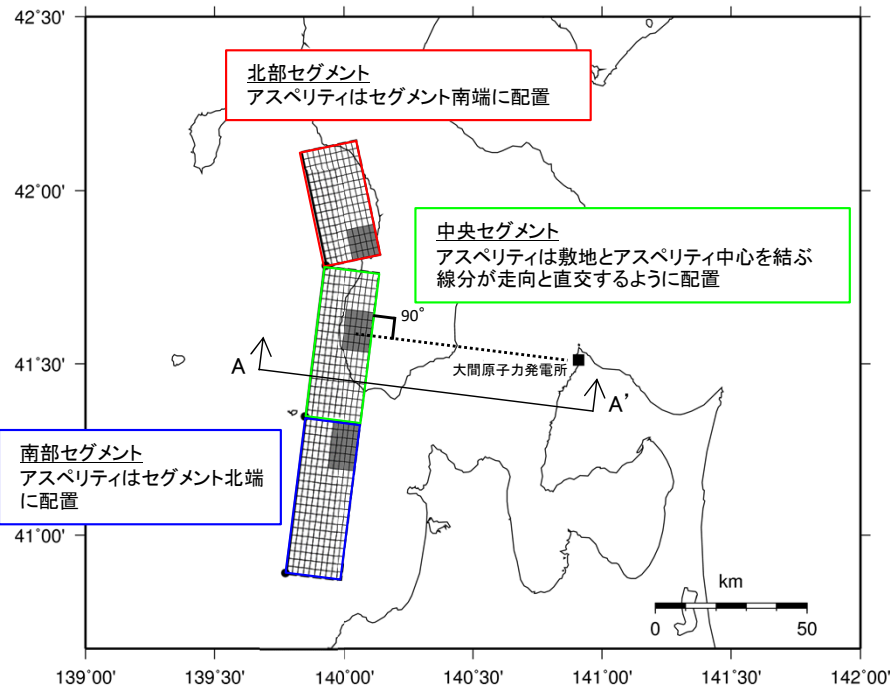
 :基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ



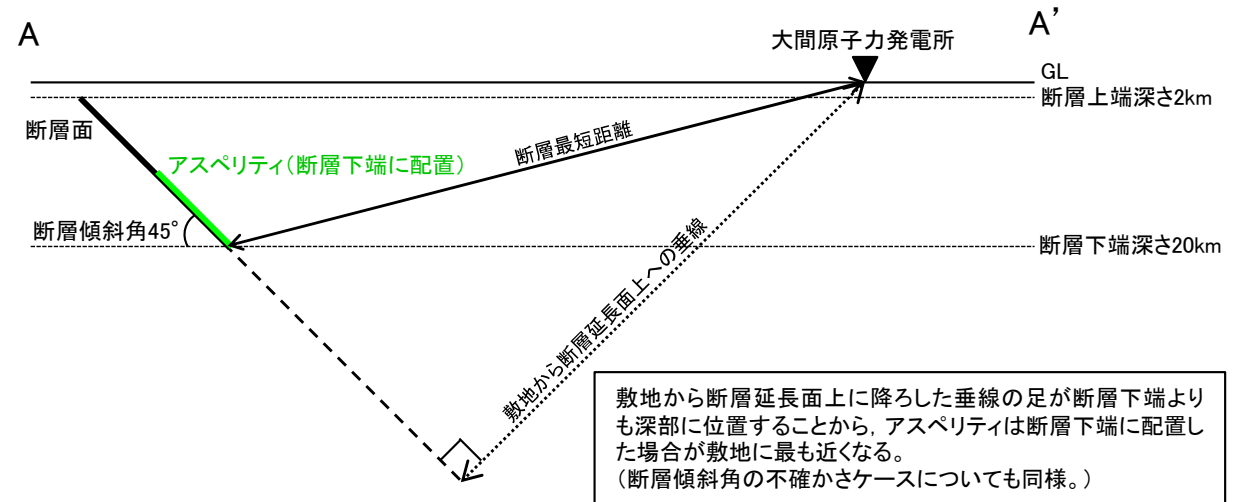
## 4.2 震源モデルの設定(13/26)

### ②基本ケースの震源モデルの考え方(9/13):アスペリティ位置の考え方

- アスペリティの位置は、下記のとおり各セグメントにおいて、敷地に最も近づく位置に配置する。
- アスペリティの平面位置は、敷地に最も近づくように、北部セグメントはセグメント南端に、南部セグメントはセグメント北端に配置する。中央セグメントは、敷地に最も近づくように、敷地とアスペリティ中心を結ぶ線分が、走向に直交するように配置する。
- アスペリティの深さは、各セグメントのアスペリティが敷地に最も近くなるように断層下端に配置する。



震源モデルの地表面投影図(基本ケース)



A-A' 断面模式図※

(大間原子力発電所、及びアスペリティは投影した位置)

※:A-A' 断面は、中央セグメントの走向に直交する断面を示す。

## 4.2 震源モデルの設定(14/26)

コメントNo.S4-16

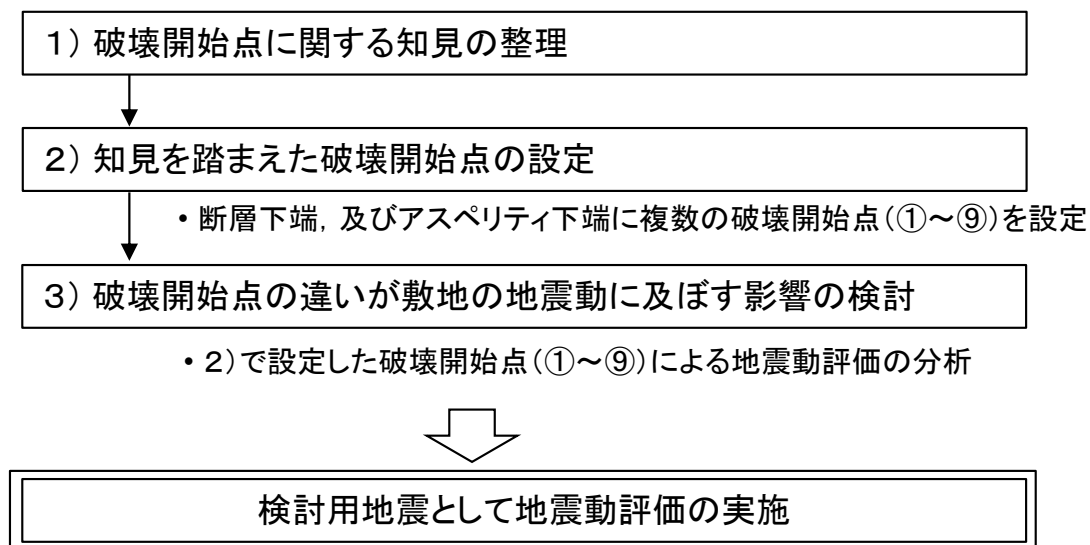


### ②基本ケースの震源モデルの考え方(10/13):破壊開始点の設定(1/4)

#### 方針

- 破壊開始点は、強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、断層上端には設定せず※、断層下端及びアスペリティ下端に複数設定する。
- なお、第1035回審査会合(2022年3月18日)において工学的な観点から断層上端に設定した破壊開始点の地震動については、巻末の(補足7)に示すとおり、断層下端の破壊開始点の地震動と比べて、顕著な差異はないことを確認した。

※: 断層上端の破壊開始点は、評価上の位置づけを敷地への影響確認用に変更する。



検討のフロー

## 4.2 震源モデルの設定(15/26)

### ②基本ケースの震源モデルの考え方(11/13):破壊開始点の設定(2/4)

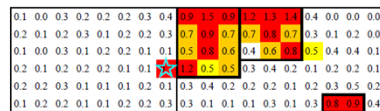
#### 1) 破壊開始点に関する知見の整理

##### 強震動予測レシピの知見

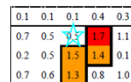
- 強震動予測レシピでは, Somerville et al.(1999)及び菊池・山中(2001)を参照し, 破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため, アスペリティ内部には設定しないとされている。また菊池・山中(2001)に基づき, 内陸の横ずれ断層の破壊は深い方から浅い方へ進む傾向にあるため, 破壊開始点は震源断層の下部に設定するとしている。
- さらに, 破壊開始点が特定できない場合には, 横ずれ成分が卓越する場合はアスペリティ下端の左右端, 縦ずれ成分が卓越する場合はアスペリティ中央下端を基本ケースとし, さらに必要に応じて複数ケースを設定することが望ましいとしている。

##### 破壊開始点に関する知見

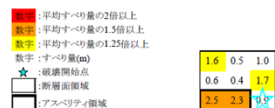
- 糸井ほか(2009)は, 国内で発生した内陸地殻内地震のすべり分布を用いて特性化震源モデルの統計的特性を評価しており, 破壊開始点はアスペリティ外縁部やその近傍に多く分布するという, 強震動予測レシピと同様の傾向を述べている。
- 平田・佐藤(2007)は, 2007年能登半島地震の地学的背景等を調べており, 本震の破壊は破壊域の中央部の下端で開始し, 上方に伝播したという, 強震動予測レシピと同様の知見を述べている。



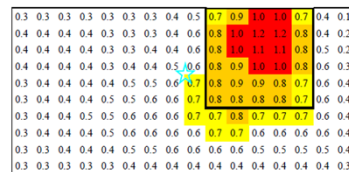
(a) 1948年福井地震



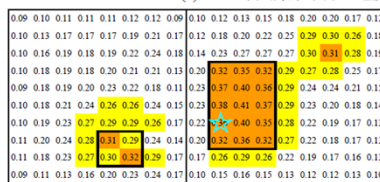
(b) 1969年岐阜県中部地震



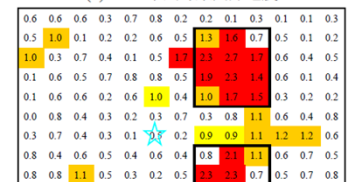
(c) 1975年大分県中部地震



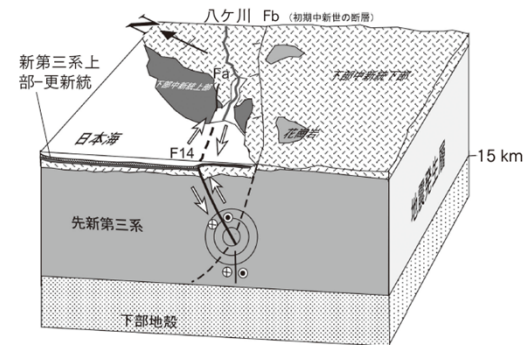
(d) 1984年長野県西部地震



(e) 1997年5月鹿児島県北西部地震



(f) 2005年福岡県西方沖地震



■ 新第三系上部-更新統 ■ 下部中新統上部 □ 下部中新統下部  
 ■ 先新第三系(地表ではジュラ紀の花崗岩類が分布)  
 \ 震源断層 \ 推定断層 ↗ 断層の変位の方向  
 断層の変位の方向: ⊕ 紙面奥に変位, ⊙ 紙面前方に変位

## 4.2 震源モデルの設定(16/26)

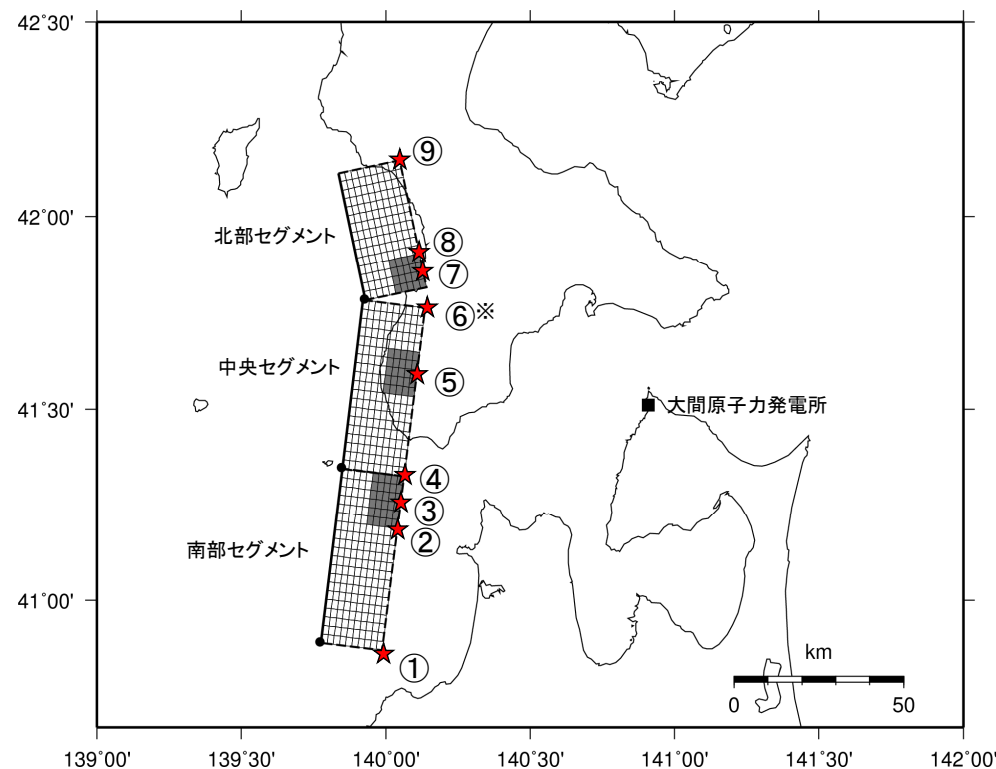
コメントNo.S4-16



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(12/13):破壊開始点の設定(3/4)

## 2) 知見を踏まえた破壊開始点の設定

- 破壊開始点は、強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、断層下端及びアスペリティ下端に以下のとおり9点設定する。
  - ✓ まず縦ずれ成分が卓越する場合の強震動予測レシピに基づき、各セグメントのアスペリティ中央下端に設定する。(破壊開始点③, ⑤, ⑦)
  - ✓ 次に、破壊開始点は必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましいとする強震動予測レシピや破壊開始点に関する知見を踏まえ、破壊が深い方から浅い方に伝播するように各セグメント下端の両端部に設定する。(破壊開始点①, ④, ⑥, ⑨)
  - ✓ さらに、アスペリティ端部のうちアスペリティからの破壊が敷地に向かって伝播する位置として、南部セグメントのアスペリティの南端、及び北部セグメントのアスペリティ北端に設定する。(破壊開始点②, ⑧)



設定した破壊開始点(①～⑨)の地表面投影図

※:破壊開始点⑥は、中央セグメント下端の北端部及び北部セグメント下端の南端部の両方から破壊が同時に開始する。

## 4.2 震源モデルの設定(17/26)

コメントNo.S4-16



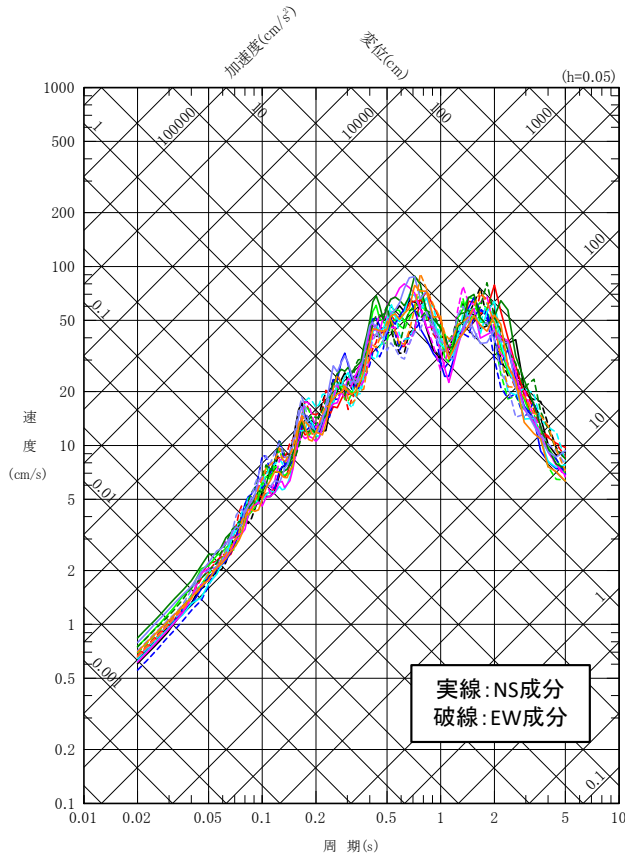
### ②基本ケースの震源モデルの考え方(13/13):破壊開始点の設定(4/4)

#### 3) 破壊開始点の違いが敷地の地震動に及ぼす影響の検討

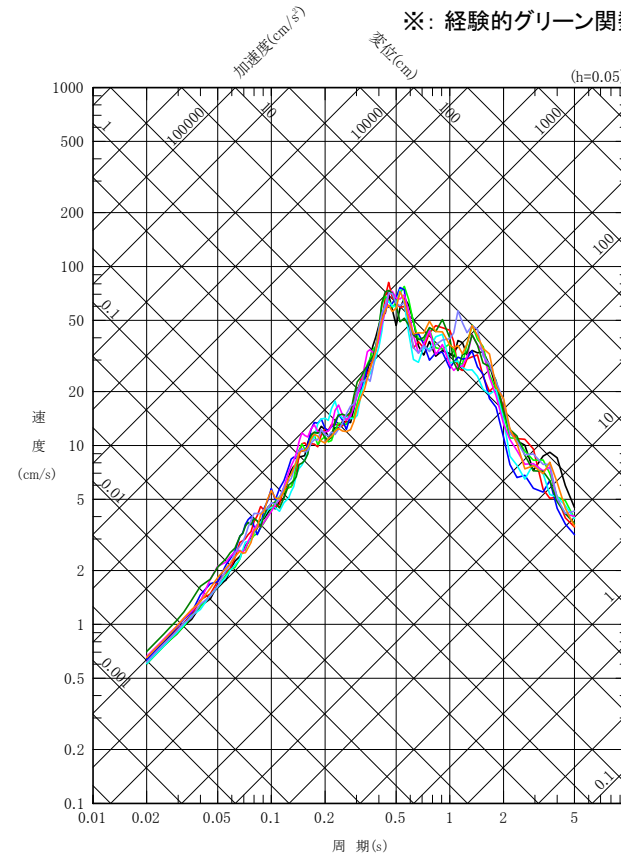
- P.87で設定した破壊開始点の違いが敷地の地震動に及ぼす影響について、経験的グリーン関数法による地震動評価結果※を比較する。
- 破壊開始点①～⑨の地震動の応答スペクトルを比較すると、破壊開始点の違いにより周期ごとに大小関係が異なり、ある程度のばらつきを示しているが、そのばらつきは小さい。
- 破壊開始点①～⑨の地震動において、応答スペクトルが周期によらず顕著に大きくなるような破壊開始点は認められない。



- 検討用地震の地震動評価は、断層下端及びアスペリティ下端に設定した9つの破壊開始点で評価する。



水平成分



鉛直成分

※: 経験的グリーン関数法に用いた要素地震については、P.101, P.102を参照。

- 破壊開始点①
- 破壊開始点②
- 破壊開始点③
- 破壊開始点④
- 破壊開始点⑤
- 破壊開始点⑥
- 破壊開始点⑦
- 破壊開始点⑧
- 破壊開始点⑨

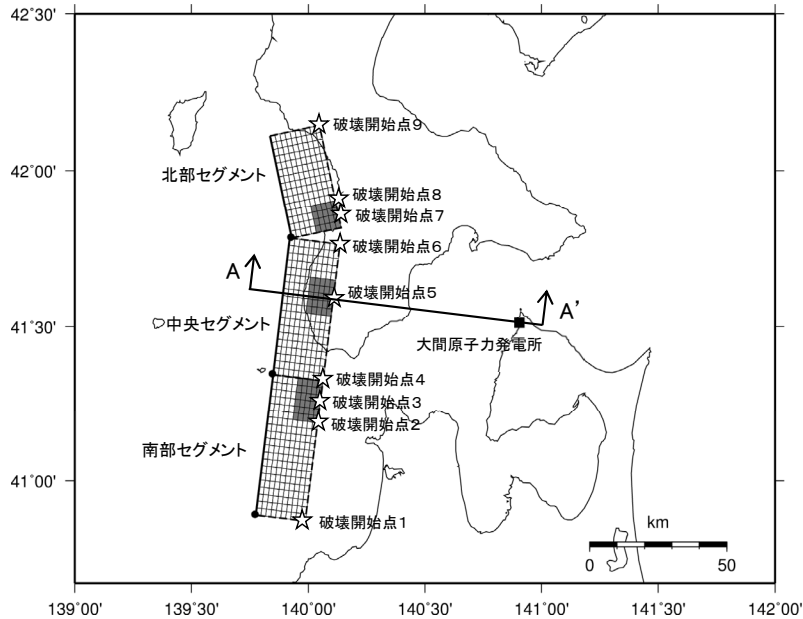
## 4.2 震源モデルの設定(18/26)

コメントNo.S4-16



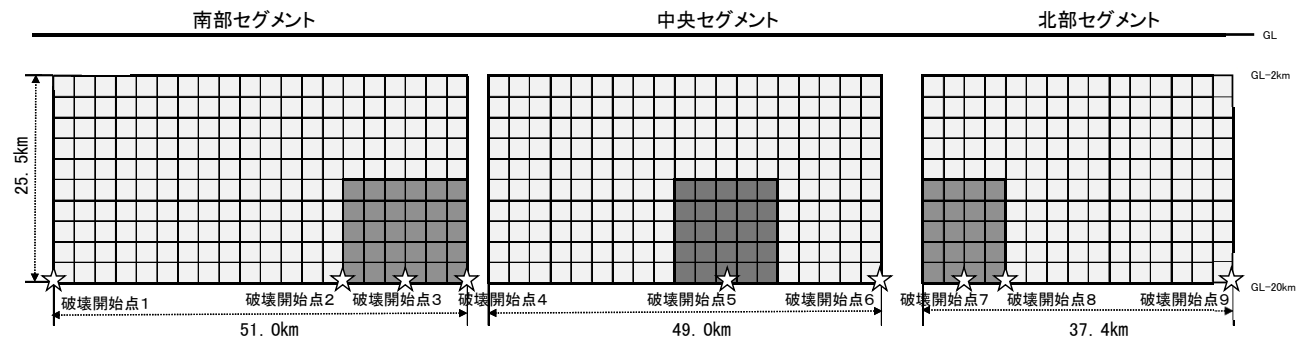
### ③基本ケースの震源モデルの設定

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルを以下に示す。
- 北部, 中央, 及び南部セグメントのアスペリティの面積並びに敷地までの距離について, 北部セグメントのアスペリティの面積は, 他より小さいものの, それ以外の面積, 距離に大きな差はないことから, 地震動評価への寄与の特に大きなアスペリティはない。

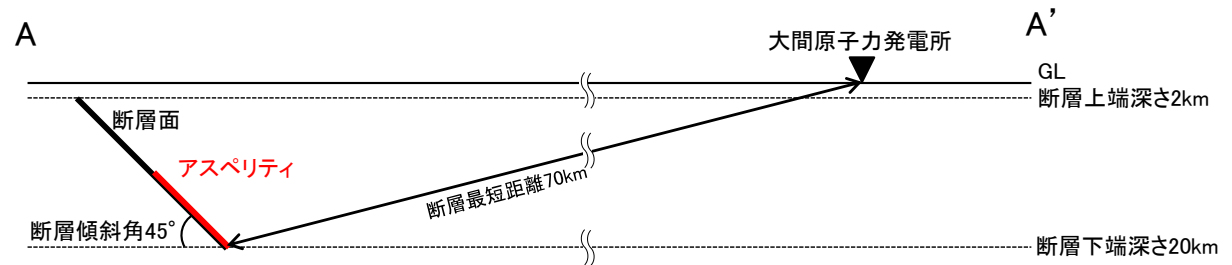


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
Mw7.7	84km	70km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

アスペリティの面積, アスペリティ中心から敷地までの距離の比較

セグメント	アスペリティの面積	アスペリティ中心から敷地までの距離
北部	122km <sup>2</sup>	79km
中央	160km <sup>2</sup>	72km
南部	167km <sup>2</sup>	81km

震源モデル(基本ケース)

## 4.2 震源モデルの設定(19/26)

コメントNo.S4-16



## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(1/3)


- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価にあたり、基本ケースの震源モデル、及び不確かさの考慮について、下表のとおり整理する。


不確かさの考慮について、考え方は以下のとおり。

- 「認識論的不確かさ」については、それぞれ独立で不確かさを考慮する。
- 「偶然的不確かさ」については、事前の把握が困難であるため、「認識論的不確かさ」とともに考慮する。

震源モデルの設定の考え方と不確かさの整理

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの震源モデルの設定	不確かさの考慮
認識論的不確かさ	断層長さ	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、あらかじめ同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層として評価する。断層長さは、国交省ほか(2014)に基づき、137kmとする。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、連動を考慮した長大断層として考慮している。
	地震規模	複数の知見を比較し、敷地への影響、及び知見の適用性を踏まえ、壇ほか(2015)に基づき設定。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、敷地に及ぼす影響が大きくなるように地震規模を設定している。
	断層傾斜角	地質調査結果に基づき、東傾斜に設定。 強震動予測レシピに基づき、逆断層の断層傾斜角が明らかではない場合の傾斜角45°を設定。	調査等により、低角であることを否定できないため、傾斜角30°を考慮する。
	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	強震動予測レシピに基づき、複数の方法を比較し、壇ほか(2015)により、算定。	基本ケースの1.5倍を考慮する。
	破壊伝播速度	強震動予測レシピに基づき、0.72Vs(Geller(1976))に設定。	長大断層であることを踏まえ、宮腰ほか(2005)に基づき、アスペリティ領域の平均的な破壊伝播速度に標準偏差1σを考慮した0.87Vsを考慮する。
偶然的不確かさ	アスペリティ位置	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、各セグメントのアスペリティが敷地に最も近づく位置に設定。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、敷地に及ぼす影響が大きくなるようにアスペリティを配置している。
	破壊開始点	破壊開始点は、強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、断層下端及びアスペリティ下端に複数設定。	基本ケースの震源モデルの段階で既に、複数の破壊開始点を考慮している。

 : 基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

 : 基本ケースの震源モデルに対して不確かさを考慮するパラメータ



## 4.2 震源モデルの設定(20/26)





## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(2/3)

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の検討ケースを以下に示す。

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の検討ケース一覧

検討ケース	断層長さ(km)	地震規模	断層傾斜角(°)	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	破壊伝播速度	アスペリティ位置	破壊開始点
基本ケース	137	Mw7.7	45	壇ほか(2015)	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
断層傾斜角の不確かさケース	137	Mw7.9	30	壇ほか(2015)	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
短周期レベルの不確かさケース	137	Mw7.7	45	基本ケース×1.5倍	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
破壊伝播速度の不確かさケース	137	Mw7.7	45	壇ほか(2015)	0.87Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定

 : 基本ケースの震源モデルにあらかじめ不確かさを考慮するパラメータ

 : 基本ケースの震源モデルに対して不確かさを考慮するパラメータ

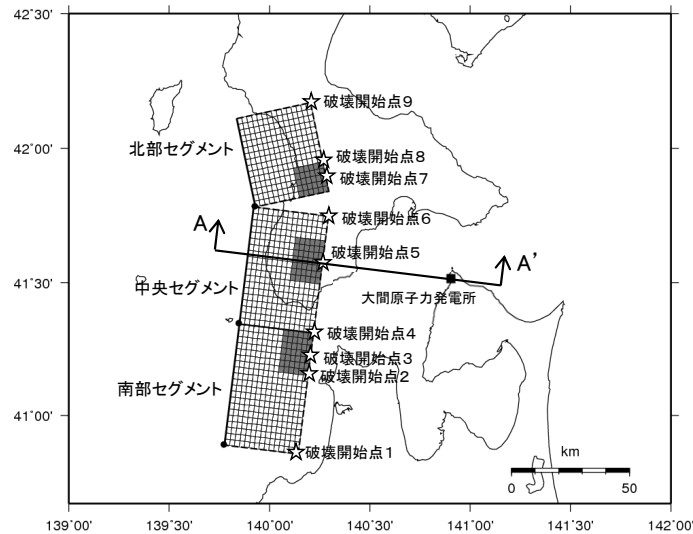
## 4.2 震源モデルの設定(21/26)

コメントNo.S4-16



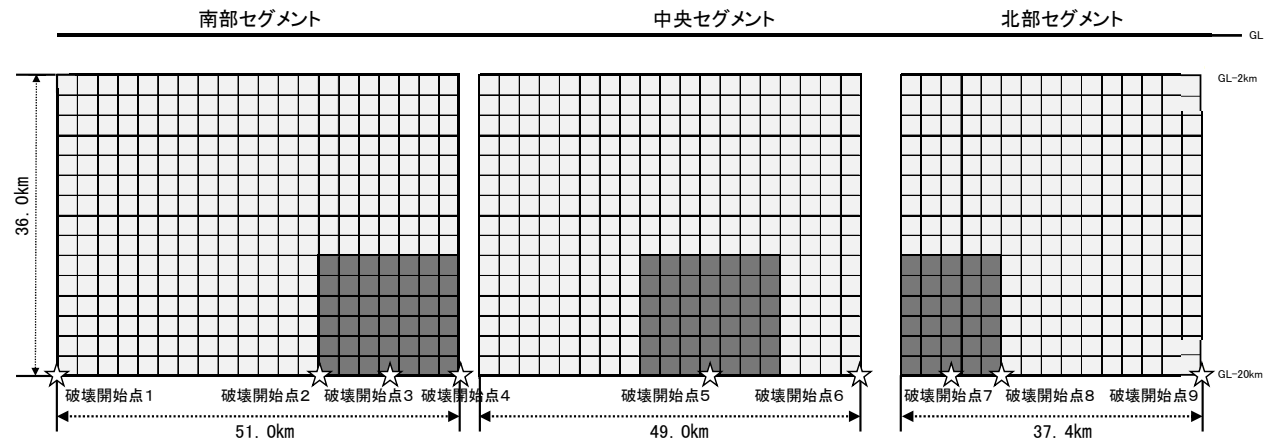
### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(3/3)

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の断層傾斜角の不確かさケースについて、震源モデルを以下に示す。
- 北部、中央、及び南部セグメントのアスペリティの面積並びに敷地までの距離について、北部セグメントのアスペリティの面積は、他より小さいものの、それ以外の面積、距離に大きな差はないことから、地震動評価への寄与の特に大きなアスペリティはない。
- なお、短周期レベルの不確かさケース、破壊伝播速度の不確かさケースの震源モデルの形状・配置は、P.89に示す基本ケースと同一である。

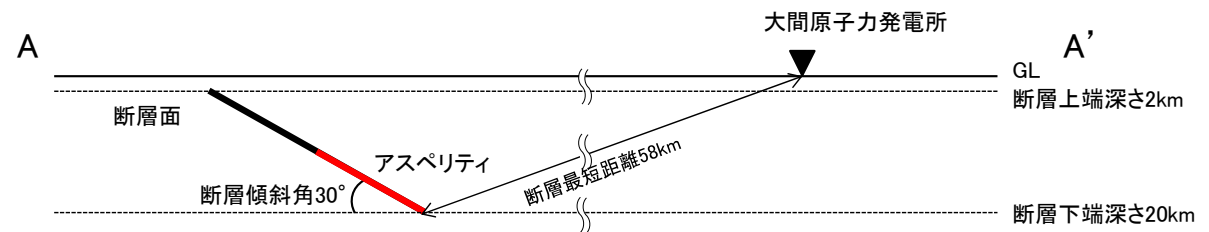


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
Mw7.9	75km	58km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

アスペリティの面積, アスペリティ中心から敷地までの距離の比較

セグメント	アスペリティの面積	アスペリティ中心から敷地までの距離
北部	173km <sup>2</sup>	72km
中央	226km <sup>2</sup>	61km
南部	236km <sup>2</sup>	72km

震源モデル(断層傾斜角の不確かさケース)

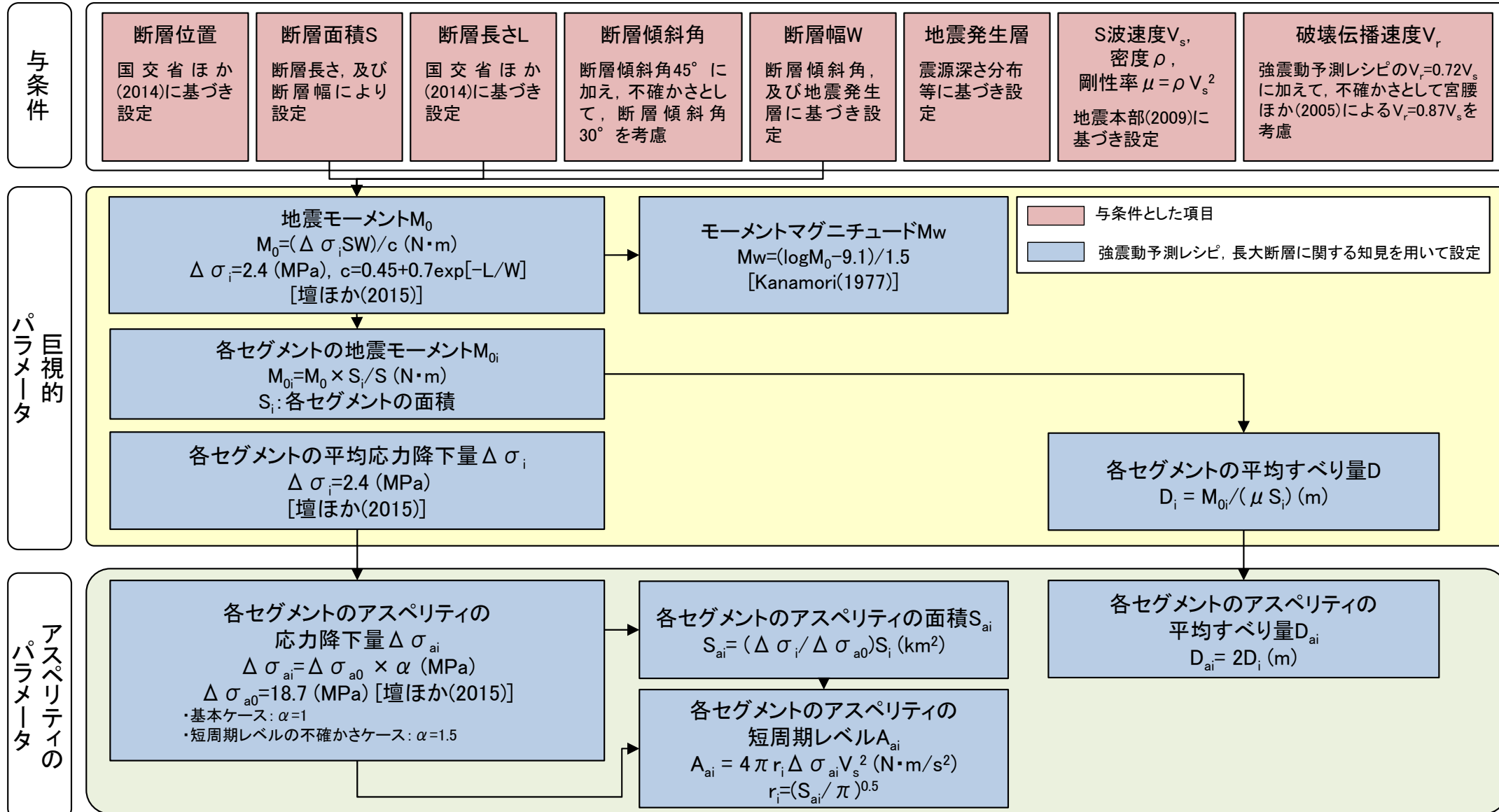
アスペリティの位置は、P.84に示す基本ケースと同様の考え方で配置。



## 4.2 震源モデルの設定 (22/26)

### ⑤断層パラメータの設定 (1/5) : 断層パラメータの設定フロー

- 断層パラメータは、強震動予測レシピを参照し、長大断層に関する知見を取り込み設定する。



断層パラメータ設定フロー



## 4.2 震源モデルの設定(23/26)

## ⑤断層パラメータの設定(2/5):基本ケース

項目		記号(単位)	設定値			設定根拠	
			南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント		
巨視的 パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin\delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta\sigma_i S W_i)/c$ , $c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.7			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2$ , $\rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta\sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的 パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta\sigma_i/\Delta\sigma_{a0}) \times S_i$ , $\Delta\sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai} D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.98E+19	1.94E+19	1.70E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta\sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	4.0	4.0	3.5	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta\sigma_{ai}$ , $W_{bi}=W_i$ , $W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
		Q値	-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)

## 4.2 震源モデルの設定(24/26)



### ⑤断層パラメータの設定(3/5):断層傾斜角の不確かさケース

項目		記号(単位)	設定値			設定根拠	
			南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント		
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	30	30	30	傾斜角の不確かさを考慮
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	36.0	36.0	36.0	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1836	1764	1346	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	4946			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	9.2E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i S W_i)/c, c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	3.4E+20	3.3E+20	2.5E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.9			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	5.9	5.9	5.9	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的パラメータ	アスベリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	236	226	173	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i, \Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	8.7E+19	8.4E+19	6.4E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	11.9	11.9	11.9	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	2.35E+19	2.31E+19	2.01E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1600	1538	1174	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	2.5E+20	2.4E+20	1.9E+20	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	5.1	5.1	5.1	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	3.4	3.3	2.9	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}, W_{bi}=W_i, W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
Q値		-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)	



## 4.2 震源モデルの設定(25/26)

## ⑤断層パラメータの設定(4/5):短周期レベルの不確かさケース

項目		記号(単位)	設定値			設定根拠	
			南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント		
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i S W_i)/c$ , $c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.7			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2$ , $\rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的パラメータ	アスベリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i$ , $\Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	28.1	28.1	28.1	壇ほか(2015) $\times 1.5$
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	2.97E+19	2.91E+19	2.54E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	6.1	5.9	5.2	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}$ , $W_{bi}=W_i$ , $W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
Q値		-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)	

## 4.2 震源モデルの設定(26/26)



### ⑤断層パラメータの設定(5/5):破壊伝播速度の不確かさケース

項目	記号(単位)	設定値			設定根拠		
		南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント			
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i S W_i)/c, c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.7			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	3.0			$V_r=0.87V_s$ (宮腰ほか(2005))		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i, \Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.98E+19	1.94E+19	1.70E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	4.0	4.0	3.5	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}, W_{bi}=W_i, W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
		Q値	-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)

## 4.3 地震動評価手法(1/5)

コメントNo.S4-18



### 地震動評価の方針

#### ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- 想定震源は、断層長さ137km, Mw7.7の長大断層であるため、松田(1975)、武村(1990)のデータセットの範囲外となり、適用対象外となることから、気象庁マグニチュードの評価が出来ない。
- そこで、気象庁マグニチュードによる評価ではなく、モーメントマグニチュードMwに基づき評価可能であり、適用性を確認した以下の距離減衰式による地震動評価を行う。

Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014), Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)

#### ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 敷地において、要素地震として用いることができる適切な観測記録が得られていることから、「経験的グリーン関数法」による地震動評価を行う。
- また、震源が浅く、長大断層で地震規模が大きい地震であるため、長周期地震動が励起される可能性も考えられることから、長周期側において理論的手法を適用し、統計的グリーン関数法とのハイブリッド合成法による地震動評価を実施する。ハイブリッド合成法による地震動評価には、周期5秒までの長周期側において卓越は認められず、経験的グリーン関数法による地震動評価が妥当であることを確認する。その結果は、巻末の(補足9)に示す。





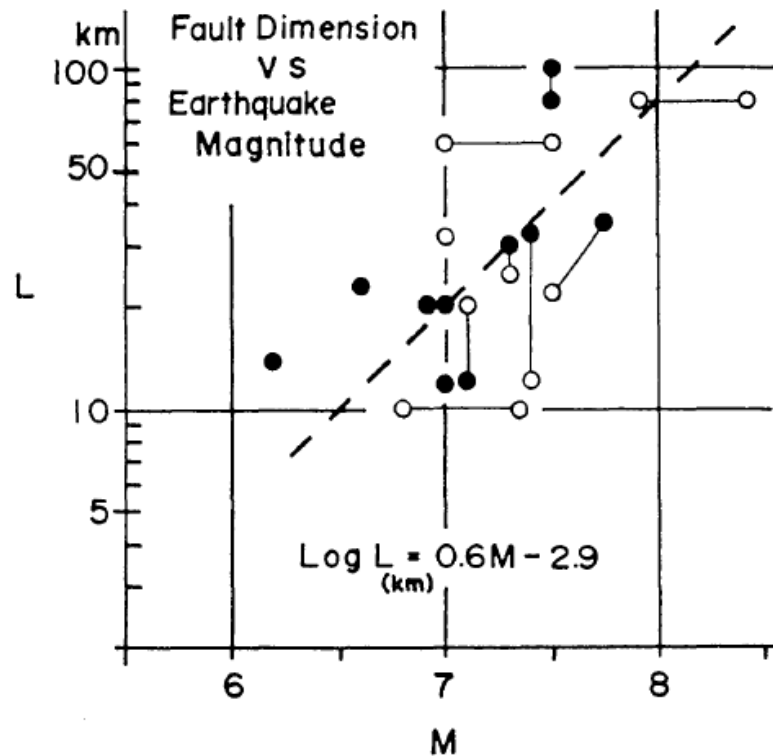
## 4.3 地震動評価手法(2/5)

### 応答スペクトルに基づく地震動評価(1/2)

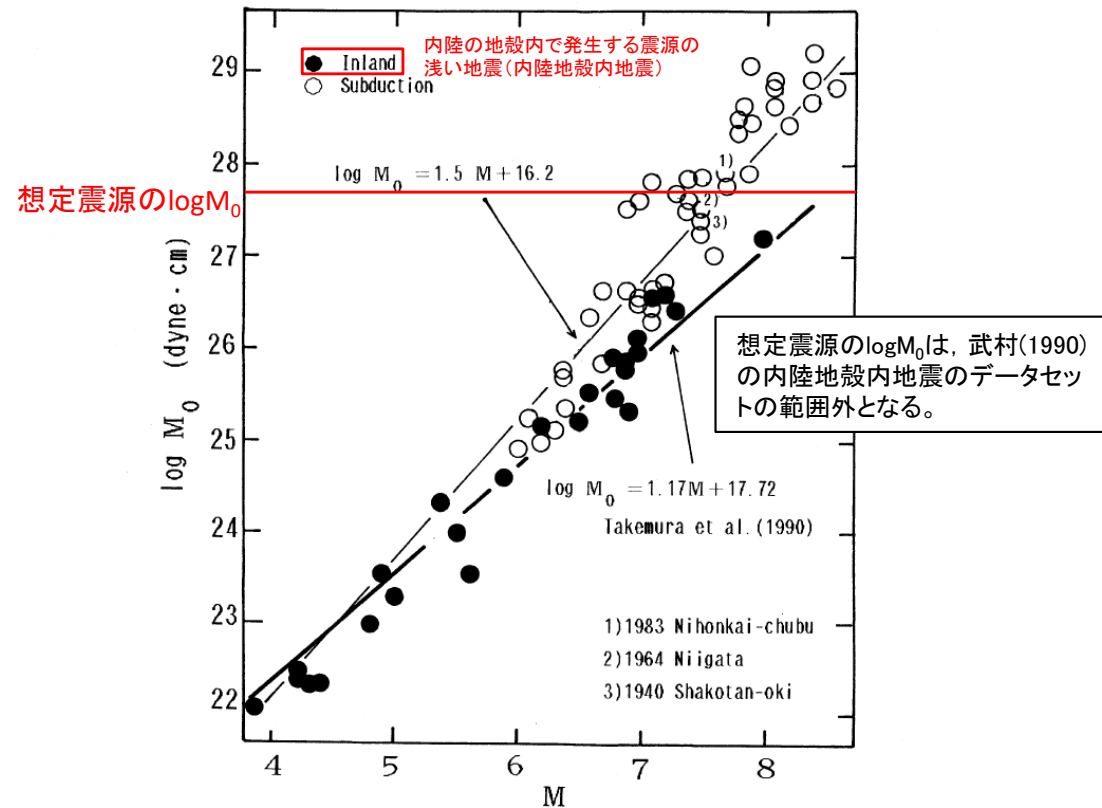
#### 気象庁マグニチュードの評価における松田(1975), 武村(1990)の適用性

- 想定震源は、断層長さ137km, Mw7.7の長大断層であるため、松田(1975), 武村(1990)のデータセットの範囲外となり、適用対象外となることから、気象庁マグニチュードの評価が出来ない。
- そこで、気象庁マグニチュードによる評価ではなく、モーメントマグニチュードMwに基づき評価可能な距離減衰式を用いて、地震動評価を実施する。

想定震源の断層長さLは、137kmであるため、松田(1975)のデータセットの範囲外となる。



松田(1975)による気象庁マグニチュードと断層長さの関係  
松田(1975)に加筆



武村(1990)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係  
武村(1990)に加筆

## 4.3 地震動評価手法(3/5)



## 応答スペクトルに基づく地震動評価(2/2)

## モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式の適用性の確認

- モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式を用いるにあたり、その適用性を確認した。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価は、以下の適用可能な距離減衰式を用いる。

Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014), Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震規模，断層最短距離

ケース	地震規模	断層最短距離
基本ケース	Mw7.7	70km
断層傾斜角の不確かさケース	Mw7.9	58km

## モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式の適用性

距離減衰式	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	適用性
大野ほか(2001)	Mw4.9～7.5	4～174km(等価震源距離) 0～174km(断層最短距離)	第三紀以前，更新世，完新世	×
内山・翠川(2006)	Mw5.5～8.3	300km以内	$150 \leq V_{S30} \leq 750 \text{m/s}$	○
片岡ほか(2006)	内陸：Mw4.9～6.9	250km以内	I種地盤，II種地盤，III種地盤，工学的基盤	×
Zhao et al.(2006)	Mw5.0～8.3	0～300km	Soft soil～Hard rock	○
Kanno et al.(2006)	Mw5.5～8.2	1～500km	$100 \leq V_{S30} \leq 1400 \text{m/s}$	○
Abrahamson et al.(2014)	Mw3.0～8.5	0～300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1000 \text{m/s}$	○
Boore et al.(2014)	Mw3.0～8.5(横ずれ断層・逆断層) Mw3.0～7.0(正断層)	0～400km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500 \text{m/s}$	○
Campbell and Bozorgnia(2014)	Mw3.3～8.5(横ずれ断層) Mw3.3～8.0(逆断層) Mw3.3～7.5(正断層)	0～300km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500 \text{m/s}$	○
Chiou and Youngs(2014)	Mw3.5～8.5(横ずれ断層) Mw3.5～8.0(正・逆断層)	0～300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1500 \text{m/s}$	○
Idriss(2014)	Mw5.0以上	150km以内	$450 \text{m/s} \leq V_{S30}$	○

○：適用可能な距離減衰式



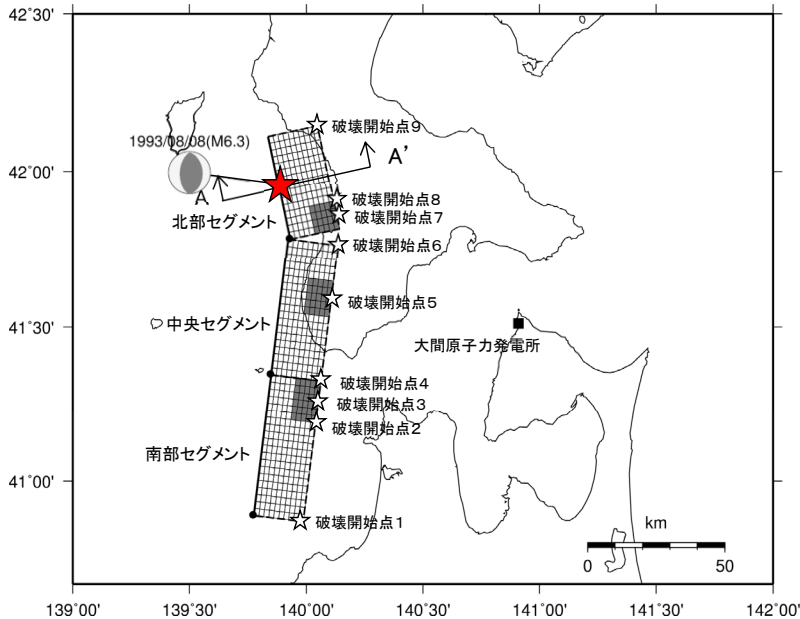
## 4.3 地震動評価手法(4/5)

### 断層モデルを用いた手法による地震動評価

#### 要素地震の諸元

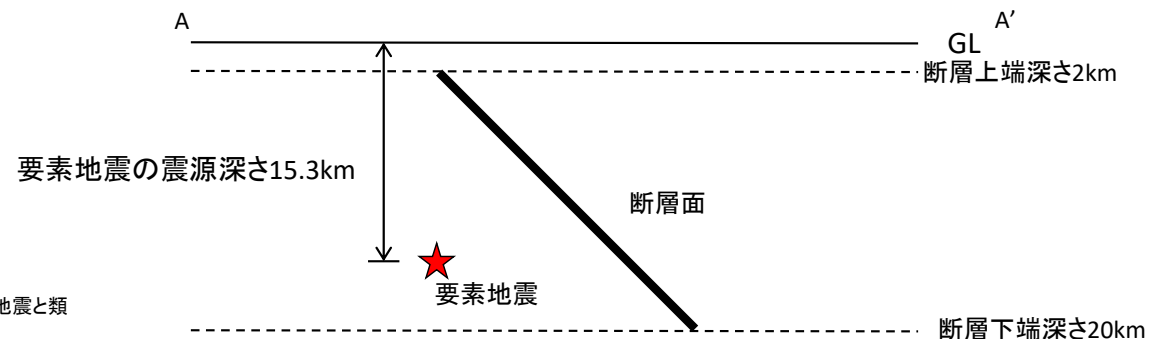
- 想定震源周辺で発生した地震のうち、地震規模及びメカニズム解から経験的グリーン関数法に用いる要素地震としての条件※1を満足する地震は、北部セグメント付近で発生した南北走向の逆断層による地震である1993年8月8日の地震(M6.3)のみであり、中央、及び南部セグメント付近では、要素地震として適切な地震の観測記録は得られていない。
- 中央、及び南部セグメントは、上記の北部セグメント付近で得られた要素地震と同様の南北走向の逆断層であり、要素地震とメカニズム解が同様であると考えられる。このため、これらのセグメントに対して、同じ南北走向の逆断層である上記の要素地震を用いることは適切であると判断される。
- 要素地震の妥当性について、巻末の(補足8)に示すとおり、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法による地震動評価を比較し、適切な要素地震を用いていることを確認している。

選定した要素地震の諸元※2



選定した要素地震の位置

発震日時	北緯(°)		東経(°)		メカニズム解
1993.08.08 4:42	41.9525		139.8881		
	M	震源距離(km)		震源深さ(km)	
	6.3	99.3	15.3		
	走向(°)	傾斜角(°)		すべり角(°)	
	357	39	85		



A-A'断面模式図 要素地震と断層面の位置の関係

※1：想定した断層面付近で発生した、規模の差がM2程度以内の、地震のタイプ・メカニズムが想定地震と類似している地震の観測記録。

※2：北緯、東経、及び震源深さは、明田川ほか(1994)による。走向、傾斜角、すべり角はGlobal CMT Catalog, 発震日時、Mは気象庁による。



## 4.3 地震動評価手法(5/5)

### 断層モデルを用いた手法による地震動評価

#### 要素地震の震源パラメータ評価

- 要素地震について、震源パラメータ及び $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較を示す。
- 震源パラメータに基づく $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルは、地震観測記録とよく整合する。

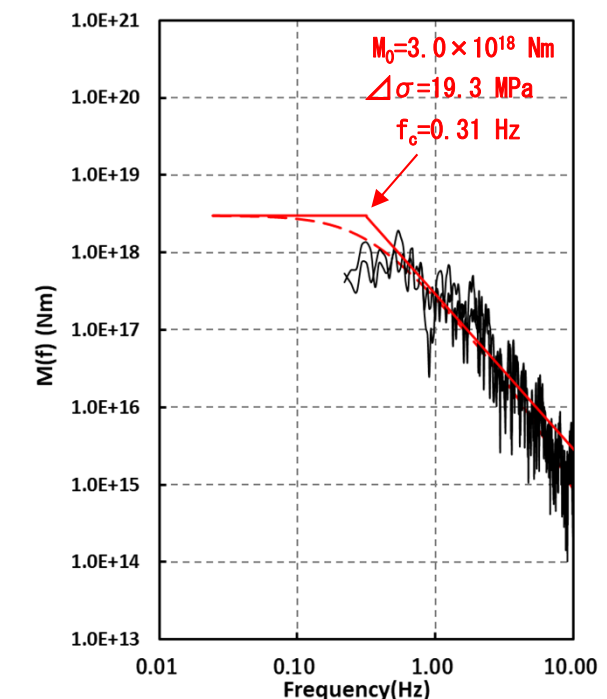
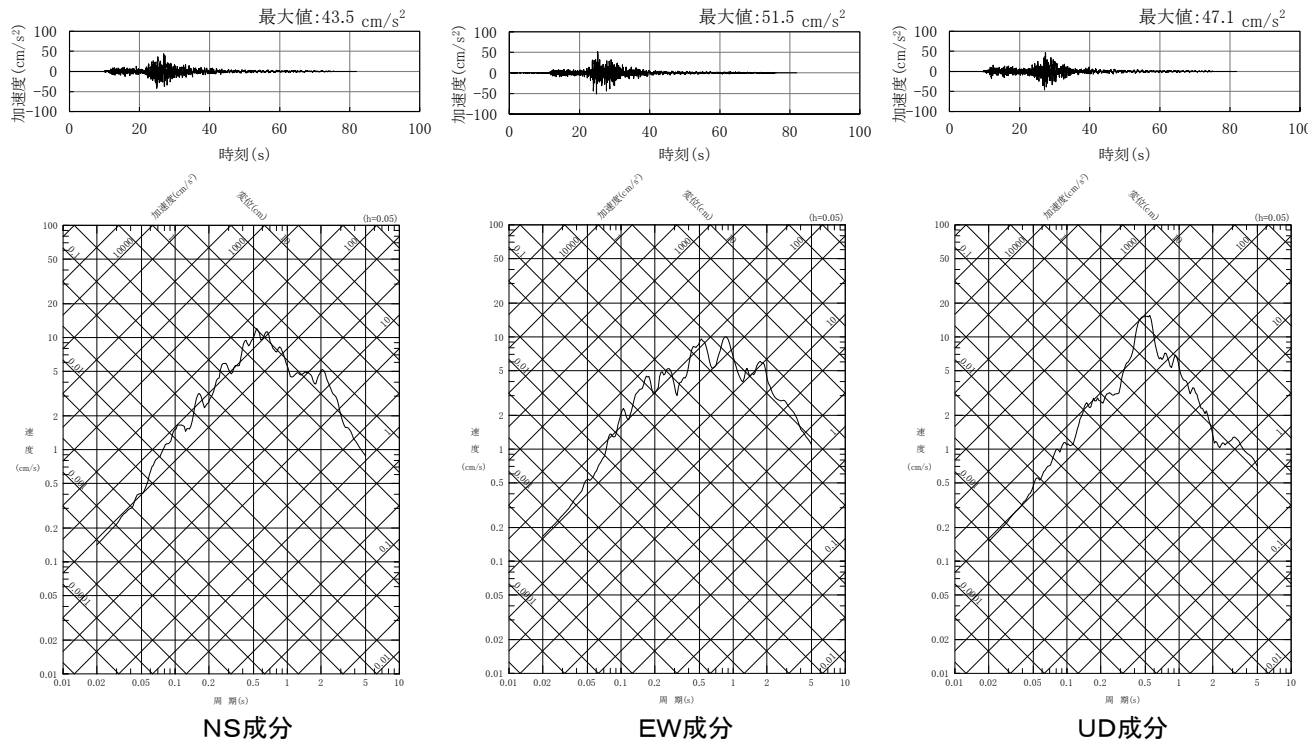
震源パラメータの評価結果

発震日時	震源パラメータ※2		
	地震モーメント※1(N・m)	コーナー周波数(Hz)	応力降下量(MPa)
1993.08.08 4:42	$3.0 \times 10^{18}$	0.31	19.3

※1 : Global CMTカタログによる。

※2 : 要素地震のQ値補正には、Takehi and Irikura (1997)を踏まえ $Q(f)=100f^{1.0}$ を用いる。

— 観測  
— 理論



要素地震の加速度時刻歴波形と応答スペクトル

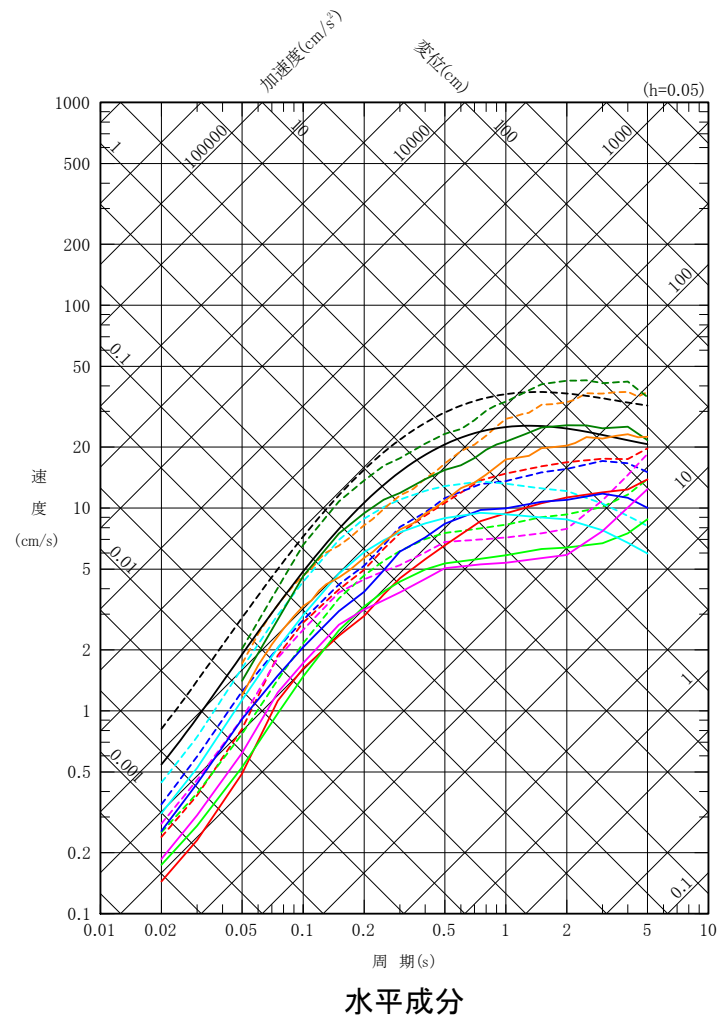
要素地震の理論震源スペクトルと観測記録の比較



## 4.4 地震動評価結果(1/14)

### 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

- 応答スペクトルに基づく地震動評価結果を示す。
- 松田(1975), 武村(1990)のデータセットの範囲対象外となり, 適切にMを評価できないため, Mwで評価した以下の距離減衰式による地震動評価結果を示す。  
Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014),  
Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)
- なお, 鉛直成分は, 上記の距離減衰式の適用対象外のため, 断層モデルによる評価を重視する。



実線: 基本ケース(Mw7.7, 断層最短距離70km)  
破線: 断層傾斜角の不確かさケース(Mw7.9, 断層最短距離58km)

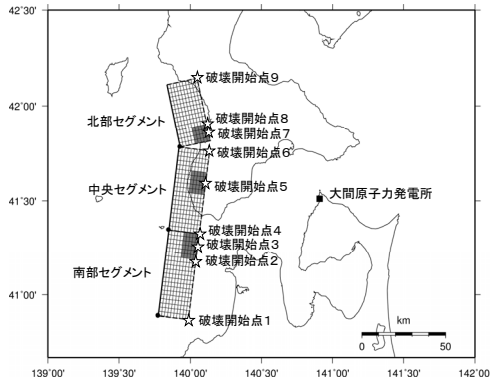
— Abrahamson et al.(2014)  
— Boore et al.(2014)  
— Campbell and Bozorgnia(2014)  
— Chiou and Youngs(2014)  
— Idriss(2014)  
— Kanno et al.(2006)  
— 内山・翠川(2006)  
— Zhao et al.(2006)

# 4.4 地震動評価結果(2/14)

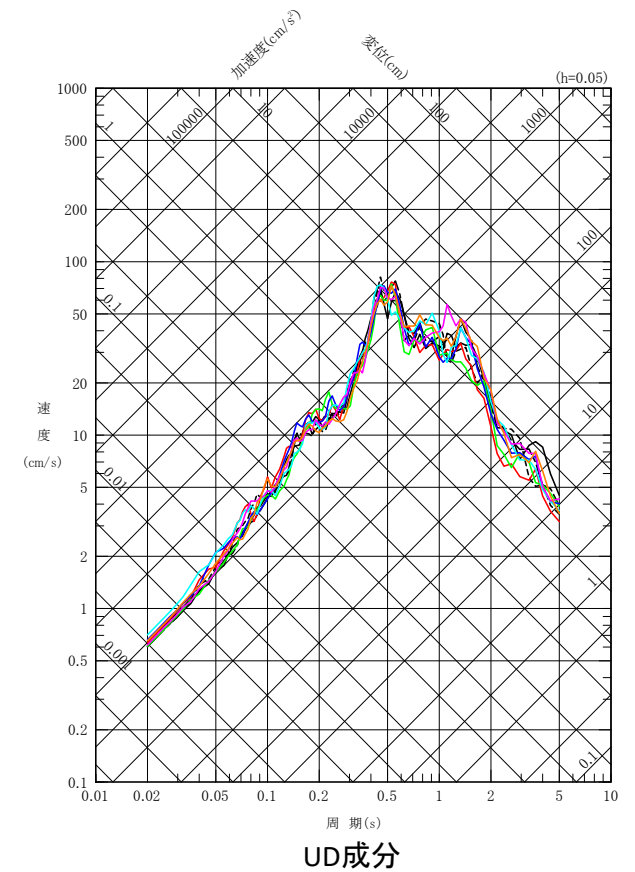
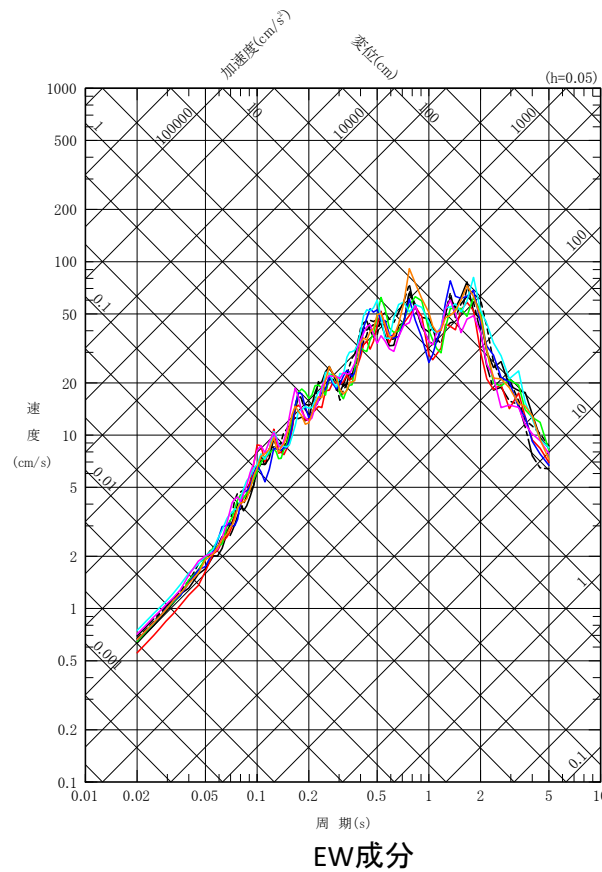
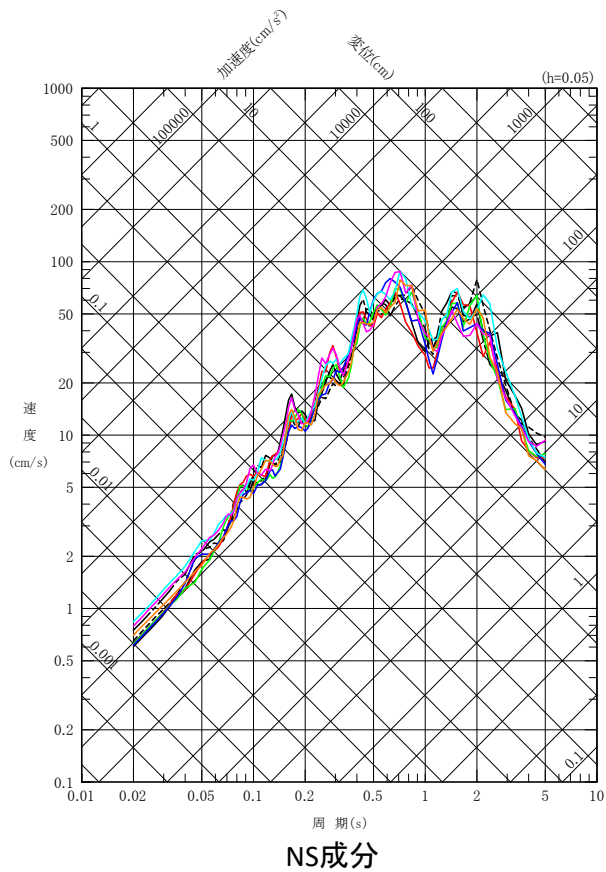
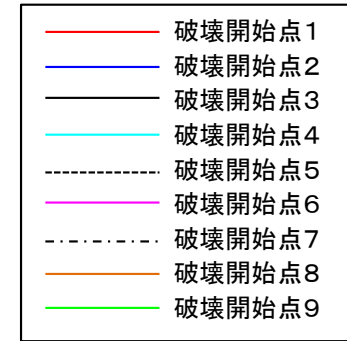
コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 応答スペクトル】



基本ケース

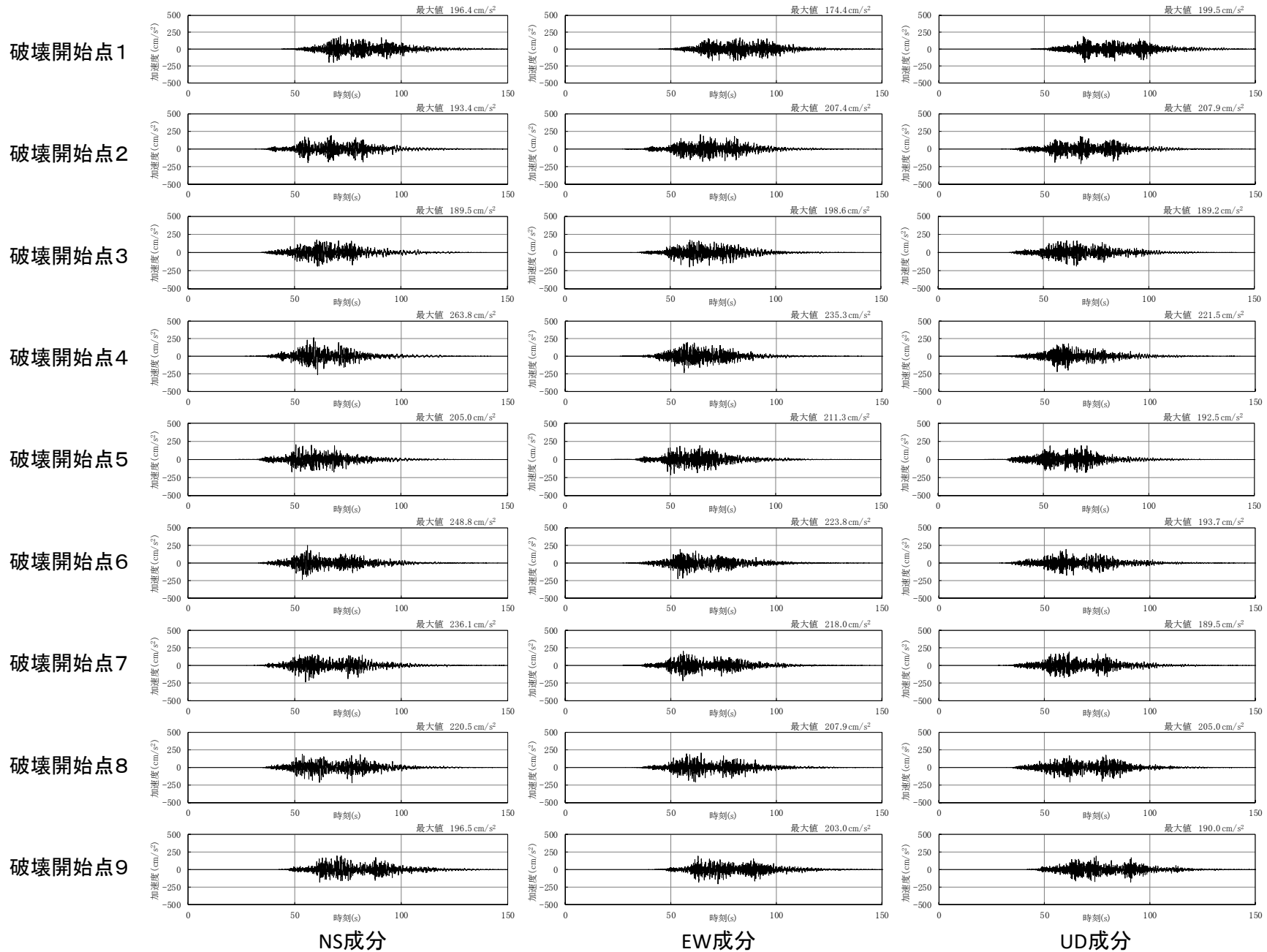


# 4.4 地震動評価結果(3/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 加速度時刻歴波形】

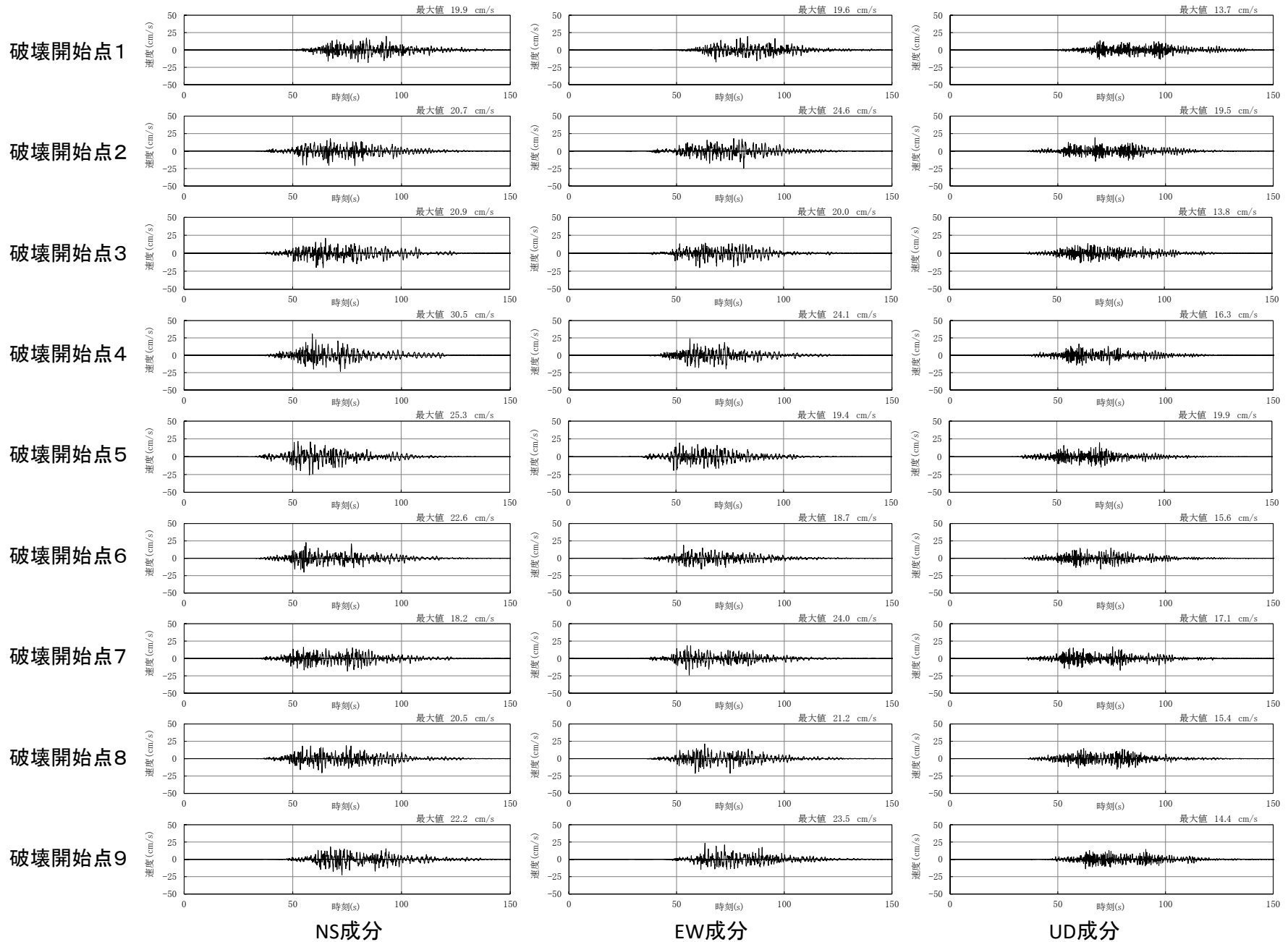


# 4.4 地震動評価結果(4/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【基本ケース 速度時刻歴波形】



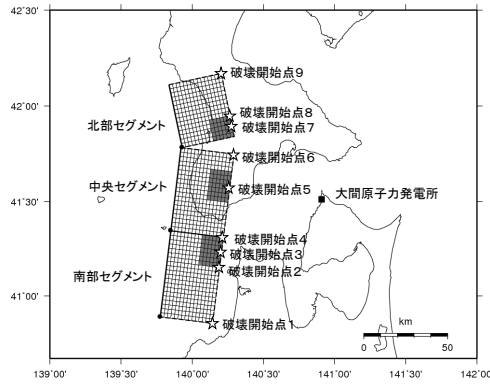


# 4.4 地震動評価結果(5/14)

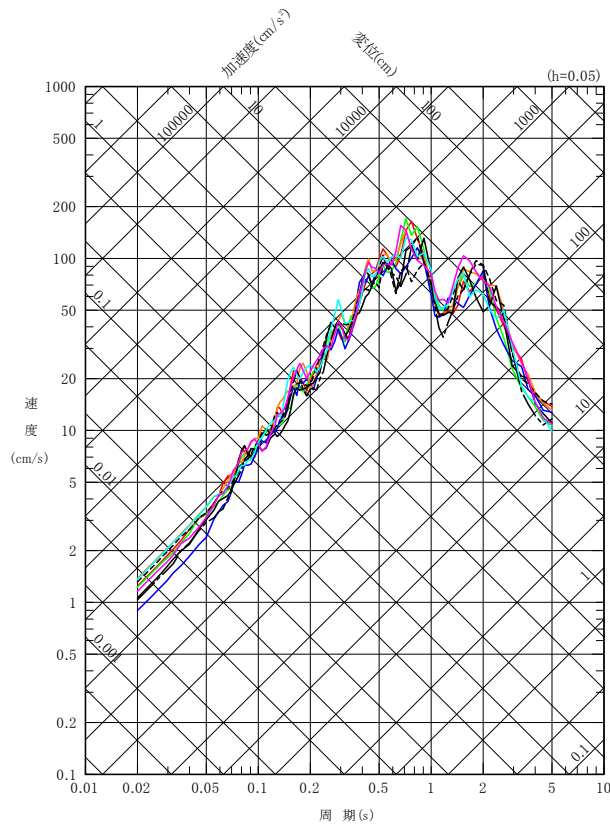
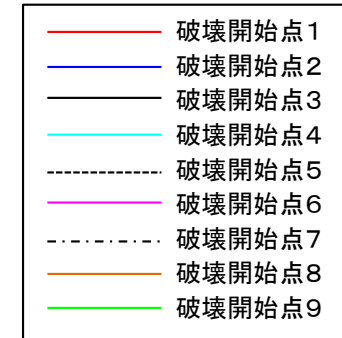
コメントNo.S4-16



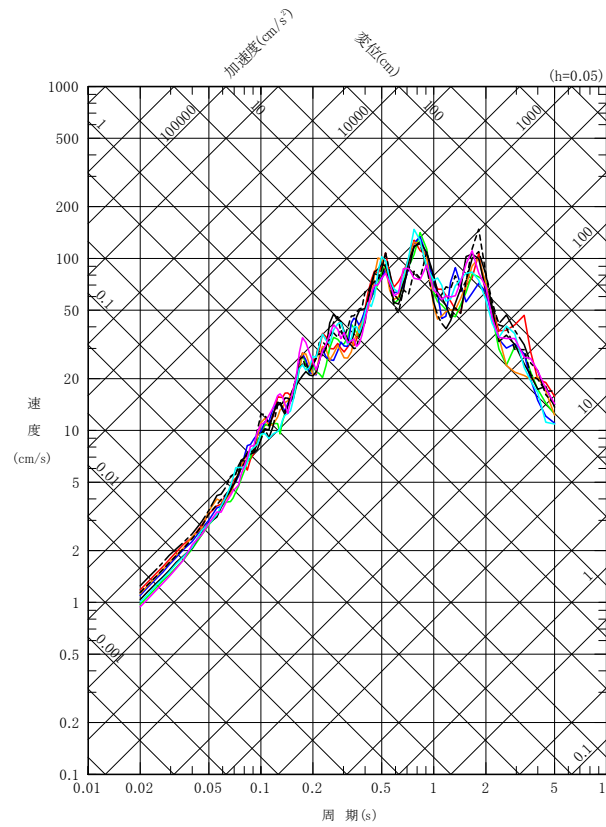
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層傾斜角の不確かさケース 応答スペクトル】



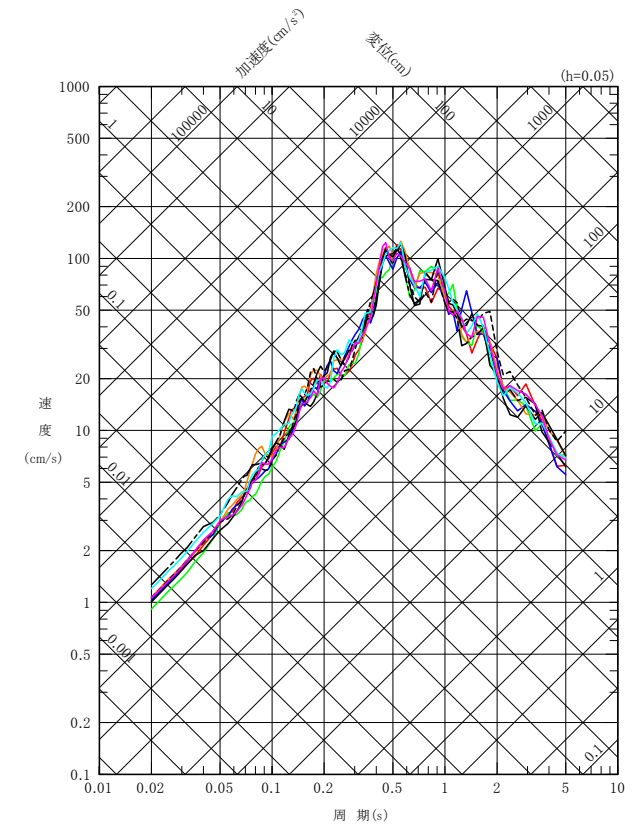
断層傾斜角の不確かさケース



NS成分



EW成分



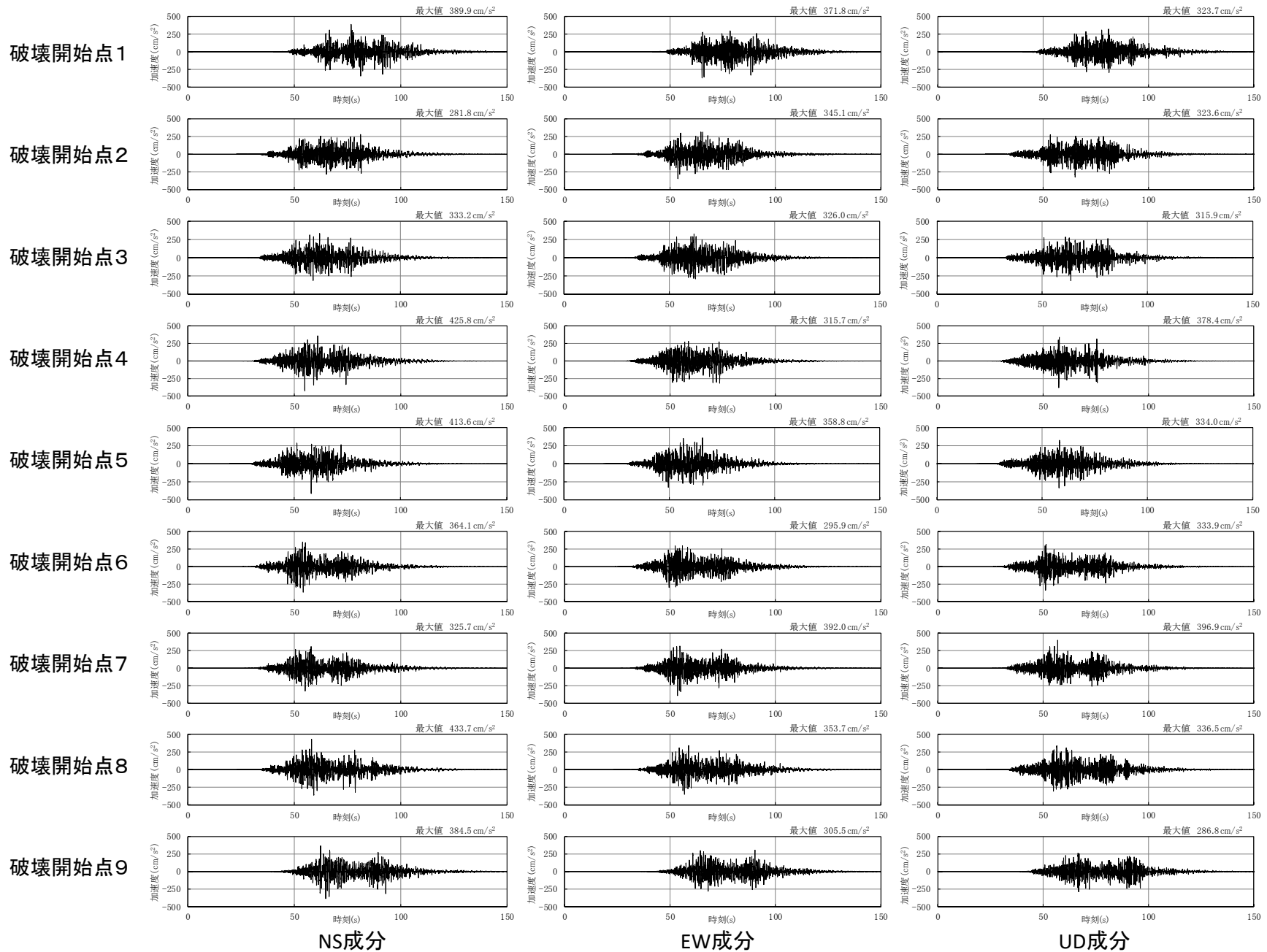
UD成分

# 4.4 地震動評価結果(6/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 加速度時刻歴波形】

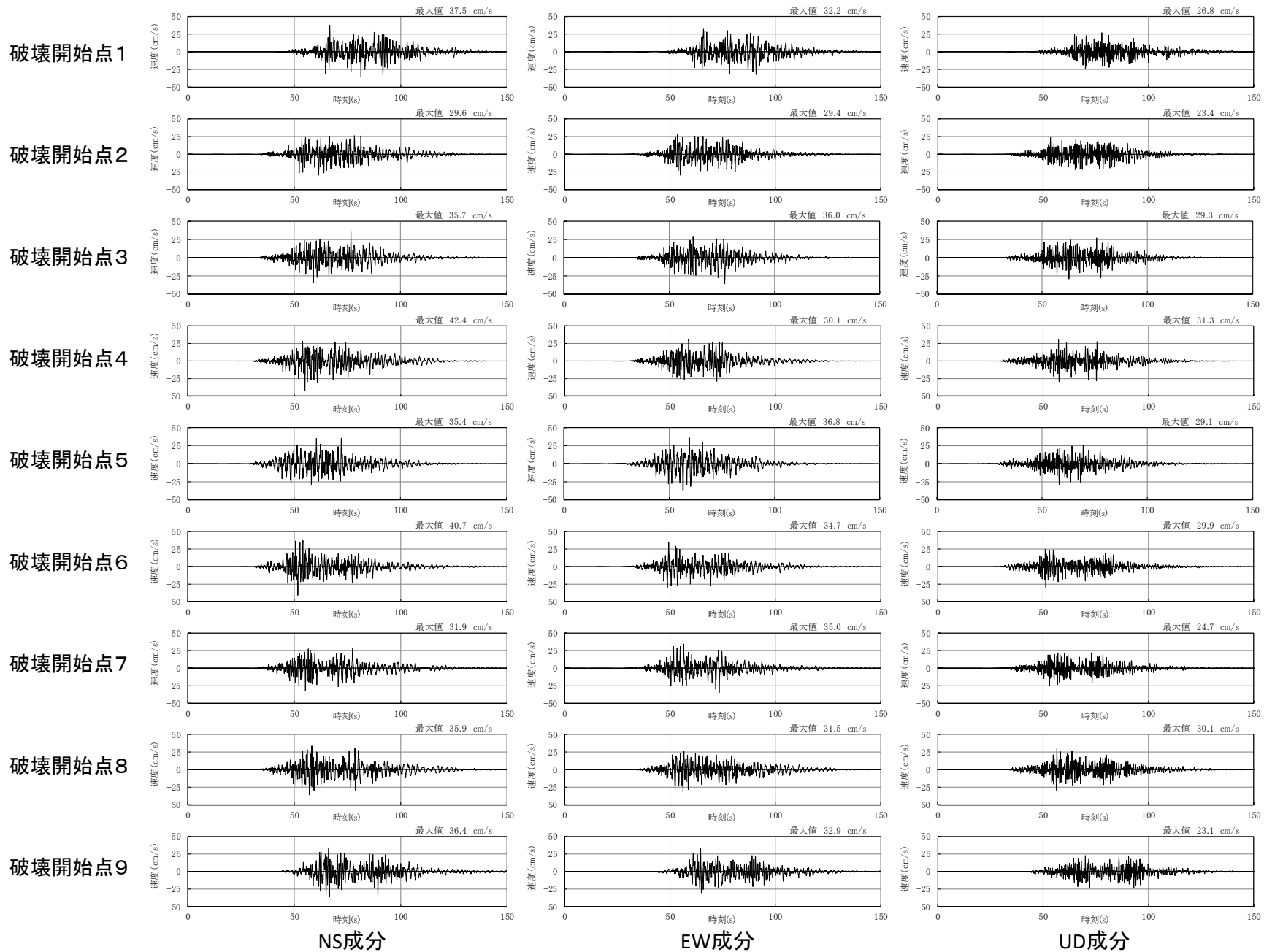


# 4.4 地震動評価結果(7/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 速度時刻歴波形】

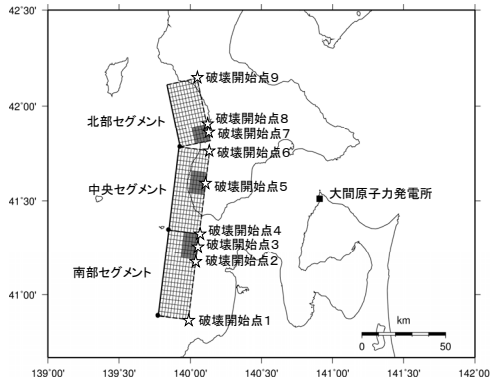


# 4.4 地震動評価結果(8/14)

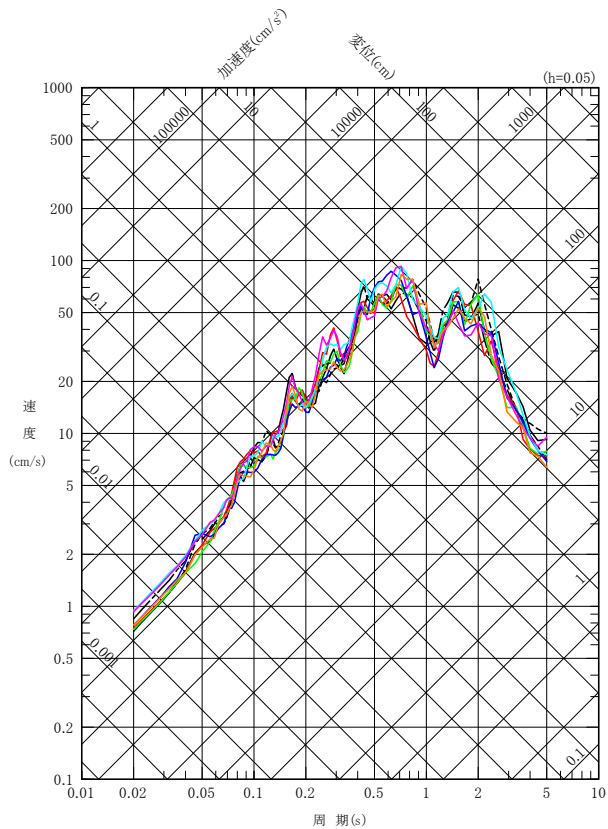
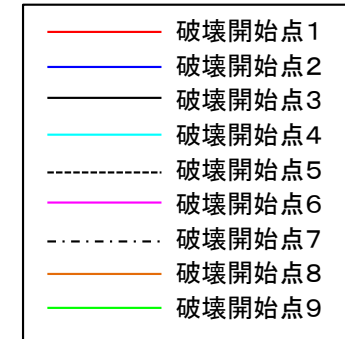
コメントNo.S4-16



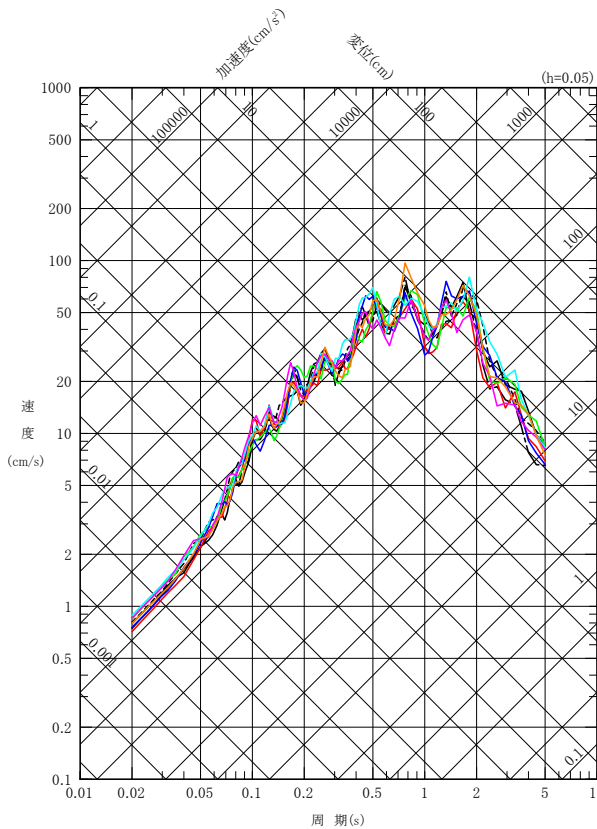
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 応答スペクトル】



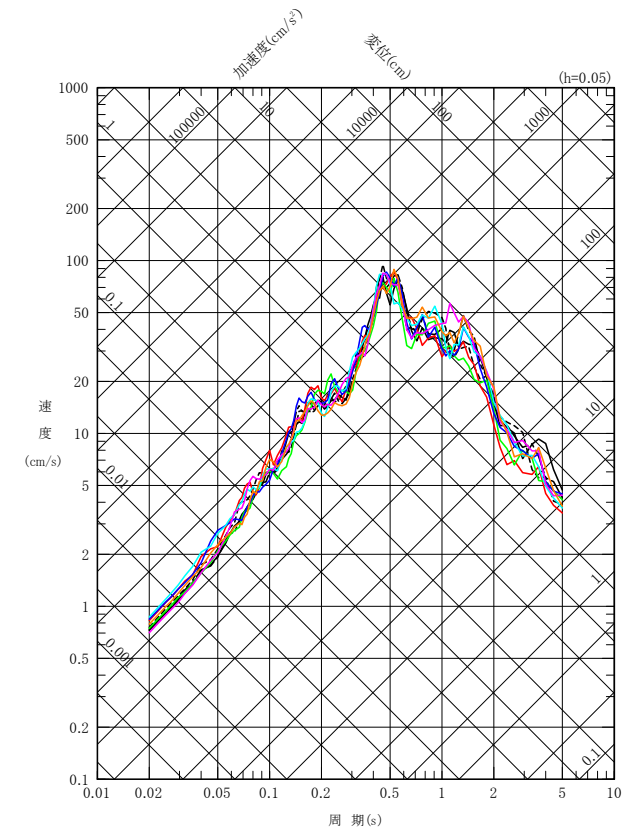
短周期レベルの不確かさケース



NS成分



EW成分



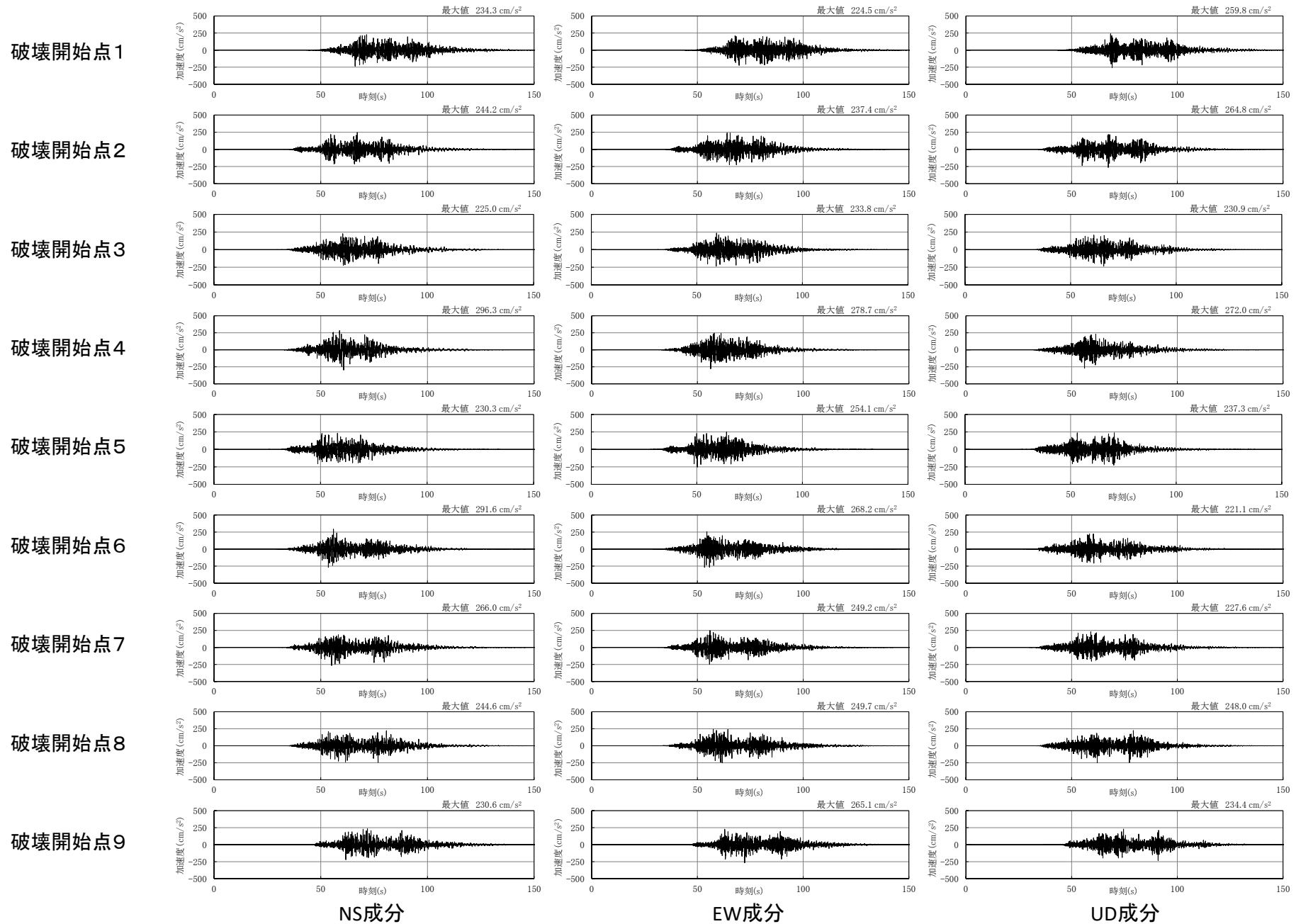
UD成分

# 4.4 地震動評価結果(9/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 加速度時刻歴波形】

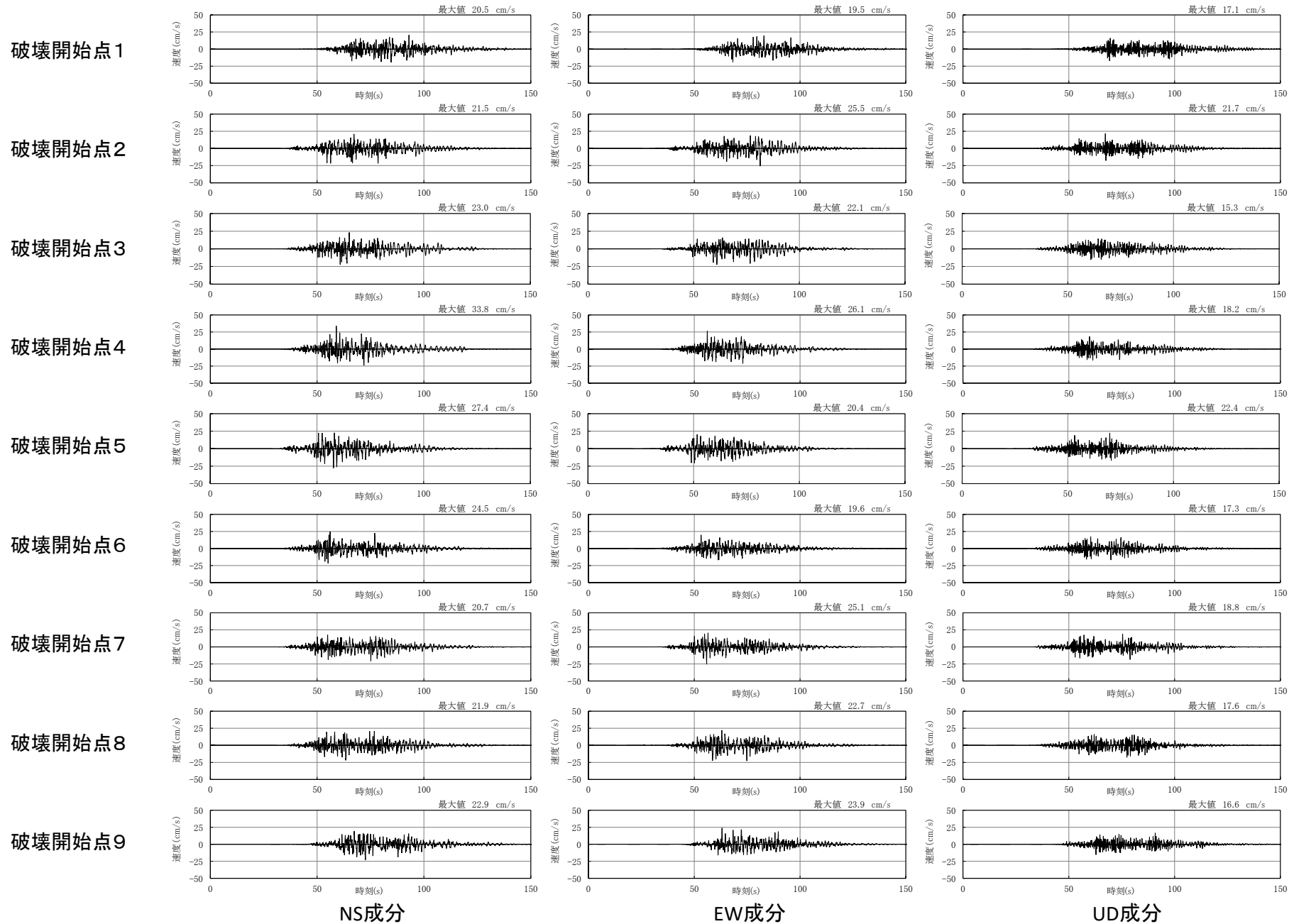


# 4.4 地震動評価結果(10/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 速度時刻歴波形】

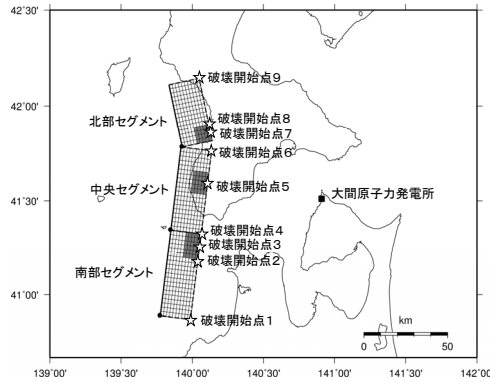


# 4.4 地震動評価結果(11/14)

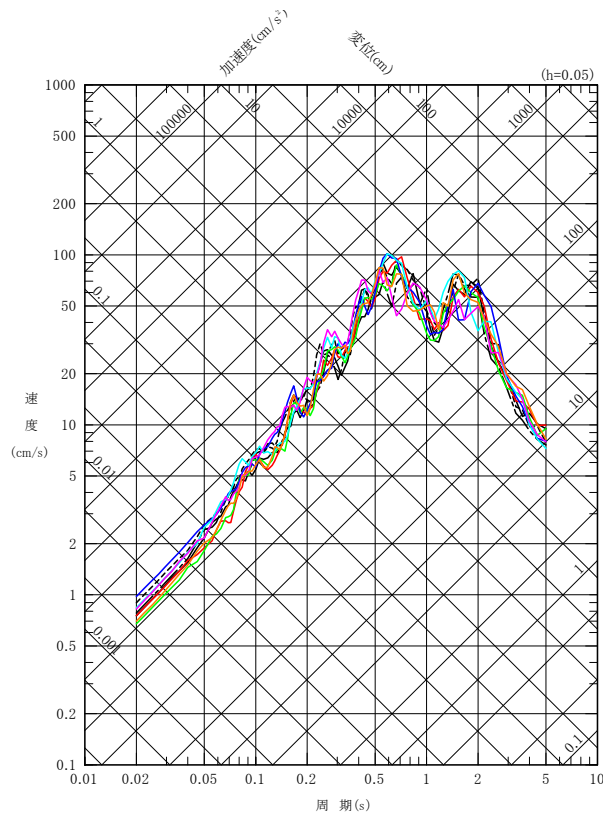
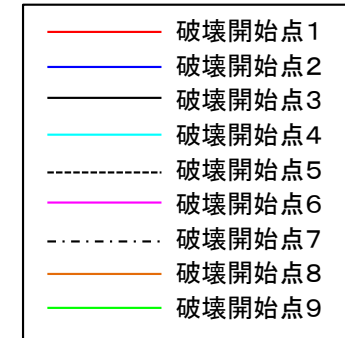
コメントNo.S4-16



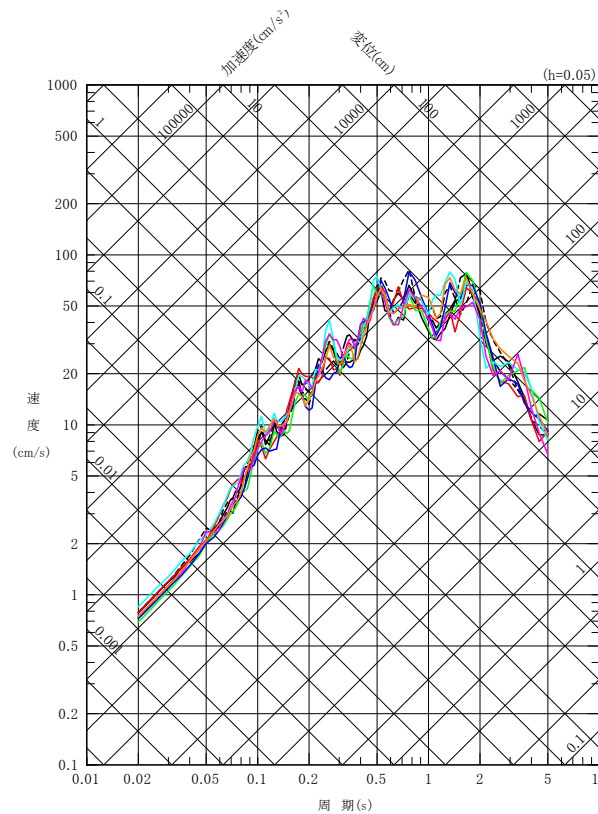
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【破壊伝播速度の不確かさケース 応答スペクトル】



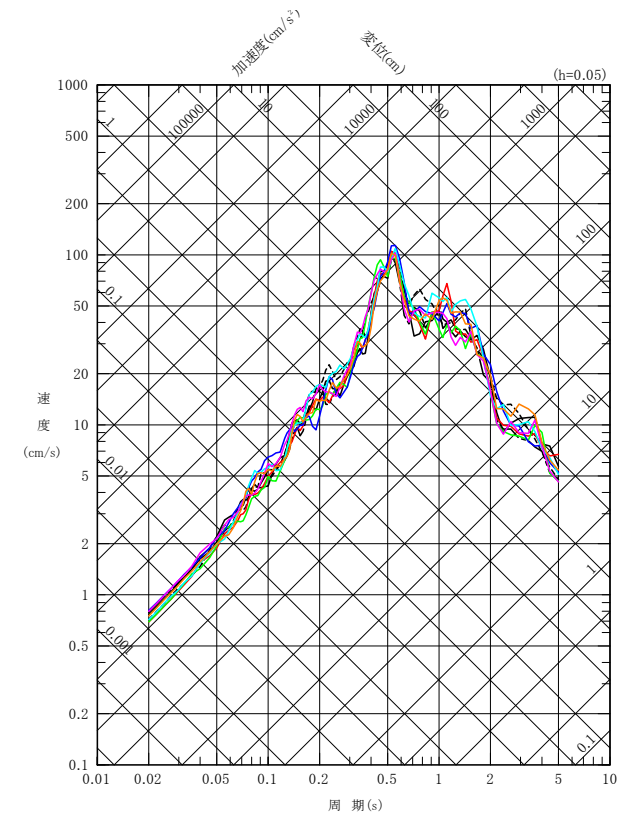
破壊伝播速度の不確かさケース



NS成分



EW成分



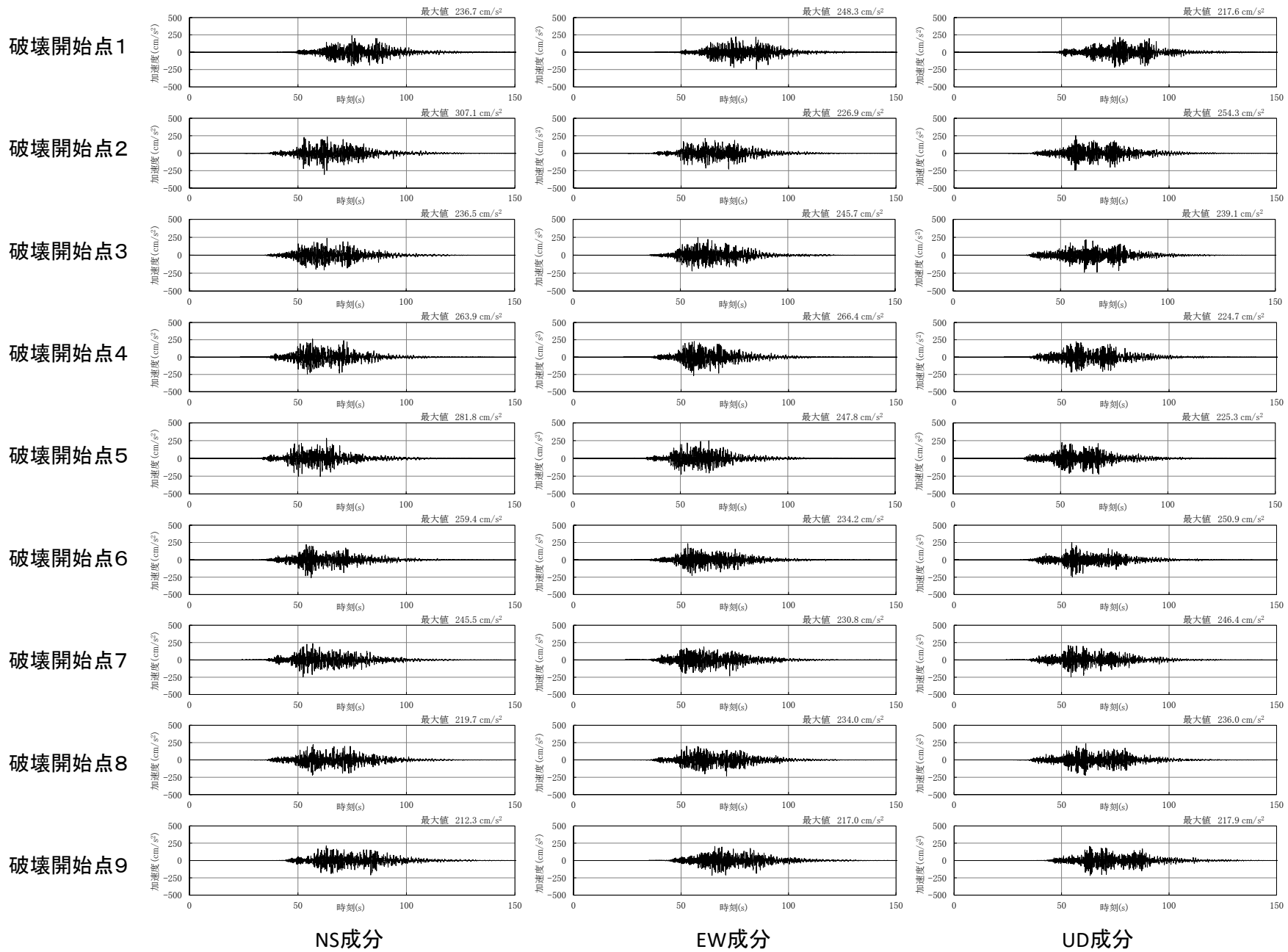
UD成分

# 4.4 地震動評価結果(12/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【破壊伝播速度の不確かさケース 加速度時刻歴波形】



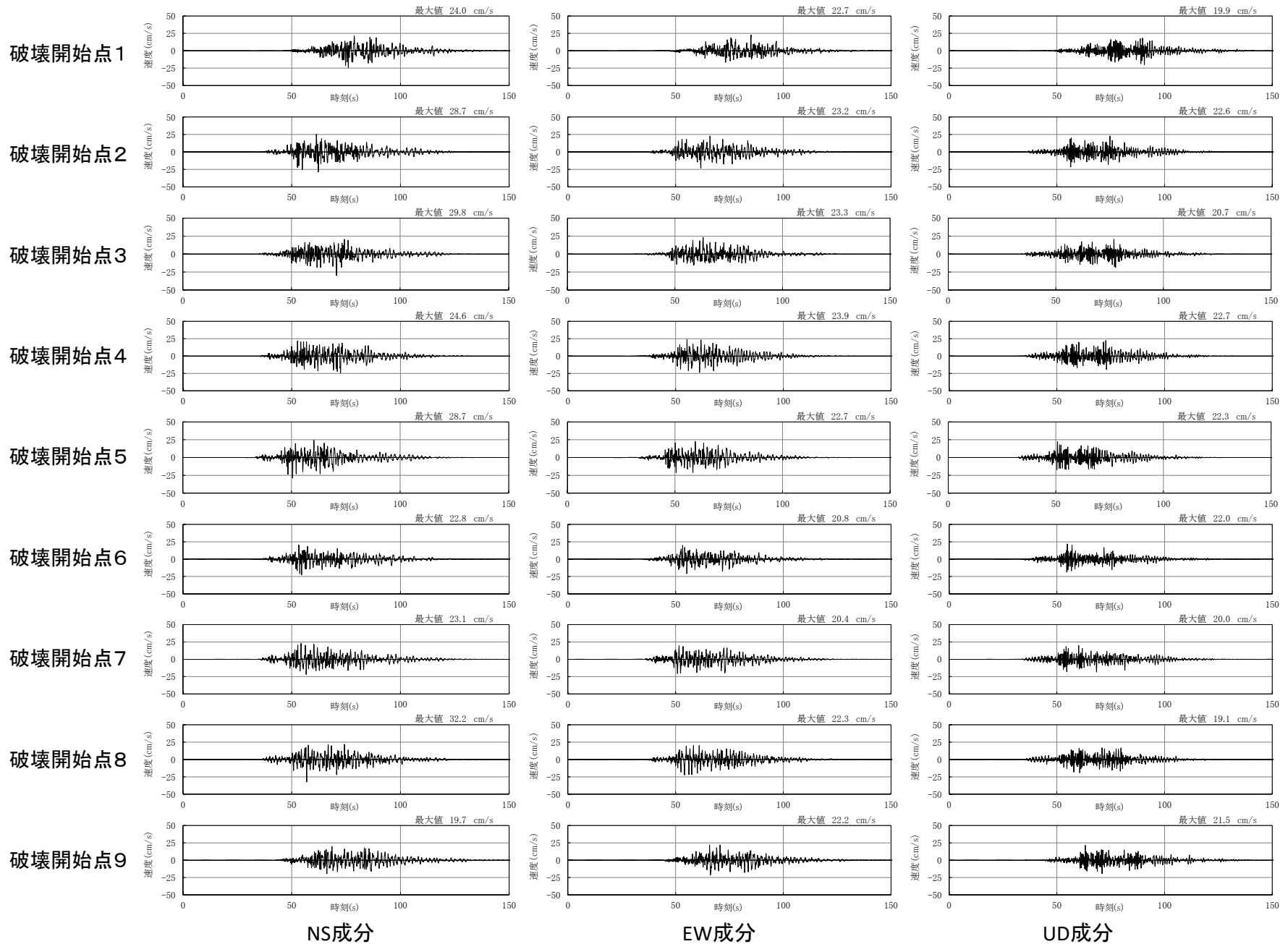


# 4.4 地震動評価結果(13/14)

コメントNo.S4-16



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【破壊伝播速度の不確かさケース 速度時刻歴波形】



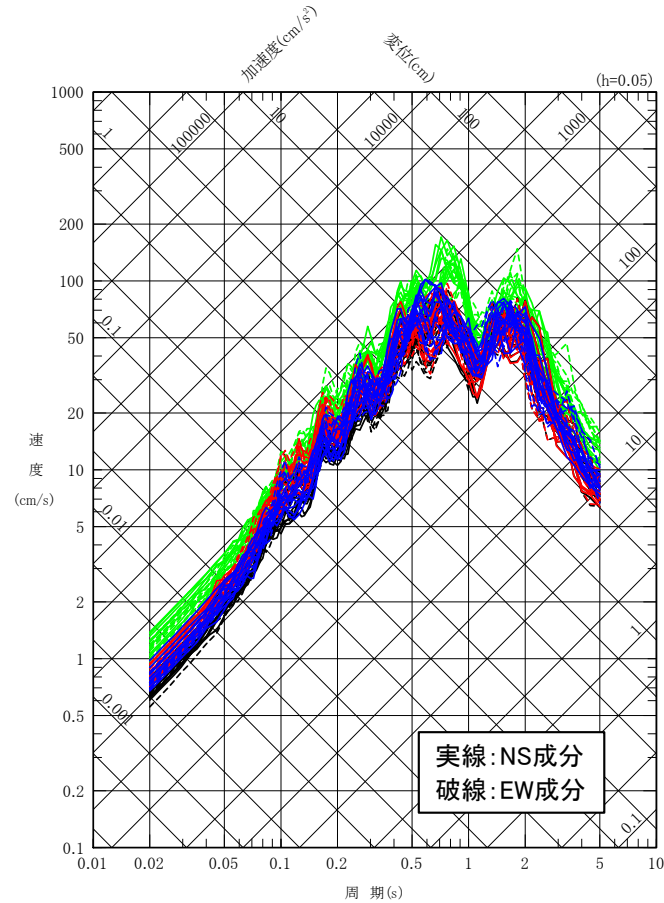
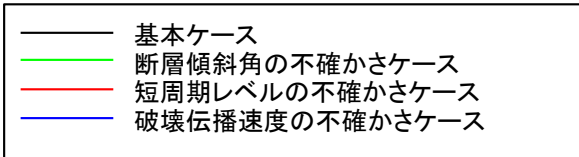
## 4.4 地震動評価結果(14/14)

コメントNo.S4-16

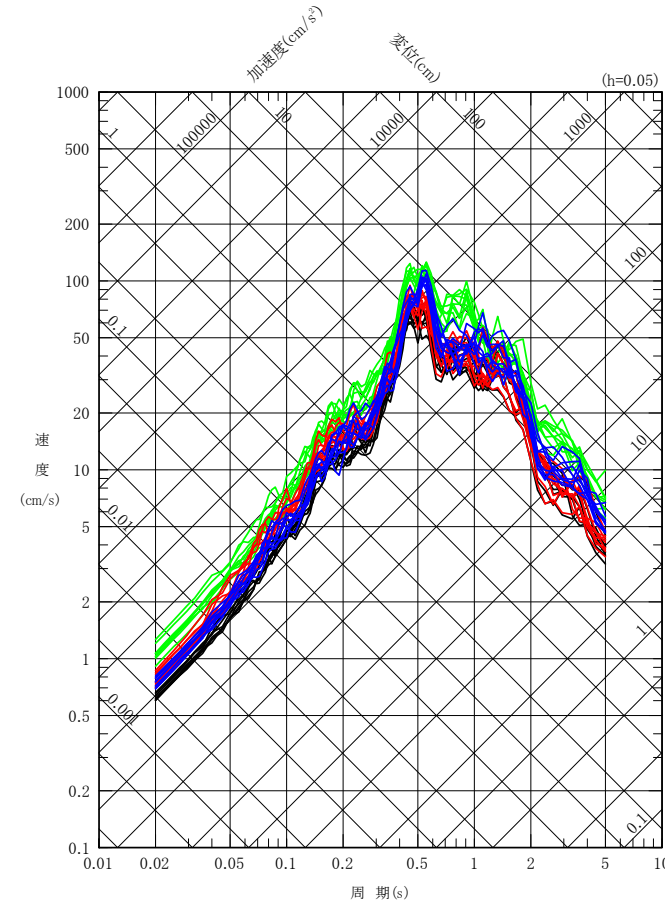


### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のまとめ

- 断層モデルを用いた手法による全検討ケースの地震動評価結果を示す。



水平成分



鉛直成分

1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 評価方針
  - 5.2 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.3 地震発生層の設定
  - 5.4 地形発達過程の説明性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.5 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.6 地震動評価手法
  - 5.7 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

<補足説明資料>

[F-14断層による地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足1)フルウェーブインバージョン解析について
- (補足2)第1035回審査会合と今回の断層位置の不確かさケースの地震動の比較
- (補足3)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較
- (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について

[奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価に関する補足説明資料]

- (補足5)日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について
- (補足6)壇ほか(2015)の概要
- (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について
- (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較
- (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について

[品質保証に関する補足説明資料]

- (補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について

フルウェーブインバージョン解析について  
〔3.1節の補足説明資料〕

- 敷地周辺のP波速度構造を評価したフルウェーブインバージョン解析について説明する。



# (補足1)フルウェーブインバージョン解析について(2/3)

## フルウェーブインバージョン解析の概要と手法

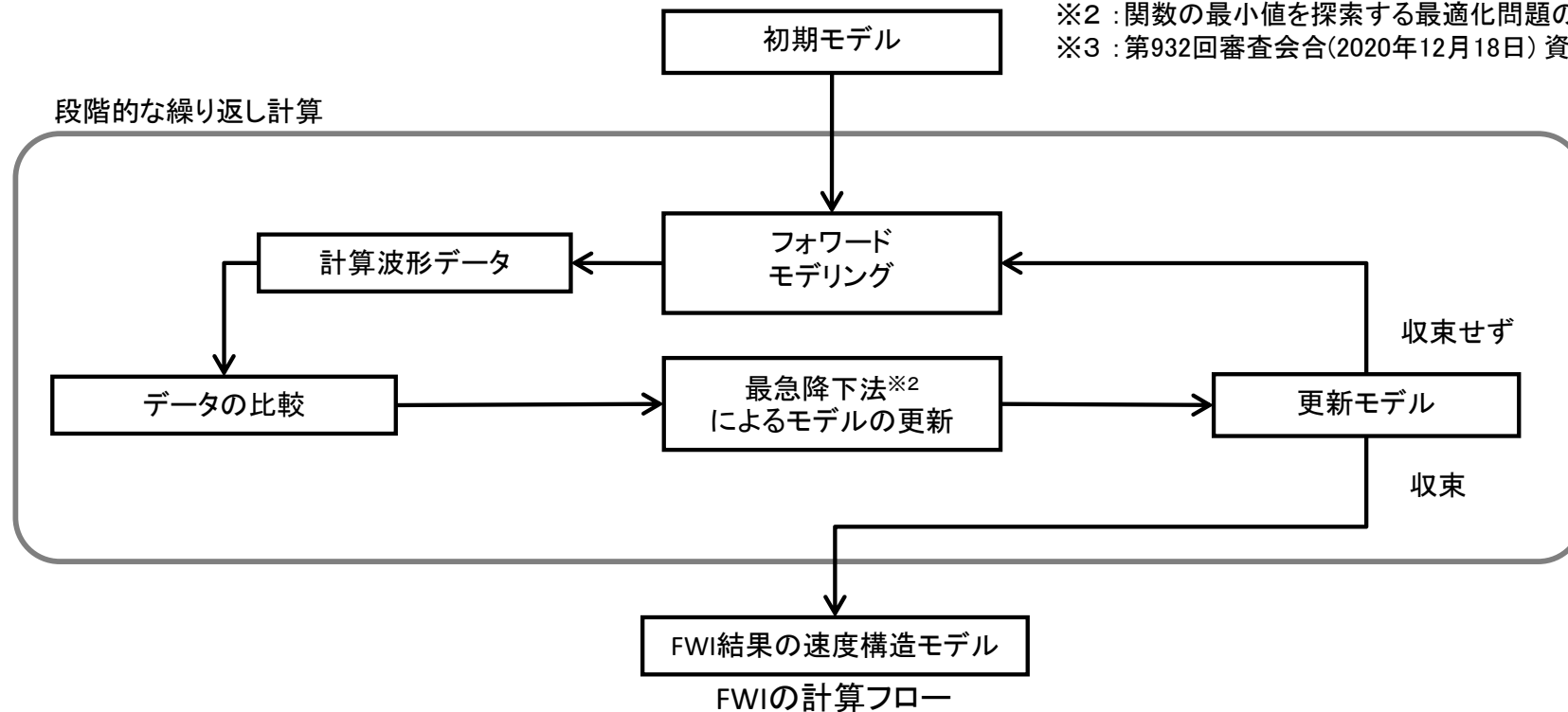
### 解析概要

- 「敷地周辺陸域の屈折法地震探査の記録」※1に対し、地震基盤よりも深部の速度構造を把握することを目的に、深部を通過した反射波が含まれる後続波も対象に解析が可能な、フルウェーブインバージョン解析(以下「FWI」という。)を実施した。
- FWIは、後続波を含んだ波形情報自体を用いてインバージョンを実施し、地下の物性値分布を高分解能に求める手法である。

### 解析手法

- FWIでは、初期モデルに対しフォワードモデリングを行って得られた計算波形と、観測波形記録を比較し、最急降下法※2によりモデルの更新を繰り返す行うことで、速度構造モデルの推定を行う。
- FWIにおける初期モデルは、「敷地周辺陸域の屈折法地震探査による速度構造」※3を基に作成した。
- 解析は、初動近傍のデータから後続波を含むデータまで、段階的に繰り返し計算することにより局所解の回避と高分解能化を行った。
- また、低い周波数から高い周波数まで、段階的に繰り返し計算することにより高分解能化を行った。
- 計算グリッドは、解析精度を確保するため、速度範囲及び周波数範囲を考慮し水平方向25m、鉛直方向25mとした。

※1 : 第932回審査会合(2020年12月18日) 資料1-1 P.2-14参照。  
 ※2 : 関数の最小値を探索する最適化問題のアルゴリズムの一つ。  
 ※3 : 第932回審査会合(2020年12月18日) 資料1-1 P.2-15参照。

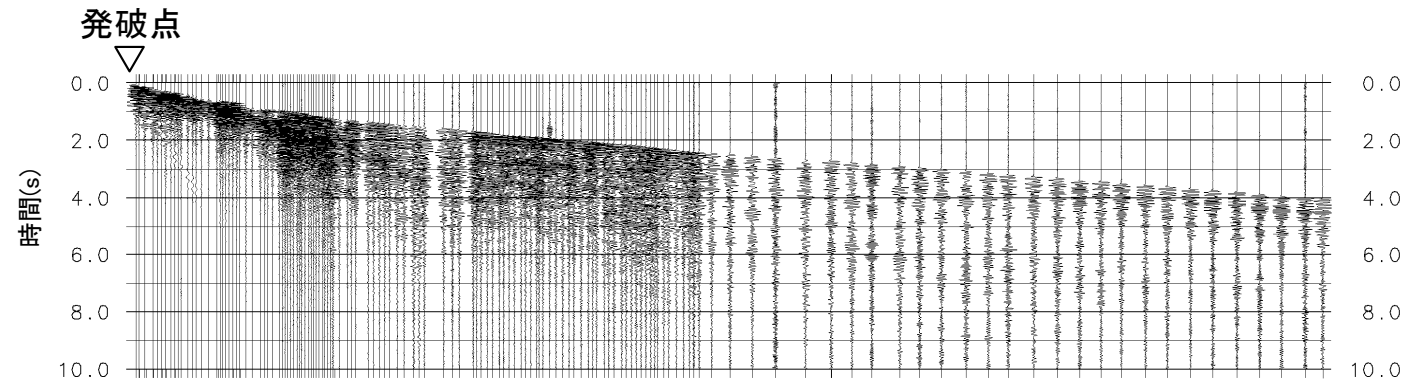


# (補足1)フルウェーブインバージョン解析について(3/3)

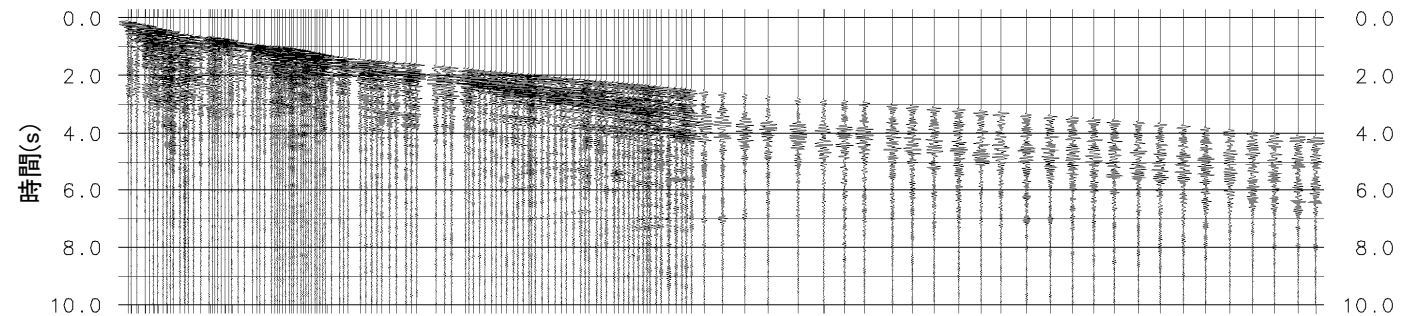
## 観測波形記録と計算波形の比較

- 敷地周辺陸域の屈折法地震探査の記録と、FWI結果に基づく計算波形を比較する。
- FWI結果は、敷地周辺陸域の屈折法地震探査の初動及び後続波の記録をおおむね再現している。

「敷地周辺陸域の屈折法地震探査の記録」



計算波形  
(FWI結果)



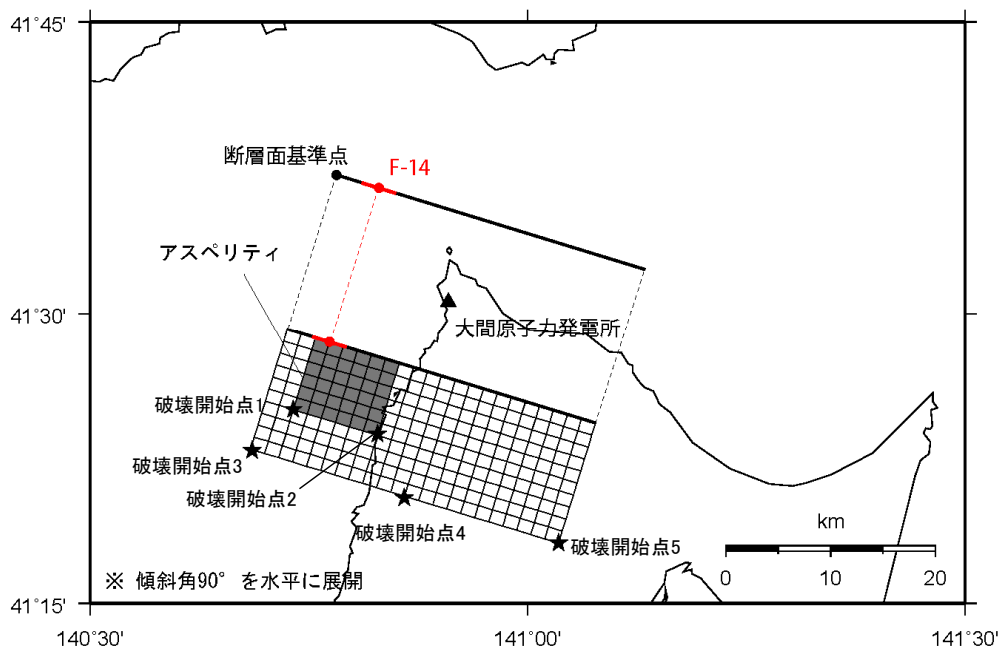
第1035回審査会合と今回の断層位置の  
不確かさケースの地震動の比較  
〔3.2節の補足説明資料〕

- F-14断層による地震について、第1035回審査会合(2022年3月18日)と今回設定した断層位置の不確かさケースの地震動の差異を確認する。

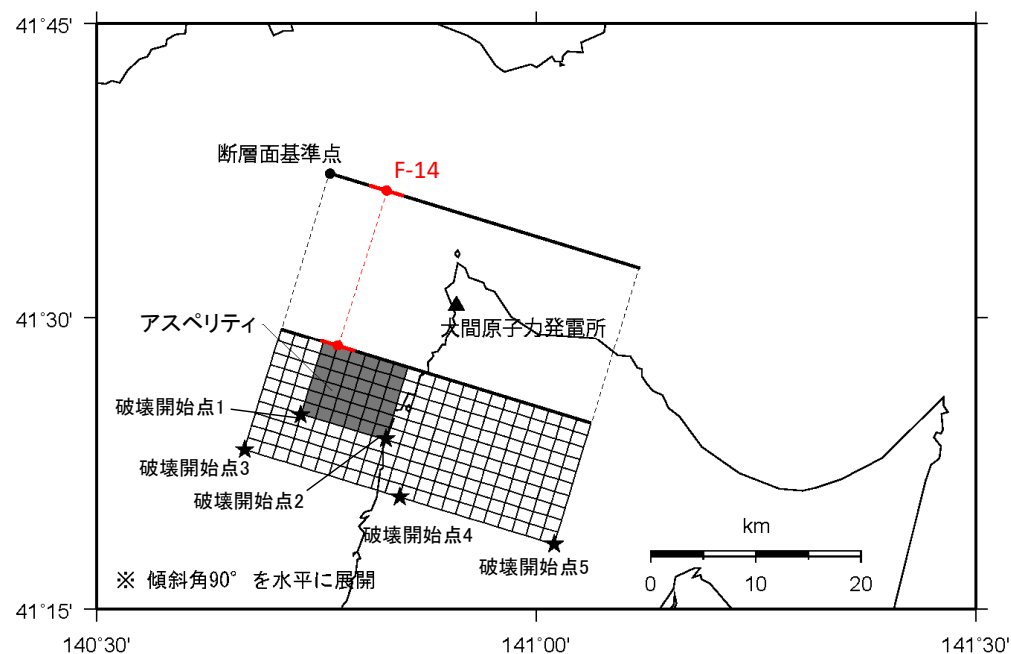


## 断層位置の不確かさケースの震源モデル

- 第1035回審査会合(2022年3月18日)と今回設定した断層位置の不確かさケースの地震動の差異を確認する。
- それぞれの震源モデルを下図に示し、地震動を比較した結果を次ページに示す。



第1035回審査会合(2022年3月18日)の震源モデルの地表面投影図



今回の震源モデルの地表面投影図

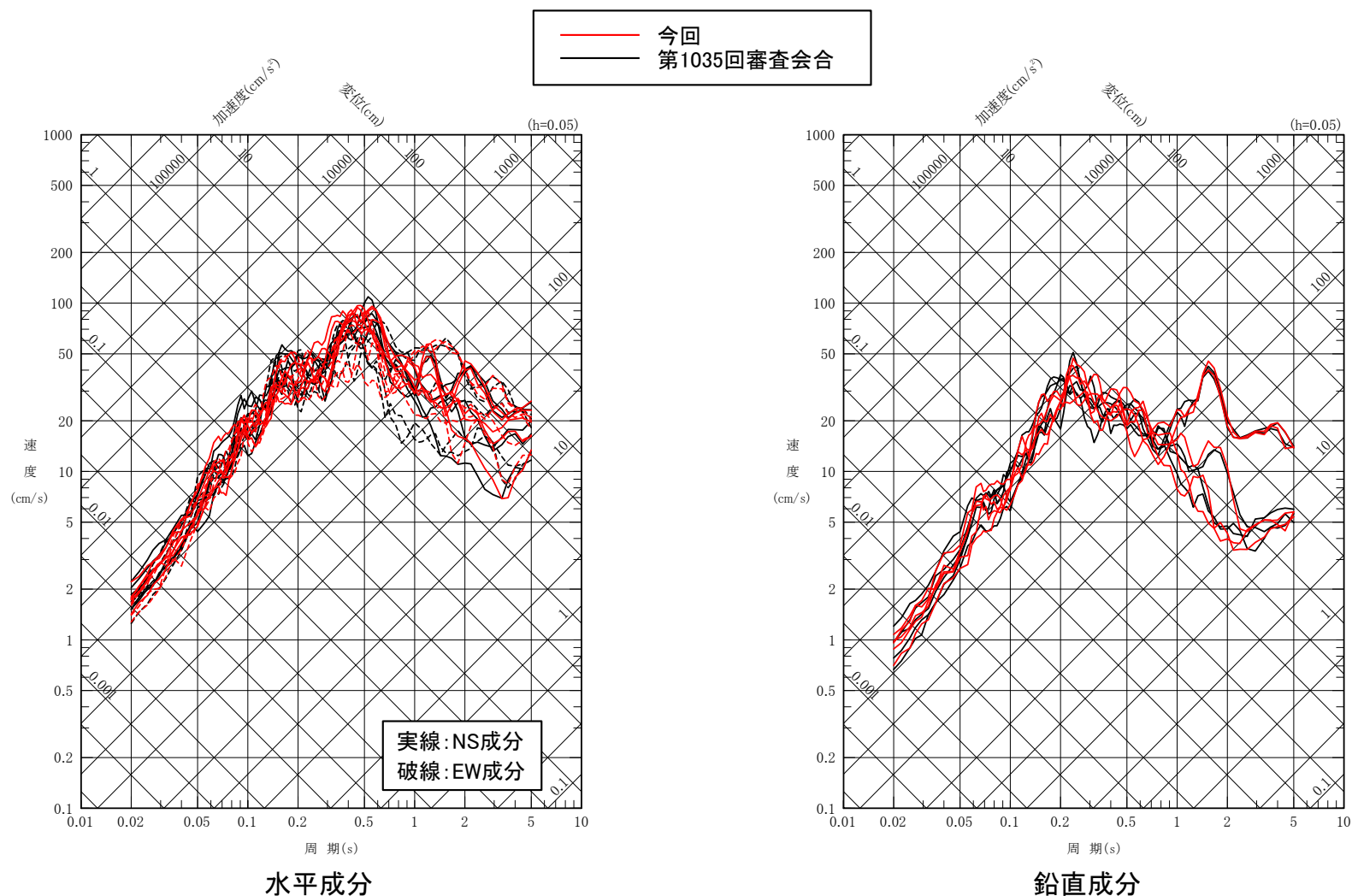
### 断層位置の不確かさケースの震源モデル





## 地震動の比較

- 今回設定した断層位置の不確かさケースの地震動は、第1035回審査会合(2022年3月18日)の断層位置の不確かさケースの地震動と比べて、おおむね同等であることを確認した。



Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の  
距離減衰式による地震動評価の比較

[3.3節の補足説明資料]

- F-14断層による地震は、敷地の近くに位置しており、観測記録による補正をしていないことから、Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の複数の距離減衰式の地震動評価を比較し、結果を確認する。

## (補足3) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(2/5)



### 検討方針

- P.44に示すF-14断層による地震の応答スペクトルに基づく地震動評価は、Noda et al.(2002)による方法で実施している。
- 上記の検討用地震は、敷地の近くに位置しており、観測記録による補正をしていないことから、Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の複数の距離減衰式の地震動評価を比較し、結果を確認する。
- 地震動評価の比較は、基本ケースに加え、断層最短距離が異なる断層傾斜角の不確かさケースを対象に行う。  
(基本ケースの震源モデルはP.29, 断層傾斜角の不確かさケースの震源モデルはP.35参照)

(補足3) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(3/5)



Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性の確認

- F-14断層による地震に対する、Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性を確認した。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の適用可能な距離減衰式による方法を用いて行う。  
大野ほか(2001), 内山・翠川(2006), 片岡ほか(2006), Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014)

F-14断層による地震の地震規模, 断層最短距離

ケース	地震規模	断層最短距離
① 基本ケース	Mw6.5	9.0km
③ 断層傾斜角の不確かさケース	Mw6.5	8.2km

Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性

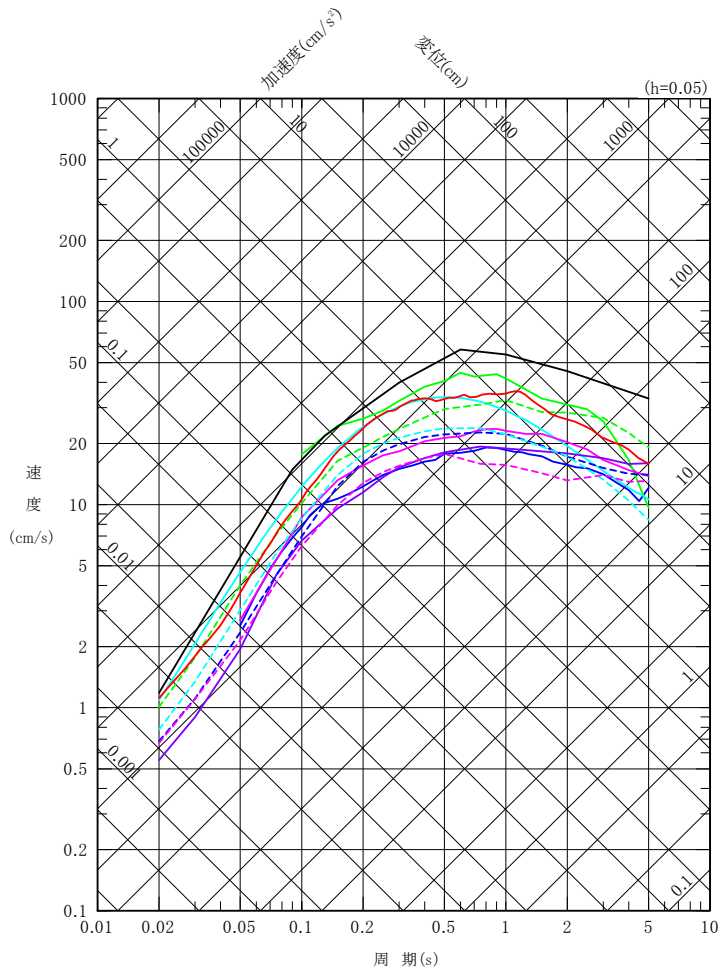
距離減衰式	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	適用性
大野ほか(2001)	Mw4.9~7.5	4~174km(等価震源距離) 0~174km(断層最短距離)	第三紀以前, 更新世, 完新世	○
内山・翠川(2006)	Mw5.5~8.3	300km以内	$150 \leq V_{S30} \leq 750\text{m/s}$	○
片岡ほか(2006)	内陸: Mw4.9~6.9	250km以内	I種地盤, II種地盤, III種地盤, 工学的基盤	○
Zhao et al.(2006)	Mw5.0~8.3	0~300km	Soft soil~Hard rock	○
Kanno et al.(2006)	Mw5.5~8.2	1~500km	$100 \leq V_{S30} \leq 1400\text{m/s}$	○
Abrahamson et al.(2014)	Mw3.0~8.5	0~300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1000\text{m/s}$	○
Boore et al.(2014)	Mw3.0~8.5(横ずれ断層・逆断層) Mw3.0~7.0(正断層)	0~400km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Campbell and Bozorgnia(2014)	Mw3.3~8.5(横ずれ断層) Mw3.3~8.0(逆断層) Mw3.3~7.5(正断層)	0~300km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Chiou and Youngs(2014)	Mw3.5~8.5(横ずれ断層) Mw3.5~8.0(正・逆断層)	0~300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Idriss(2014)	Mw5.0以上	150km以内	$450\text{m/s} \leq V_{S30}$	○



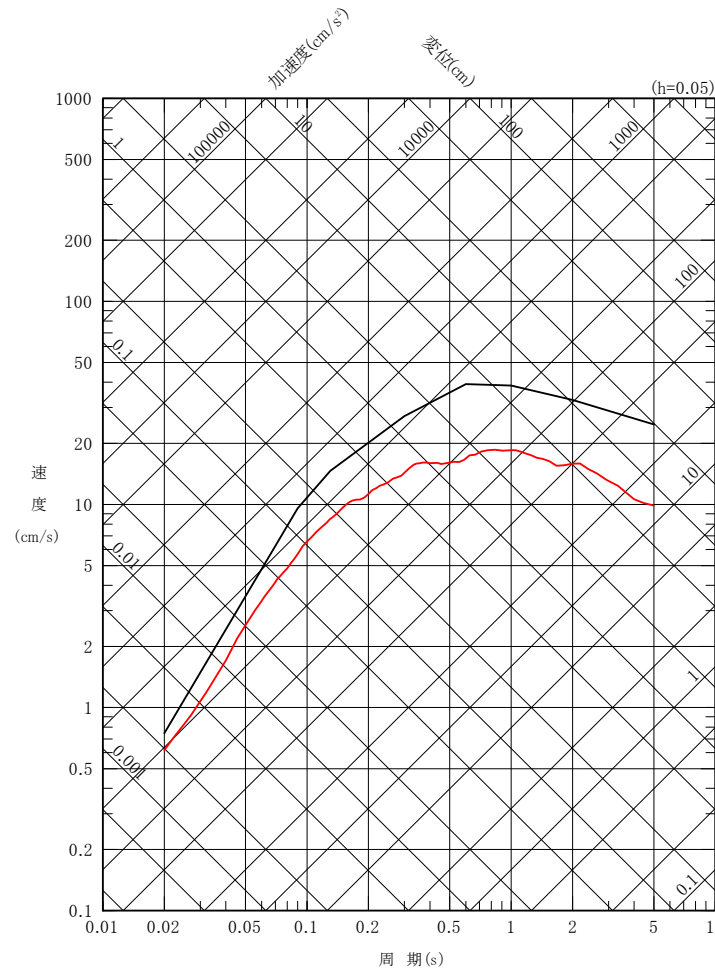
# (補足3) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(4/5)

## F-14断層による地震の地震動評価の比較(基本ケース)

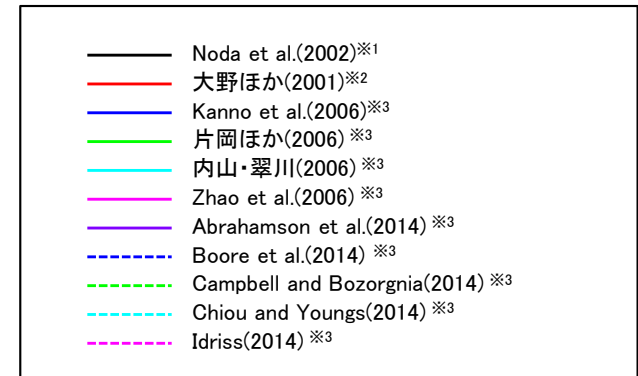
- F-14断層による地震の基本ケースのNoda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の距離減衰式による方法を用いて行う。  
大野ほか(2001), 内山・翠川(2006), 片岡ほか(2006), Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014)
- Noda et al.(2002)による方法の地震動評価が、それ以外の距離減衰式による評価のおおむね同程度以上となることを確認した。



水平成分



鉛直成分



※1 : M7.0, 等価震源距離13.9km  
 ※2 : Mw6.5, 等価震源距離13.9km  
 ※3 : Mw6.5, 断層最短距離9.0km, 水平成分のみ評価



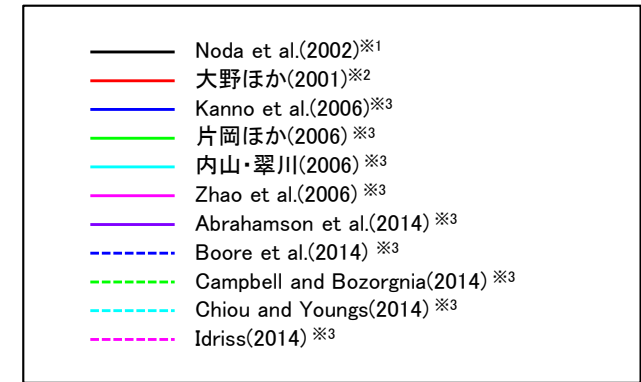
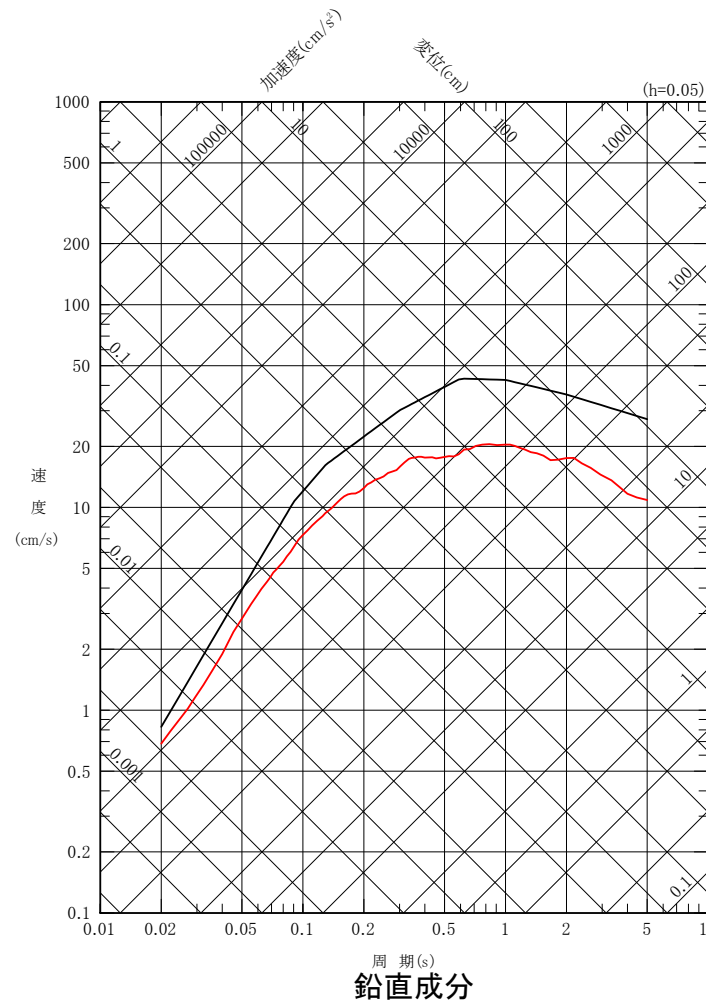
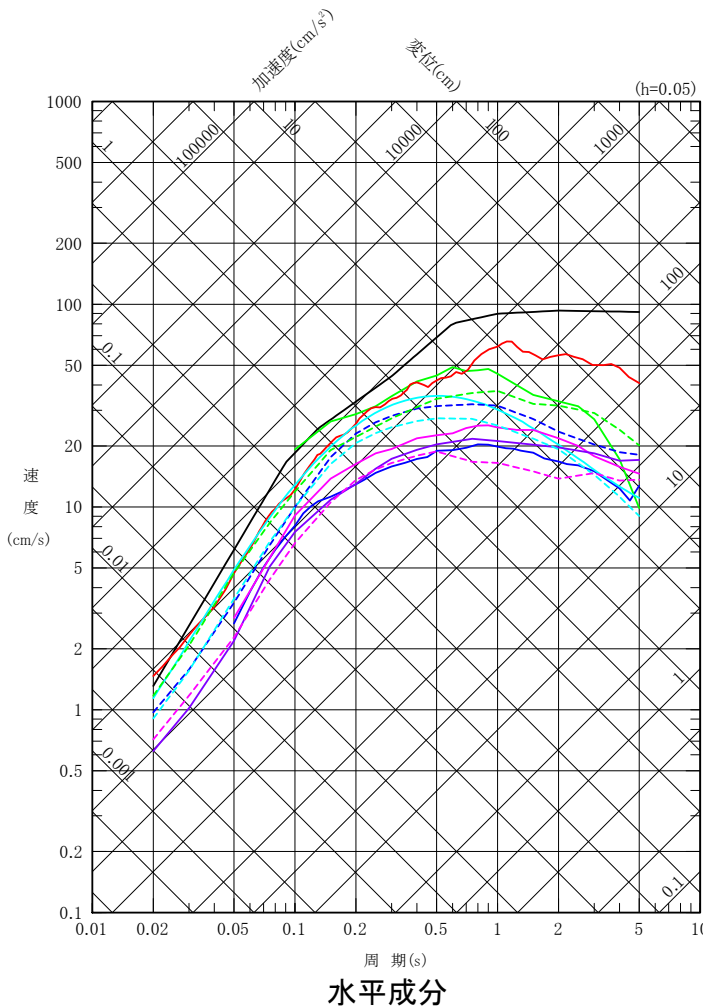
(補足3) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(5/5)

F-14断層による地震の地震動評価の比較(断層傾斜角の不確かさケース)

- F-14断層による地震の断層傾斜角の不確かさケースのNoda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の距離減衰式による方法を用いて行う。断層傾斜角の不確かさケースでは、断層面が敷地に近づき、敷地がNFRD効果の卓越範囲内に含まれることから、Noda et al.(2002)による方法及び大野ほか(2001)による方法の地震動評価においてNFRD効果を考慮する。

大野ほか(2001), 内山・翠川(2006), 片岡ほか(2006), Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014)

- Noda et al.(2002)による方法の地震動評価が、それ以外の距離減衰式による評価のおおむね同程度以上となることを確認した。



※1 : M7.0, 等価震源距離12.7km, NFRD効果を考慮  
 ※2 : Mw6.5, 等価震源距離12.7km, NFRD効果を考慮  
 ※3 : Mw6.5, 断層最短距離8.2km, 水平成分のみ評価

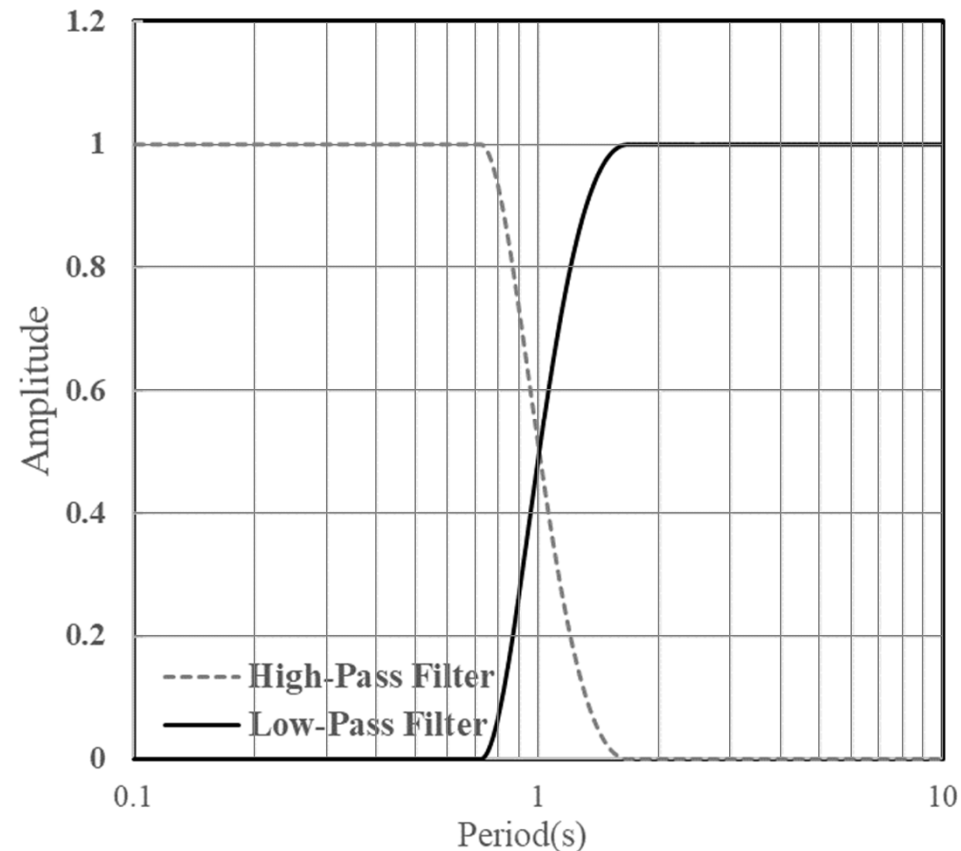
ハイブリッド合成法の接続周期について  
〔3.3節の補足説明資料〕

- F-14断層による地震のハイブリッド合成法の接続周期について説明する。

## (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について(2/3)

### ハイブリッド合成法に用いるマッチングフィルタ

- ハイブリッド合成法に用いたマッチングフィルタを以下に示す。
- ハイブリッド合成法の接続周期は、周期1秒とした。
- P.131において、接続周期が適切に設定されていることを、ハイブリッド合成法による地震動評価と統計的グリーン関数法による地震動評価の応答スペクトルを比較し、確認する。



ハイブリッド合成法に用いるマッチングフィルタ(接続周期1秒)



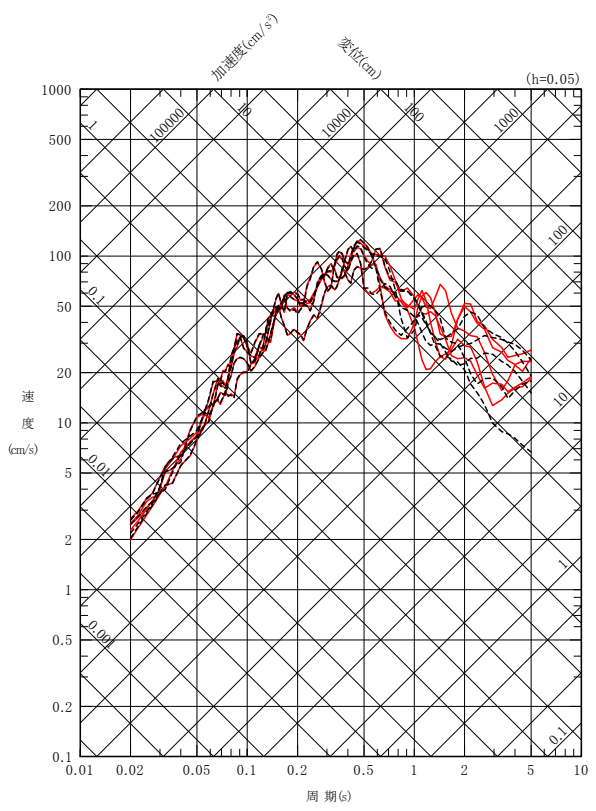


# (補足4)ハイブリッド合成法の接続周期について(3/3)

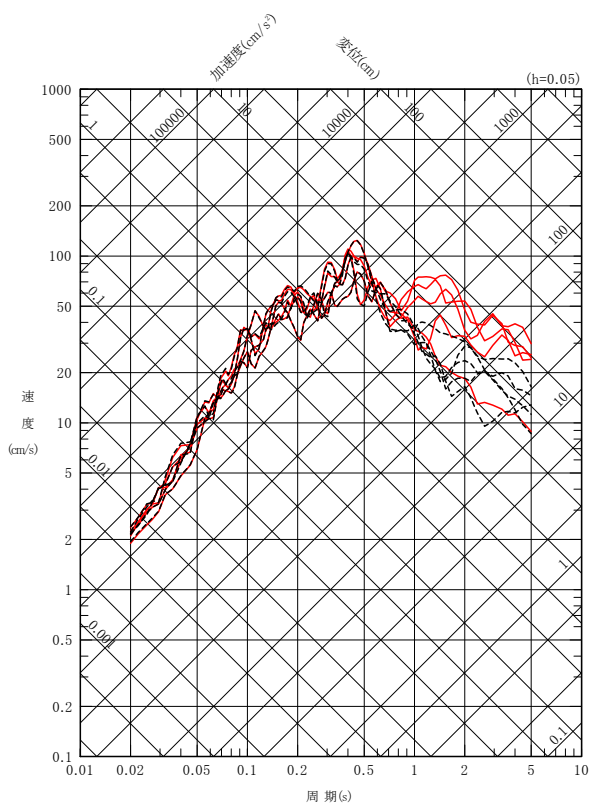
## ハイブリッド合成法と統計的グリーン関数法の比較(F-14断層による地震)

- F-14断層による地震のうち、敷地への影響が大きい「短周期レベルの不確かさケース」について、ハイブリッド合成法による地震動評価と統計的グリーン関数法による地震動評価を示す。
- 周期約1秒より長周期側では、ハイブリッド合成法による地震動評価が、統計的グリーン関数法と比べておおむね同等以上であることを確認した。

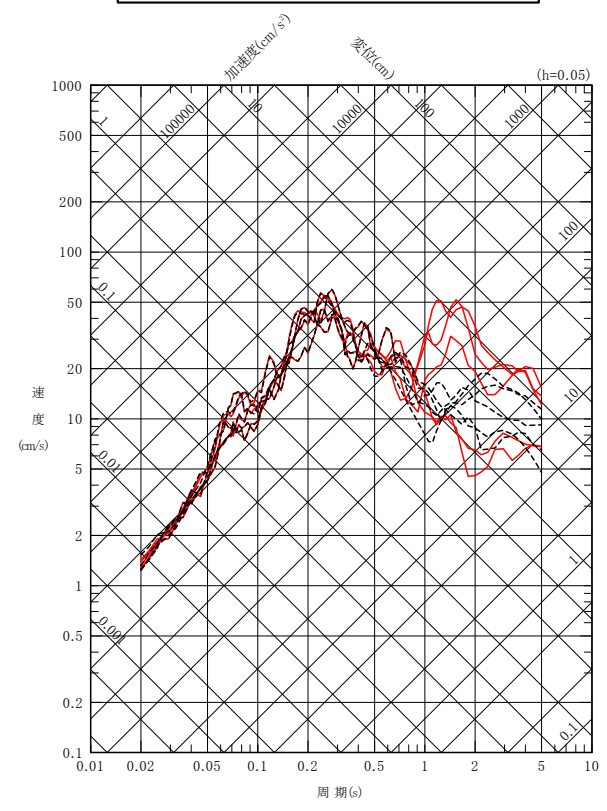
--- 統計的グリーン関数法  
— ハイブリッド合成法



NS成分



EW成分



UD成分

ハイブリッド合成法と統計的グリーン関数法による地震動評価の比較  
F-14断層による地震 短周期レベルの不確かさケースの応答スペクトル

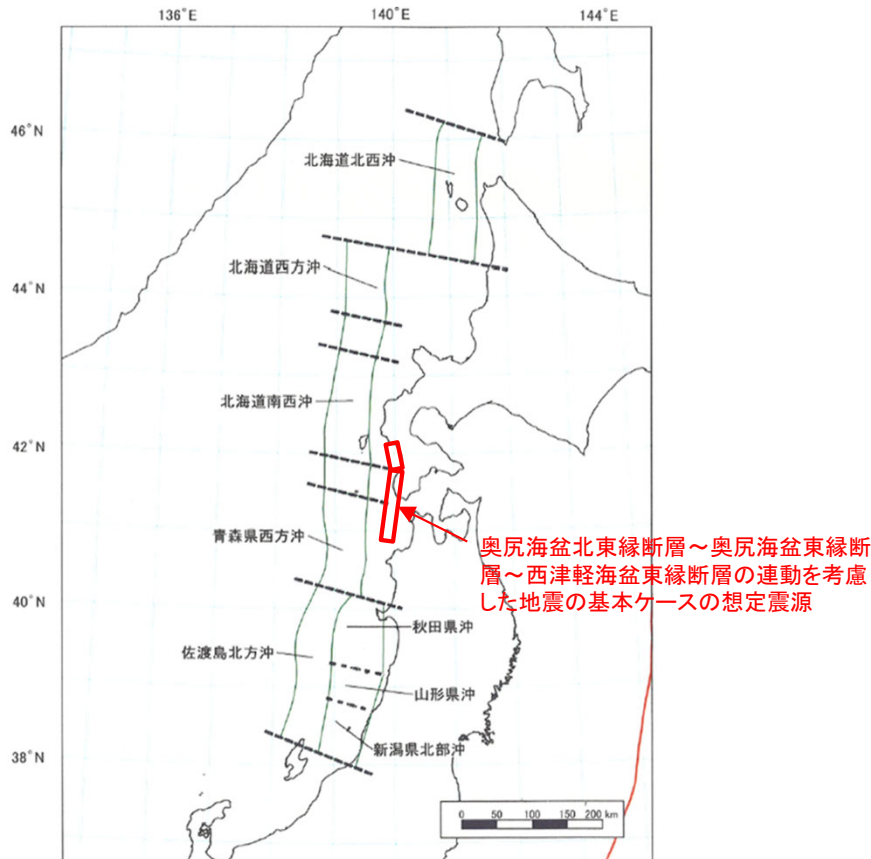
日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域について  
〔4.1節の補足説明資料〕

- 地震調査研究推進本部※(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域と奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の想定震源の位置を比較する。

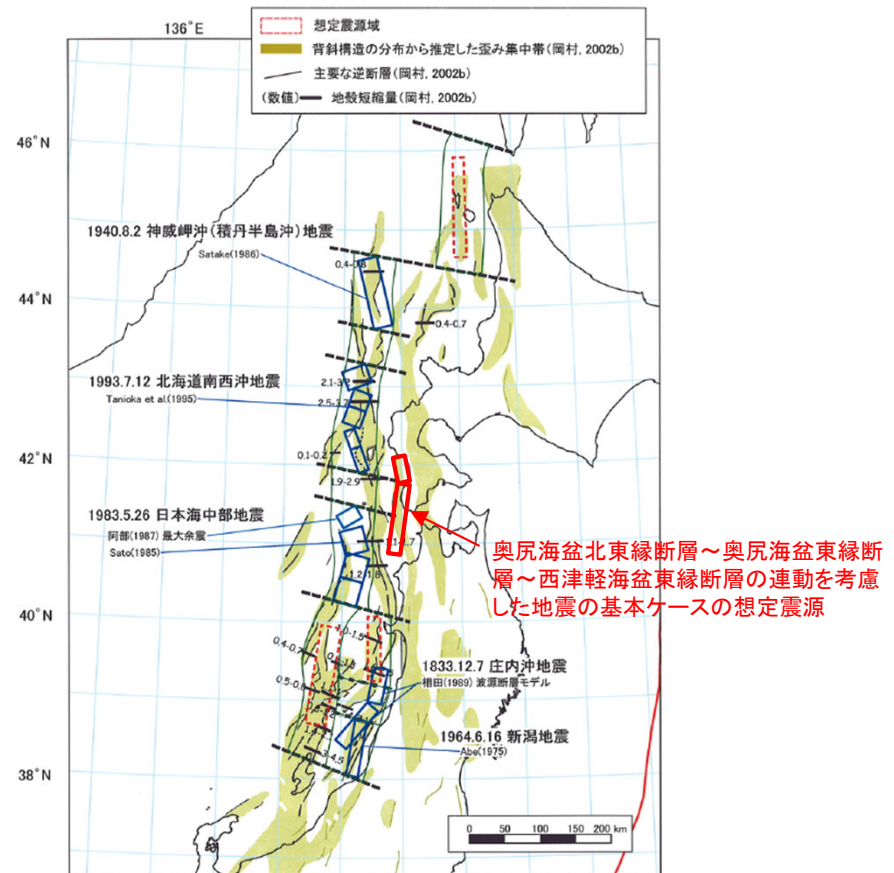
※ : 以下「地震本部」という。

## 日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域との比較

- ・ 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震は、地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域とは異なる領域に想定した海域活断層による地震である。
- ・ 当該想定震源は地震本部(2003)の評価対象領域とは異なり、想定する地殻も異なるが、いずれも歪み集中帯に位置していることから、地震動評価における地震発生層の設定においては、保守的に地震本部(2003)の評価を参照する。
- ・ なお、第994回の基準津波策定に係る審査会合においては、当該地震は、「日本海東縁部に想定される地震」に伴う津波ではなく、「海域活断層に想定される地震」に伴う津波にて評価している。



地震本部(2003)による日本海東縁部の長期評価の評価対象領域



過去の地震の震源モデル, 想定震源域, 及び歪み集中帯の分布

壇ほか(2015)の概要  
〔4.2節の補足説明資料〕

- 壇ほか(2015)の知見について、概要を説明する。



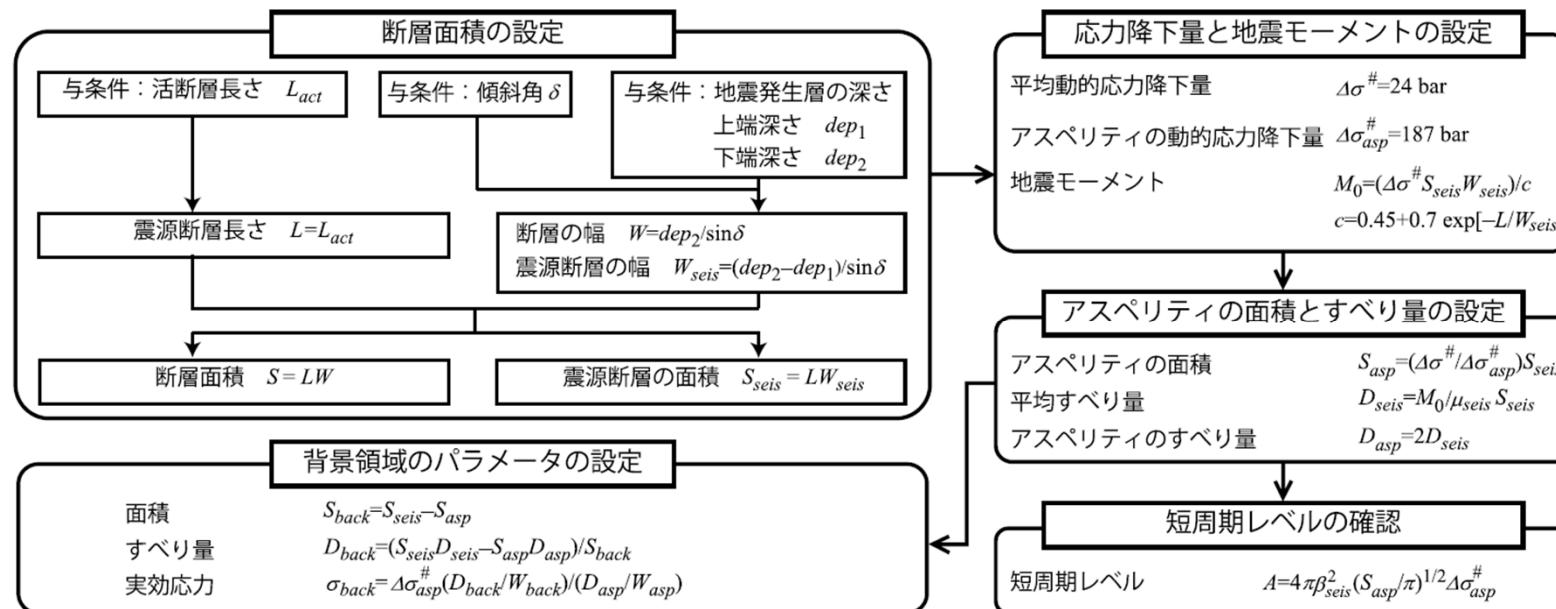
# (補足6) 壇ほか(2015)の概要(2/3)

## 概要

▶ 壇ほか(2015)では、長大な逆断層による内陸地殻内地震を対象に、巨視的パラメータから微視的パラメータまで一連のパラメータの設定方法が提案されている。次に、強震動を試算し、過去の地震の観測記録や既往の距離減衰式と比較し、結果の整合性が確認されていることから、その科学的な根拠を確認している。

## パラメータの設定方法

- ▶ 壇ほか(2015)は、長大な逆断層による内陸地殻内地震の強震動予測用の断層パラメータの設定について、以下のとおり示している。
- 入江ほか(2013)で得られた平均動的応力降下量の近似式を用いて、実際の地震のデータに基づき、平均動的応力降下量とアスペリティの動的応力降下量を求めている。さらに、これらの経験的關係式に基づき、アスペリティモデルの各パラメータの設定方法を提案している。(下図参照)
  - 提案した断層パラメータの設定方法によるアスペリティモデルを用いて、統計的グリーン関数法により強震動を試算し、距離減衰式、過去の観測記録の最大加速度や最大速度と整合する結果が得られている。(P.136参照)
  - 以上より、長大な逆断層のパラメータが設定できるようになった。しかし、本論文で用いた短周期レベルのデータは3地震(1983年日本海中部地震(M7.7), 2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2), 2008年中国四川地震(Mw7.9))と少なかった。したがって、今後、強震動予測の精度をさらに向上させるには、マグニチュード8クラスの内陸地殻内地震の短周期レベルの蓄積を行う必要があるとされている。



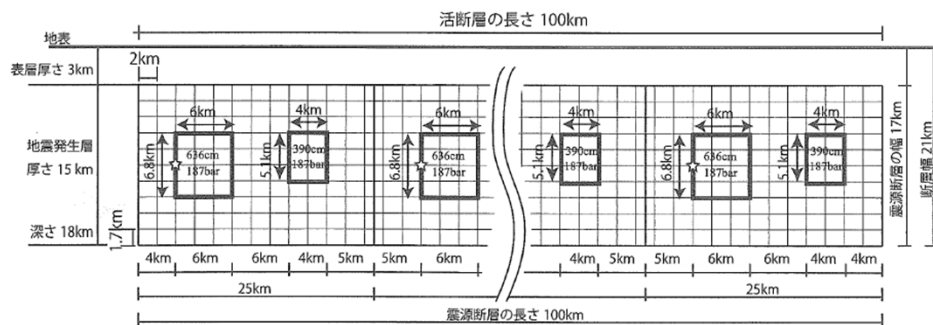
# (補足6) 壇ほか(2015)の概要(3/3)

## 強震動の試算, 及び既往の知見との整合性の確認

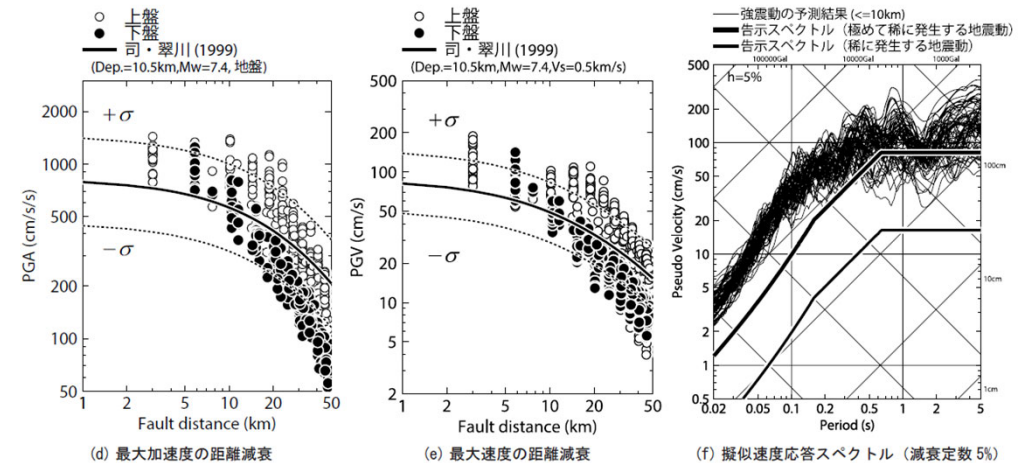
- ▶ 壇ほか(2015)では, 提案した断層パラメータの設定方法によるアスペリティモデルを用いて, 活断層長さが50km, 100km, 400kmの場合の強震動を試算している。
- ▶ その結果, 司・翠川(1999)による最大加速度と最大速度の距離減衰式や, 2004年新潟県中越地震(M6.8), 2008年中国四川地震(Mw7.9)の観測記録と比較し, それらと整合する結果が得られたとされている。
- ▶ 活断層長さ100kmの場合において, アスペリティの配置や個数, 深さを変えた場合, 及び破壊開始点や破壊伝播速度を変えた場合の強震動を試算しており, その結果, 全体として見た場合, 司・翠川(1999)の距離減衰式との関係は大きく変わらなかったとされている。

## 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震への適用について

- ▶ 壇ほか(2015)では, 想定震源と同様の長大な逆断層による内陸地殻内地震を対象に, 断層パラメータの設定方法を提案している。
- ▶ 想定震源の地震規模(Mw7.7)と比較的近い規模の地震が, 壇ほか(2015)によるアスペリティの応力降下量の算定に参照した短周期レベルのデータとして取り入れられている。
- ▶ 想定震源と同程度の断層長さ100kmの試算において, 既往の距離減衰式と整合的な結果が得られている。
- ▶ 以上を踏まえ, 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震(断層長さ137km, Mw7.7)に壇ほか(2015)は適用可能であると考えられる。



(a) アスペリティモデル (セグメントは4つあり, ☆は各セグメントの破壊開始点で, 全体の破壊開始点は最も左の☆である。)



(d) 最大加速度の距離減衰

(e) 最大速度の距離減衰

(f) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

活断層長さが100kmのときのアスペリティモデル

活断層長さが100kmのときの強震動の計算結果 壇ほか(2015)

工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について  
〔4.2節の補足説明資料〕

- 第1035回審査会合(2022年3月18日)において工学的な観点から設定した断層上端の破壊開始点について、敷地に及ぼす影響の確認を目的とした分析を行う。
- その上で、断層上端に設定した破壊開始点と断層下端に設定した破壊開始点による地震動との比較を行う。

# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(2/11)



## 方針

- 第1035回審査会合(2022年3月18日)では、工学的な観点から断層上端に破壊開始点を設定した。今回、強震動予測レシピ等の破壊開始点に関する知見を重視し、上記の破壊開始点は検討用地震の地震動評価に用いないこととする。以下では、敷地に及ぼす影響の大きさを確認するための分析を示す。

## 方法

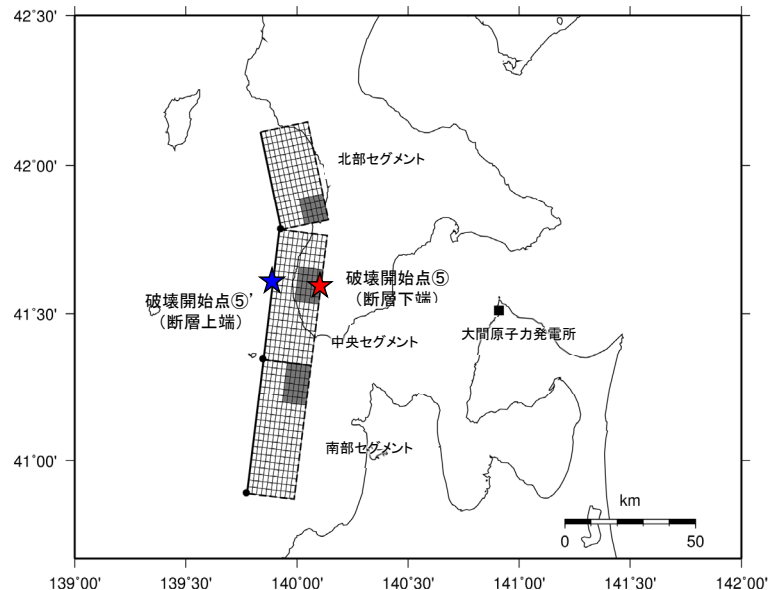
### ○工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析

- 第1035回審査会合(2022年3月18日)において工学的な観点から設定した断層上端の破壊開始点は、「破壊伝播の方向の違いによる影響」及び「複数のアスペリティからの地震動がほぼ同時到達して重なる影響」を考慮して設定した。これらの影響をそれぞれ確認するため、基本ケースを対象に断層上端に破壊開始点を追加し、下記①、②のとおり分析する。

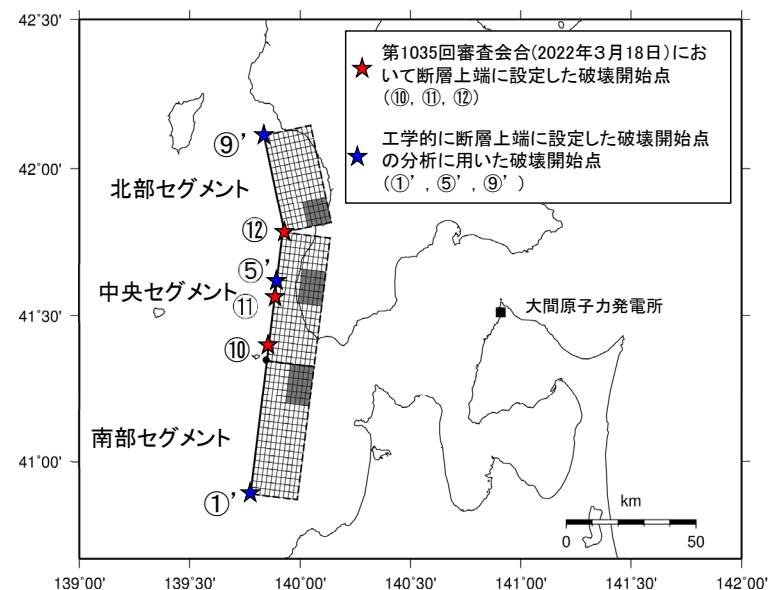
- 破壊伝播の方向の違いによる影響の確認・・・P.139～P.141
- 複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる影響の確認・・・P.142, P.143

### ○断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の比較・・・P.144～P.146

- 断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の敷地に及ぼす影響の差異を確認するため、上記の①、②の分析に用いた断層上端の破壊開始点の地震動と今回設定した断層下端の破壊開始点の地震動とを比較する。



①破壊伝播の方向の違いによる影響の確認に用いる破壊開始点



②複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる影響の確認に用いる破壊開始点



# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(3/11)



## 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析:

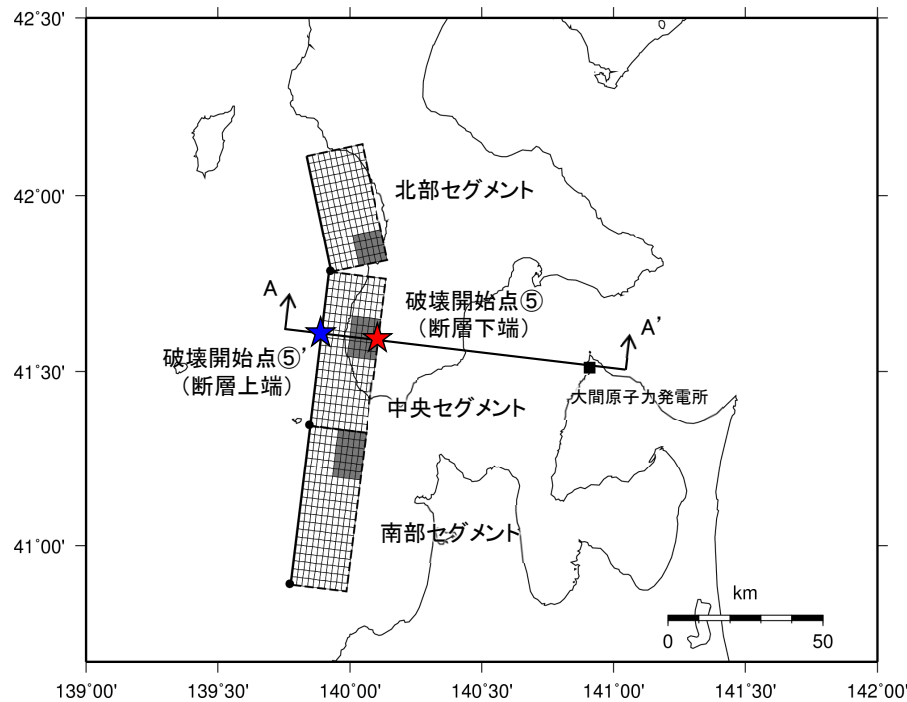
### ①破壊伝播の方向の違いによる影響の確認(1/3)

#### 目的

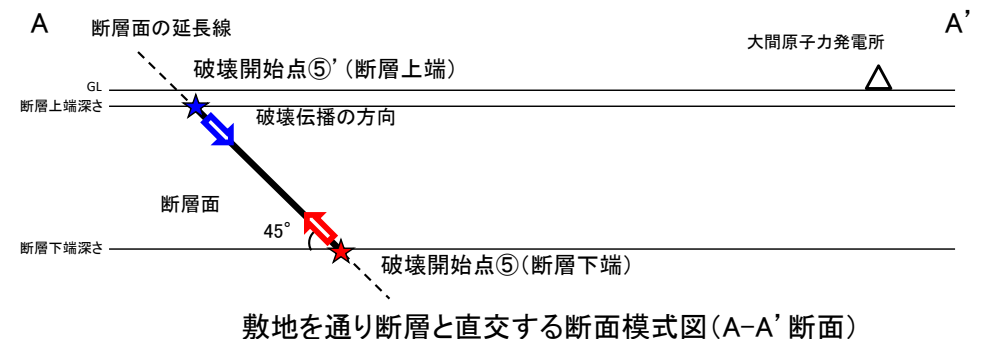
- 破壊伝播の方向の違いが、敷地に及ぼす影響を確認する。

#### 方法

- 断層下端の破壊開始点⑤に対して、破壊伝播が逆方向とし敷地に破壊が向かうように大間原子力発電所と破壊開始点⑤を通る断面の断層上端に破壊開始点⑤'を設定する。
- 破壊開始点⑤と破壊開始点⑤'の地震動を比較し、破壊伝播の方向の違いが、敷地に及ぼす影響を確認する。



破壊伝播の方向の違いによる影響の確認に用いる破壊開始点



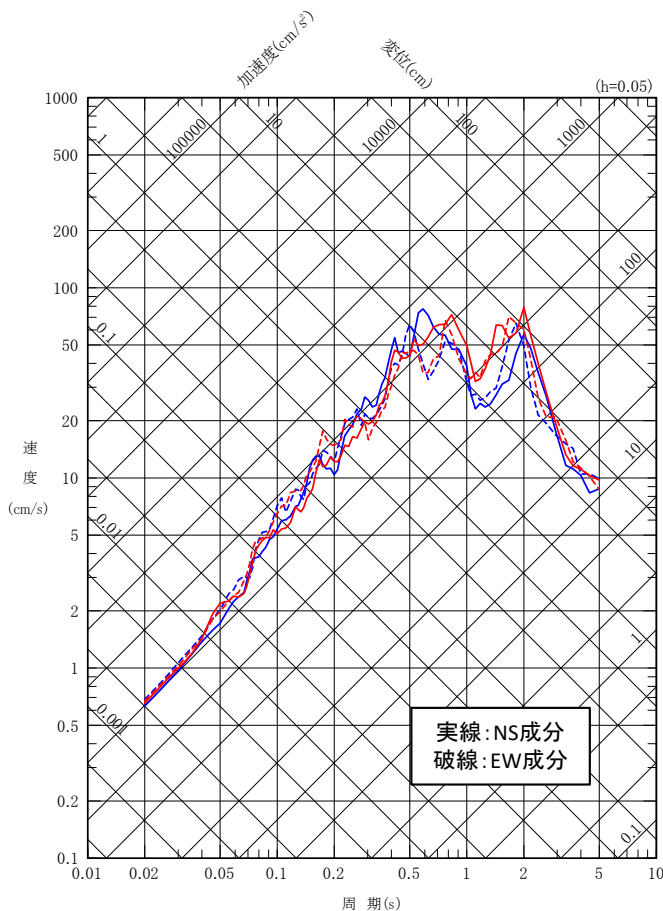


# (補足7) 工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(4/11)

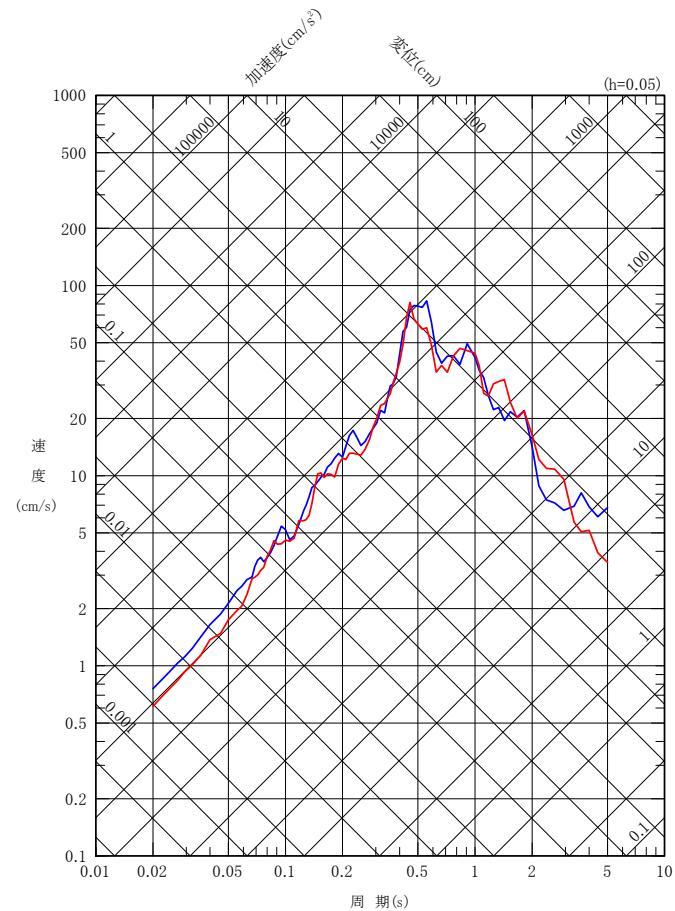
## 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析:

### ①破壊伝播の方向の違いによる影響の確認(2/3)

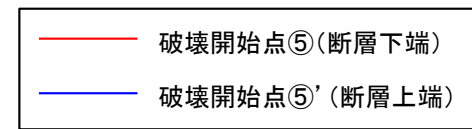
- 破壊が敷地に向かう破壊開始点⑤'の地震動は、破壊が敷地から遠ざかる破壊開始点⑤の地震動とおおむね同程度であり、破壊伝播の方向の違いが敷地の地震動に及ぼす影響は小さいと考えられる。



水平成分



鉛直成分

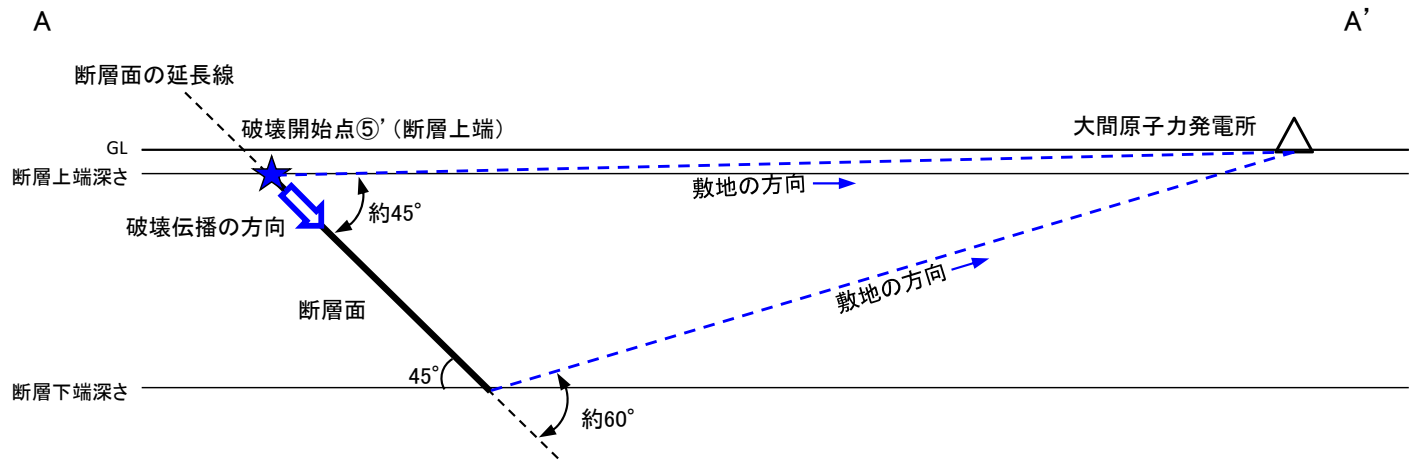
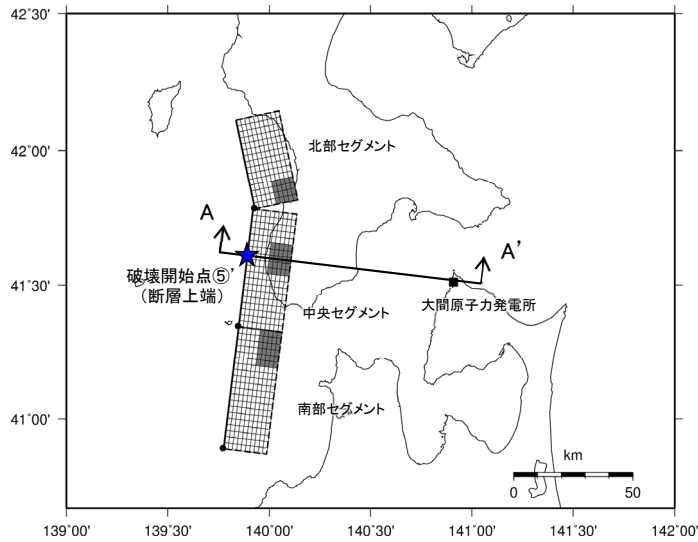


# (補足7) 工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(5/11)

## 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析:

### ①破壊伝播の方向の違いによる影響の確認(3/3)

- 破壊伝播の方向の違いが敷地の地震動に及ぼす影響が小さい結果となった要因として、断層上端の破壊開始点は、破壊の進行が敷地に向かうものの、断層面上の「破壊伝播の方向」と「敷地の方向」とのなす角が約45°～約60°と大きいため、ディレクティブティ効果が現れ難いことが考えられる。



敷地を通り断層と直交する断面模式図(A-A'断面)

破壊伝播の方向の違いによる影響の確認に用いる破壊開始点

# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(6/11)



## 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析:

### ②複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる影響の確認(1/2)

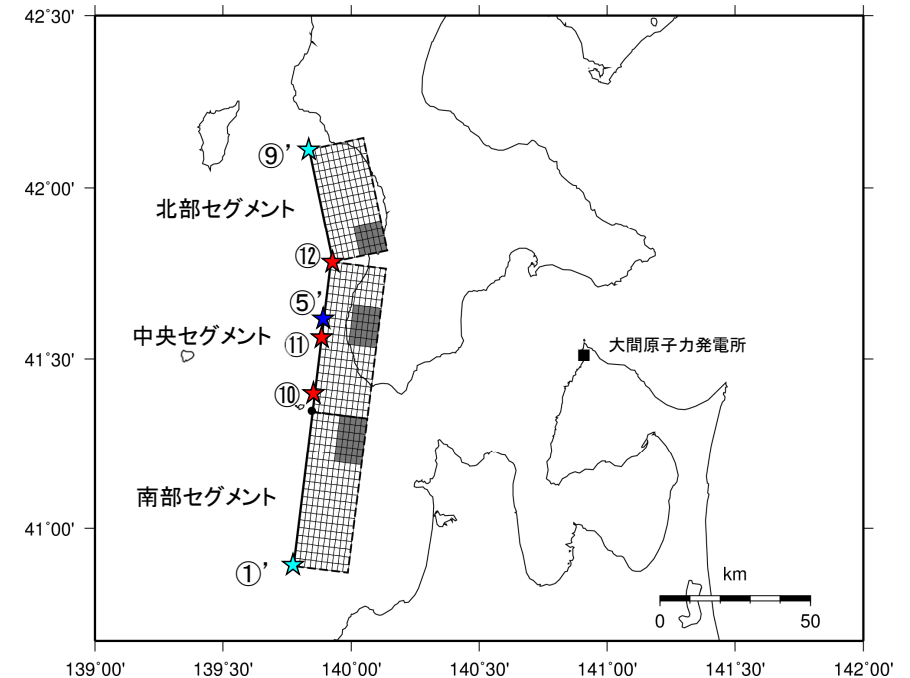
#### 目的

- 複数のアスペリティからの地震波が敷地にほぼ同時到達して重なる破壊開始点による地震動が、敷地に及ぼす影響を確認する。

#### 方法

- 第1035回審査会合(2022年3月18日)において断層上端に設定した破壊開始点(⑩, ⑪, ⑫)は、北部, 中央, 南部セグメントのアスペリティのうち、いずれかの2つのアスペリティからの地震波が、敷地にほぼ同時到達して重なるように設定した。
  - ✓ 破壊開始点⑩: 中央, 南部セグメントのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点(P.158参照)
  - ✓ 破壊開始点⑪: 北部, 南部セグメントのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点(P.159参照)
  - ✓ 破壊開始点⑫: 北部, 中央セグメントのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点(P.160参照)
- アスペリティからの地震波の重なり方による地震動への影響の差異を確認するために、上記の2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点(⑩, ⑪, ⑫)に対し、破壊開始点をずらした以下の破壊開始点の地震動を比較する。
  - ✓ 破壊開始点⑤': 2つのアスペリティ(北部, 南部セグメント)からの地震波が一部重なる破壊開始点(P.162参照)
  - ✓ 破壊開始点①', ⑨': 各々のアスペリティからの地震波が重ならない破壊開始点(P.161, P.163参照)

- ★ 2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点(⑩, ⑪, ⑫)
- ★ 2つのアスペリティからの地震波が一部重なる破壊開始点(⑤')
- ★ 各々のアスペリティからの地震波が重ならない破壊開始点(①', ⑨')



複数のアスペリティからの地震波が同時到達する影響の確認に用いる破壊開始点

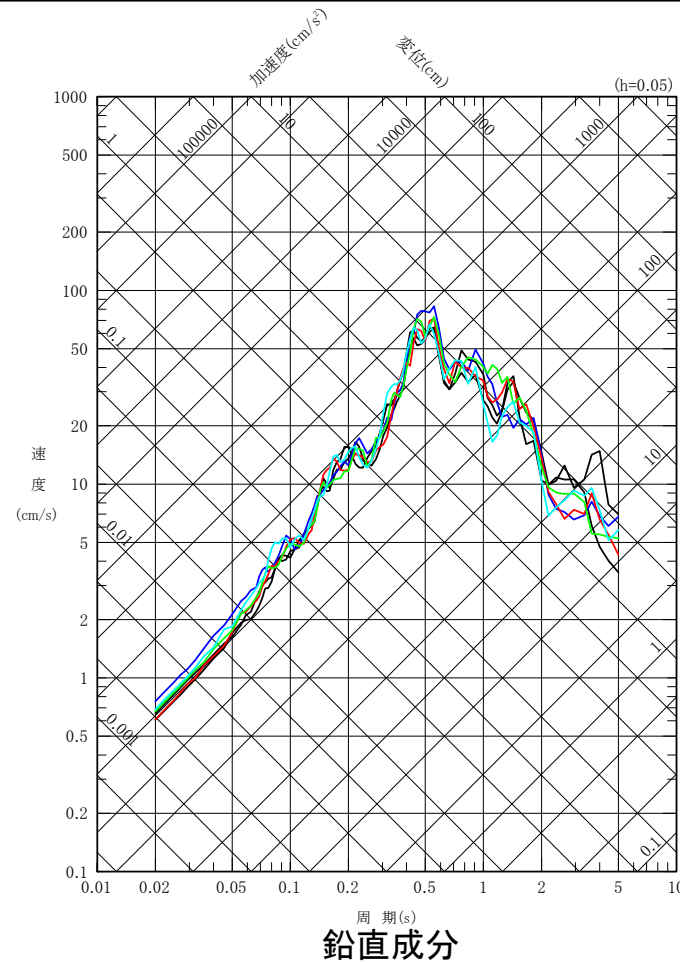
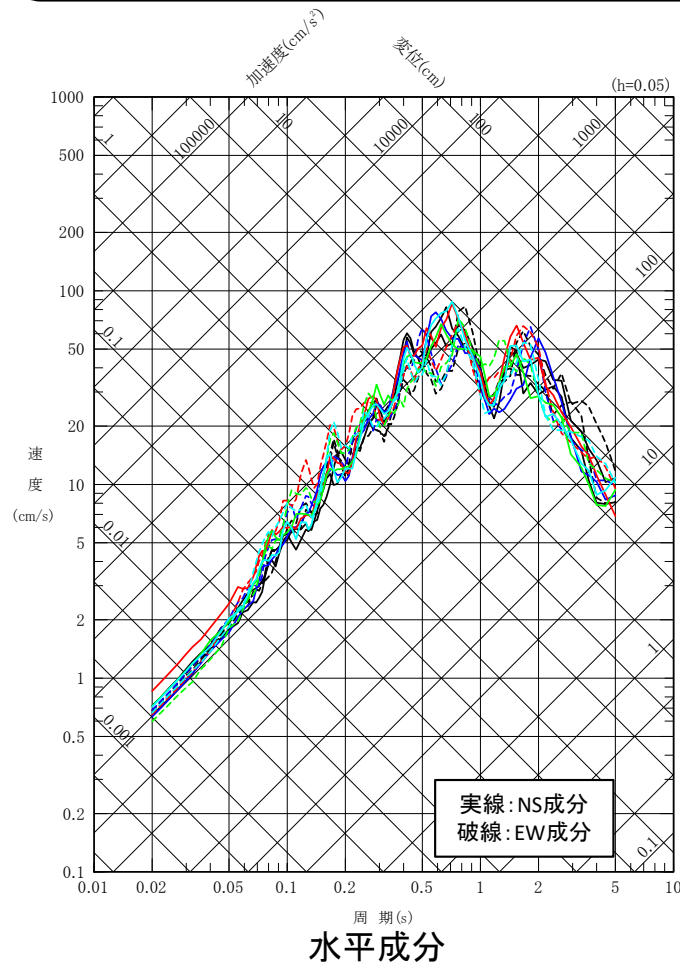


# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(7/11)

## 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析:

### ②複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる影響の確認(2/2)

- 水平成分について、周期0.1秒よりも短周期側では2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点⑩の地震動が若干大きいものの、それ以外の周期では、大小関係が入れ替わっており、全周期帯にわたって顕著に大きな地震動とはなっていない。
- 鉛直成分について、周期0.1秒よりも短周期側では、2つのアスペリティからの地震波が一部重なる破壊開始点⑤'、及び2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点⑫が若干大きいものの、それ以外の周期では大小関係は入れ替わっており、全周期帯にわたって顕著に大きな地震動とはなっていない。
- 上記より、2つのアスペリティからの地震波が重なる影響は、周期0.1秒より短周期側において2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる、または一部重なる場合において若干認められたものの有意な差ではなく、この影響を考慮した地震動で代表できるほど顕著に大きくはない。



- 2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点⑩
- 2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点⑪
- 2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる破壊開始点⑫
- 2つのアスペリティからの地震波が一部重なる破壊開始点⑤'
- 各々のアスペリティからの地震波が重ならない破壊開始点(①', ⑨')

# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(8/11)



## 断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の比較(1/3)

### 目的

- 断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の敷地に及ぼす影響の差異を確認する。

### 方法

- 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析(P.139~P.143)において、破壊伝播の方向の違いによる影響はないこと、及び短周期側において2つのアスペリティからの地震波が重なる影響が若干認められることを踏まえ、以下の確認を行う。
  - 断層下端の破壊開始点について、2つのアスペリティからの地震波の重なりの有無を確認する。
  - 断層上端と断層下端の破壊開始点の地震動について、応答スペクトル及び最大加速度を比較し、これら地震動の敷地に及ぼす影響の差異を確認する。

### (1) 断層下端の破壊開始点における2つのアスペリティからの地震波の重なりの有無の確認

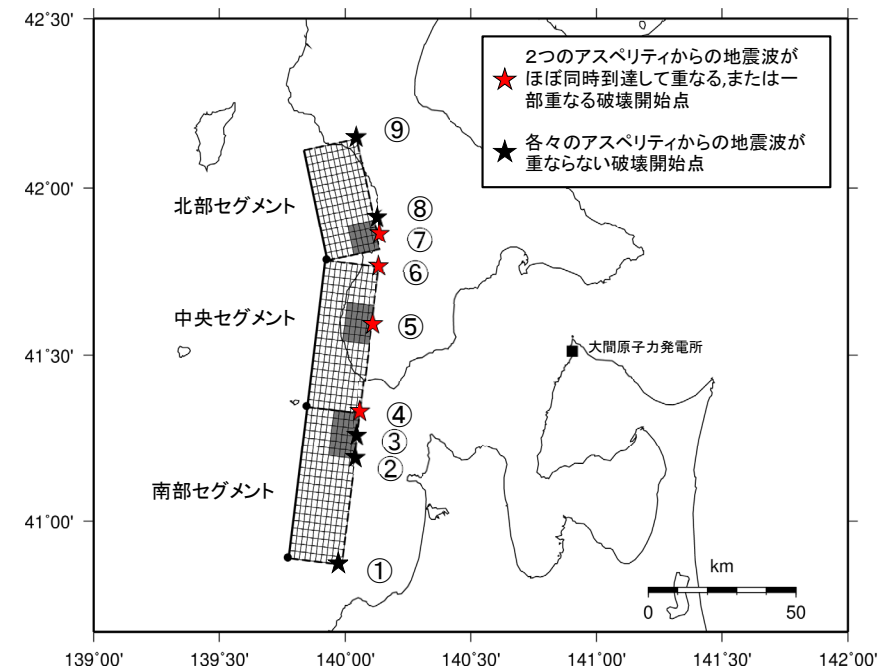
- 強震動予測レシピ等の知見に基づき設定した断層下端の破壊開始点について、後述のP.149~P.157に示す加速度時刻歴波形により、2つのアスペリティからの地震波の重なりの有無を確認する。
- 複数の破壊開始点を設定したことで、断層下端の破壊開始点の中には、以下に示すとおり、2つのアスペリティからの地震波が重なるような破壊開始点が設定されていることを確認した。

#### 2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる、または一部重なる破壊開始点

- ✓ 破壊開始点④: 中央, 南部セグメントのアスペリティからの地震波が一部重なる(P.152参照)
- ✓ 破壊開始点⑤: 北部, 南部セグメントのアスペリティからの地震波が一部重なる(P.153参照)
- ✓ 破壊開始点⑥: 北部, 中央セグメントのアスペリティからの地震波が重なる(P.154参照)
- ✓ 破壊開始点⑦: 北部, 中央セグメントのアスペリティからの地震波が一部重なる(P.155参照)

#### 各々のアスペリティからの地震波が重ならない破壊開始点

- ✓ 破壊開始点①, 破壊開始点②, 破壊開始点③, 破壊開始点⑧, 破壊開始点⑨  
(P.149~P.151, P.156, P.157参照)



断層下端の破壊開始点の位置図





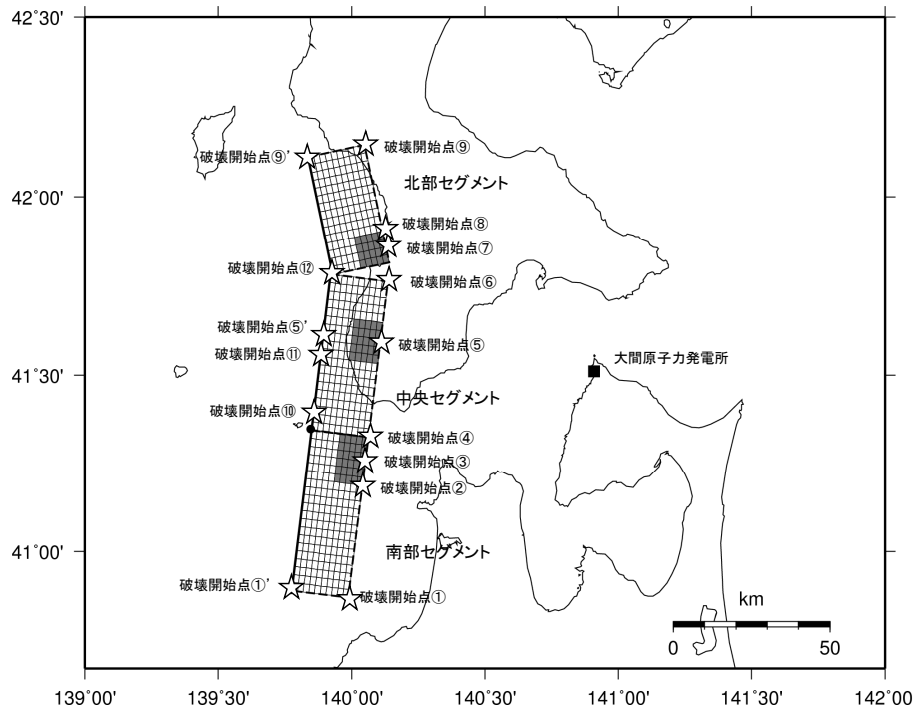
# (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(10/11)

## 断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の比較(3/3)

### (2)-2 最大加速度の比較

- 断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の最大加速度を比較し、これら地震動の敷地に及ぼす影響の差異を確認する。
- その結果、最大加速度についても、断層上端と断層下端で分類し比較すると、水平成分、鉛直成分ともにおおむね同程度であり、断層上端と断層下端の違いが敷地に及ぼす影響の差異は認められないことを確認した。
- なお、最大加速度の最も大きい破壊開始点は、2つのアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる、または一部重なる破壊開始点となっている。

基本ケースの各破壊開始点の断層全体の最大加速度 (cm/s<sup>2</sup>)



基本ケースの震源モデルの地表面投影図

破壊開始点		NS成分	EW成分	水平成分	鉛直成分	アスペリティからの地震波の重なり方 <sup>※1</sup>
断層 下端	①	196.4	174.4	196.4	199.5	重ならない
	②	193.4	207.4	207.4	207.9	重ならない
	③	189.5	198.6	198.6	189.2	重ならない
	④	263.8	235.3	263.8	221.5	一部重なる(中央, 南部) <sup>※2</sup>
	⑤	205.0	211.3	211.3	192.5	一部重なる(北部, 南部) <sup>※2</sup>
	⑥	248.8	223.8	248.8	193.7	ほぼ同時到達して重なる(北部, 中央) <sup>※2</sup>
	⑦	236.1	218.0	236.1	189.5	一部重なる(北部, 中央) <sup>※2</sup>
	⑧	220.5	207.9	220.5	205.0	重ならない
	⑨	196.5	203.0	203.0	190.0	重ならない
上記最大		263.8	235.3	263.8	221.5	
断層 上端	⑩	269.5	204.0	269.5	191.6	ほぼ同時到達して重なる(中央, 南部) <sup>※2</sup>
	⑪	225.2	187.8	225.2	211.0	ほぼ同時到達して重なる(北部, 南部) <sup>※2</sup>
	⑫	223.6	208.3	223.6	216.3	ほぼ同時到達して重なる(北部, 中央) <sup>※2</sup>
	①'	226.2	208.1	226.2	205.1	重ならない
	⑤'	198.7	215.2	215.2	238.1	一部重なる(北部, 南部) <sup>※2</sup>
	⑨'	200.6	213.0	213.0	190.8	重ならない
上記最大		269.5	215.2	269.5	238.1	

表中の赤字は、断層下端、または断層上端の破壊開始点による地震動の最大加速度のうち、最も大きい値を表す。

※1 :破壊開始点ごとのアスペリティからの地震波の重なり方については、P.148～P.163に示す。

※2 :括弧内は、アスペリティからの地震波が重なるセグメントを示す。



## (補足7)工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響について(11/11)



### 第1035回審査会合において工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響のまとめ

#### ○工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析

##### ①破壊伝播の方向の違いによる影響の確認

- P.139～P.141のとおり、断層上端の破壊開始点は、破壊の進行が敷地に向かうように配置したものの、断層と敷地の位置関係からディレクティビティ効果が現れ難いため、破壊伝播の方向の違いが敷地の地震動に及ぼす影響は小さい。

##### ②複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる影響の確認

- P.142, P.143のとおり、2つのアスペリティからの地震波が重なる影響は、周期0.1秒より短周期側において2つアスペリティからの地震波がほぼ同時到達して重なる、または一部重なる場合において若干認められたものの有意な差ではなく、この影響を考慮した地震動で代表できるほど顕著に大きくはない。

#### ○断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の比較

- P.144～P.146のとおり、断層上端と断層下端の破壊開始点による地震動の応答スペクトルを比較すると、全周期帯において地震動はおおむね同程度のレベルであり、また、破壊開始点による地震動のばらつきもおおむね同程度になっている。



#### 工学的に断層上端に設定した破壊開始点による影響のまとめ

第1035回審査会合(2022年3月18日)において工学的に断層上端に設定した破壊開始点は、破壊伝播の方向の違いによる影響と複数のアスペリティからの地震波がほぼ同時到達する影響を考慮して設定したものの、これらの破壊開始点の敷地に及ぼす影響は、断層下端の破壊開始点の影響と比べて、顕著な差異はないことを確認した。

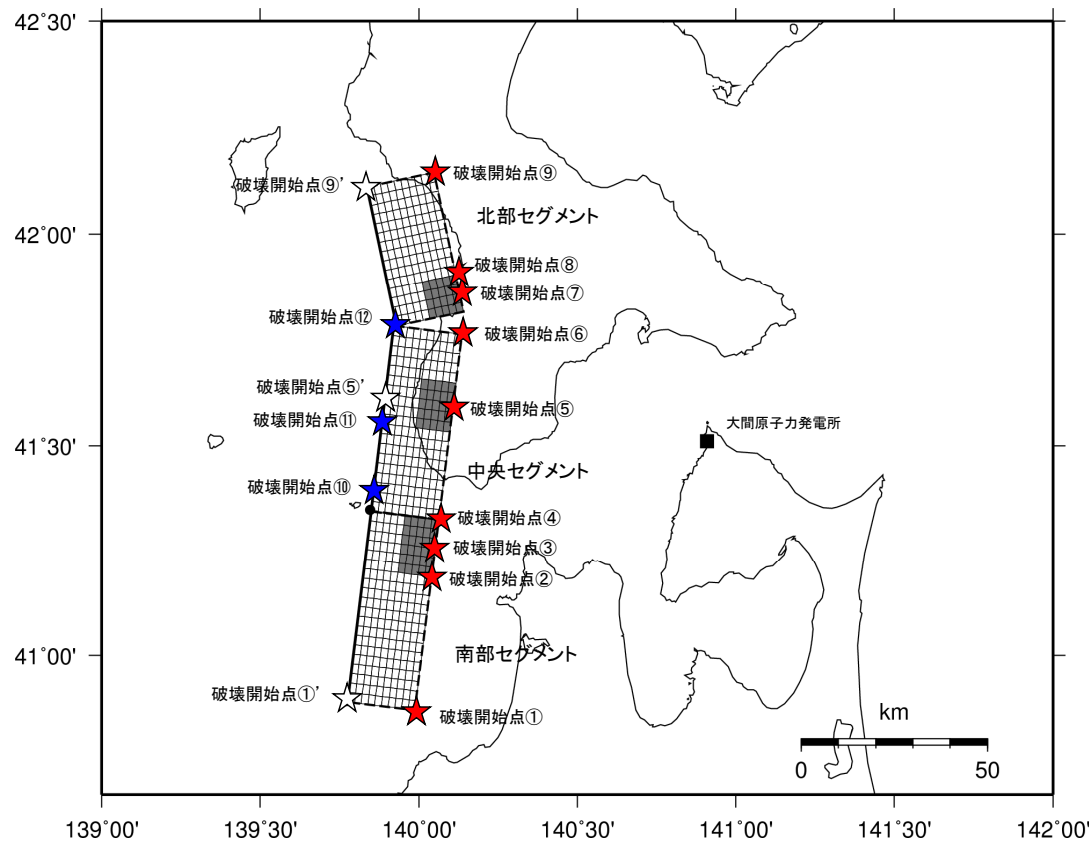
# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(1/16)



## 破壊開始点ごとのアスペリティからの地震波の重なり方

コメントNo.S4-16

・ 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースを対象に、各アスペリティからの地震動の主要動部の重なりの有無を確認するために、断層全体、及び各セグメントのアスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形を破壊開始点ごとにP.149～P.163に示す。



★ 今回設定した断層下端の破壊開始点 (①, ②, ③, ④, ⑤, ⑥, ⑦, ⑧, ⑨)

★ 第1035回審査会合(2022年3月18日)において断層上端に設定した破壊開始点(⑩, ⑪, ⑫)

☆ 工学的に断層上端に設定した破壊開始点の分析に用いた破壊開始点(①', ⑤', ⑨')

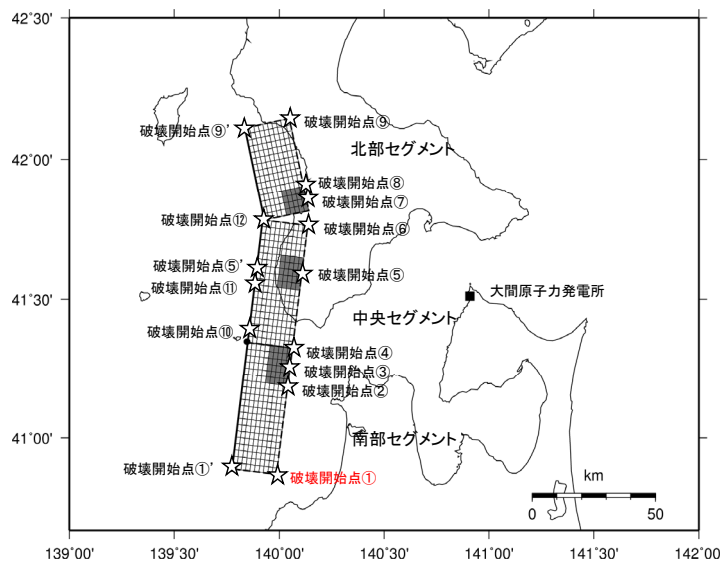
基本ケースの震源モデルの地表面投影図

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(2/16)



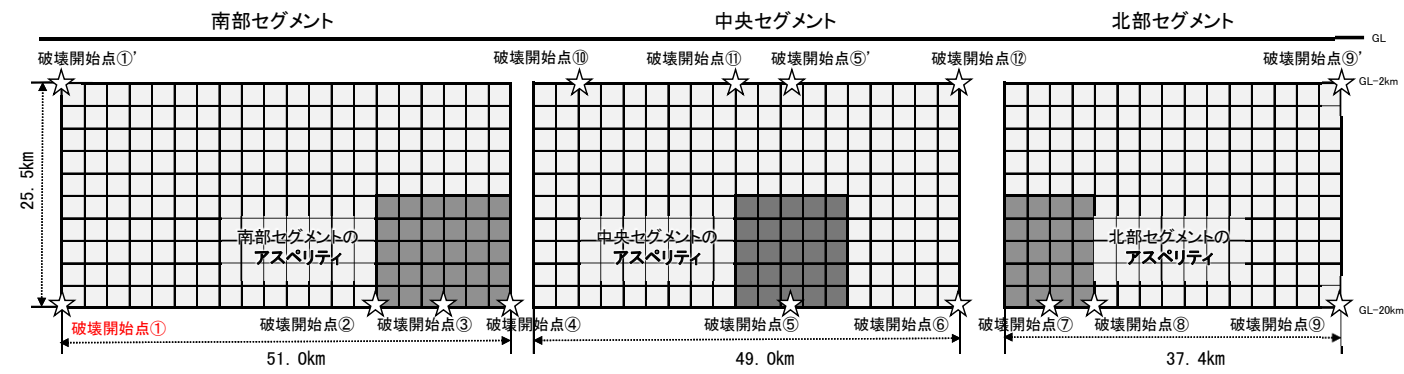
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点①)

コメントNo.S4-16

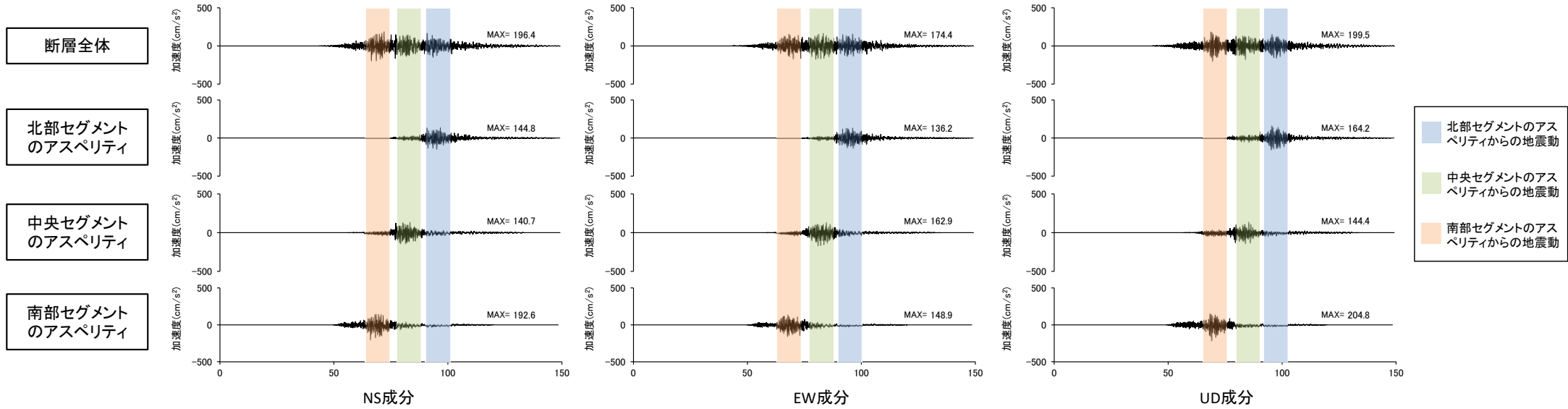


断層モデルの地表面投影図

基本ケースの破壊開始点①について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



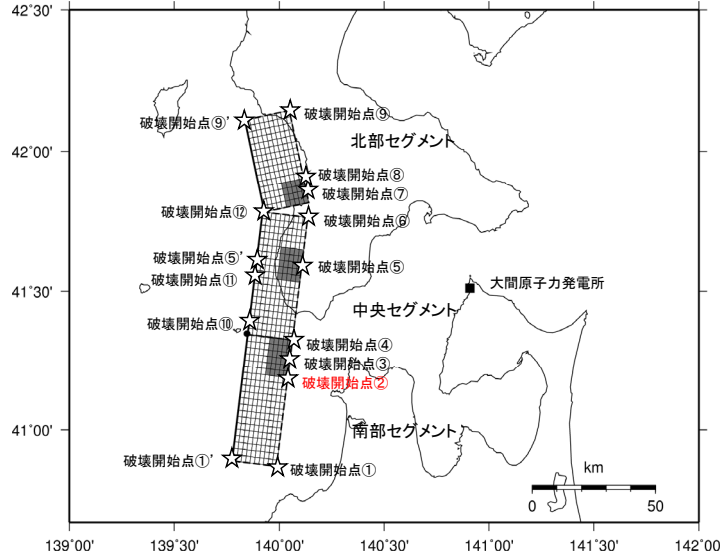
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点①)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(3/16)



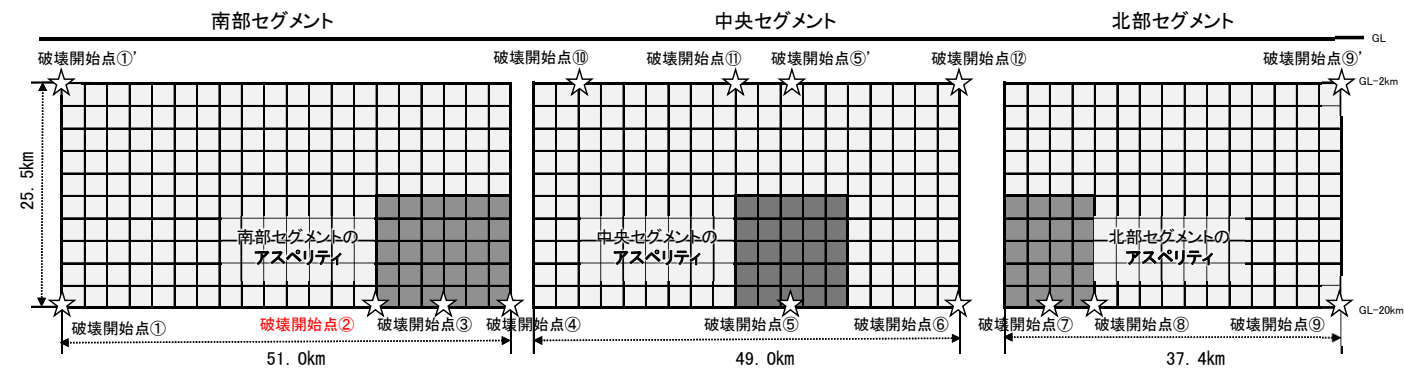
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点②)

コメントNo.S4-16

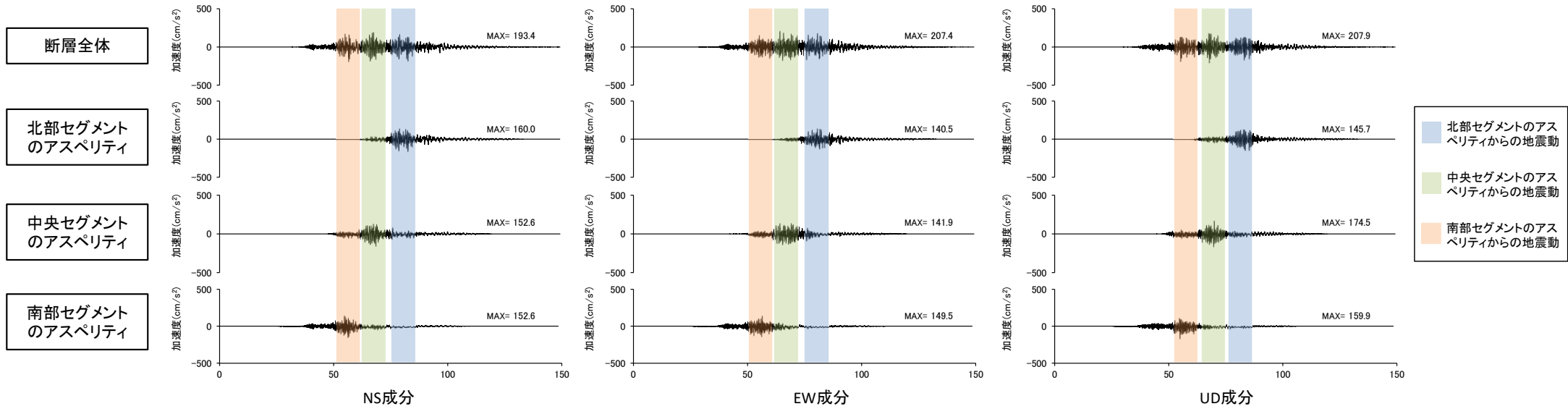


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点②について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



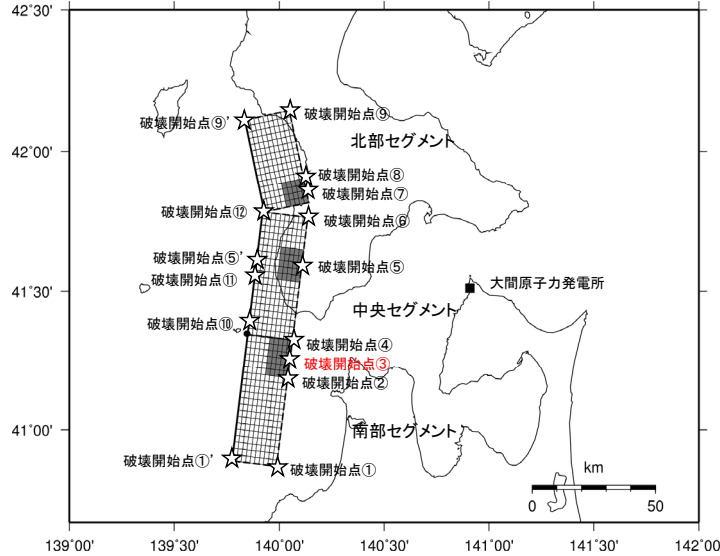
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点②)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(4/16)



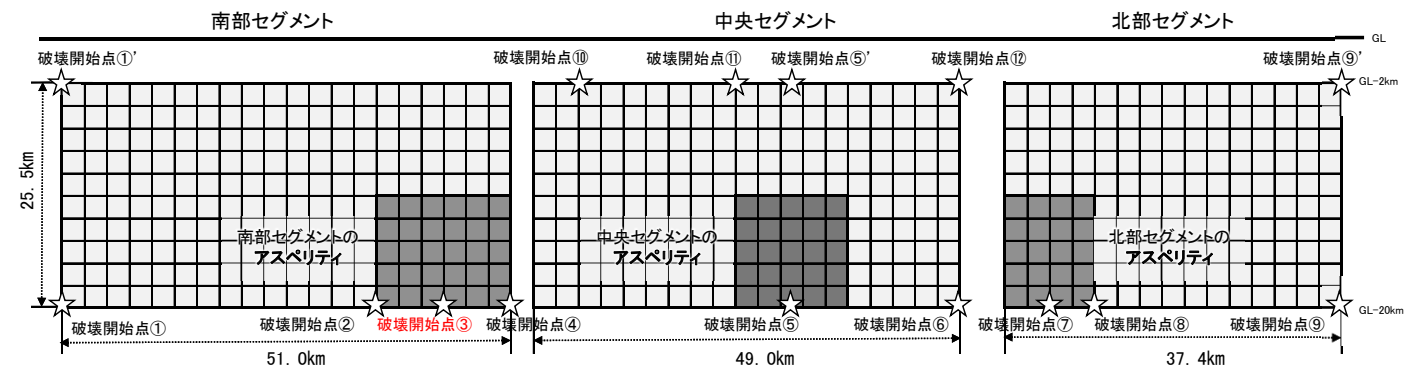
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点③)

コメントNo.S4-16

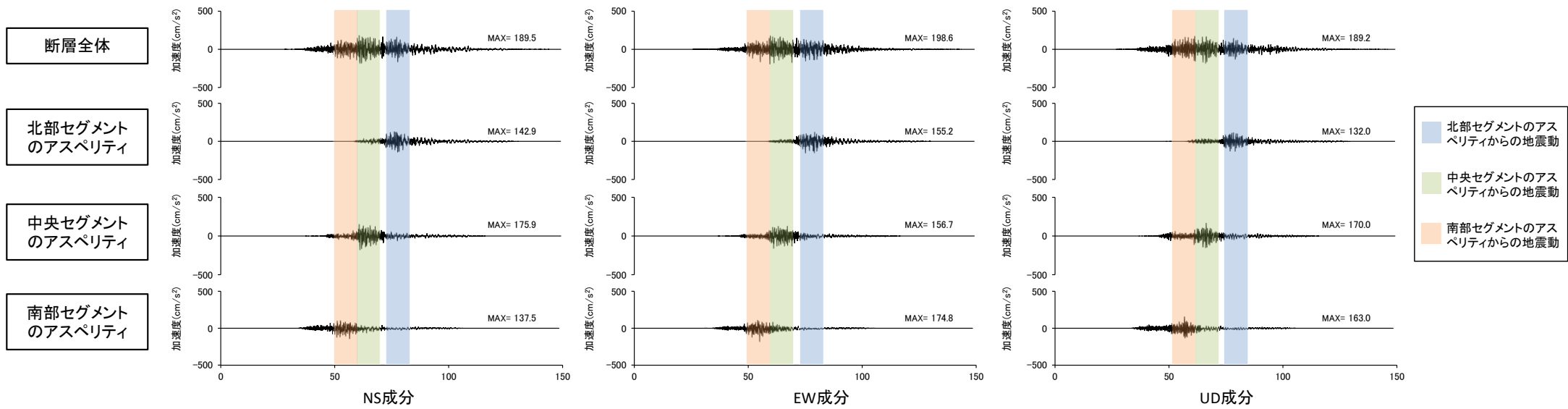


断層モデルの地表面投影図

基本ケースの破壊開始点③について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



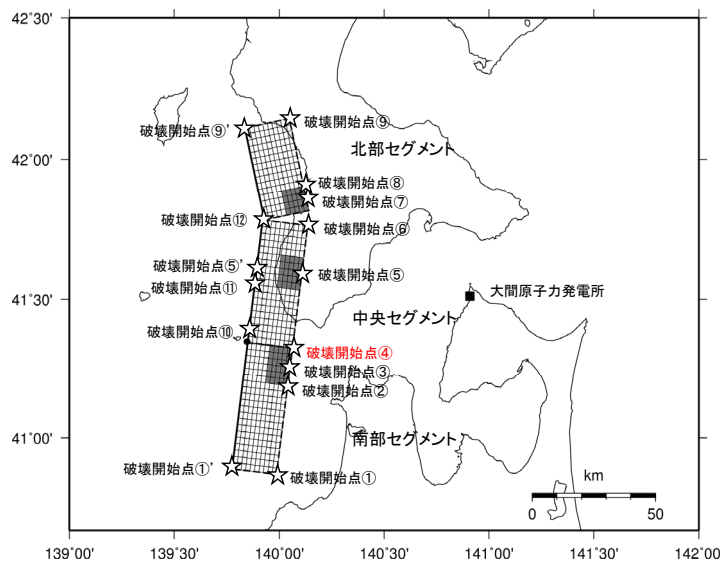
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点③)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(5/16)



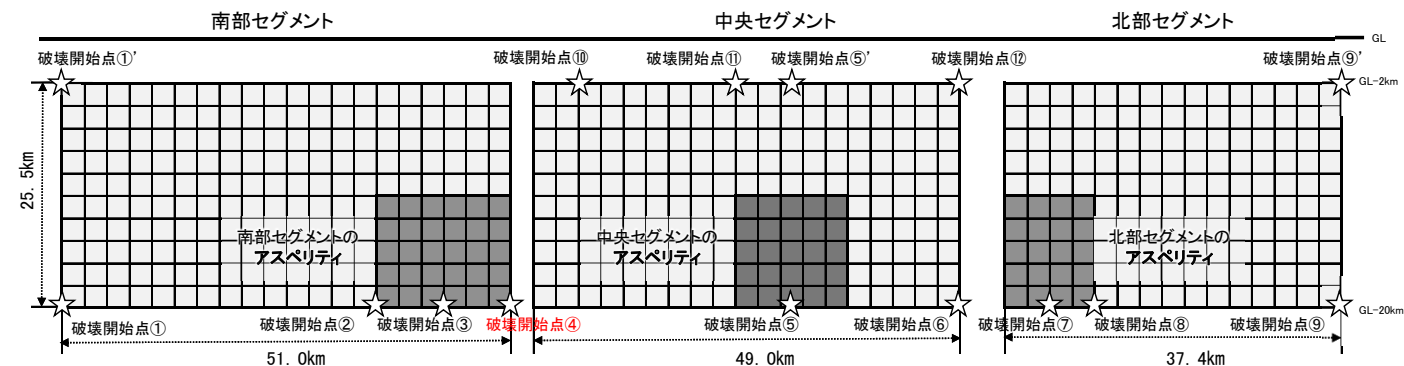
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点④)

コメントNo.S4-16

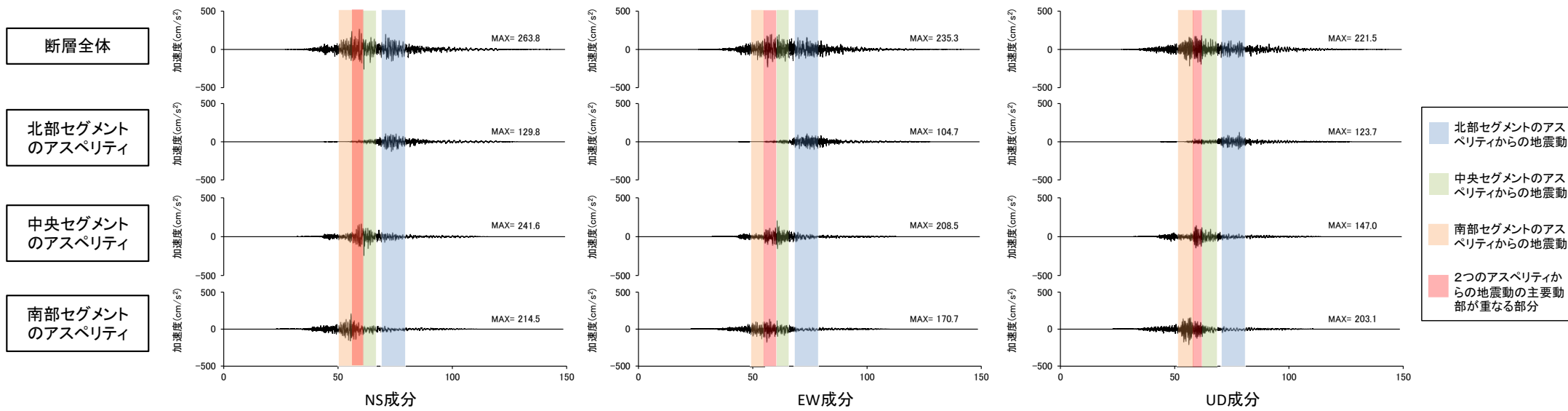


断層モデルの地表面投影図

・ 基本ケースの破壊開始点④について、加速度時刻歴波形に示すとおり、中央セグメントと南部セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、一部重なって敷地に到達している。



展開図



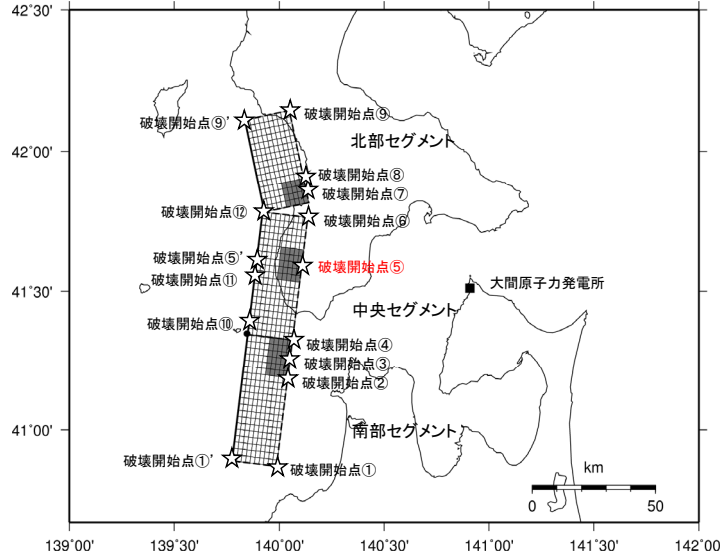
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点④)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(6/16)



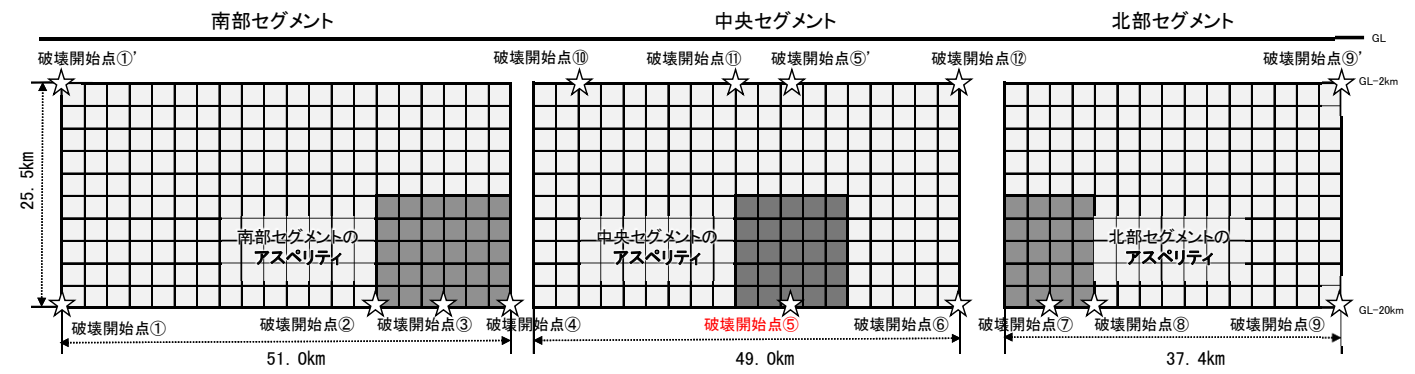
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑤)

コメントNo.S4-16

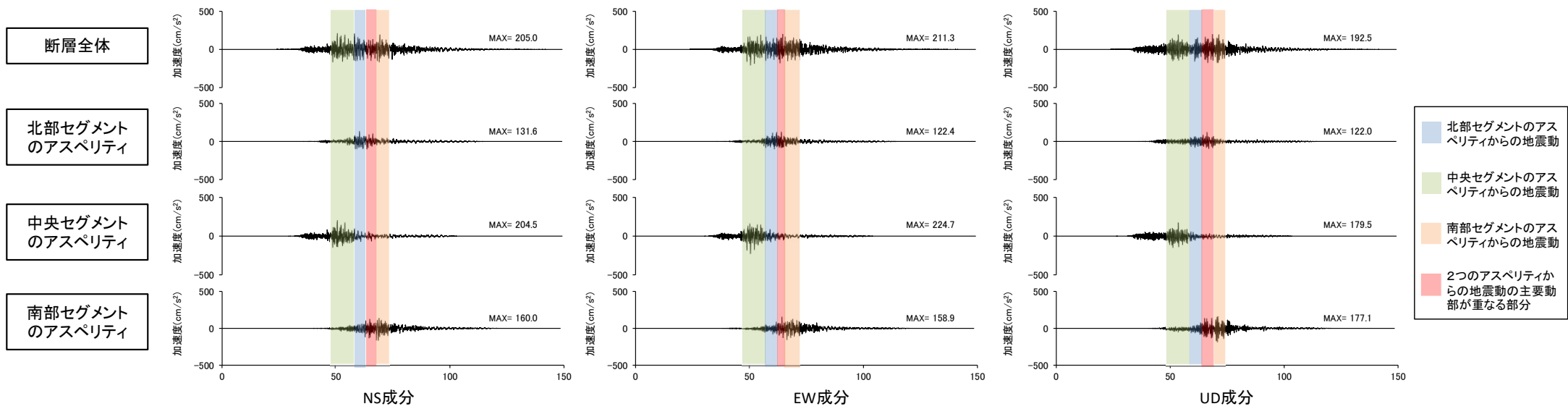


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑤について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと南部セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、一部重なって敷地に到達している。



展開図



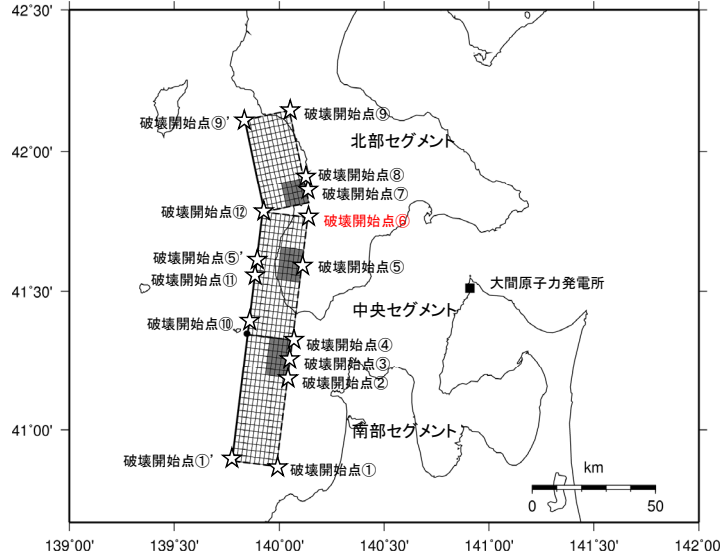
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑤)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(7/16)



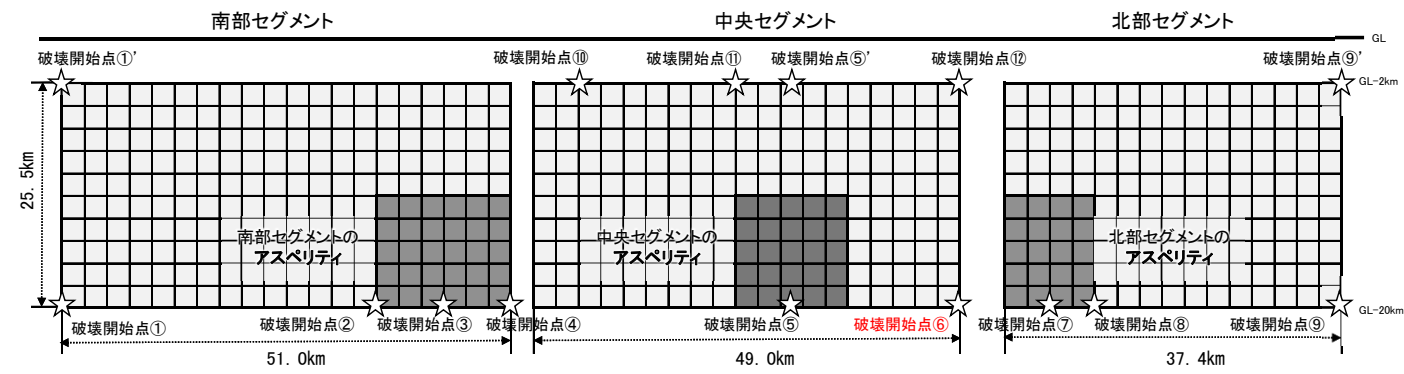
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑥)

コメントNo.S4-16

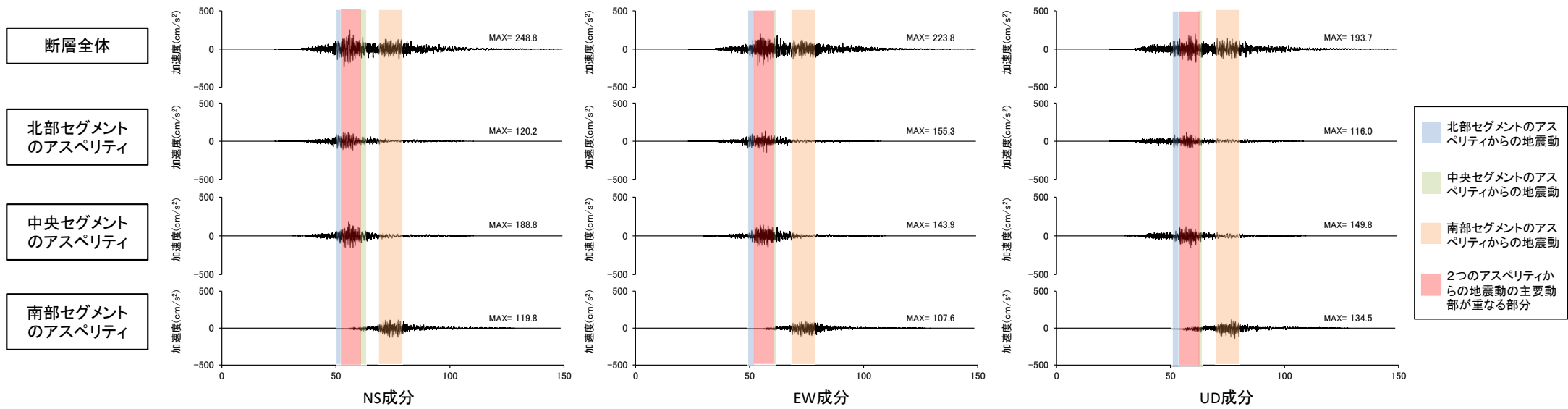


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑥について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと中央セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、ほぼ同時到達して重なって敷地に到達している。



展開図



基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑥)

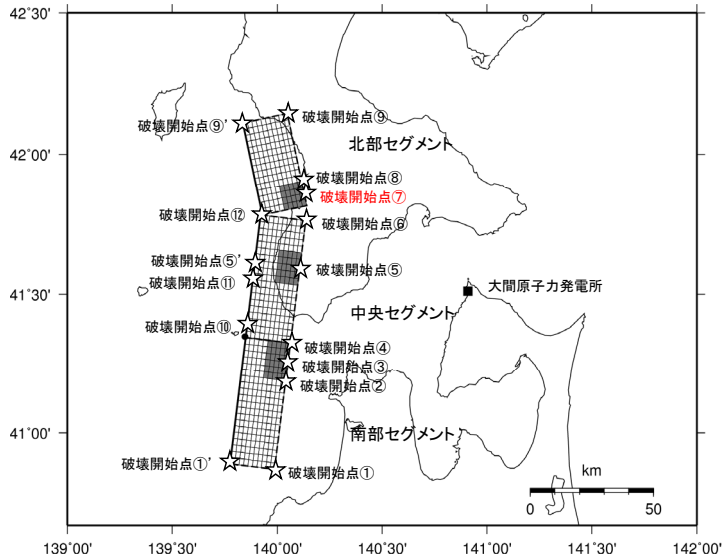


# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(8/16)



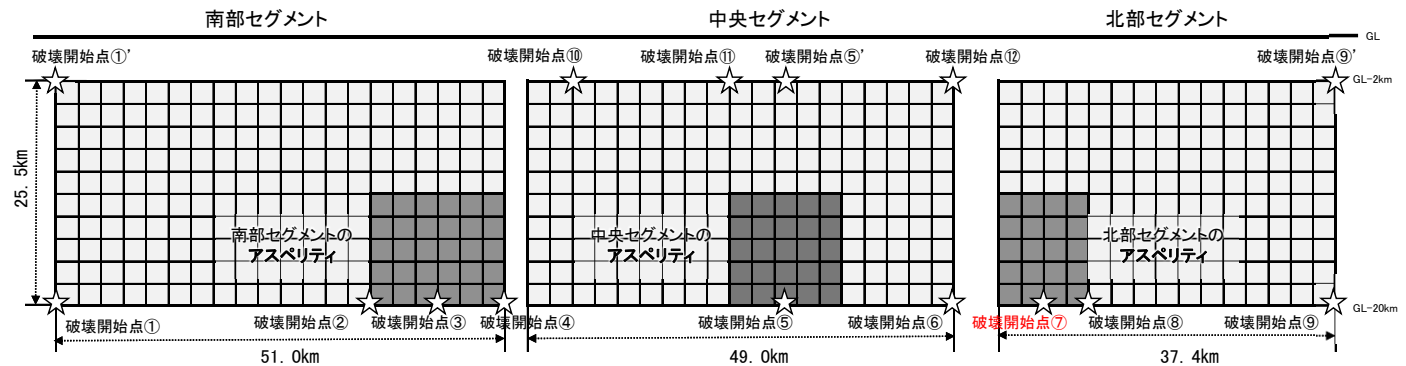
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑦)

コメントNo.S4-16

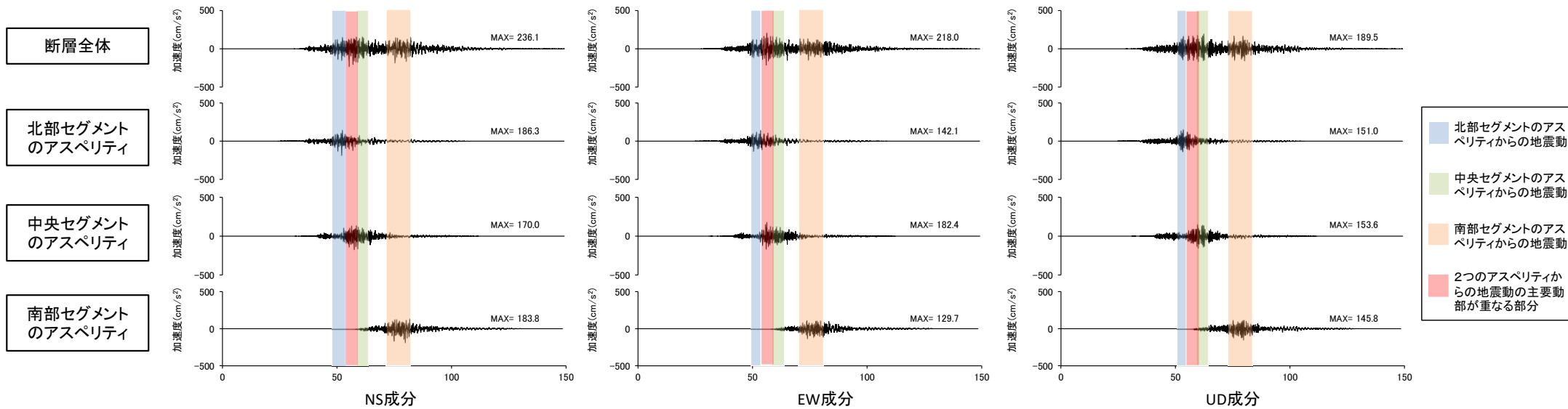


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑦について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと中央セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、一部重なって敷地に到達している。



展開図



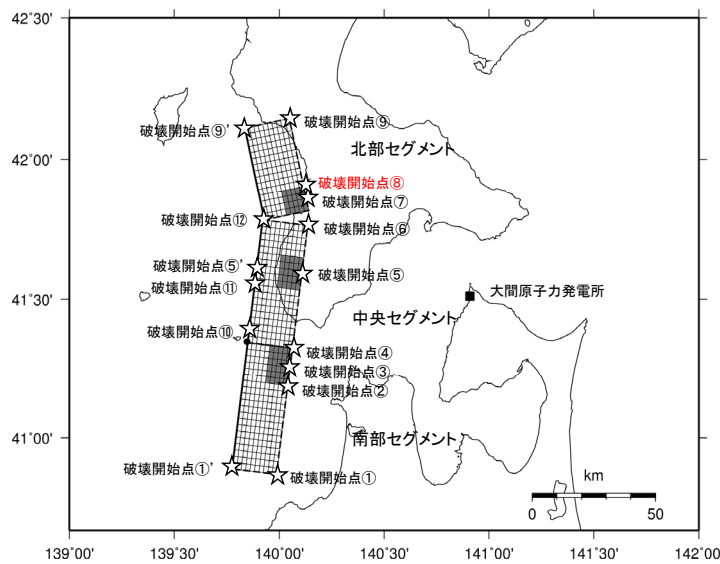
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑦)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(9/16)



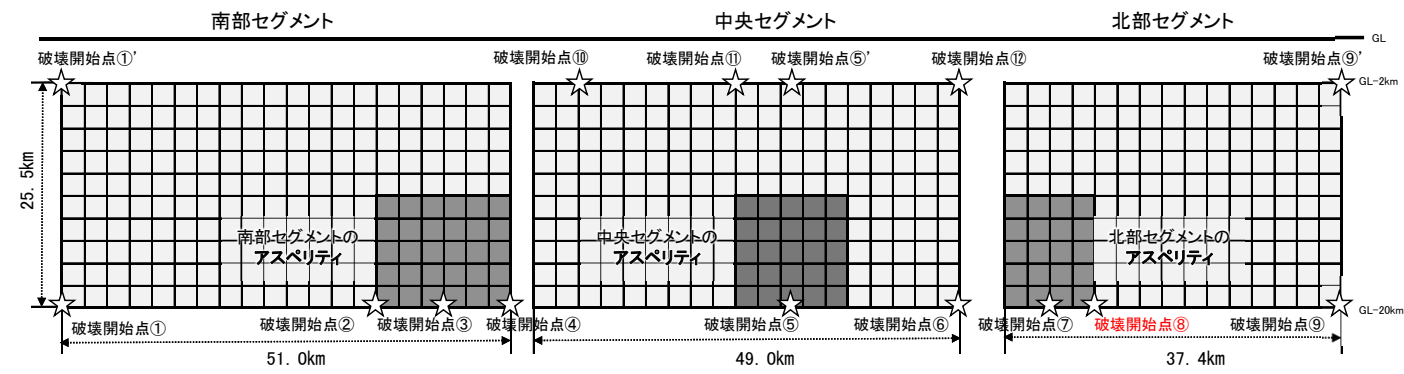
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑧)

コメントNo.S4-16

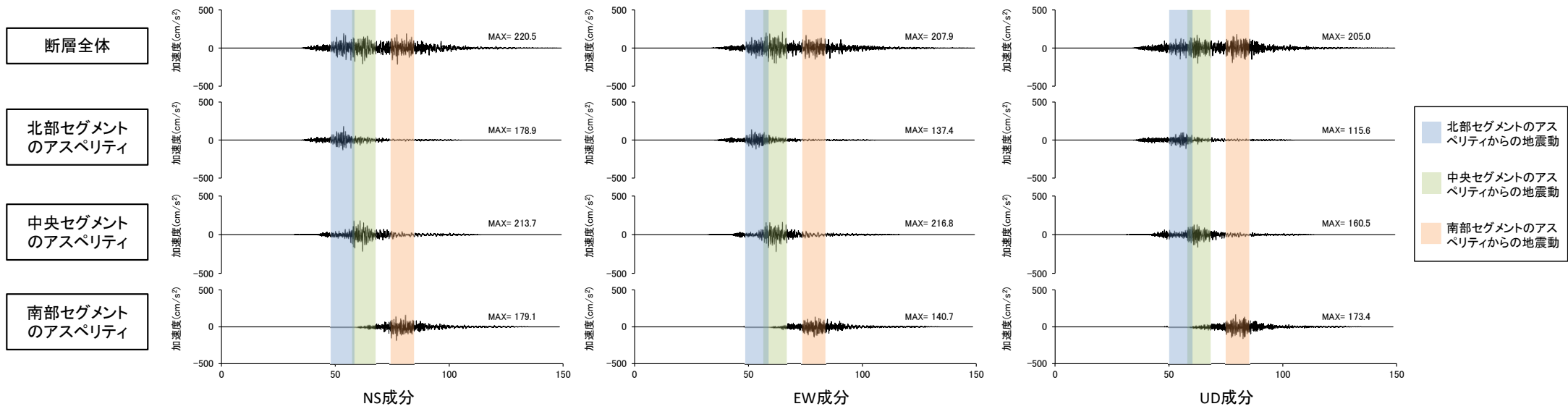


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑧について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



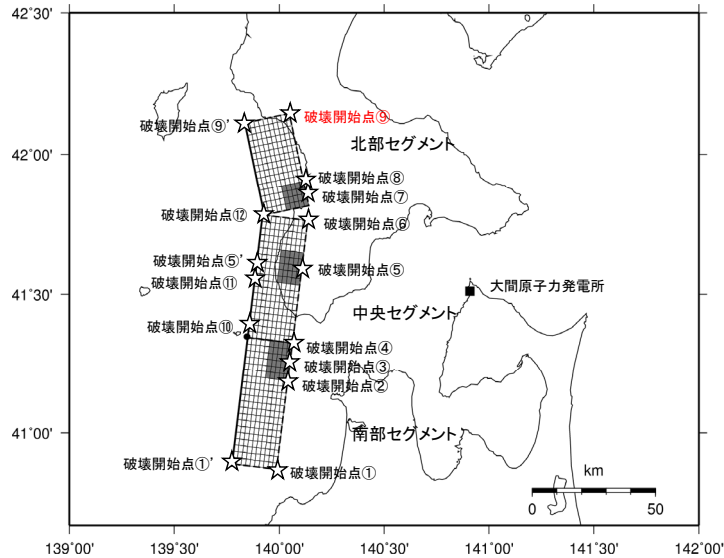
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑧)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(10/16)



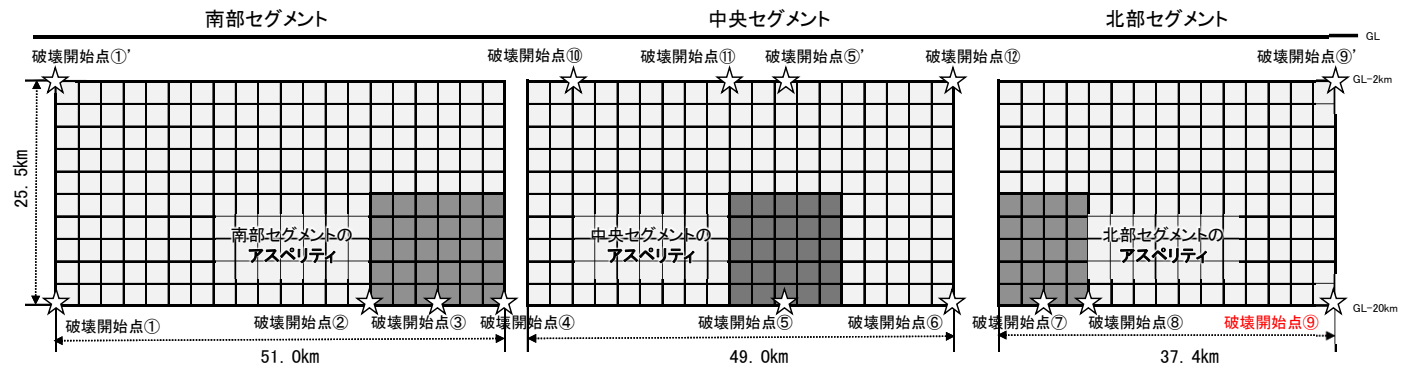
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑨)

コメントNo.S4-16

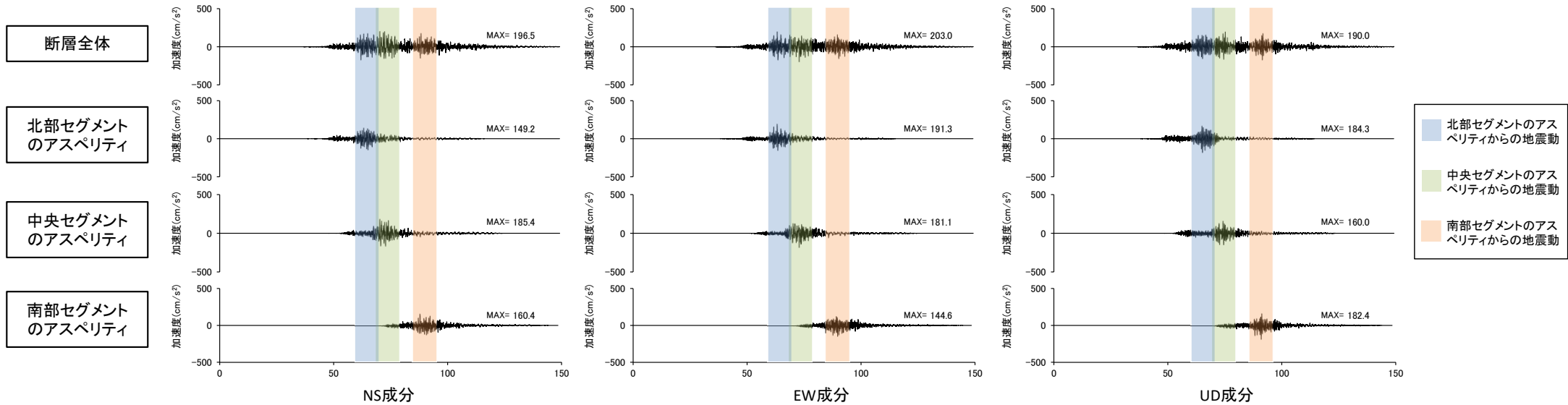


断層モデルの地表面投影図

基本ケースの破壊開始点⑨について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



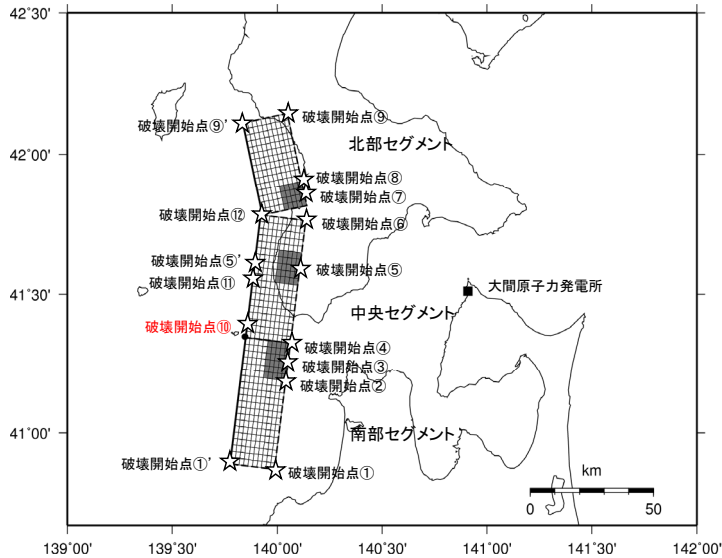
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑨)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(11/16)



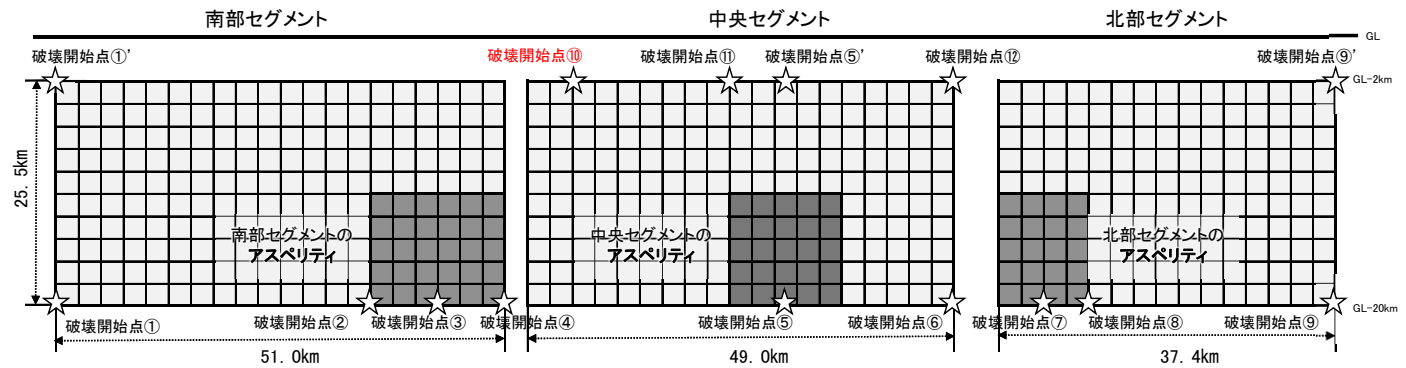
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑩)

コメントNo.S4-16

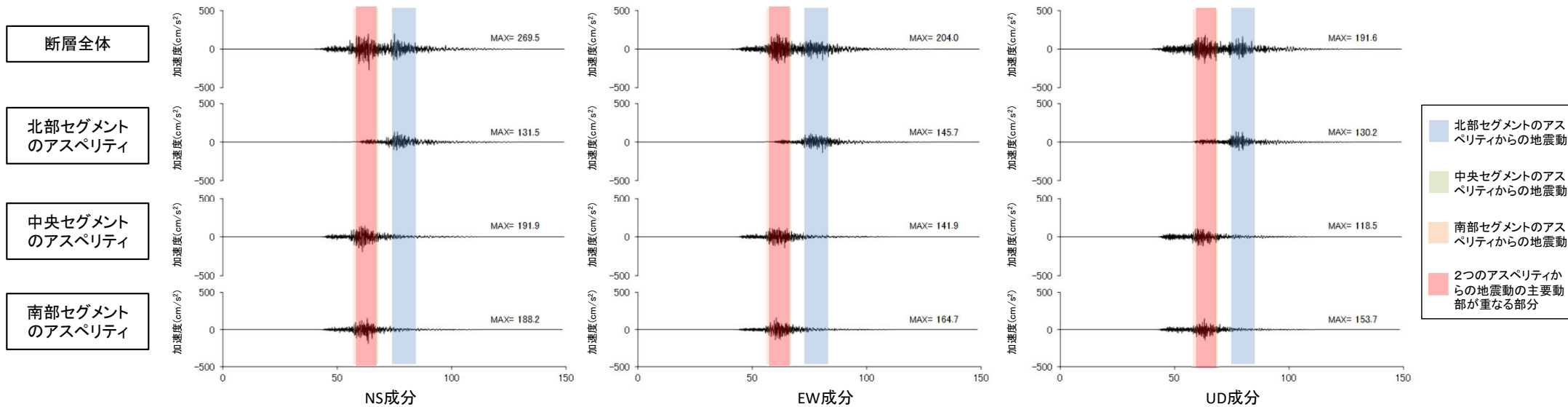


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑩について、加速度時刻歴波形に示すとおり、中央セグメントと南部セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、ほぼ同時到達して重なって敷地に到達している。



展開図



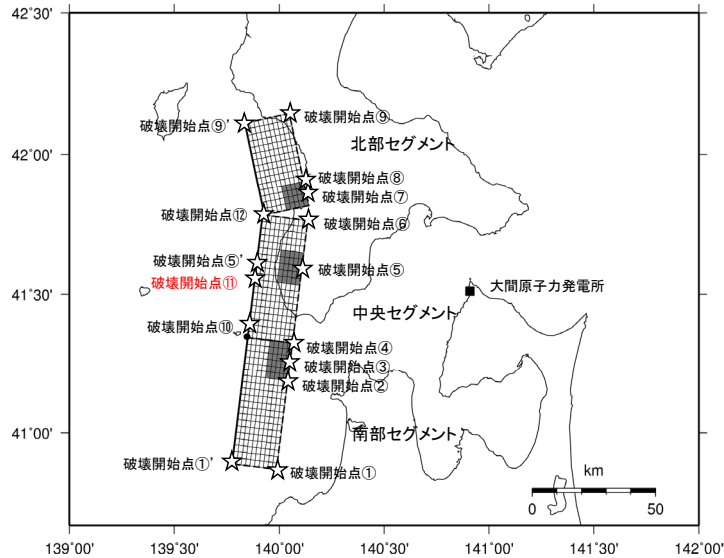
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑩)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(12/16)



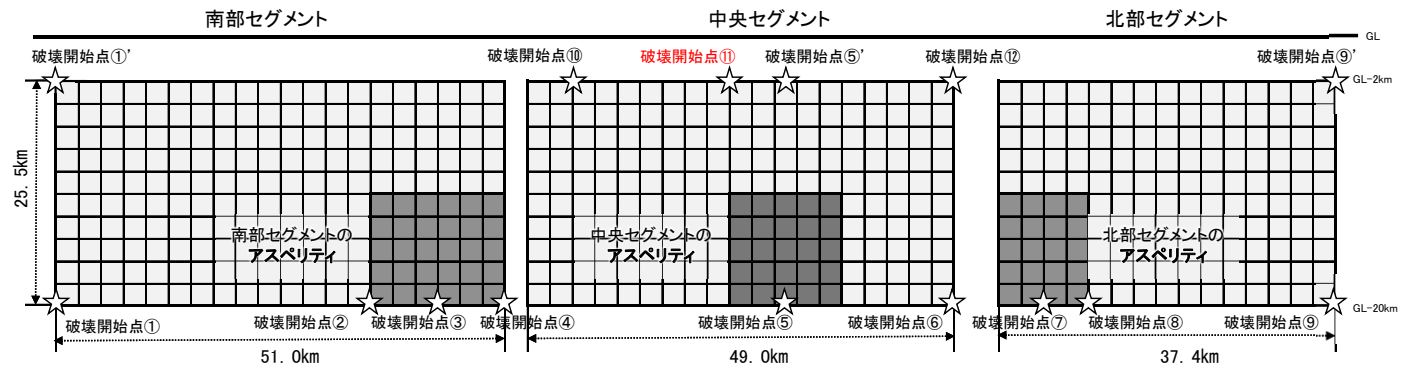
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑪)

コメントNo.S4-16

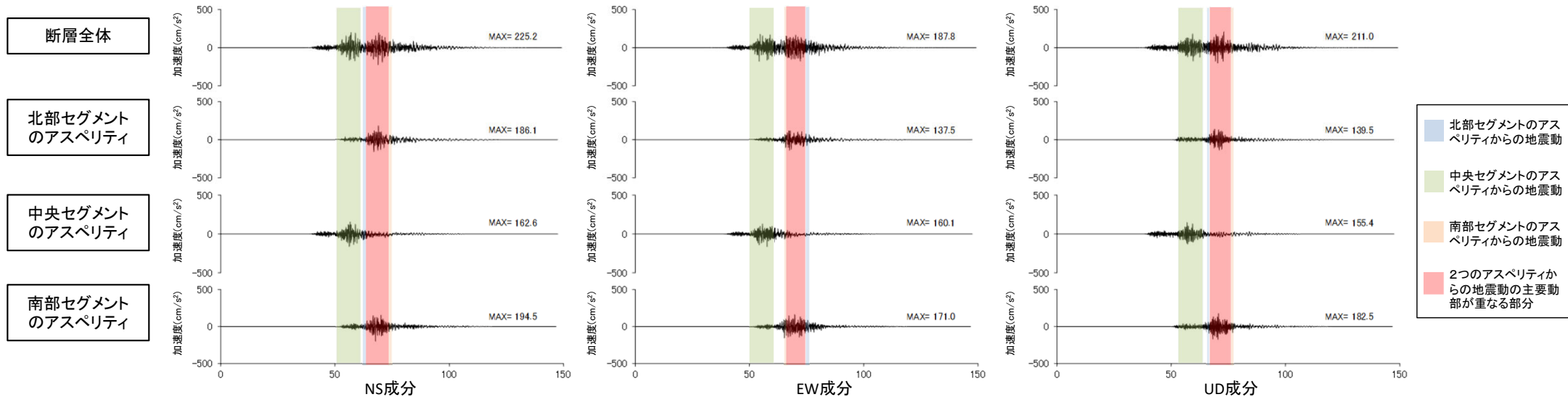


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑪について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと南部セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、ほぼ同時到達して重なって敷地に到達している。



展開図



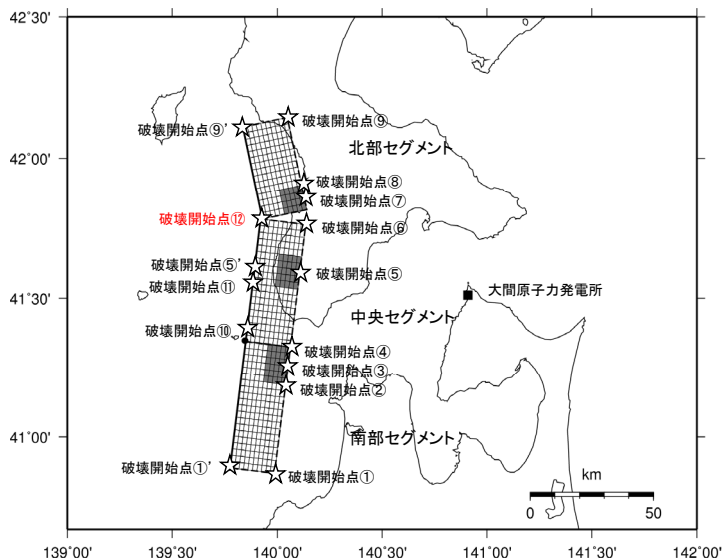
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑪)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(13/16)



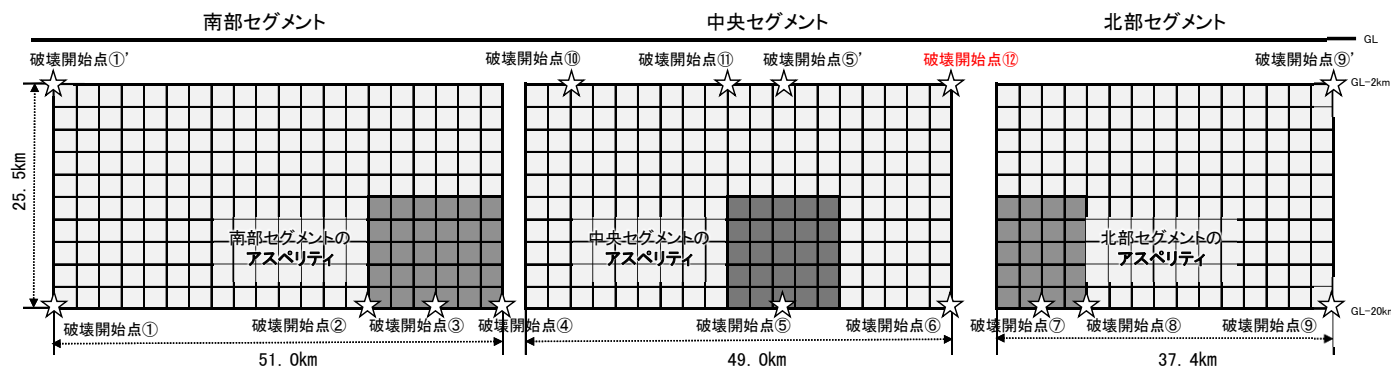
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑫)

コメントNo.S4-16

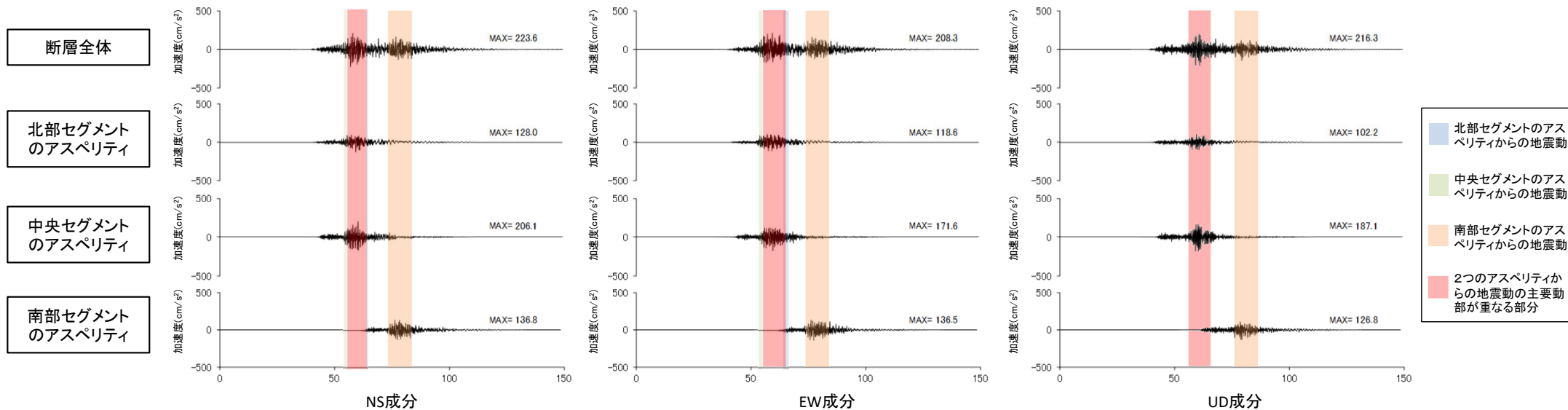


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑫について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと中央セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、ほぼ同時到達して重なって敷地に到達している。



展開図



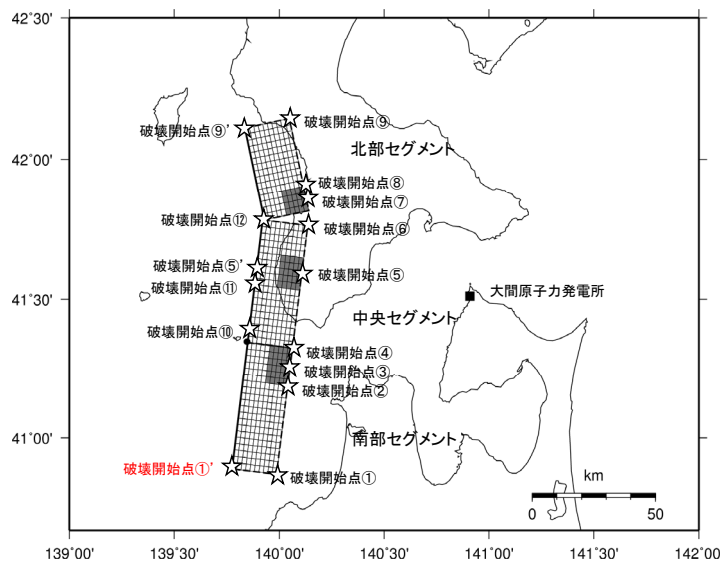
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑫)

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(14/16)



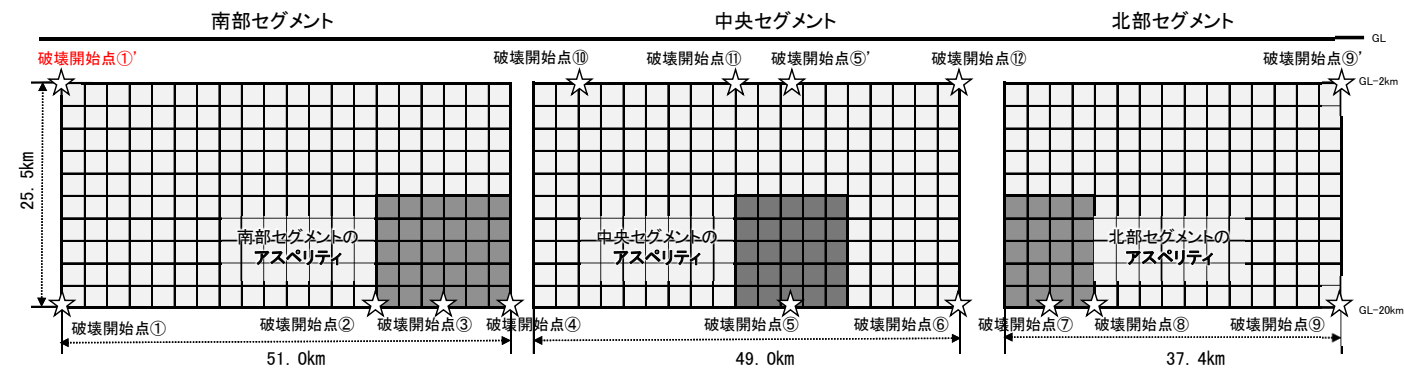
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点①')

コメントNo.S4-16

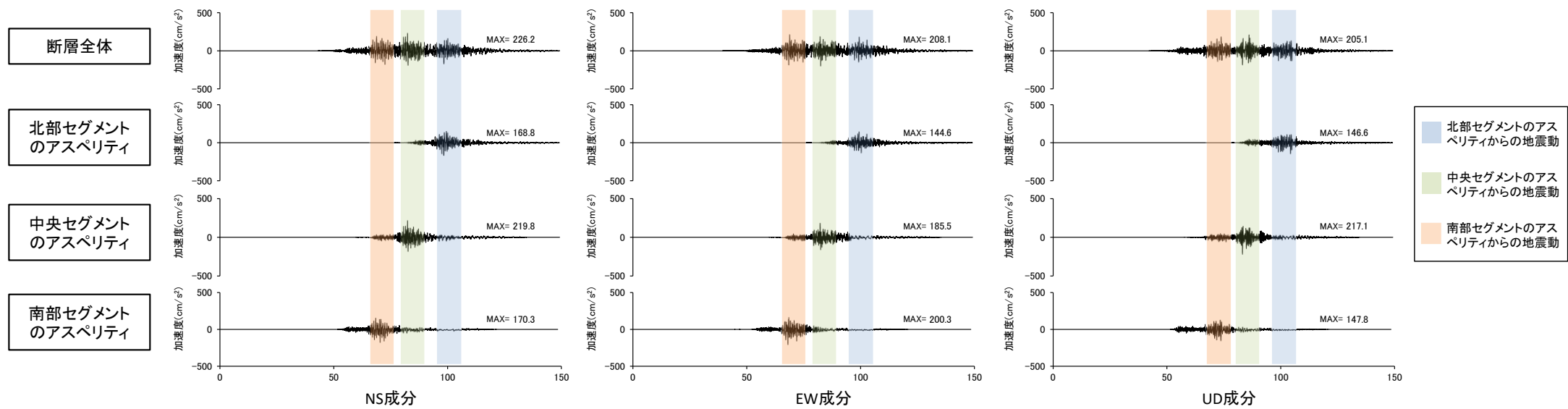


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点①'について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



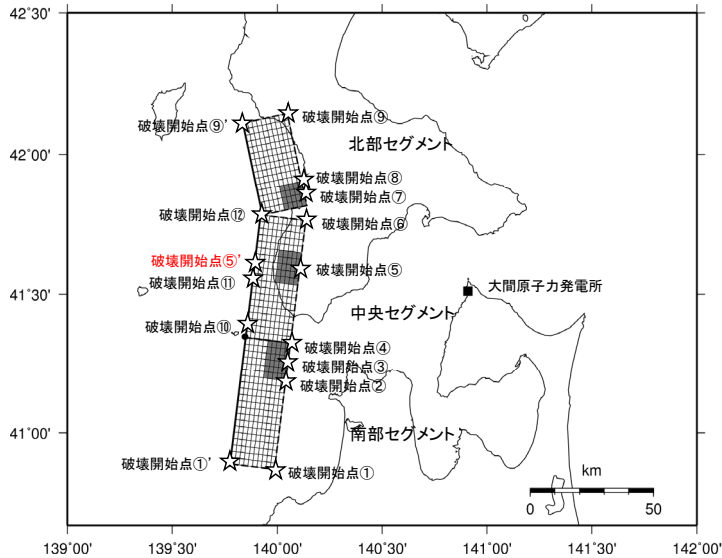
基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点①')

# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(15/16)



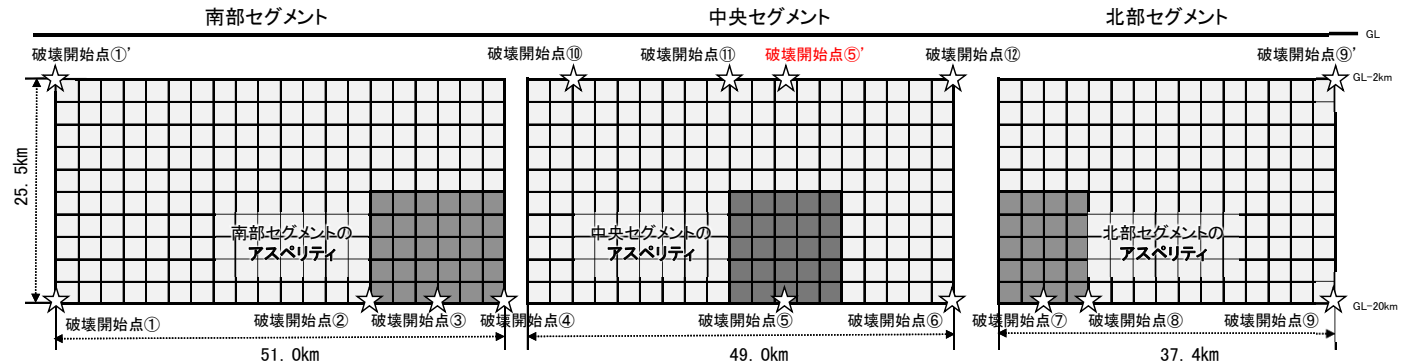
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑤')

コメントNo.S4-16

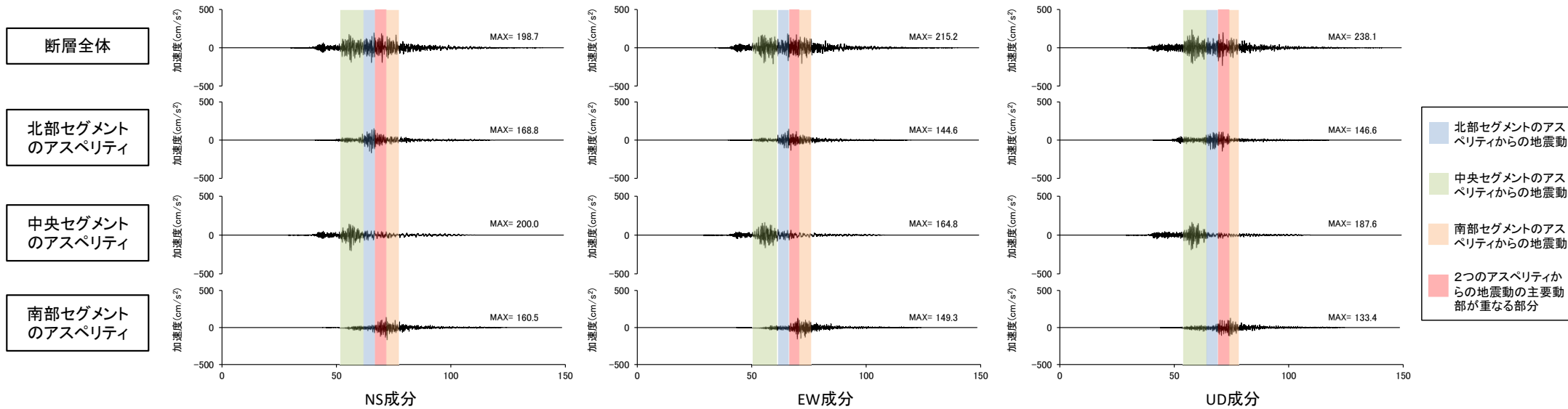


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑤' について、加速度時刻歴波形に示すとおり、北部セグメントと南部セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部が、一部重なって敷地に到達している。



展開図



基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑤')

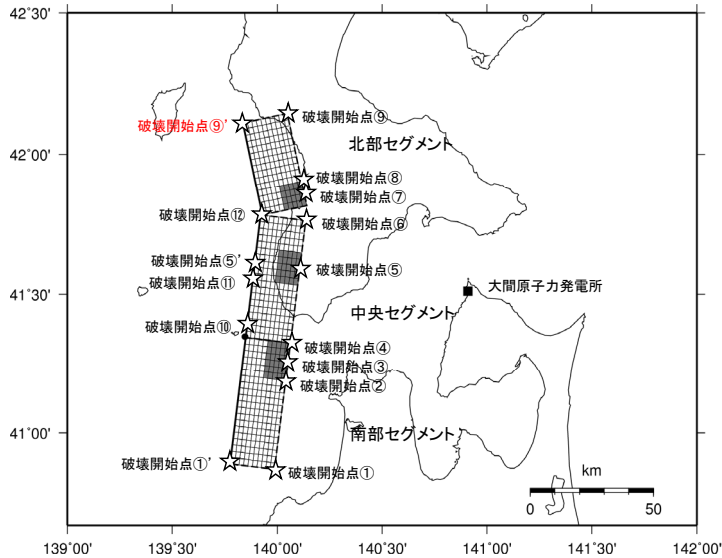


# (参考)破壊開始点ごとのアスペリティからの地震動の加速度波形(16/16)



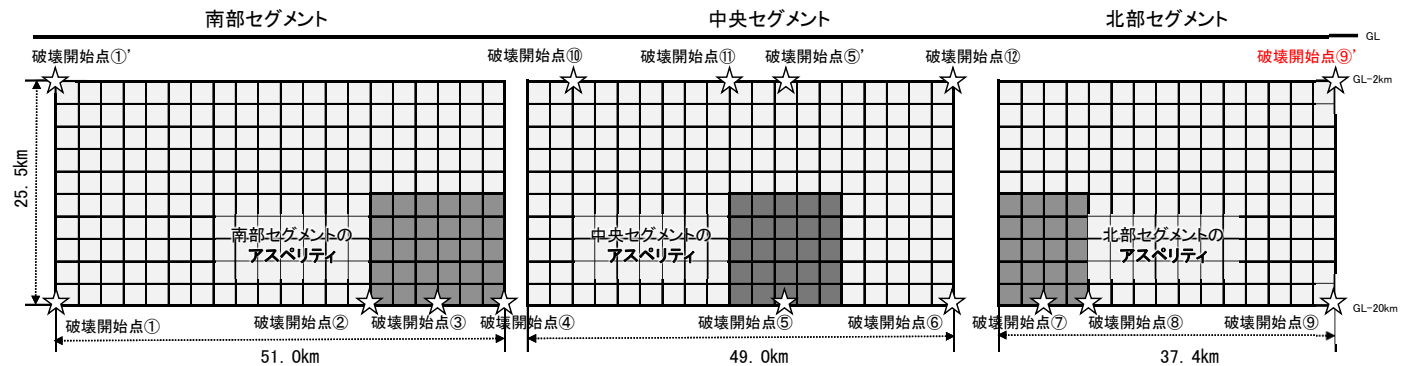
## 各アスペリティからの地震動の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑨')

コメントNo.S4-16

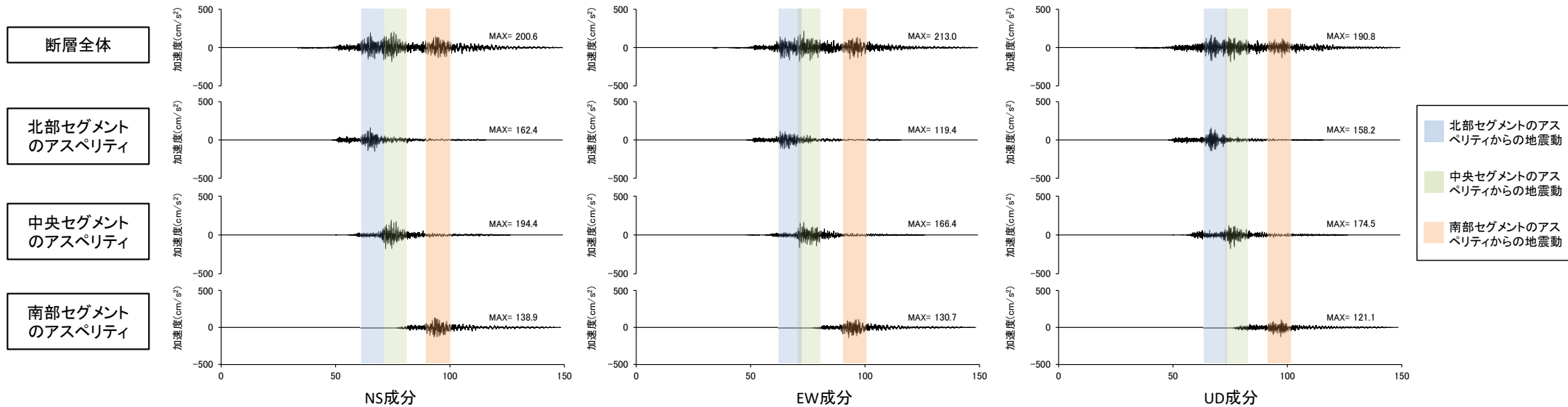


断層モデルの地表面投影図

• 基本ケースの破壊開始点⑨'について、加速度時刻歴波形に示すとおり、各セグメントのアスペリティからの地震動の主要動部は、重ならず敷地に到達している。



展開図



基本ケースの地震動評価結果の加速度時刻歴波形(破壊開始点⑨')

統計的グリーン関数法による地震動評価との比較  
〔4.3節の補足説明資料〕

- 経験的グリーン関数法で地震動評価を実施した「奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震」について、統計的グリーン関数法による地震動評価結果と比較する。



# (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較(2/5)

## 統計的グリーン関数法による計算条件

- 検討用地震の地震動は、経験的グリーン関数法により評価している。統計的グリーン関数法により地震動評価を行い、経験的グリーン関数法による地震動評価結果との比較を行った。
- なお、統計的グリーン関数法の計算にあたり、以下の「統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル」を用い、Q値はTakehi and Irikura(1997)より、 $Q=100f^{1.0}$ とし、 $f_{max}$ は香川ほか(2003)より8.3Hzとした。

統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル

	層No.	下端標高 T.P. (m)	層厚 (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$Q_s$	$V_p$ (m/s)	$Q_p$
▼ 基盤の地震動を 評価する位置※	1	-330	100	1.6	860	50	2070	60
	2	-820	490	2.3	1700	80	3500	60
	3	-1770	950	2.5	2200	290	4400	150
▼ 地震基盤	4	-2210	440	2.7	2700		5200	
	5	-	-	2.7	3200	550	5400	210

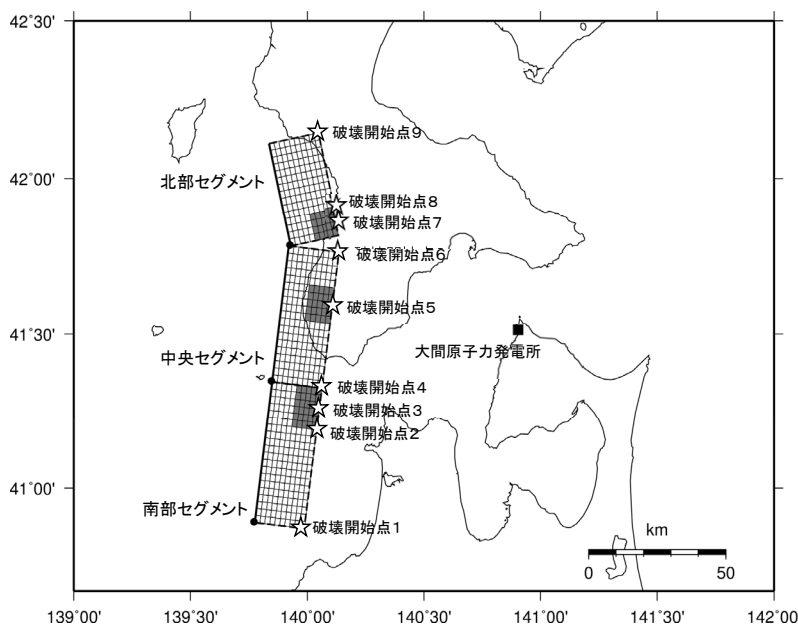
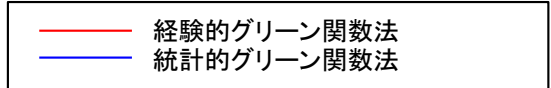
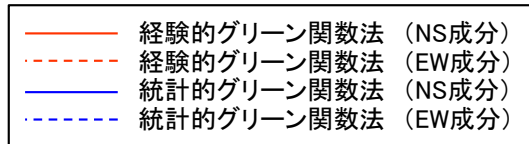
※：鉛直アレイ地震観測地点において解放基盤表面の地震動を適切に評価できる位置として、T.P.-230m位置を基盤の地震動を評価する位置に設定している。



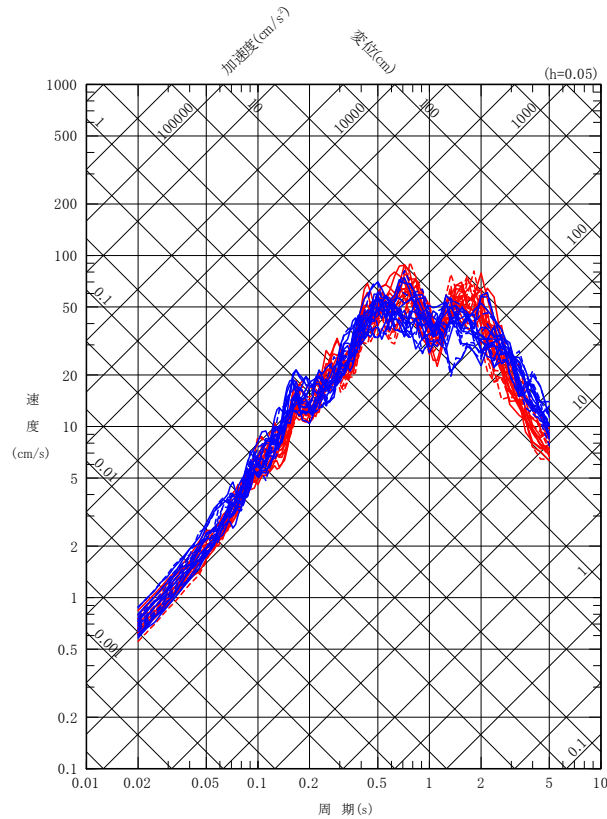
# (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較(3/5)

## 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震

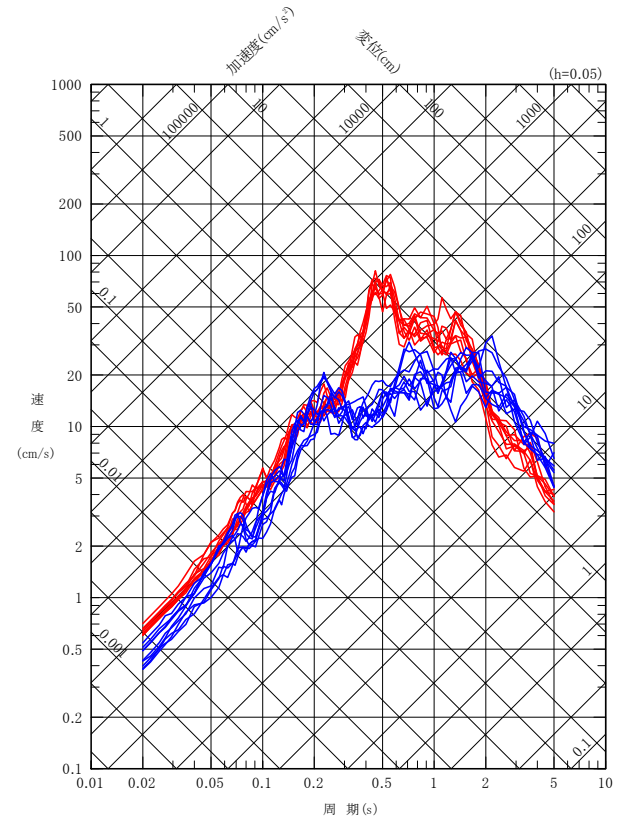
- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースについて、経験的グリーン関数法及び統計的グリーン関数法による地震動評価結果を比較した。
- 経験的グリーン関数法による結果は、統計的グリーン関数法による結果と比べて水平成分ではおおむね同程度、鉛直成分では0.5秒付近を除きおおむね同程度以上となっている。
- なお、鉛直成分の周期0.5秒付近の相違は、後述のP.167, P.168に示すとおり、要素地震には周期0.5秒付近にピークが現れていることに加え、経験的グリーン関数法による鉛直動の周期0.5秒付近の値が要素地震の観測記録のはぎとりに解析によって増幅したために生じたと考えられる。



基本ケースの震源モデルの地表面投影図



水平成分



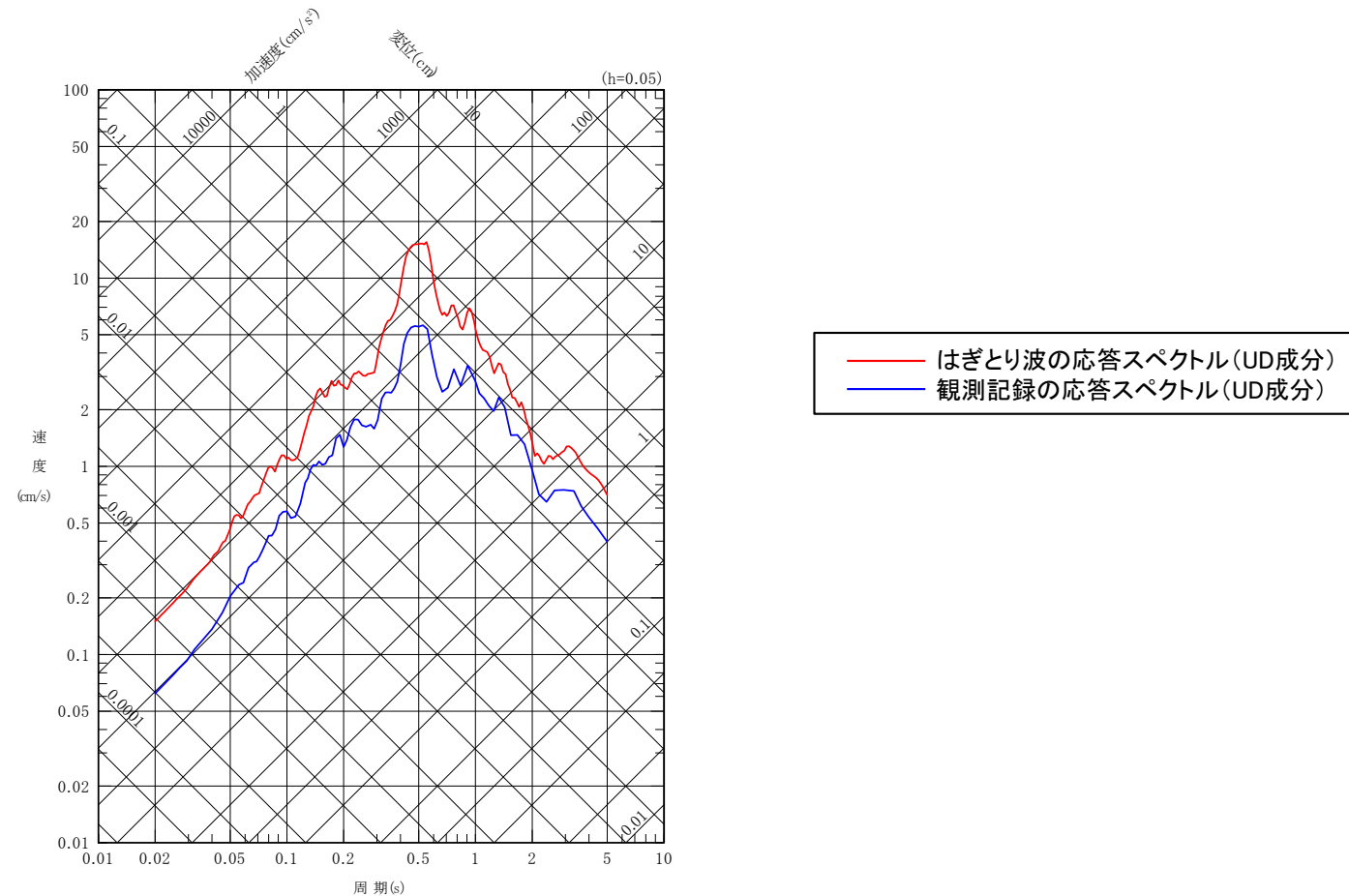
鉛直成分



# (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較(4/5)

## 鉛直成分の周期0.5秒付近の相違について(1/2)

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の経験的グリーン関数法による鉛直動と統計的グリーン関数法による鉛直動では、周期0.5秒付近の応答に相違が生じていることから、その要因を考察する。
- 経験的グリーン関数法に使用した要素地震の応答スペクトルを確認すると、観測記録の周期0.5秒付近にピークが現れている。
- はぎとり波ではこのピークがさらに顕著になっていることから、はぎとり解析の伝達関数に着目する。



要素地震の観測記録とはぎとり波の応答スペクトル(UD成分)



# (補足8)統計的グリーン関数法による地震動評価との比較(5/5)

## 鉛直成分の周期0.5秒付近の相違について(2/2)

### はぎとり解析の伝達関数の確認

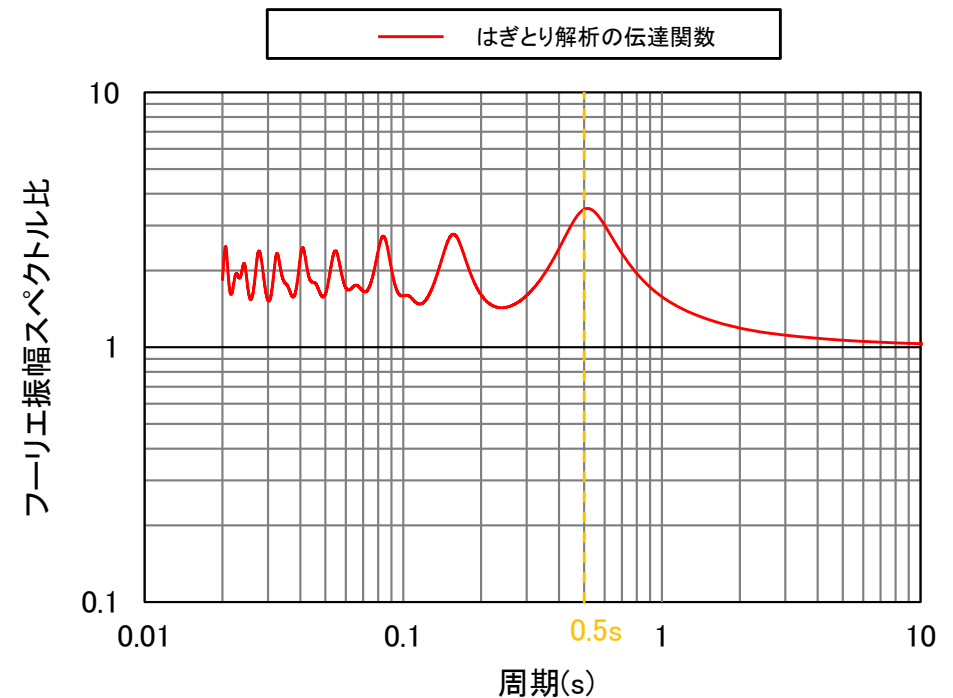
- はぎとり解析では、浅部地下構造モデルを用いて、地震観測点であるT.P.-207.5mの観測記録(E+F)に対し、基盤の地震動を評価する位置であるT.P.-230mの2Eを算出している。
- はぎとり解析の伝達関数を確認すると、周期0.5秒付近にピークがみられる。

### 経験的グリーン関数法による鉛直動の周期0.5秒のピークの要因

- P.167に示す要素地震の観測記録には周期0.5秒付近にピークが現れており、はぎとり解析の伝達関数にも周期0.5秒付近にピークが現れている。
- つまり、要素地震のはぎとり波は、はぎとり解析によって観測記録の周期0.5秒付近のピークがさらに増幅されている。
- その結果、経験的グリーン関数法による鉛直動は、統計的グリーン関数法による鉛直動に比して、周期0.5秒付近の値が増幅し、両者に相違が生じたと考えられる。

	層No.	層厚 (m)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	$V_p$ (m/s)	$Q_p$	
					$Q_0$	$n$
T.P.+32.5m (GL±0)	1	1	1.47	180	1.18	0.350
	2	1				
	3	2		250		
	4	2	1.63	340	3.07	0.997
	5	6.5		700		
	6	20	1.95	1700	0.630	0.641
	7	64	2.14	2760	0.500	0.750
	8	68	1.60	1730	0.503	1.000
T.P.-207.5m ----- 基盤の地震動を評価する位置 T.P.-230m	9	98	1.54	1730	1.12	1.000
	10	∞	1.60	2070	1.12	1.000

$Q(f) = Q_0 \cdot f^{-n}$   
f: 振動数



はぎとり解析に用いる浅部地下構造モデル  
(第932回審査会合 資料1-1 P.5-19より)

はぎとり解析の伝達関数  
(T.P.-230m(2E) / T.P.-207.5m(E+F))

ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について  
〔4.3節の補足説明資料〕

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震は、震源が浅く、長大断層で地震規模が大きい地震であるため、長周期地震動が励起される可能性も考えられる。このことから、長周期側において理論的手法を適用し、統計的グリーン関数法とのハイブリッド合成法による地震動評価を実施し、長周期地震動の敷地に及ぼす影響を検討する。

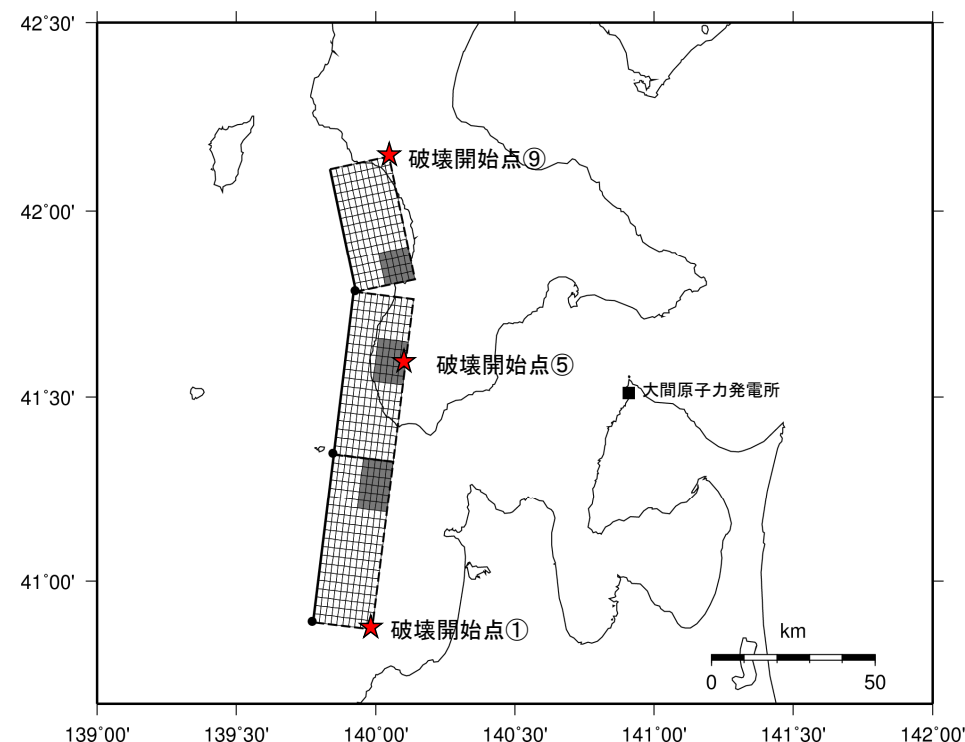
# (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について(2/5)

## 方針

- 気象庁ホームページの「長周期地震動の特徴」では、規模が大きい地震ほど長周期の揺れが大きく、長周期の主成分である表面波は震源が浅いほど励起されることから、震源が浅く規模が大きな地震ほど長周期地震動が発生しやすくなるとされている。
- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震は、長大断層で規模が大きく、断層上端深さ2km、断層下端深さ20kmに想定しており、上記のような巨大な浅発地震に相当するため、長周期地震動が敷地に及ぼす影響の検討が必要と考えられる。
- 検討に当たっては、長周期側において理論的手法を適用し、統計的グリーン関数法とのハイブリッド合成法による地震動評価が、周期5秒までの長周期側において卓越は認められず、経験的グリーン関数法による地震動評価が妥当であることを確認する。

## 方法

- 検討ケースは、基本ケース(Mw7.7)に加えて、地震規模が大きく長周期地震動が発生しやすいと考えられる断層傾斜角の不確かさケース(Mw7.9)を対象とする。
- 破壊開始点の違いによる断層破壊の継続時間の長短を考慮し、破壊が一方向に長時間進む破壊開始点(①、⑨)及び破壊が断層中央から両方向に比較的短時間で進む破壊開始点(⑤)にハイブリッド合成法を適用し、経験的グリーン関数法による地震動評価と比較する。
- 統計的グリーン関数法と理論的手法の接続周期は、次ページに示すとおり、周期4秒に設定する。



対象の破壊開始点(基本ケース)



# (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について(3/5)

## ハイブリッド合成法の接続周期

- ハイブリッド合成法に用いたマッチングフィルタ(接続周期4秒)を図1に示す。
- 接続周期が適切に設定されていることを、ハイブリッド合成法による地震動評価と統計的グリーン関数法による地震動評価の応答スペクトルを比較し、確認する。
- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースについて、ハイブリッド合成法による地震動評価と統計的グリーン関数法による地震動評価を図2に示す。
- 周期4秒より長周期側では、ハイブリッド合成法による地震動評価が、統計的グリーン関数法と比べておおむね同等以上であることを確認した。

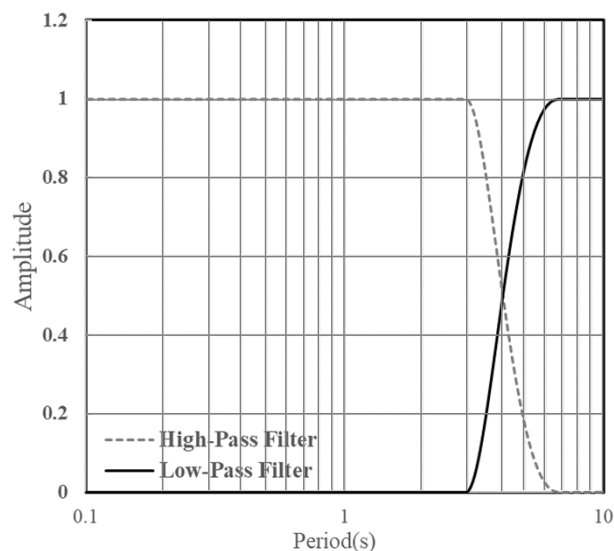


図1 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震のハイブリッド合成法に用いるマッチングフィルタ(接続周期4秒)

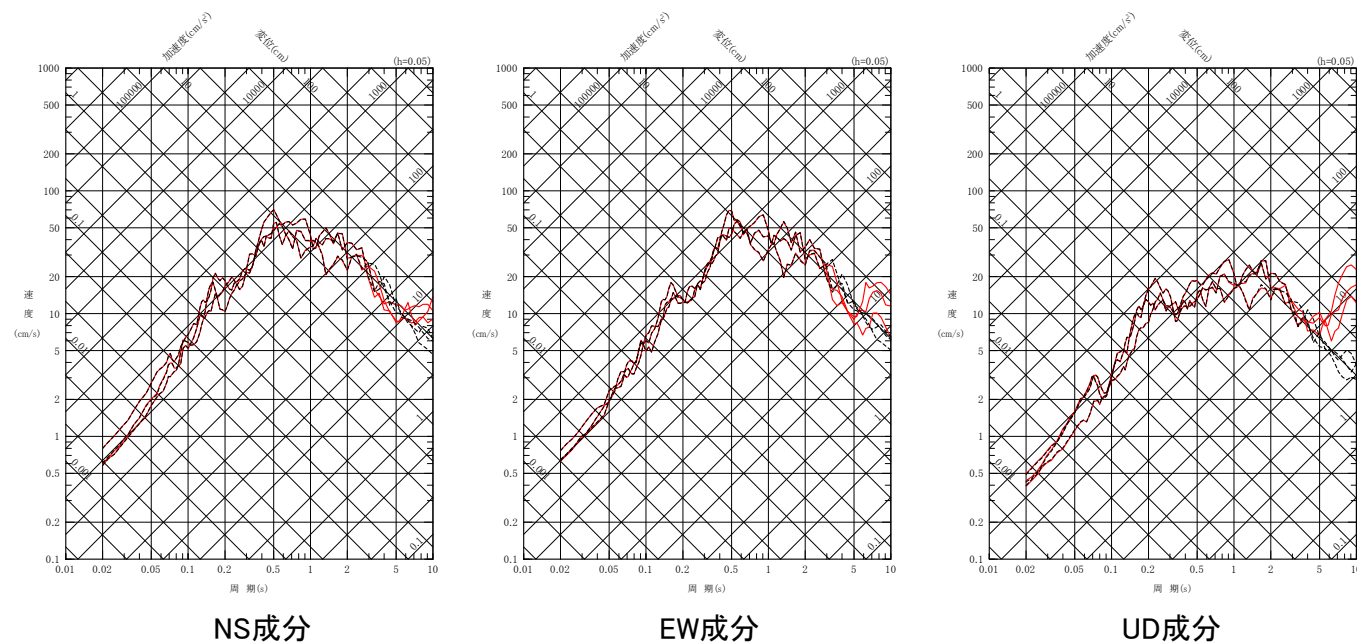


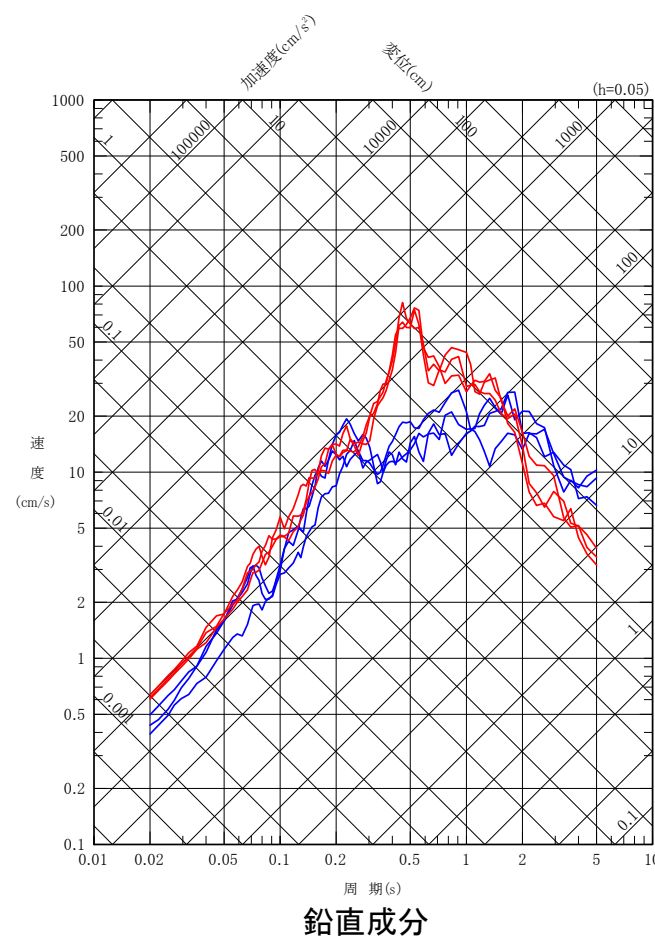
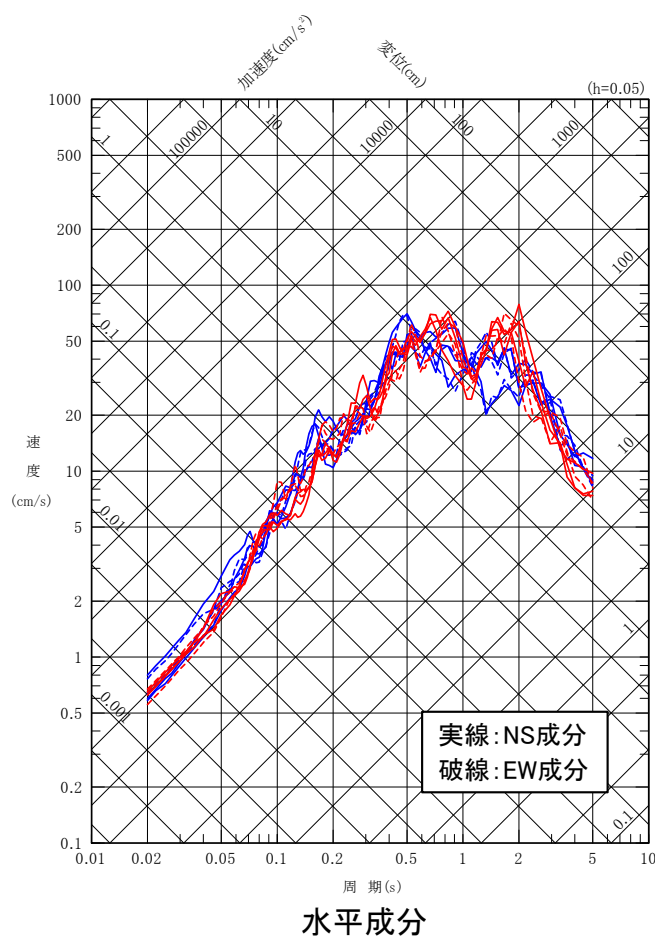
図2 ハイブリッド合成法と統計的グリーン関数法による地震動評価の比較  
奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震(基本ケース)  
(周期4秒よりも長周期側の応答スペクトルの確認のために、周期10秒までの応答スペクトルを示す。)

# (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について(4/5)

## ハイブリッド合成法による地震動評価(1/2):基本ケース

- 基本ケースのハイブリッド合成法による地震動評価は、経験的グリーン関数法と比べて、破壊開始点によらず水平成分では同程度、鉛直成分では周期0.5秒付近を除きおおむね同程度である。
- 以上から、基本ケースにおいて、ハイブリッド合成法による地震動評価は、周期5秒までの長周期側における卓越は認められず、経験的グリーン関数法による地震動評価が妥当であることを確認した。

— 経験的グリーン関数法(基本ケース)  
— ハイブリッド合成法(基本ケース)



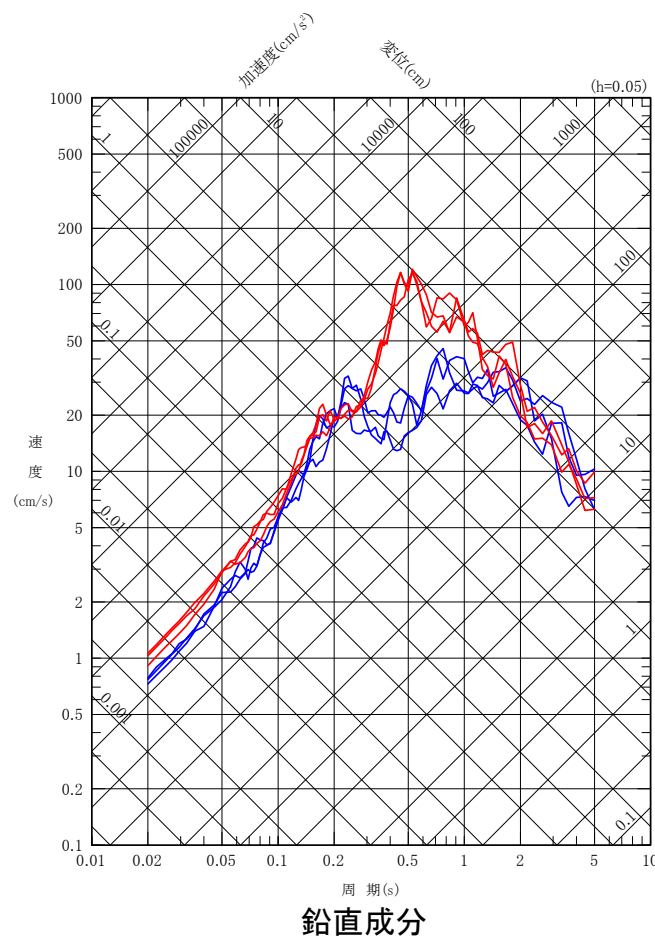
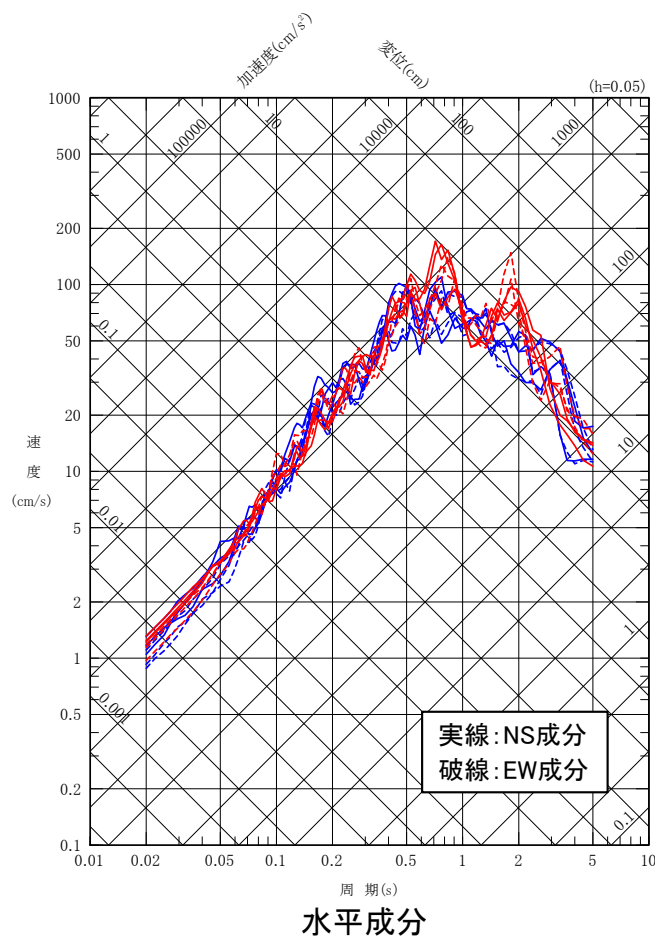


# (補足9)ハイブリッド合成法による長周期地震動の影響について(5/5)

## ハイブリッド合成法による地震動評価(2/2):断層傾斜角の不確かさケース

- 不確かさケースの中で地震規模が最大となる断層傾斜角の不確かさケースのハイブリッド合成法による地震動評価は、経験的グリーン関数法と比べて、破壊開始点によらず水平成分では同程度、鉛直成分では周期0.5秒付近を除きおおむね同程度である。
- 以上から、断層傾斜角の不確かさケースにおいて、ハイブリッド合成法による地震動評価は、周期5秒までの長周期側における卓越は認められず、経験的グリーン関数法による地震動評価が妥当であることを確認した。

— 経験的グリーン関数法(断層傾斜角の不確かさケース)  
— ハイブリッド合成法(断層傾斜角の不確かさケース)



設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における  
記載の誤りに係る確認について

- 「大間原子力発電所 設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りの原因と再発防止対策について(第983回審査会合資料2-1)」にて説明した誤りに関し、内陸地殻内地震の地震動評価に係る記載が適切に設定されていることを確認する。

## (補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について(2/5)



変更申請書 添付書類六 5. 地震		地震の分類	今回検討
表番号	誤りの項目		掲載ページ
第5.5-2表	誤り③ 断層パラメータ表「上端深さ」※1の誤り	プレート間地震 想定三陸沖北部の地震	—※2
第5.5-4表	誤り① 断層パラメータ表「Q値」の誤り	海洋プレート内地震 想定浦河沖スラブ内地震	第998回審査会合 資料1-2 P.39
第5.5-5表	誤り① 断層パラメータ表「Q値」の誤り	海洋プレート内地震 想定浦河沖スラブ内地震	第998回審査会合 資料1-2 P.39
第5.5-6表	誤り① 断層パラメータ表「Q値」の誤り	海洋プレート内地震 想定十勝沖スラブ内地震	第998回審査会合 資料1-2 P.38
	誤り② 断層パラメータ表「アスペリティの短周期レベル」の誤り	海洋プレート内地震 想定十勝沖スラブ内地震	第998回審査会合 資料1-2 P.40
第5.5-13表	誤り④ 断層パラメータ表「断層全体の応力降下量」の誤り	内陸地殻内地震 F-14断層による地震	P.176~P.178※3
第5.5-14表	誤り⑤ 断層パラメータ表「アスペリティの応力降下量」の誤り	内陸地殻内地震 F-14断層による地震	

※1：第5.5-2表のうち、震源位置の不確かさを考慮したケースの設定値。

※2：想定三陸沖北部の地震は、今回検討の対象外。

※3：変更申請時より検討ケースを変更しており、第5.5-13表、第5.5-14表に該当する震源モデルはない。このため、今回検討においては、同じ検討用地震であるF-14断層による地震の各検討ケースの断層パラメータ表について確認した結果を示す。

(補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について(3/5)



断層全体の応力降下量, アスペリティの応力降下量の確認:F-14断層による地震(1/3)

- 有効数字桁数及び数字の丸めについて、誤りがないことを確認した。

F-14断層による地震 基本ケース, 断層位置の不確かさケースの断層パラメータ

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	$h(\text{km})$	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b(\text{km})$	15	同上
		長さ	$L(\text{km})$	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	$W(\text{km})$	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	$S(\text{km}^2)$	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	$7.5\text{E}+18$	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	$M_w$	6.5	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	$3.12\text{E}+10$	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t}/\text{m}^3$
		平均すべり量	$D(\text{m})$	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	2.60	$\Delta \sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	$A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$1.04\text{E}+19$	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		微視的パラメータ	アスペリティ	破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$
高周波遮断振動数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$			8.3	香川ほか(2003)
面積	$S_a(\text{km}^2)$			57	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
地震モーメント	$M_{0a}(\text{N}\cdot\text{m})$			$2.3\text{E}+18$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
平均すべり量	$D_a(\text{m})$			1.3	$D_a=2 \times D$
背景領域	応力降下量		$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	16.8	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \times \Delta \sigma$
	短周期レベル		$A_a(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$	$1.04\text{E}+19$	$A_a=4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
	面積		$S_b(\text{km}^2)$	311	$S_b=S-S_a$
	地震モーメント		$M_{0b}(\text{N}\cdot\text{m})$	$5.2\text{E}+18$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	平均すべり量		$D_b(\text{m})$	0.5	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	4.3	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$
		Q値	—	$100f^{1.0}$	Kakehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

(補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について(4/5)



断層全体の応力降下量, アスペリティの応力降下量の確認:F-14断層による地震(2/3)

- 有効数字桁数及び数字の丸めについて、誤りがないことを確認した。

F-14断層による地震 断層傾斜角の不確かさケースの断層パラメータ

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	75	傾斜角の不確かさを考慮
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.4	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	381	$S=L \times W$
		地震モーメント	$M_0(N \cdot m)$	8.1E+18	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(km/s)$	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu(N/m^2)$	3.12E+10	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma(MPa)$	2.64	$\Delta \sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	$A(N \cdot m/s^2)$	1.06E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	$V_r(km/s)$	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
		高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_a(km^2)$	60	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	$M_{0a}(N \cdot m)$	2.6E+18	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
		平均すべり量	$D_a(m)$	1.4	$D_a=2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a(MPa)$	16.7	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \times \Delta \sigma$
	短周期レベル	$A_a(N \cdot m/s^2)$	1.06E+19	$A_a=4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$	
	背景領域	面積	$S_b(km^2)$	320	$S_b=S-S_a$
		地震モーメント	$M_{0b}(N \cdot m)$	5.5E+18	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
平均すべり量		$D_b(m)$	0.6	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	
		実効応力	$\sigma_b(MPa)$	4.2	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$
		Q値	—	100f <sup>1.0</sup>	Takehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

(補足10)設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りに係る確認について(5/5)



断層全体の応力降下量, アスペリティの応力降下量の確認:F-14断層による地震(3/3)

- 有効数字桁数及び数字の丸めについて、誤りがないことを確認した。

F-14断層による地震 短周期レベルの不確かさケースの断層パラメータ

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	M <sub>0</sub> (N・m)	7.5E+18	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	V <sub>s</sub> (km/s)	3.4	地震本部(2009)
		剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.12E+10	$\mu = \rho V_s^2, \rho = 2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	2.60	$\Delta \sigma = (7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	A(N・m/s <sup>2</sup> )	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	57	$S_a = \pi r^2, r = (7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (N・m)	2.3E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)	1.3	$D_a = 2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	25.2	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \times \Delta \sigma \times 1.5$
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (N・m/s <sup>2</sup> )	1.56E+19	$A_a = 4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
背景領域	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	311	$S_b = S - S_a$
		地震モーメント	M <sub>0b</sub> (N・m)	5.2E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
		平均すべり量	D <sub>b</sub> (m)	0.5	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	6.5	$\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$
		Q値	—	100f <sup>1.0</sup>	Kakehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り



## 参考文献

### 検討用地震の選定及び地震動評価の流れ

- Hisada, Y.(1994) : An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.5
- Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002) : Response Spectra for Design Purpose of Stiff Structures on Rock Sites, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct. 16-18, Istanbul
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子(1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25

### 2. 検討用地震の選定

- Kanamori, H.(1977) : The Energy Release in Great Earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.82, No.20
- 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, 第3, 4号
- 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 日本海における大規模地震に関する調査検討会
- 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
- 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻
- 村松郁栄(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, 第3号

### 3. F-14断層による地震の地震動評価

- Geller, R. J.(1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66, No.5
- Kakehi, Y. and K. Irikura(1997) : High-Frequency Radiation Process during Earthquake Faulting-Envelope Inversion of Acceleration Seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.4
- Katsumata, A.(2010) : "Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis", JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303
- Noguchi, S., S. Sekine, Y. Sawada, K. Kasahara, S. Sasaki, Y. Tazawa and H. Yajima(2017) : Earthquake monitoring using dense local seismic network, AS-net, in northern Tohoku, Japan, 16th World Conference on Earthquake, 16WCEE 2017
- Tanaka, A., Y. Ishikawa(2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152
- Zhao, D., A.Hasegawa, H.Kanamori(1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.99, NO.B11

## 参考文献

### 3. F-14断層による地震の地震動評価

- 伊藤潔(2002):地殻内地震発生層, 月刊地球 号外 No.38
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110
- 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光(2003):硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 第27回地震工学研究発表会, 2003, No.315
- 河野芳輝・島谷理香・寺島秀樹(2009):重力異常から推定される日本列島周辺の三次元地殻構造, 地震第2輯, 第61巻特集号
- 気象庁地震カタログ:地震月報(カタログ編)(1919~2019), 2020年11月13日時点, <<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html>>
- 木下繁夫・大竹政和(2000):強震動の基礎,< <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/> >
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所:地下構造可視化システム—活断層の地下構造—HP「用語解説」,<[https://gbank.gsj.jp/subsurface/tec\\_term.html](https://gbank.gsj.jp/subsurface/tec_term.html)>
- 佐藤智美(2008):地殻内地震に対するP波部・S波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第632号
- 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
- 地震調査研究推進本部(2009):全国地震動予測地図, 平成21年7月
- 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)3月, <[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17\\_yosokuchizu/recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf)>
- 田中明子(2009):地球浅部の温度構造—地震発生層との関連—, 地震第2輯, 第61巻特集号
- 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
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004):地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04-017
- 廣瀬一聖・伊藤潔(2006):広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B
- 吉井弘治・伊藤潔(2001):近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006

### 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

- Abrahamson, N. A., W. J. Silva and R. Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Boore, D. M., J. P. Stewart, E. Seyhan and G. M. Atkinson (2014): NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia (2014): NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Chiou, B. S.-J. and R. R. Youngs (2014): Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Cho, H.-M., C.-E. Baag, J.M. Lee, W.M. Moon, H. Jung, K.Y. Kim, and I. Asudeh (2006): Crustal velocity structure across the southern Korean Peninsula from seismic refraction survey, Geophysical Research Letters, Vol.33
- Fujii, Y., and M. Matsu 'ura(2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, Vol.157
- Idriss, I. M.(2014): An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Iwasaki, T., W. Kato, T. Moriya, A. Hasemi, N. Umino, T. Okada, K. Miyashita, T. Mizogami, T. Takeda, S. Sekine, T. Matsushima, K. Tashiro, and H. Miyamachi (2001): Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, Geophysical Research Letters, Vol.28
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3
- Madariaga, R.(1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84
- Murotani, S., S.Matsushima, T.Azuma, K.Irikura, and S.Kitagawa(2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure and Applied Geophysics, 172
- No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, and Y. Kaneda (2014): The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, 400
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), "Characterizing Crustal Earthquake slip Models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Volume 70
- Zhao, J.X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P.G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3

## 参考文献

### 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

- 明田川保・岡本國徳・佐藤馨・森滋男(1994):地震活動(余震分布と時間変化), 月刊 海洋, 号外No.7
- 糸井達哉・翠川三郎・鬼頭順三・三浦弘之・内山泰生・坂本成弘(2009):統計的グリーン関数法で評価した地殻内地震の応答スペクトルのバラツキ, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号
- 内山泰生・翠川三郎(2006):震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号
- 大野晋・高橋克也・源栄正人(2001):カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, 第544号
- 奥田義久・盛谷智之・細野武男(1987):西津軽海盆海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図30号, 地質調査所
- 海上保安庁水路部(1977):沿岸の海の基本図(5万分の1)「白神岬」, 海底地形図, 海底地質構造図及び調査報告
- 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, No.4
- 活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
- 菊地正幸・山中佳子(2001):既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定, SEISMO 2001年7月号
- 地震調査研究推進本部(2003):日本海東縁部の地震活動の長期評価について, 平成15年6月
- 壇一男・入江紀嘉・具典淑・島津奈緒未・鳥田晴彦(2015):長大な逆断層による内陸地震の断層モデルのパラメータの設定方法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第707号
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井真一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, Vol.13
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成30年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所
- 長谷川昭(2002):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会
- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013):ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書, 独立行政法人防災科学技術研究所
- 平田直・佐藤比呂志(2007):2007年能登半島地震の意味 防災のための活断層の考え方, 科学, 2007年6月号
- 宮腰研・PETUKHIN Anatoly・長郁夫(2005):すべりの時空間的不均質性のモデル化, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 第3回シンポジウム論文集, 平成17年3月

### 補足説明資料

- 入江紀嘉・壇一男・鳥田晴彦・加瀬祐子(2013):長大断層を対象とした逆断層型内陸地震の動的応力降下量の算定式の検討, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集, 2013年11月
- 気象庁ホームページ:長周期地震動の特徴, <[https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/choshuki/choshuki\\_eq2.html](https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/choshuki/choshuki_eq2.html)>
- 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号