

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0068
提出年月日	令和2年4月8日

東通原子力発電所
基準地震動策定のうち地下構造の評価について
(コメント回答)

令和2年4月8日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容	今回ご説明資料の掲載箇所
S3	平成26年7月4日 第122回審査会合	敷地の地下構造を把握するのに実施した調査・分析について、特異な傾向の有無を確認するため、全ての評価結果を提示すること。	別紙「地下構造評価の概要」 本資料
S145	令和元年12月6日 第808回審査会合	解放基盤表面設定の妥当性説明として使用している原子炉建屋基礎地盤の速度層構造について、地震動評価の観点から検討すること。	本資料 p.27～28
S146	令和元年12月6日 第808回審査会合	原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類図について、f-1断層、f-2断層および蒲野沢層の風化岩の分布状況を踏まえ、北東-南西断面等も検討すること。 また、風化岩に関するエビデンスを追加すること。	本資料 p.20～21, 23, 25
S147	令和元年12月6日 第808回審査会合	原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類について、風化区分に関する説明を追記すること。	本資料 p.22～26
S148	令和元年12月6日 第808回審査会合	解放基盤表面とするT.P.-16.3mと地震動評価をしている解放基盤表面相当位置T.P.+2.0mとの関係について、基準に則り説明すること。	本資料 p.33, 37～44
S149	令和元年12月6日 第808回審査会合	地震動の増幅特性や距離減衰式の残差について到来方向別の検討を行っているが、西側の地震数が少ないので、遠方や近傍の小地震等の地震動が小さい記録まで検討対象を広げ評価できないか検討すること。	本資料 p.45～50
S150	令和元年12月6日 第808回審査会合	地震観測記録の応答スペクトルで、T.P.-282.8m～T.P.-82.8mの周期0.5秒程度に卓越がみえる例がある。また、東側の震源で増幅傾向が大きいようにもみてとれるので、増幅特性について、より詳細に確認すること。	本資料 p.56～59
S151	令和元年12月6日 第808回審査会合	敷地内臨時高密度観測において、表層地盤の影響で各地点のスペクトル比の形状が異っている。形状の違いを定量的に検討した上で、敷地地盤の振動特性について考察すること。	本資料 p.68～70, 78 補足説明資料 p.48～52
S152	令和元年12月6日 第808回審査会合	敷地内臨時高密度観測は原子炉建屋近傍に限られている。その他、広い範囲を対象とした調査を実施しているのであれば、その結果も示した上で敷地地盤の振動特性について考察すること。	本資料 p.29, 30, 80～83
S153	令和元年12月6日 第808回審査会合	理論的手法に用いる地盤モデルのうち、地震基盤以深の設定について、地震調査研究推進本部、永井ほかの文献を踏まえ、どのように設定したのか説明すること。	本資料 p.115
S154	令和元年12月6日 第808回審査会合	2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析について、浅野・岩田(2009)に基づく検討及び震源モデルを見直した検討内容について説明すること。	本資料 p.117～134 補足説明資料 p.57～72
S155	令和元年12月6日 第808回審査会合	東通地点と白糠地点の応答スペクトル比の検討において、平均から大きく外れている地震の要因を分析すること。	本資料 p.87～90

前回審査会合(第808回)からの主な変更内容 その1

1. 地下構造の評価方針

- 地下構造の評価に関し、基準・ガイドの要求事項と実施した調査・検討の関係をフローで整理した(別紙資料「東通原子力発電所 基準地震動策定のうち地下構造評価の概要」)[S3]。

2. 敷地の地質・地質構造

- 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造について、地震動評価の観点からVsに着目した記載に修正した[S145]。
- 岩盤分類図について、f-1断層、f-2断層及び蒲野沢層を踏まえた断面を追加するとともに、風化岩に関する記載の充実を図った[S146]。

3. 敷地地盤の振動特性

3.1 解放基盤表面の設定

- 解放基盤表面設定の考え方について、基準との関係等について再整理した[S148]。

赤文字:コメント対応
青文字:その他の変更

3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

- 解放基盤表面位置[原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)]と地震動評価をしている解放基盤表面相当位置[自由地盤(T.P.+2.0m)]の水平アレイ観測記録を用いた振動特性の比較を行った[S148]。比較に当たっては、試掘坑内臨時地震観測記録を用いた検討も参照した。
- なお、1994年4月～2008年7月に観測した自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)のUD成分については、地震計設置方法に起因する特性の補正を行った(以下、全ての検討に共通)(補正については補足説明資料3章)。

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

- 増幅率の地震波到来方向別の検討について、地震数の少ない方向については小地震等を追加した[S149]。なお、地震規模の小さい地震については、信頼限界周期を算定した上で当該周期までを検討に使用するように見直した。
- 増幅率の地震波到来方向別の検討について、原子炉建屋直下地盤の鉛直アレイ観測点の記録による検討を追加した。
- 自由地盤のT.P.-282.8m～T.P.-82.8mの周期0.5秒付近の卓越について傾向の分析を行った。[S150]

前回審査会合(第808回)からの主な変更内容 その2

3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

特に大きな変更なし

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

- 原子炉建屋周辺で実施した敷地内臨時高密度観測を用いた基準化スペクトルのばらつき検討において、**観測記録の傾向確認を目的として、各地点の基準化スペクトルの形状と観測点の表層との関係を整理した**〔S151〕。傾向確認に当たっては、**試掘坑内臨時地震観測記録を用いた検討も参照した**。さらに、ばらつき検討については**スペクトル密度比を用いた地震波到来方向の違いによる影響の検討を追加した**。

3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

- 敷地内の広域を対象とした**南北アレイ臨時観測を用いた基準化スペクトルのばらつき検討を追加した**。検討内容は敷地内臨時高密度観測と同じ内容とした〔S152〕。

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

- 東通地点と白糠地点の応答スペクトル比の検討において、平均から大きく外れている地震の要因を分析するために、**振幅が比較的大きな地震による比較を実施した**。また、**振幅が比較的小さな地震について、As-net観測点との比較を追加した**〔S155〕。

4. 地盤モデルの設定

- 自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)UD成分の特性補正に伴い、地盤モデルを微修正した。(前回提示した地盤モデルとの差異については参考資料 参考2 参照)

5. 地盤モデルの妥当性の検証

- **2008年岩手県沿岸北部の地震に関して、青森県を含む広域における観測記録の再現性向上を目的に行った震源モデルの設定について、記載の充実を行った**〔S154〕。

赤文字:コメント対応
青文字:その他の変更

目次(1)

1. 地下構造の評価方針	6
2. 敷地の地質・地質構造	8
2. 1 敷地の地質及び地質構造	9
2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性	16
2. 3 まとめ	31
3. 敷地地盤の振動特性	32
3. 1 解放基盤表面の設定	33
3. 2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)	37
3. 3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討	45
3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較	60
3. 5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討	66
3. 6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討	79
3. 7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較	84
3. 8 まとめ	91
4. 地盤モデルの設定	92
4. 1 設定概要	93
4. 2 浅部地盤モデルの作成	95
4. 3 深部地盤モデルの作成	104
4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定	111

目次(2)

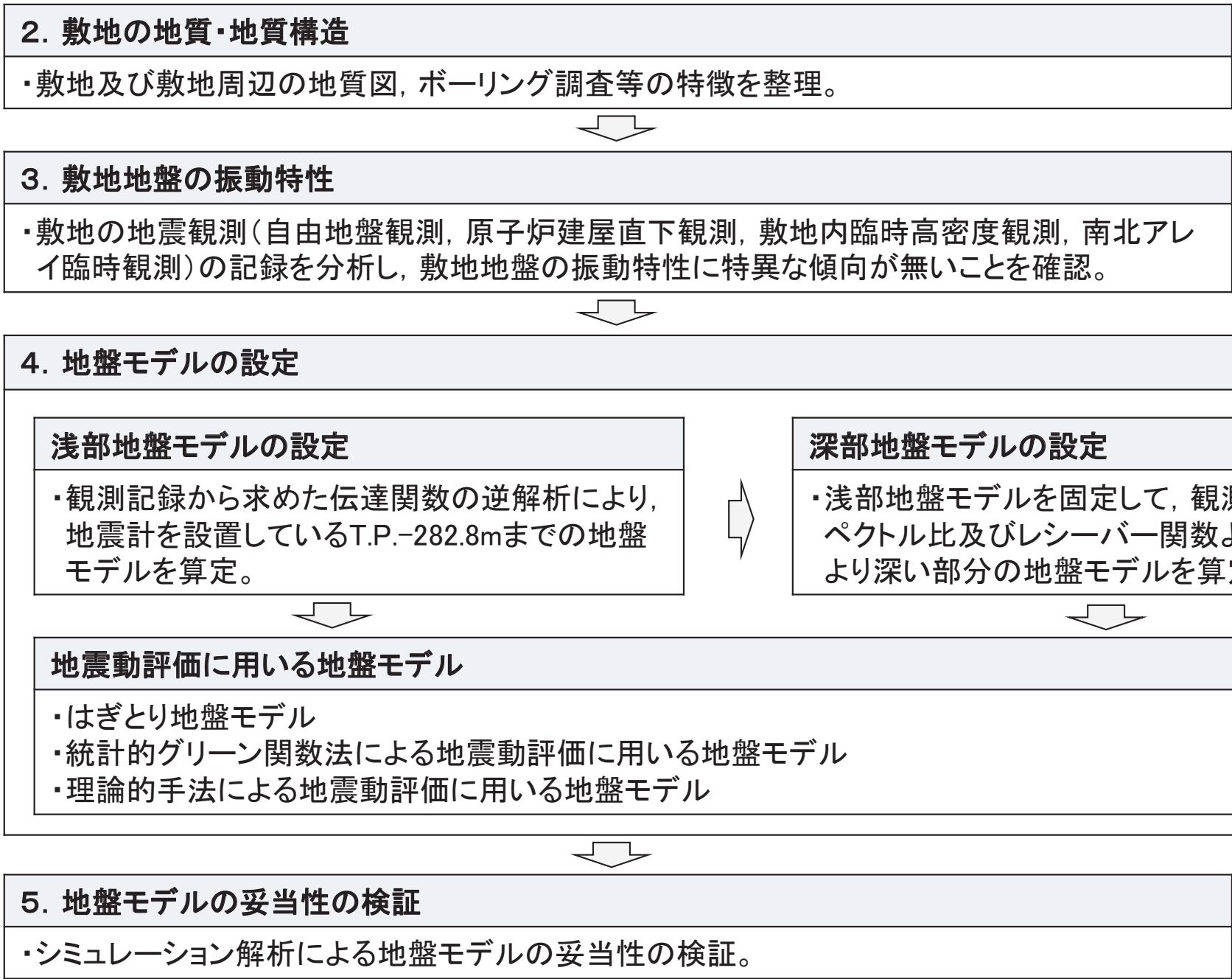
5. 地盤モデルの妥当性の検証	116
5.1 検討の概要	117
5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション	118
5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築	124
5.4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション	135
6. まとめ	138
・参考文献	140
・参考資料	142
参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法	143
参考2. 前回提示地盤モデルとの差異	147

1. 地下構造の評価方針

1.1 地下構造の評価方針

1. 1 地下構造の評価方針

(1) 全体概要

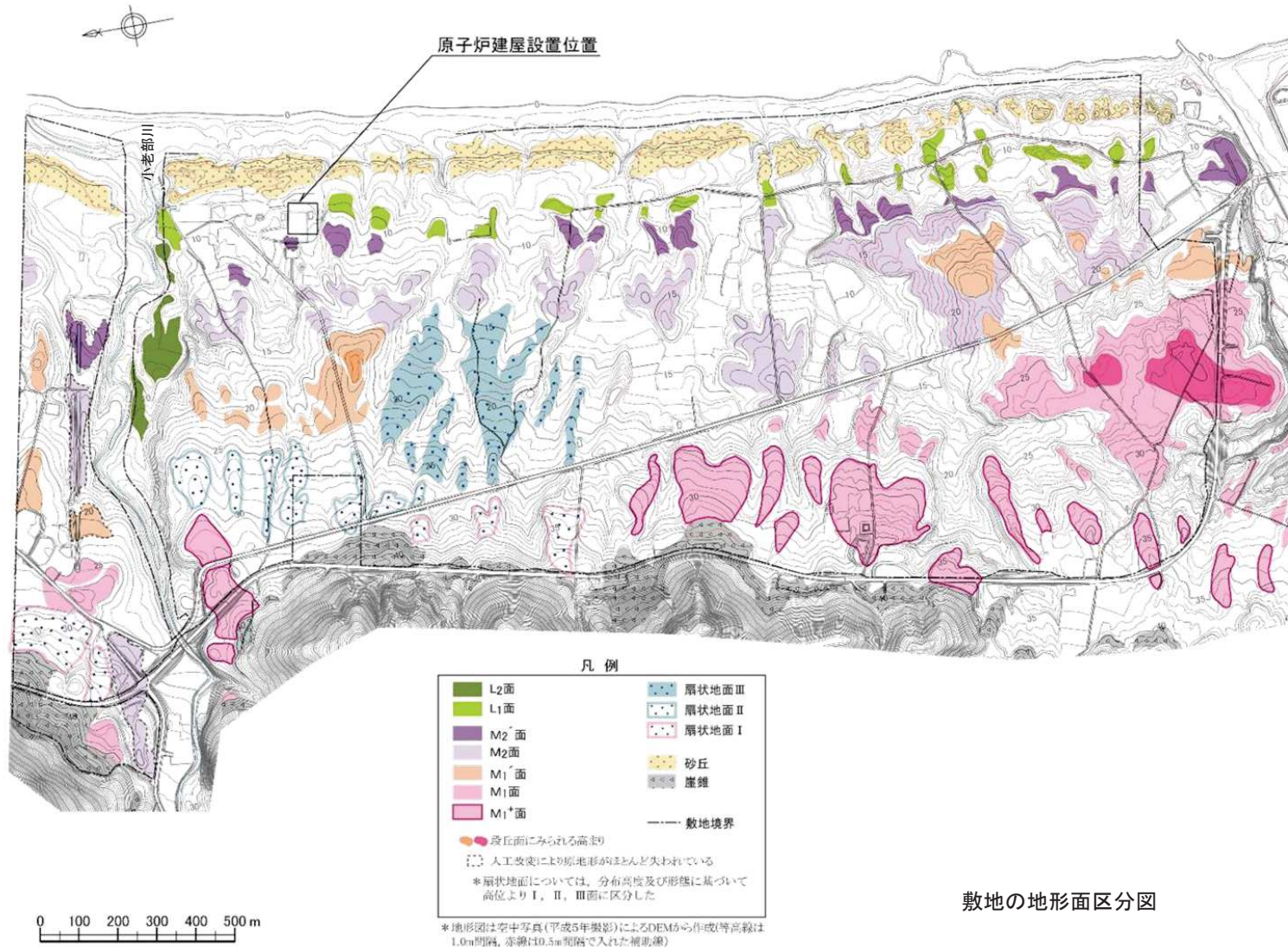


2. 敷地の地質・地質構造

- 2. 1 敷地の地質及び地質構造
- 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性
- 2. 3 まとめ

2.1 敷地の地質及び地質構造 (2) 敷地の地形(敷地の地形面区分)

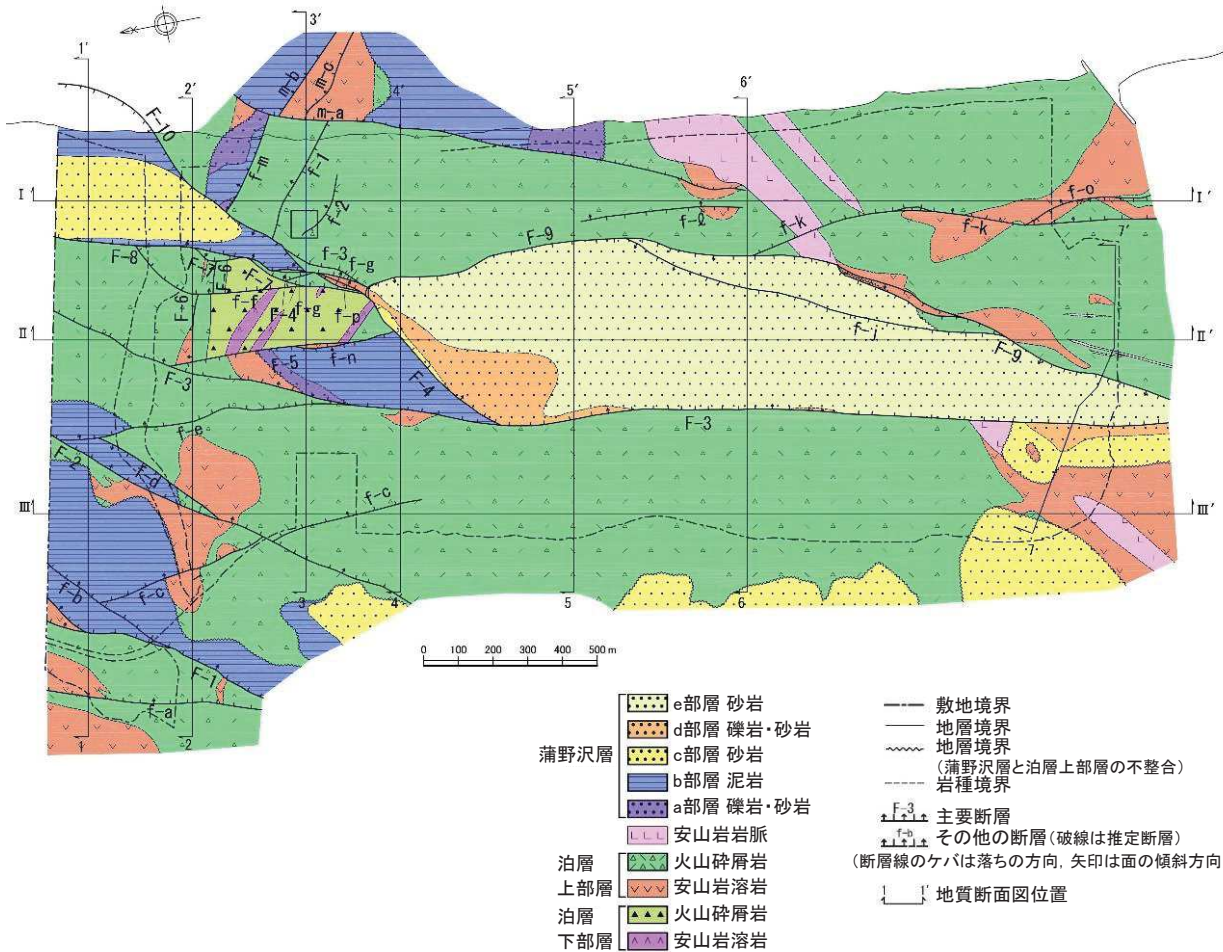
- 敷地の段丘は、段丘面の形態、高度、分布状況及び連続性、開析度、堆積物の層相、火山灰層との層位関係等について、敷地周辺陸域の段丘面との検討を行い、高位より、M₁面、M₁'面、M₂面及びL₁面に区分される。
- M₁面については若干の高度差によって、M₁⁺面及びM₁面に、M₂面についてはM₂面及びM₂'面に細分される。
- 敷地北部には、小老部川が東流して太平洋に注いでおり、この小老部川に沿って幅約60m～約100mの低地が分布する。
- 空中写真判読、航空レーザー測量による2mDEMデータによる詳細地形判読等の再調査を行った結果、断層の活動を示唆するリニアメント、変動地形の可能性のある地形及び地すべり地形は認められなかった。



2.1 敷地の地質及び地質構造

(3) 敷地の地質・地質構造(敷地の地質層序と地質構造)

- 敷地の新第三系は、下位より、新第三系中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層で構成され、泊層には安山岩が貫入する。
- 泊層上部層分布域に、地塁状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。
- 猿ヶ森層は、敷地においては地表付近には分布しない。
- 敷地の主要な断層は、これらの地質分布を規制する正断層である。



敷地の新第三系の地質層序表

地質時代	地層名	模式柱状図	主要岩相
第四紀	第四系		未固結～半固結の砂礫、砂、粘性土、ローム
	新第三系 中新世 中期	e部層	
d部層			細礫岩・粗粒砂岩互層、極細粒～中粒砂岩、凝灰岩
c部層			中粒～粗粒砂岩(貝殻片を含む)、 細粒砂岩、礫岩
b部層			泥岩(亜炭、カキ床、凝灰岩を挟む)、 中粒～粗粒砂岩(亜炭、凝灰岩を挟む)、礫岩
a部層			礫岩、中粒～粗粒砂岩、砂混じり泥岩 化石は確認されていない。
新第三系 中新世 前期	泊層上部層	安山岩岩脈	安山岩溶岩 凝灰角礫岩 火山礫凝灰岩 凝灰岩
	猿ヶ森層	泊層下部層	泥岩 軽石凝灰岩 粗粒砂岩 礫岩
			安山岩溶岩 凝灰角礫岩 火山礫凝灰岩 凝灰岩
			安山岩

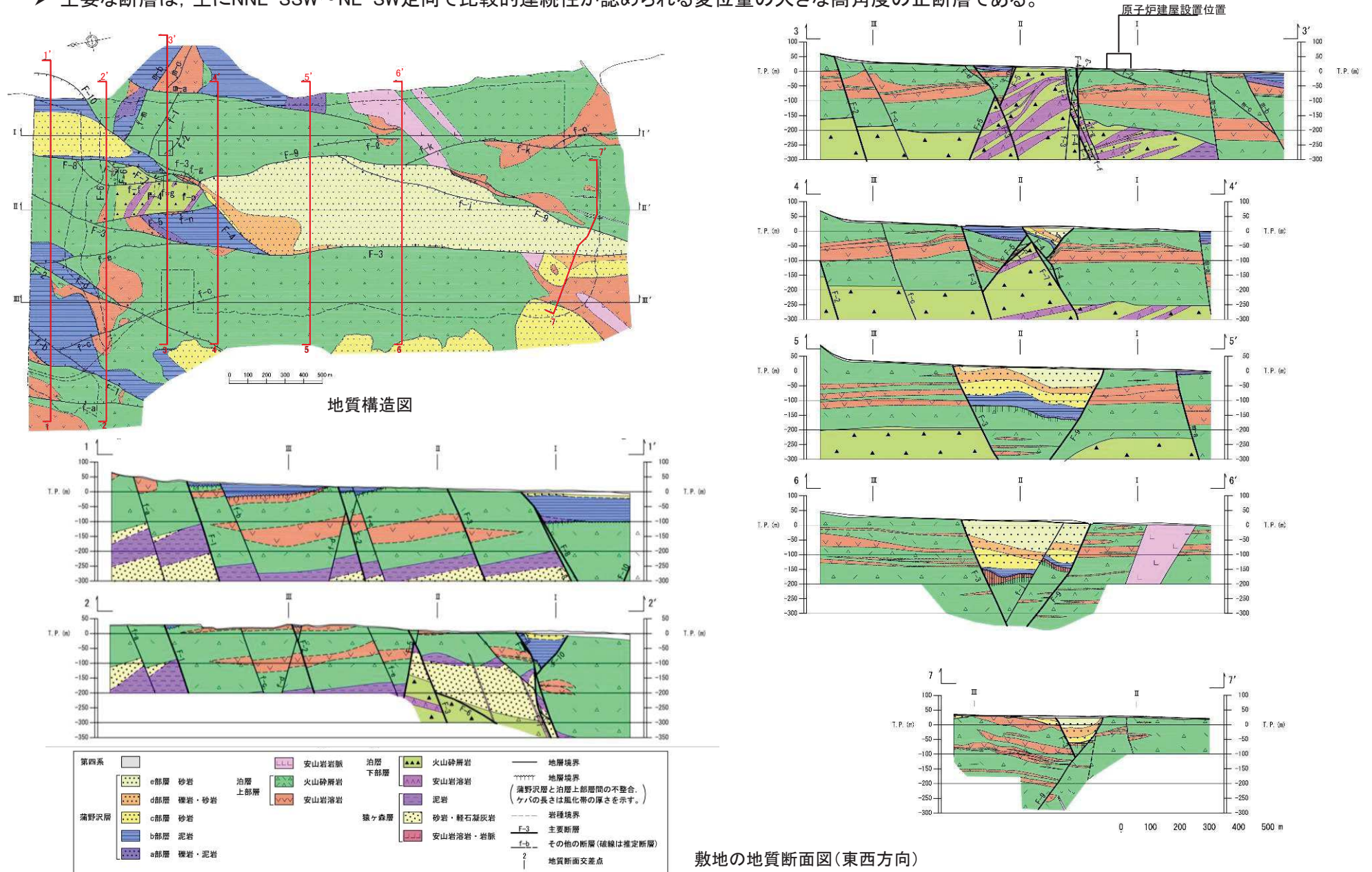
※蒲野沢層e部層から、珪藻化石分析結果から、*Denticulopsis lauta*が産出している。

敷地の新第三系の地質構造図

2.1 敷地の地質及び地質構造

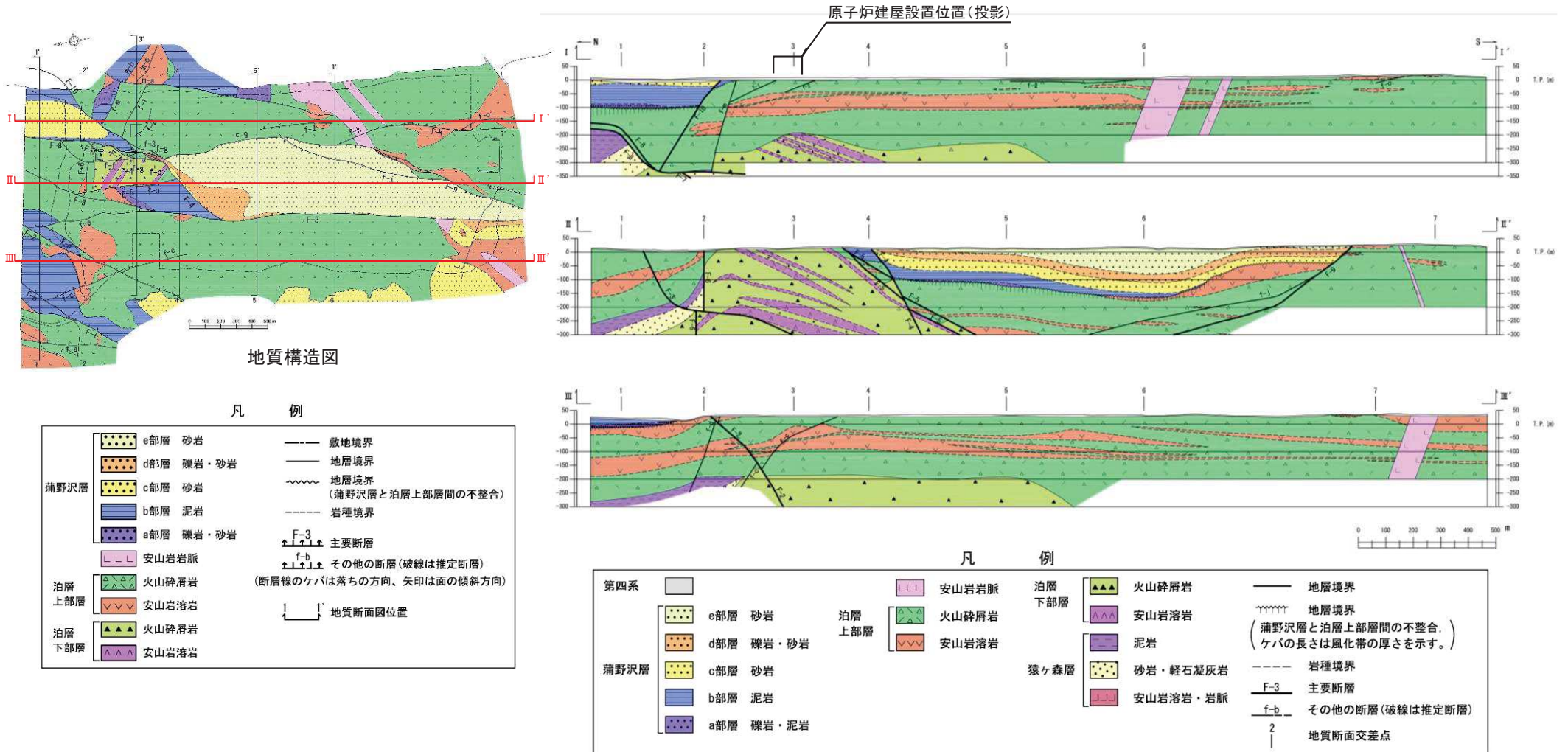
(4) 敷地の地質・地質構造(東西方向の地質断面)

- 敷地の新第三系は、泊層上部層分布域に地塁状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。これらの境界をなす主要な断層として、F-1断層～F-10断層が認められる。
- 主要な断層は、主にNNE-SSW～NE-SW走向で比較的連続性が認められる変位量の大きな高角度の正断層である。



2.1 敷地の地質及び地質構造 (5) 敷地の地質・地質構造(南北方向の地質断面)

- 敷地の新第三系は、泊層上部層分布域に地塁状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。これらの境界をなす主要な断層として、F-1断層～F-10断層が認められる。
- 主要な断層は、主にNNE-SSW～NE-SW走向で比較的連続性が認められる変位量の大きな高角度の正断層である。

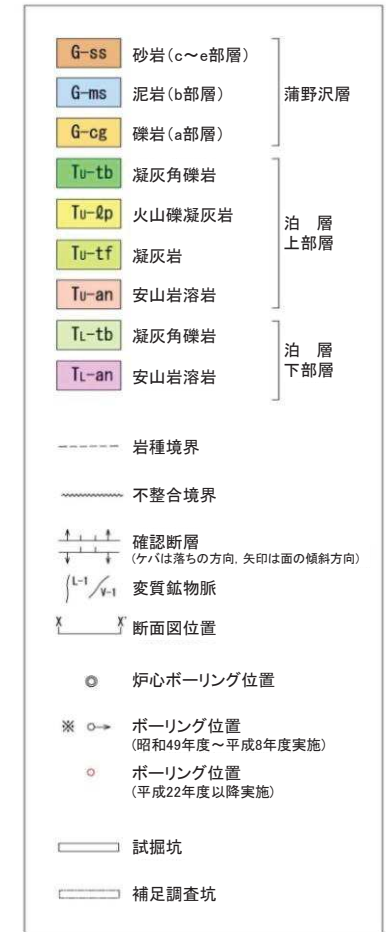
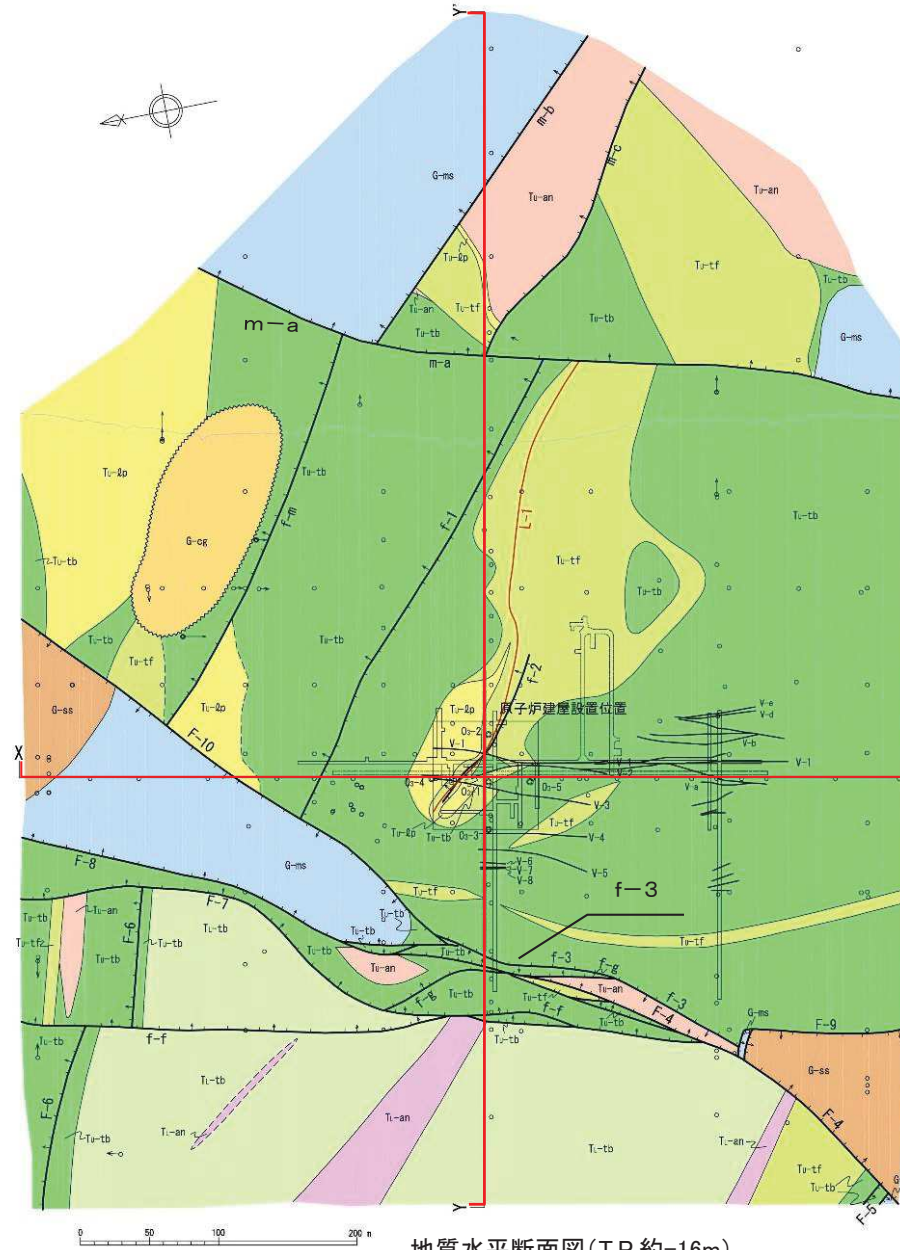
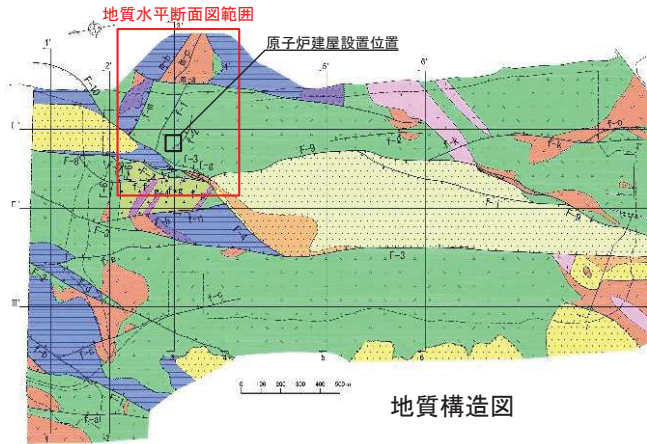


敷地の地質断面図(南北方向)

2.1 敷地の地質及び地質構造

(6) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

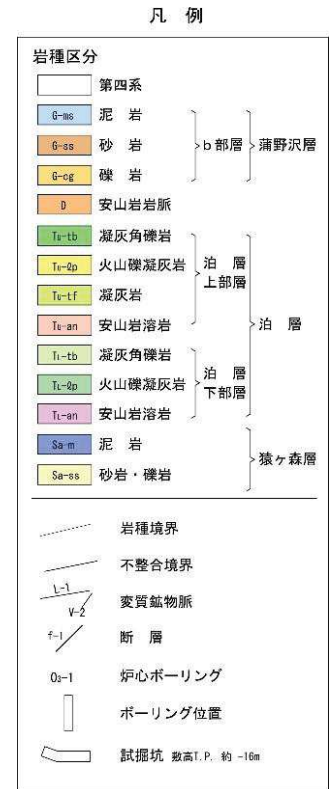
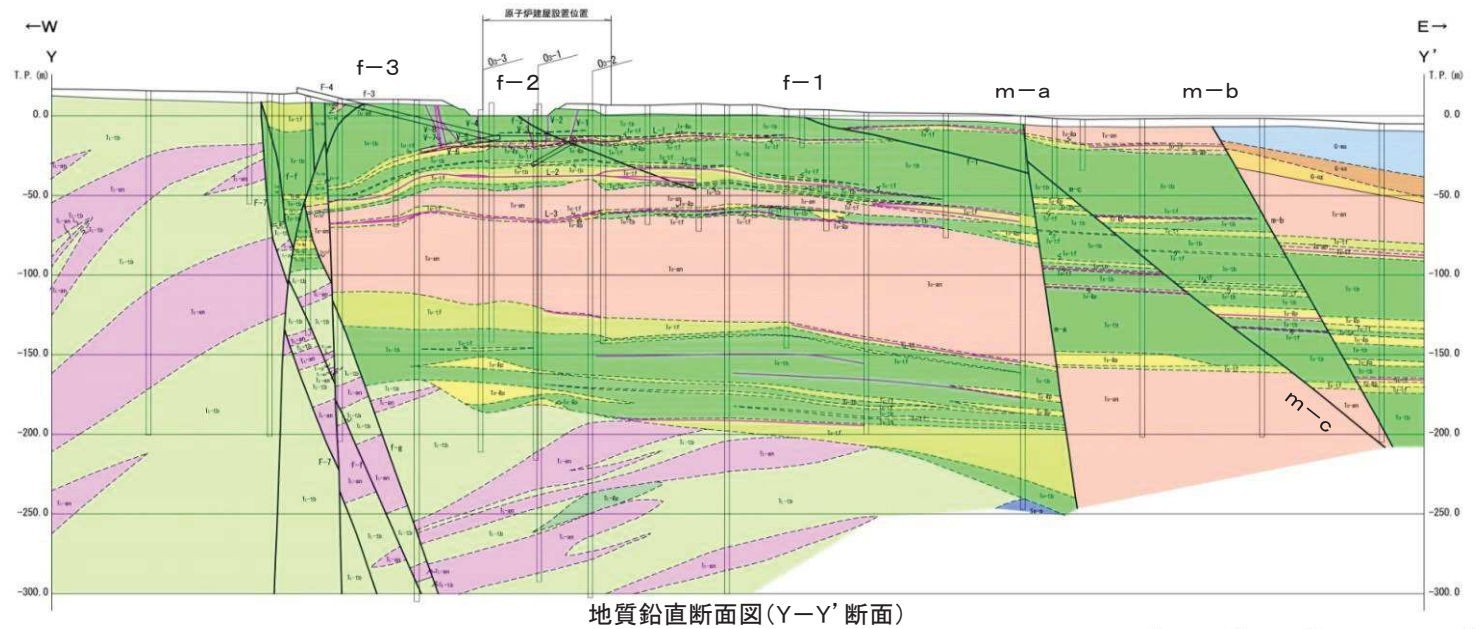
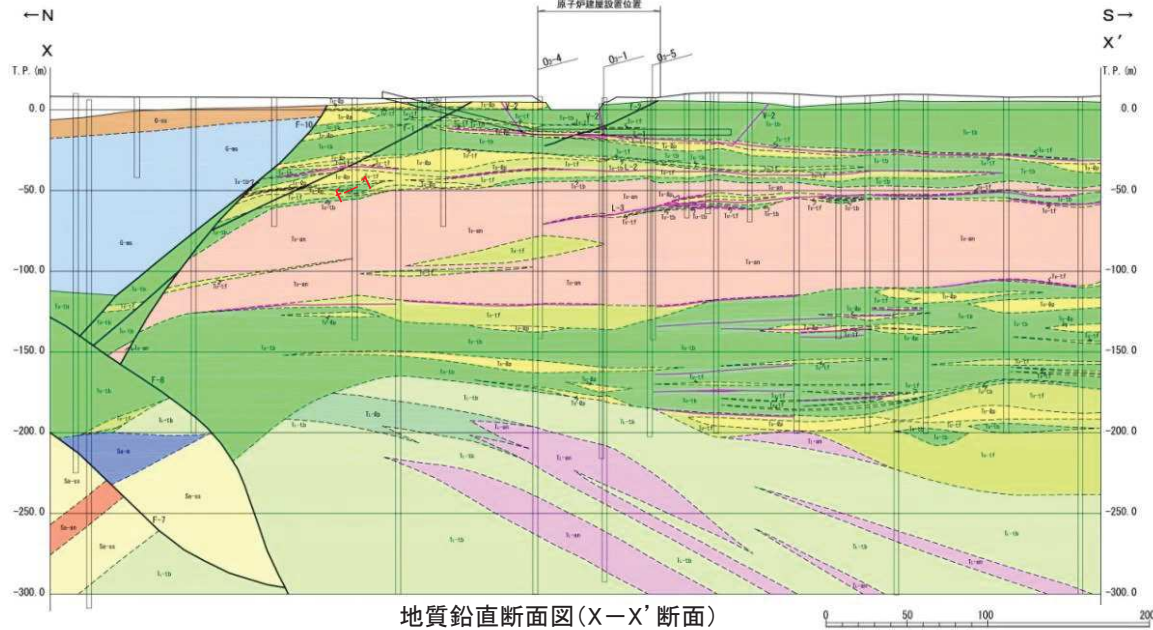
- 原子炉施設設置位置の新第三系は、中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層からなる。
- 原子炉建屋設置位置付近の新第三系にf-1断層～f-3断層、沿岸にm-a断層～m-c断層が分布する。



2. 1 敷地の地質及び地質構造

(7) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

- 原子炉施設設置位置の新第三系は、中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層からなる。
- 原子炉建屋設置位置付近の新第三系にf-1断層～f-3断層、沿岸にm-a断層～m-c断層が分布する。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(1) 岩盤分類(岩盤分類の基準)

- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 本地点の岩盤の特徴から、岩盤分類にあたり、「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987)の軟質岩盤分類基準案に示される不均質軟岩(軟岩Ⅲ類)の考え方に基づき、岩種・岩相によるグルーピングを基本とした岩盤分類を行い、11岩種・岩相に分類した。

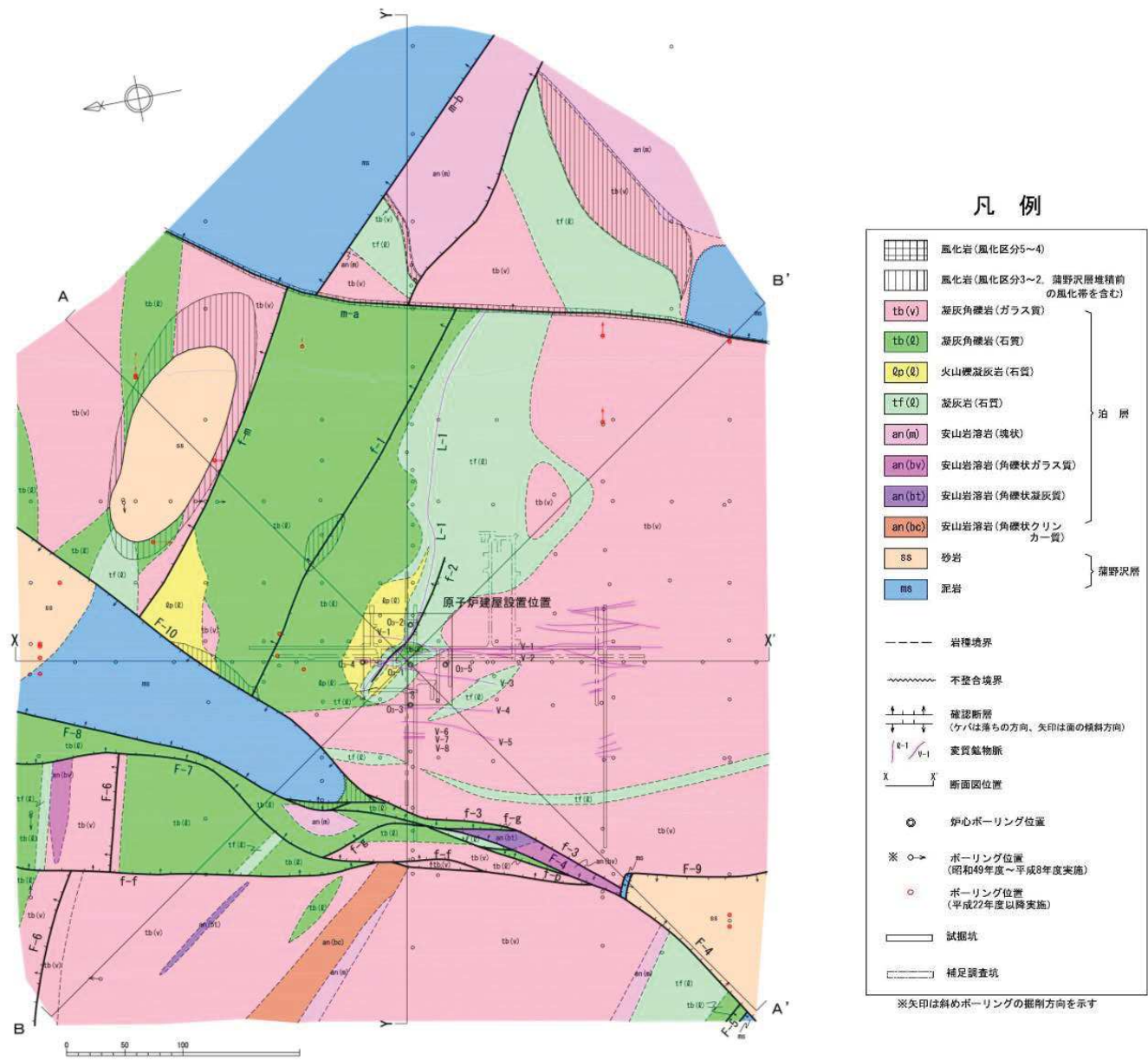


	特 徴
泊層 火山碎屑岩	<ul style="list-style-type: none"> 凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなるが、いずれの岩種も基質の性状によりガラス質な部分と石質な部分に岩相区分され、前者は後者より硬質である。 石質基質の一部に弱い変質を受け緑色を呈する部分が認められるが、その分布は不規則なレンズ状又は斑状であり、広がりをも有するものではない。 節理が少なく、風化の影響は地表部に僅かに認められるのみである。
泊層 安山岩溶岩	<ul style="list-style-type: none"> 緻密で塊状の溶岩と、安山岩角礫と基質が強く固結する角礫状の溶岩があり、さらに角礫状の溶岩は基質の性状によりガラス質な部分、凝灰質な部分及びクリンカー質な部分に岩相区分される。 角礫状の溶岩は、基質の違いが岩石の硬さと密接に関連しており、ガラス質な部分は凝灰質及びクリンカー質な部分より硬質。 溶岩の凝灰質基質の一部に弱い変質を受け緑色を呈する部分が認められるが、その分布は不規則なレンズ状又は斑状であり、広がりをも有するものではない。 塊状の溶岩を除いて節理が少なく、風化の影響は地表部に僅かに認められるのみである。
蒲野沢層 砂岩・泥岩	<ul style="list-style-type: none"> 蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩は堆積性の軟岩であり、風化・変質の影響及び節理は少ない。 礫岩は分布が局所的であり、岩盤分類としては砂岩に含める。

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(2) 岩盤分類(岩盤分類図(水平断面))

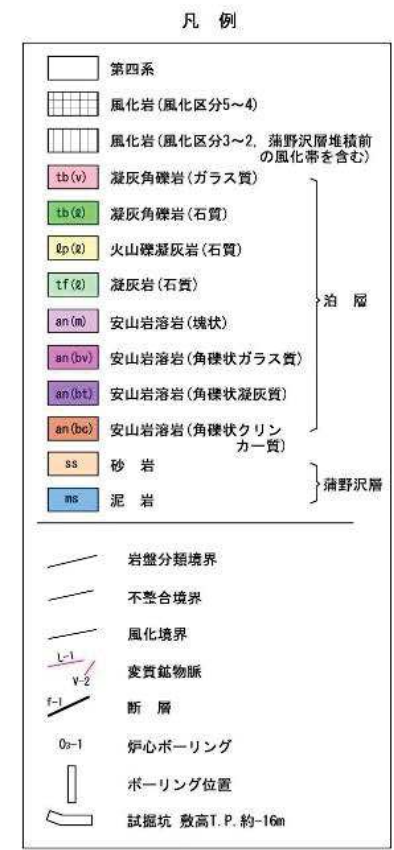
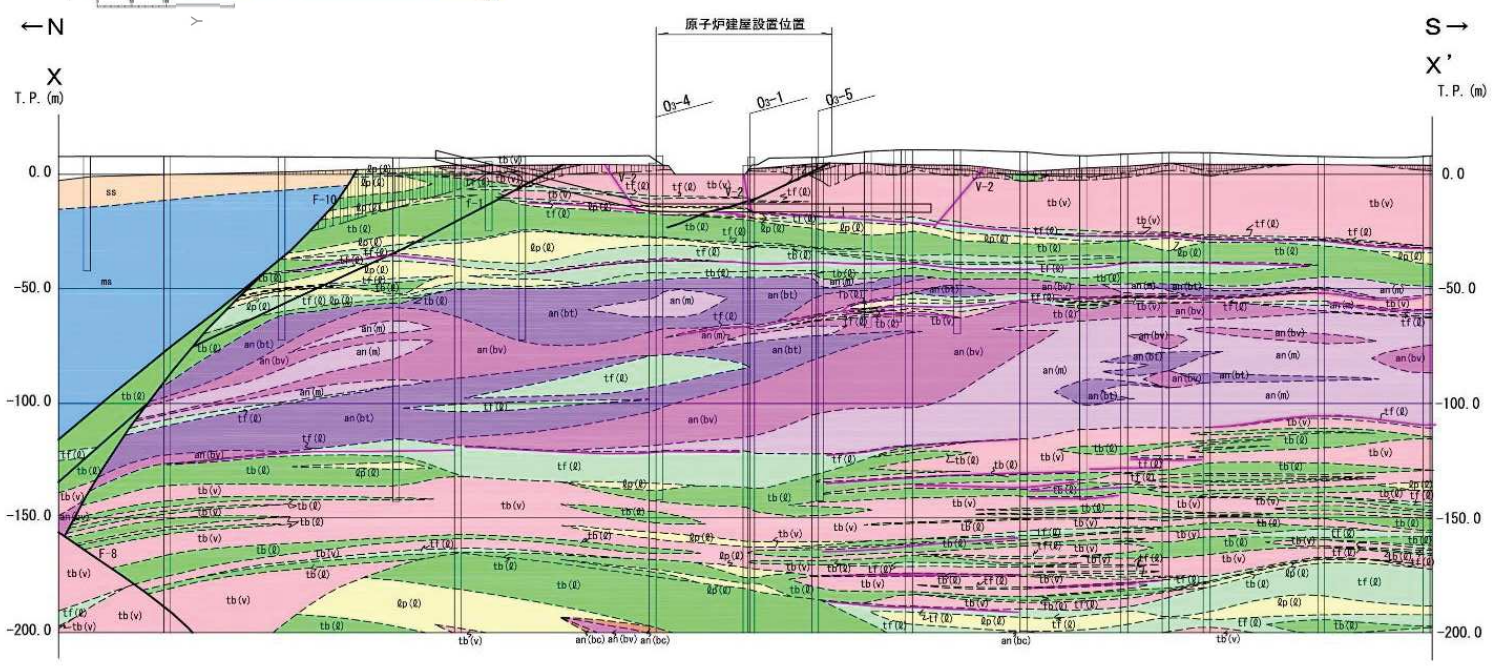
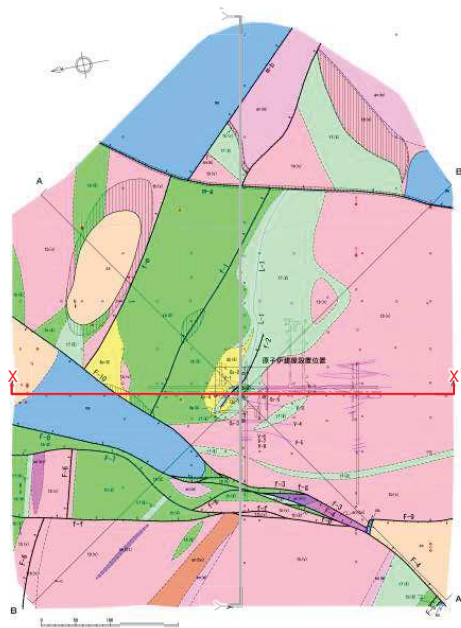
- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 本地点の岩盤の特徴から、岩盤分類にあたり、「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987)の軟質岩盤分類基準案に示される不均質軟岩(軟岩Ⅲ類)の考え方に基づき、岩種・岩相によるグルーピングを基本とした岩盤分類を行い、11岩種・岩相に分類した。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

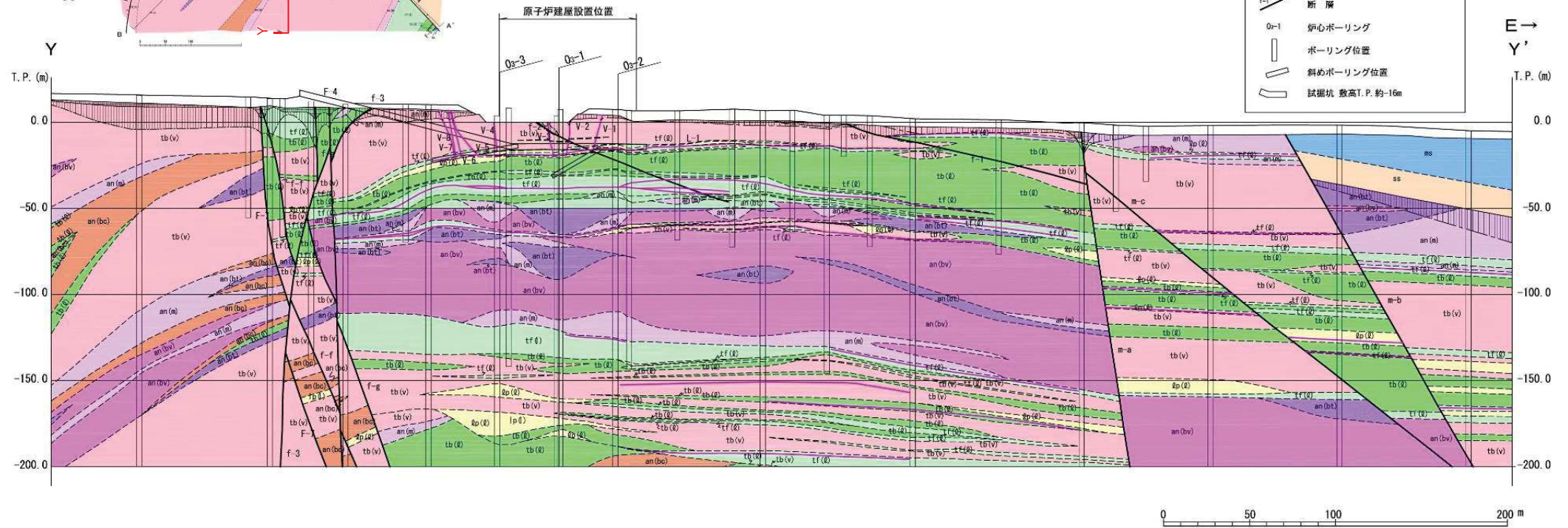
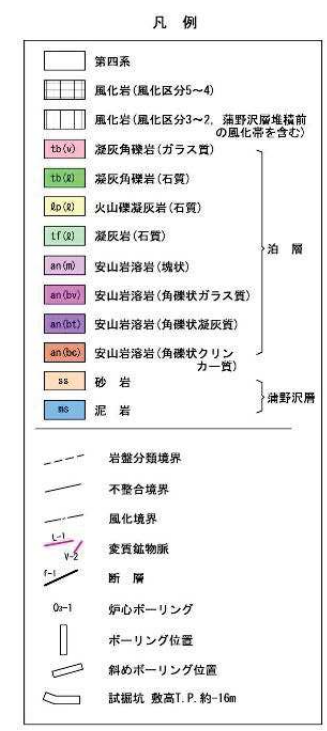
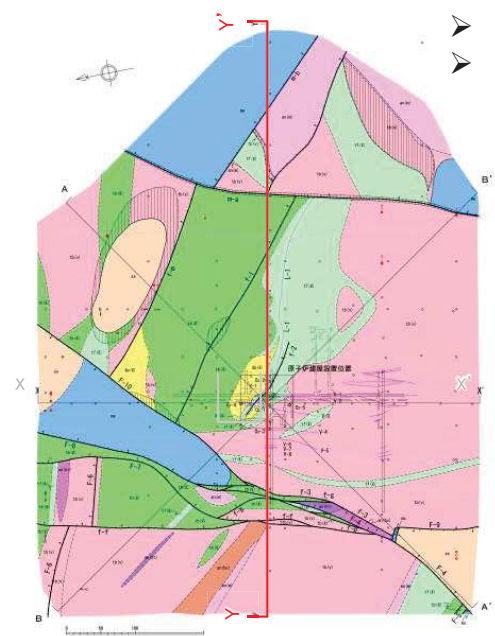
(3) 岩盤分類(岩盤分類図(鉛直断面(X-X' 断面)))

- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部にわずかに認められるのみである。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性 (4) 岩盤分類(岩盤分類図(鉛直断面(Y-Y' 断面)))

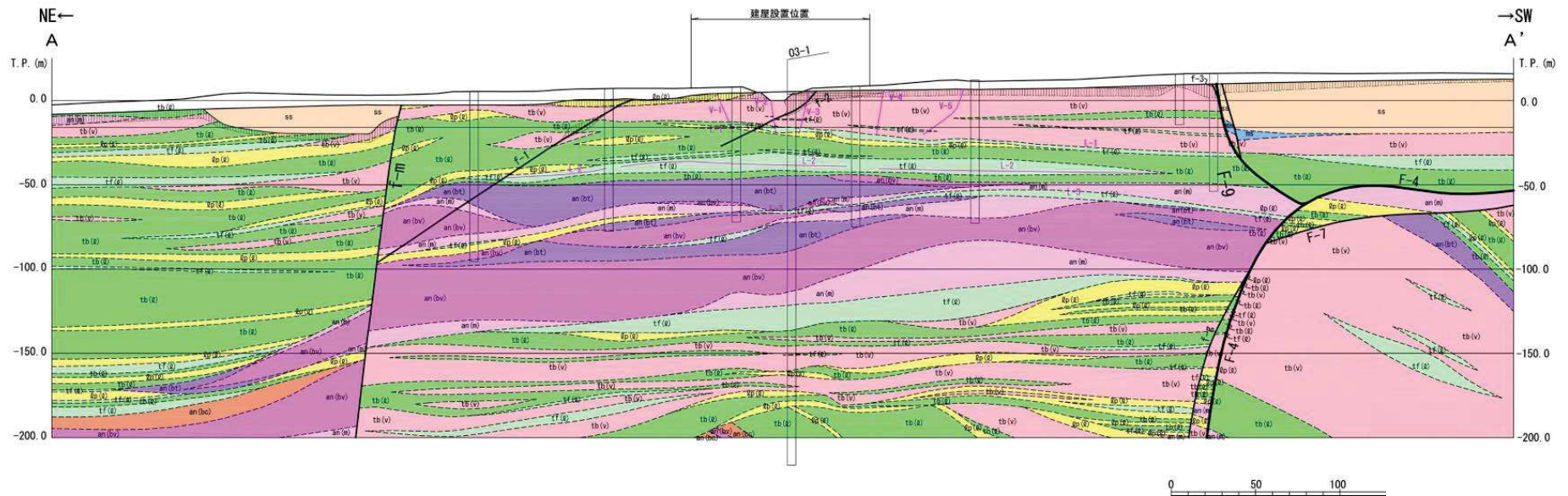
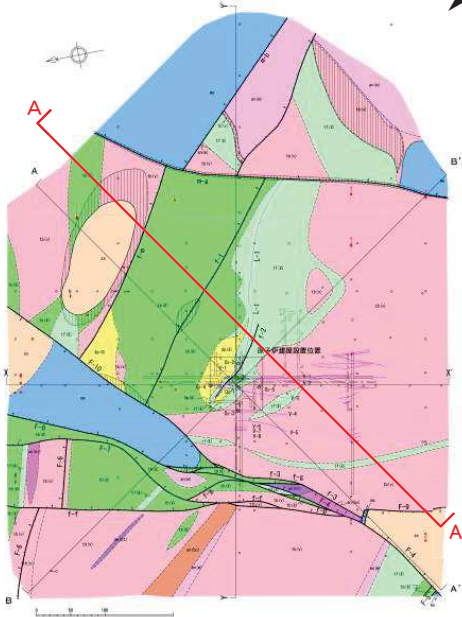
- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部及び蒲野沢層の直下にわずかに認められるのみである。



2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(5) 岩盤分類(岩級区分図(鉛直断面(A-A' 断面)))

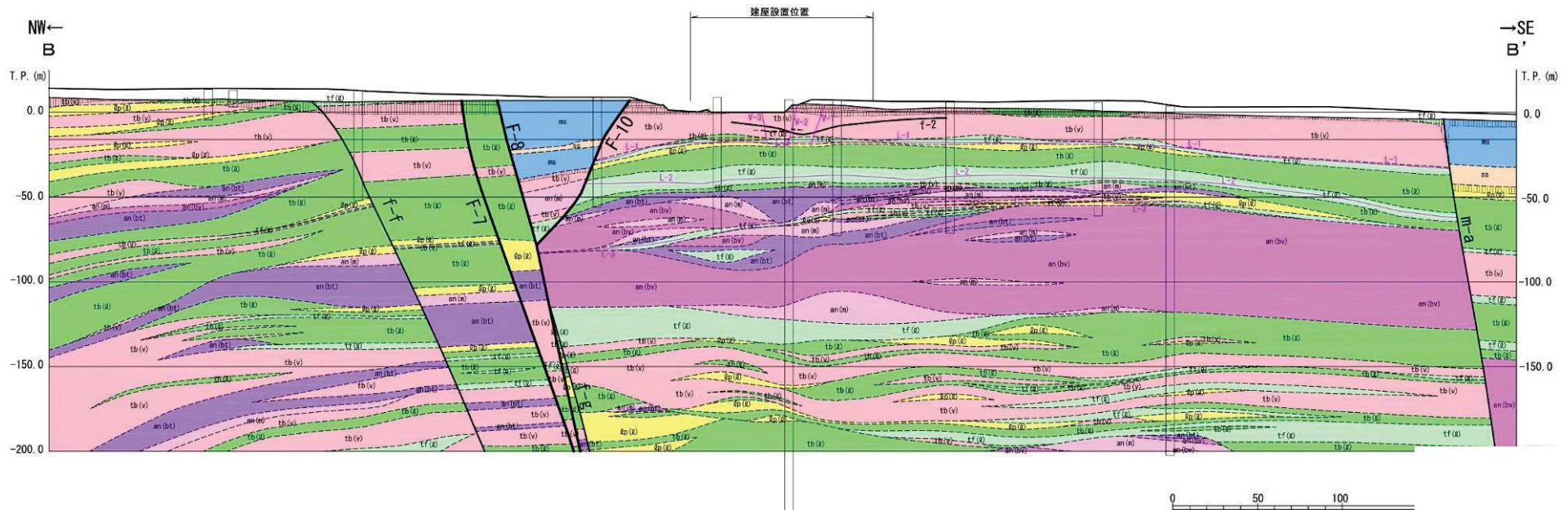
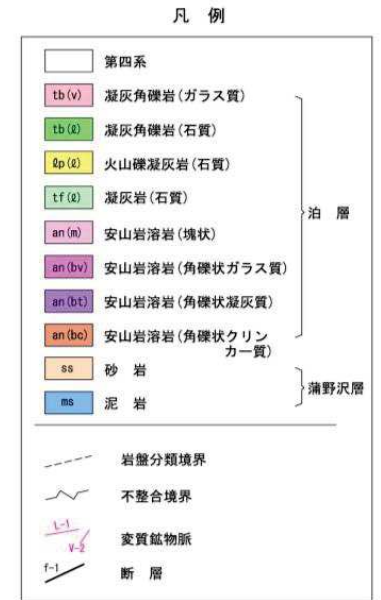
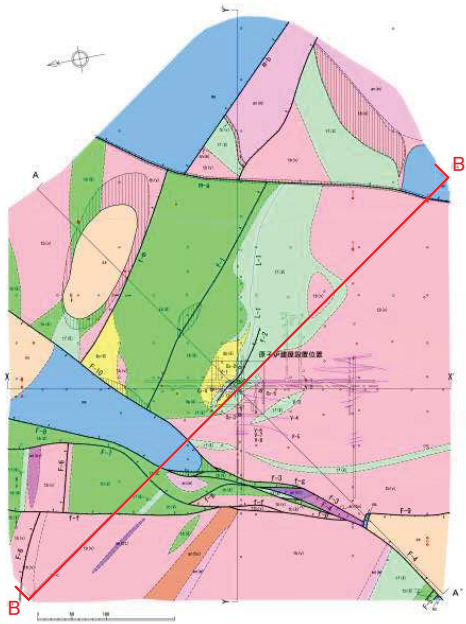
- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部及び蒲野沢層の直下にわずかに認められるのみである。



2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(6) 岩盤分類(岩級区分図(鉛直断面(B-B' 断面)))



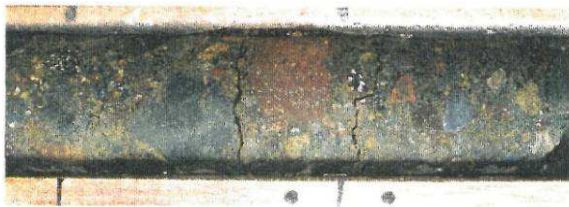

原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
 風化の影響は地表部及び蒲野沢層の直下にわずかに認められるのみである。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(7) 岩盤分類(風化区分基準)

➤ 敷地の岩盤は、色調、硬さ等から5段階に風化区分される。

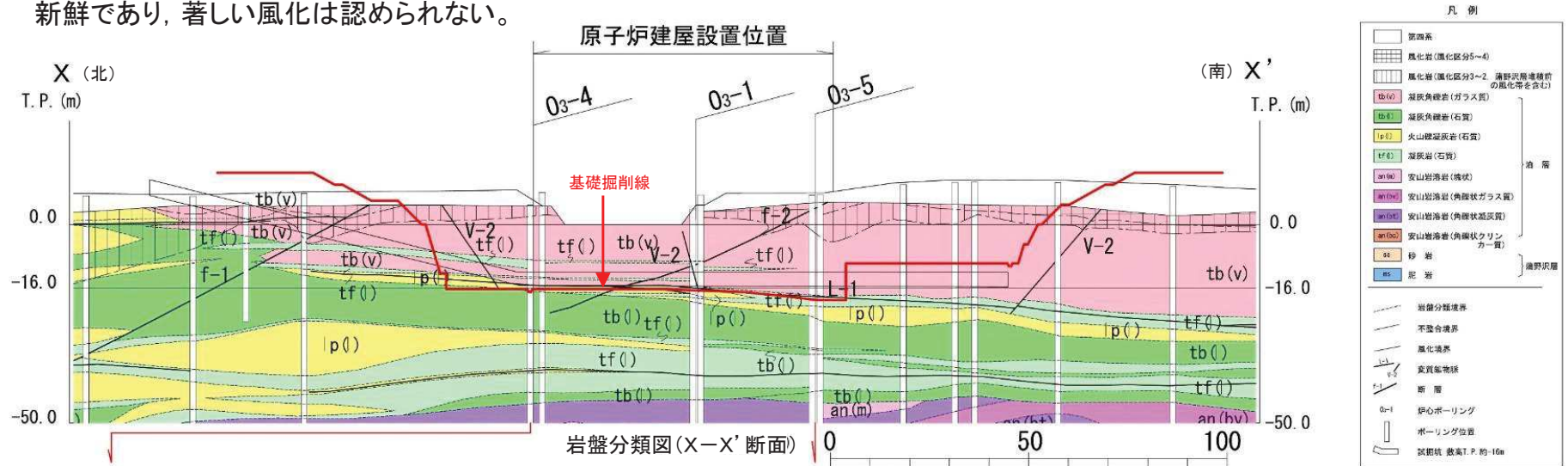
風化区分	性 状	コア 写 真
5	原岩の組織が全く認められないか、かろうじて原岩の組織が認められるもの。 新鮮な礫を含まない。 全体に褐色化している。	 (O ₃ -1:0.78 - 0.94m)
4	礫・基質ともに変色している。基質はかなり軟質化し、指圧で崩れる。礫も軟質化している。	 (O ₃ -5:3.40 - 3.59m)
3	基質は全体に変色しているが、指圧で崩れない程度に硬い。礫は変色し、やや軟質化しているが、新鮮部を残すものが主体である。	 (O ₃ -5:4.38 - 4.55m)
2	基質はわずかに変色し、やや軟質化しているが、概ね硬質である。 礫は新鮮である。	 (O ₃ -5:4.76 - 4.84m)

2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(8) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(X-X'断面))

S146 S147

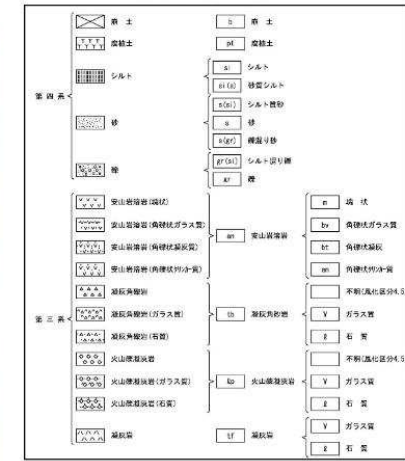
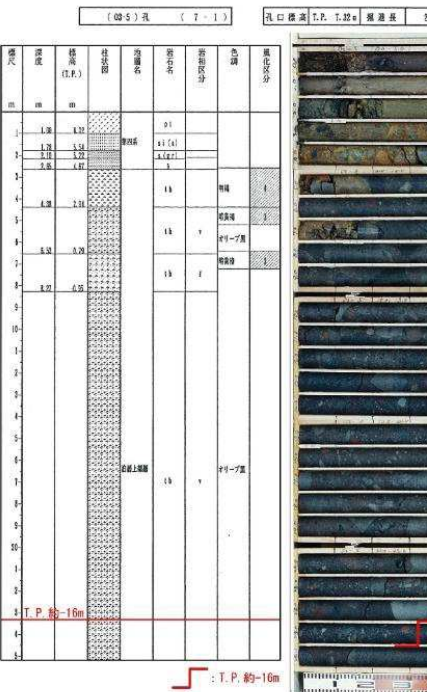
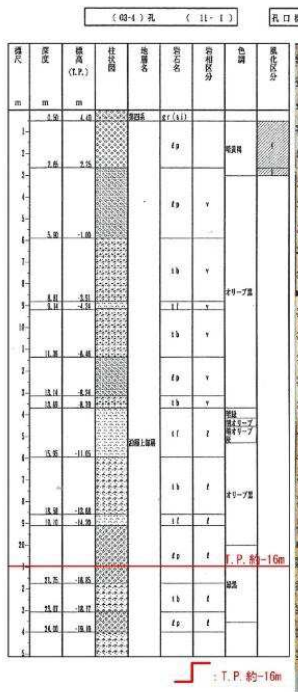
➤ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



O3-4孔・地質柱状図及びコア写真

O3-5孔・地質柱状図及びコア写真

地質柱状図凡例

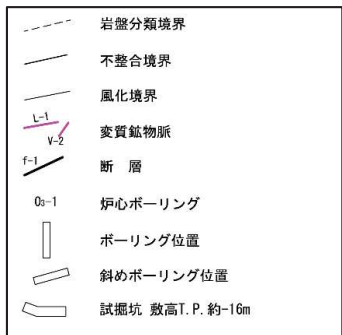
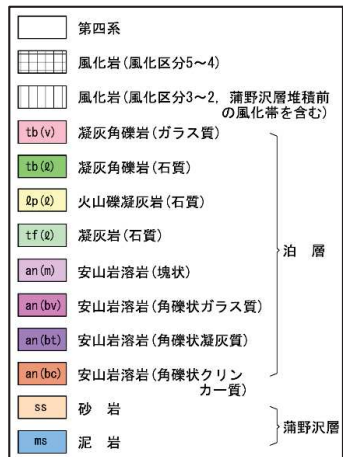
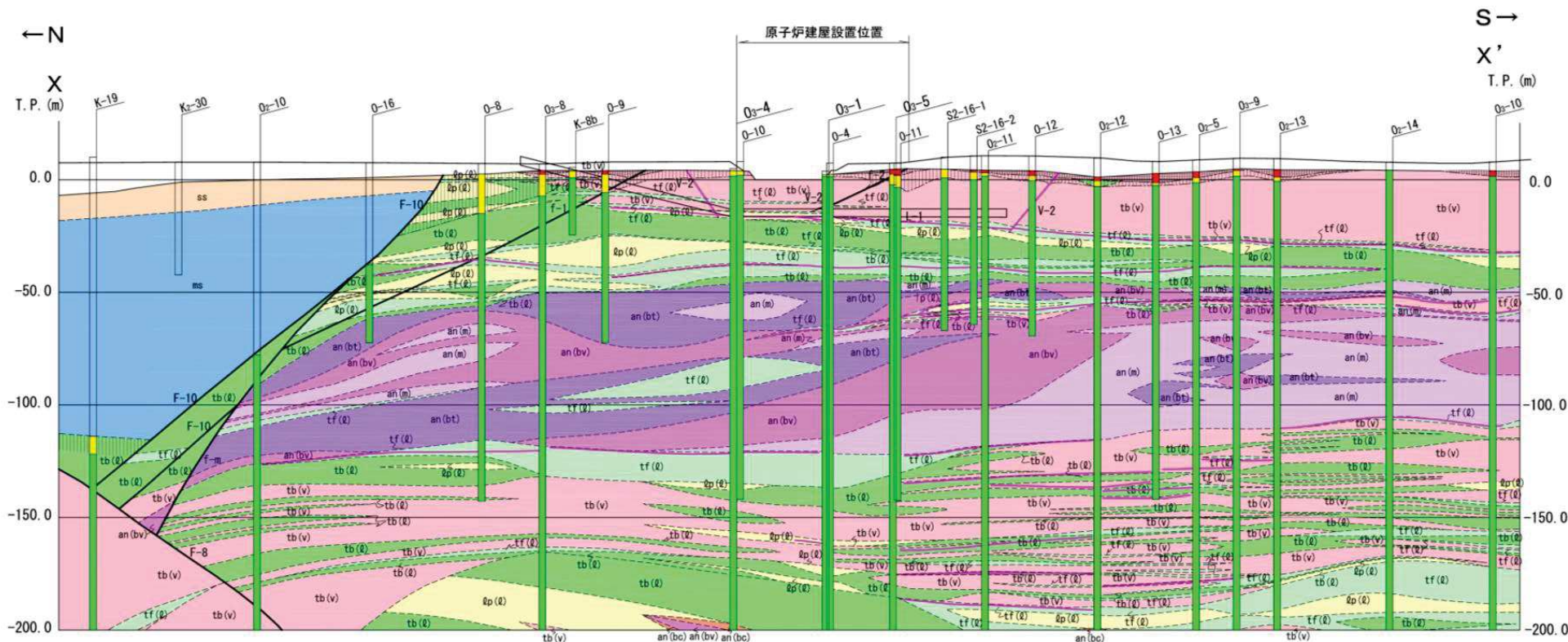


岩盤分類図(X-X'断面)と地質柱状図及びコア写真

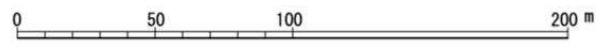
2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(9) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(X-X'断面))

➤ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



風化区分	岩石の状況
5	辛うじて原岩の組織が認められる。原岩の組織が全く認められない。
4	指圧で崩れる。礫も軟質化している。
3	岩芯は主に淡褐色を呈するが、指圧で崩れない。礫はやや軟質化している。
2	割れ目淡褐色を呈し、やや軟質化している。礫は硬質である。
1	新鮮である。



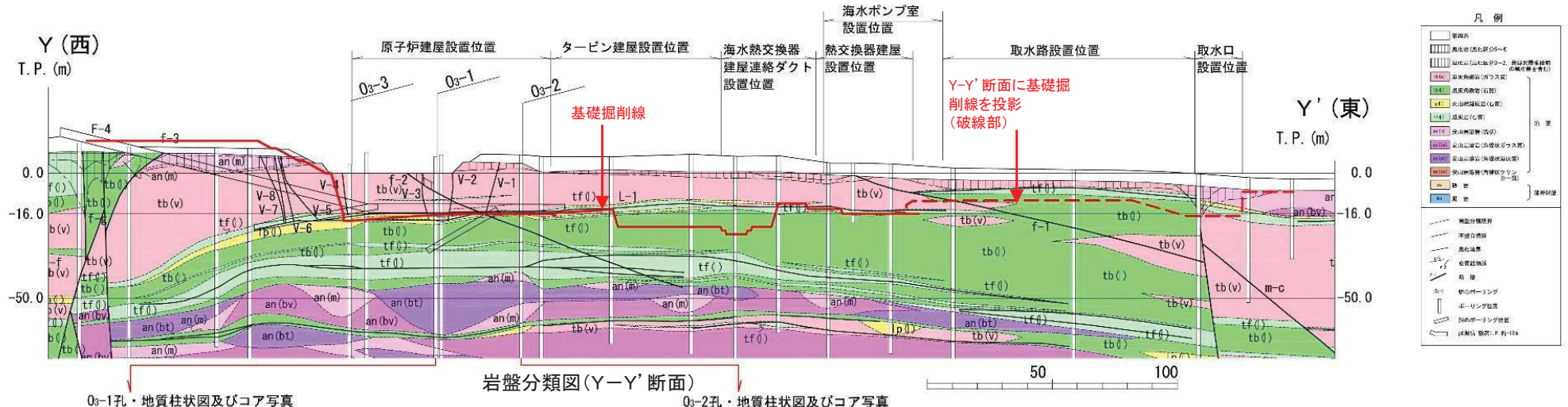
風化区分		
凡例	風化区分	判定基準
	5~4	辛うじて原岩の組織が認められる~風化変色し指圧で崩れる
	3~2	風化変色しているが指圧で崩れない~断層沿いあるいは基質が風化変色しやや軟質化する
	1	新鮮

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(10) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(Y-Y'断面))

S146 S147

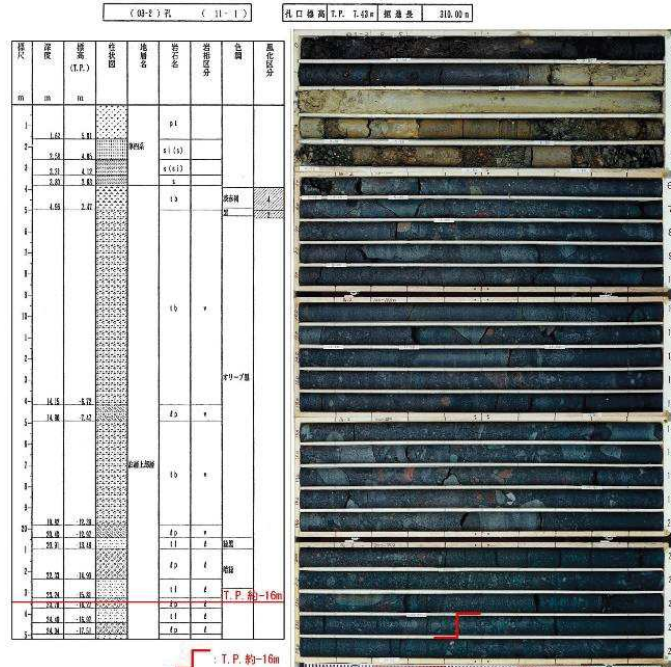
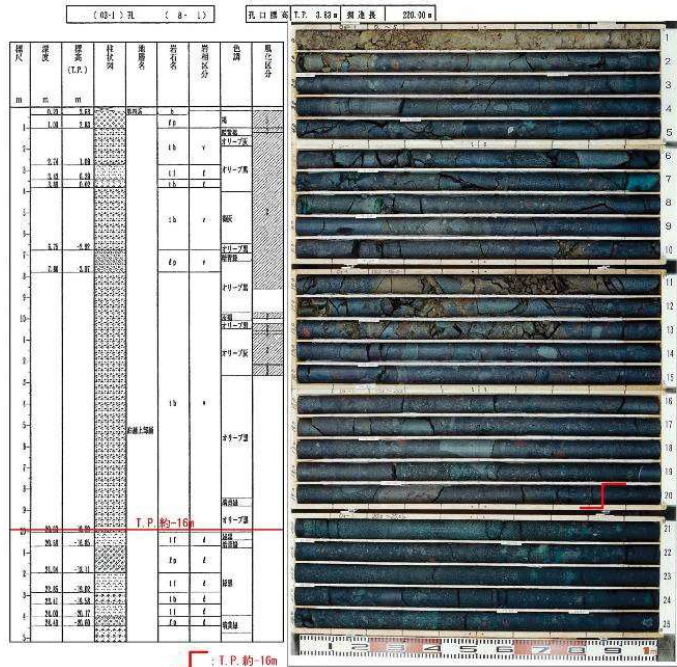
➤ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



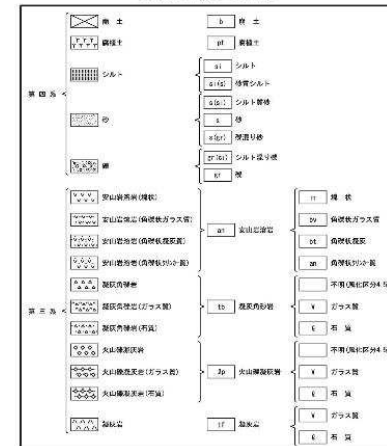
03-1孔・地質柱状図及びコア写真

岩盤分類図(Y-Y'断面)

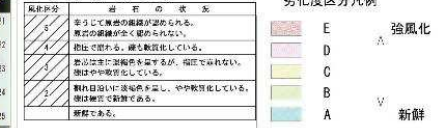
03-2孔・地質柱状図及びコア写真



地質柱状図凡例



岩石の風化区分

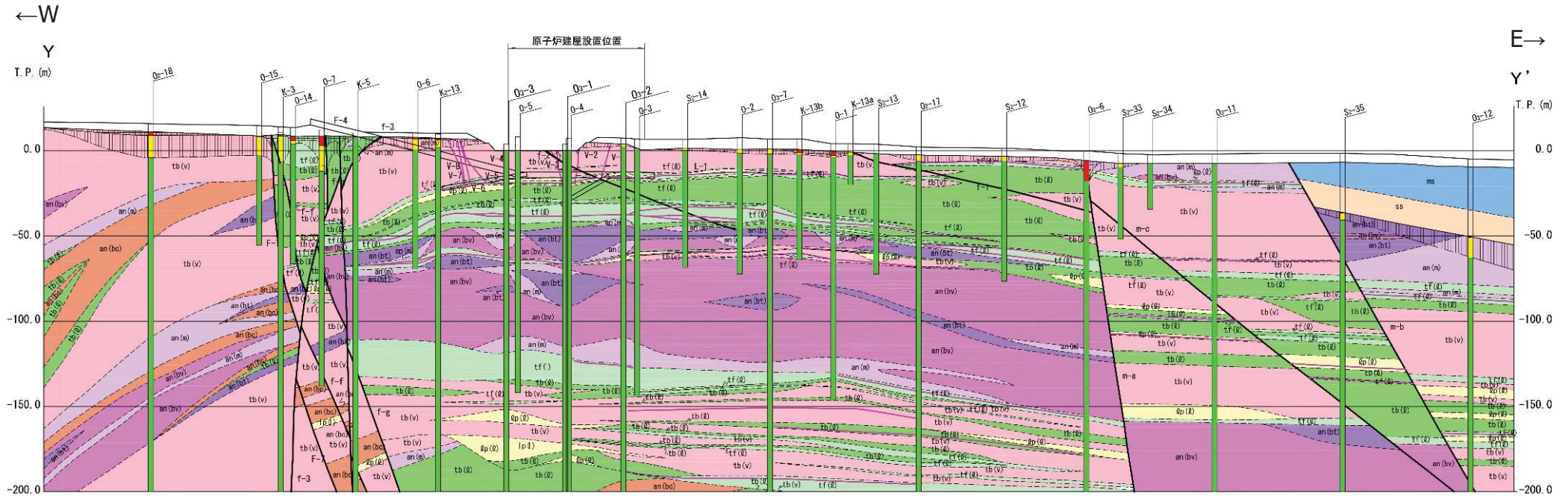


岩盤分類図(Y-Y'断面)と地質柱状図及びコア写真

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(11) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(Y-Y'断面))

- ▶ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



	第四系
	風化岩(風化区分5~4)
	風化岩(風化区分3~2、蒲野沢層堆積前の風化帯を含む)
	凝灰角礫岩(ガラス質)
	凝灰角礫岩(石質)
	火山礫凝灰岩(石質)
	凝灰岩(石質)
	安山岩溶岩(塊状)
	安山岩溶岩(角礫状ガラス質)
	安山岩溶岩(角礫状凝灰質)
	安山岩溶岩(角礫状クレーンカー質)
	砂岩
	泥岩

	岩盤分類境界
	不整合境界
	風化境界
	変質鉱物脈
	断層
	断層
	炉心ボーリング
	ボーリング位置
	斜めボーリング位置
	試掘坑 数高I.P.約-16m

風化区分	岩石の状況
5	辛うじて原岩の組織が認められる。原岩の組織が全く認められない。
4	指圧で崩れる。礫も軟質化している。
3	岩芯は主に淡褐色を呈するが、指圧で崩れない。礫はやや軟質化している。
2	割れ目淡褐色を呈し、やや軟質化している。礫は硬質である。
1	新鮮である。

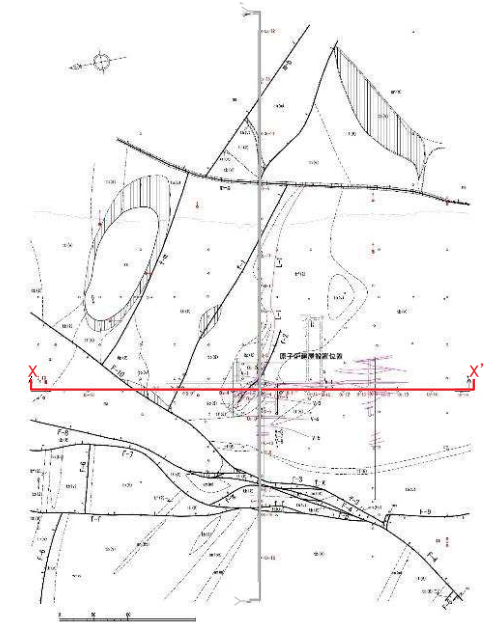
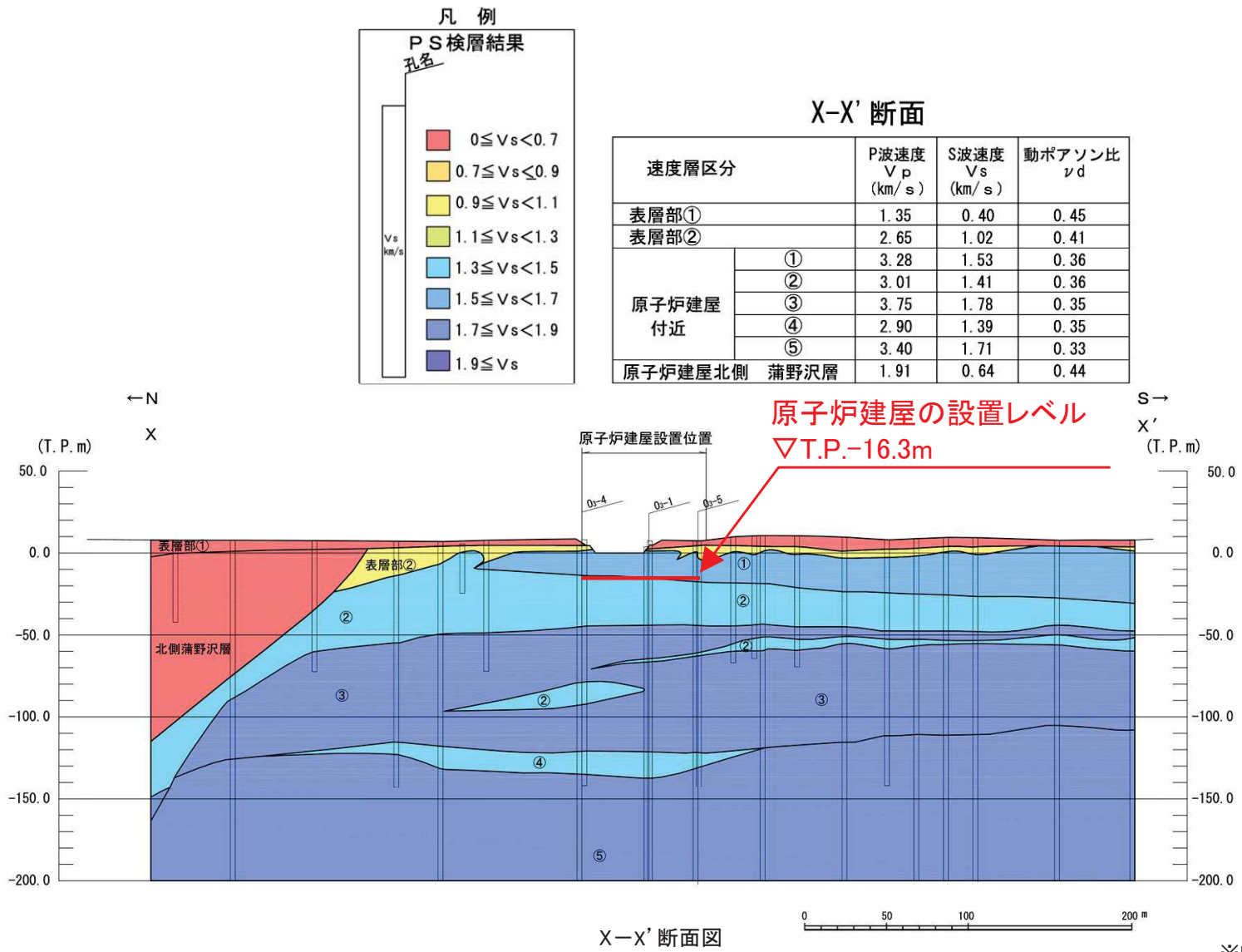
凡例	風化区分	判定基準
	5~4	辛うじて原岩の組織が認められる~風化変色し指圧で崩れる
	3~2	風化変色しているが指圧で崩れない~断層沿いあるいは基質が風化変色しやや軟質化する
	1	新鮮

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(12) 速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果) X-X' 断面

S145

- 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造については、概ね水平な成層構造をなす5層に区分され、著しい高低差は認められない。
- 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。



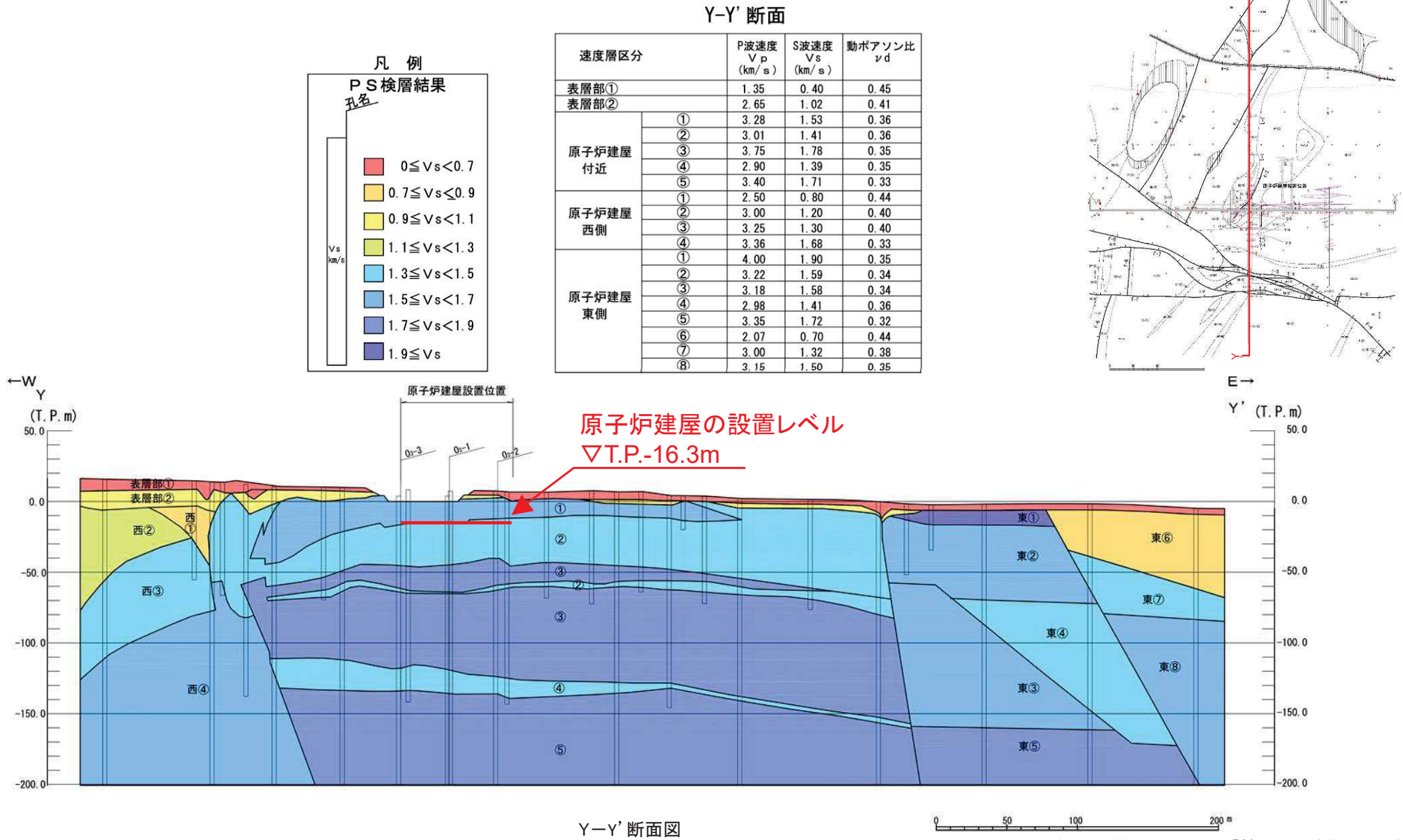
※PS検層の詳細については、「補足説明資料」に示す。

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(13) 速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果)Y-Y' 断面

S145

- ▶ 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造については、概ね水平な成層構造をなす5層に区分され、著しい高低差は認められない。
- ▶ 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。

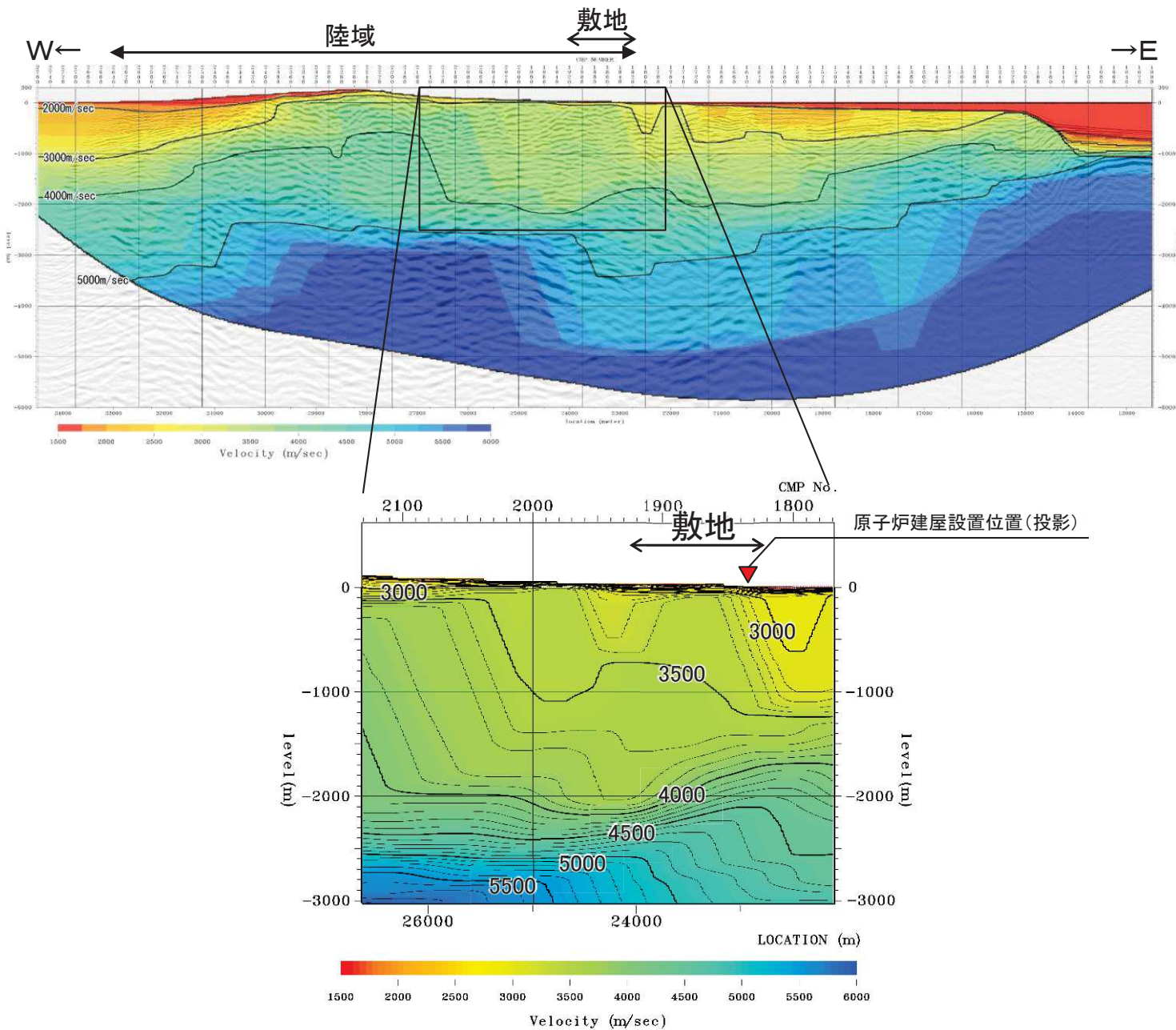


※PS検層の詳細については、「補足説明資料」に示す。

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(14) 敷地周辺の東西方向の速度構造(H24海陸統合探査)

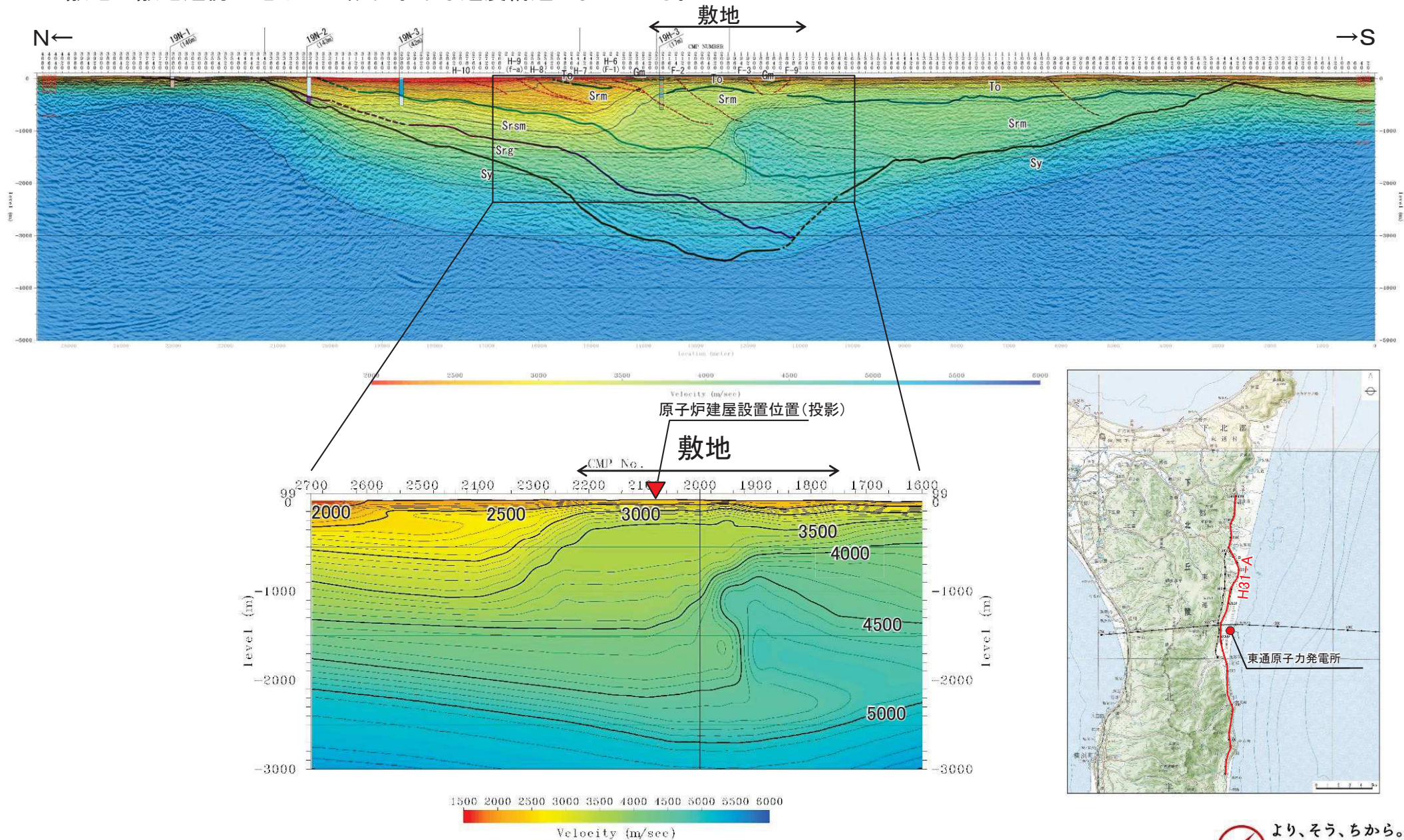
➤ 敷地～敷地近傍の地下では概ね水平な速度構造となっている。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(15) 敷地周辺の南北方向の速度構造(H31-A測線)

➤ 敷地～敷地近傍の地下では概ね水平な速度構造となっている。



2.3 まとめ

1. 敷地の地質及び地質構造

(敷地の地質・地質構造)

- 敷地の新第三系は、下位より、新第三系中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層で構成され、泊層には安山岩が貫入する。
- 泊層上部層分布域に、地壘状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。



2. 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 岩盤分類は岩種・岩相によるグルーピングを基本として11岩種・岩相に分類した。
- 原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。
- 原子炉建屋基礎地盤の地質構造及び速度層構造は、概ね水平な成層構造をなし、著しい高低差は認められない。
- 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。

3. 敷地地盤の振動特性

- 3. 1 解放基盤表面の設定
- 3. 2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)
- 3. 3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討
- 3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較
- 3. 5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討
- 3. 6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討
- 3. 7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 8 まとめ

3.1 解放基盤表面の設定

(1) 解放基盤表面の要求事項と設定概要

S148

「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」
(原子力規制委員会、令和元年9月2日改正)

基準地震動を策定するために、基盤面上の表層及び構造物が無いものとして仮想的に設定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当の広がりを持って想定される基盤の表面をいう。ここでいう上記の「基盤」とは、おおむねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上の硬質岩盤であって、著しい風化を受けていないものとする。

原子炉建屋周辺敷地地盤の特徴

- 新第三系の泊層等が相当な広がりを持って分布。
- 速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。
- 著しい風化も見られない。
- PS検層による V_s が約 1.4km/s 以上の硬質岩盤。
- 原子炉建屋周辺では、 V_s が 0.7km/s 未満の層は表層に分布

敷地地盤の振動特性(後述)

Noda et al.(2002)と同等以下の振幅を示し、著しい増幅傾向は認められない。

- 自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)の揺れに対し同等以上となっている。
- 地震波の到来方向の違い及び場所の違いによる振動特性の検討から、地下構造の不均質性の影響は小さいため、一次元地盤モデルが適用可能。

解放基盤表面の設定

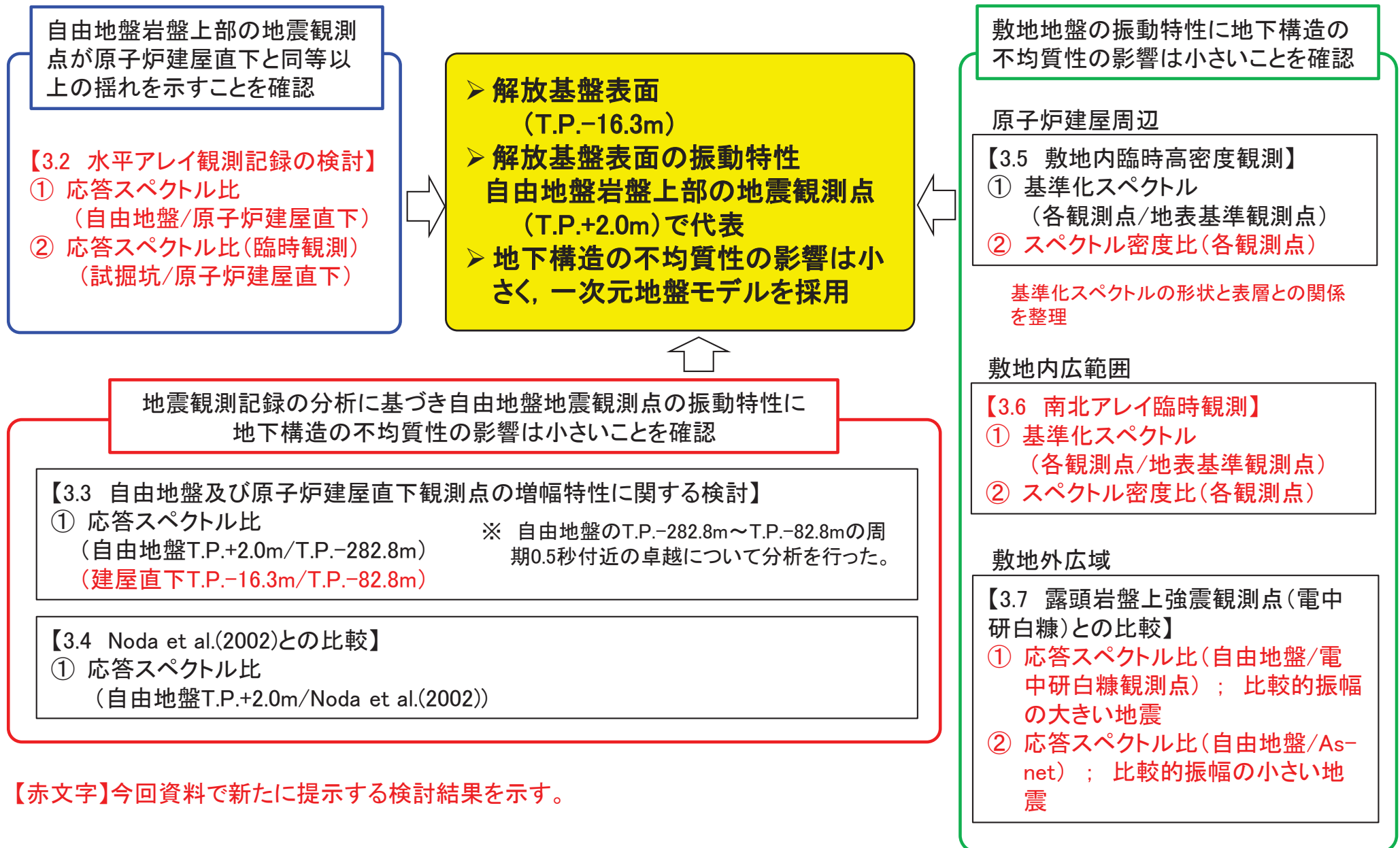
解放基盤表面の位置は、原子炉建屋設置レベルであるT.P.-16.3mに設定する。

解放基盤表面の地震動評価

- 解放基盤表面の振動特性は、建屋の影響を受けず、振幅が原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)と同等以上である自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。
- 具体的な地震動評価を行う上での扱いは以下とする。
 - ① Noda et al.(2002)の適用にあたっては、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の観測記録による補正係数を用いる。
 - ② 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルは一次元とし、自由地盤の観測記録等を用いて設定する。
 - ③ 経験的グリーン関数法は、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)のはぎとり波を用いる。はぎとり用地盤モデルも一次元モデルを採用する。

3.1 解放基盤表面の設定

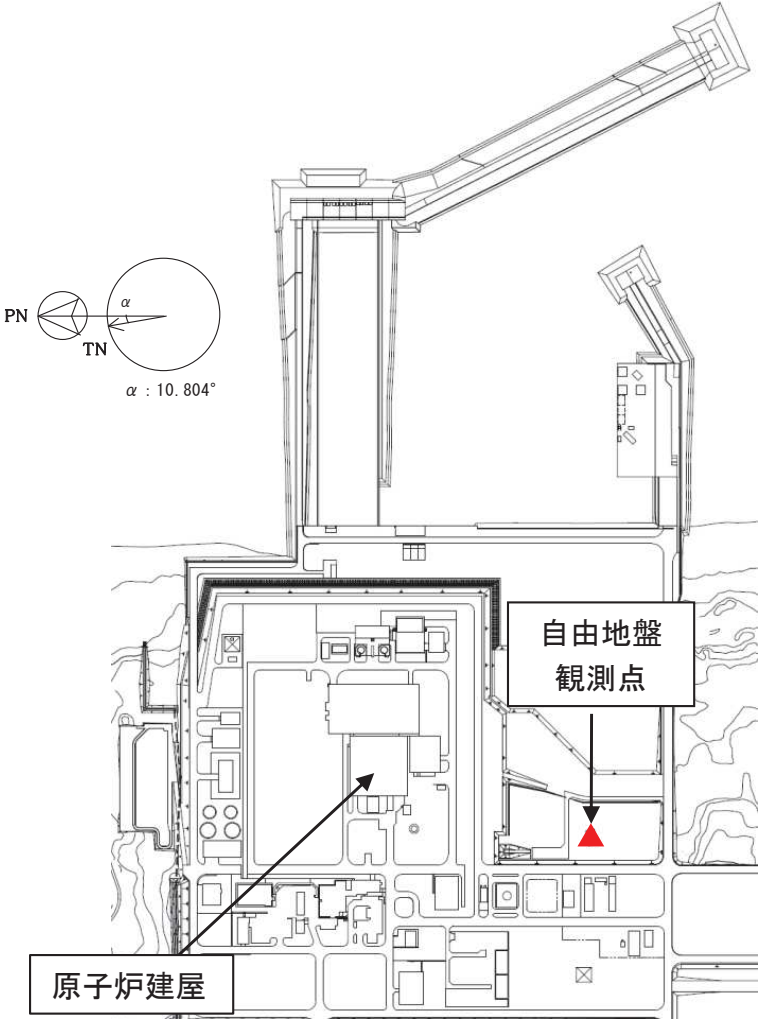
(2) 検討フロー



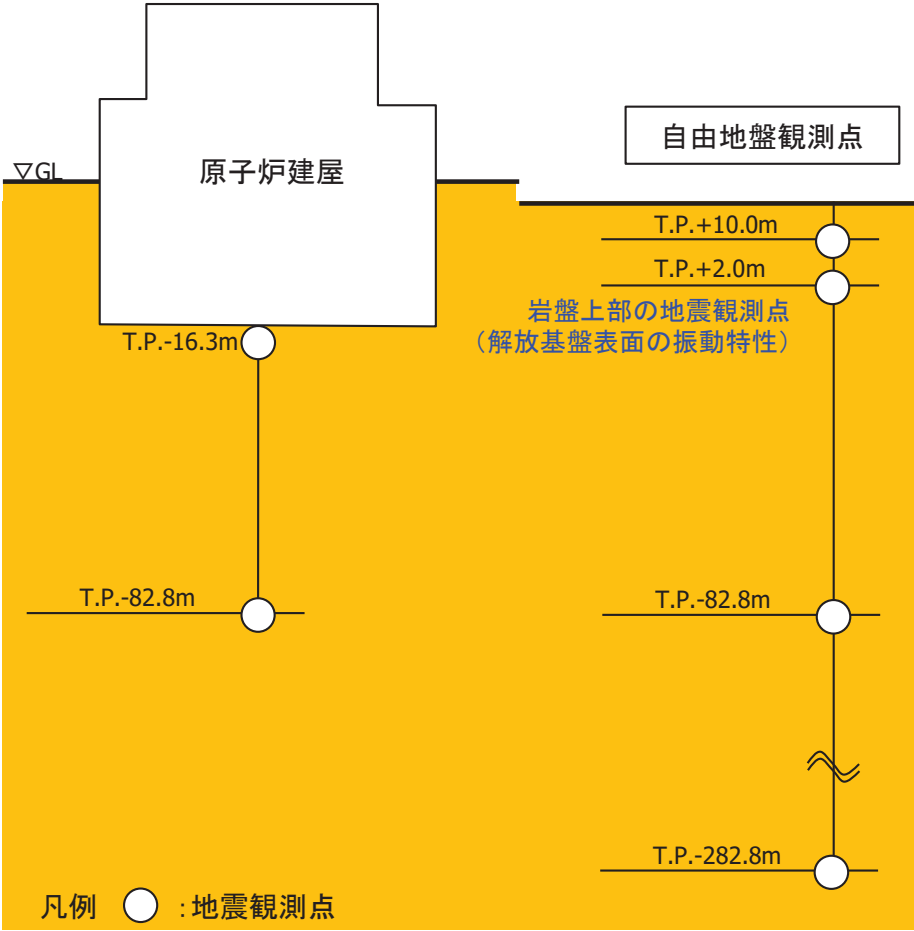
3.1 解放基盤表面の設定

(3) 敷地における本設地震計(鉛直アレイと水平アレイ)

敷地における自由地盤観測点での地震観測については、自由地盤系では1994年4月から、原子炉建屋直下では2004年8月から観測を行っている。



平面配置図



敷地内地盤系の地震観測点

3.1 解放基盤表面の設定

(4) 前回資料からの変更点(自由地盤T.P.+2.0m観測記録(UD成分)の補正)

- 自由地盤のT.P.+2.0mのUD成分については、極短周期の一部に上部地盤の振動の影響を受けていることが認められたため(補足説明資料3章参照)、2008年8月から付近の同レベルに追加の地震計を増設し、同時観測を行っていた。同時観測期間は、増設用に個別の収録装置を採用しており、既設とは同期(同時性)がとれていなかった。
- 地震観測記録の伝達関数の算定に当たっては、池浦(2008)に基づき信号成分の伝達関数を算定しているが、手法の特徴上、使用する記録は同時性が確保された記録を使う必要があり、前回の審査会合資料(第808回審査会合)では、T.P.+2.0mの観測記録はUD成分も含め、2016年4月までは同時性のとれた「既設地震計」の記録を、2016年以降は増設地震計の記録を用いていた。
- 今回の検討では、T.P.+2.0mの観測記録のUD成分については、同時観測期間においては、個別地震毎に同時性の検討・確認を行うことを前提に、「増設地震計」の記録を用いることに見直した。また、「既設地震計」のT.P.+2.0mのUD成分については、極短周期に見られる表層の影響を補正した記録を用いることに見直した。なお、本補正は記録を用いた全ての検討に反映※した。

※以下、本資料中には「UD成分補正」と記載

東通原子力発電所 自由地盤の地震観測期間

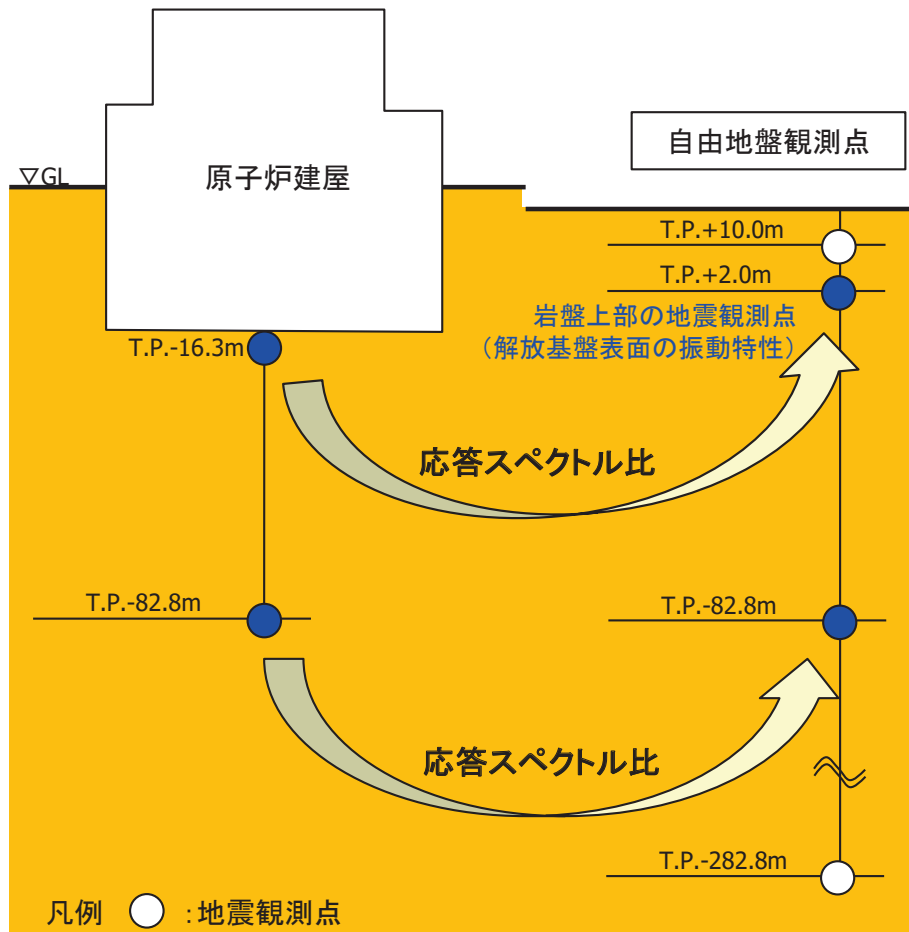
観測点		年											
		1994	~	2004	~	2008	~	2013	2014	2015	2016	2017	2018
本設地震計 自由地盤 (加速度型強震計)	T.P.+10.0m T.P.-82.8m T.P.-282.8m	▽観測開始(1994.4)											
	T.P.+2.0m	▽観測開始(1994.4) ▽既設地震計停止(2016.4) <div style="border: 1px solid blue; padding: 2px; display: inline-block; margin: 5px 0;">同時観測期間</div> ▽増設地震計(収録装置繋ぎ替え)											

自由地盤T.P.+2.0m地震観測記録の補正

	前回審査会合(第808回)	本資料
水平動(NS, EW)	・観測開始~2016年4月: 既設地震計 ・2016年4月~現在: 増設地震計	同左
上下動(UD)	同上	・観測開始~2008年7月: 既設地震計(極短周期を一部補正) ・2008年8月~2016年4月: 増設地震計(同時性について検討) ・2016年4月~現在: 増設地震計

(1)原子炉建屋直下と自由地盤の地震観測記録の比較 概要

【目的】 水平アレイ観測記録を用いて、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れが解放基盤表面(原子炉建屋直下T.P.-16.3m)の揺れに対し同等以上であることを確認する。



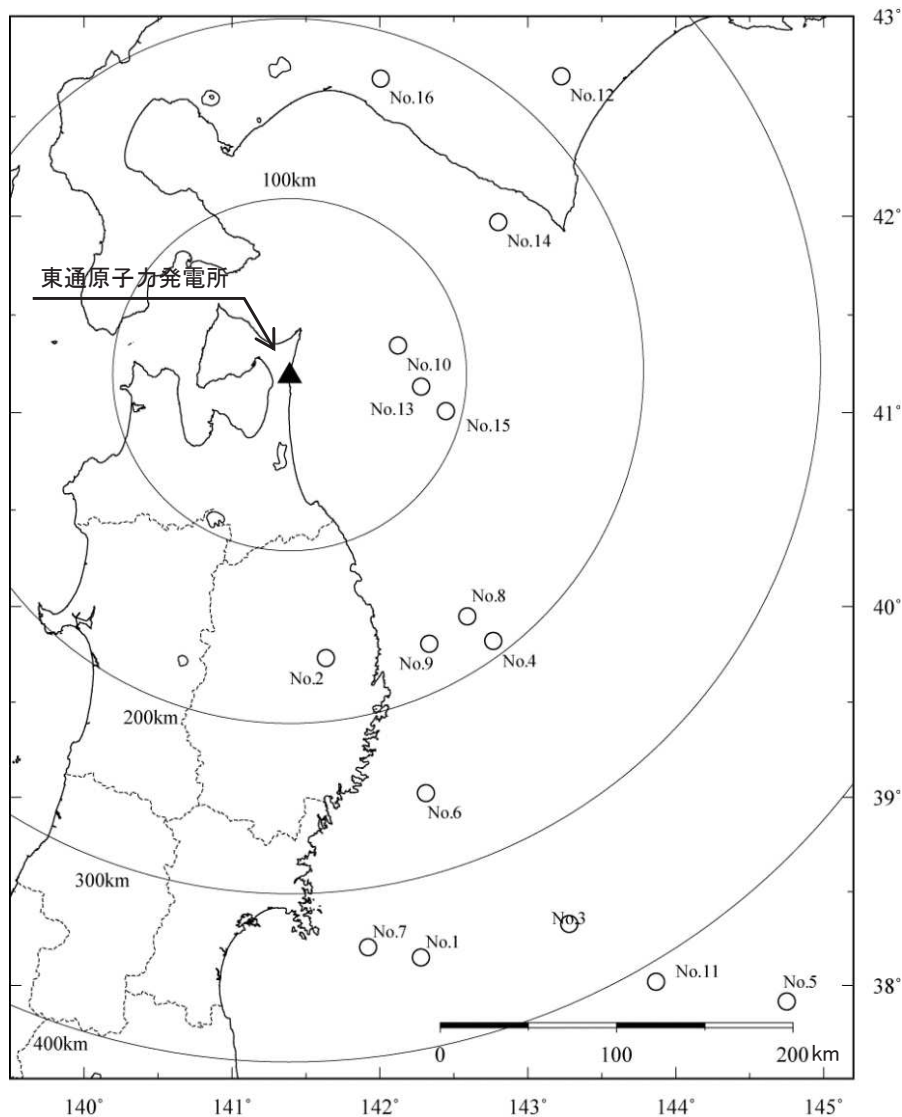
検討の模式図



検討に用いた地震観測点

(2) 検討対象地震

- 検討に用いた記録は、原子炉建屋と地盤の相互作用の影響も踏まえ、地震規模が大きく継続時間の長い地震として、以下の16地震を対象とした。



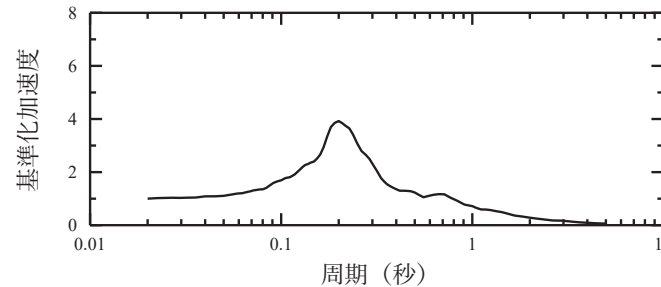
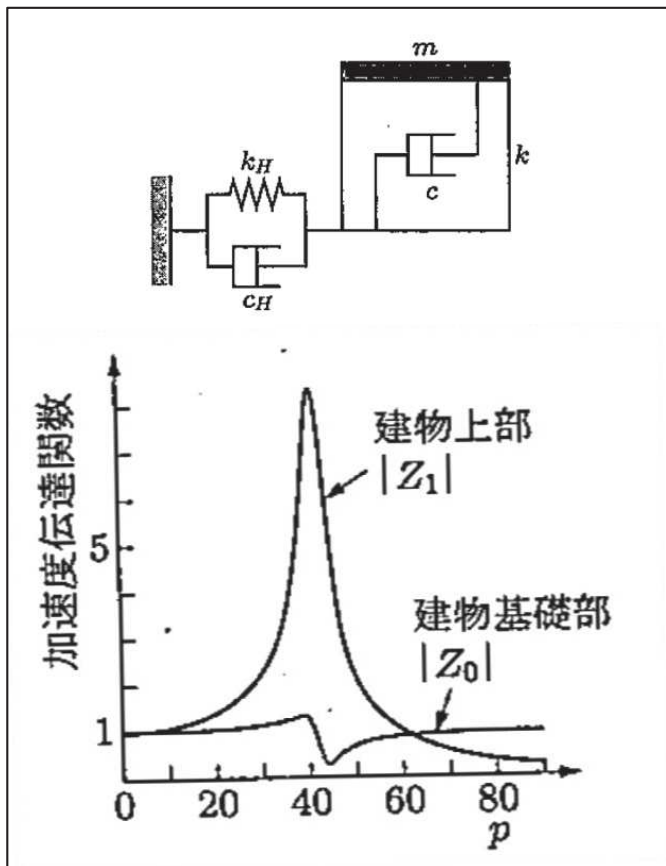
検討に用いた観測地震

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)
						(°)	(')	(°)	(')			
1	2005	8	16	11	46	142	16.67	38	8.97	7.2	42	346
2	2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163
3	2011	3	9	11	45	143	16.79	38	19.71	7.3	8	356
4	2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	191
5	2011	3	11	15	25	144	45.06	37	54.86	7.5	11	463
6	2011	3	11	16	28	142	18.67	39	1.35	6.6	17	253
7	2011	4	7	23	32	141	55.21	38	12.25	7.2	66	334
8	2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	171
9	2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173
10	2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	64
11	2012	12	7	17	18	143	52.02	38	1.19	7.3	49	411
12	2013	2	2	23	17	143	13.65	42	42.12	6.5	102	227
13	2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75
14	2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	146
15	2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	91
16	2018	9	6	3	7	142	0.4	42	41.4	6.7	37	174

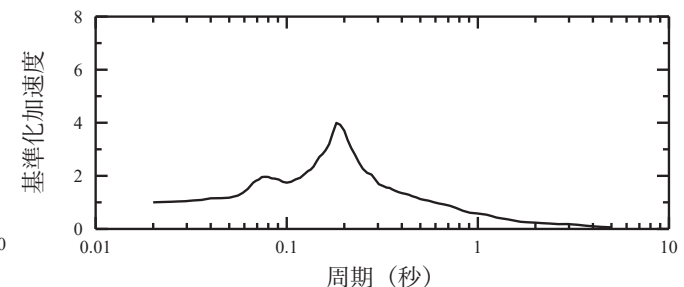
検討に用いた観測地震の震央分布

(3)原子炉建屋直下と支持地盤の相互作用

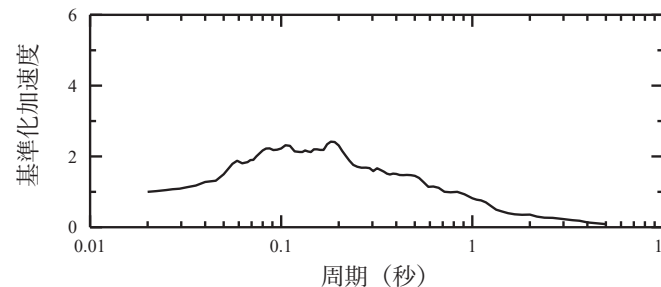
- 原子炉建屋直下地中の観測記録は、建屋の振動特性の影響を受けていることが考えられる。一般に、建屋直下の支持地盤には、建屋の1次固有周期前後において「山」と「谷」が生じる。
- そこで、検討に用いた16地震における原子炉建屋の卓越周期を確認するために、3F(オペレーションフロア)に設置されている地震計の観測記録を用い、周期0.02秒の応答値を1とした基準化応答スペクトルの平均値を算定した。
- NS成分, EW成分とも周期約0.2秒付近にピークが認められる。UD成分については水平動のような明瞭なピークは認められない。従って、原子炉建屋直下地中の振動特性としては、**水平動の周期0.2秒前後に山, 谷のピークが生じていることが予想される。**



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

※下記の地震については、UD成分については、3Fの観測記録が欠測(ノイズ)のため算定から除外した。
 2018年1月24日青森県沖の地震
 2018年9月6日胆振地方中東部の地震

原子炉建屋3Fの卓越周期(PN基準)
 (3F観測記録の基準化応答スペクトル(h=0.05)の平均)

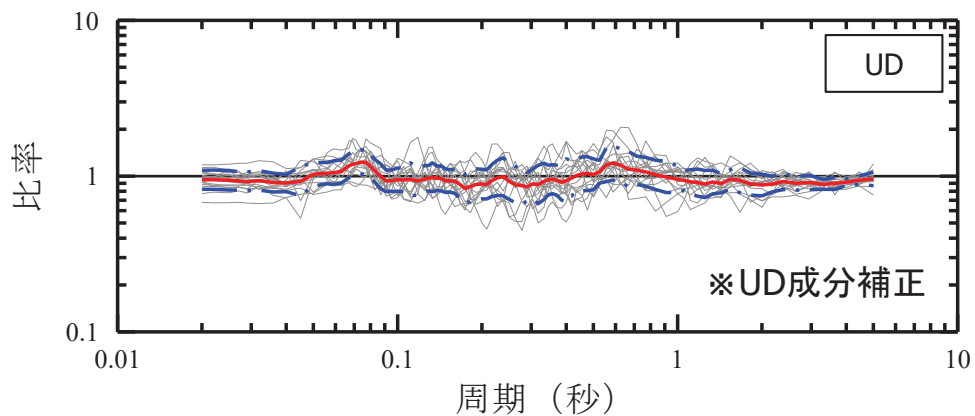
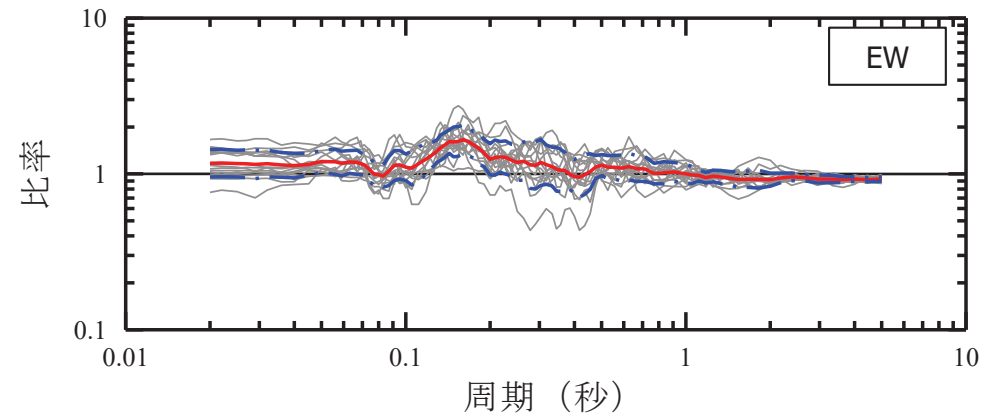
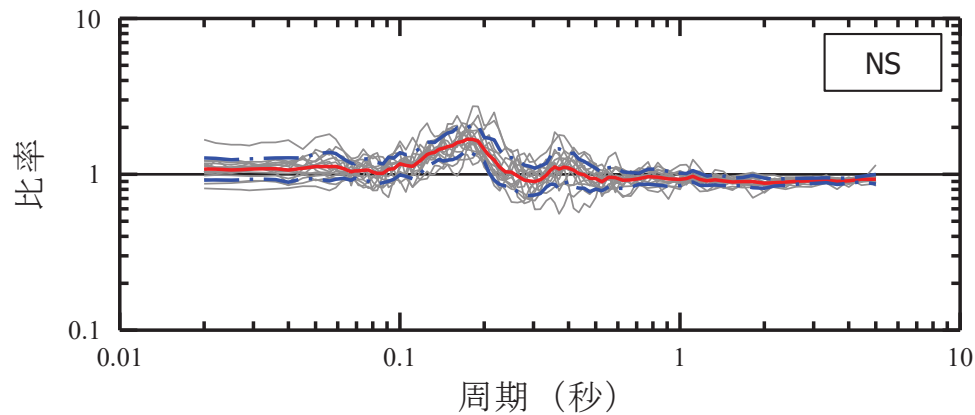
建物と地盤の相互作用を持つ1質点系
 建物基礎部の応答
 [柴田(2014)より抜粋]

3. 2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(4)原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比

【原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比】

- NS成分については周期0.2秒前後にピーク(「山」,「谷」)が,EW成分にも「山」が認められるが,その他の周期帯では両者はほぼ同等(自由地盤がやや大きい)傾向にある。
- 鉛直動については,両者はほぼ同等となっている。



— 地震毎の比率 — 平均
- - - 平均±標準偏差

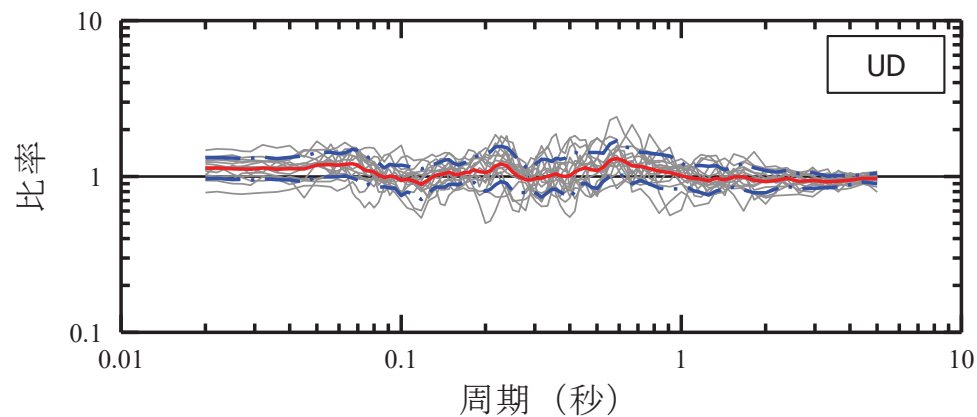
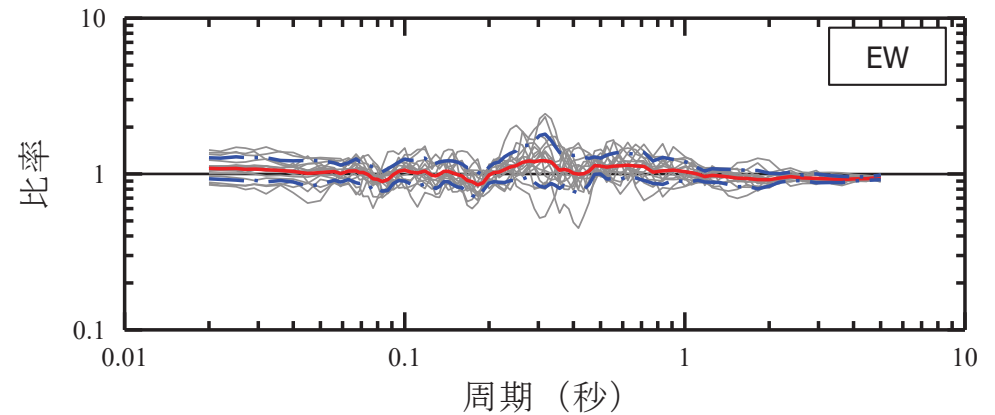
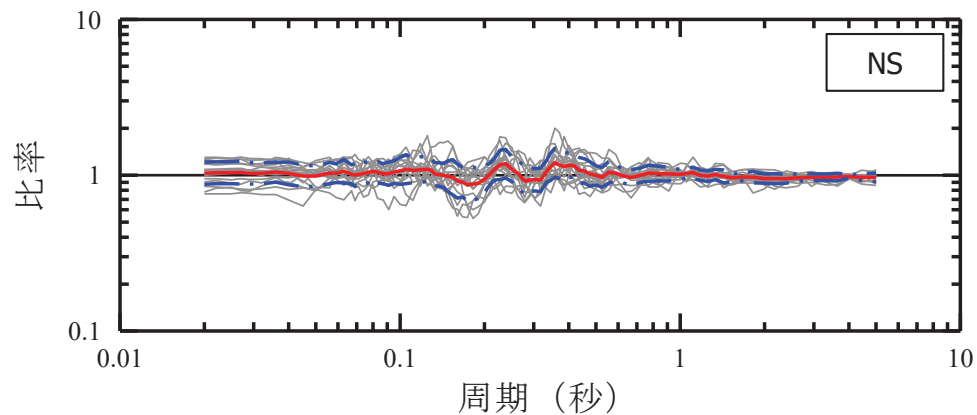
原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤(T.P.+2.0m)の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
自由地盤岩盤上部(T.P.+2.0m)／原子炉建屋地中(T.P.-16.3m)

3. 2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(5)原子炉建屋設置レベル(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の応答スペクトル比

【原子炉建屋直下の深部(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の観測記録の応答スペクトル比】

➤ このレベルでは建屋の影響は小さく、原子炉建屋直下と自由地盤の振動特性は概ね同等である。

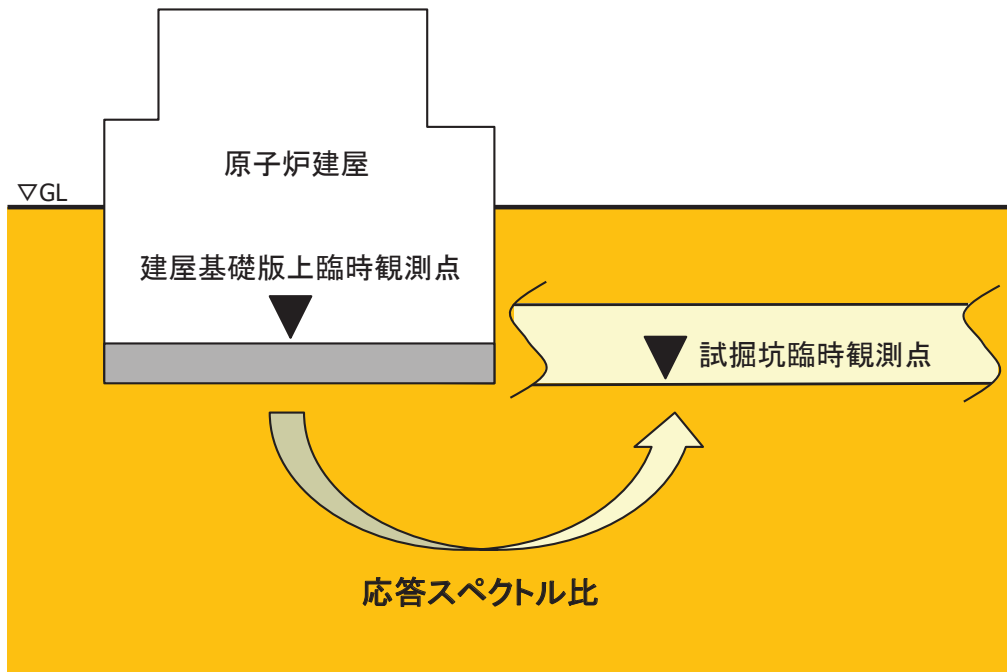


— 地震毎の比率 — 平均
- - - 平均±標準偏差

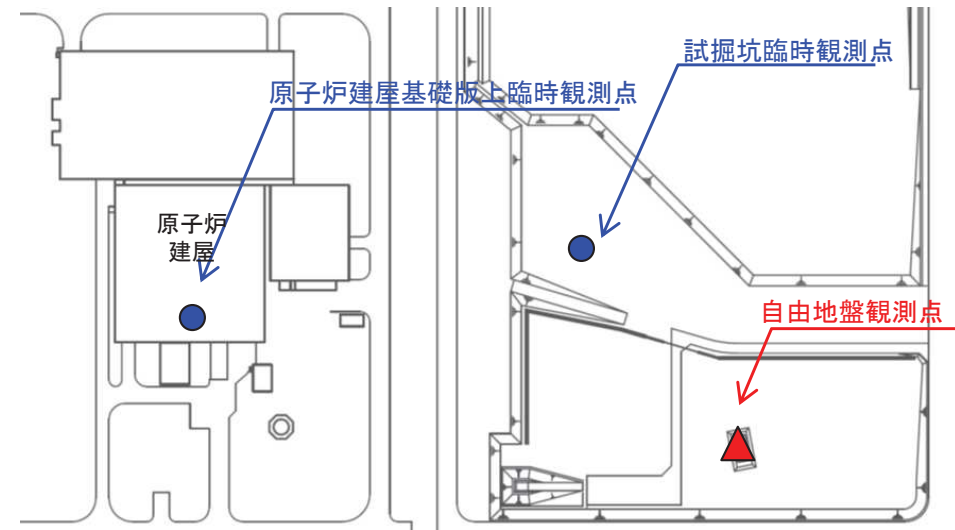
原子炉建屋直下(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
自由地盤岩盤上部(T.P.-82.8m)／原子炉建屋地中(T.P.-82.8m)

(6) 臨時地震観測による原子炉建屋が支持地盤に与える影響の確認

- 東通原子力発電所では原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)と2号炉用試掘坑[約T.P.-16m, 第1速度層(約Vs1.5km/sレベル)]で臨時地震観測を実施しており, 両者の記録を比較することにより, 原子炉建屋が支持地盤(基礎版と同等の揺れを示す)に与える影響について確認した。



検討の模式図



検討に用いた地震観測点

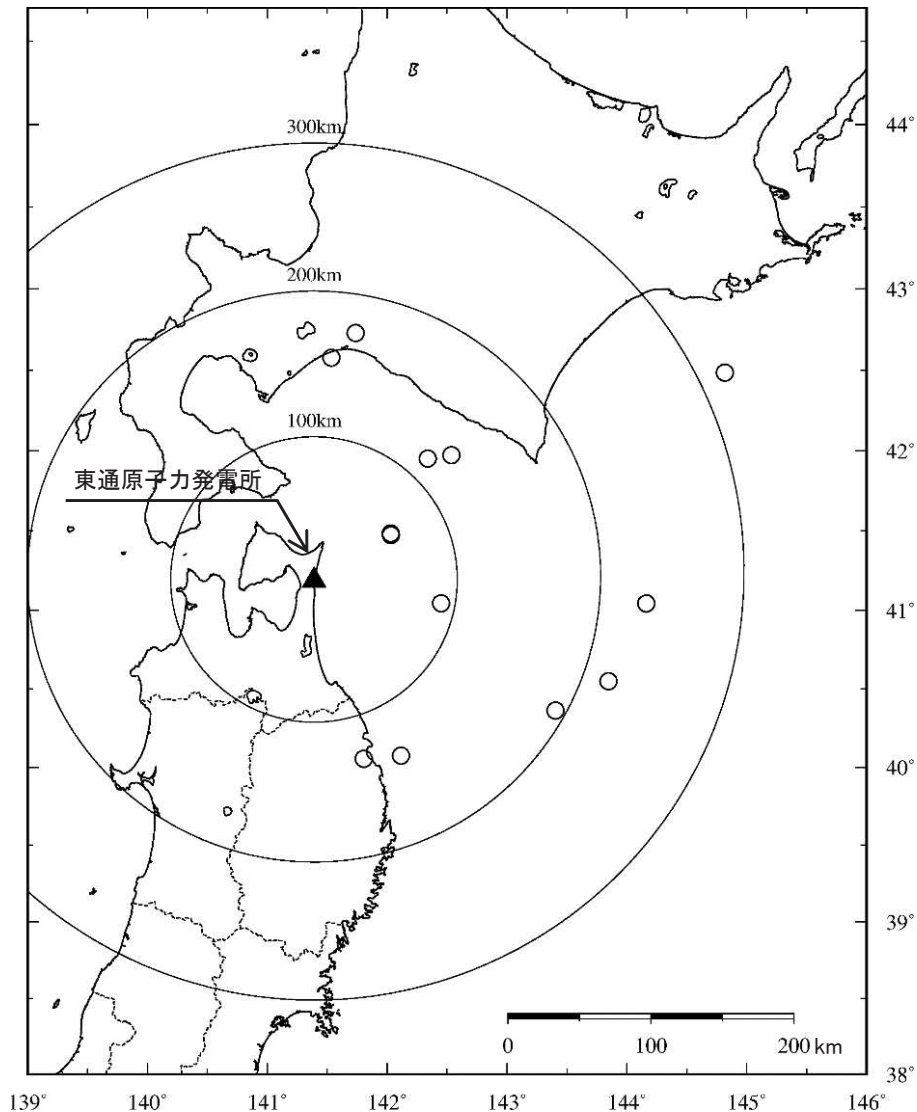
(7) 臨時地震観測の検討に用いた地震

- 検討に用いた記録は、2018年12月～2019年11月に臨時地震観測点で得た記録のうち、原子炉建屋基礎版上の最大加速度振幅が 0.1cm/s^2 以上の13地震とした。

検討に用いた観測地震

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	A_{max} (cm/s^2)
						(°)	(')	(°)	(')				
1	2019	3	18	7	53	142	27.03	41	2.63	4.1	49.2	139	0.27
2	2019	3	18	9	33	141	48.32	40	3.23	3.7	56.7	179	0.12
3	2019	3	30	19	59	142	1.76	41	29.06	3.9	63.4	93	0.28
4	2019	3	31	8	20	142	1.91	41	28.42	3.6	63.2	93	0.12
5	2019	4	3	5	29	142	32.17	41	58.42	4.3	61.6	144	0.11
6	2019	4	8	22	22	142	20.33	41	57.11	4.2	70.7	128	0.15
7	2019	4	11	17	18	143	24.29	40	21.75	6.2	4.9	245	0.97
8	2019	4	15	5	28	144	49.09	42	29.12	5.1	43.3	340	0.11
9	2019	4	19	16	5	141	32.09	42	34.62	3.9	122.3	129	0.18
10	2019	4	23	2	45	143	50.81	40	32.98	5.6	57	268	0.27
11	2019	5	4	21	34	141	44.25	42	43.77	4.2	132.8	152	0.15
12	2019	5	8	9	20	142	6.93	40	4.48	4.4	48	189	0.53
13	2019	6	13	9	56	144	9.71	41	2.57	4.7	63.1	276	0.20

※ A_{max} : 原子炉建屋基礎版上の臨時観測点における水平成分の最大加速度(cm/s^2)。
高感度速度計の速度記録を加速度に変換。

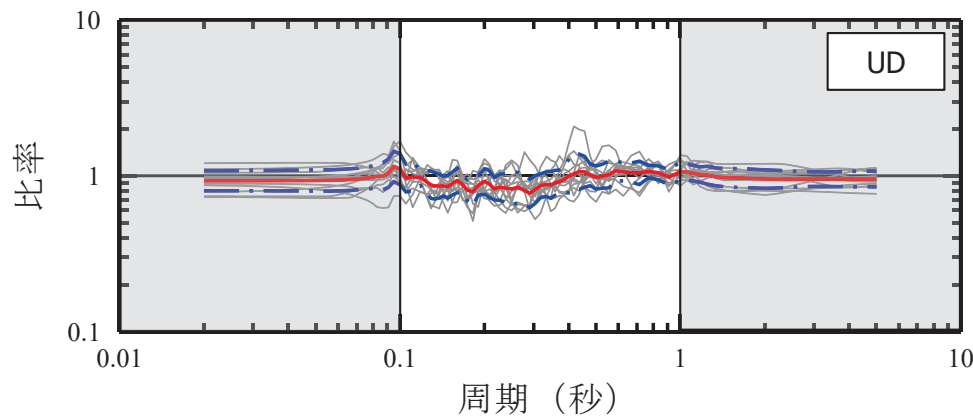
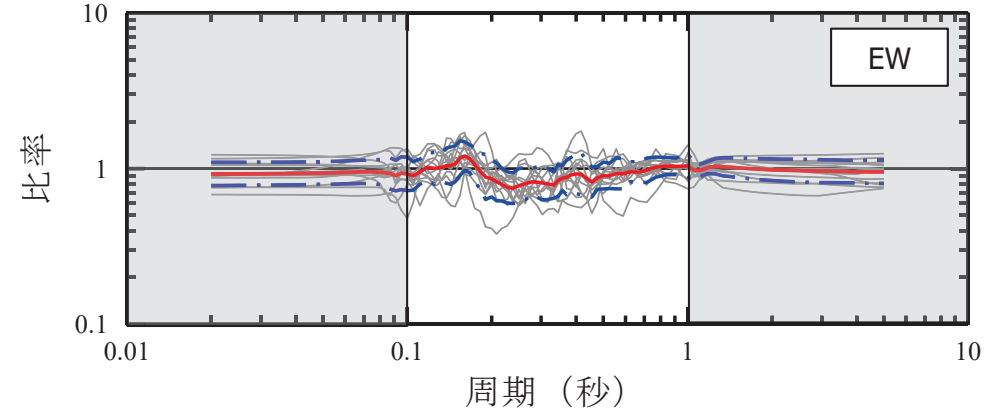
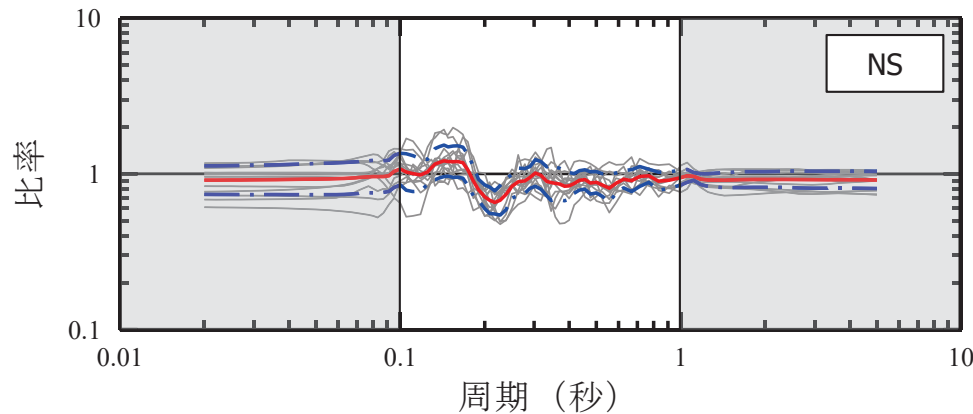


検討に用いた観測地震の震央分布

(8) 臨時地震観測による原子炉建屋基礎版上と試掘坑の比較

【原子炉建屋基礎版上に対する試掘坑(約T.P.-16m)の応答スペクトル比】

- NS成分, EW成分とも周期0.2秒前後にピーク(「山」, 「谷」)が認められる。一方UD成分は両者はほぼ同等である。得られた水平動の「山」, 「谷」の傾向は, 自由地盤(T.P.+2.0m)／建屋直下(T.P.-16.3m)のスペクトル比の傾向と同じであり, このことから, 自由地盤(T.P.+2.0m)／建屋直下(T.P.-16.3m)のスペクトル比の「山」, 「谷」は建屋の影響によるものと判断される。



— 地震毎の比率 — 平均
 - - - 平均±標準偏差

※ 臨時地震観測は高感度速度計の記録を用いた。速度から加速度に変換する際に発生するノイズを除去するため1~10Hzのバンドパスフィルタ処理を行った。したがって, 本検討における有効周期帯は, 網掛を行っていない周期0.1~1秒範囲である。

原子炉建屋基礎版上に対する試掘坑の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
 試掘坑観測点(約T.P.-16m)／原子炉建屋基礎版上観測点

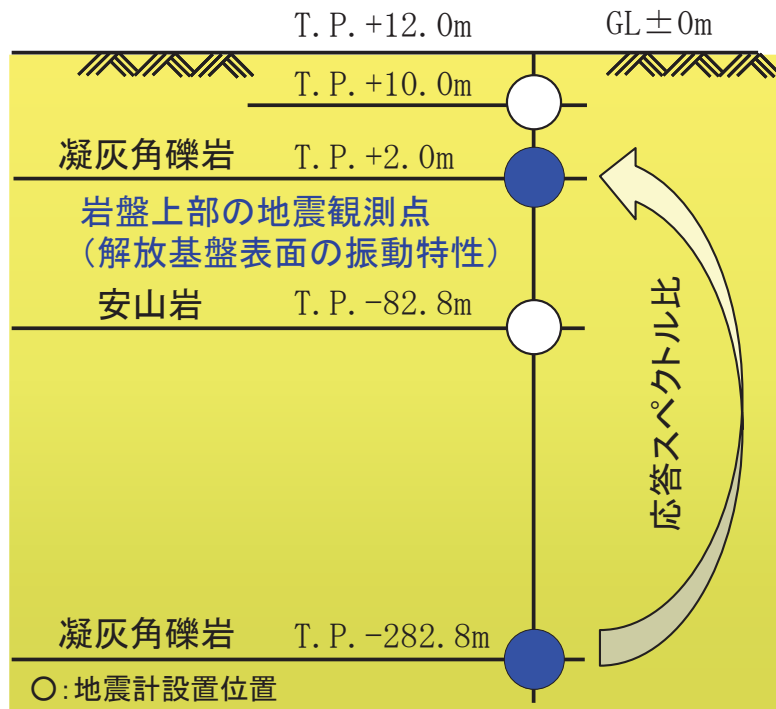
3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(1) 自由地盤の増幅特性に関する検討

S149

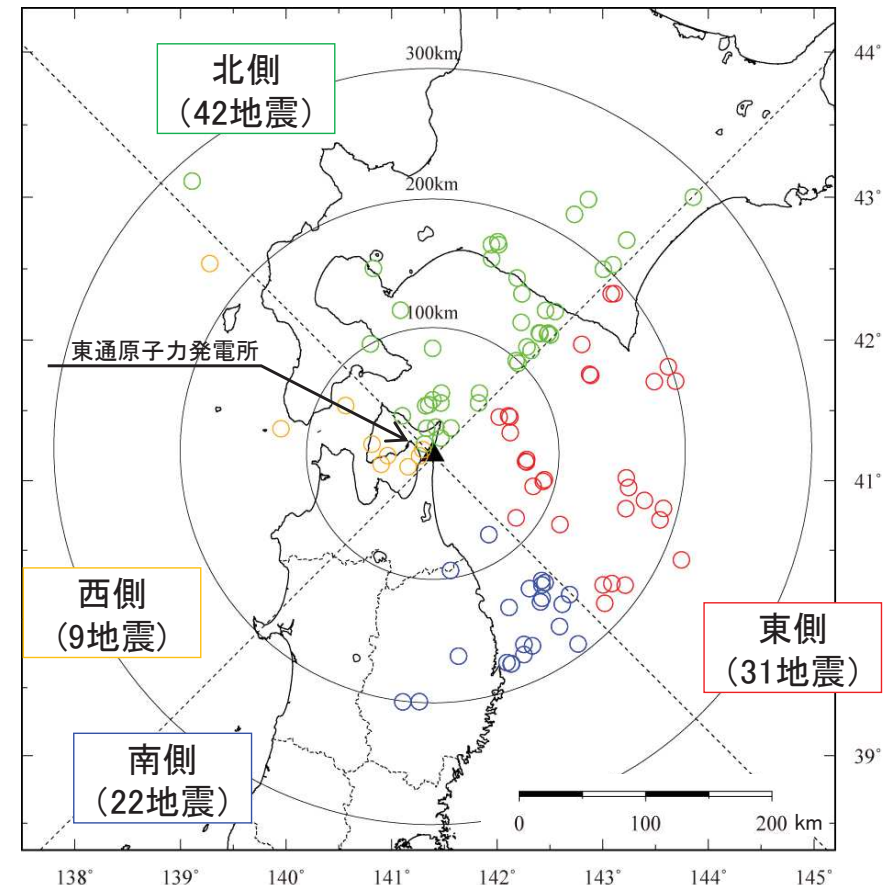
【目的】 自由地盤の鉛直アレイ記録を用いて、①増幅特性に著しく大きい周期帯はないこと、②各地震の増幅特性のばらつきも大きいものではないこと、③波到来方向の違いによる増幅特性のばらつきも小さいことを確認する。

- 増幅特性の検討は、T.P.-282.8mの地震観測点に対する解放基盤表面の振動特性を表す岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比を用いた。
- 検討に用いた観測記録は、観測開始(1994年)～2018年の期間に敷地の自由地盤観測点で得られた地震のうち、Noda et al.(2002)の適用範囲であるM5.5以上、震源距離200km程度以内の57地震に加え、地震数の少ない西側及び北側については地震規模の小さい47地震を追加し、計104地震を検討対象とした。
- なお、地震規模の小さい地震に対しては信頼限界周期を評価した上で検討に使用した。



検討に用いた地震観測点

全 方 位:地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内の57地震とした。
西側・北側:上記のほか、震央距離300km以内の47地震を追加した。



対象地震の分布(震央位置)

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(2) 自由地盤の検討に用いた地震観測記録① (Noda et al.(2002)の検討にも使用した地震)

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
1994	12	28	21	19	143	44.7	40	25.8	7.6	0	216	216	東	プレート間
1994	12	29	5	52	143	1.2	40	7	6.5	0	182	182	東	プレート間
1994	12	30	0	29	142	10.8	40	44	5.6	53	84	99	東	プレート間
1994	12	31	22	50	142	41.2	40	10.8	5.8	24	157	159	南	プレート間
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	132	141	南	プレート間
1995	1	7	11	36	142	25.28	40	16.81	6.2	38	133	139	南	プレート間
1995	2	6	22	51	142	16.12	41	8.36	5.6	56	74	93	東	プレート間
1995	9	26	16	14	143	29.27	41	42.38	5.9	38	185	188	東	プレート間
1995	12	30	21	17	143	32.58	40	43.13	6.2	0	189	189	東	プレート間
1995	12	31	5	45	143	34.59	40	48.05	5.6	3	189	189	東	プレート間
1997	2	20	16	55	142	52.45	41	45.57	5.9	49	139	148	東	プレート間※1
1999	3	19	2	55	143	13.39	41	1.25	5.8	29	155	158	東	プレート間
2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	78	101	南	プレート内
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90	98	東	プレート間
2001	12	2	22	1	141	15.79	39	23.9	6.4	122	199	233	南	プレート内
2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	53	75	92	東	プレート間
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84	93	東	プレート間
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	201	202	東	プレート間
2004	7	21	9	11	143	23.68	40	51.54	5.5	37	173	176	東	プレート間
2004	8	10	15	13	142	7.93	39	40.44	5.8	48	180	186	南	プレート間
2004	11	27	7	42	143	4.81	42	19.55	5.6	51	189	196	東	プレート間
2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116	124	東	プレート内
2007	4	19	0	7	141	56.8	42	40.24	5.6	126	171	213	北	プレート内
2008	4	29	14	26	142	6.5	41	27.78	5.7	62	67	91	東	プレート間
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163	196	南	プレート内
2008	9	22	16	31	140	33.93	41	32.28	5.6	152	79	171	西	プレート内
2009	2	15	18	24	142	25.41	40	15.01	5.9	36	136	141	南	プレート間
2009	6	5	12	30	143	37.22	41	48.74	6.4	31	199	201	東	プレート間
2010	9	13	14	47	142	7.31	41	27.36	5.8	63	68	93	東	プレート間
2010	12	6	16	30	143	13.1	40	47.95	5.8	7	160	160	東	プレート間
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192	194	南	プレート間

つづく

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
2011	3	11	15	49	142	37.08	40	6.57	5.9	7	159	159	南	プレート間
2011	3	17	13	13	142	24.69	40	7.58	5.9	31	146	149	南	プレート間
2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	171	175	南	プレート間
2011	8	1	22	44	142	15.21	39	48.96	5.8	43	169	174	南	プレート間
2011	9	17	4	26	143	5.17	40	15.55	6.6	7	177	177	東	プレート間
2011	9	17	6	8	143	12.77	40	14.84	6.1	4	186	186	東	プレート間
2011	9	17	16	33	143	0.18	40	14.98	5.5	14	172	172	東	プレート間
2011	11	24	19	25	142	53.24	41	45.02	6.2	43	140	146	東	プレート間
2012	1	28	9	22	142	25.61	40	9.19	5.7	36	145	149	南	プレート間
2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173	174	南	内陸
2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	177	178	南	内陸
2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	64	87	東	プレート間
2012	8	25	23	16	143	6.64	42	19.67	6.1	49	191	197	東	プレート間
2014	6	15	2	31	141	6.46	39	23.77	5.5	94	200	221	南	プレート内
2014	7	5	7	42	142	8.16	39	40.55	5.9	49	179	186	南	プレート間
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75	90	東	プレート間
2014	10	11	11	35	143	14.68	40	57.13	6.1	36	158	162	東	プレート間
2015	2	17	13	46	142	6.72	40	5.12	5.7	50	137	146	南	プレート間
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	61	90	東	プレート間
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94	129	南	プレート内
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	146	155	東	プレート間
2017	9	10	17	44	142	52.67	41	45.55	5.6	43	139	146	東	プレート間
2017	9	27	5	22	142	27.32	40	16	6.1	35	136	141	南	プレート間
2017	12	16	2	58	142	5.69	39	41.17	5.5	52	177	185	南	プレート内
2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	91	97	東	プレート間
2018	9	6	3	7	142	0.4	42	41.4	6.7	37	174	178	北	内陸
2018	9	6	3	20	141	56.9	42	34.3	5.5	36	160	164	北	内陸

本リストは、増幅特性の検討及びNoda et al.(2002)の比較に用いる。

※1 1997年2月20日の地震については、T.P.-282.8mの観測記録が欠測のため、増幅特性の検討からは除く。

※2 全地震の信頼限界周期は5秒以上であることを確認している。

つづき

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(2) 自由地盤の検討に用いた地震観測記録② (西側・北側で追加した地震, $\Delta \leq 300\text{km}$)

西側で追加した地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
1996	2	23	0	0	139	16.75	42	32.30	-	3	231	231	西	-
1996	4	24	9	18	141	17.74	41	13.35	3.3	12	9	15	西	-
1999	2	23	2	5	141	9.38	41	5.98	2.8	13	22	25	西	(1秒)
2000	4	12	0	8	139	57.21	41	22.34	4.3	12	122	123	西	(1秒)
2001	12	6	15	13	140	54.17	41	7.08	3.6	12	42	43	西	(1.5秒)
2004	9	4	11	18	140	48.98	41	15.69	3.8	14	49	51	西	(2秒)
2018	3	9	18	15	141	15.91	41	10.77	4.4	93	11	94	西	-
2018	4	29	21	31	140	57.86	41	10.82	3.3	7	36	36	西	(1.5秒)

北側で追加した地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
1994	4	26	16	36	141	21.10	41	32.50	3.6	92	39	100	北	(1秒)
1994	4	29	22	38	142	51.90	42	59.10	4.8	127	234	266	北	-
1994	8	5	14	53	142	24.4	42	2.80	4.2	67	128	144	北	(1.5秒)
1994	12	10	7	48	142	16.90	41	57.1	4.7	65	113	130	北	-
1995	4	16	0	14	141	28.25	41	37.53	4.2	86	49	99	北	-
1995	6	25	10	12	141	23.51	41	34.69	3.6	95	43	104	北	(2秒)
1995	9	16	8	52	143	51.50	43	0.02	5.2	110	287	307	北	-
1995	11	26	4	36	142	14.08	42	19.58	4.3	104	145	178	北	-
1995	12	30	3	17	141	19.92	41	22.48	3.6	92	21	94	北	(2秒)
1996	1	2	19	55	142	11.28	42	26.19	4.8	93	154	179	北	(3秒)
1996	4	15	6	44	142	28.68	42	2.55	4.9	66	131	147	北	-
1996	12	22	23	53	139	6.66	43	6.77	6.4	254	285	382	北	(2秒)
1997	3	17	18	23	142	10.82	41	51.24	4.8	66	99	119	北	(3秒)
1999	1	19	2	35	141	28.00	41	33.29	4.4	85	41	94	北	-
2000	2	24	3	41	141	25.14	41	23.01	3.0	86	22	89	北	(1秒)

つづく

つづき

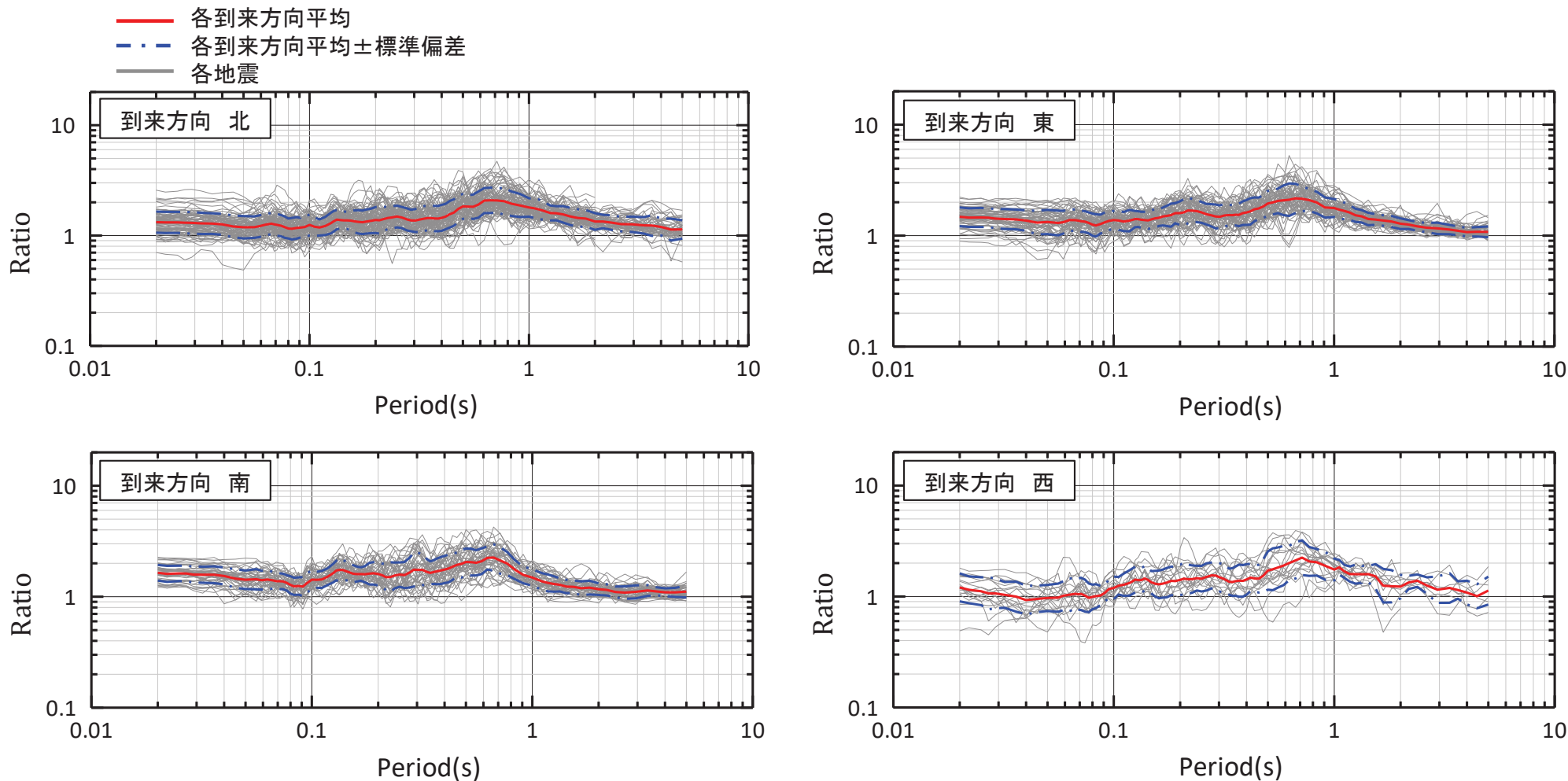
年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
2000	4	1	3	12	140	49.68	42	30.25	4.9	7	153	154	北	-
2000	6	16	16	35	141	6.11	41	27.82	4.3	132	39	138	北	(3秒)
2000	8	27	0	30	142	33.02	42	12.07	4.8	30	148	151	北	-
2000	9	3	21	35	142	24.02	42	3.09	4.0	60	128	141	北	(2秒)
2001	8	16	5	32	142	27.56	42	12.62	4.4	63	144	158	北	(2秒)
2002	8	29	18	4	142	19.31	41	55.70	4.7	67	113	131	北	-
2002	10	19	5	26	142	13.64	42	7.49	4.4	80	125	149	北	(2秒)
2002	10	31	12	15	142	43.88	42	52.86	4.2	114	218	246	北	(2秒)
2003	1	13	13	38	141	49.41	41	33.27	4.2	71	54	89	北	(2秒)
2003	2	23	22	38	141	5.06	42	12.66	4.3	122	116	168	北	(3秒)
2003	3	16	14	35	143	0.34	42	29.88	4.7	100	198	222	北	-
2003	10	29	16	31	141	28.04	41	18.28	3.2	85	14	87	北	(1秒)
2003	11	14	7	39	142	11.87	41	50.20	4.8	70	99	121	北	(4秒)
2004	7	4	21	31	142	29.08	42	2.99	4.9	62	132	146	北	-
2004	7	20	5	58	143	5.83	42	31.81	5.0	98	206	228	北	-
2004	8	24	18	44	141	18.82	41	15.86	3.0	7	11	13	北	(1秒)
2004	9	22	20	3	141	33.78	41	22.64	4.8	109	26	112	北	-
2004	10	20	11	16	141	19.49	41	32.17	3.9	8	39	40	北	(2秒)
2007	3	15	14	43	141	23.31	41	56.51	4.5	123	84	148	北	(2秒)
2007	8	22	16	26	140	48.07	41	58.43	5.4	122	100	158	北	-
2010	6	28	6	3	141	49.99	41	37.56	5.1	57	61	84	北	-
2013	2	2	23	17	143	13.65	42	42.12	6.5	102	227	249	北	-
2017	12	2	5	48	142	30.33	42	2.22	4.9	67	132	148	北	-
2018	9	6	6	11	142	0.90	42	40.20	5.4	38	173	177	北	-

※ 本リストで追加した地震は増幅特性の検討のみに用いる。
 ※ 表中備考の()は5秒未満の信頼限界周期を示す。また、表中備考の「-」は周期5秒までの信頼性を確認した記録に付した。

(3) 自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 水平成分

【水平成分の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、小さい地震が多い西側のばらつきは多少大きいものの、その他の方向は大きいものではない。
- なお、周期0.7秒付近のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(p.97)。

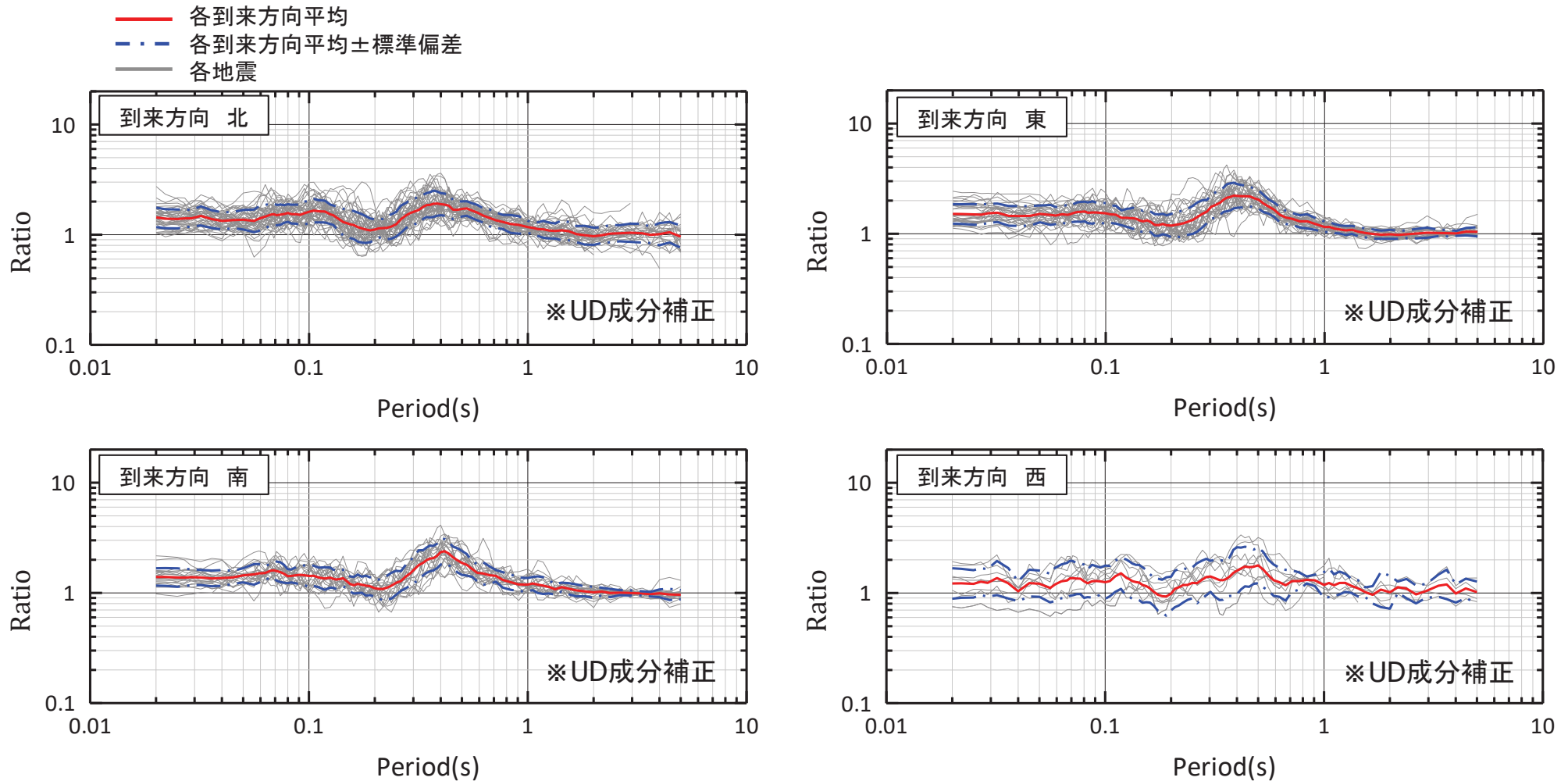


地震波到来方向別の応答スペクトル比 自由地盤 水平成分(PN基準)

(3) 自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 鉛直成分

【鉛直成分の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、小さい地震が多い西側のばらつきは多少大きいものの、その他の方向は大きいものではない。
- なお、周期0.4秒付近のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(p.97)。

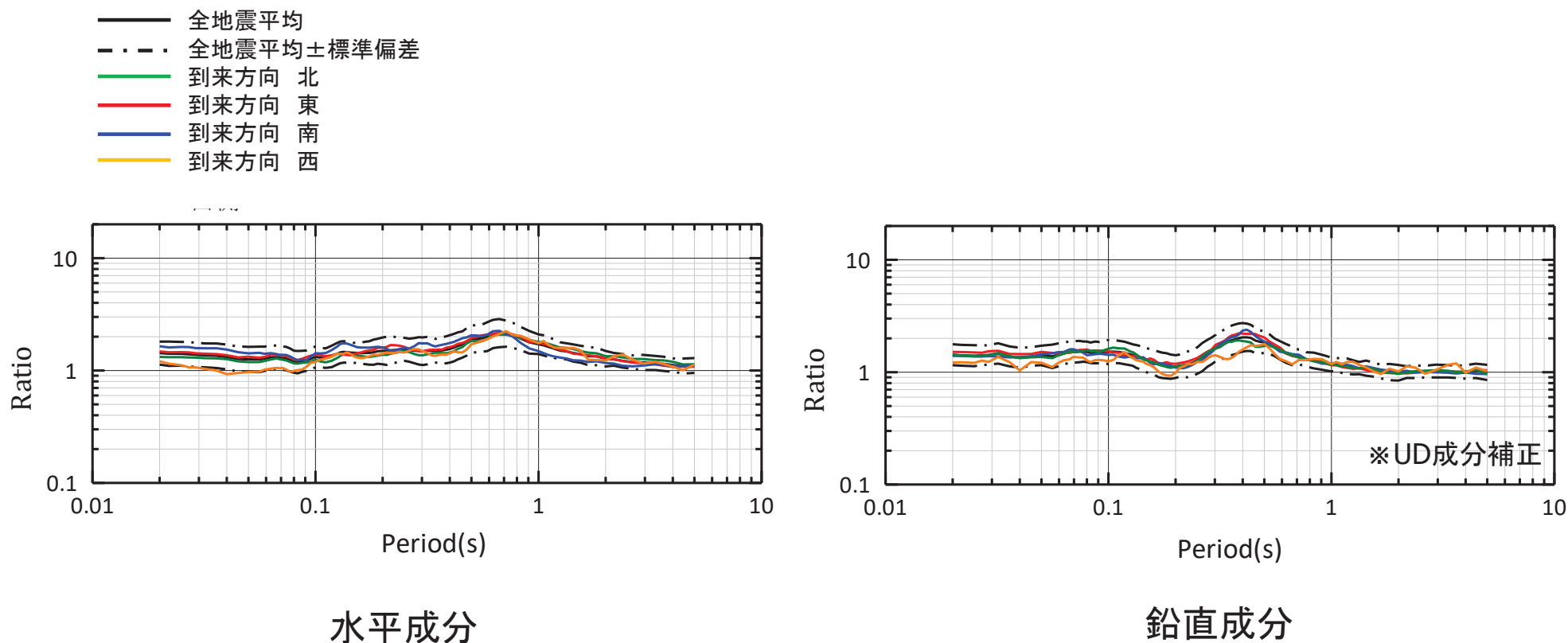


地震波到来方向別の応答スペクトル比 自由地盤 鉛直成分

(4) 自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 平均の比較

【地震波到来方向平均増幅特性毎の比較】

➤ 地震波到来方向平均増幅特性の到来方向別の傾向の違いは小さい。



地震波到来方向別の平均応答スペクトル比の比較 自由地盤

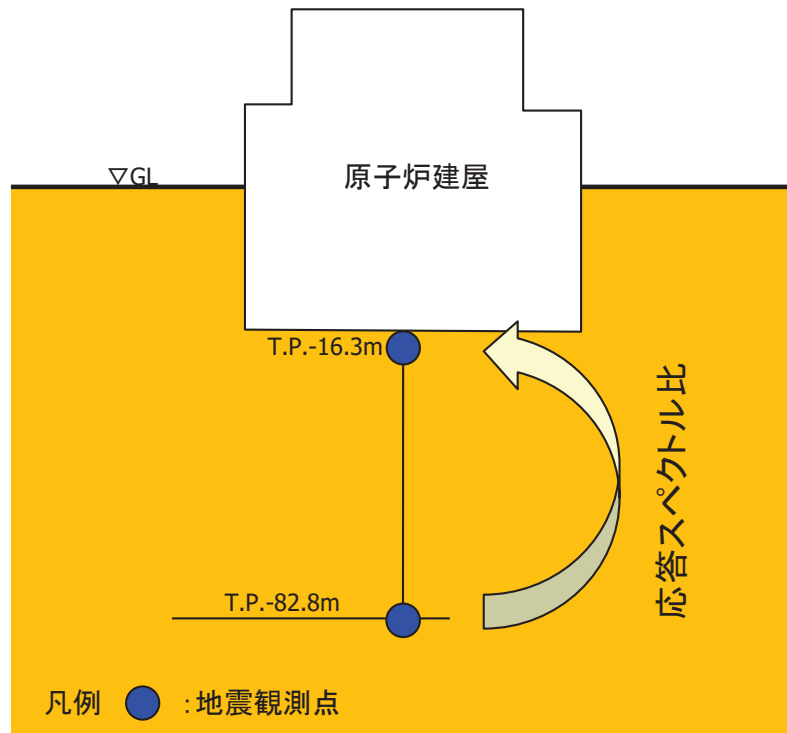
3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(5) 原子炉建屋直下地盤の増幅特性に関する検討

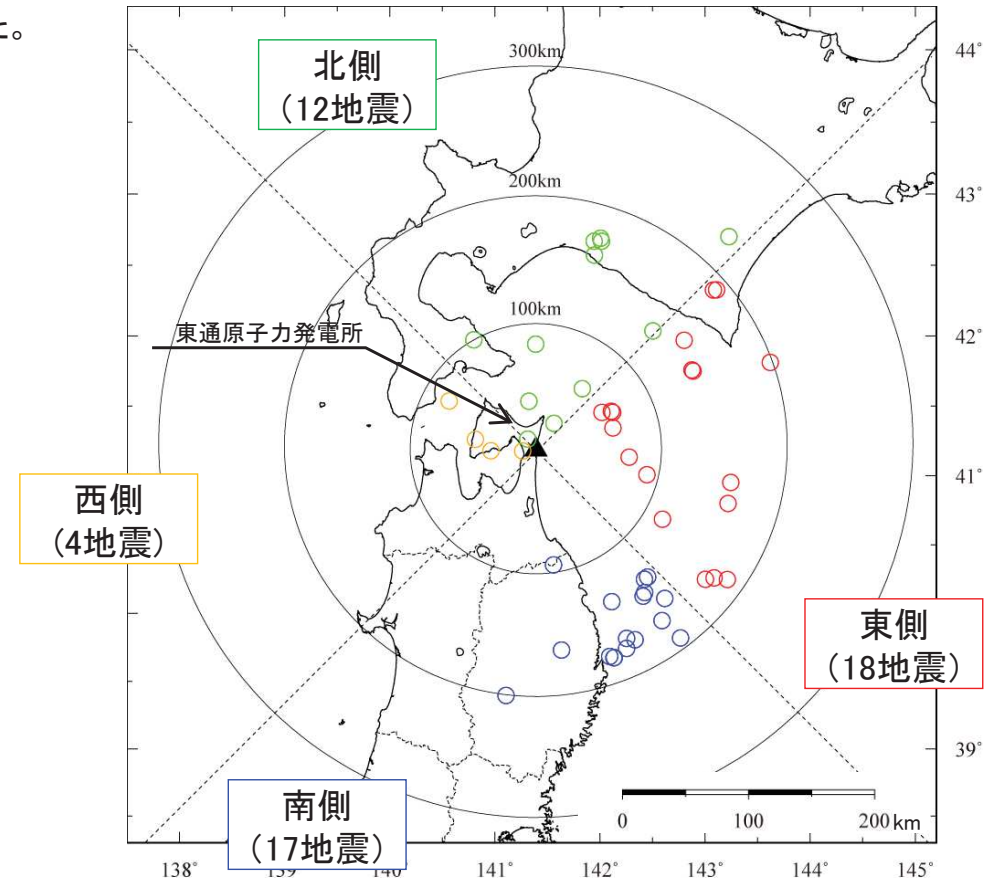
【目的】原子炉建屋直下地盤の鉛直アレイ観測記録においても、自由地盤の増幅特性と同様の傾向にあることを確認する。

- 振動特性の検討は、原子炉建屋直下深部の地震観測点(T.P.-82.8m)に対する原子炉建屋基礎版下の地震観測点(T.P.-16.3m)の応答スペクトル比を用いた。
- 鉛直アレイの増幅特性の検討に用いた観測地震の震央分布及び地震観測点を以下に示す。
- 検討に用いた観測記録は、自由地盤鉛直アレイの検討に用いた104地震(※)のうち、原子炉建屋直下の観測開始(2004年8月)～2018年の期間で得られた51地震とした。なお、西側については、検討対象地震が4地震と少ないことから参考扱いとする。

※ 全 方 位:地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内とした。
西側・北側:上記のほか、震央距離300km以内とした。



検討に用いた地震観測点



対象地震の分布(震央位置)

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(6) 原子炉建屋直下の検討に用いた地震観測記録

検討に用いた地震観測記録(M \geq 5.5, X \leq 200km程度)

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
2004	8	10	15	13	142	7.93	39	40.44	5.8	48	180	186	南	プレート間
2004	11	27	7	42	143	4.81	42	19.55	5.6	51	189	196	東	プレート間
2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116	124	東	プレート内
2007	4	19	0	7	141	56.8	42	40.24	5.6	126	171	213	北	プレート内
2008	4	29	14	26	142	6.5	41	27.78	5.7	62	67	91	東	プレート間
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163	196	南	プレート内
2008	9	22	16	31	140	33.93	41	32.28	5.6	152	79	171	西	プレート内
2009	2	15	18	24	142	25.41	40	15.01	5.9	36	136	141	南	プレート間
2009	6	5	12	30	143	37.22	41	48.74	6.4	31	199	201	東	プレート間
2010	9	13	14	47	142	7.31	41	27.36	5.8	63	68	93	東	プレート間
2010	12	6	16	30	143	13.1	40	47.95	5.8	7	160	160	東	プレート間
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192	194	南	プレート間
2011	3	11	15	49	142	37.08	40	6.57	5.9	7	159	159	南	プレート間
2011	3	17	13	13	142	24.69	40	7.58	5.9	31	146	149	南	プレート間
2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	171	175	南	プレート間
2011	8	1	22	44	142	15.21	39	48.96	5.8	43	169	174	南	プレート間
2011	9	17	4	26	143	5.17	40	15.55	6.6	7	177	177	東	プレート間
2011	9	17	6	8	143	12.77	40	14.84	6.1	4	186	186	東	プレート間
2011	9	17	16	33	143	0.18	40	14.98	5.5	14	172	172	東	プレート間
2011	11	24	19	25	142	53.24	41	45.02	6.2	43	140	146	東	プレート間
2012	1	28	9	22	142	25.61	40	9.19	5.7	36	145	149	南	プレート間
2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173	174	南	内陸
2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	177	178	南	内陸
2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	64	87	東	プレート間
2012	8	25	23	16	143	6.64	42	19.67	6.1	49	191	197	東	プレート間
2014	6	15	2	31	141	6.46	39	23.77	5.5	94	200	221	南	プレート内
2014	7	5	7	42	142	8.16	39	40.55	5.9	49	179	186	南	プレート間
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75	90	東	プレート間
2014	10	11	11	35	143	14.68	40	57.13	6.1	36	158	162	東	プレート間

つづく

つづき

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
2015	2	17	13	46	142	6.72	40	5.12	5.7	50	137	146	南	プレート間
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	61	90	東	プレート間
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94	129	南	プレート内
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	146	155	東	プレート間
2017	9	10	17	44	142	52.6	41	45.5	5.6	43	139	146	東	プレート間
2017	9	27	5	22	142	27.3	40	16	6.1	35	136	141	南	プレート間
2017	12	16	2	58	142	5.6	39	41.1	5.5	52	177	185	南	プレート内
2018	1	24	19	51	142	26.8	41	0.5	6.3	34	91	97	東	プレート間
2018	9	6	3	7	142	0.4	42	41.4	6.7	37	174	178	北	内陸
2018	9	6	3	20	141	56.9	42	34.3	5.5	36	160	164	北	内陸

※ 信頼限界周期が5秒以上であることを確認済み。

西側及び北側で追加した観測記録($\Delta \leq 300$ km)

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')						
2004	8	24	18	44	141	18.82	41	15.86	3.0	7	11	13	北	(1秒)
2004	9	4	11	18	140	48.98	41	15.69	3.8	14	49	51	西	(2秒)
2004	9	22	20	3	141	33.78	41	22.64	4.8	109	26	112	北	-
2004	10	20	11	16	141	19.49	41	32.17	3.9	8	39	40	北	(2秒)
2007	3	15	14	43	141	23.31	41	56.51	4.5	123	84	148	北	(2秒)
2007	8	22	16	26	140	48.07	41	58.43	5.4	122	100	158	北	-
2010	6	28	6	3	141	49.99	41	37.56	5.1	57	61	84	北	-
2013	2	2	23	17	143	13.65	42	42.12	6.5	102	227	249	北	-
2018	3	9	18	15	141	15.90	41	10.70	4.4	93	11	94	西	-
2018	4	29	21	31	140	57.80	41	10.80	3.3	7	36	36	西	(1.5秒)
2018	9	6	6	11	142	0.90	42	40.20	5.4	38	173	177	北	-

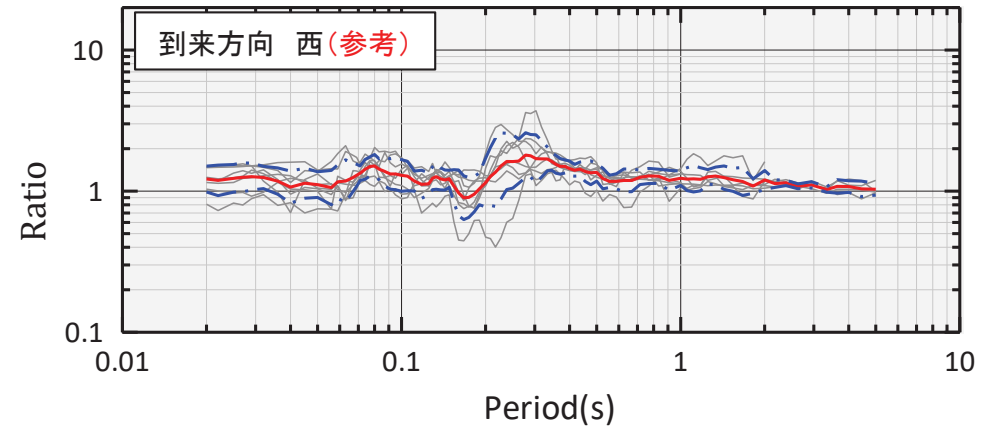
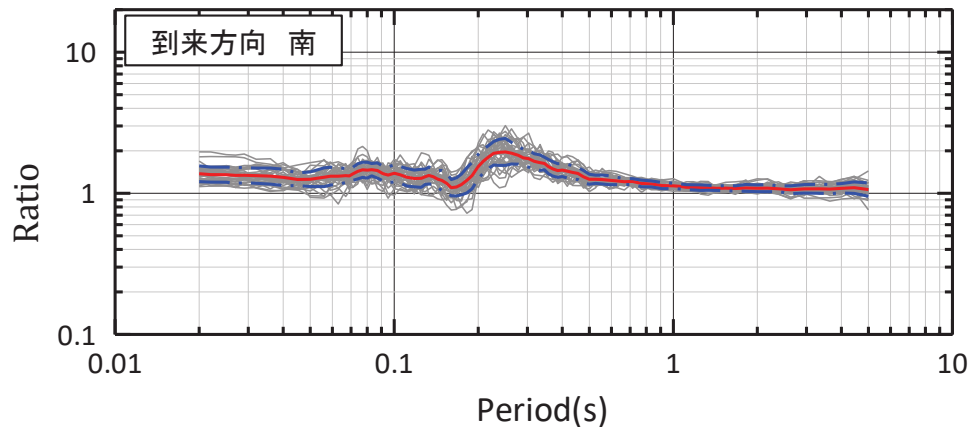
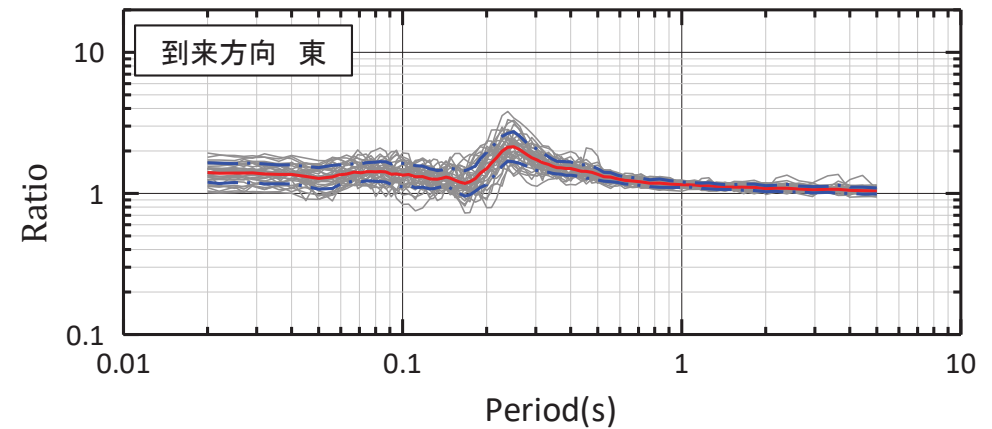
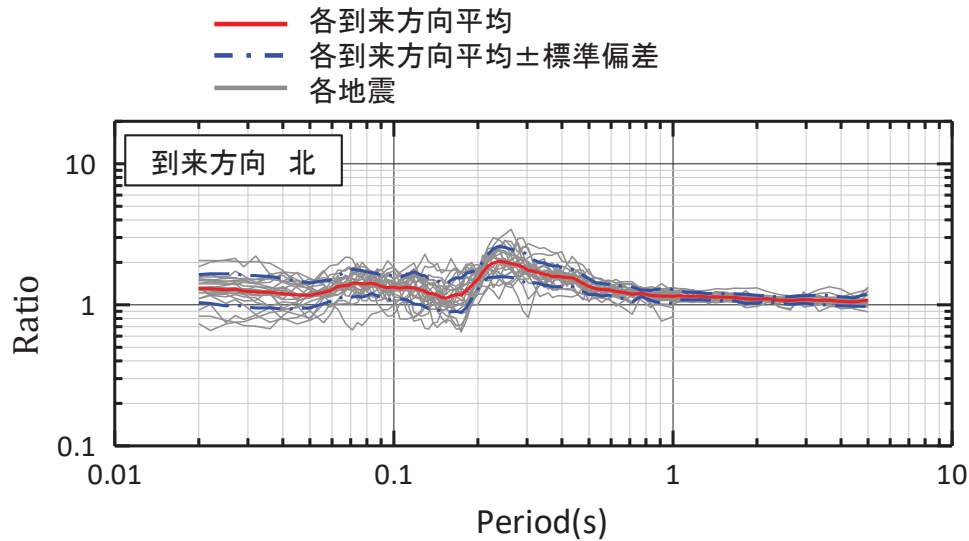
※ ()は5秒未満の信頼限界周期を示す。その他の観測記録は5秒以上を確認済み。

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(7)原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 水平成分

【水平成分の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、小さい地震が多い北側、西側のばらつきは多少大きいものの、東、南側のばらつきは大きいものではない。
- なお、卓越周期については建屋直下の地盤は建屋の相互作用の影響を受けているため、純粋な地盤の卓越周期とは異なるものと考えられる。

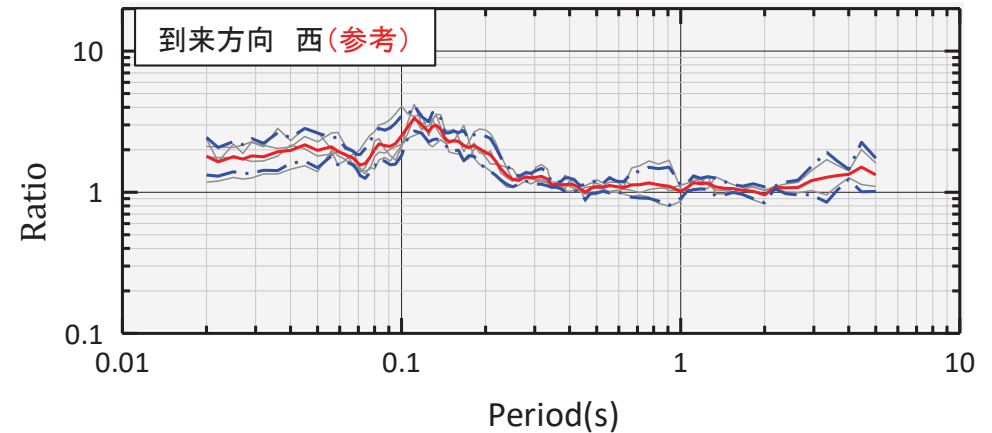
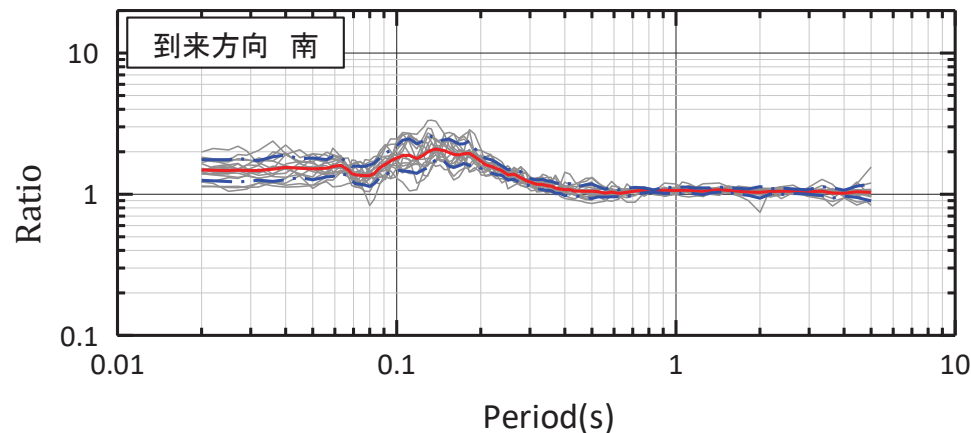
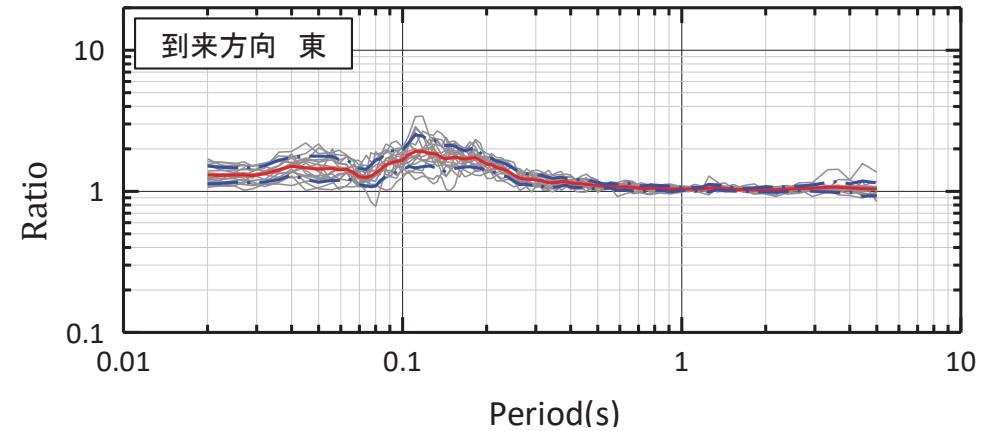
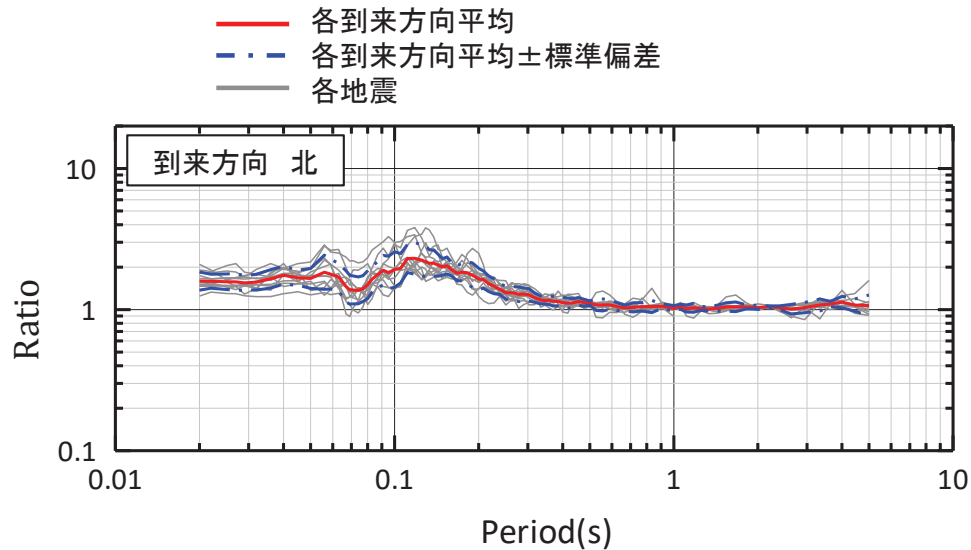


3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(7)原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 鉛直成分

【鉛直成分の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

- 地盤の増幅特性は特に著しく大きい周期帯はなく、また、到来方向別にみても各地震の応答スペクトル比のばらつきは大きいものではない。
- なお、卓越周期については建屋直下の地盤は建屋の相互作用の影響を受けているため、純粋な地盤の卓越周期とは異なるものと考えられる。



地震波到来方向別の応答スペクトル比 原子炉建屋直下 鉛直成分

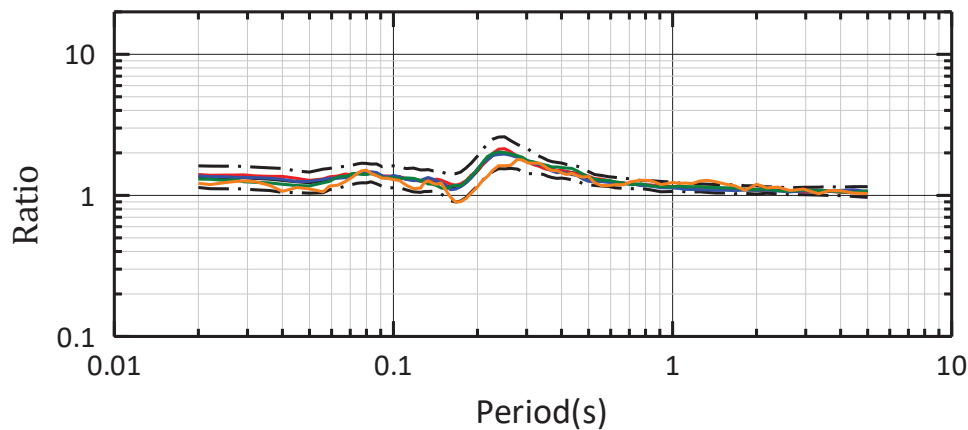
3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(7) 原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 平均の比較

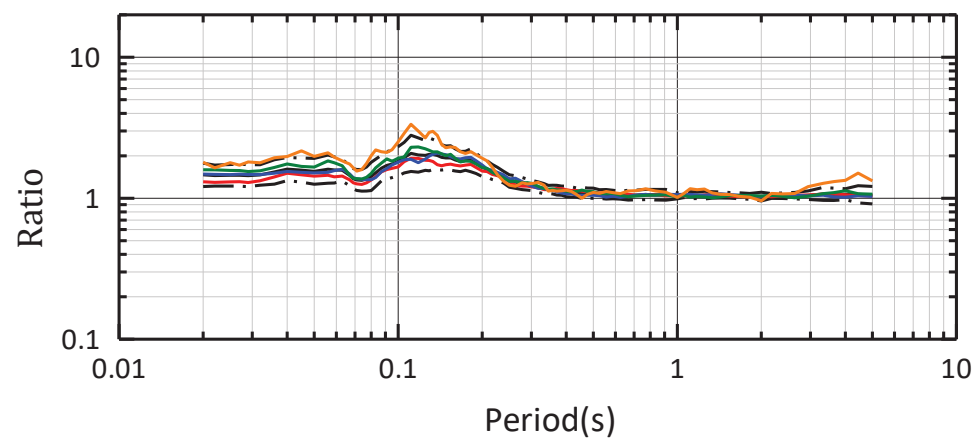
【原子炉建屋直下の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

➤ 地震波到来方向平均増幅特性の到来方向別の傾向の違いは小さい。

- 全地震平均
- - - 全地震平均±標準偏差
- 到来方向 北
- 到来方向 東
- 到来方向 南
- 到来方向 西 (参考)



水平成分



鉛直成分

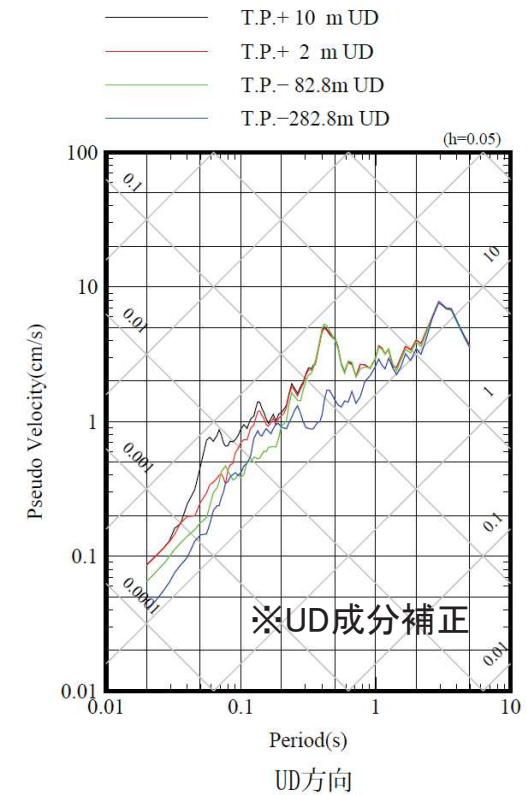
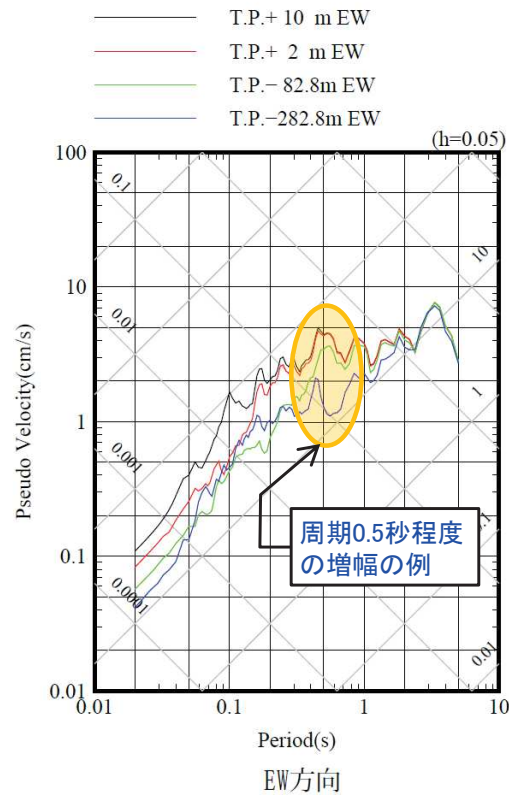
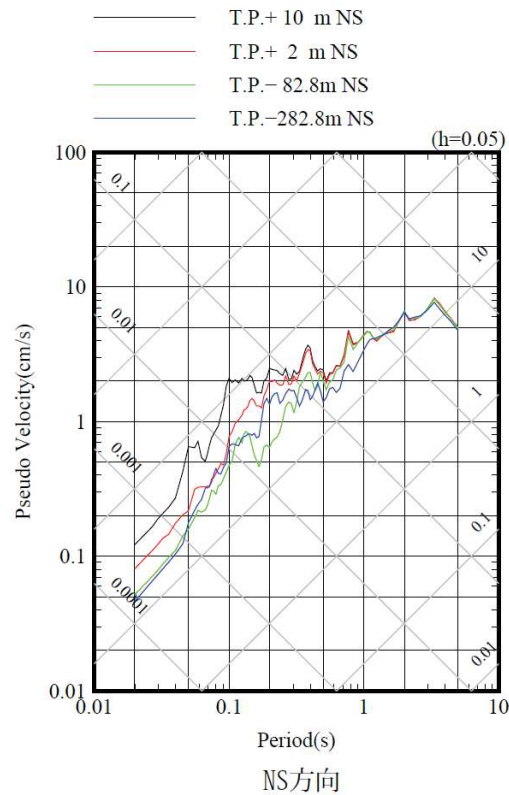
地震波到来方向別の平均応答スペクトル比の比較 原子炉建屋直下

3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(8) 自由地盤T.P.-82.8mの周期0.5秒程度の卓越に関する分析 検討方針

【目的】 自由地盤のT.P.-82.8m観測点の水平動には周期0.5秒程度にピークを持つ記録が幾つか認められるため、その成因について分析を行う。

- T.P.-82.8m観測点の水平動の周期0.5秒付近にピークをもつ地震として、1995年1月7日岩手県沖の地震(M7.2)がある。この地震を例に周期0.5秒の成因について分析する。



自由地盤観測点の増幅の例(1995年1月7日7時37分 岩手県沖の地震 M7.2) (PN基準)

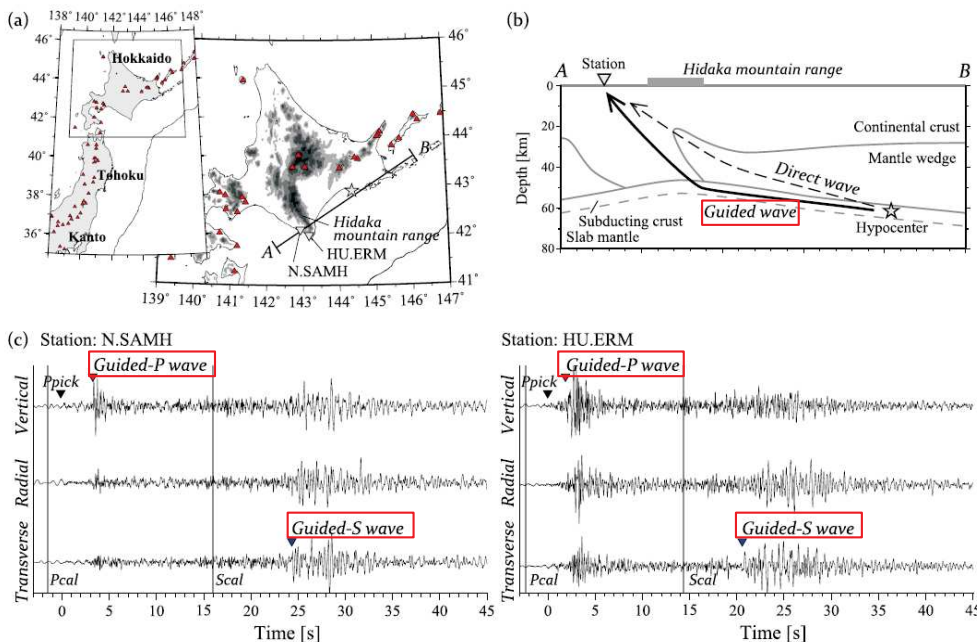
(8) 自由地盤T.P.-82.8mの周期0.5秒程度の卓越に関する分析 ガイド波の例

- 周期0.5秒付近のピークの要因候補としては、地盤の増幅の影響の他に、特定の弱層を地震波が伝わることによって生じる波の影響(ガイド波)も考えられる。
- 低速度層を伝搬するガイド波としては、沈み込んだ海洋プレートを伝播する例[Shiina et al.(2017)]や断層破碎帯を伝播する例[Li et al.(1990)等]が報告されている。

沈み込み帯のガイド波の例

【Shiina et al.(2017)に一部加筆】

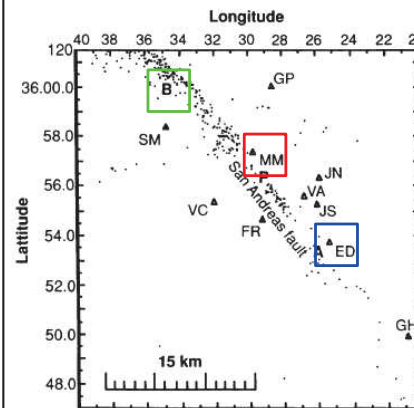
- 海洋プレート内地震のガイド波の例。
- 沈み込んだ海洋地殻の低速度域を伝搬した地震動は陸側プレートの低速度域に効率的に伝播する。



断層破碎帯のトラップ波の例(2)

【Li et al.(1990)に一部加筆】

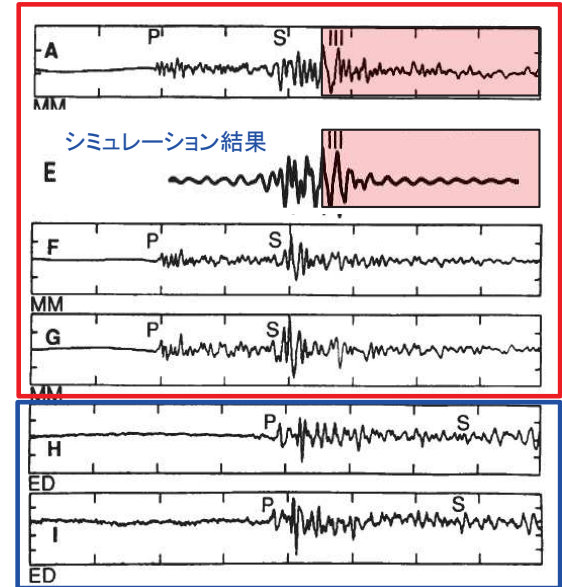
- 断層における地震波のトラップモードは、地震波速度が大きい岩盤で区切られた低速度層を伝搬する地震波のコヒーレントな干渉として現れる。



サンアンドレアス断層と観測点の配置

▲: 観測点
B: 検討した地震の震央

- 地震Bでトラップ波を観測したMM観測点は、サンアンドレアス断層の地表トレースから0.3 kmに位置している。
- 一方、同地震でトラップ波を観測しなかったED観測点は1.5km離れている。



MM観測点における波形の比較。A図: 低速度層で発生した地震Bでは**トラップ波(網掛)**がみられる。E図: 4層モデルによるシミュレーション結果で再現。F, G図: 地震Bと近いものの断層低速度層から離れた位置で発生した2地震ではトラップ波は見られない。

H, I図: 断層から離れたED観測点における地震Bの波形。トラップ波は見られない。

断層破碎帯のトラップ波の例(1)

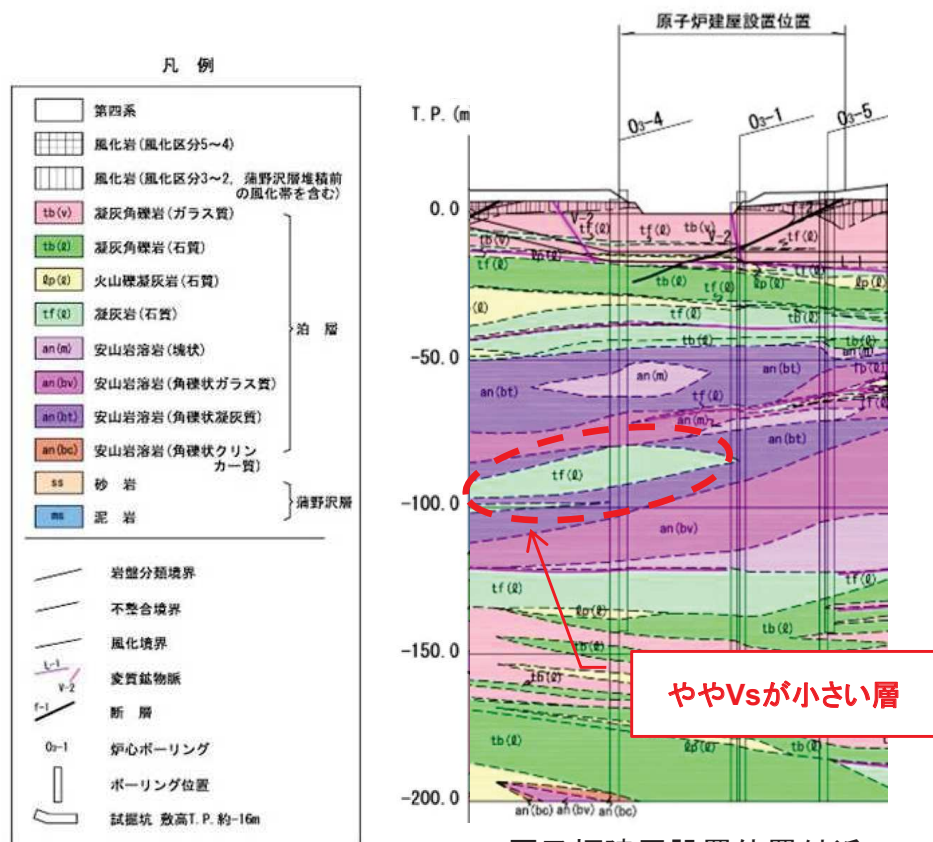
【伊藤(1995)】

- 断層破碎帯は低速度であることから、断層破碎帯中に特有の地震波のモードが存在する。
- トラップ波は震源と観測点の両方が断層内にある場合のみ観測される。

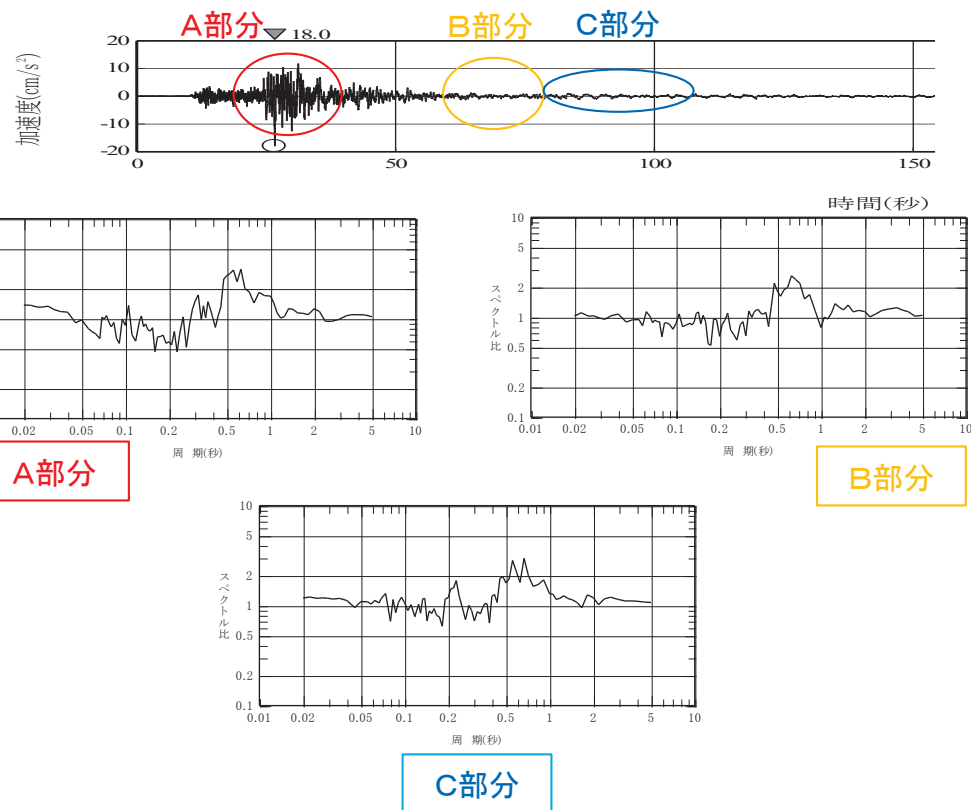
(8) 自由地盤T.P.-82.8mの周期0.5秒程度の卓越に関する分析

鉛直アレイの増幅における弱層の影響

- 敷地地盤には、T.P.-100m付近に周囲に比べてややVsが小さい層が分布している。しかし、当該層のVsは約1.4km/sと周辺層(約1.8km/s)とのインピーダンス比は小さく、また、その長さも数百mオーダーのものであり、また、分布形状もほぼ水平なため、当該レベルでは地震動はほぼ鉛直入射になっていることも踏まえると、周期0.5秒の卓越は弱層によるガイド波的效果によるものではないと考えられる。
- 伝播特性の多少の違いが卓越周期に与える影響を確認するために、1995年1月7日岩手県沖の地震(M7.2)のEW成分の観測記録に対し、主要動部分と後続波部分の応答スペクトル比の比較を行った。各部分のスペクトル比とも周期0.5秒過ぎに卓越周期を持っており、従って、T.P.-82.8mの周期0.5秒の卓越は地盤の増幅特性が起因しているものと判断される。
- なお、当該地震については、T.P.-282.8mのEW成分において周期0.5秒前にピークを持つ地震動であったため、震源特性と増幅特性の相乗効果でT.P.-82.8mの周期0.5秒の卓越が生じていると考えられる。



原子炉建屋設置位置付近における地質鉛直断面図



観測記録各区間の応答スペクトル比 (T.P.-82.8m/T.P.-282.8m, EW成分, h=0.01)

(9)まとめ

- 地震観測記録を敷地を中心にした4方位に区分し、地震波到来方向の違いが増幅特性に与える影響について検討を行った。
- その結果、自由地盤の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)、原子炉建屋直下の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)とも、増幅特性に著しく大きい周期帯はないこと、各地震の増幅特性のばらつきも大きいものではないこと、地震波到来方向の違いによる増幅特性のばらつきも小さいことを確認した。
- なお、1995年1月7日岩手県沖の地震ではT.P.-82.8m 観測点において周期0.5秒が卓越しているが、これは震源特性と増幅特性の相乗効果によるものと考えられる。

以上の検討結果から、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

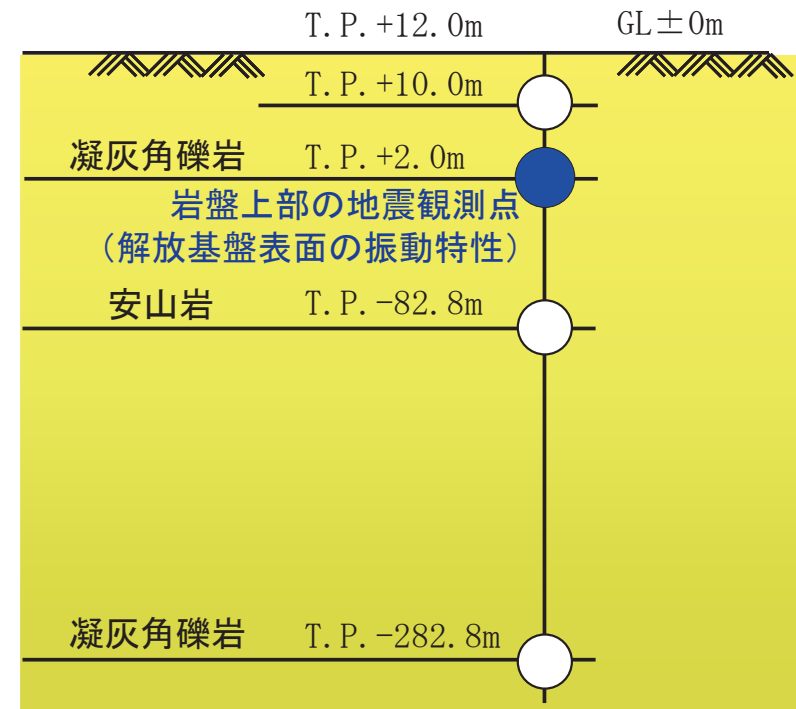
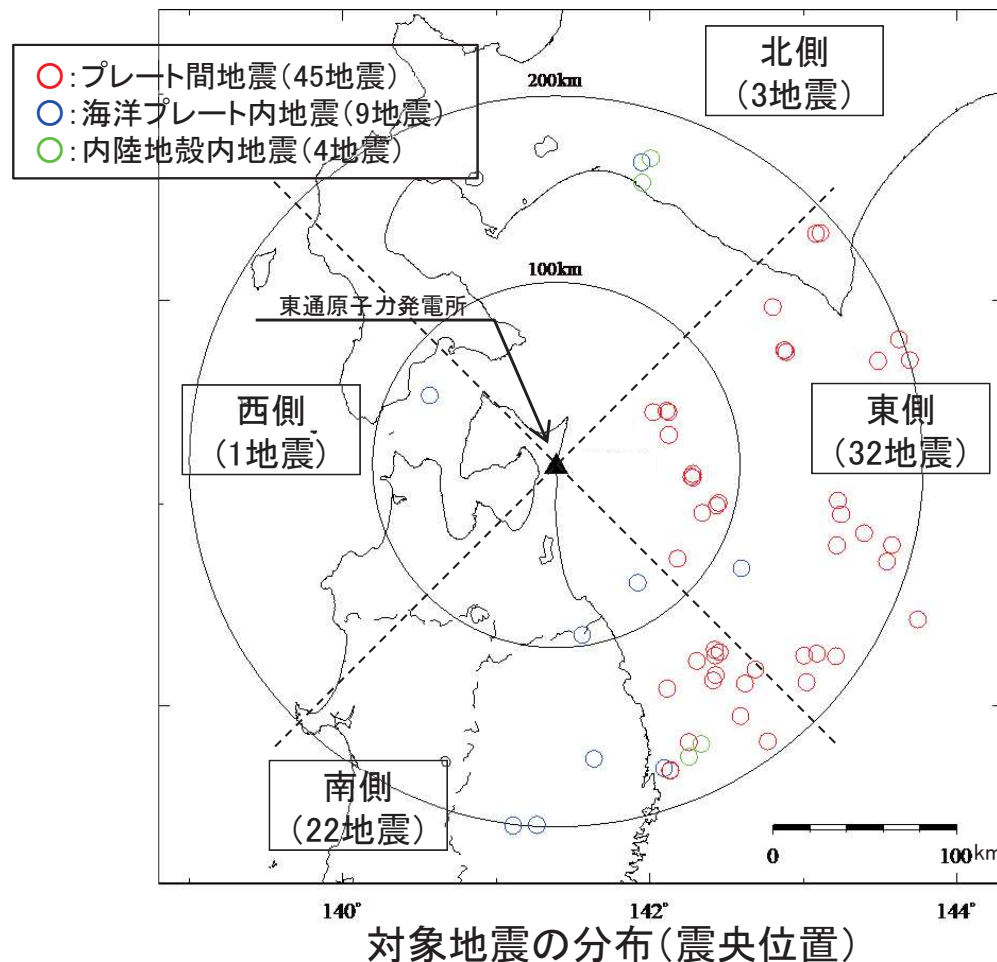
3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(1) 検討方針と検討に用いる観測記録

【目的】 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルと観測記録の応答スペクトルの残差を用いて以下の検討を行う。

- ①地震タイプ別の残差の傾向が、著しく大きい結果になっていないこと
- ②地震波到来方向別に分類した場合の残差の形状が、特に大きな相違はないこと

- 検討対象地震は、Noda et al.(2002)の適用範囲を踏まえ、観測開始(1994年)～2018年に得られた地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内の58地震(p.46)とする。なお、西側については、検討対象地震が1地震のみであることから、参考扱いとする。
- 観測記録は岩盤上部の観測点 (T.P.+2.0m)を用いるが、当該観測点の土被り深さは10m程度と浅いため、地中波の応答スペクトルと距離減衰式を比較した。

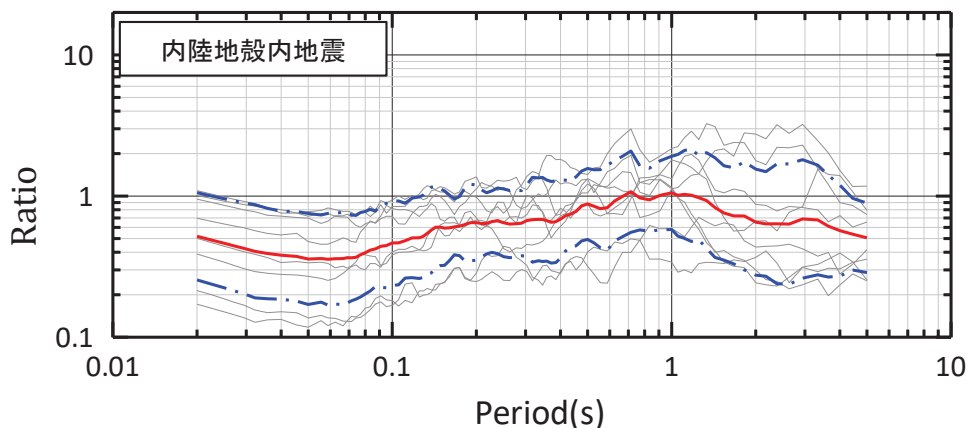
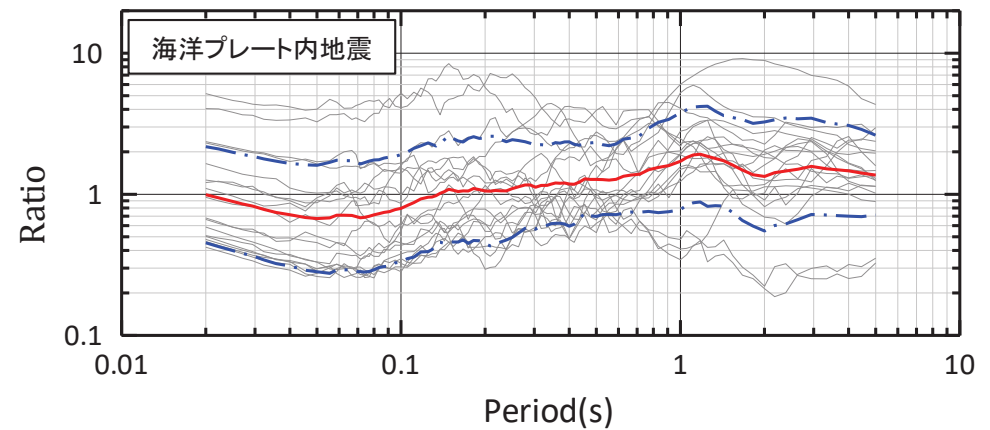
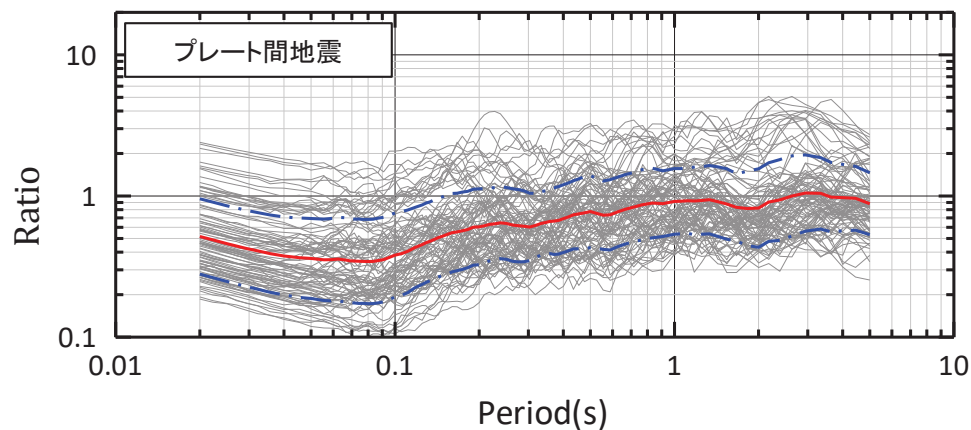


○: 地震計設置位置
検討に用いた地震観測点

3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(2) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 水平成分

- ▶ プレート間地震の残差の平均は概ね1を下回る。Noda et al.(2002) は福島県沖の地震を中心に策定された式であり、青森県沖のプレート間地震とは震源の特徴、伝播特性の違いがあったとしても、少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないと考えられる。
- ▶ 海洋プレート内地震の残差の平均は概ね2を下回る。プレート間地震と海洋プレート内地震の平均的な短周期レベルの違いは2倍程度であり(片岡ほか(2006)), 東通の傾向はこれと概ね整合している。このことから、少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないと考えられる。
- ▶ 内陸地殻内地震は、内陸補正(0.6倍)よりも一部の周期帯で大きい傾向にある。これは、今回検討の対象とした地震に平成30年北海道胆振東部地震等の震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある地震が含まれているためと考えられる。
- ▶ 3つのタイプの地震とも、残差の形状は概ね同様であり、地盤増幅特性に顕著な違いはないと判断される。



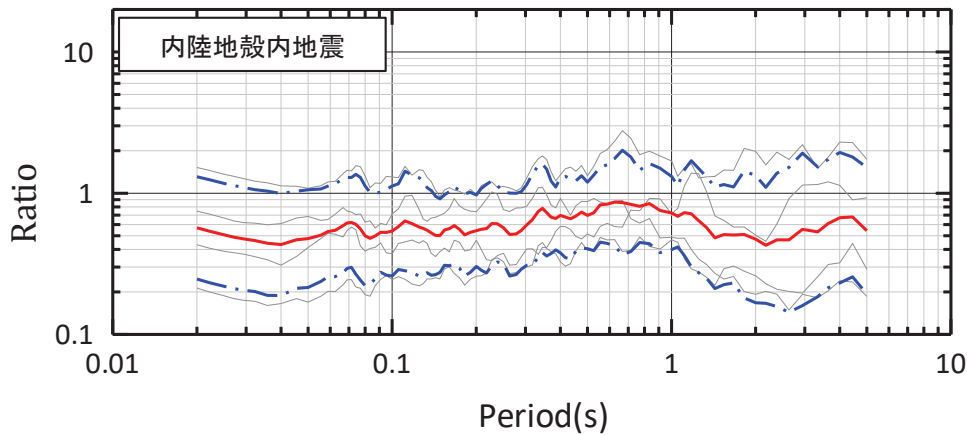
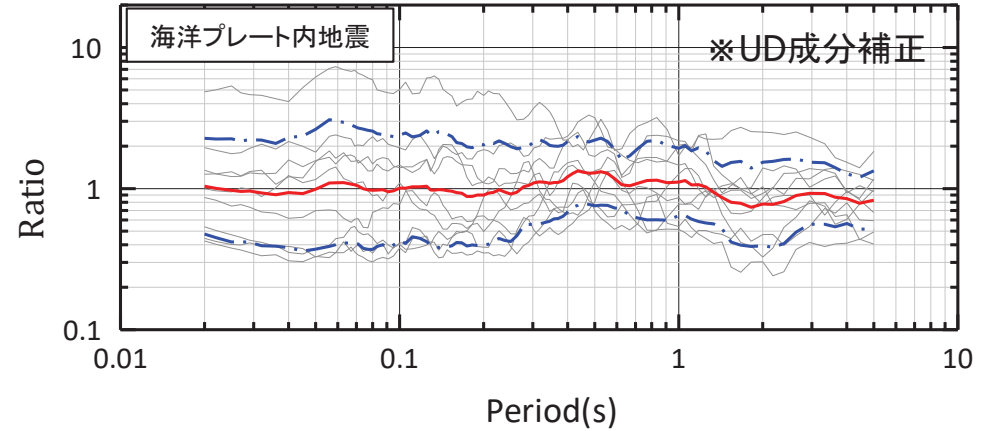
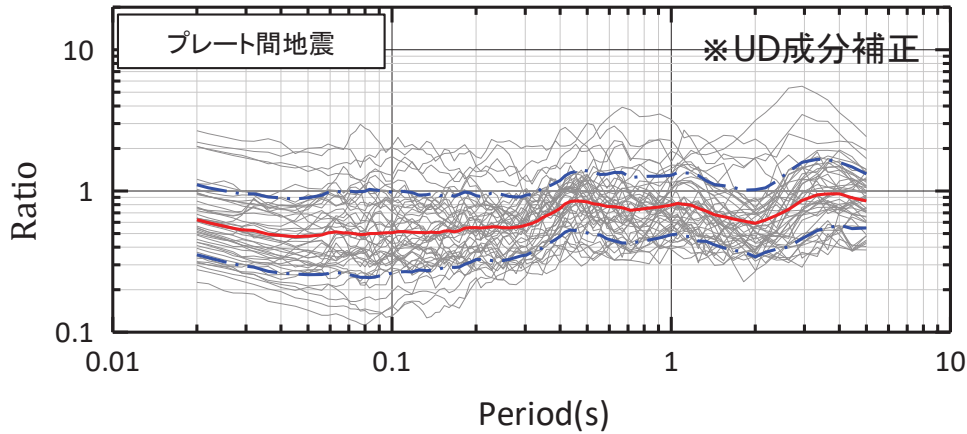
- 各地震の比の平均
- - 各地震の比の平均±標準偏差
- 各地震の比

観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 水平成分
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(2) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 鉛直成分

▶ 鉛直成分も水平成分と同様の傾向にある。



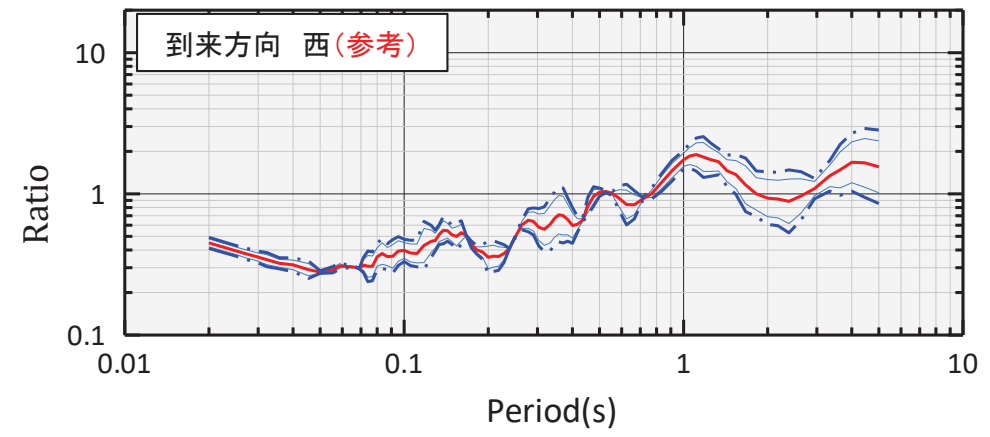
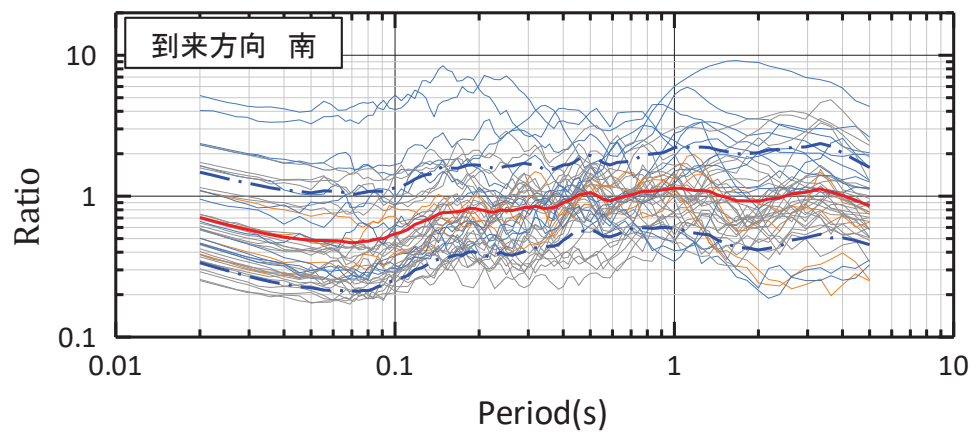
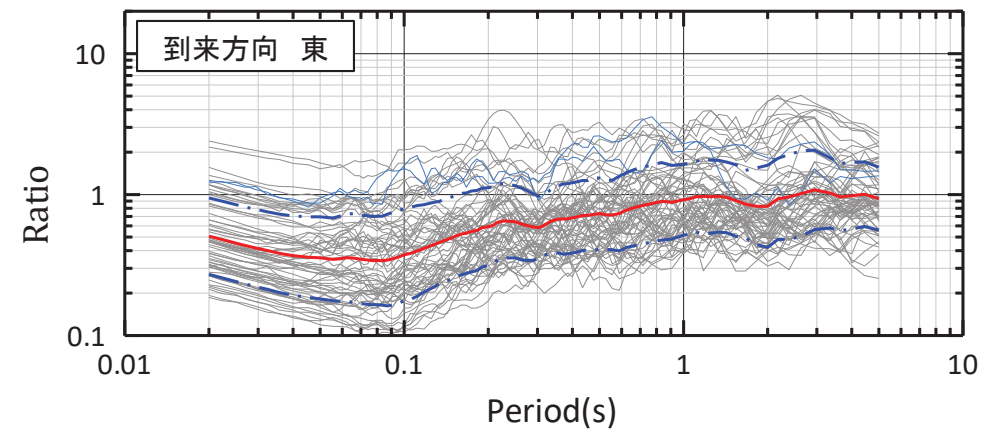
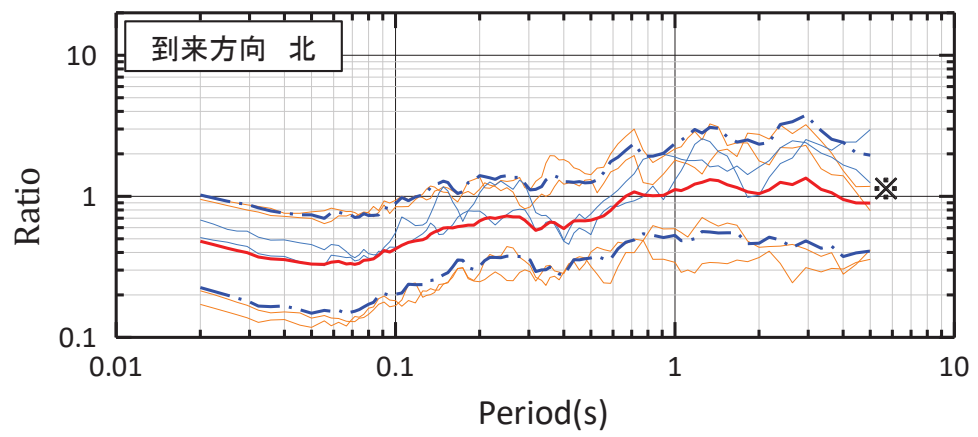
- 各地震の比の平均
- - 各地震の比の平均±標準偏差
- 各地震の比

観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 鉛直成分
自由地盤の岩盤上部地震観測点 (T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(3) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 到来方向による違い 水平成分

▶ 各地震波到来方向における残差は、その大きさについては地震タイプの違いに応じて多少違いはあるが著しいものではない。また、その形状は、地震波到来方向別に大きな違いはない。

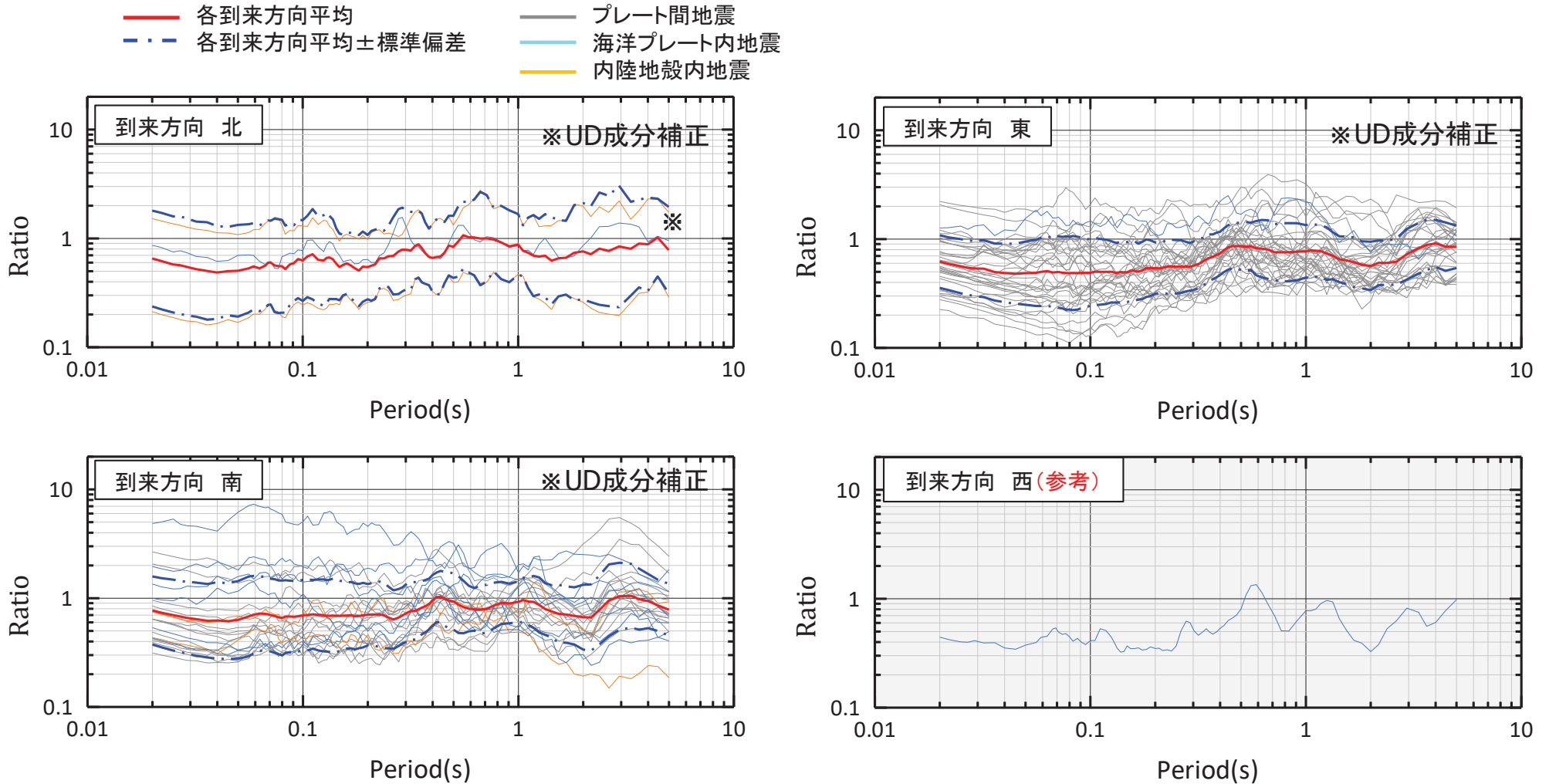


観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震波到来方向別 水平成分
 自由地盤の岩盤上部地震観測点 (T.P.+2.0m) / Noda et al.(2002)
 ※平成30年北海道胆振東部地震: 震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある。

3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(3) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 到来方向による違い 鉛直成分

➤ 鉛直成分も水平成分と同様の傾向にある。



観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震波到来方向別 鉛直成分

自由地盤の岩盤上部地震観測点 (T.P.+2.0m) / Noda et al.(2002)

※平成30年北海道胆振東部地震: 震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある。

3. 4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(4)まとめ

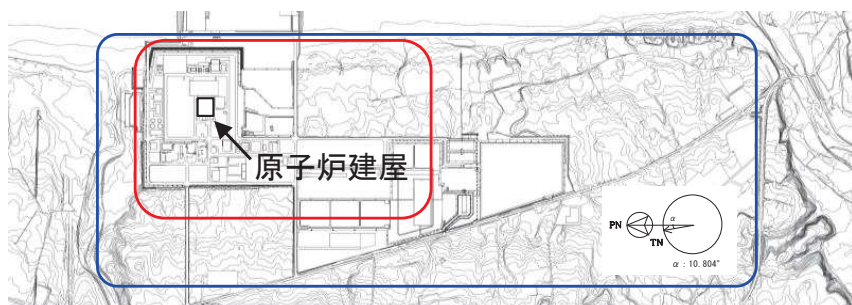
- Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルと観測記録の応答スペクトルの残差を用いた検討から、地震タイプ別の残差の傾向が著しく大きい結果になっていないこと、また、地震波到来方向別に分類した場合の残差の形状が、特に大きな相違はないことを確認した。

以上の検討結果から、当該自由地盤(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

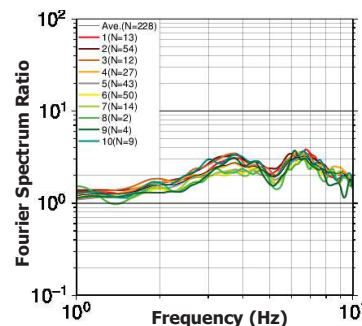
3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要①

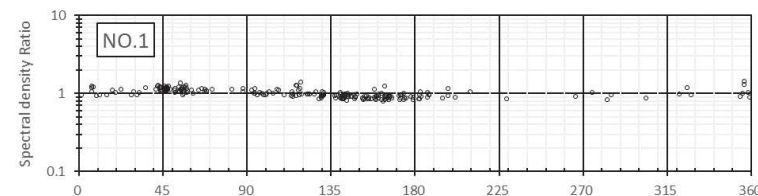
【目的】 敷地内臨時高密度観測を実施し、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは小さいことを確認する。



検討範囲イメージ



基準化スペクトル(例)
(地震波到来方向の比較)



スペクトル密度比(例)

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

- 原子炉建屋等の重要施設の周辺で稠密に地震計を配置
- 敷地地表24箇所

記録の傾向確認(表層の影響等)

- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(各観測点/地表基準観測点)

基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

- 敷地全体を南北に縦断するように地震計を配置
- 敷地地表5箇所

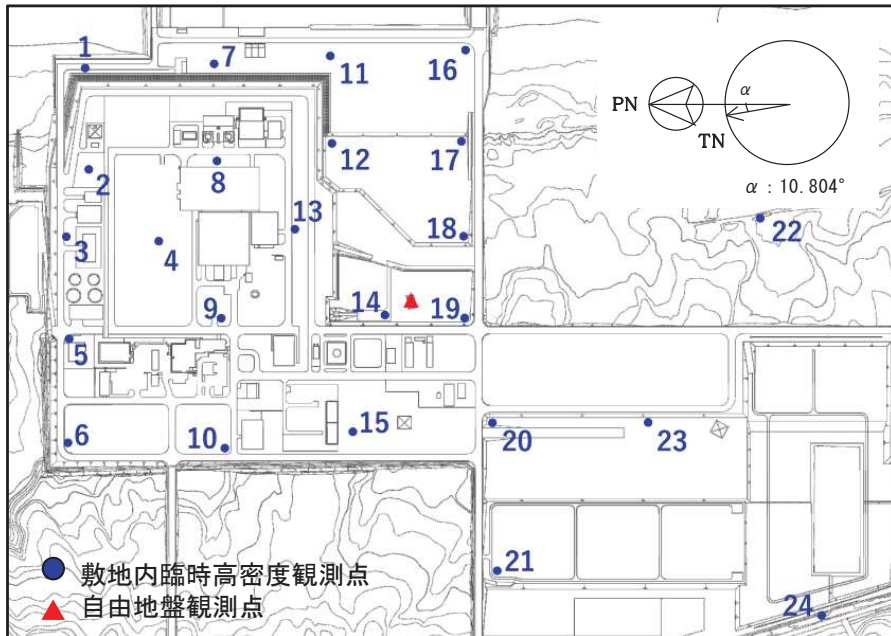
- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(各観測点/地表基準観測点)

基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要②

- 2013年5月～2015年11月(一部は2014年9月まで)の期間, 敷地地表24箇所に地震計を配置し, 高密度微小地震観測を行った。地震計は, 岩盤のせん断波速度及び検討対象とする周波数範囲(1～10Hz)を考慮し, 原子炉建屋等の重要施設の周辺では150m～200m程度に稠密に配置し, それ以外ではやや広めの間隔に配置した。
- この期間に得られた地震観測記録を用い, 基準化スペクトル及びスペクトル密度比[澤田ほか(2018)]により, 地震波到来方向の違いによる影響を確認する。基準点は, 自由地盤観測点に近く解放基盤表面相当(T.P.+2.0m)の応答に概ね近いと考えられるNo.14観測点(T.P.+10.0m)とした。
- 敷地地盤の振動特性に地下構造の不均質性の影響が小さい場合, 地震の到来方向の違いによらず各観測点の岩盤中の揺れの差異は小さくなり, 基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきも小さくなる。
- 各観測点の揺れは「観測点直下の岩盤中の揺れ」と「表層地盤の増幅特性」の影響を受けるが, 表層地盤は薄く当該表層地盤の不均質性の影響は小さいことから, 観測記録の基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは岩盤中の揺れのばらつきに相当すると考えられる。



敷地内臨時高密度観測点

基準化スペクトル

$$S_{no} = \frac{S_n}{S_{14}}$$

S_{no} : No.n観測点の基準化スペクトル
 S_n : No.n観測点のフーリエ振幅スペクトル
 S_{14} : No.14観測点のフーリエ振幅スペクトル
 なお, フーリエ振幅スペクトルはTransverse成分とRadial成分の平均とした。

スペクトル密度比

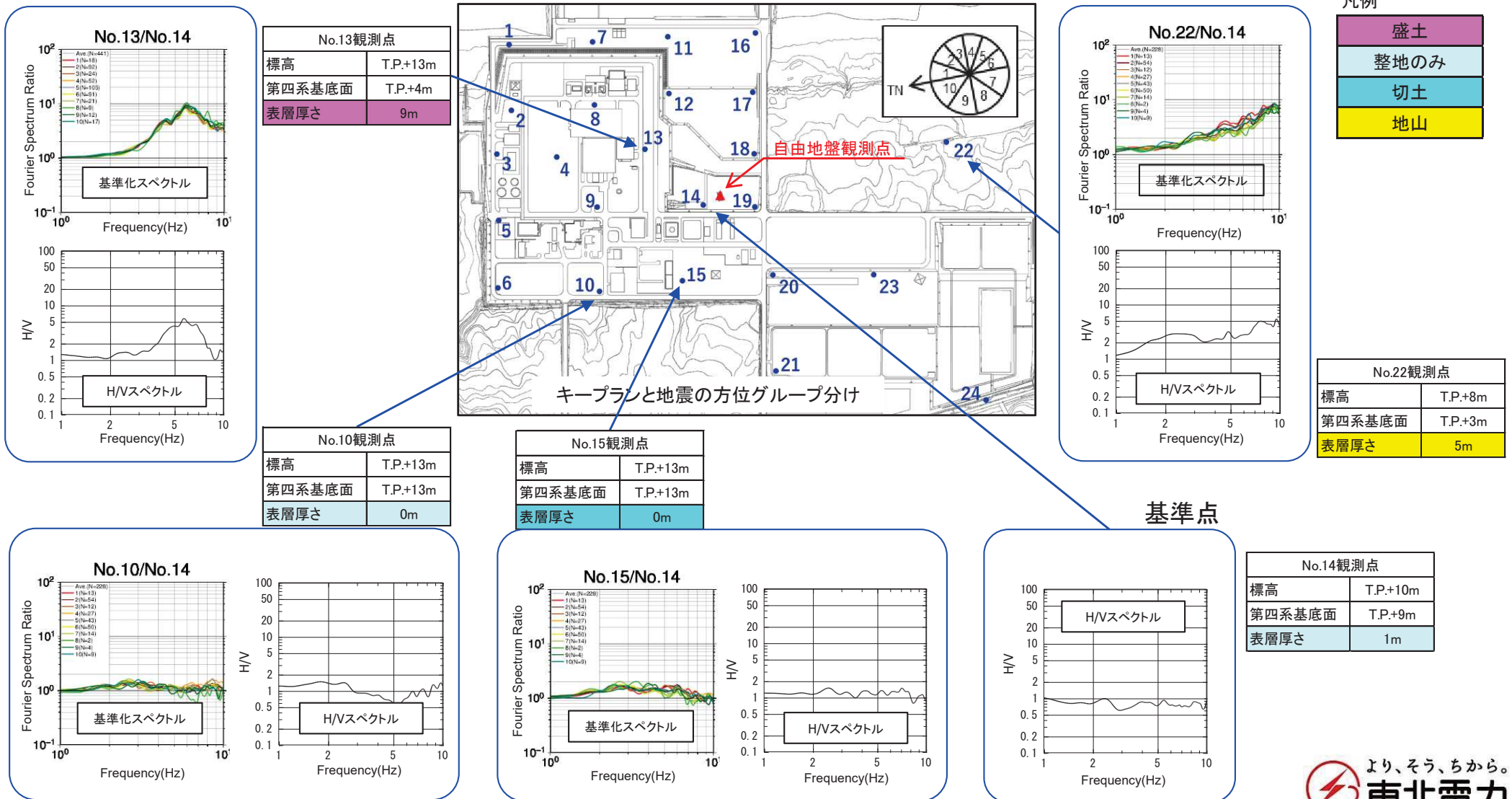
$$\text{スペクトル密度} = \frac{\text{各観測点・各地震の基準化スペクトルの面積}}{\text{各観測点の平均基準化スペクトルの面積}}$$

基準化スペクトルの面積の算定は1～10Hzとした。

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討 (2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響

ばらつきの検討に先立ち、各観測点の基準化スペクトルの傾向の妥当性確認のため、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルとの比較を行った。また、表層の厚さとの整合性についても検討した(この頁には代表的な観測点を示し、その他の観測点は補足説明資料3章に示す)。

- ① 基準点である地表観測点であるNo.14の微動H/Vスペクトルは概ね平坦であり、表層の影響が少ない。
- ② 基準化スペクトルの形状は微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、基準化スペクトルは、盛土では卓越振動数が表れやすく、表層が厚いほど低振動数となる等、表層の厚さと整合する傾向を示している。



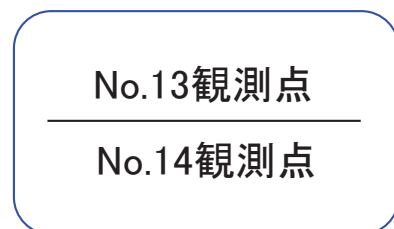
3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響

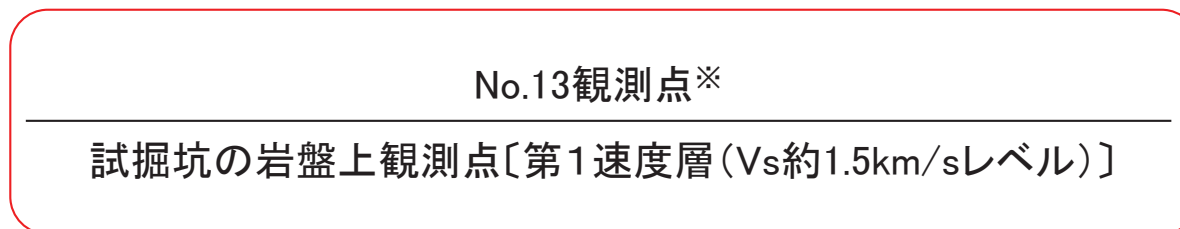
S151

- 基準化スペクトル策定の基準点となるNo.14観測点(T.P.+10.0m)の振動特性確認のために、別途実施している臨時地震観測記録との比較を行った。具体的には、二つの臨時観測の期間で共通に観測しているNo.13観測点に対して、No.14、2号炉用試掘坑内観測点それぞれの基準化スペクトルを作成し比較した。

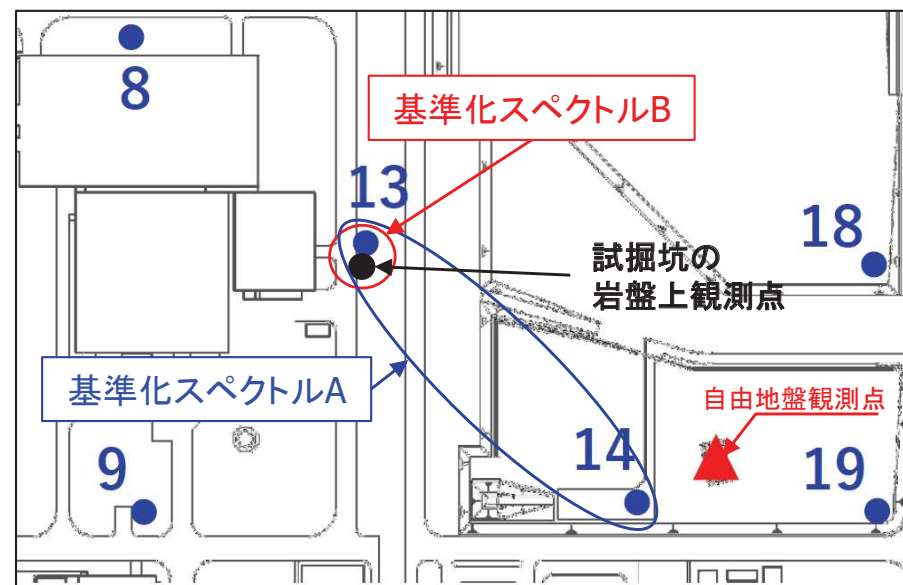
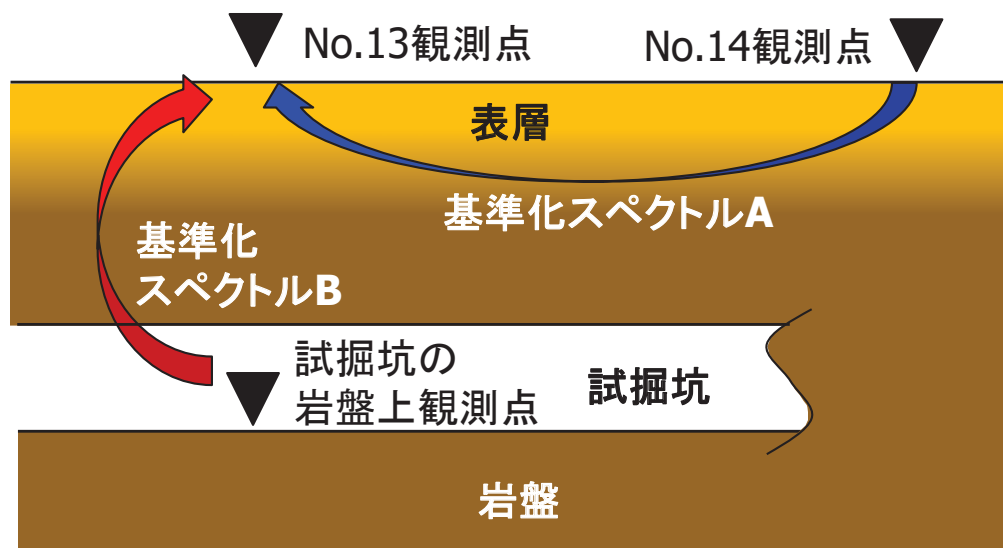
基準化スペクトルA



基準化スペクトルB



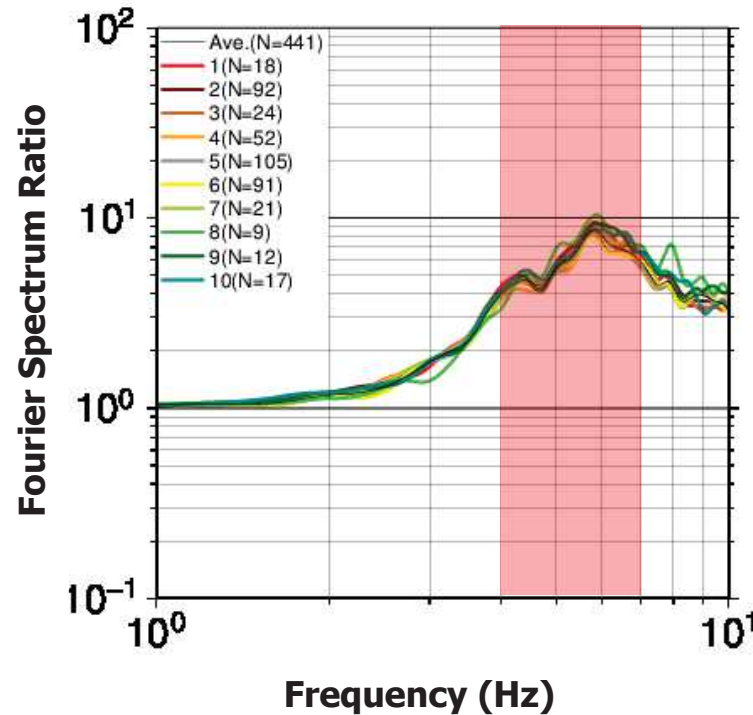
※ 基準化スペクトルAに用いた観測記録とは期間が異なる。



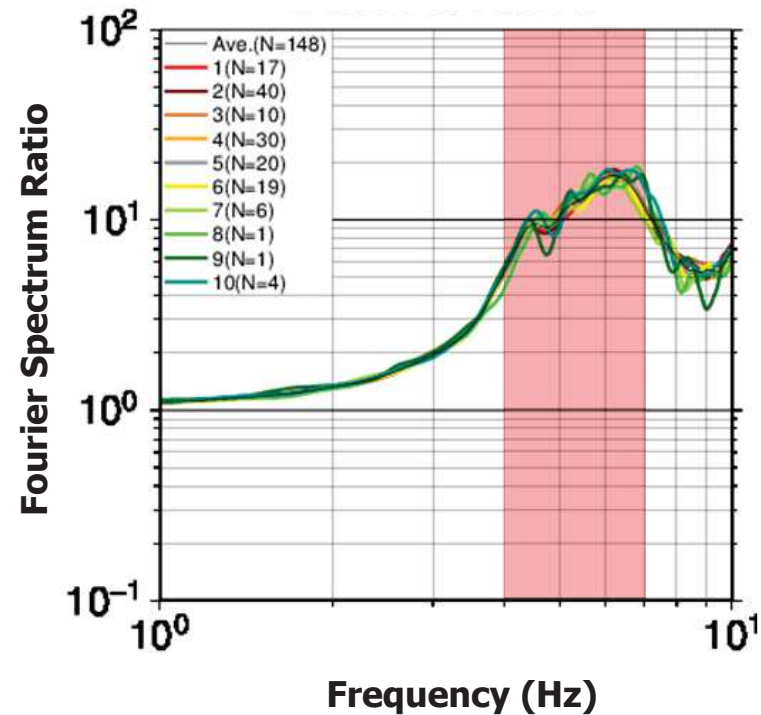
3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響

- 基準化スペクトルA(No.13観測点/No.14観測点)と基準化スペクトルB(No.13観測点/試掘坑内観測点)は、卓越周期がほぼ同じであることから、No.14は岩盤に近い振動性状を示すと考えられる。
- この点からも、敷地内臨時高密度観測の基準化スペクトルの形状は、各観測点の盛土等の違いや表層の厚さの違いを反映していると考えられる。



基準化スペクトルA
No.13観測点/No.14観測点

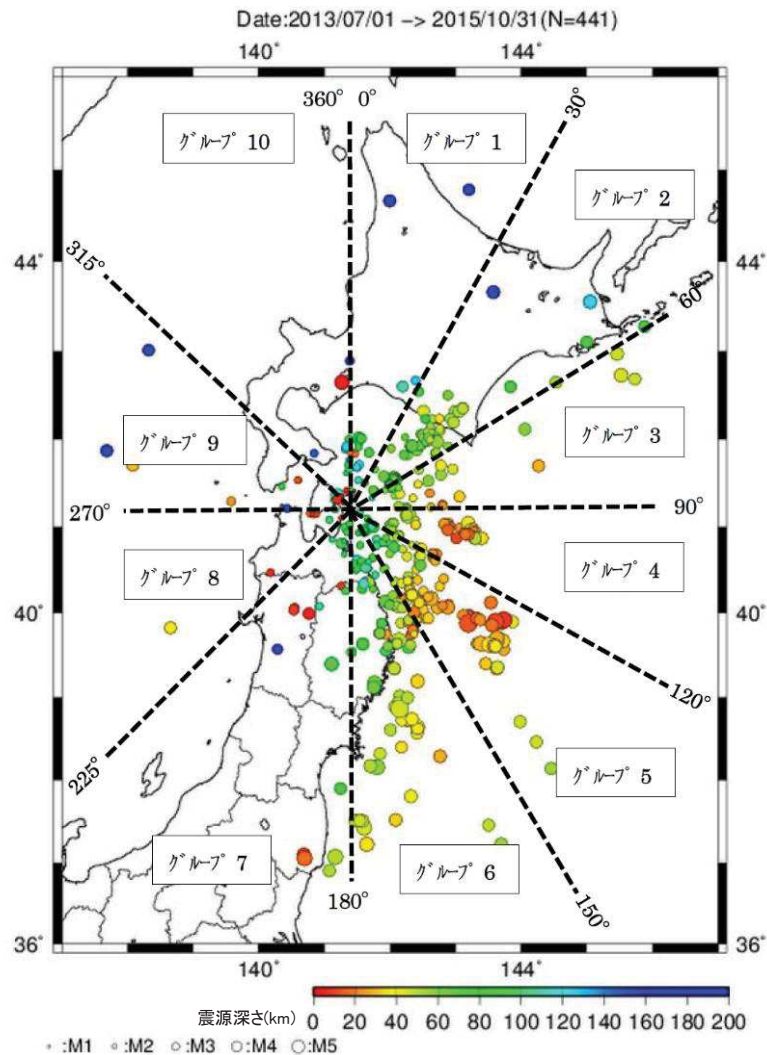


基準化スペクトルB
No.13観測点*/試掘坑の岩盤上観測点

※基準化スペクトルAと観測期間が異なる。

(3) 検討対象地震

- 2013年5月から2015年11月まで観測した全ての地震(441地震)を用いる。
- ただし、原子炉建屋から離れた観測点については、2014年9月に撤去するまでの228地震とした。



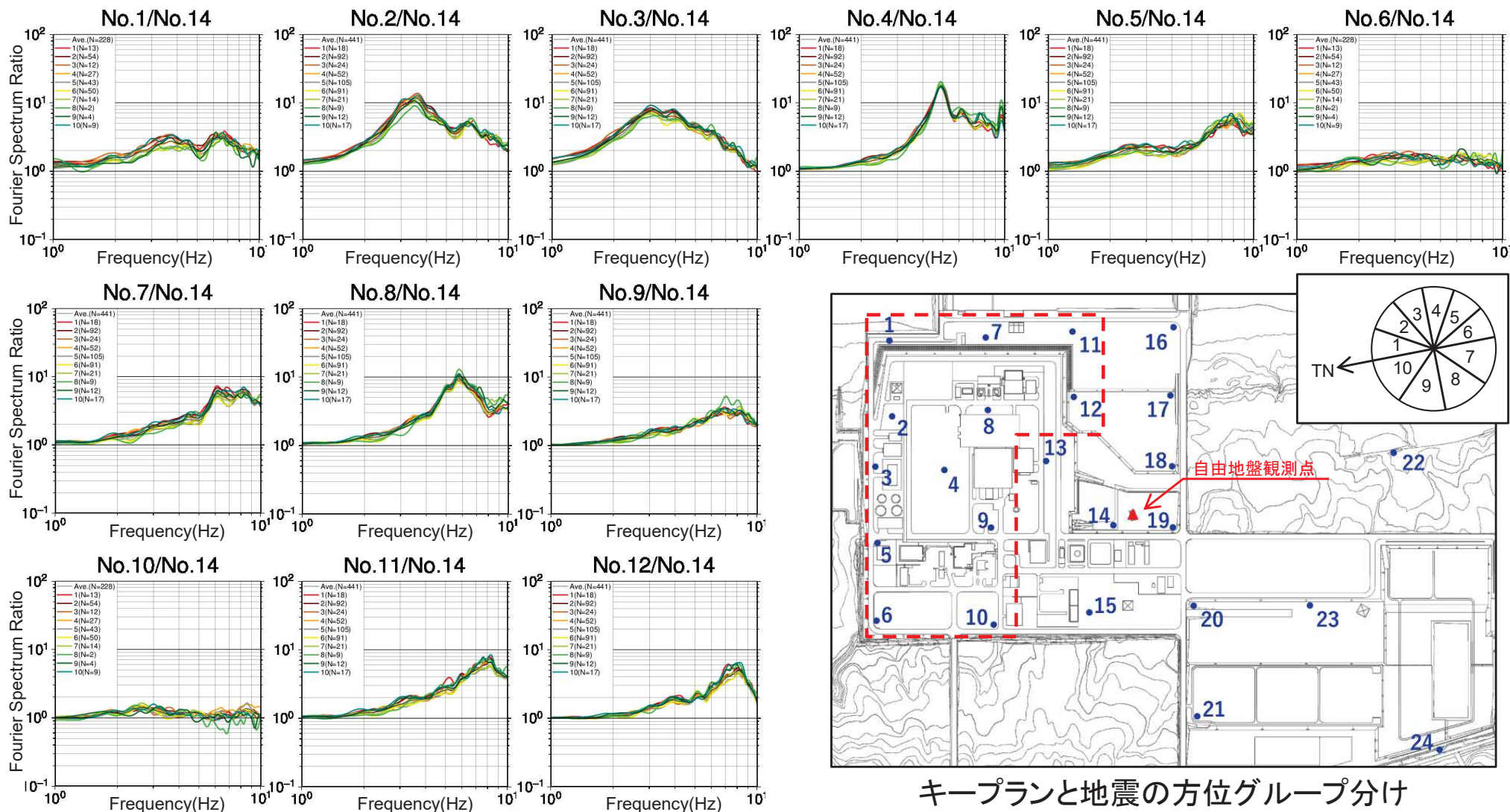
観測地震の方位グループ分け

方位グループと観測点の地震数

方位Gr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	合計
St.No.											
No.1	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.2	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.3	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.4	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.5	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.6	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.7	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.8	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.9	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.10	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.11	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.12	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.13	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.14	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.15	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.16	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.17	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.18	18	92	24	52	105	91	21	9	12	17	441
No.19	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.20	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.21	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.22	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.23	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
No.24	13	54	12	27	43	50	14	2	4	9	228
合計	377	1790	444	973	1838	1733	427	139	200	320	8241

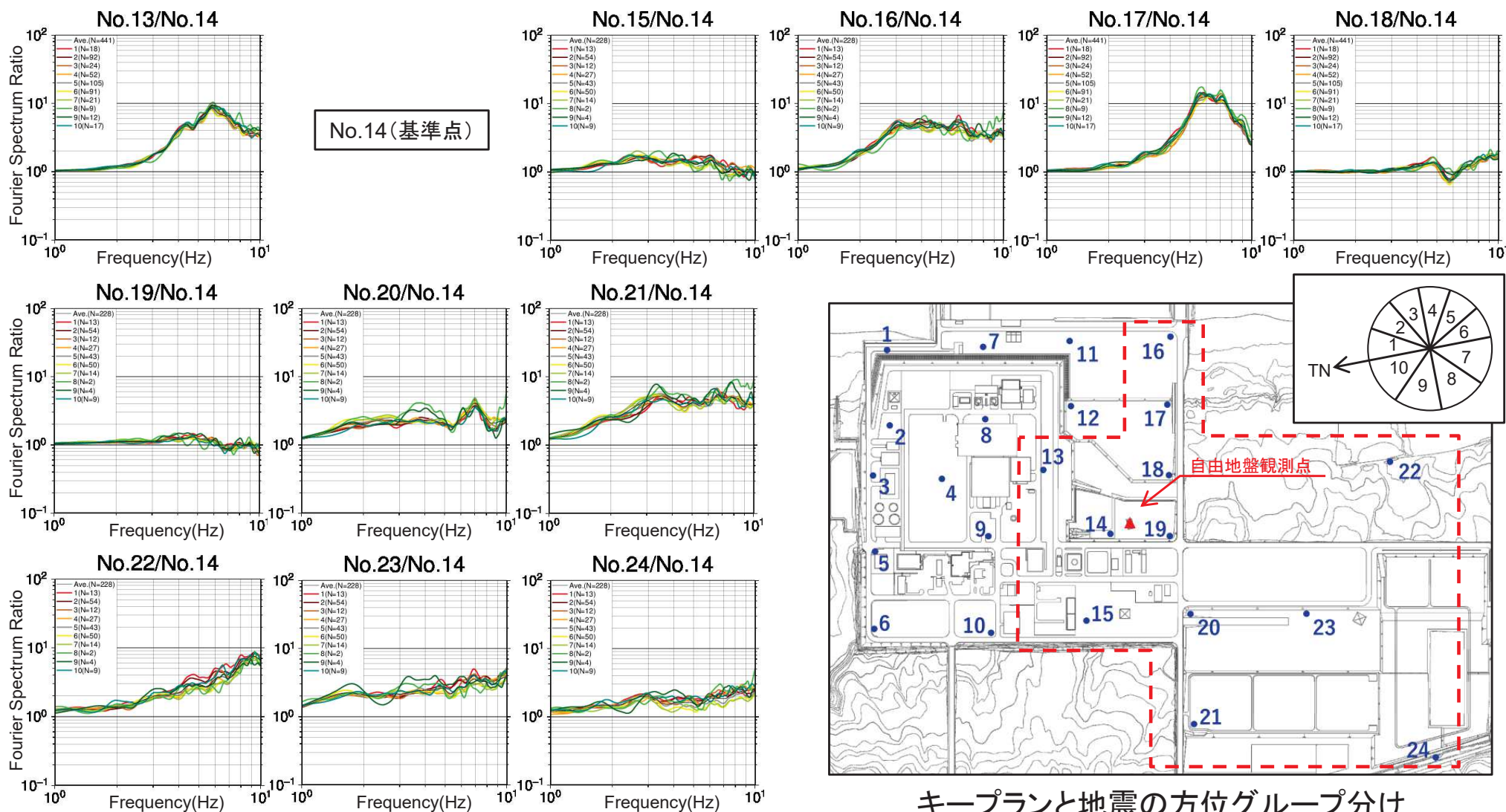
(4) 方位グループ毎の基準化スペクトルの比較 (No.1~No.12)

➤ 基準化スペクトルの地震波到来方向のばらつきは地点に関わらず小さい。



(4) 方位グループ毎の基準化スペクトルの比較 (No.13~No.24)

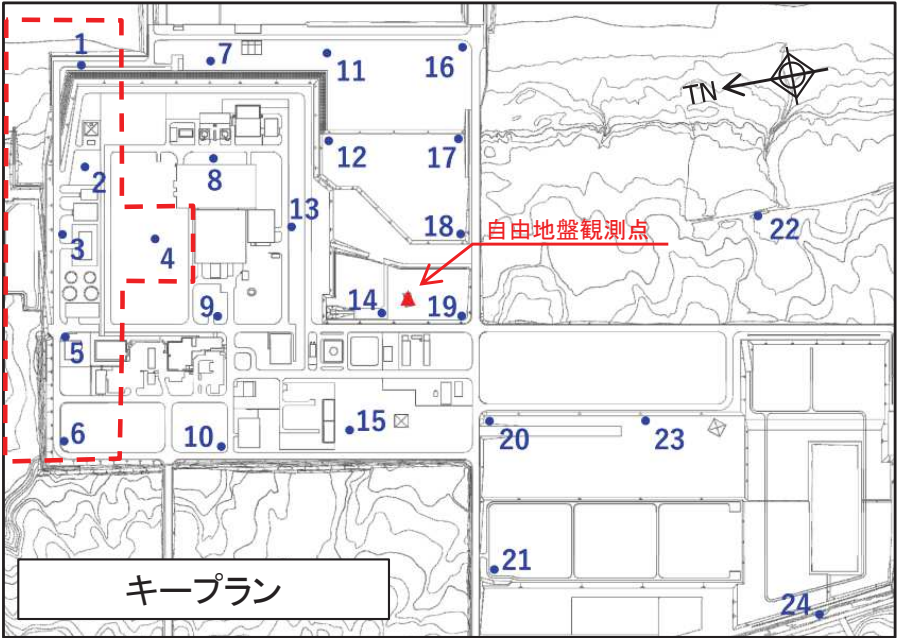
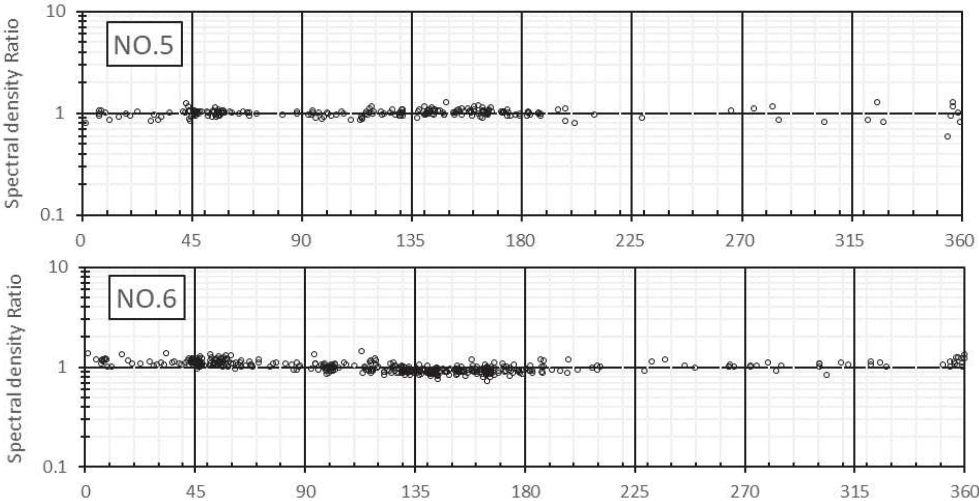
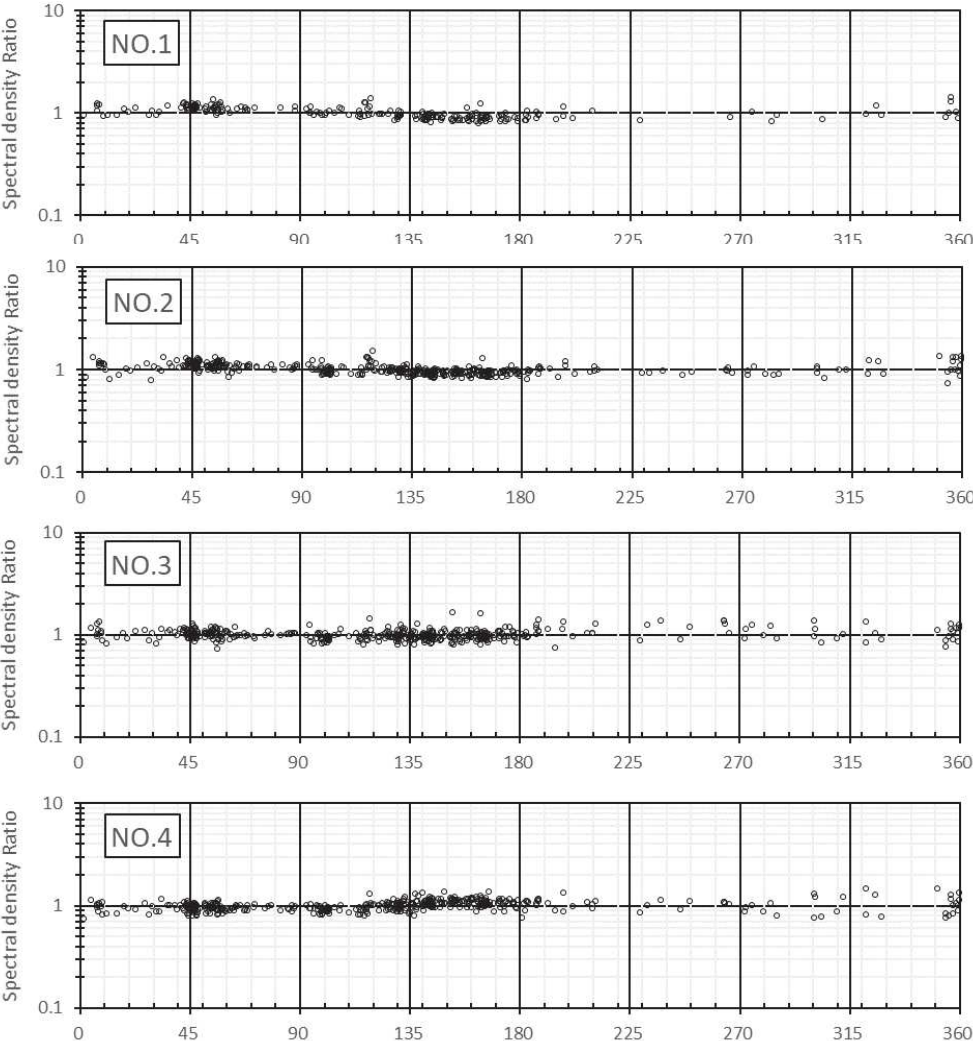
- 基準化スペクトルの地震波到来方向のばらつきは地点に関わらず小さい。
- いずれの地点もばらつきは小さいものの、到来方向に着目すると、グループ8, 9(西側)は平均に比べて比較的差がみられる振動数がある(例えば, No.20, 21, 23, 24)。これは、地震数が少ない影響と考えられる。



3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(5) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性 (No.1~No.6)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。

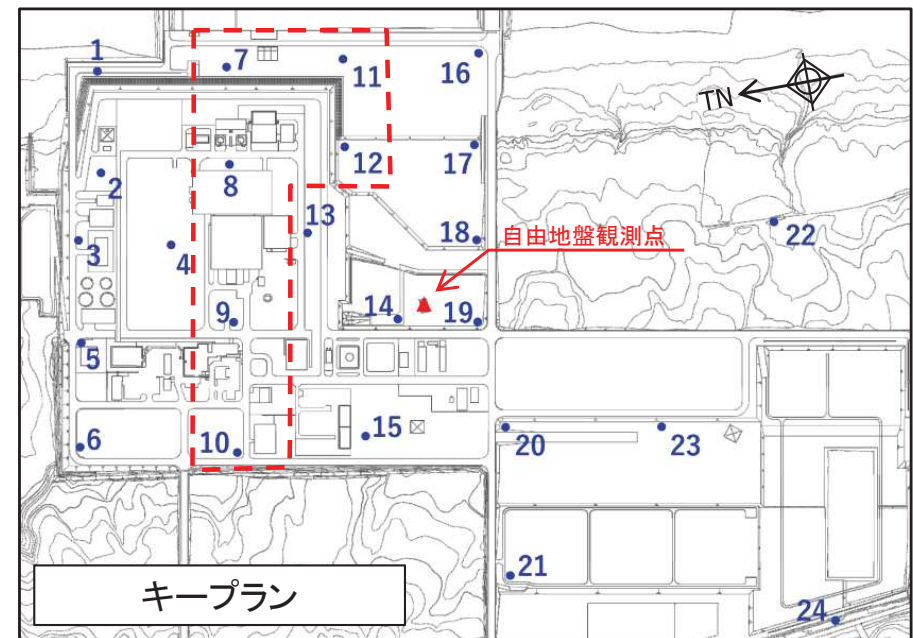
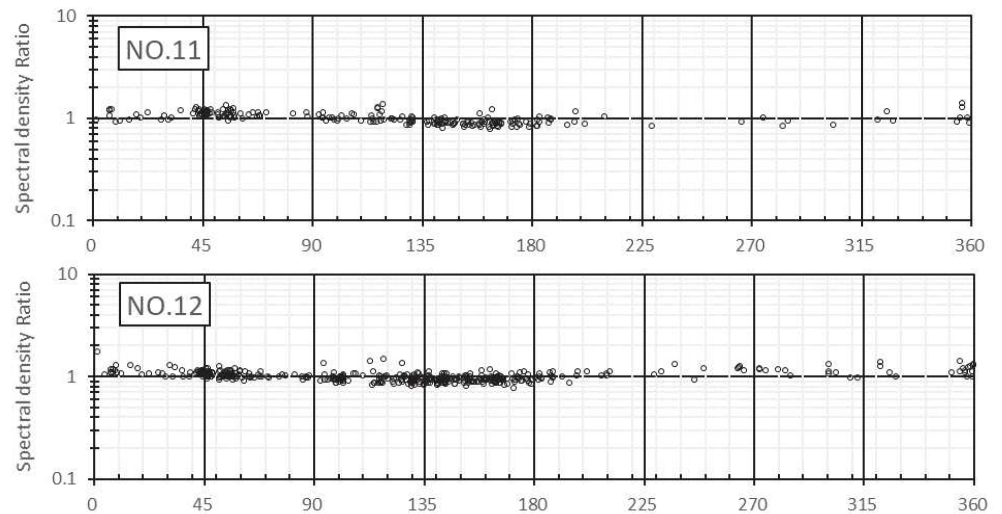
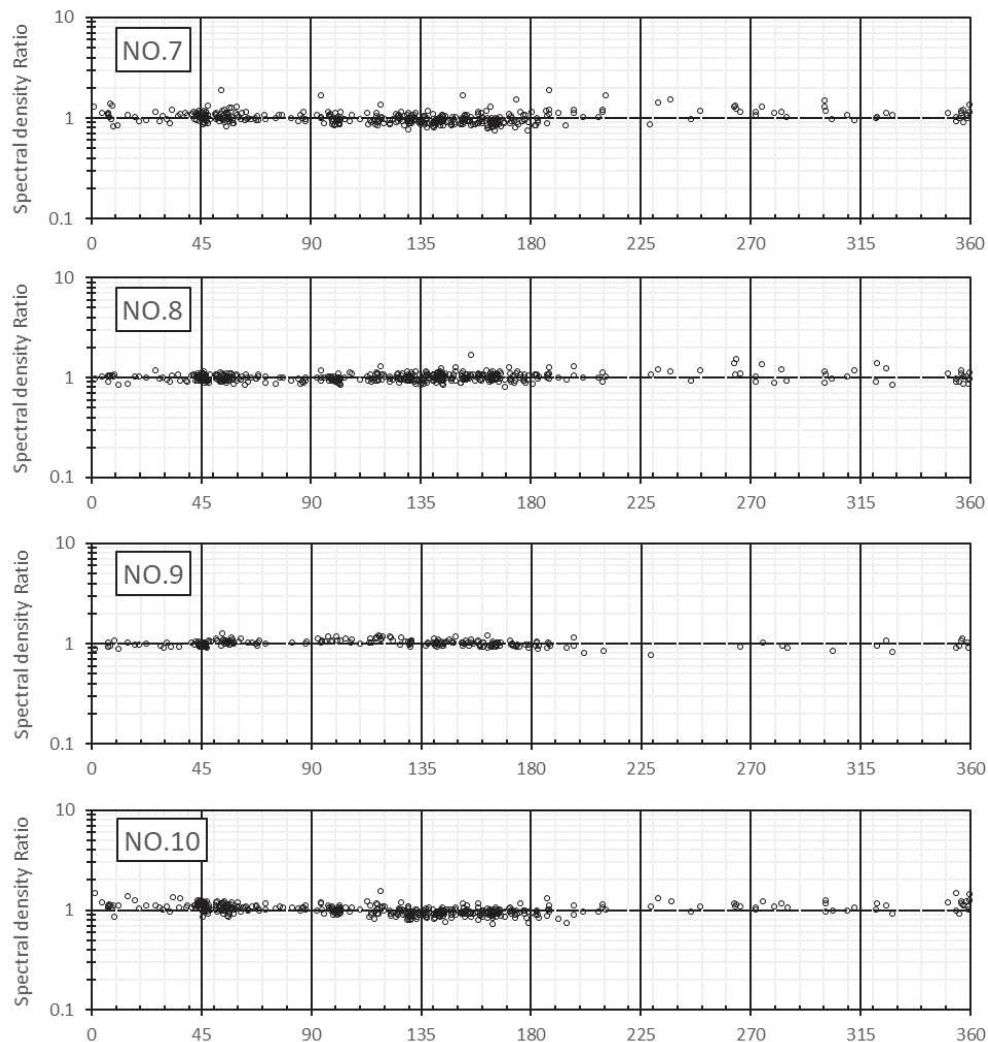


※真北(TN)を0°とした。

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(5) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性 (No.7~No.12)

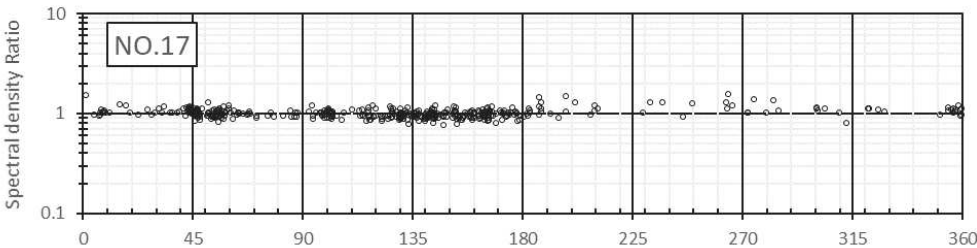
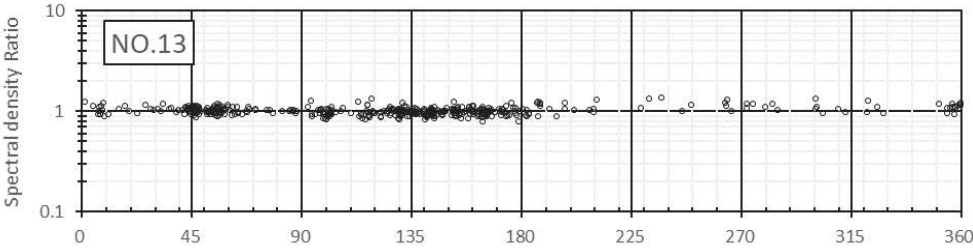
- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



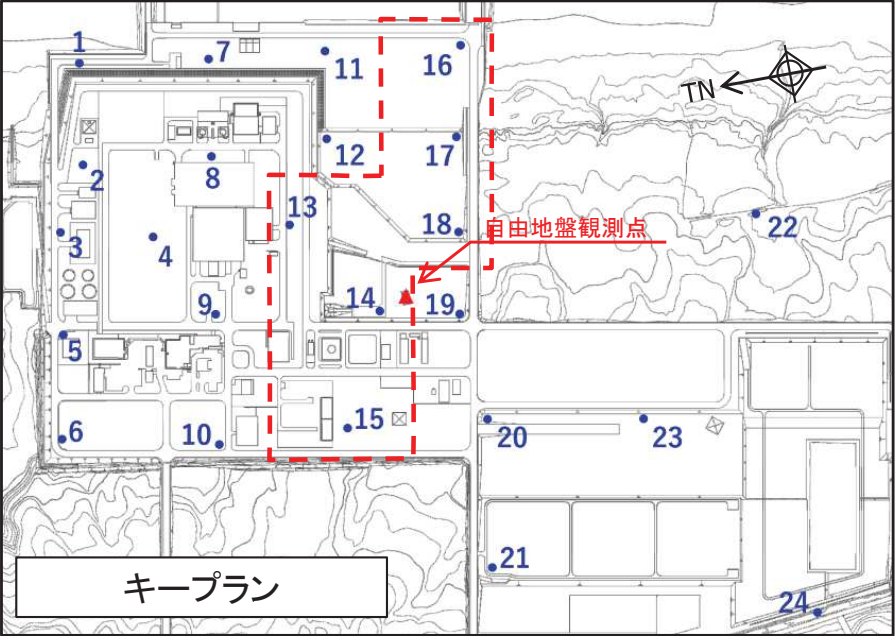
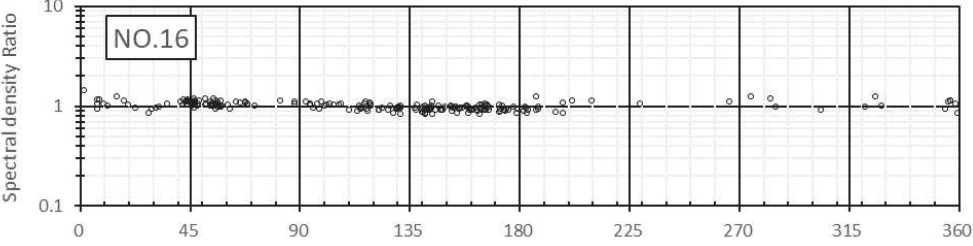
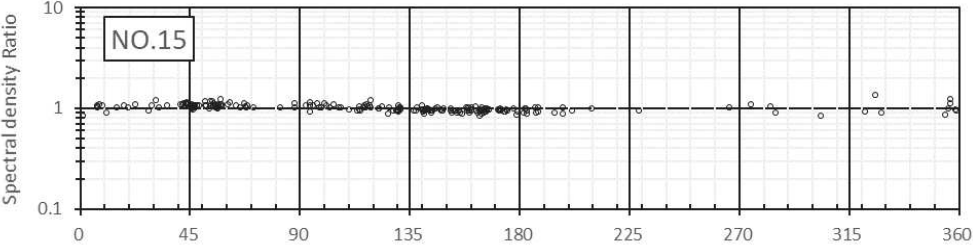
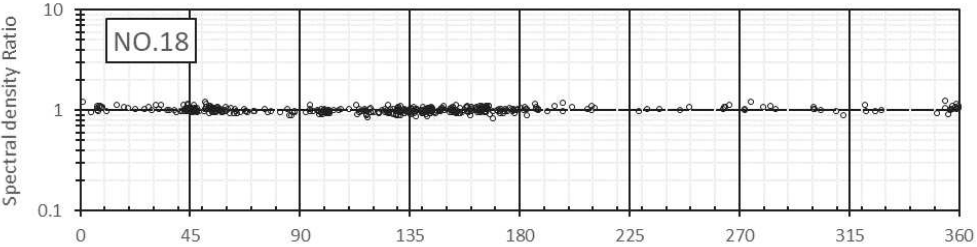
※真北(TN)を0°とした。

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討 (5) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性 (No.13~No.18)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



No.14(基準点)

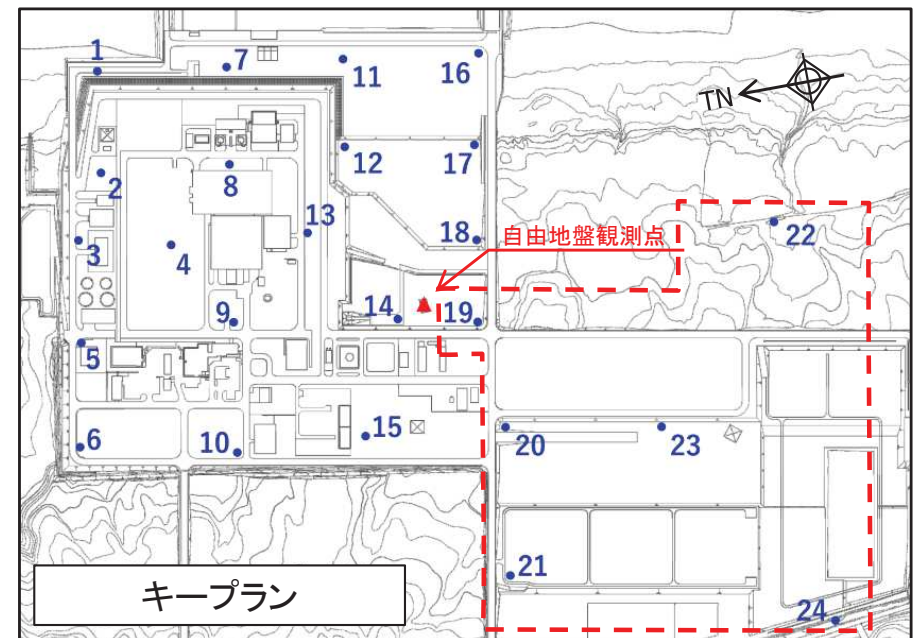
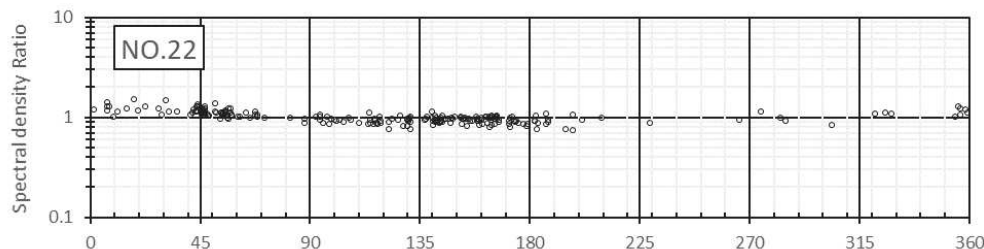
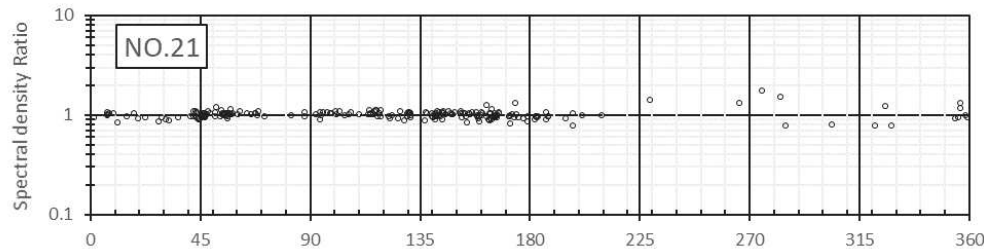
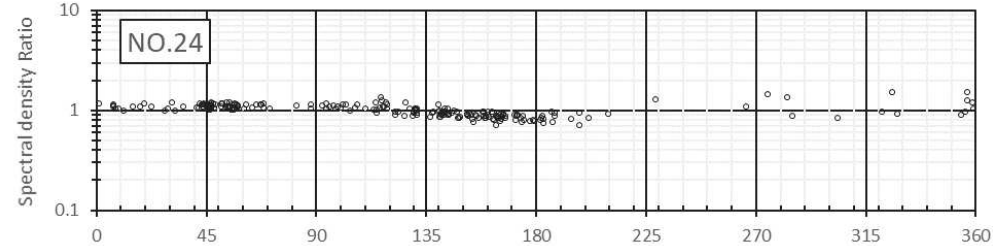
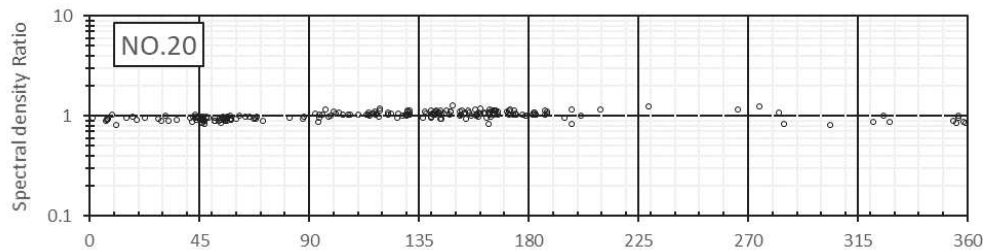
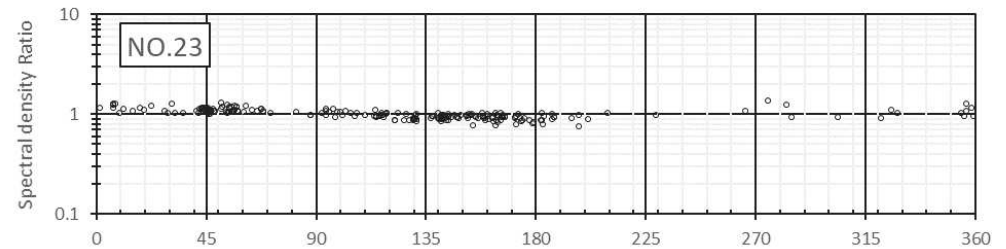
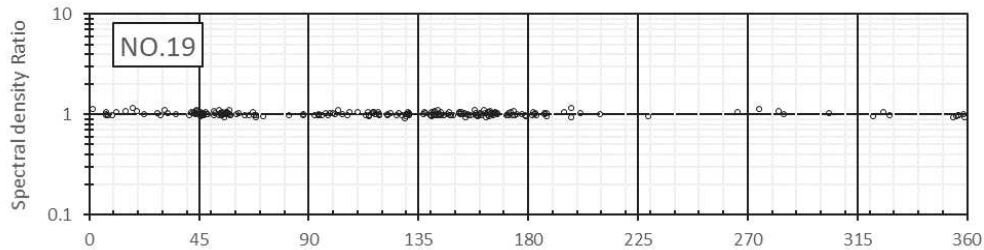


※真北(TN)を0°とした。

3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(5) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性 (No.19~No.24)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。なお、ばらつきは小さいものの、基準点からの距離に着目すると、遠い観測点(例えばNo.24)は、比較的ばらつきが大きい傾向がある。



※真北(TN)を0°とした。

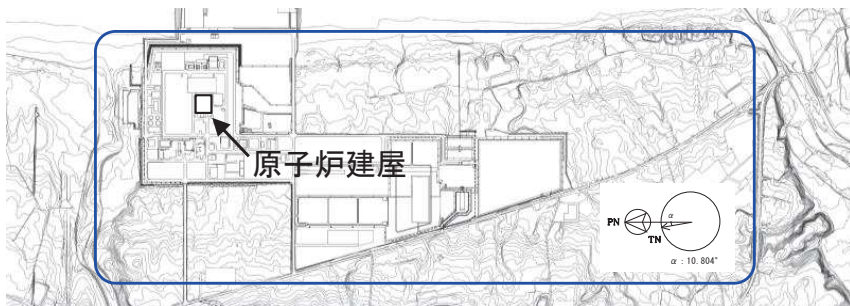
(6) まとめ

- 敷地内臨時高密度観測(敷地内地表24箇所)を実施し、各観測点の基準化スペクトルの形状の違いは盛土等の整地の状況や表層の厚さと整合していることを確認した上で、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは、地点に関わらず小さいことを確認した。

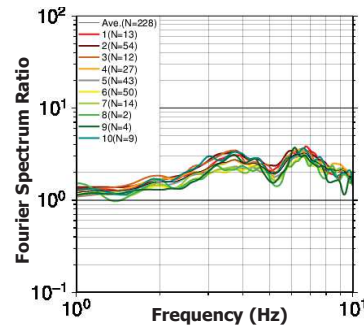
以上の検討結果からも、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

(1) 検討概要①

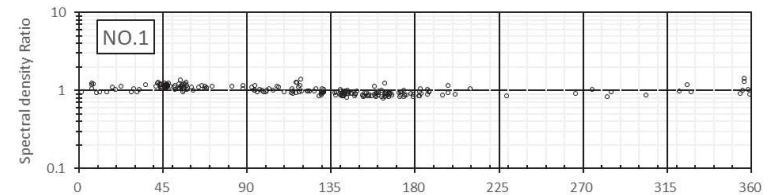
【目的】 敷地の南北アレイ臨時観測を実施し、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは小さいことを確認する。



検討範囲イメージ



基準化スペクトル(例)
(地震波到来方向の比較)



※真北(TN)を0° とした。

スペクトル密度比(例)

3. 5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

- 原子炉建屋等の重要施設の周辺で稠密に地震計を配置
- 敷地地表24箇所

記録の傾向確認(表層の影響等)

- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(各観測点/地表基準観測点)

基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

3. 6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

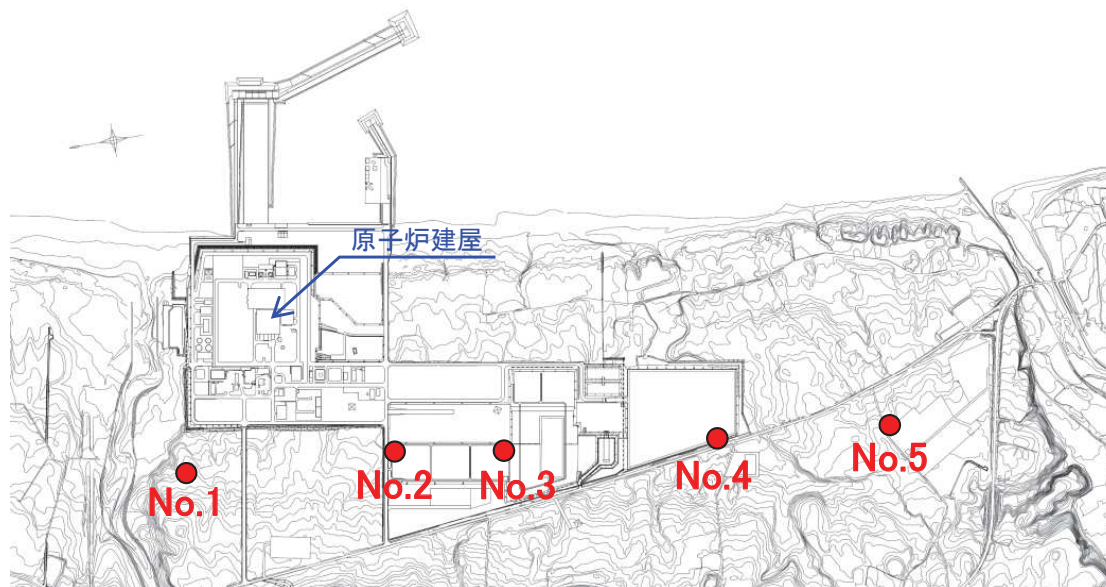
- 敷地全体を南北に縦断するように地震計を配置
- 敷地地表5箇所

- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(各観測点/地表基準観測点)

基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

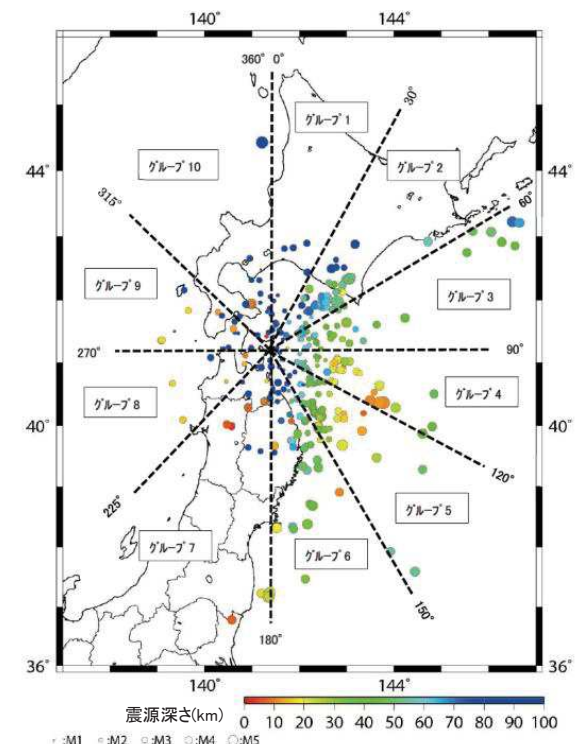
(1) 検討概要②

- 2015年11月～2016年12月，敷地全体で観測点を約500m間隔に配置した南北アレイ臨時観測を行った。
- この期間に得られた地震観測記録(438地震)を用い，基準化スペクトル及びスペクトル密度比〔澤田ほか(2018)〕により，地震波到来方向の違いによる影響について検討を行った。基準点は，比較的表層の薄いNo.1観測点とした。
- 敷地地盤の振動特性に地下構造の不均質性の影響が小さい場合，地震波到来方向の違いによらず各観測点の岩盤中の揺れの差異は小さくなり，基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきも小さくなる。
- 各観測点の揺れは「観測点直下の岩盤中の揺れ」と「表層地盤の増幅特性」の影響を受けるが，表層地盤は薄く当該表層地盤の不均質性の影響は小さいことから，観測記録の基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは岩盤中の揺れのばらつきに相当すると考えられる。



● 地震計設置位置

南北アレイ観測の位置

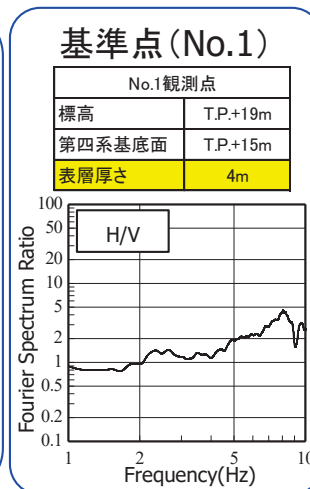
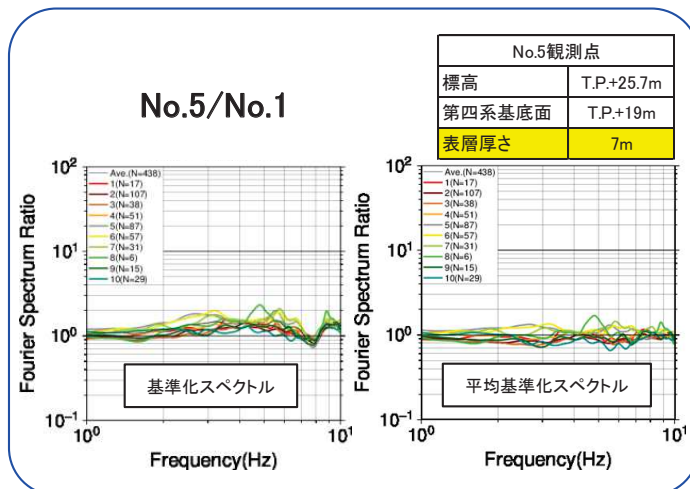
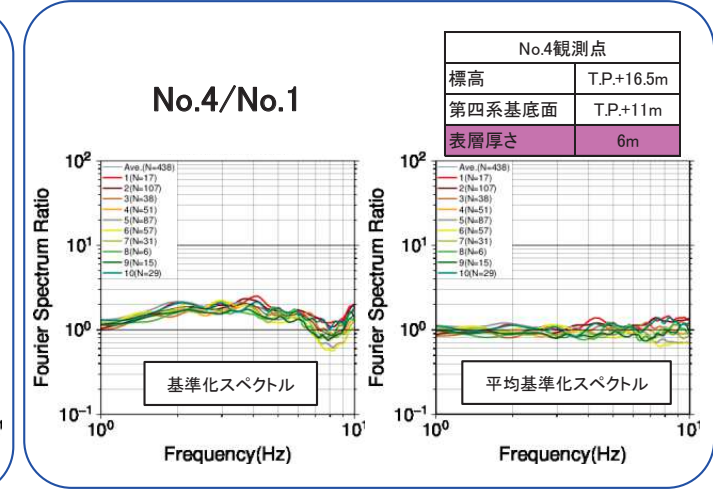
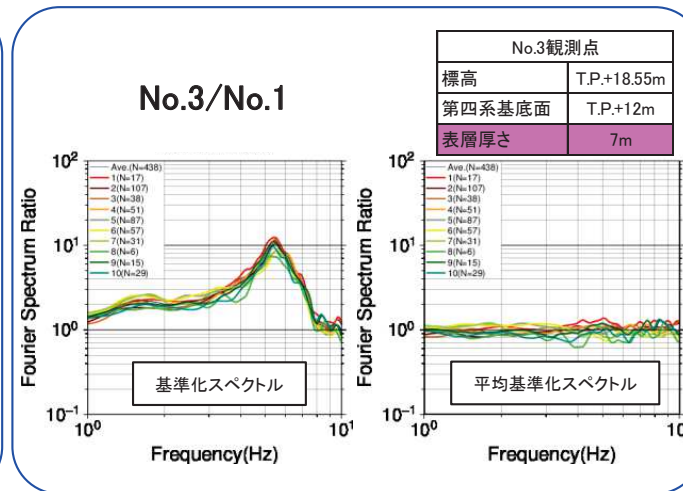
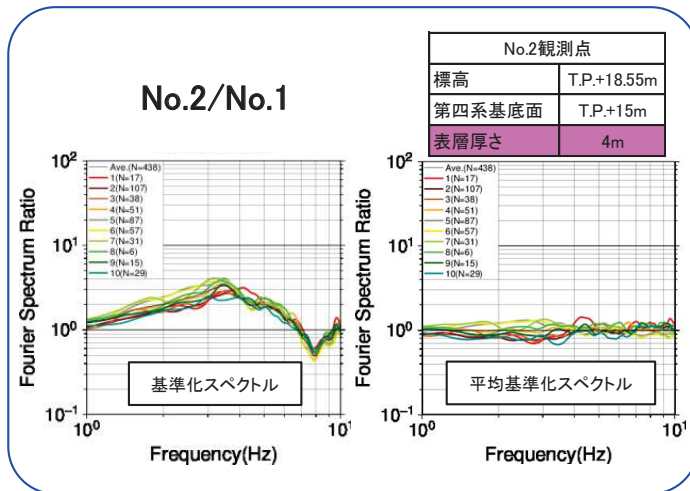


震央分布(438地震)

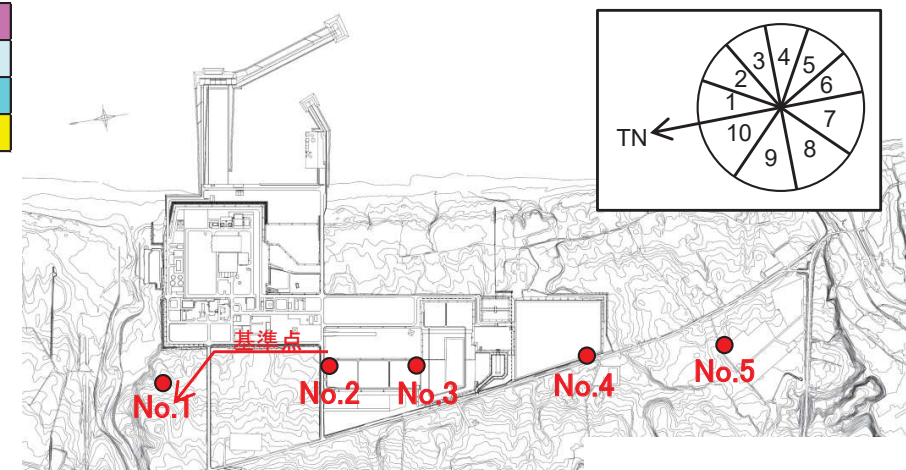
3. 6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 方位グループ毎の基準化スペクトルの比較

- 基準観測点は、表層が地山で厚さもこの中では薄いNo.1観測点とする。
- 各観測点の基準化スペクトルの形状と表層地盤の関係では、表層が同じ地山のNo.5観測点はピークの鈍い形状を示していること、表層が盛土のNo.2, No.3観測点では卓越部分が認められること、一方、同じ盛土のNo.4地盤観測点は道路脇のためピークは鈍いことなど概ね表層地盤と整合した記録となっている。
- 「No.1を基準とした各地点の基準化スペクトル」及び「各地点の基準化スペクトルをその平均で除した平均基準化スペクトル」は、各観測点とも、ばらつきは比較的小さく、地震波到来方向による振動特性の違いも小さい。
- なお、ばらつきは小さいものの、到来方向に着目すると、地震数が少ない方向は、平均に比べて比較的差がみられる振動数がある。



凡例

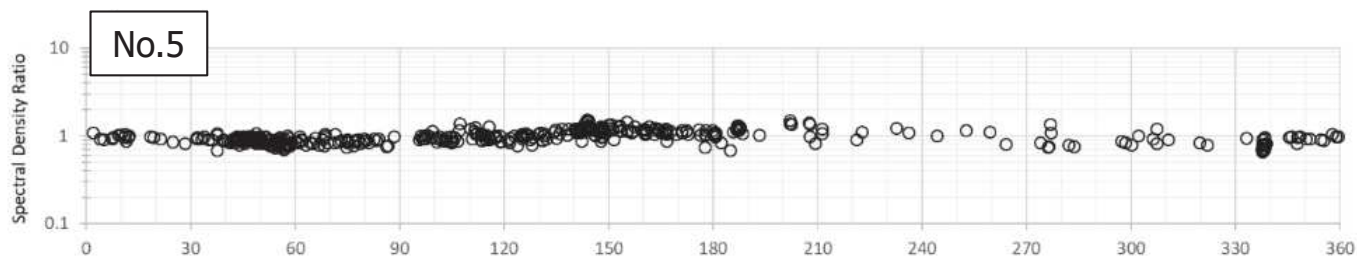
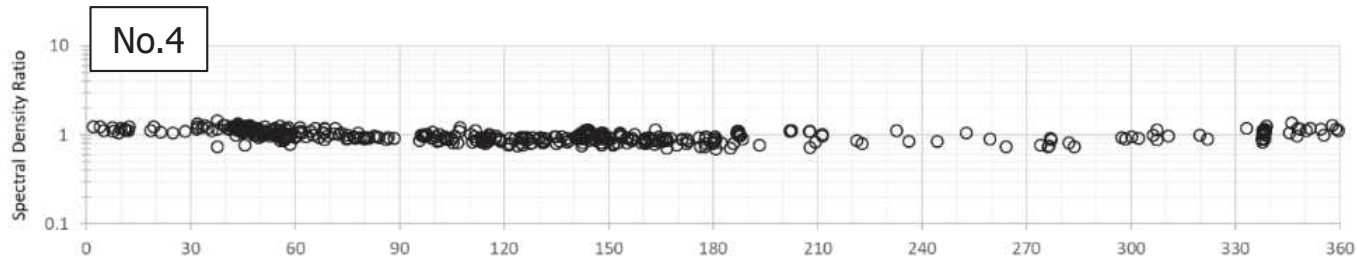
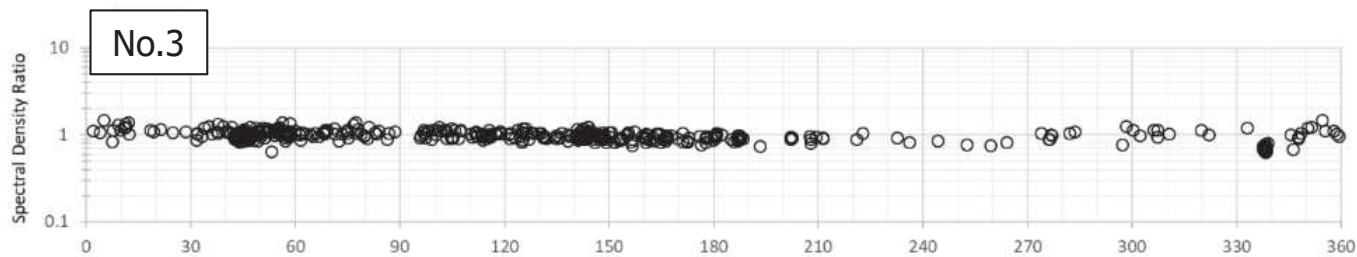
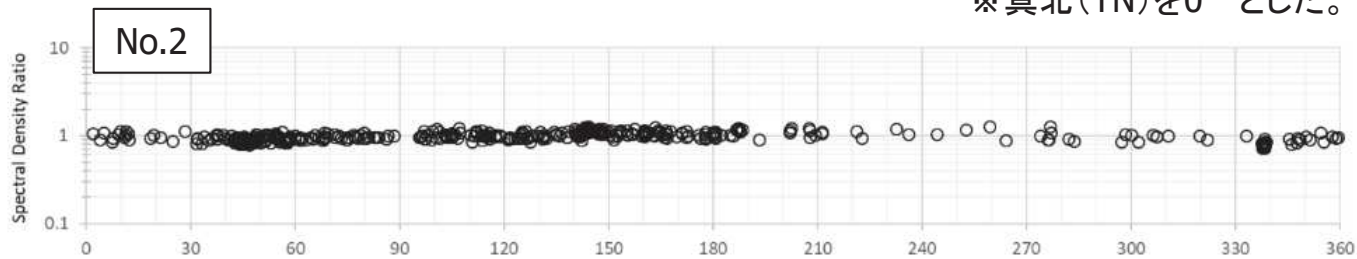


キープランと地震の方位グループ分け

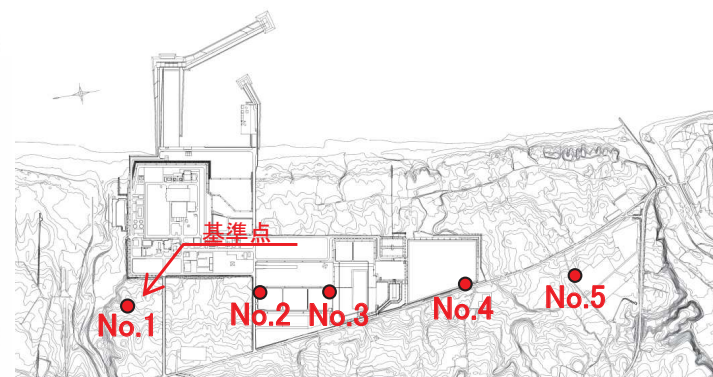
(3) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性

- No.1を基準とした各観測点のスペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。

※真北(TN)を0°とした。



※ばらつきは小さいものの、基準点からの距離に着目すると、最も遠いNo.5は、比較的ばらつきが大きい傾向がある。



キープラン

(4) 南北アレイ臨時観測による検討 まとめ

- 敷地内広域の南北アレイ臨時観測を実施し、各観測点の基準化スペクトルの形状の違いは盛土等の整地の状況や表層の厚さと概ね整合していることを確認した上で、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは、地点に関わらず小さいことを確認した。

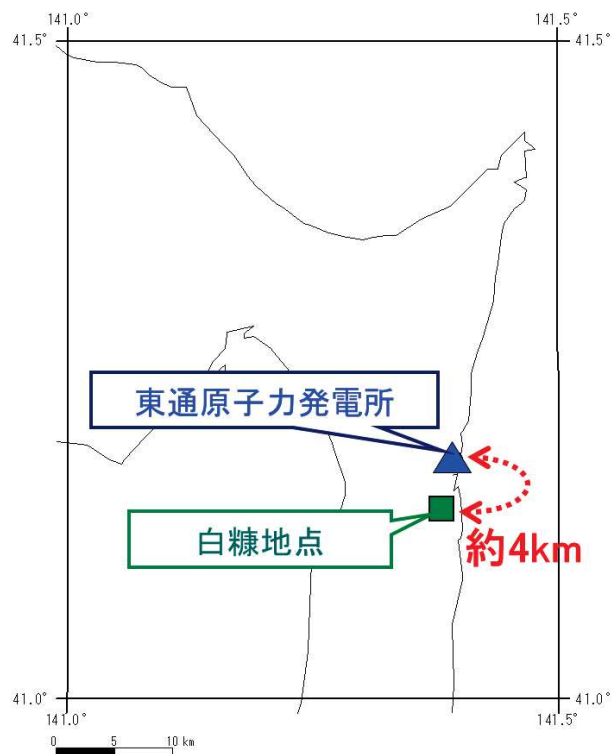
以上の検討結果からも、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

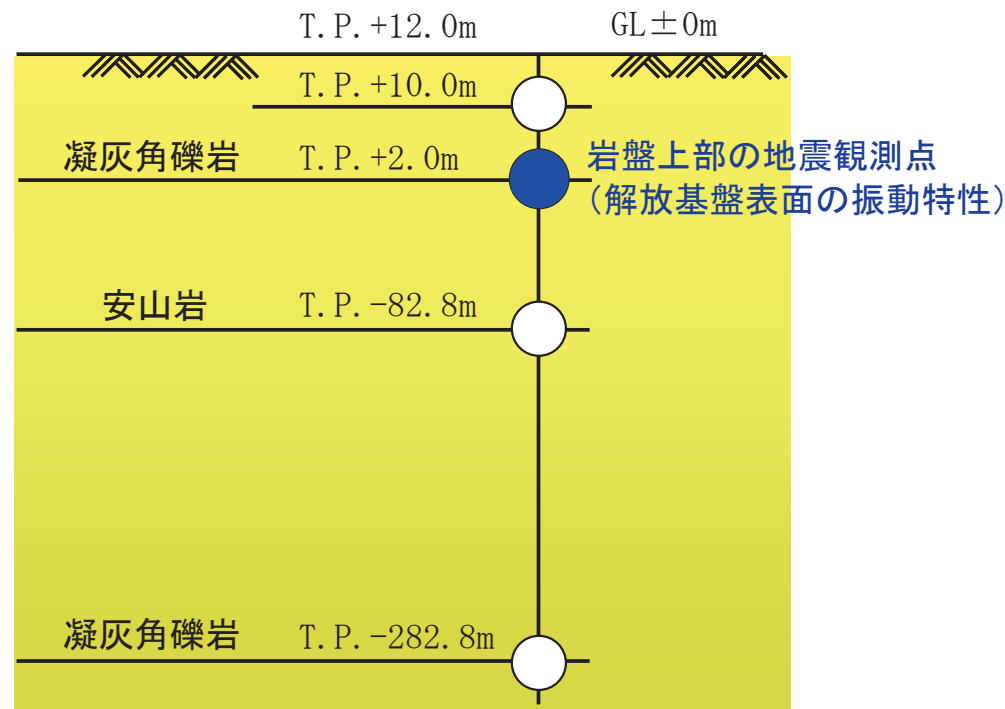
(1) 検討概要

【目的】 東通原子力発電所と、より硬質な岩盤の電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者の振動特性について検討を行う。

- 東通原子力発電所から南に約4kmの位置に電力中央研究所の強震観測網(RK-net)の白糠地点がある。RK-netの白糠地点では、岩盤が露頭している場所に地震計が設置されている。その地震計が設置されている地盤は硬質岩盤(安山岩質凝灰角礫岩)で、S波速度は1.98km/s、P波速度は3.65km/s(コア採取による室内試験の結果)である。[東ほか(2009)]
- 東通原子力発電所と白糠地点からの震源距離がほぼ同じ位置で発生した地震を対象に、地震観測記録を比較する。なお、自由地盤の記録はT.P.+2.0mの観測点を使用するが、当該観測点の土被り深さは10m程度と浅いため地中波を使用した。



東通原子力発電所とRK-netの白糠地点の位置



○:地震計設置位置

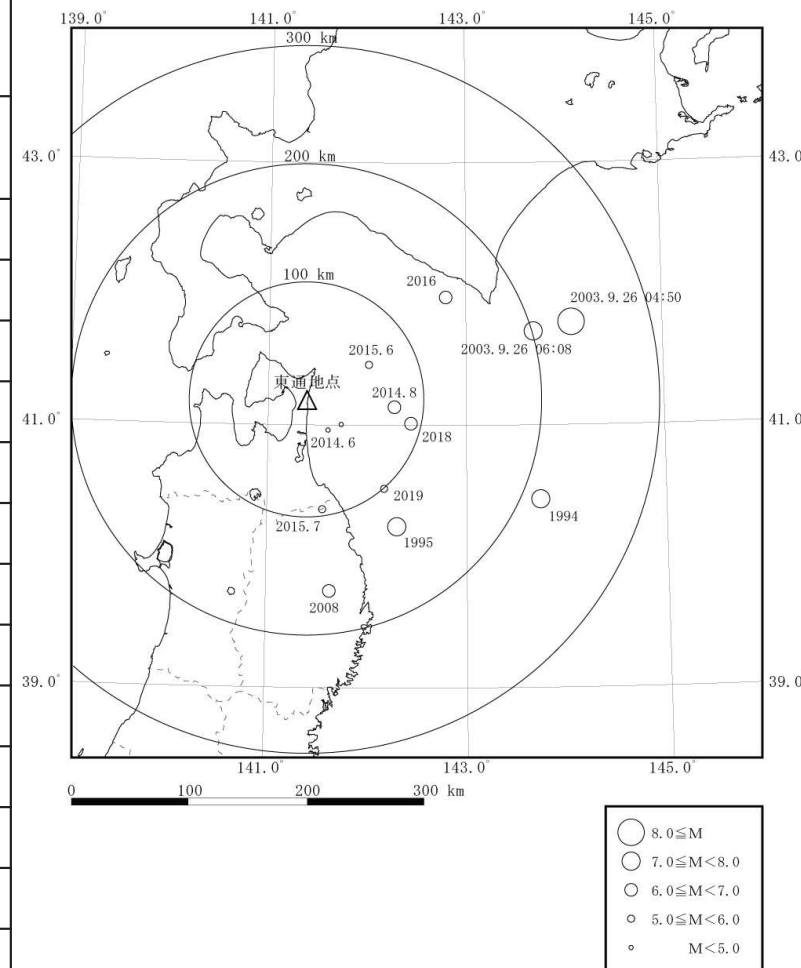
検討に用いた地震観測点
(東通原子力発電所自由地盤観測点)

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(2) 検討対象地震

▶ 対象とする地震は、東通原子力発電所の自由地盤観測点と電力中央研究所の露頭岩盤上強震観測網RK-netの白糠地点の両地点で観測された地震のうち、比較的規模の大きい地震及び近年観測された13地震とした。

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	東通地点 震源距離 (km)	白糠地点 震源距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')				
1994	12	28	21	19	143	44.7	40	25.8	7.6	0	216	215
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	141	137
2003	9	26	4	50	144	4.71	41	46.71	8.0	45	238	240※
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	202	204※
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	196	192
2014	6	9	7	50	141	36.67	40	57.43	4.6	82	88	87
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	90	91
2014	10	14	6	24	141	44.59	40	59.99	4.4	81	89	88
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	90	92
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	129	125
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	155	158
2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	97	97
2019	12	19	15	21	142	10.7	40	30.7	5.5	50	112	109

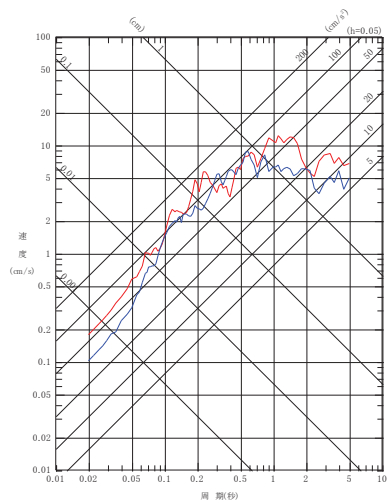


※白糠地点のEW成分が欠測。

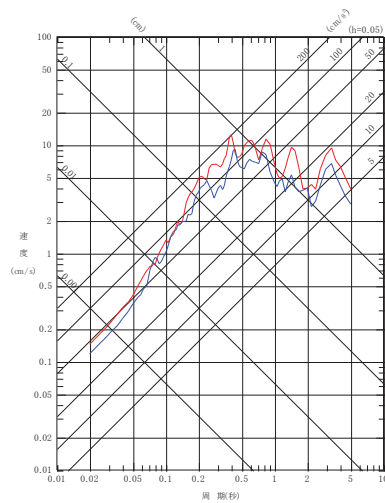
震央分布図

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較 (3) 応答スペクトルの比較

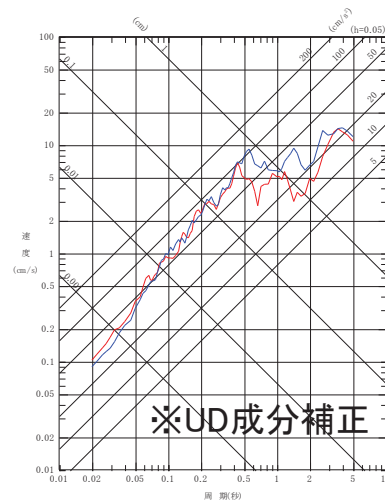
➤ 検討対象とした地震のうち、観測された最大加速度振幅が大きい2地震について、応答スペクトルの比較を示す。両者はほぼ同様のスペクトルとなっている。



NS成分

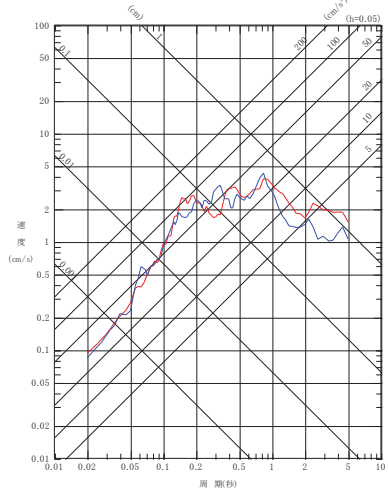


EW成分

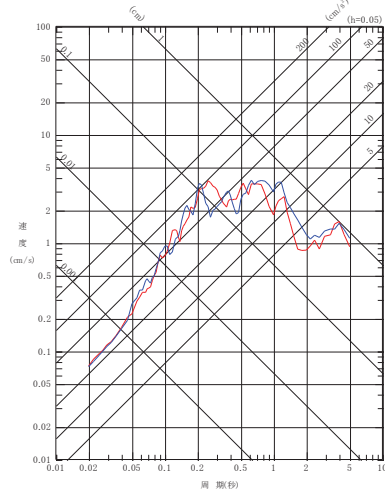


UD方向

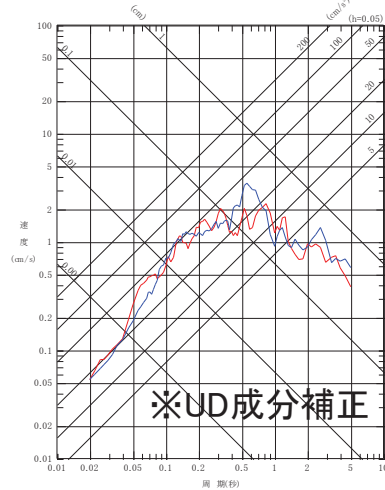
平成6年(1994年)三陸はるか沖地震(M7.6) (プレート間地震)



NS成分

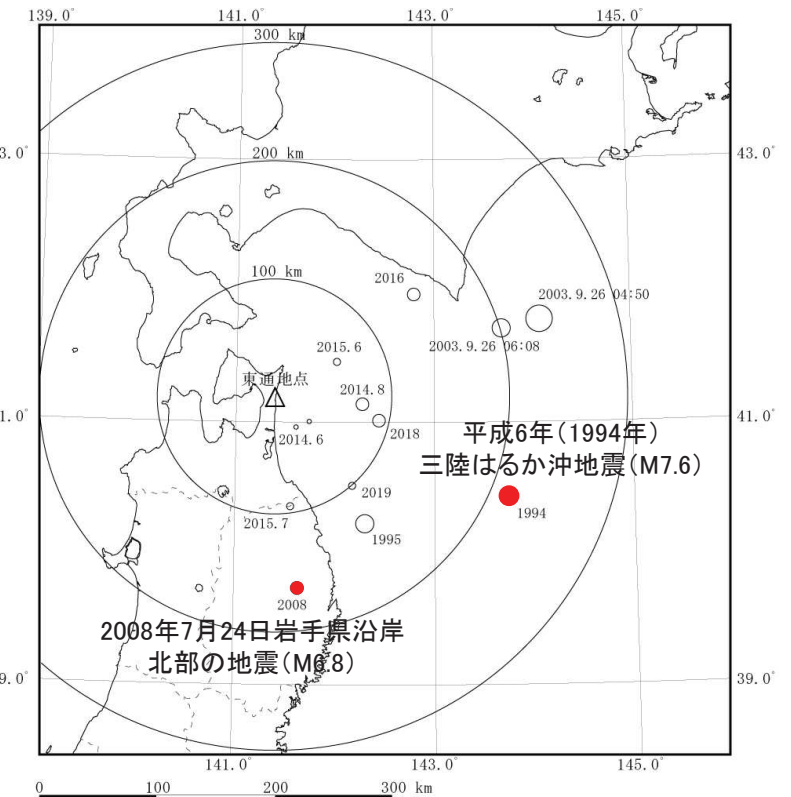


EW成分



UD方向

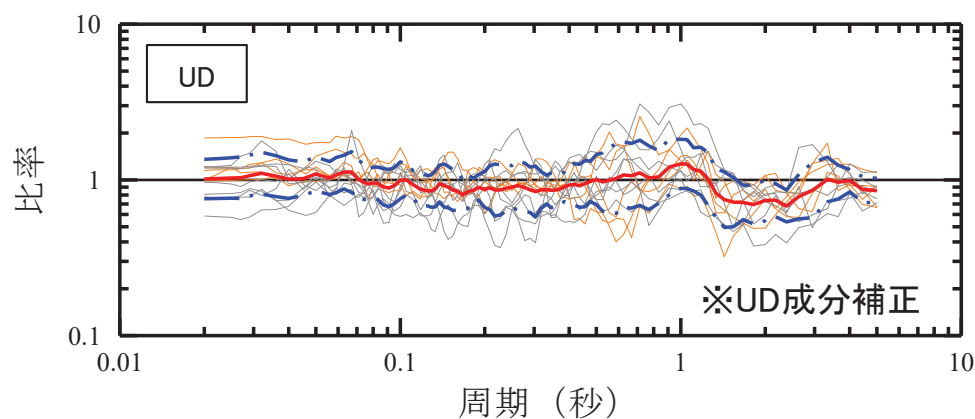
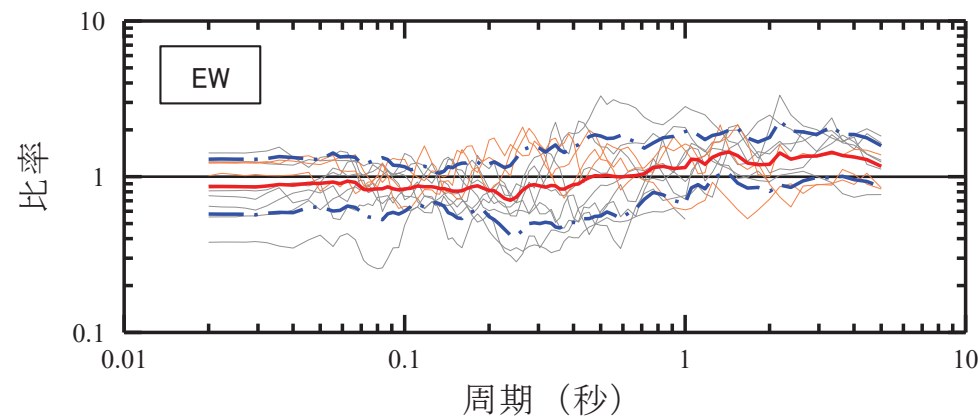
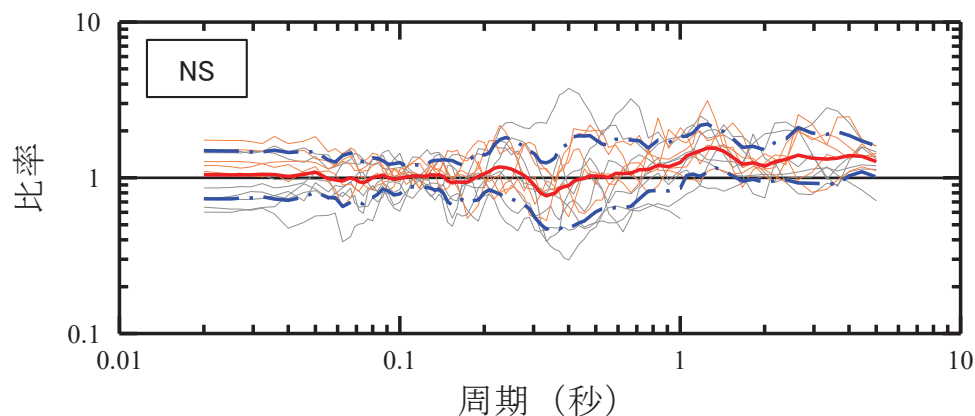
2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8) (海洋プレート内地震)



— 東通原子力発電所
— 白糠地点

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較 (4) 応答スペクトル比(東通地点/白糠地点)

- 東通原子力発電所及び白糠地点の検討対象とした全ての地震の観測記録の応答スペクトル比を示す。
- 応答スペクトル比の平均は成分によらず全周期帯域で約1倍であり、両者はほぼ同じ振動特性の傾向を示す。
- 地震規模が大きい地震(上位5地震)の応答スペクトル比に着目してみると、地震規模が小さい地震と比べてばらつきが小さい。
- 一方、一部周期帯で応答スペクトル比が大きい地震があることから詳細な確認を行う。

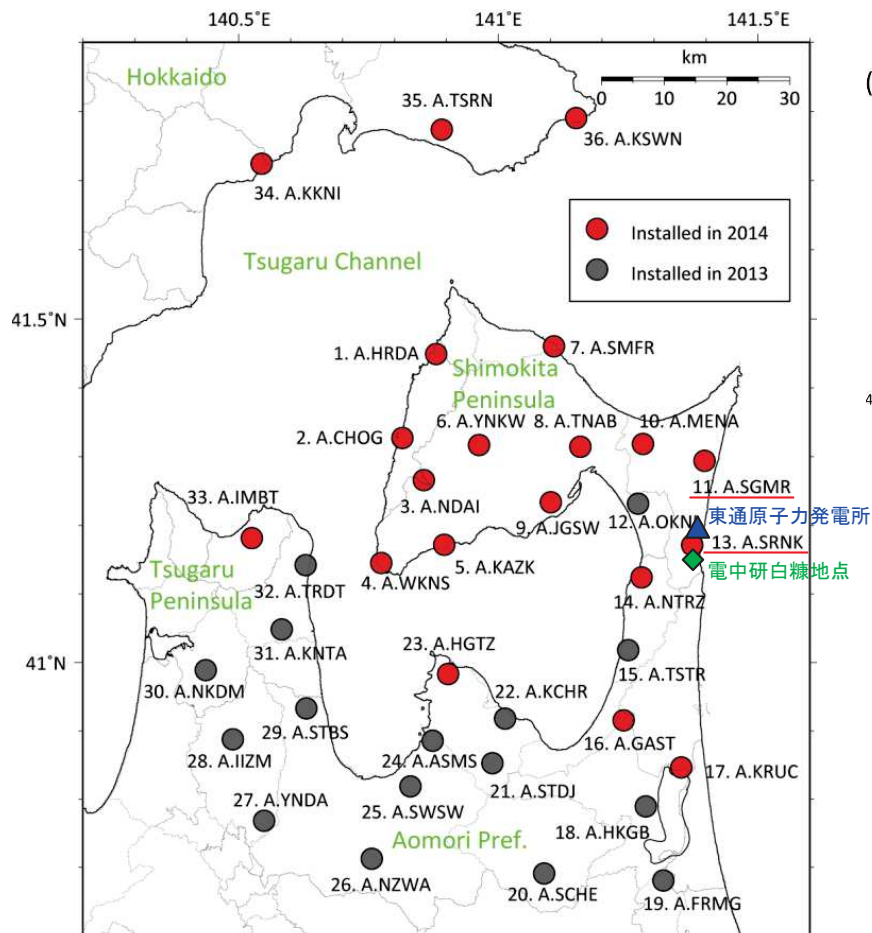


- 地震毎の応答スペクトル比の平均
- - - 地震毎の応答スペクトル比の平均±標準偏差
- 地震毎の応答スペクトル比(地震規模が大きい上位5地震)
- 地震毎の応答スペクトル比(その他8地震)

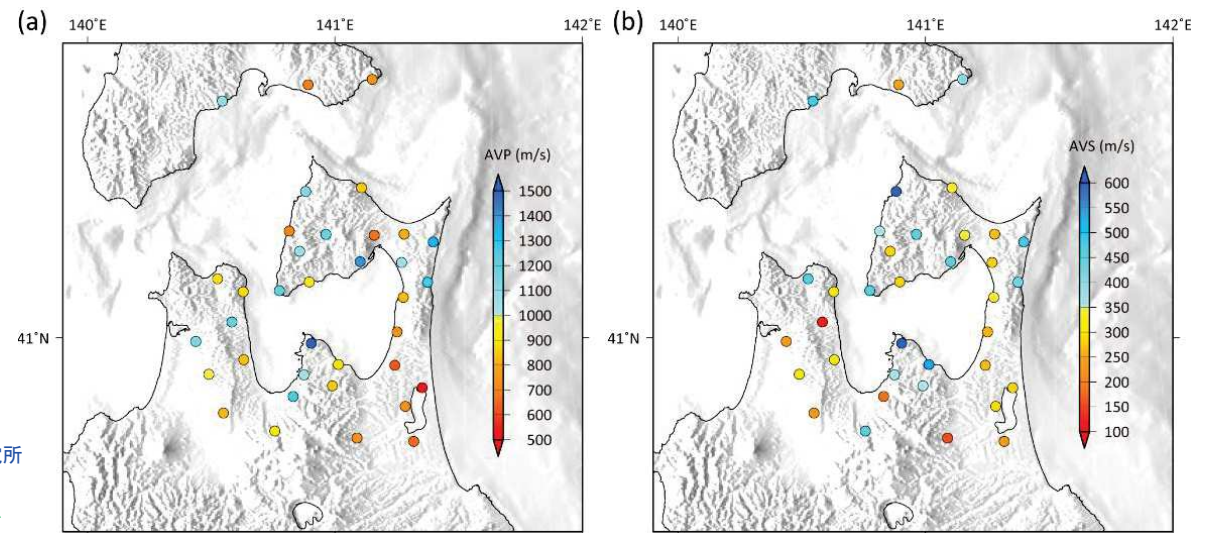
自由地盤観測点と電中研白糠との応答スペクトル比
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/電中研白糠

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較 (5) As-netの地震観測記録を用いた確認

- 電中研白糠地点に対する敷地自由地盤観測点の応答スペクトル比の一部周期帯において比較的差が見られる地震について、敷地周辺で実施されている他の観測点の強震記録との比較を行う。
- 公益財団法人 地震予知総合研究振興会では、2013年から2014年にかけて、下北半島及び津軽半島周辺に高密度の高感度地震観測網(As-net)を順次設置している。このうち東通原子力発電所に比較的近いA.SGMR(敷地から北に約12km)及びA.SRNK(敷地から南に約2km)と比較する。なお、地震計の設置深さは約20mであり、深さ20mの平均S波速度は、A.SGMRは478m/s、A.SRNKは423m/sである[Noguchi et al.(2017)]。



As-net地震計設置 (S. Noguchi et al.(2017)に加筆)



S. Noguchi et al.(2017)より抜粋

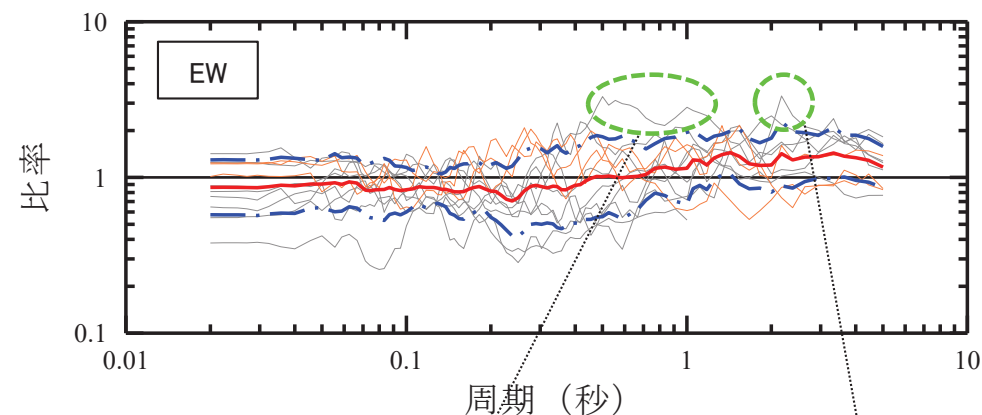
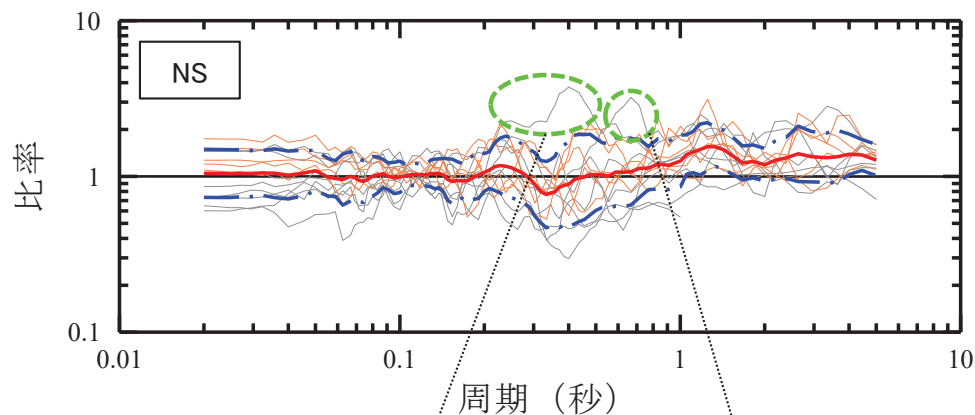
As-net観測点の平均Vp (a)及びVs (b)

3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(6) 応答スペクトル比(東通地点, As-net / 白糠地点)

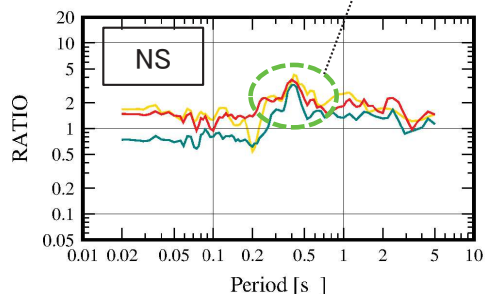
- 一部周期帯において応答スペクトル比が大きい(東通地点 > 白糠地点)地震のうち, As-net(A.SGMR, A.SRNK)で観測されている地震について, 白糠地点に対する応答スペクトル比を示す。
- これらの地震の応答スペクトル比で比較的差が見られる周期帯は, As-netにおいても同様に認められることから, 敷地の振動特性は周囲の観測点と著しく異なるものではないと考えられる。

— 地震毎の応答スペクトル比の平均 — 地震毎の応答スペクトル比(加速度が大きい5地震)
- - - 地震毎の応答スペクトル比の平均±標準偏差 — 地震毎の応答スペクトル比(上記以外の8地震)

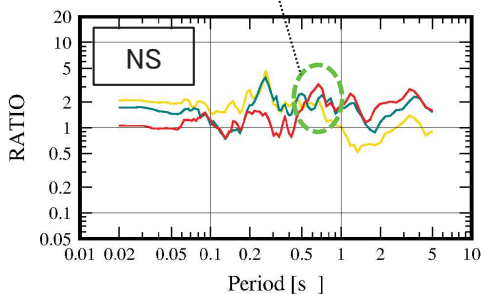


応答スペクトル比(東通地点 / 白糠地点)

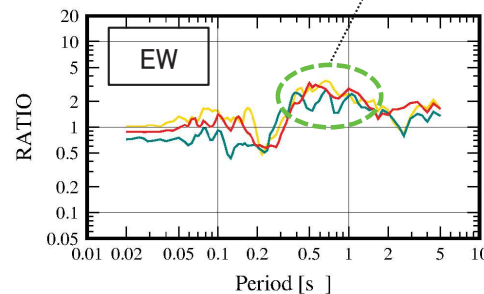
— 東通地点 / 白糠地点 — A.SGMR / 白糠地点
— A.SRNK / 白糠地点



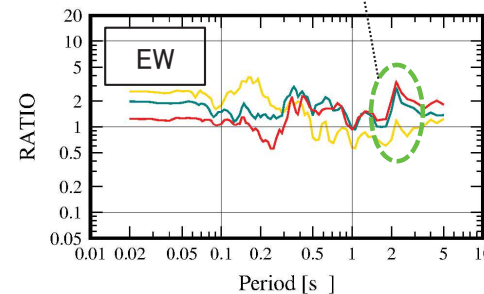
2015/6/8, M5.6



2016/1/14, M6.7



2015/6/8, M5.6



2016/1/14, M6.7

応答スペクトル比(東通地点, As-net / 白糠地点)

(7)まとめ

- 東通原子力発電所と、より硬質な岩盤の電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者の振動特性について検討を行った。
 - ① 敷地自由地盤と電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の応答スペクトル比の平均は、成分によらず全周期帯域で約1倍であり、両者はほぼ同じ振動特性の傾向を示す。
 - ② さらに、地震規模が比較的大きな地震については、地震規模が小さな地震に比べてばらつきが小さい傾向がある。
- 敷地自由地盤と電中研白糠地点の比較で、一部周期帯において比較的差が見られる地震についても、敷地周辺のAs-net観測点で同様の傾向が見られ、敷地の振動特性は周囲と比べて著しく異なるものではないと考えられる。

以上の検討結果からも、当該自由地盤(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であると判断される。

3.8 まとめ

- 敷地には、新第三系の岩盤が相当な広がりをも有して分布し、速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。解放基盤表面は、著しい風化が認められず V_s が約0.7km/s以上の岩盤である原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m, PS検層による V_s 約1.4km/s)に設定する。
- 原子炉建屋直下と自由地盤の水平アレイ観測から、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは解放基盤表面と同等以上であり、解放基盤表面の振動特性は自由地盤の岩盤上の地震観測点で代表する。
- 敷地で実施している地震観測や臨時地震観測、及び敷地周辺の地震観測の記録を用いた検討から、自由地盤の地震観測点(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

以上の検討結果から、解放基盤表面の地震動評価に用いる地盤モデルについては一次元地盤モデルを適用する。

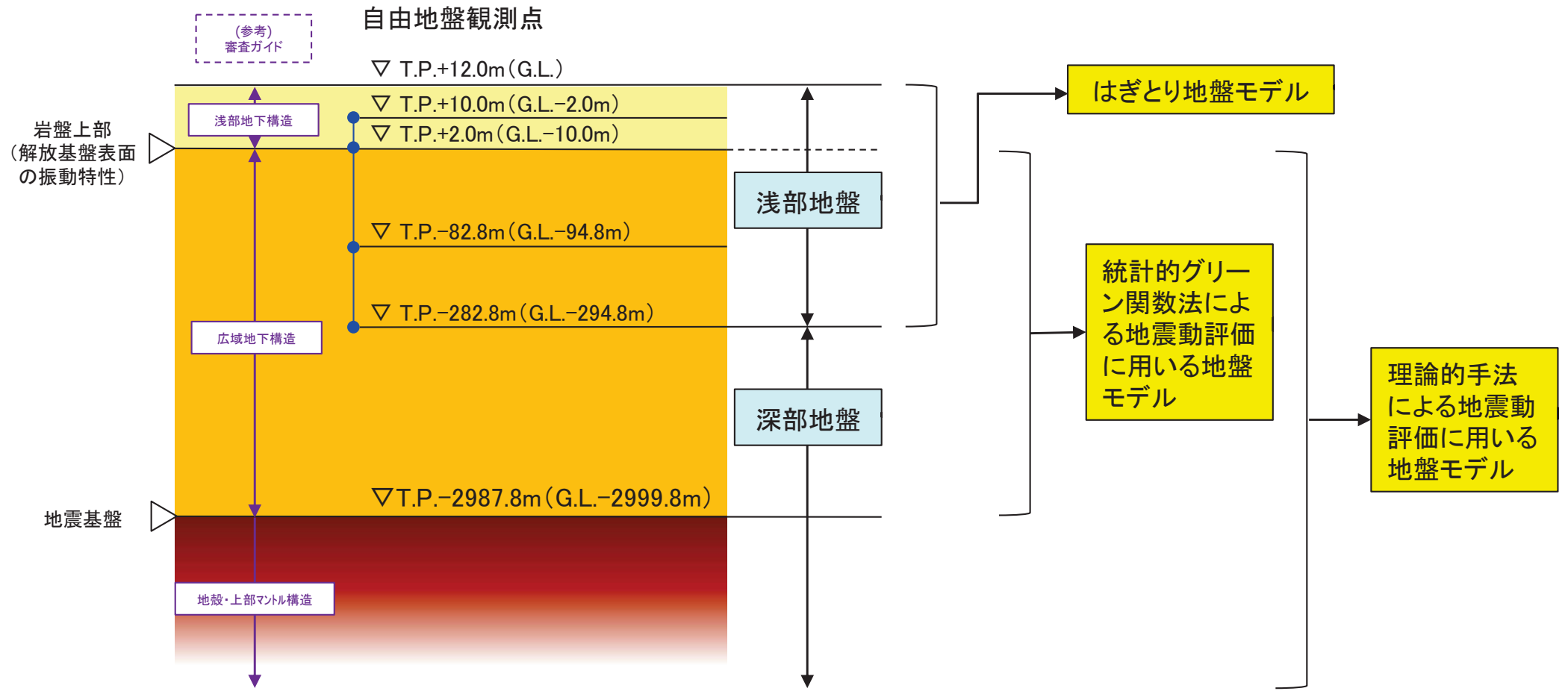
4. 地盤モデルの設定

- 4. 1 設定概要
- 4. 2 浅部地盤モデルの作成
- 4. 3 深部地盤モデルの作成
- 4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

4.1 設定概要

(1) 地盤モデルの設定概要

- 敷地地盤の地下構造は水平成層構造とみなして評価できることから、地震動評価にあたっては一次元地盤モデルを設定する。
- 地震観測点の最深部のT.P.-282.8mより浅い地盤(浅部地盤)と深い地盤(深部地盤)に分けて、観測記録を用いた逆解析により最適化モデルを作成し、はぎとり地盤モデル、統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル、理論的手法による地震動評価に用いる地盤モデルを設定する。



4.1 設定概要

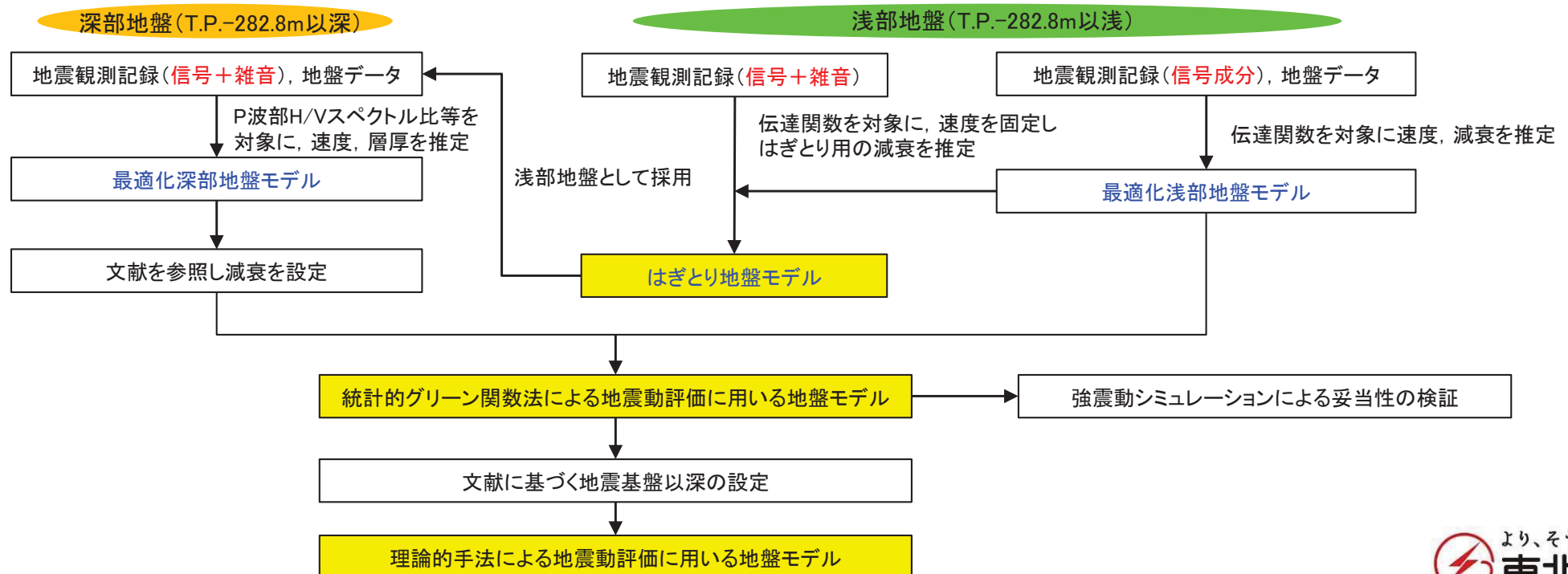
(2) 地盤モデルの最適化

【浅部地盤 (T.P.-282.8m以浅)】

- ▶ 浅部地盤のパラメータ(速度構造, 地盤減衰)は, 自由地盤観測点の地震観測記録の伝達関数を対象とした逆解析により推定する。
- ▶ 地震観測記録には, 地震観測点間でコヒーレントな信号成分とインコヒーレントな雑音成分が含まれるため, 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルのうち地震計が設置されている浅部地盤の速度構造と地盤減衰については, 信号成分による伝達関数を対象とした逆解析により算定する(最適化浅部地盤モデル)。信号成分の算定方法は池浦(2009)による。
- ▶ 一方, はざとり波は, はざとる観測点より浅い部分の減衰を大きく評価した地盤モデルの方が算定結果は保守的となるため, はざとり用の地盤減衰はインコヒーレントな成分も含めた地震観測記録(信号成分+雑音成分)の伝達関数に対し逆解析を行った値を採用する(はざとり地盤モデル)。

【深部地盤 (T.P.-282.8m以深)】

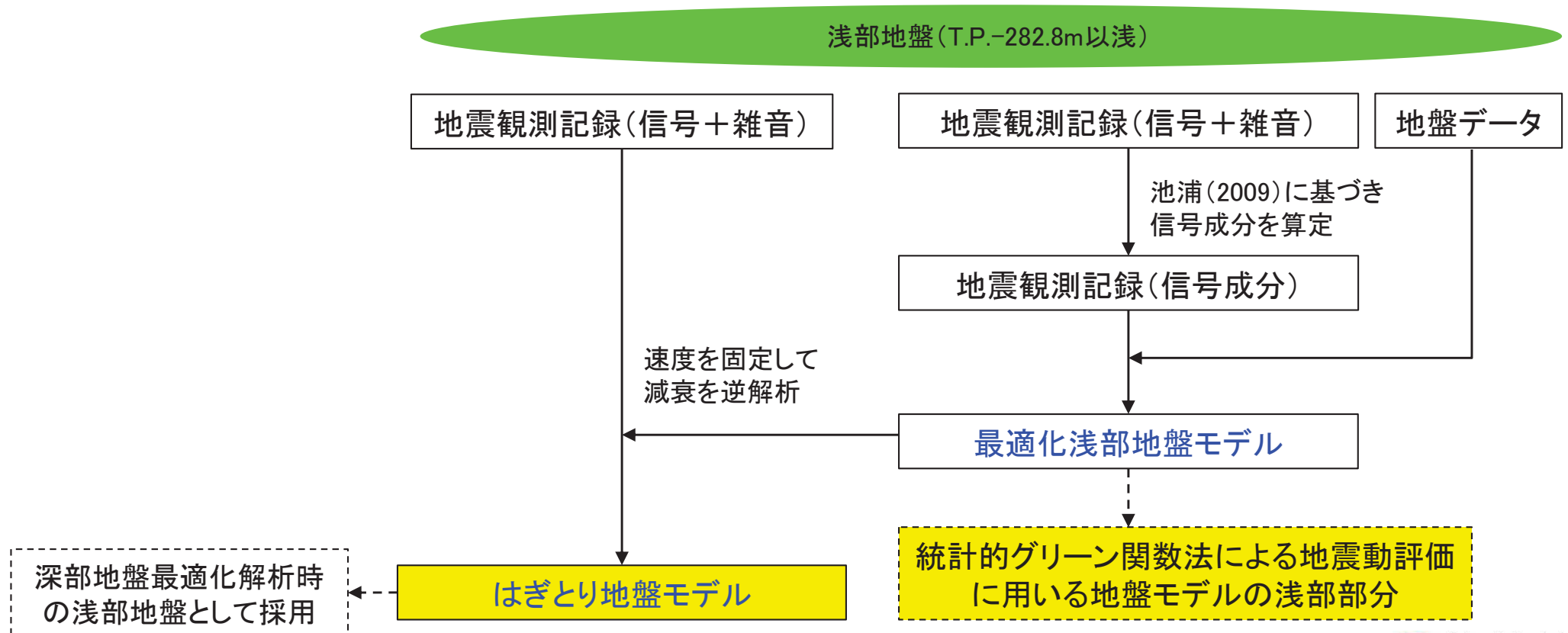
- ▶ 深部地盤のパラメータ(層厚, 速度構造)は, 自由地盤観測点の地震観測記録のP波部H/Vスペクトル比, レシーバー関数及びコーダ部H/Vスペクトル比を対象とした逆解析により推定する(最適化深部地盤モデル)。
- ▶ P波部H/Vスペクトル比等には雑音成分が含まれているため, 浅部地盤には, はざとり地盤モデルを採用する。減衰については, これとは別に文献等で示されている値を踏まえて決定する(統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル)。



4.2 浅部地盤モデルの作成

(1) 浅部地盤モデルの最適化

- 自由地盤観測点の地震観測記録(S波部Transverse成分及びP波部UD成分)の伝達関数を対象とした逆解析により物性値を推定する。
- 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルについては、雑音成分を含まない信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定した物性値を採用する(最適化浅部地盤モデル)。信号成分は池浦(2009)に基づき算定する。
- はぎとり地盤モデルについては、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する(はぎとり地盤モデル)。
- なお、はぎとり地盤モデルは、深部地盤の最適化に用いる浅部地盤として使用する。



4.2 浅部地盤モデルの作成

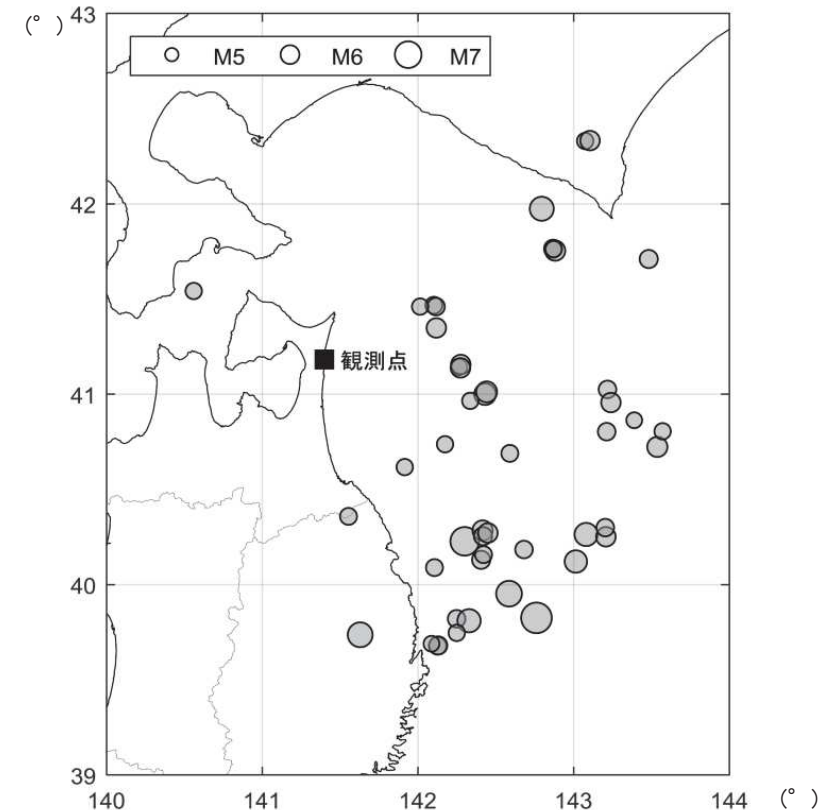
(2) 伝達関数の算定に用いた観測記録

➤ 信号のS/N比を十分に確保するために、M5以上の地震規模の大きい49地震を選定した。

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')			
1994	12	29	5	52	143	1.2	40	7	6.5	0	182
1994	12	30	0	29	142	10.8	40	44	5.6	53	84
1994	12	31	22	50	142	41.2	40	10.8	5.8	24	157
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	132
1995	1	7	11	36	142	25.28	40	16.81	6.2	38	133
1995	2	6	22	51	142	16.12	41	8.36	5.6	56	74
1995	9	26	16	14	143	29.27	41	42.38	5.9	38	185
1995	12	30	21	17	143	32.58	40	43.13	6.2	0	189
1995	12	31	5	45	143	34.59	40	48.05	5.6	3	189
1997	2	20	16	55	142	52.45	41	45.57	5.9	49	139
1999	3	19	2	55	143	13.39	41	1.25	5.8	29	155
2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	78
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90
2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	53	75
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84
2004	7	21	9	11	143	23.68	40	51.54	5.5	37	173
2004	8	10	15	13	142	7.93	39	40.44	5.8	48	180
2004	11	27	7	42	143	4.81	42	19.55	5.6	51	189
2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116
2008	4	29	14	26	142	6.5	41	27.78	5.7	62	67
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163
2008	9	22	16	31	140	33.93	41	32.28	5.6	152	79
2009	2	15	18	24	142	25.41	40	15.01	5.9	36	136
2010	9	13	14	47	142	7.31	41	27.36	5.8	63	68
2010	12	6	16	30	143	13.1	40	47.95	5.8	7	160
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192
2011	3	17	13	13	142	24.69	40	7.58	5.9	31	146
2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	171
2011	8	1	22	44	142	15.21	39	48.96	5.8	43	169
2011	9	17	4	26	143	5.17	40	15.55	6.6	7	177
2011	9	17	6	8	143	12.77	40	14.84	6.1	4	186
2011	9	17	16	33	143	0.18	40	14.98	5.5	14	172
2011	11	24	19	25	142	53.24	41	45.02	6.2	43	140
2012	1	28	9	22	142	25.61	40	9.19	5.7	36	145
2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173
2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	177
2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	64
2012	8	25	23	16	143	6.64	42	19.67	6.1	49	191
2014	7	5	7	42	142	8.16	39	40.55	5.9	49	179
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75
2014	10	11	11	35	143	14.68	40	57.13	6.1	36	158

つづく

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')			
2015	2	17	13	46	142	6.72	40	5.12	5.7	50	137
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	61
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	146
2017	9	10	17	44	142	52.67	41	45.55	5.6	43	139
2017	9	27	5	22	142	27.32	40	16	6.1	35	136
2017	12	16	2	58	142	5.69	39	41.17	5.5	52	177
2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	91



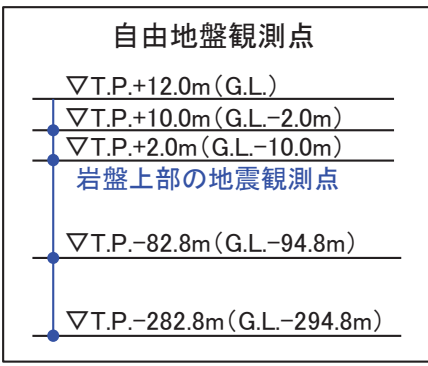
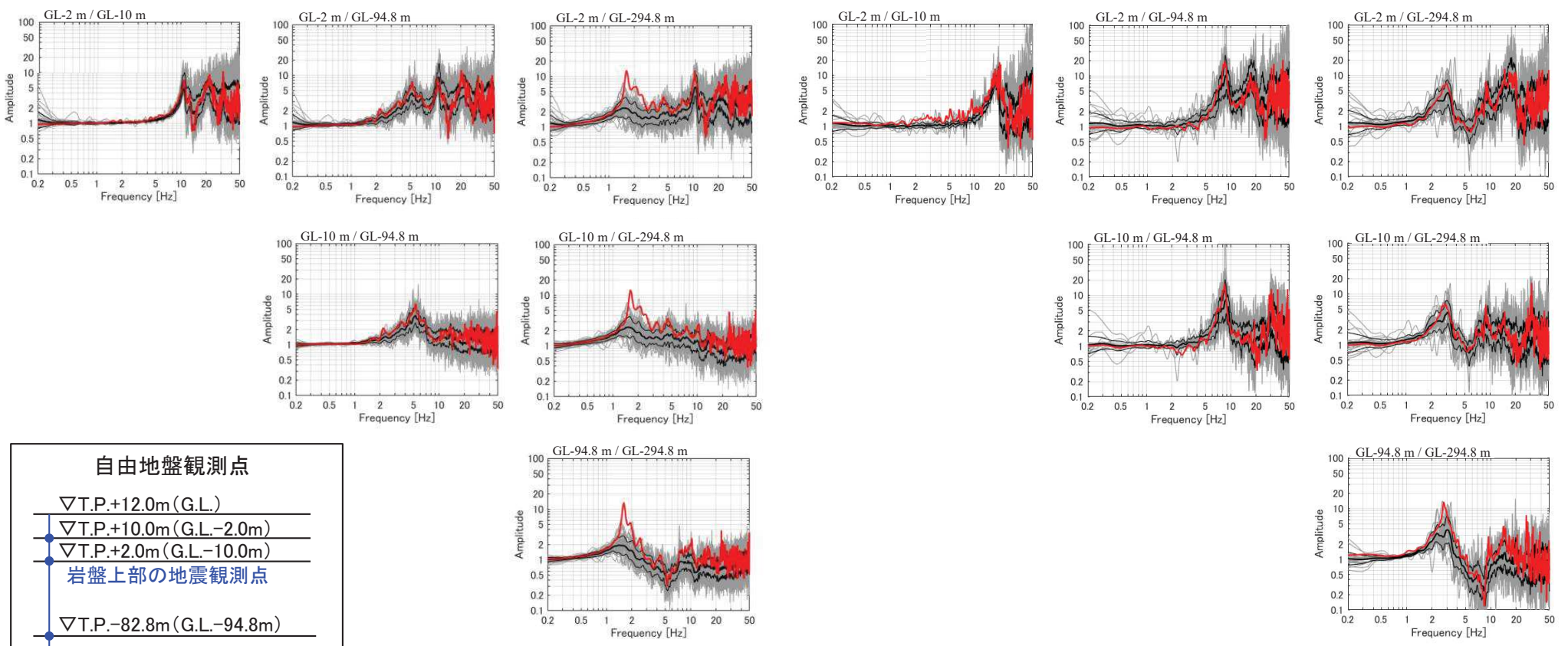
震央分布

4. 2 浅部地盤モデルの作成

(3) 信号成分から求めた伝達関数と観測記録の伝達関数の比較

➤ 信号成分から求めた伝達関数は、相対的にインコヒーレントな成分が多い観測点間では、観測記録(信号+雑音)から求めた伝達関数に比べて固有振動数のピークが高くなるが、東通原子力発電所の場合、最深観測点(T.P.-282.8m)が入力となる伝達関数における1次固有振動数で特にその傾向が顕著で、観測記録(信号+雑音)の伝達関数の1σよりも大きいものとなっている。なお、インコヒーレンス成分としては散乱波の影響が考えられる。

- 信号成分から求めた伝達関数
- 観測記録の伝達関数(平均, 平均±1σ)
- 観測記録の伝達関数(各地震)



※UD成分補正

4.2 浅部地盤モデルの作成

(4) 浅部地盤モデル推定における探索範囲

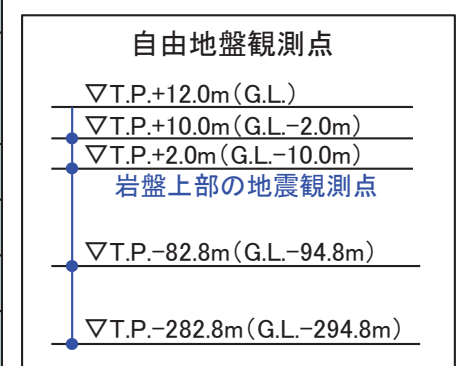
- 浅部地盤モデルでは、速度と減衰(Q値)を算定する。
- 層厚及び密度は、自由地盤観測点におけるPS検層結果及び地震計設置位置を踏まえ、固定値として設定。
- 速度の探索範囲は、自由地盤観測点におけるPS検層結果及び屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度(S波速度はポアソン比を用いてP波速度より算定。)を考慮して設定。

Q値モデル: $Q(f) = Q_0 f^n$

※PS検層結果及び屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布の詳細は、「補足説明資料」に示す。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
							Q ₀	n	Q ₀	n
12	0	1	0.5	1.9	50~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
11.5	-0.5	2	0.5	1.9	50~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
11	-1	3	1	1.9	165~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
10	-2	4	2	1.9						
8	-4	5	2	1.9	165~1793	520~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
6	-6	6	3	1.9	165~1793	520~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
3	-9	7	1	2.24	1298~1793	2248~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
2	-10	8	9	2.24						
-7	-19	9	55	2.24	1393~1877	2413~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-62	-74	10	20.8	2.72	1645~2145	2849~4455	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-82.8	-94.8	11	23.2	2.72						
-106	-118	12	60	2.3	1521~2080	2938~3641	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-160	-178	13	24	2.3	1206~2087	2322~3615	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-190	-202	14	62	2.3	1476~2106	2628~3648	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-252	-264	15	30.8	2.33	2090	3690	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-282.8	-294.8	16	∞	2.33						

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)



は地震観測点位置を示す

4.2 浅部地盤モデルの作成

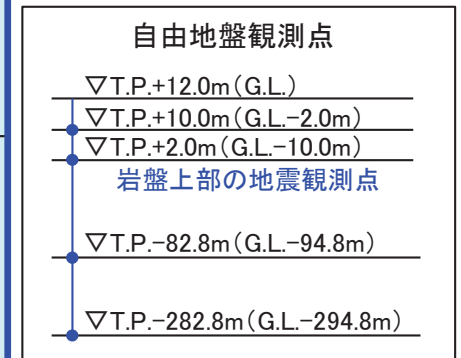
(5) 浅部地盤モデルの算定結果

- 最適化浅部地盤モデルは、信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により算定した物性値を採用する。
- はぎとり地盤モデルは、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	信号成分の伝達関数を 対象に速度と減衰を逆解析				観測記録の伝達関数を 対象に減衰を逆解析					
					Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp		Qs		Qp	
							Q ₀	n	Q ₀	n	Q ₀	n	Q ₀	n
12	0	1	0.5	1.9	58	130	0.64	0.59	1.00	0.50	0.52	0.53	1.00	0.50
11.5	-0.5	2	0.5	1.9	60	190					9.94	1.00	1.00	0.50
11	-1	3	1	1.9	280	420	7.42	0.83	1.58	0.50	9.97	1.00	4.16	0.88
10	-2	4	2	1.9	380	570	6.97	0.97	2.31	0.65				
8	-4	5	2	1.9	920	1380								
6	-6	6	3	1.9	1300	2250								
3	-9	7	1	2.24	1790	3060	1.23	0.74	2.33	0.50	1.02	0.83	2.36	0.52
2	-10	8	9	2.24	1800	3340								
-7	-19	9	55	2.24	1910	3350								
-62	-74	10	20.8	2.72	2030	3360								
-82.8	-94.8	11	23.2	2.72	2100	3390	8.91	0.94	5.55	0.50	1.57	0.88	1.53	0.89
-106	-118	12	60	2.3	2090	3690								
-160	-178	13	24	2.3										
-190	-202	14	62	2.3										
-252	-264	15	30.8	2.33										
-282.8	-294.8	16	-	2.33										

は地震観測点位置を示す

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)



統計的グリーン関数法による
地震動評価に用いる地盤モデルの上部部分

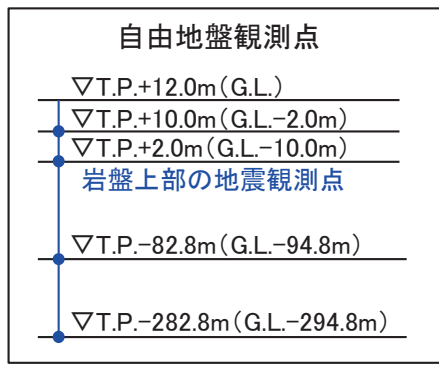
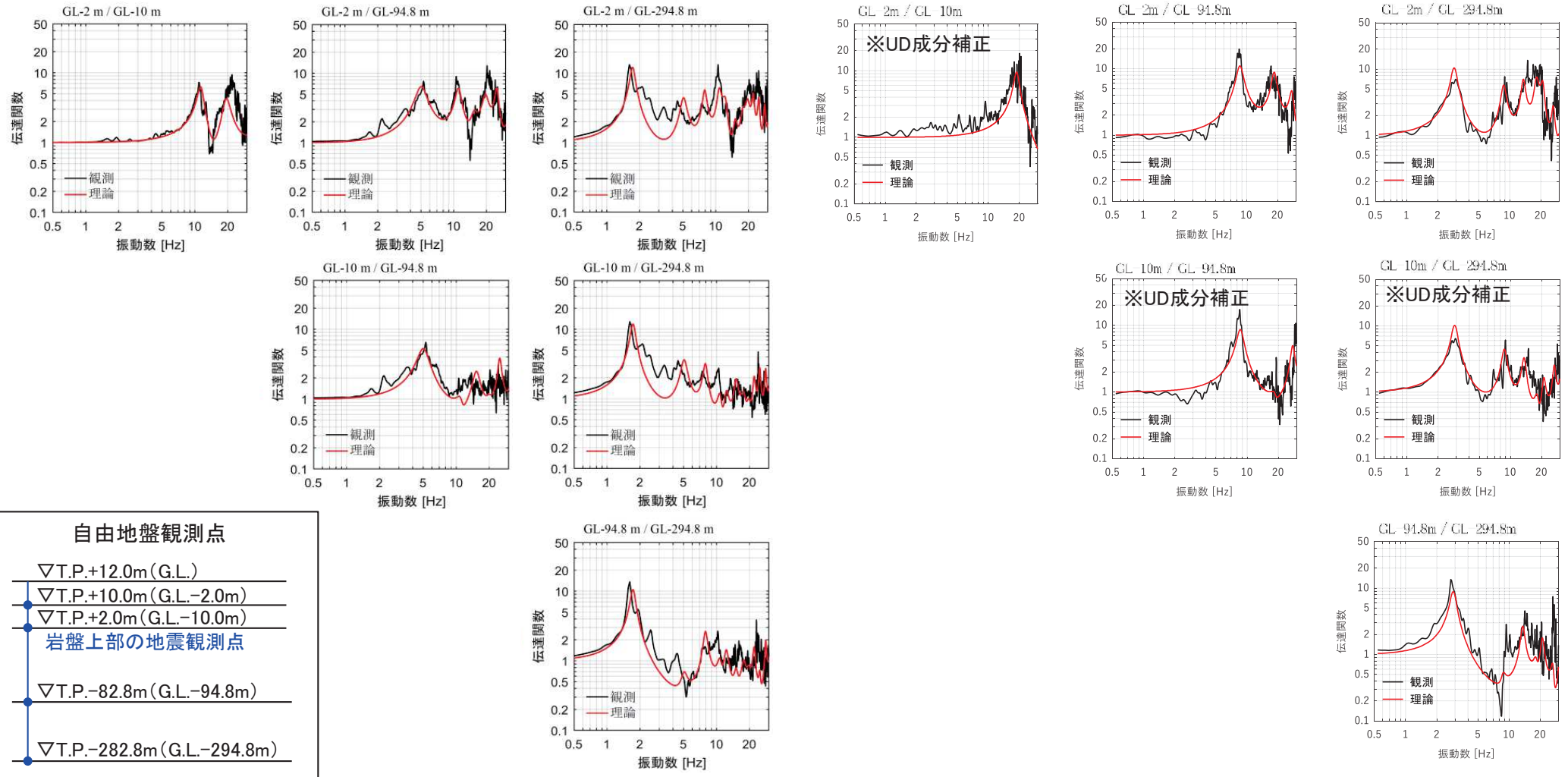
最適化浅部
地盤モデル

はぎとり地盤モデル

深部地盤モデル評価時の
浅部地盤モデル

4.2 浅部地盤モデルの作成 (6) 信号成分から求めた伝達関数のフィッティング状況

➤ 最適化結果(理論値)は、信号成分から求めた伝達関数に対し、特に一次固有周期で良く再現できている。

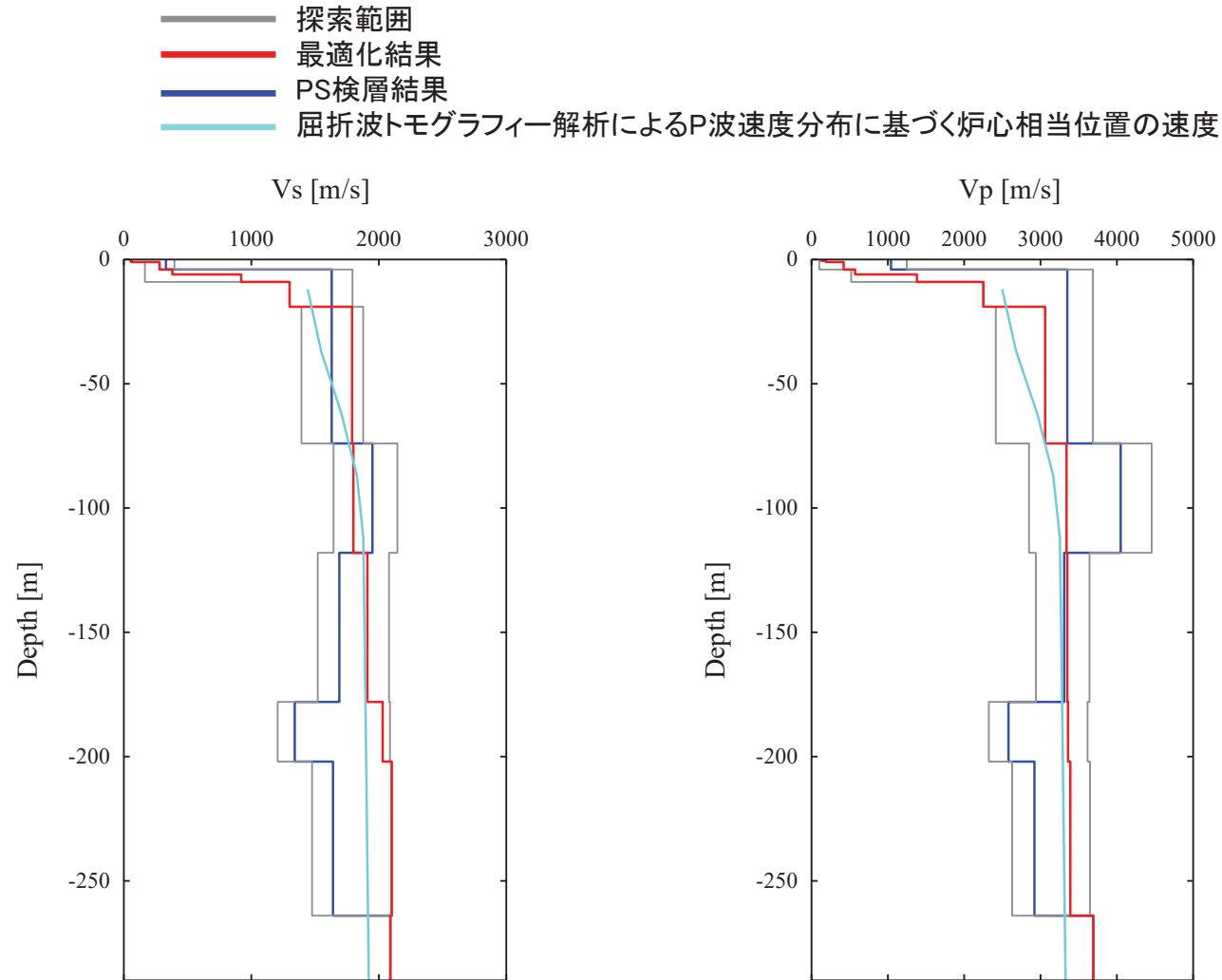


S波部Transverse成分

P波部UD成分

4.2 浅部地盤モデルの作成 (7) PS検層結果との比較

- 最適化した地盤モデルの速度構造は、自由地盤観測点におけるPS検層結果や屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度と概ね対応している。



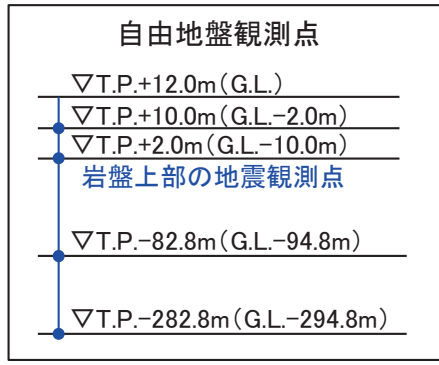
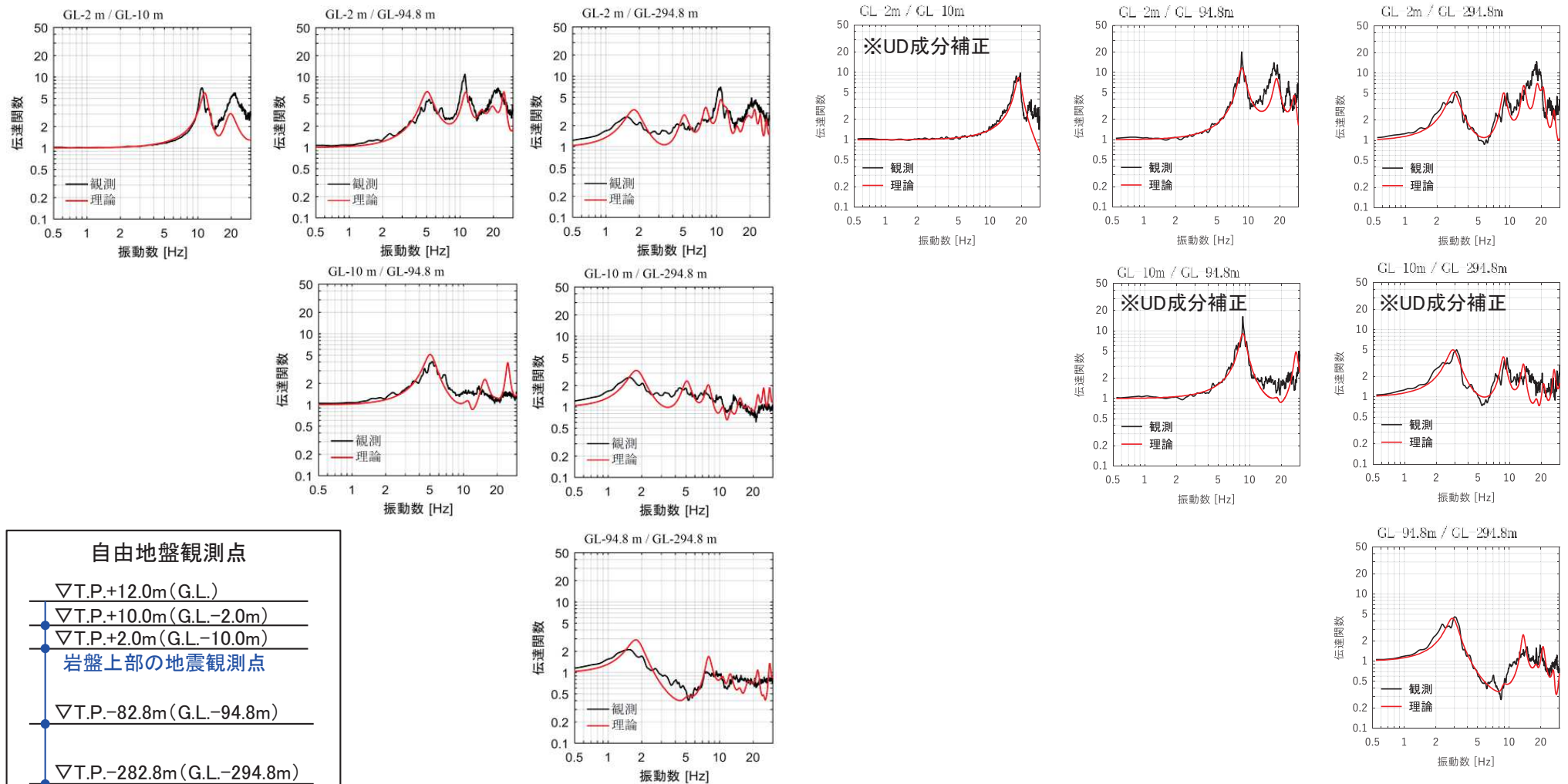
《推定された鉛直分布 Vs》

《推定された鉛直分布 Vp》

4.2 浅部地盤モデルの作成

(8) 観測記録から求めた伝達関数のフィッティング状況

▶ 最適化結果(理論値)は、観測記録から求めた伝達関数に対し、特に一次固有周期で良く再現できている。



S波部Transverse成分

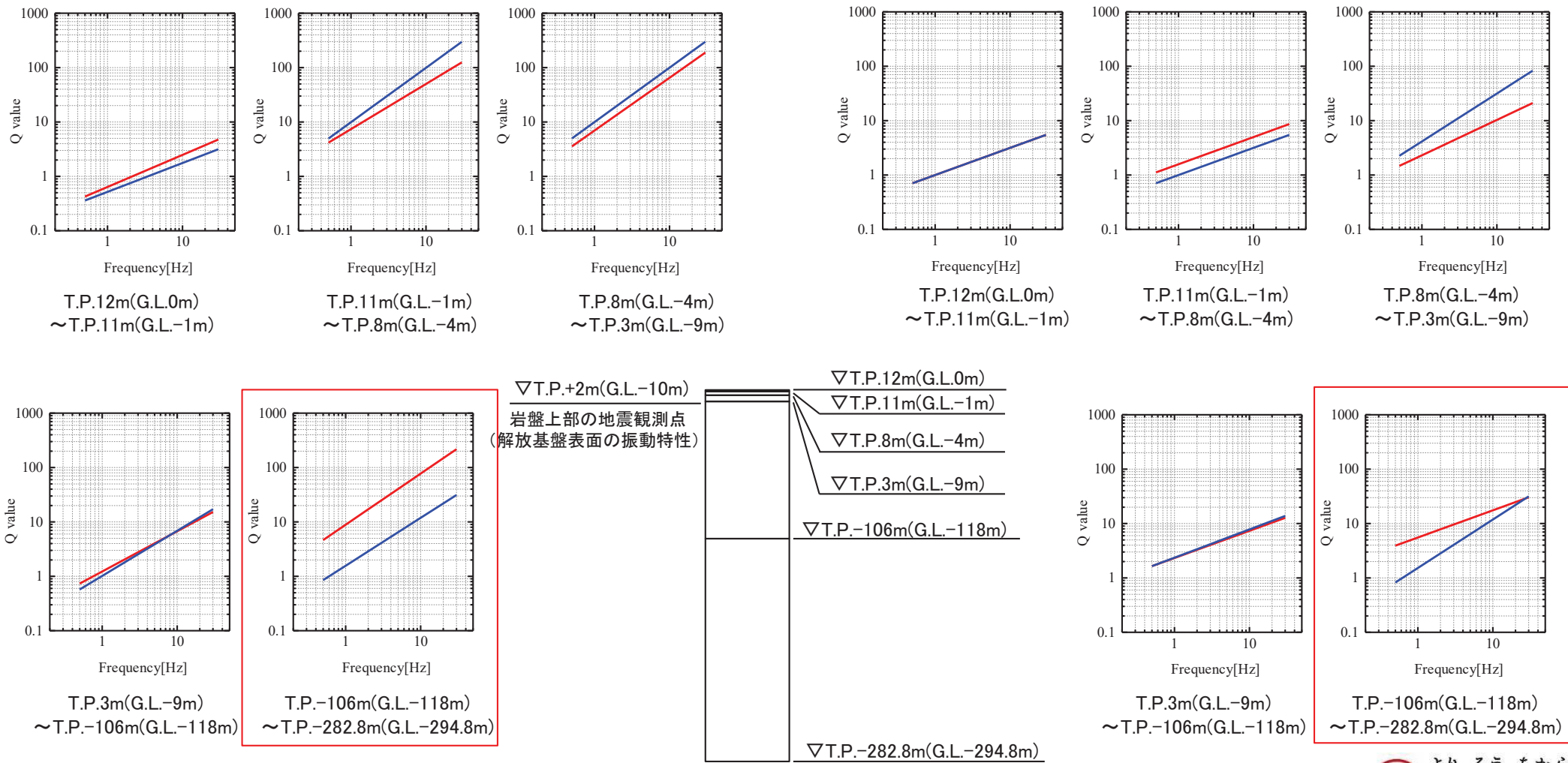
P波部UD成分

4.2 浅部地盤モデルの作成

(9) 推定された減衰(Q値)の比較

➤ T.P.-282.8m~T.P.-106.0mの水平動・鉛直動では観測点間距離が遠いためインコヒーレントな成分の影響が顕著になり、推定された減衰(Q値)も信号成分と観測記録(信号+雑音)では乖離しており、信号成分の Q_s 、 Q_p が大きい(減衰としては小さい)傾向にある。その他の観測点では、地震観測点間の距離も小さいため、ノイズの影響は小さく、Q値はほぼ同程度の値となっている。

- 最適化浅部地盤モデル(信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定)
- はぎとり地盤モデル(信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定した速度を固定し、観測記録の伝達関数を対象とした逆解析により減衰を推定)



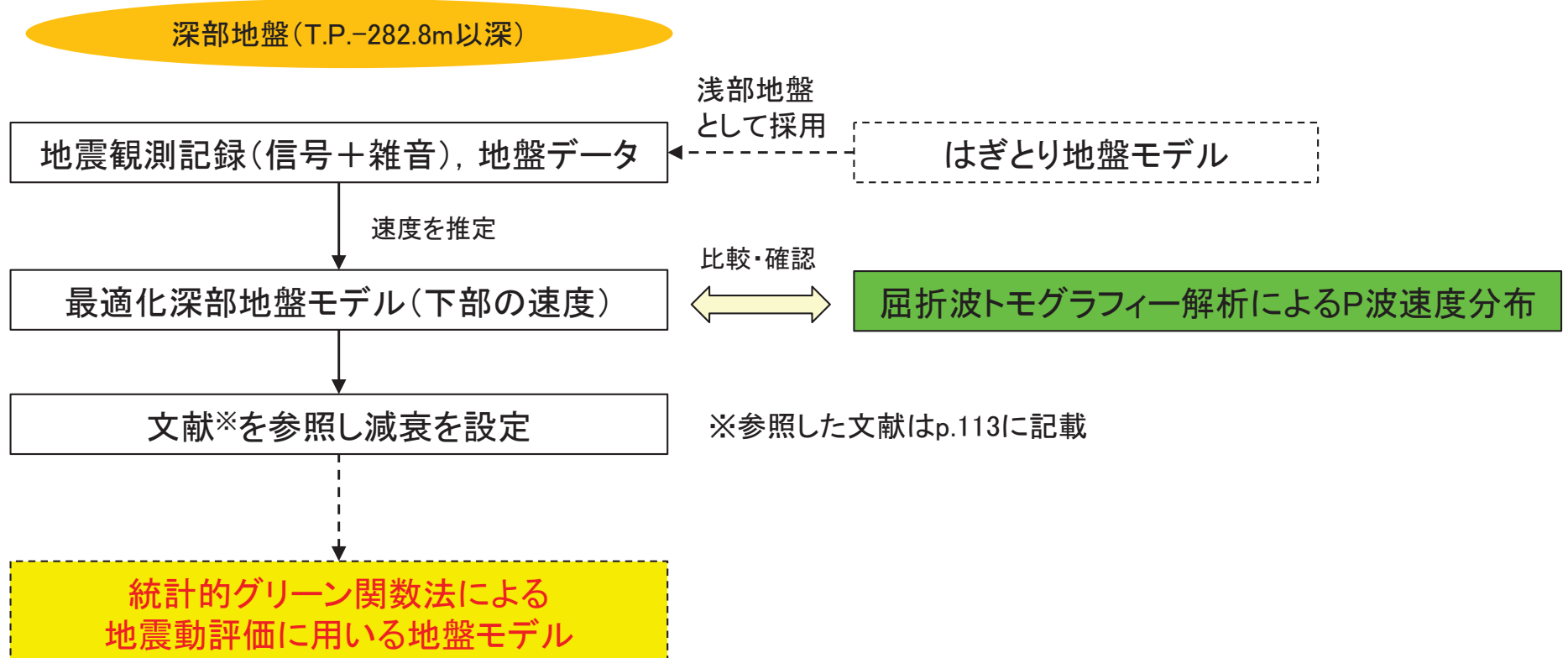
《推定された Q_s 》

《推定された Q_p 》

4.3 深部地盤モデルの作成

(1) 深部地盤モデルの評価フロー

- 自由地盤観測点の地震観測記録のP波部H/Vスペクトル比, レシーバー関数及びコーダ部H/Vスペクトル比を対象とした逆解析により速度構造を算定する。また, 得られた速度構造について, 屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度との整合性を確認する。
- P波部H/Vスペクトル比等には雑音成分が含まれているため, 深部地盤の最適化に用いる浅部地盤は, はぎとり地盤モデルを採用する。
- 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルは, 速度構造については最適化結果を採用する。一方, 減衰(Q値)については文献を参照し設定する。



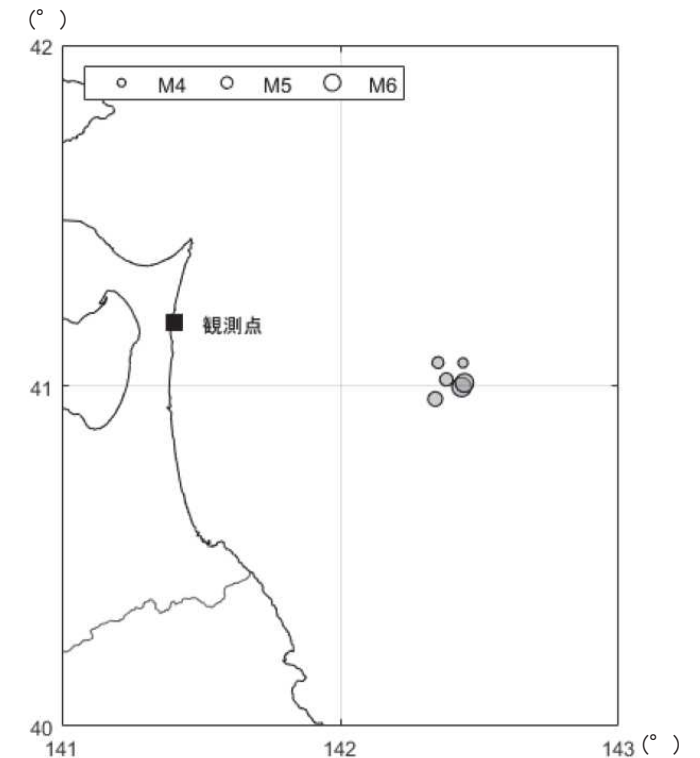
4.3 深部地盤モデルの作成

(2) P波部H/Vスペクトル比及びレシーバー関数の評価に用いた地震

- 入射角が同じ地震発生域の地震として6地震を選定。
- 解析区間は、P波初動到達1秒前から5秒間を基本として調整。
- P波部H/Vスペクトル比は、ラジアル成分と上下成分のフーリエスペクトルを0.2Hz幅のParzenウィンドウで平滑後に計算。
- レシーバー関数は、1～4Hzのバンドパスフィルタ処理後に計算。

地盤モデルの検討に用いた地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
					(°)	(')	(°)	(')				
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90	67
2001	8	24	18	48	142	22.89	41	1.06	5.3	41	85	64
2003	1	6	13	42	142	21.13	41	4.05	5.0	45	82	61
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84	64
2017	1	22	3	11	142	26.5	41	4.0	4.5	37	89	67
2018	1	24	19	51	142	26.8	41	0.5	6.3	34	91	69



検討に用いた地震の震央分布

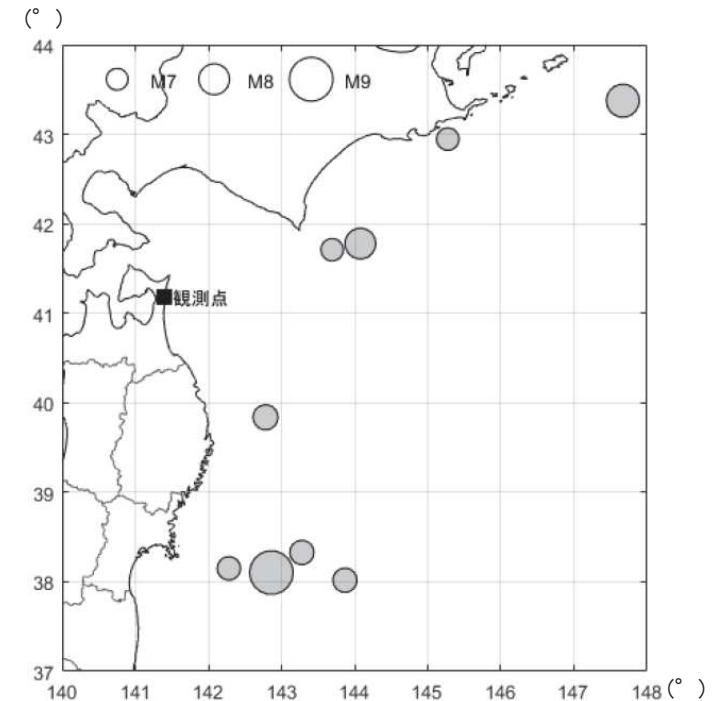
4.3 深部地盤モデルの作成

(3) コーダ部H/Vスペクトル比の評価に用いた地震

- コーダ部が卓越しやすい規模の大きな地震として、9地震を選定。
- 自由地盤のT.P.+10.0mの観測記録を用いて計算。
- 解析区間は、S波が収束したと考えられる時間帯60秒間を基本として調整。
- 水平2成分の二乗和平均平方根を分子とし、また、分子・分母それぞれを0.05Hz幅のParzenウィンドウで平滑後に計算。

地盤モデルの検討に用いた地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
					(°)	(')	(°)	(')				
1994	10	4	22	22	147	40.4	43	22.5	8.2	28	573	87
2003	9	26	4	50	144	4.71	41	46.71	8.0	45	234	79
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	201	84
2004	11	29	3	32	145	16.53	42	56.76	7.1	48	376	83
2005	8	16	11	46	142	16.67	38	8.97	7.2	42	346	83
2011	3	9	11	45	143	16.79	38	19.71	7.3	8	356	89
2011	3	11	14	46	142	51.66	38	6.21	9.0	24	365	86
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192	80
2012	12	7	17	18	143	52.02	38	1.19	7.3	49	411	83



検討に用いた地震の震央分布

4.3 深部地盤モデルの作成

(4) 深部地盤モデル推定における探索範囲

- 深部地盤モデルでは、層厚、速度、減衰(Q値)を算定する。なお、減衰(Q値)については上部の減衰が観測記録(信号+雑音)に基づき算定された値であることを踏まえ、参考扱いとした。
- P波速度の探索範囲は、屈折波トモグラフィ解析による原子炉建屋位置のP波速度分布を考慮して設定。S波速度の探索範囲は、P波速度の分布を考慮して設定。
- 各層の密度に関しては、Kobayashi et al.(2000)に基づきS波速度から換算する。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
12	0	1	0.5	1.9	58	130
11.5	-0.5	2	0.5	1.9	60	190
11	-1	3	1	1.9	280	420
10	-2	4	2	1.9		
8	-4	5	2	1.9	380	570
6	-6	6	3	1.9	920	1380
3	-9	7	1	2.24	1300	2250
2	-10	8	9	2.24		
-7	-19	9	55	2.24	1790	3060
-62	-74	10	20.8	2.72	1800	3340
-82.8	-94.8	11	23.2	2.72		
-106	-118	12	60	2.3	1910	3350
-160	-178	13	24	2.3	2030	3360
-190	-202	14	62	2.3	2100	3390
-252	-264	15	30.8	2.33	2090	3690
-282.8	-294.8	16	221~321	Vsに連動	2340~2540	3000~4500
		17	881~981		2350~2550	3000~4500
		18	873~973		2390~2590	3000~4500
		19	530~630		2680~2880	3500~5000
		20	-		3260~3400	5000~5800

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

4.3 深部地盤モデルの作成

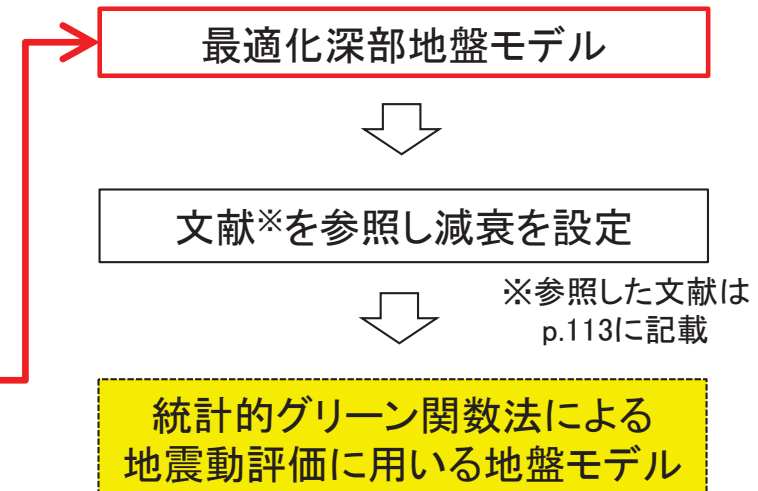
(5) 深部地盤モデルの算定結果

➤ 算定された層厚と速度構造を地震動評価に用いる深部地盤モデルに採用する。

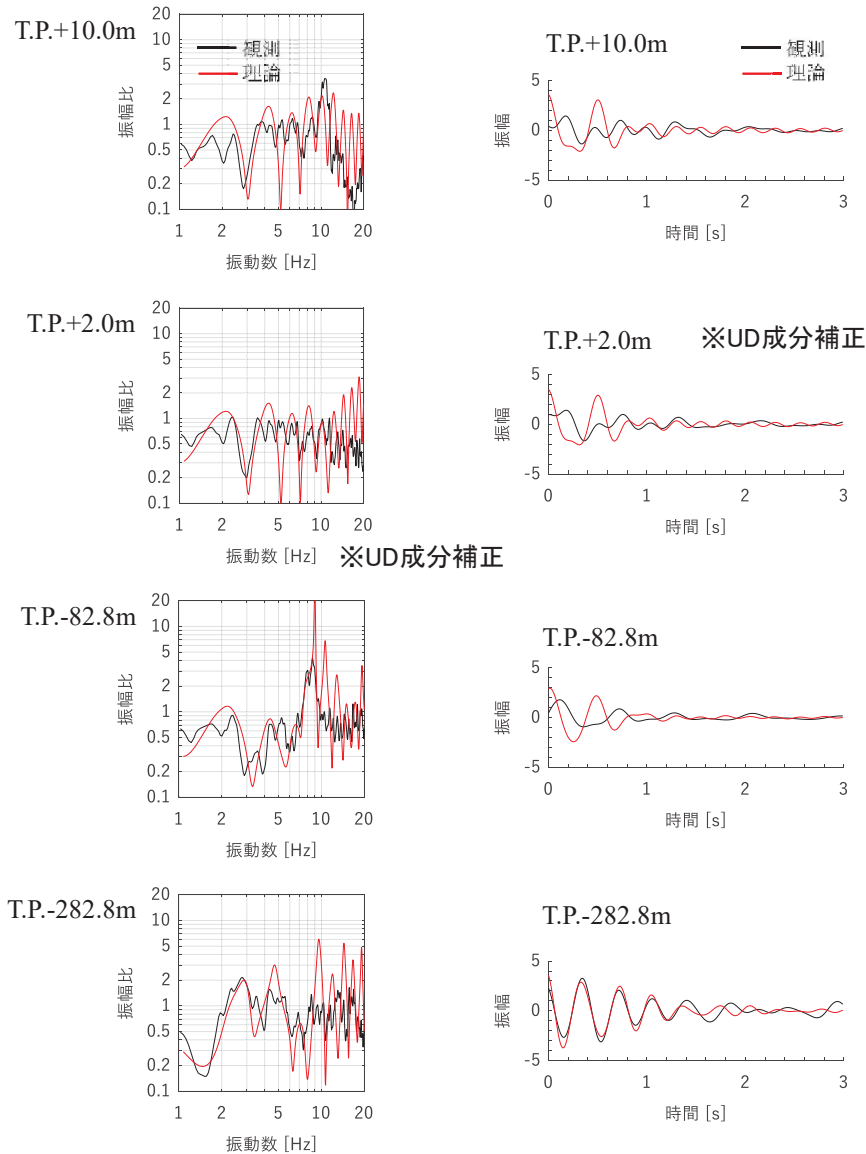
T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚	ρ	Vs	Vp
			(m)	(t/m ³)	(m/s)	(m/s)
12	0					
11.5	-0.5	1	0.5	1.9	58	130
11	-1	2	0.5	1.9	60	180
10	-2	3	1	1.9	280	480
8	-4	4	2	1.9		
6	-6	5	2	1.9	380	810
3	-9	6	3	1.9	920	1710
2	-10	7	1	2.24	1300	2250
-7	-19	8	9	2.24		
-62	-74	9	55	2.24	1790	3020
-82.8	-94.8	10	20.8	2.72	1800	3200
-106	-118	11	23.2	2.72		
-160	-178	12	60	2.3	1910	3500
-190	-202	13	24	2.3	2030	3540
-252	-264	14	62	2.3	2100	3600
-282.8	-294.8	15	30.8	2.33	2090	3690
-574.8	-586.8	16	292	2.44	2390	3690
-1495.8	-1507.8	17	921	2.45	2460	3750
-2441.8	-2453.8	18	946	2.48	2590	3960
-2987.8	-2999.8	19	546	2.50	2680	4160
		20	-	2.63	3340	5800

最深部の地震計深さ(T.P.-282.8m)以深の層境界深さは、地震計設置深さから1mの精度で設定した。

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

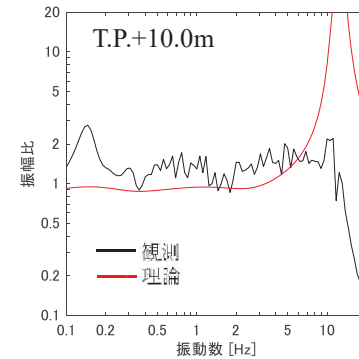


4.3 深部地盤モデルの作成 (6) フィッティング状況

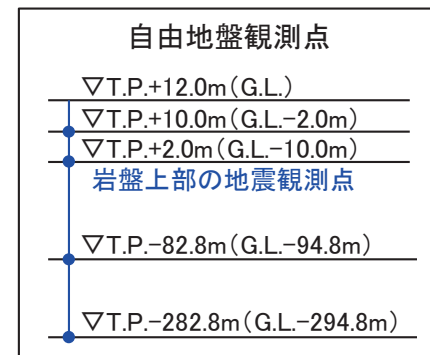


P波部H/V比及びレシーバー関数のフィッティング状況

- P波部H/Vスペクトル及びレシーバー関数では、理論値は観測値を概ね再現している。特に、深部地盤の影響を最も受けるT.P.-282.8m観測点のレシーバー関数は位相、振幅とも適合性が良好である。
- コーダ部H/Vスペクトルでは、地盤が比較的硬質なことから低い振動数に顕著な卓越は見られない。理論値は観測値における低振動数のスペクトル形状を概ね再現している。



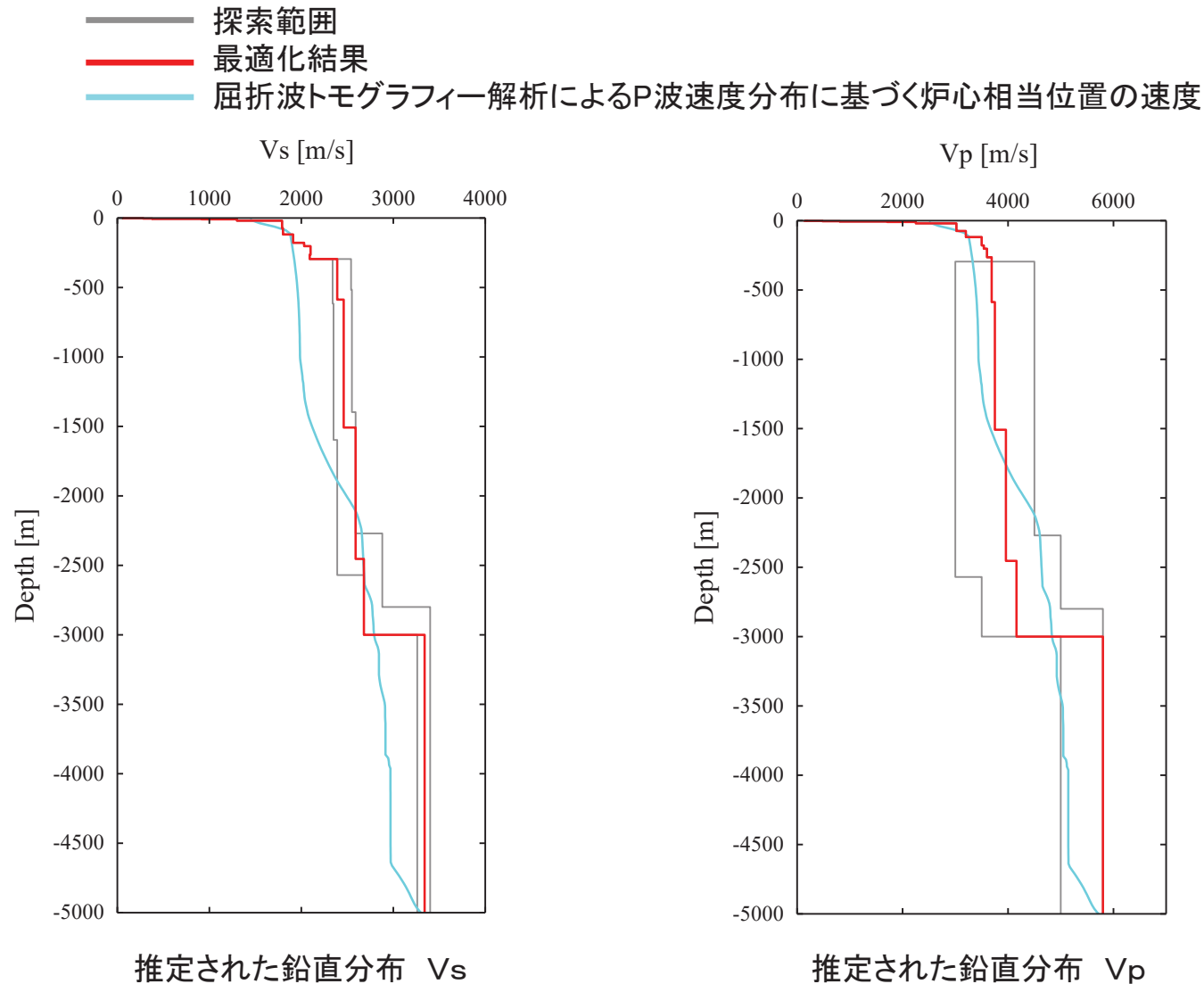
コーダ部H/V比のフィッティング状況



4.3 深部地盤モデルの作成

(7) 算定された地盤モデルの鉛直分布

- 算定された地盤モデルの速度構造と屈折波トモグラフィー解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度を比較すると、概ね整合した結果となっている。



4.4 地震動評価用地盤モデルの設定 (1) はぎとり地盤モデル

- 各観測点におけるはぎとり波算定に用いる地盤モデルのせん断波速度等は、地震観測記録(信号成分)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。Q値(減衰)は、地震観測記録(信号成分+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。
- 解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m、地盤のせん断波速度は $V_s=1300\text{m/s}$ 。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m^3)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Q_s	Q_p	
+12.0	—	—	—	—	—	—	
+11.5	0.5	1.90	58	130	$0.52f^{0.53}$	$1.00f^{0.50}$	
+11.0	0.5	1.90	60	190	$0.52f^{0.53}$	$1.00f^{0.50}$	
+10.0	1	1.90	280	420	$9.94f^{1.00}$	$1.00f^{0.50}$	
+8.0	2	1.90	280	420	$9.94f^{1.00}$	$1.00f^{0.50}$	
+6.0	2	1.90	380	570	$9.97f^{1.00}$	$4.16f^{0.88}$	
+3.0	3	1.90	920	1380	$9.97f^{1.00}$	$4.16f^{0.88}$	
+2.0	1	2.24	1300	2250	$1.02f^{0.83}$	$2.36f^{0.52}$	▽岩盤上部の地震観測点
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	$1.02f^{0.83}$	$2.36f^{0.52}$	(解放基盤表面の振動特性)
-62.0	55.0	2.24	1790	3060	$1.02f^{0.83}$	$2.36f^{0.52}$	
-82.8	20.8	2.72	1800	3340	$1.02f^{0.83}$	$2.36f^{0.52}$	
-106.0	23.2	2.72	1800	3340	$1.02f^{0.83}$	$2.36f^{0.52}$	
-166.0	60.0	2.30	1910	3350	$1.57f^{0.88}$	$1.53f^{0.89}$	
-190.0	24.0	2.30	2030	3360	$1.57f^{0.88}$	$1.53f^{0.89}$	
-252.0	62.0	2.30	2100	3390	$1.57f^{0.88}$	$1.53f^{0.89}$	
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	$1.57f^{0.88}$	$1.53f^{0.89}$	
	∞	2.33	2090	3690	$1.57f^{0.88}$	$1.53f^{0.89}$	

+10.0 地震観測点位置を示す

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定 (2) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル

- 地震観測点以浅のせん断波速度やQ値(減衰)等は、地震観測記録(信号成分)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。
- 地震観測点以深のせん断波速度等は、観測記録のH/Vスペクトル振幅比の逆解析結果に基づき設定。Q値(減衰)については文献を参照しQ=100に設定(次ページ参照)。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	Q _s	Q _p	
	—	—	—	—	—	—	▽岩盤上部の地震観測点
+2.0	9.0	2.24	1300	2250	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	(解放基盤表面の振動特性)
-7.0	55.0	2.24	1790	3060	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-62.0	20.8	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-82.8	23.2	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-106.0	60.0	2.30	1910	3350	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-166.0	24.0	2.30	2030	3360	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-190.0	62.0	2.30	2100	3390	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-252.0	30.8	2.33	2090	3690	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-282.8	292.0	2.44	2390	3690	100	100	
-574.8	921.0	2.45	2460	3750	100	100	
-1495.8	946.0	2.48	2590	3960	100	100	
-2441.8	546.0	2.50	2680	4160	100	100	▽地震基盤
-2987.8	∞	2.63	3340	5800	150	150	

+2.0 地震観測点位置を示す

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(3) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルの深部地盤のQ値について

- Abercrombie(1997) は、岩盤のボアホールで観測されたMicroearthquakeから評価されたQs値は深さ0-2900mで $\sim 21 \pm 7$ であること、これはカリフォルニアにおける過去の評価(下表)と整合しており岩種に左右されないこと、減衰の90%は深さ3km以内で生じていること、地震波から評価されるQ値は岩石試験から得られたQ値に比べ大きいこと等から、地震波の減衰には岩盤の不均質による散乱が影響していると指摘している。
- 東通では、アレイ観測点による信号成分と観測記録の検討から、インコヒーレントな散乱の影響が確認されている。従ってカリフォルニアの評価結果を踏まえるとQ値としてはこれらを上回るQ=50を採用することが考えられるが、保守性を持たせ**Q=100**を採用する。

Microearthquake等から求めた岩盤表面近くのQ値 (Abercrombie (1997) より作成)

場所	深さ (m)	Qp	Qs	岩種	文献
Oroville	0-475	—	9	オフィオライト	Malin et al. (1988)
	375-475	—	11		
Anza	0-150	6.5	9	花崗岩	Aster and Shearer (1991)
	150-300	27	26		
Garner valley	0-220	—	12	花崗岩 他	Archuleta et al. (1992)
Parkfield	0-200	6-11	8-19	第三紀層	Blakeslee and Malin (1991)
	0-300	—	10		Jongmans and Malin (1995)
	0-1000	—	37		
Los Angeles basin	0-420	45	—	更新世 及び鮮新世	Hauksson et al. (1987)
	420-1500	43	25		

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定 (4) 理論的手法に用いる地盤モデル

- 地震基盤(深さ3km)以浅の層厚, 密度, V_s 及び V_p は, 統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる地盤モデルを用いた。
- 減衰係数 Q 及び地震基盤以深は地震調査研究推進本部(2004)及び永井ほか(2001)を参考に設定。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m^3)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Q
+2.0	—	—	—	—	—
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	100
-62.0	55.0	2.24	1790	3060	100
-82.8	20.8	2.72	1800	3340	100
-106.0	23.2	2.72	1800	3340	100
-166.0	60.0	2.30	1910	3350	100
-190.0	24.0	2.30	2030	3360	100
-252.0	62.0	2.30	2100	3390	100
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	100
-574.8	292.0	2.44	2390	3690	100
-1495.8	921.0	2.45	2460	3750	100
-2441.8	946.0	2.48	2590	3960	150
-2987.8	546.0	2.50	2680	4160	150
-3000.0	12.2	2.63	3340	5800	150
-15000.0	12000.0	2.69	3580	6180	300
-25000.0	10000.0	2.80	3700	6400	300
-25000.0	∞	3.20	4100	7100	500

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

▽地震基盤

+2.0 地震観測点位置を示す

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(5) 理論的手法に用いる地盤モデル(参考とした文献)

- 理論的手法に用いる深部の構造及び減衰は、敷地周辺で発生した地震の知見等を用いる。
- 地震基盤から上部地殻の V_s 、 V_p 及び密度 ρ は、内陸地殻内地震の震源パラメータとの関係性を踏まえ、地震調査研究推進本部(2004)に基づき層厚の重みづけ平均により算定した。
- 減衰及び下部地殻の構造は、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較検討において用いられた永井ほか(2001)の値を採用した。

Table 1. Underground structures.

(b) For near-field analysis						
V_p km/s	V_s km/s	ρ 10^3kg/m^3	Q_p	Q_s	Thickness km	
2.0	1.20	2.10	200	100	1	
5.0	2.90	2.40	300	150	2	
5.9	3.40	2.70	600	300	9	
6.4	3.7	2.80	600	300	13	
7.1	4.1	3.20	1000	500	∞	

「近地地形のグリーン関数の計算には、Table1(b)に示す水平多層の速度構造を使用した。これは藤江(1999)による沈み込むプレートと陸側のプレートの構造を平均化したものである。」

永井ほか(2001)より抜粋・一部加筆

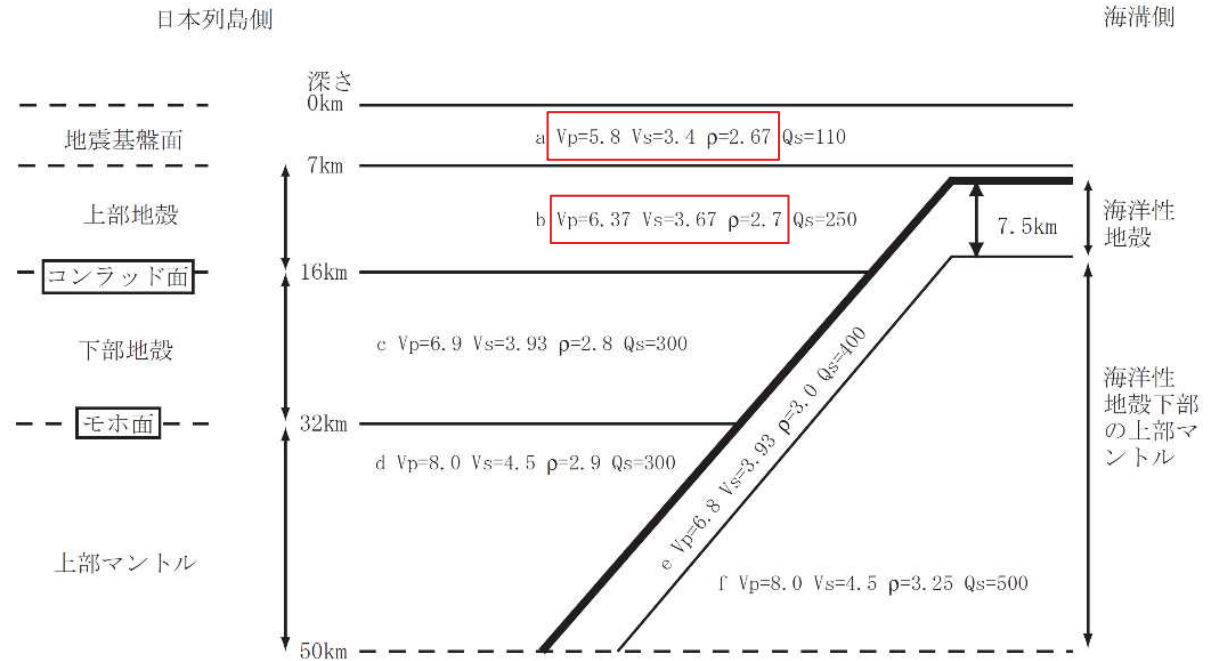


図9 プレートに直交する断面の地下構造

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

「三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図9参照)。」

地震調査研究推進本部(2004)より抜粋・一部加筆

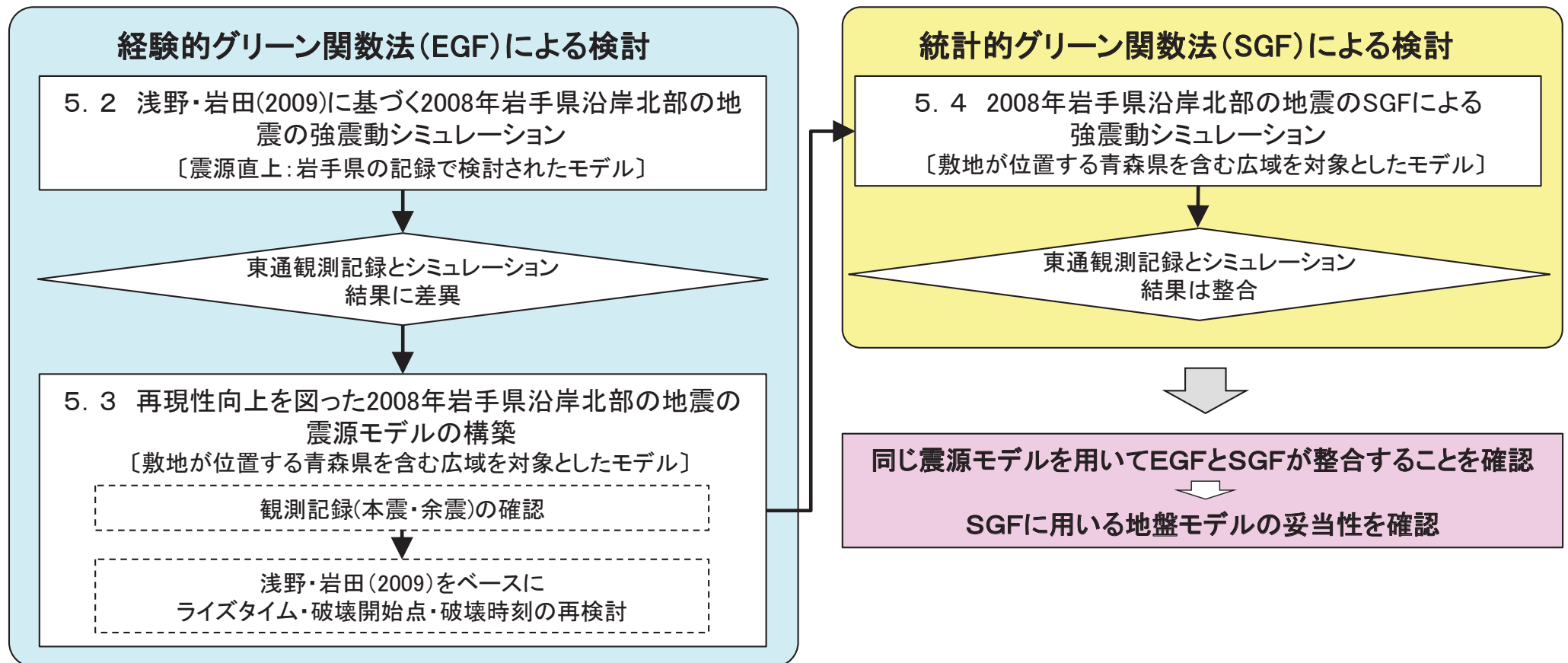
5. 地盤モデルの妥当性の検証

- 5. 1 検討の概要
- 5. 2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション
- 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築
- 5. 4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション

5.1 検討の概要

S154

- 敷地で過去に観測された地震のうち、震源断層モデルの設定が行われている地震として、2008年岩手県沿岸北部の地震が挙げられる(浅野・岩田(2009))。
- この地震の敷地自由地盤岩盤上部の観測記録の最大加速度値は約 30cm/s^2 であり、これまで敷地で観測された地震のうちでは大きな地震動であることから、地盤モデルの妥当性の検証を目的として、統計的グリーン関数法(SGF)によるシミュレーション解析を実施した。
- シミュレーション解析を行うにあたり、浅野・岩田(2009)は、岩手県内の観測記録を基に震源モデルを策定していることから、東通原子力発電所との位置関係(震央距離 $\Delta=162\text{km}$)を踏まえ、経験的グリーン関数法(EGF)による解析を行い、青森県を含む広域を対象とした震源モデルの再構築を図った。

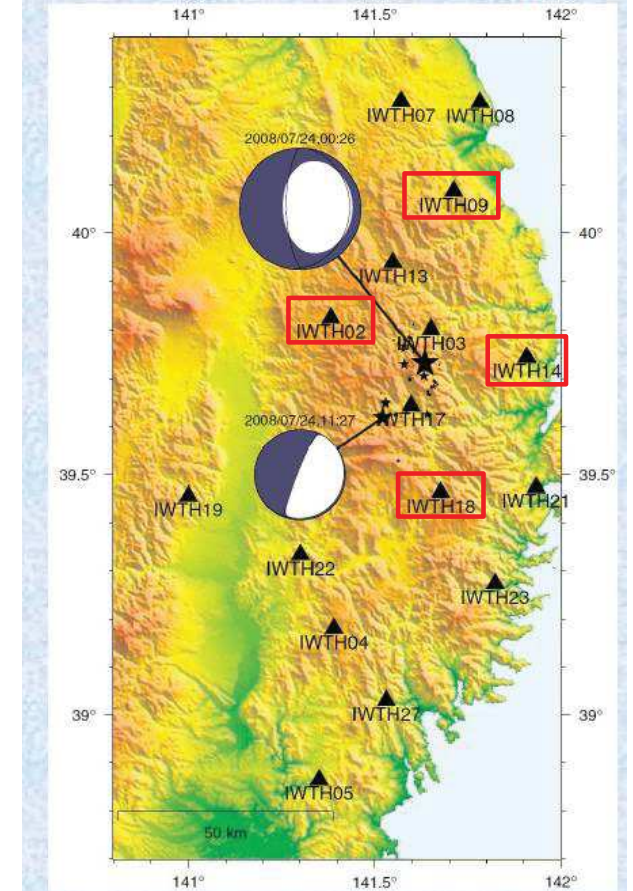


5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション

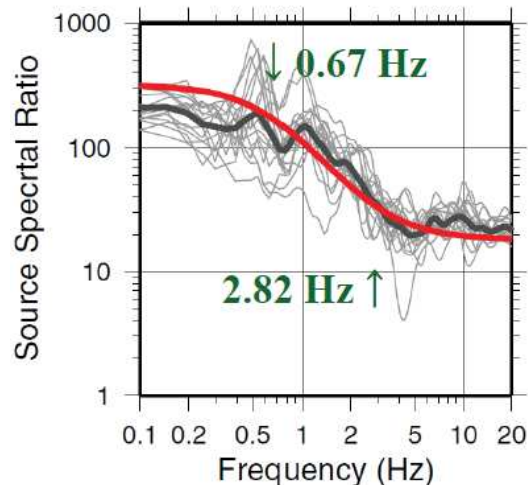
(1) 浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

- 波形合成のためのパラメータCとNをSource Spectral Ratio Fitting法(三宅・他,1999)によって本震と余震のコーナー周波数を推定。KiK-netの地中観測17点を使用。
- Suzuki et al.(2009)の震源インバージョンで用いた断層面形状に基づき検討。
- 強震動生成域の面積, ライズタイム, 強震動生成域内の破壊開始点, 破壊伝播速度, 2番目の強震動生成域の位置及び破壊時刻をグリッドサーチにより推定。
- KiK-net地中観測4点の水平2成分をターゲット(解析周波数0.2~10Hz)。
- モデルの評価は, 三宅・他(1999)に従い, 変位波形と加速度エンベロープの残差の和が最小となるモデルを最適とした。

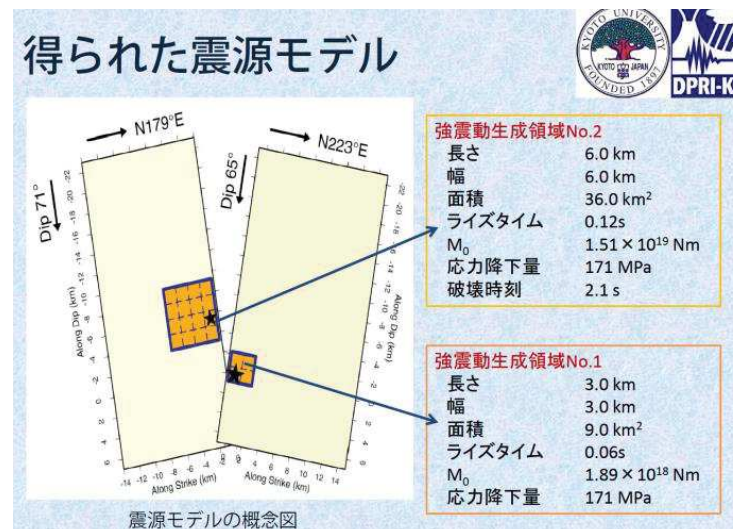
本震：08/7/24 00:26 M_w 6.8
余震：08/7/24 11:27 M_w 5.1



本震・余震の震央位置と観測点



本震と余震のスペクトル比

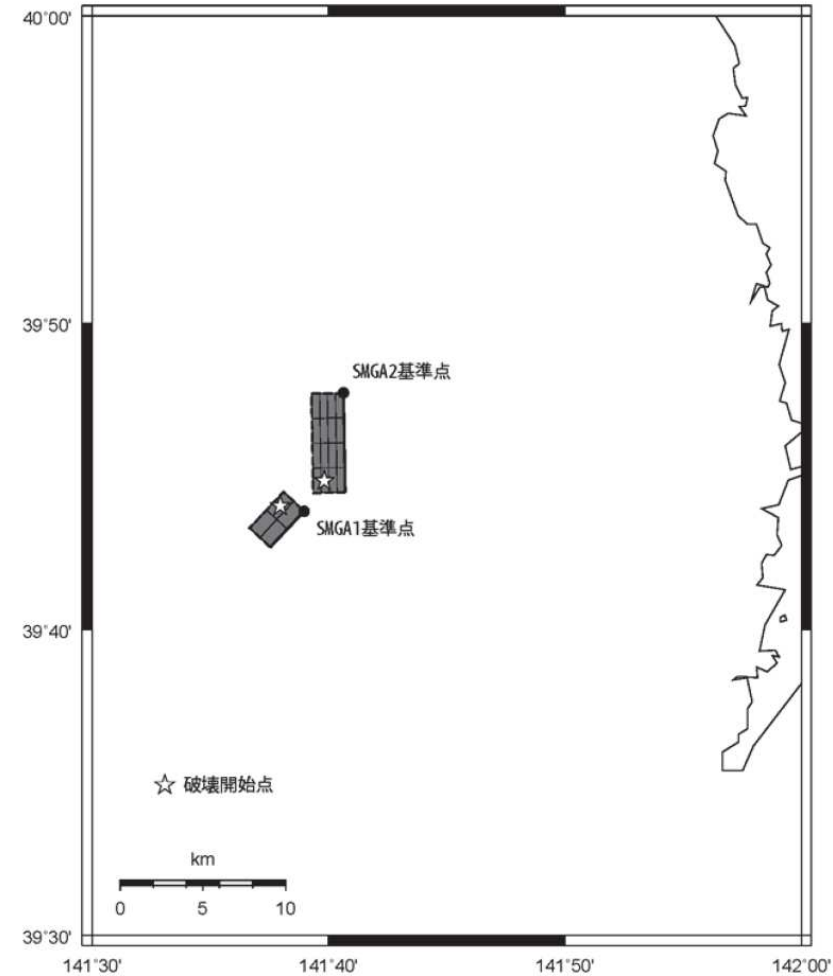
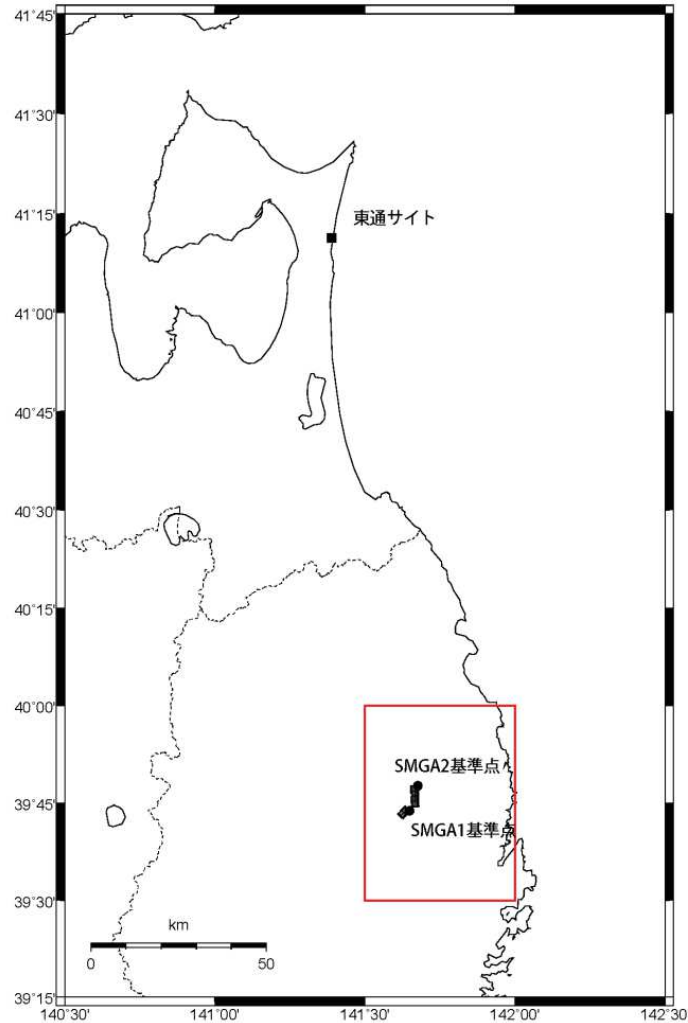


震源モデル

浅野・岩田(2009)に一部加筆

5. 2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション (1)浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

➤ 震源断層モデル図(全体図)を示す。



赤枠の拡大図

2008年岩手県沿岸北部の地震のEGFに用いる震源断層モデル

5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション (1) 浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

➤ 断層パラメータを示す。

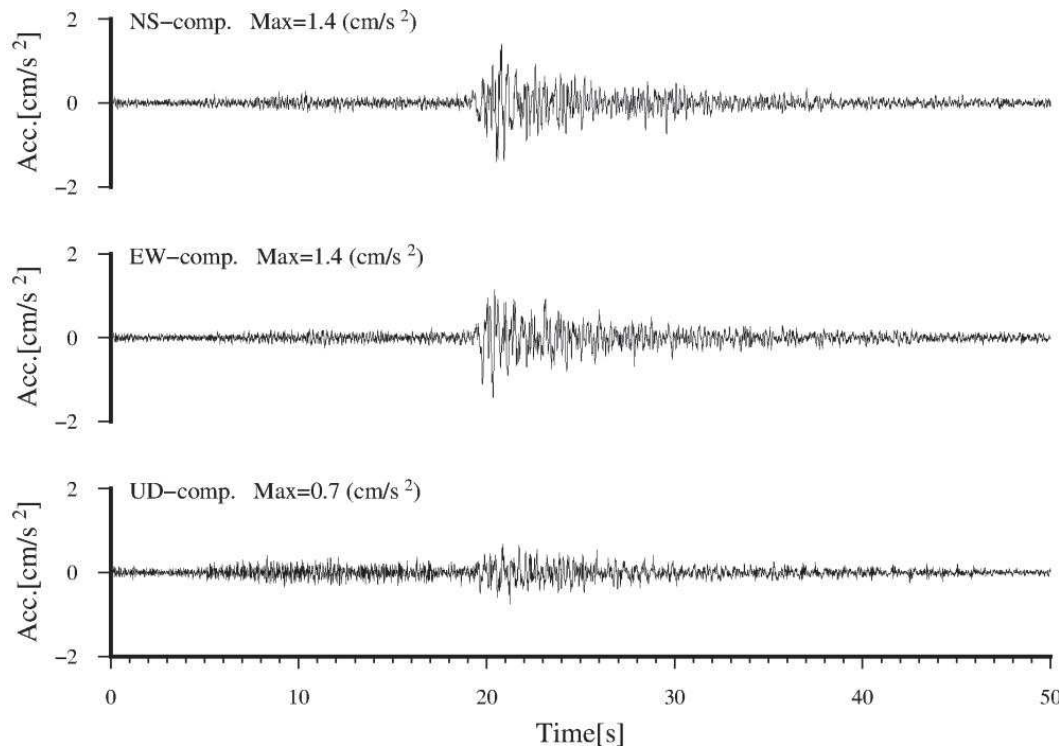
断層パラメータ	記号	SMGA1	SMGA2	設定方法
断層位置	-	N39.7311° , E141.6494°	N39.7954° , E141.6772°	浅野・岩田(2009)
走向	θ	223°	179°	浅野・岩田(2009)
傾斜角	δ	65°	71°	浅野・岩田(2009)
断層長さ	L	3.0 km	6.0 km	浅野・岩田(2009)
断層幅	W	3.0 km	6.0 km	浅野・岩田(2009)
断層面積	S	9.0 km ²	36.0 km ²	浅野・岩田(2009)
断層上端深さ	-	106.0 km	99.3 km	浅野・岩田(2009)
破壊開始点	-	前頁参照	前項参照	浅野・岩田(2009)
破壊伝播形式	-	同心円状	同心円状	設定
地震モーメント	M_0	1.89×10^{18} Nm	1.51×10^{19} Nm	浅野・岩田(2009)
モーメントマグニチュード	M_w	6.1	6.7	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
気象庁マグニチュード	M_J	6.8		気象庁
剛性率	μ	8.06×10^{10} N/m ²	8.06×10^{10} N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$
密度	ρ	3.5 g/cm ³	3.5 g/cm ³	Ludwig et al.(1970)
S波速度	β	4.8 km/s	4.8 km/s	浅野・岩田(2009)
平均すべり量	D	2.60 m	5.20 m	$D = M_0 / (\mu S)$
応力降下量	$\Delta\sigma$	170.6 Mpa	170.6 Mpa	浅野・岩田(2009)
ライズタイム	tr	0.06 s	0.12 s	浅野・岩田(2009)
破壊時刻	-	0.0 s	2.1 s	浅野・岩田(2009)
破壊伝播速度	V_r	3.65 km/s	3.65 km/s	浅野・岩田(2009)
短周期レベル	A	8.36×10^{19} Nm/s ²	1.67×10^{20} Nm/s ²	$A = 4\pi(S/\pi)^{0.5} \Delta\sigma \beta^2$

5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション (2) 経験的グリーン関数法に用いる要素地震

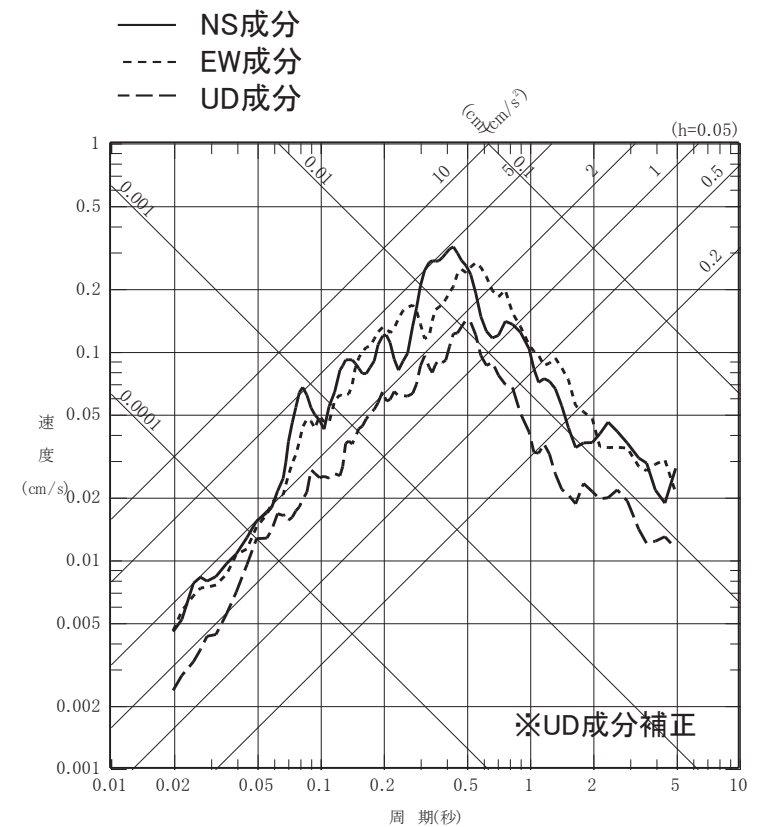
➤ 要素地震の諸元, 時刻歴波形, 応答スペクトルを示す。

要素地震の諸元〔浅野・岩田(2009)〕

年月日	時刻	震央位置	M _w	震源深さ	M ₀	応力降下量
2008/7/24	11:27	141.5218° E	5.1	111.91km	5.37 × 10 ¹⁶ N・m	38.8Mpa
		39.6200° N				



加速度波形

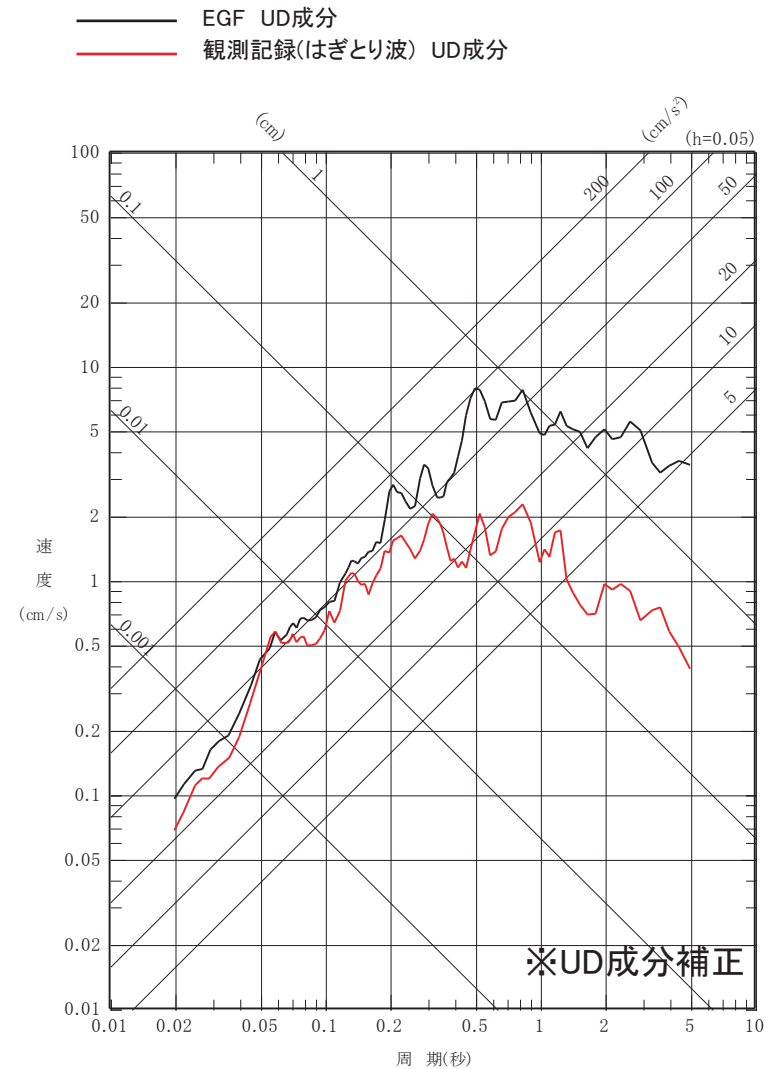
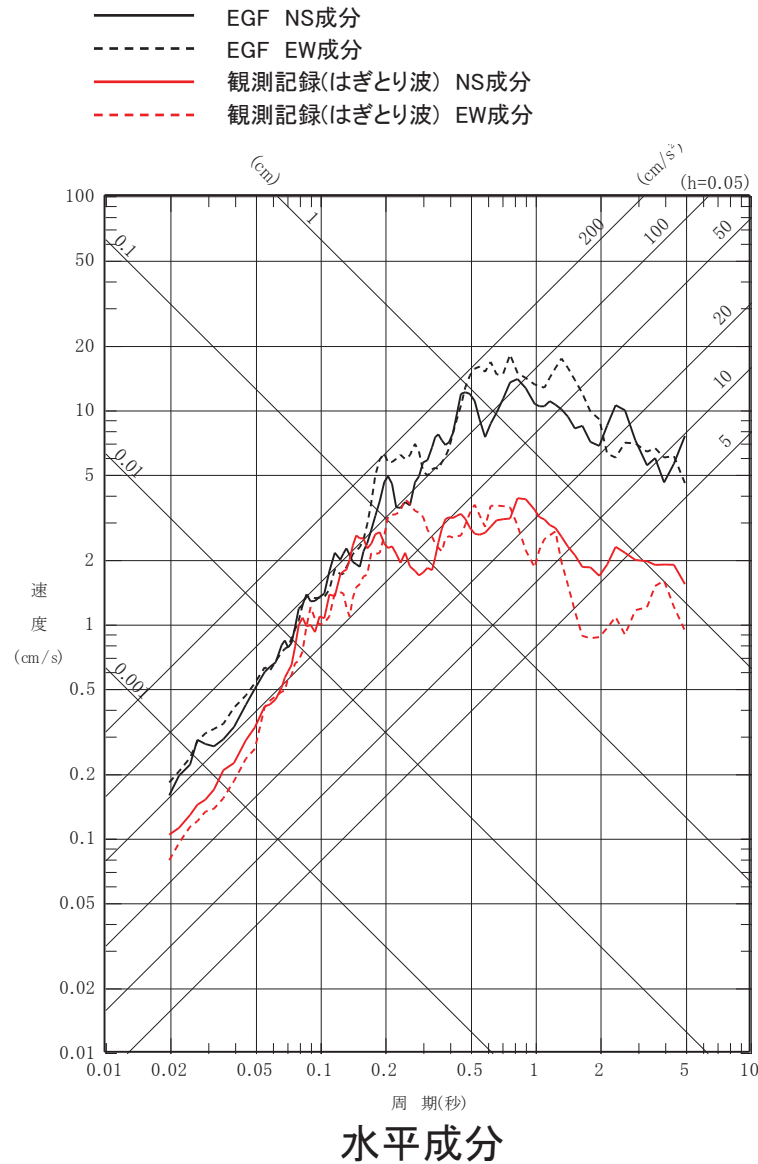


応答スペクトル

要素地震 (東通原子力発電所 自由地盤 T.P. +2.0m はぎとり波)

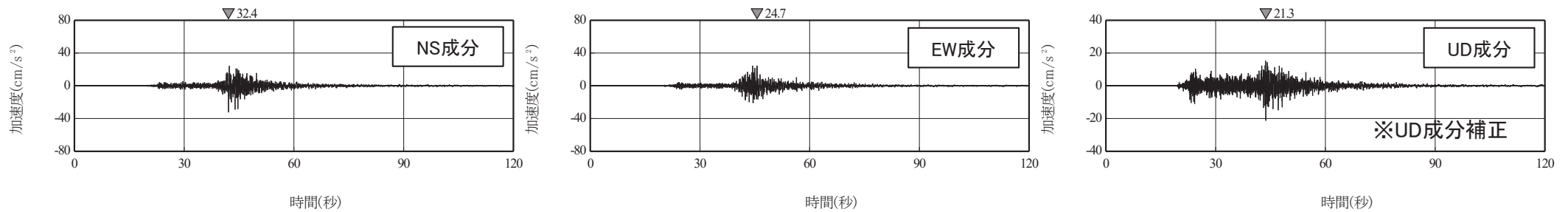
5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション (3) 経験的グリーン関数法による敷地のシミュレーション結果

- EGFの解析結果と本震の観測記録(はぎとり波)の応答スペクトルの比較を示す。
- EGFの結果は観測記録より特に長周期側で大きい結果となった。

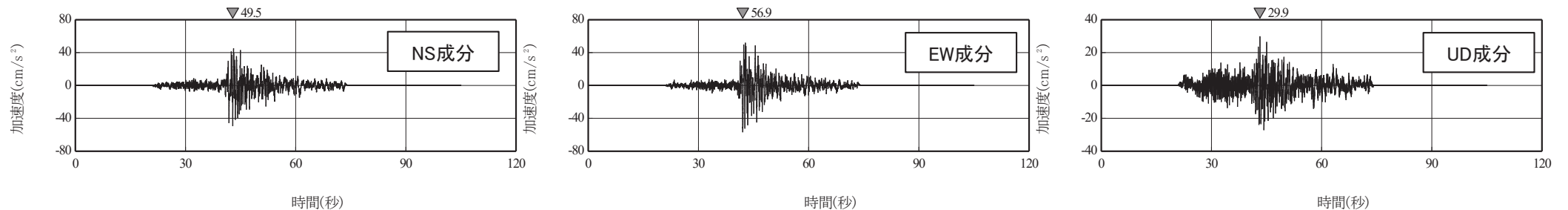


5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション (3) 経験的グリーン関数法による敷地のシミュレーション結果

- EGFの結果と東通原子力発電所の観測記録(はぎとり波)の加速度波形の比較を示す。
- 最大加速度値はEGFが多少大きい結果となった。



観測記録(はぎとり波)



経験的グリーン関数法(EGF)

5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

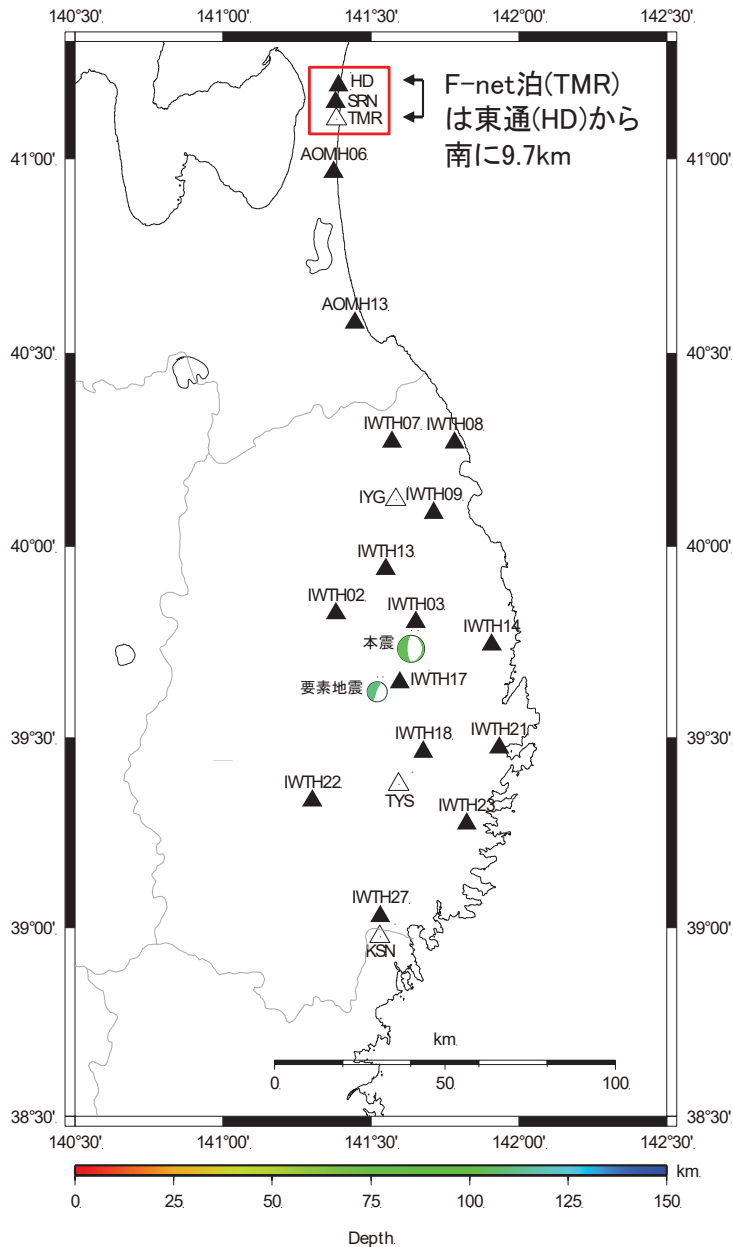
(1) シミュレーションの再現性向上の検討概要

- 浅野・岩田(2009)に基づき、経験的グリーン関数法(EGF)によるシミュレーション解析を行ったところ、東通原子力発電所では、観測記録よりシミュレーション結果が大きい傾向がみられた。
- 浅野・岩田(2009)では、2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの推定において、岩手県内のKiK-net観測点を用いており、特に破壊開始点やライズタイムといったパラメータは、震源直上の4観測点のみから決定されている。
- 震源との位置関係が限定された観測点のみで震源モデルを推定すると、決定された震源パラメータに本震時の指向性効果が含まれてしまう可能性がある。
- そこで、より広域で観測記録を再現可能な震源モデルの推定を目的に、青森県の観測点も加えて浅野・岩田(2009)の震源パラメータの再検討を実施した。
- なお、震源モデルのパラメータ検討に際し、最初に観測記録の品質確認を行った。
 - (1) 観測記録(本震・余震)の確認 …… 信頼周期, フーリエスペクトル比等
 - (2) 震源パラメータの検討 …… 破壊開始点, ライズタイム, 破壊開始時刻

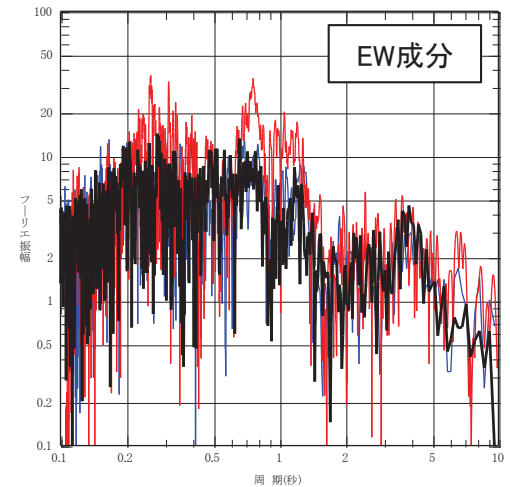
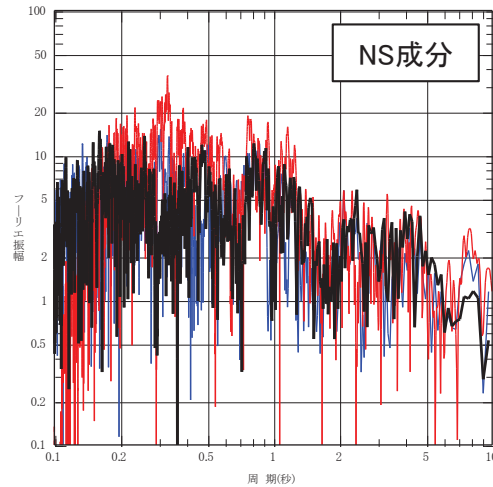
5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(2) 観測記録の信頼周期の確認

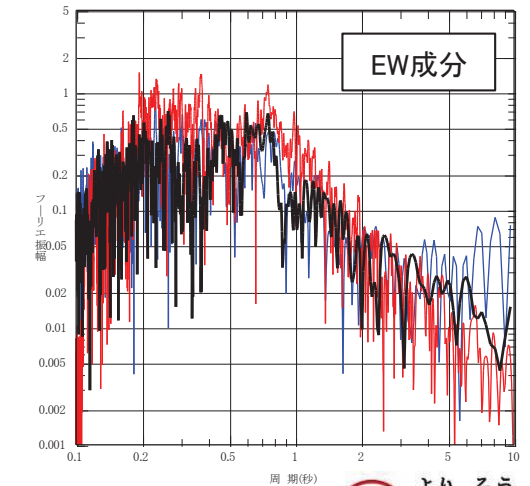
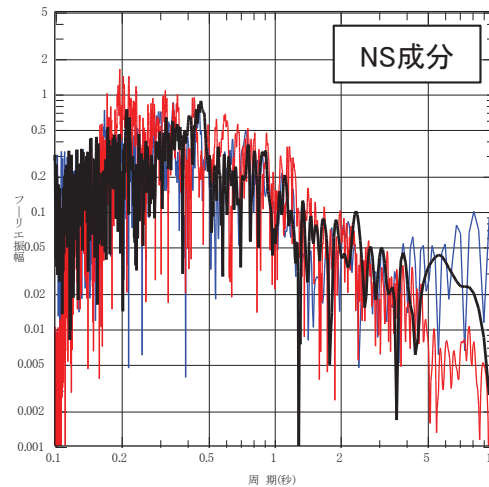
- 東通原子力発電所(HD), 電力中央研究所強震観測網(RK-net)の白糠地点(SRN), F-net泊(TMR)のフーリエスペクトルの比較を行った。
- 余震(要素地震)は, 周期3秒程度までノイズの問題はないと考えられる。



△: F-net観測点
 □: 検討対象とした観測点



本震

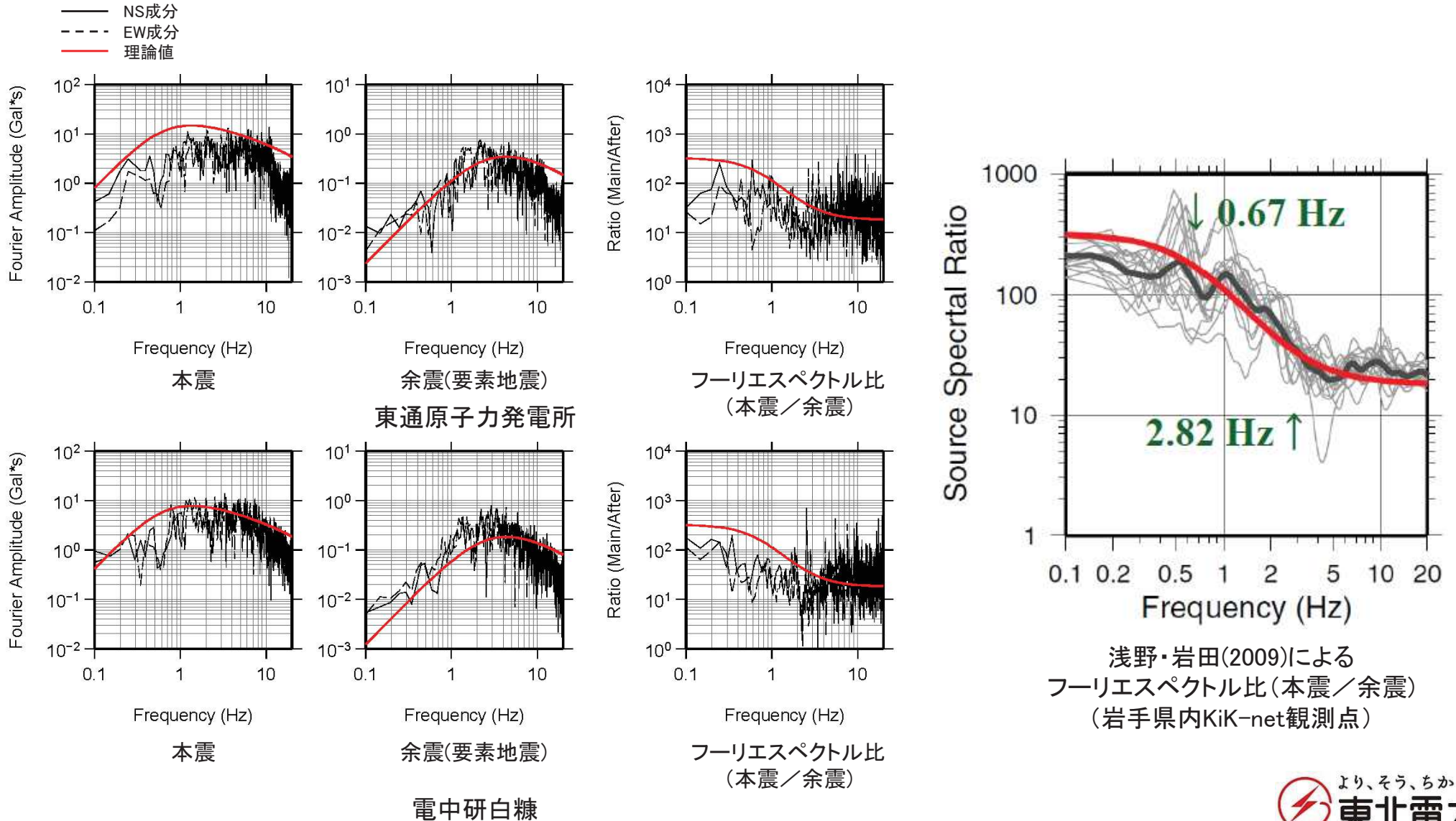


余震(要素地震)

5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(3) 本震/要素地震のフーリエスペクトル比①

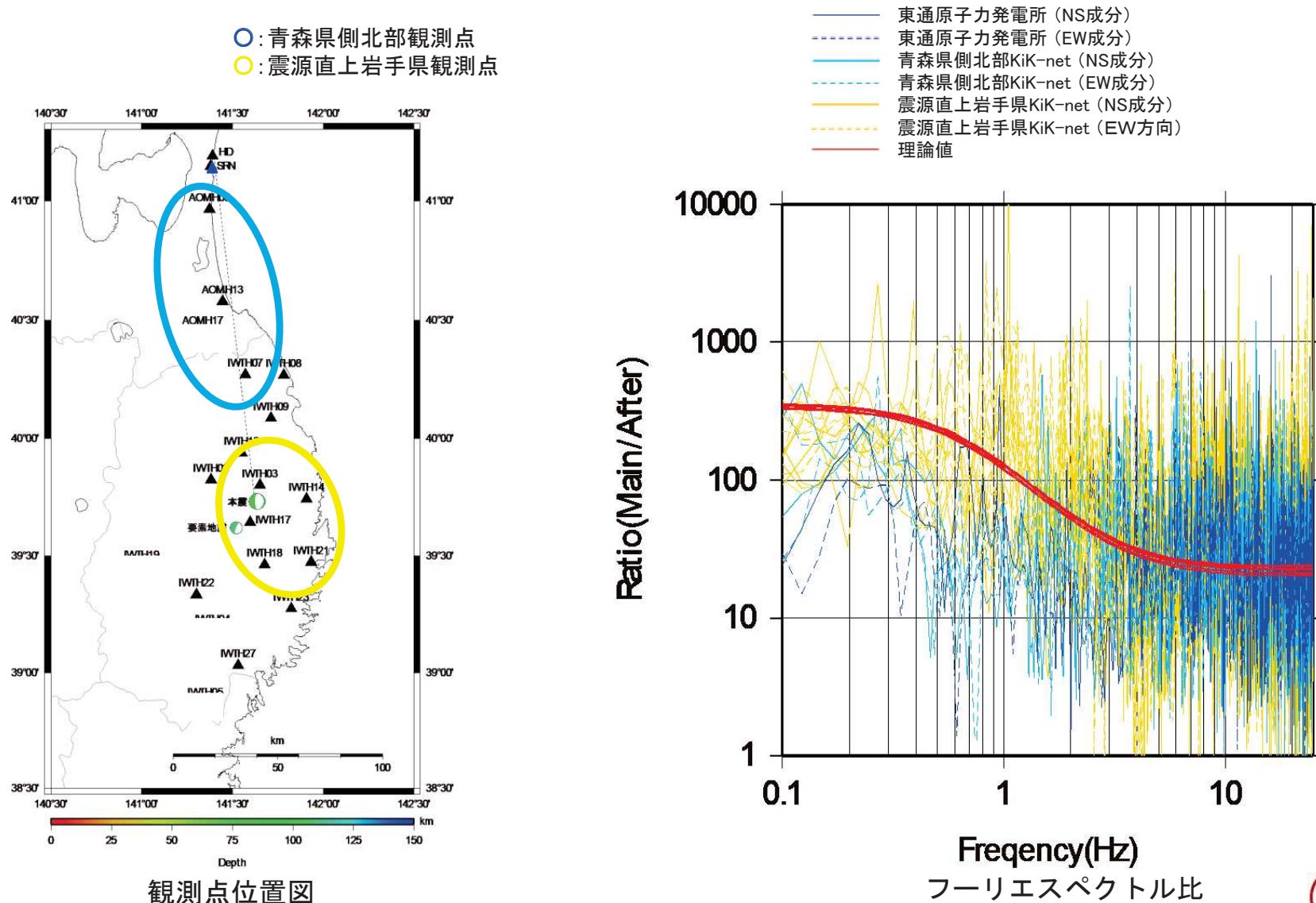
- 東通原子力発電所及び電中研白糠における本震と余震(要素地震)のフーリエスペクトル比について確認した。
- 東通原子力発電所と電中研白糠のフーリエスペクトル比は、浅野・岩田(2009)で検討された岩手県内のKiK-netのものと低振動数側で傾向が異なる。



5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(3) 本震/要素地震のフーリエスペクトル比②

- 震源直上の岩手県観測点(KiK-net 6地点)と青森県側北部観測点(東通(HD), KiK-net 3地点)の本震/余震(要素地震)のフーリエスペクトル比を確認した。
- 1Hz周辺に違いあることから、指向性効果の可能性が考えられる。



5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

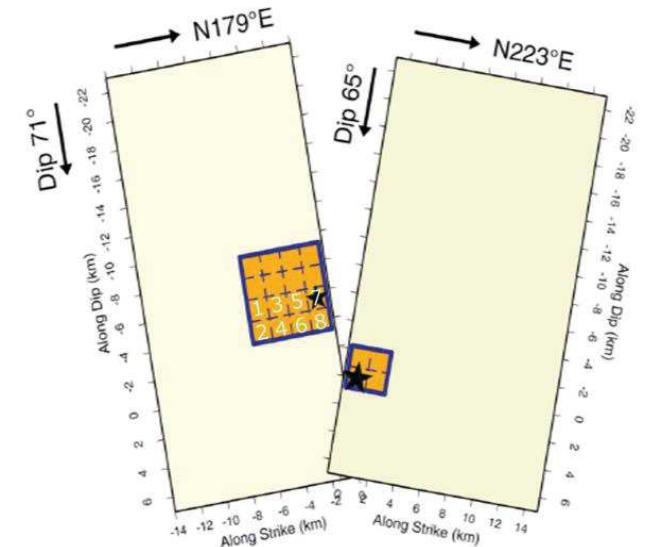
(4) 震源パラメータの検討

- ①ライズタイム, ②破壊開始点(SMGA2) 及び ③破壊時刻(SMGA2) について検討を行う。
- 最適モデルの選定には, 擬似速度応答スペクトル(h=5%)の適合度を基準とした。適合度の定量化のために, Dreger et al.(2015)によるCombined Goodness-of-fit(CGOF)を用いた。

$$CGOF = \frac{1}{2} \left| \langle \ln(obs/sim) \rangle \right| + \frac{1}{2} \left| \langle \ln(sim/obs) \rangle \right|$$

obs 観測記録の擬似速度応答スペクトル
sim EGFによるシミュレーション結果の擬似速度応答スペクトル
| | 絶対値
< > 周期点数、観測点数についての平均
※CGOFの値は0以上の値をとり、Dreger et al. (2015)ではこの値が0.70以上になると不合格、0.35以下で合格としている。

断層パラメータ	変動範囲	備考
①ライズタイム	tr: 0.16~0.66秒 $\alpha = 0.10 \sim 0.40$ 0.02刻み	<ul style="list-style-type: none"> 浅野・岩田(2009)のtr SMGA1: 0.06秒 SMGA2: 0.12秒 tr = $\alpha W/Vr$ [参考] 2003年5月26日宮城県沖の地震 tr: 0.18~0.36秒 浅野ほか(2004) 2011年4月7日宮城県沖の地震 tr: 0.6秒 原田・釜江(2011)
②破壊開始点(SMGA2)	8点(右図)	—
③破壊時刻(SMGA2)	1.5~2.5秒 0.1秒刻み	<ul style="list-style-type: none"> 浅野・岩田(2009)では2.1秒



破壊開始点の検討位置
浅野・岩田(2009)に加筆

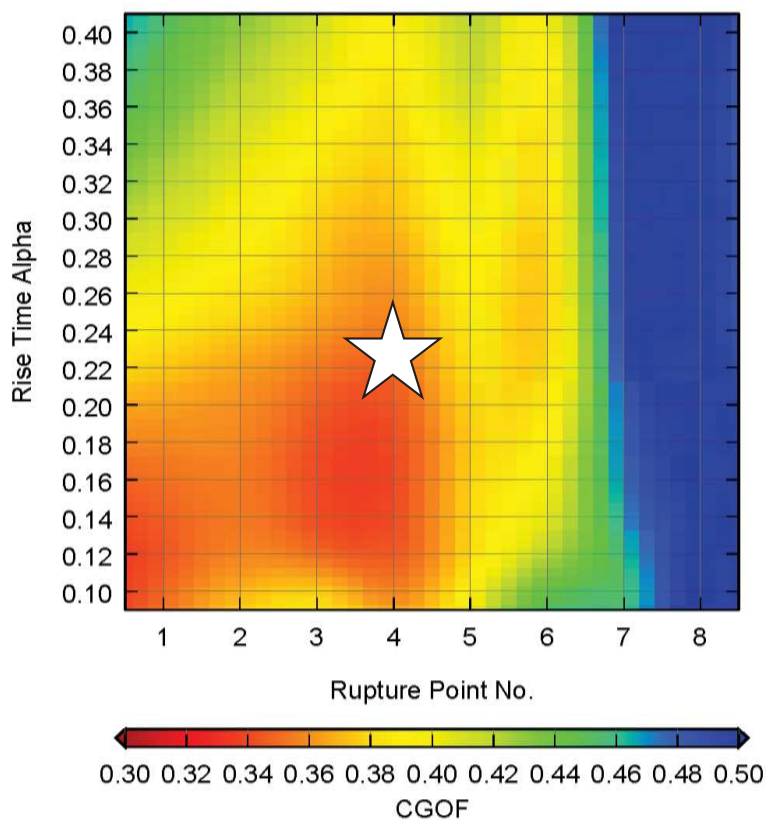
(5) 震源パラメータの検討結果①

➤ 全17観測点のCGOFの平均から、以下のパラメータを採用した。

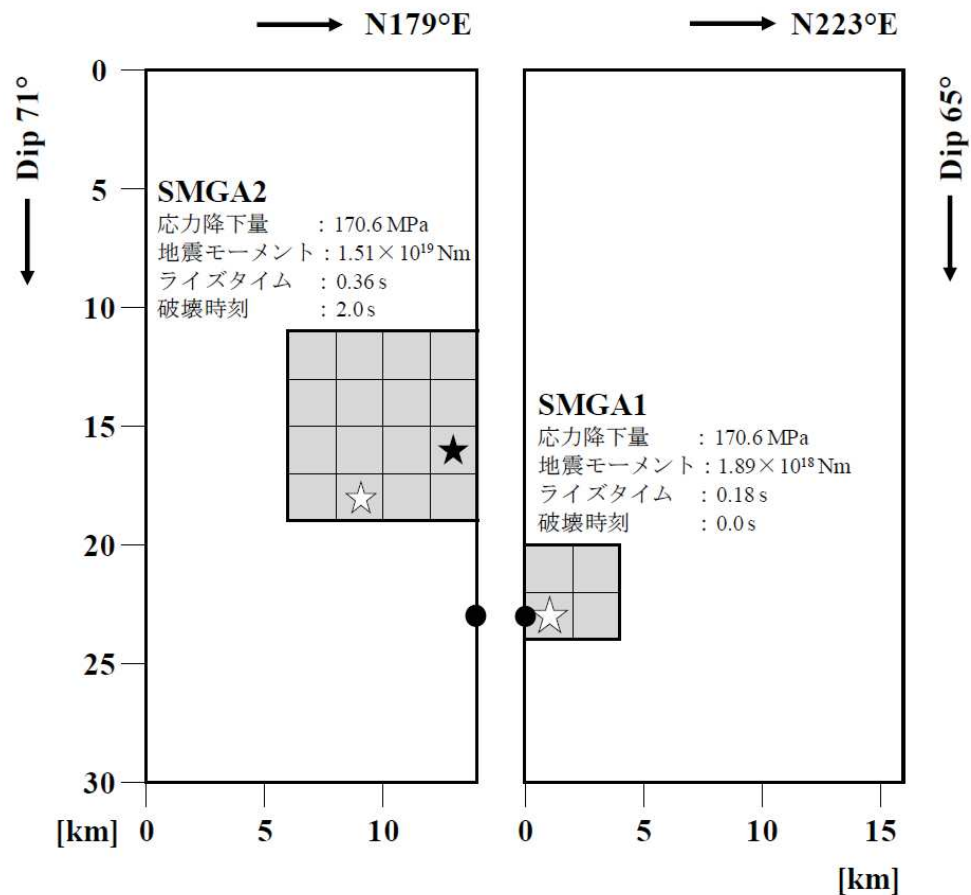
① ライズタイム： $\alpha=0.22$ SMGA1は0.18秒 SMGA2は0.36秒

② 破壊開始点(SMGA2):4

③ 破壊時刻(SMGA2):2.0秒



全17観測点のCGOF
ライズタイムと破壊開始点



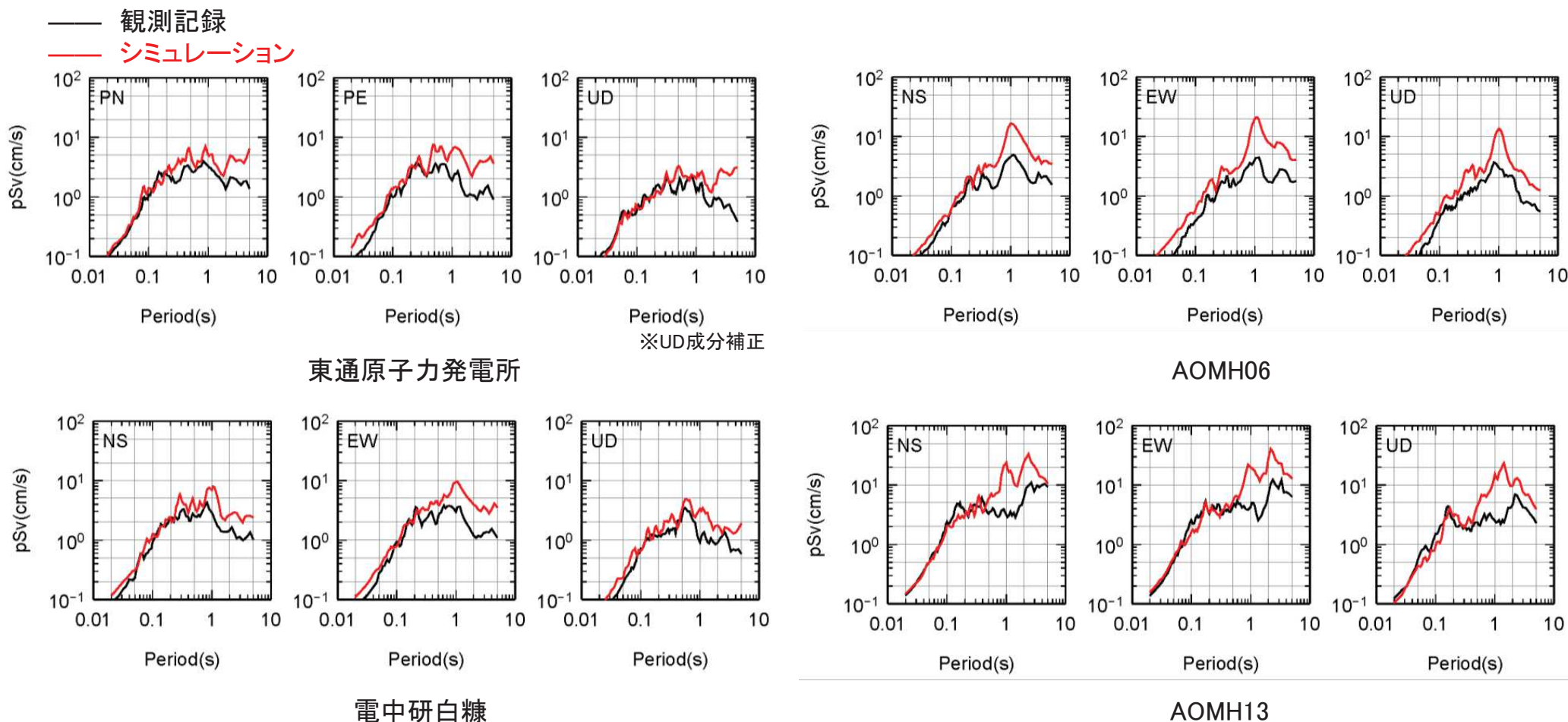
震源モデルの概念図

巨視的断層面はSuzuki *et al.* (2009)、☆: 破壊開始点、●: セグメントが接する点

★: 浅野・岩田(2009)の破壊開始点 (SMGA1は共通)

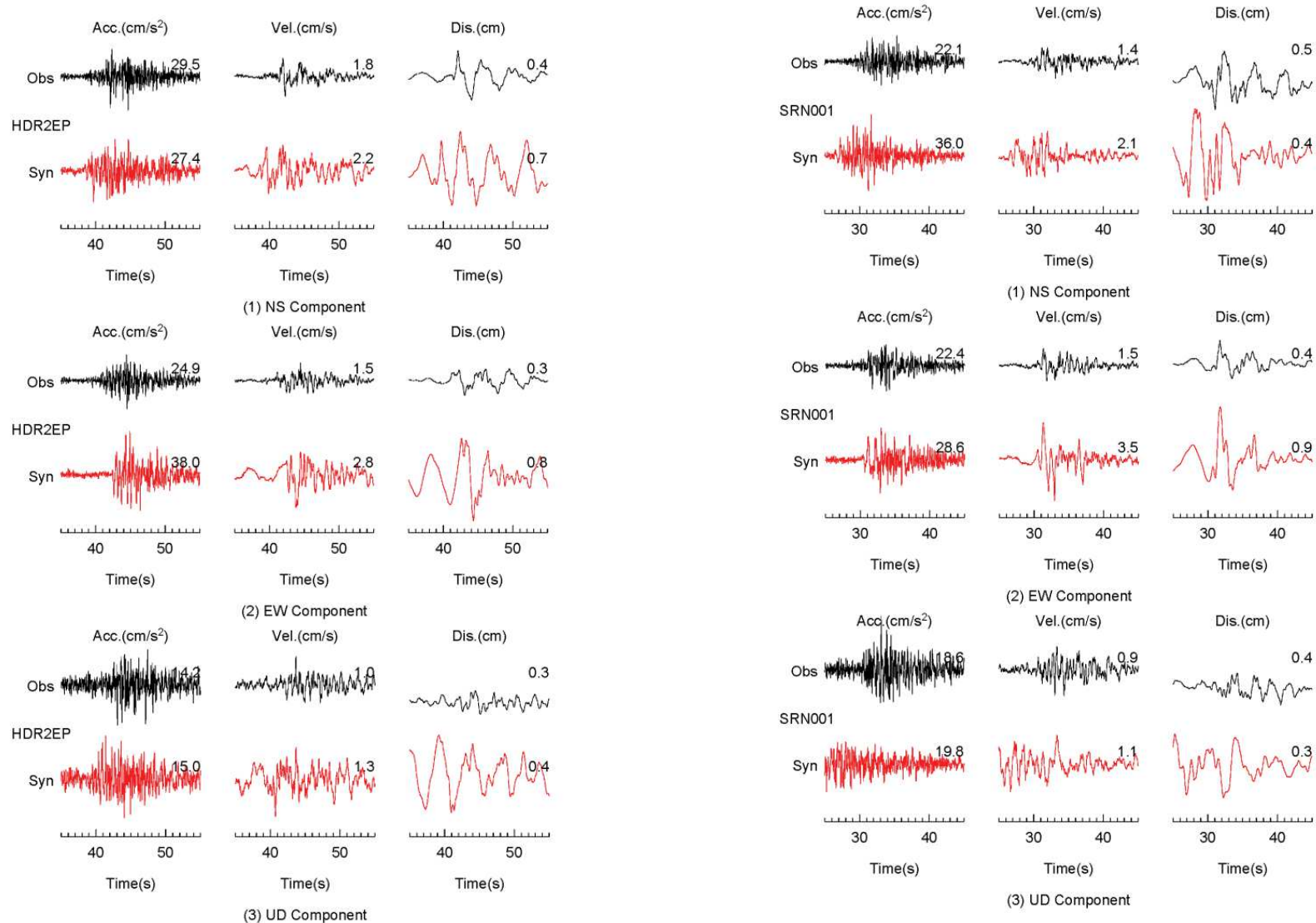
(5) 震源パラメータの検討結果②

- 青森県4地点の観測記録とシミュレーション結果の応答スペクトルを示す。
- 東通原子力発電所のシミュレーション結果は、浅野・岩田(2009)の震源モデルによる評価結果と比べ観測記録との整合性が向上している。
- また、電中研白糖や青森県KiK-net2地点についても観測記録と概ね整合している。



5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築 (5) 震源パラメータの検討結果③

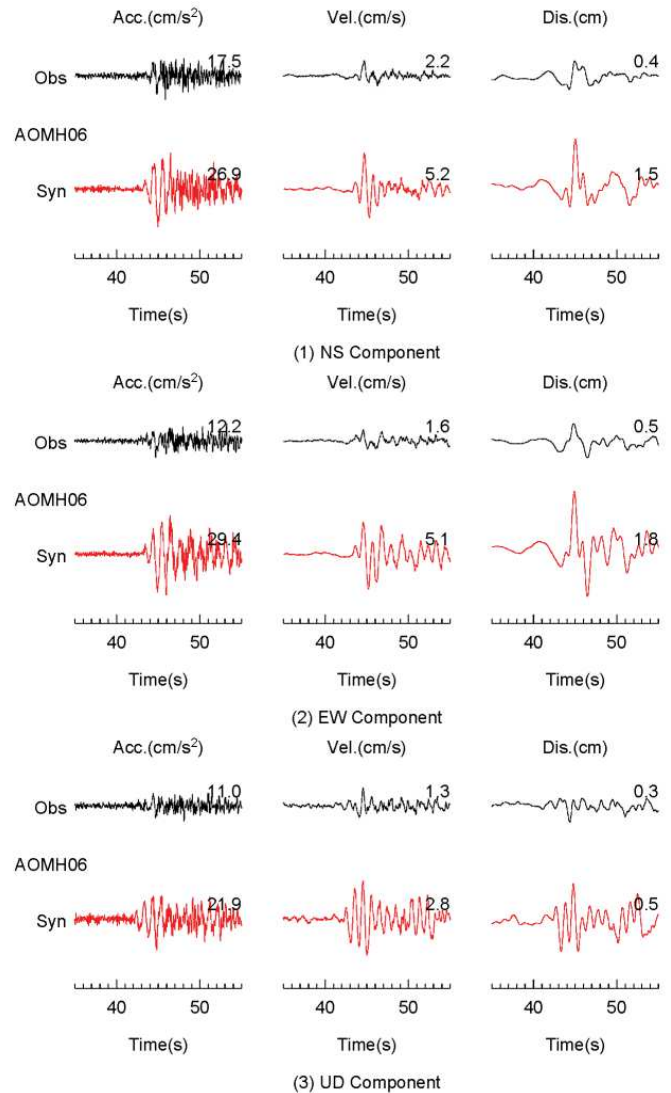
➤ 東通原子力発電所，電中研白糠の時刻歴波形を示す。



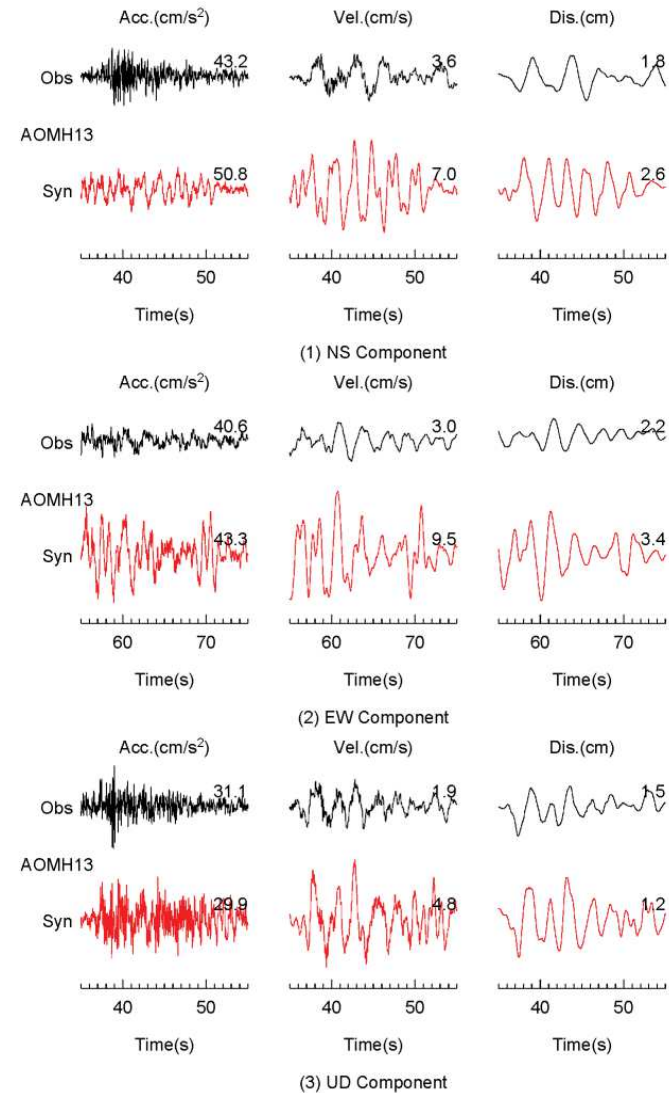
5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(5) 震源パラメータの検討結果④

➤ 青森県KiK-net 2地点の時刻歴波形を示す。



AOMH06

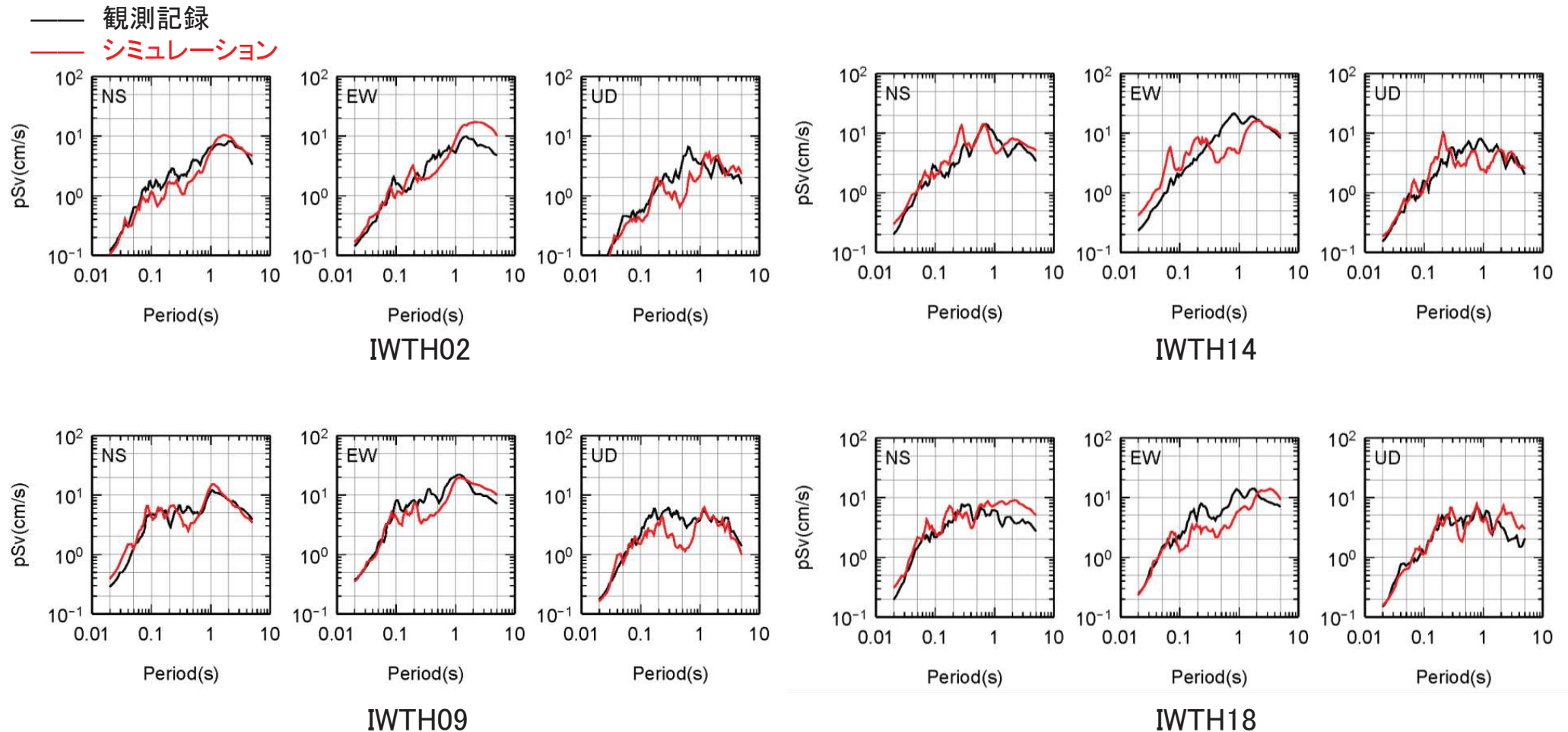


AOMH13

5.3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(5) 震源パラメータの検討結果⑤

- 岩手県の震源近傍KiK-net 4地点の観測記録とシミュレーション結果の応答スペクトルを示す。
- シミュレーション結果は、観測記録と概ね整合している。



(5) 震源パラメータの検討結果 まとめ

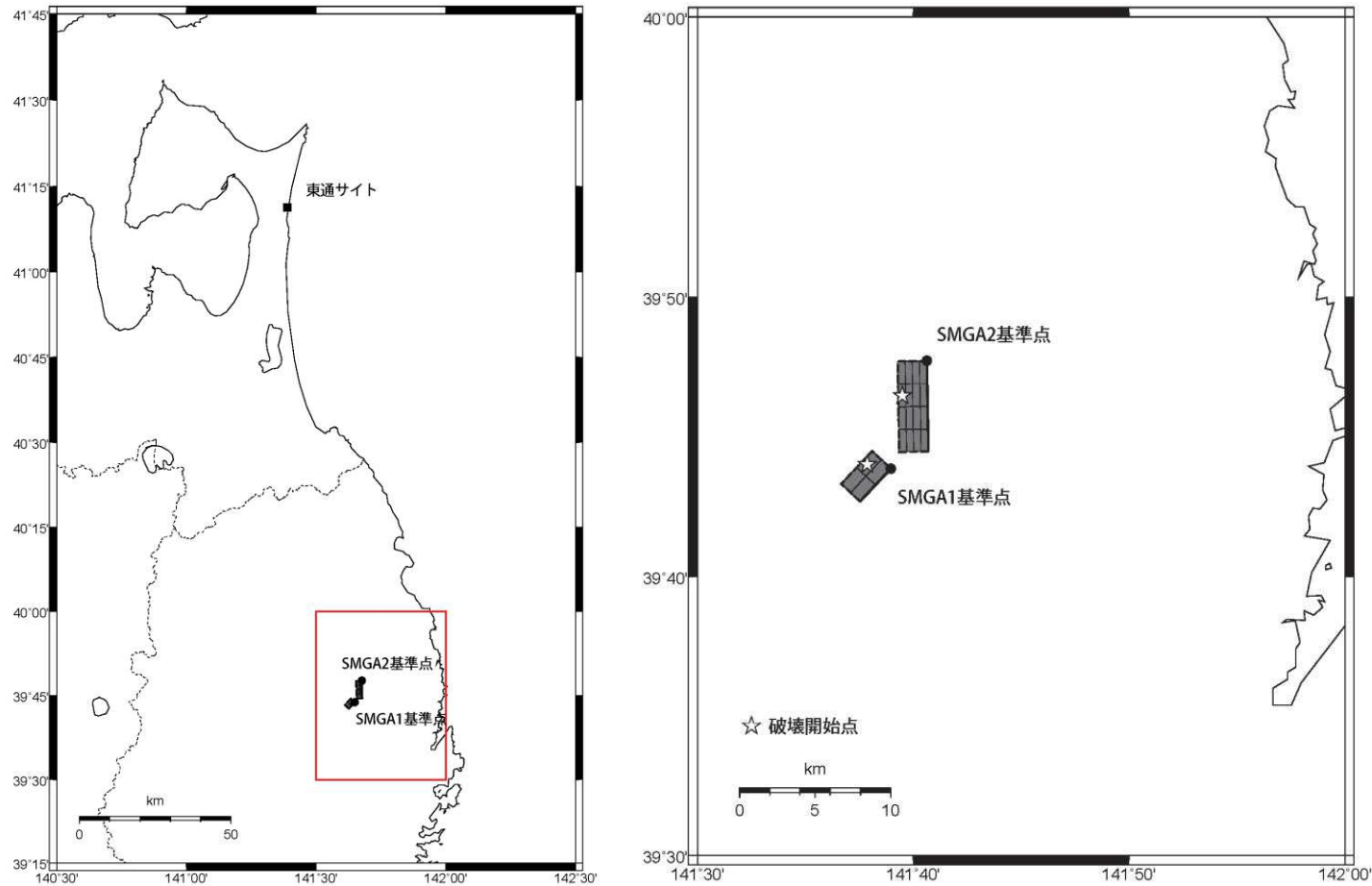
パラメータの検討結果のまとめ

- 浅野・岩田(2009)モデルをベースに、以下のパラメータを変更すると、青森県側の観測点のシミュレーション結果の再現性が向上した。
 - ① ライズタイム: $\alpha=0.22$ SMGA1は0.18秒 SMGA2は0.36秒
 - ② 破壊開始点(SMGA2): 4
 - ③ 破壊時刻(SMGA2): 2.0秒
- また、見直したモデルは、岩手県側の観測点のシミュレーション結果においても浅野・岩田(2009)の震源モデル用いた検討と同程度の再現性となる。

以上のことから、東通原子力発電所のSGFによるシミュレーション解析には、浅野・岩田(2009)の見直しモデルを採用する。

5.4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション (1)統計的グリーン関数法 震源断層モデル

- 前節(4)で再検討した震源パラメータに従い、東通原子力発電所において、統計的グリーン関数法(SGF)によるシミュレーション解析を実施した。
- SGFの断層モデル図(全体図)を示す。



2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析に用いる震源断層モデル

5.4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション (1) 統計的グリーン関数法 震源断層モデル

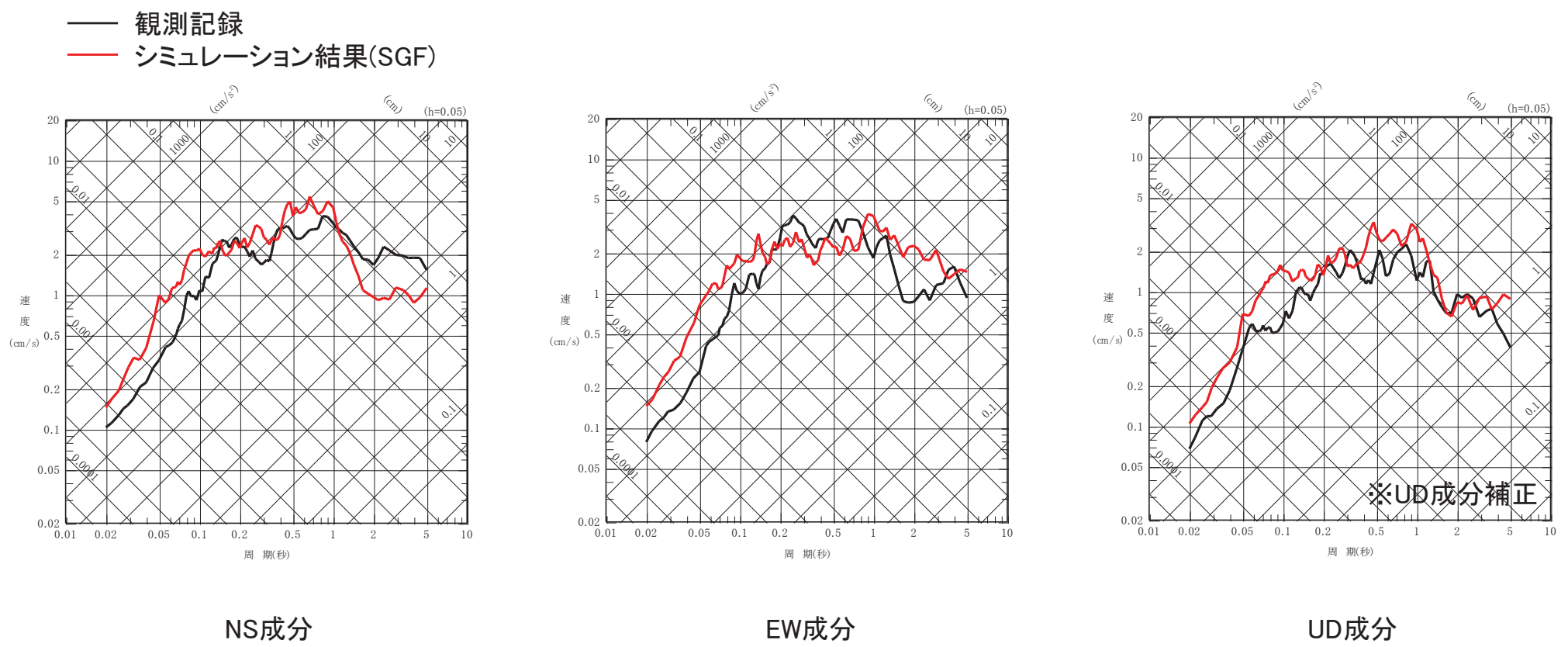
断層パラメータ	記号	SMGA1	SMGA2	設定方法
断層位置	-	N39.7311° , E141.6494°	N39.7954° , E141.6772°	浅野・岩田(2009)
走向	θ	223°	179°	浅野・岩田(2009)
傾斜角	δ	65°	71°	浅野・岩田(2009)
断層長さ	L	3.0 km	6.0 km	浅野・岩田(2009)
断層幅	W	3.0 km	6.0 km	浅野・岩田(2009)
断層面積	S	9.0 km ²	36.0 km ²	浅野・岩田(2009)
断層上端深さ	-	106.0 km	99.3 km	浅野・岩田(2009)
破壊開始点*	-	前頁図参照	前頁図参照	設定
破壊伝播形式	-	同心円状	同心円状	設定
地震モーメント	M ₀	1.89 × 10 ¹⁸ Nm	1.51 × 10 ¹⁹ Nm	浅野・岩田(2009)
モーメントマグニチュード	M _w	6.1	6.7	M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5
気象庁マグニチュード	M _J	6.8		気象庁
剛性率	μ	8.06 × 10 ¹⁰ N/m ²	8.06 × 10 ¹⁰ N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$
密度	ρ	3.5 g/cm ³	3.5 g/cm ³	Ludwig et al.(1970)
S波速度	β	4.8 km/s	4.8 km/s	浅野・岩田(2009)
平均すべり量	D	2.60 m	5.20 m	D=M ₀ /(μ S)
応力降下量	$\Delta\sigma$	170.6 Mpa	170.6 Mpa	浅野・岩田(2009)
ライズタイム*	tr	0.1808 s	0.3616 s	tr= α W/V _r , α =0.22
破壊時刻*	-	0.0 s	2.0 s	設定
破壊伝播速度	V _r	3.65 km/s	3.65 km/s	浅野・岩田(2009)
短周期レベル	A	8.36 × 10 ¹⁹ Nm/s ²	1.67 × 10 ²⁰ Nm/s ²	A=4 π (S/ π) ^{0.5} $\Delta\sigma$ β^2

パスのQ値; 154^{f^{0.91}} (佐藤(2003)による)

※今回再検討したパラメータ

5.4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション (2)統計的グリーン関数法によるシミュレーション結果

- SGFによる地震動評価結果と、自由地盤観測点の地震観測記録(岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)におけるはぎとり波)の比較を示す。
- 地震動評価結果は観測記録と概ね整合している。従って、同じ震源モデルを用いたシミュレーション解析において、EGFとSGFの評価結果が整合していることから、今回設定した地盤モデルは妥当と判断した。



2008年岩手県沿岸北部の地震の敷地における観測記録(岩盤上部の地震観測点におけるはぎとり波)と地震動評価結果の応答スペクトルによる比較

6. まとめ

6. まとめ

1. 敷地の地質・地質構造及び解放基盤表面の設定

- 敷地には、新第三系の岩盤が相当な拡がりをも有して分布し、速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。解放基盤表面は、著しい風化が認められずVsが約0.7km/s以上の岩盤である原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に設定する。

2. 敷地地盤の振動特性

- 原子炉建屋直下と自由地盤の水平アレイ観測等から、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは解放基盤表面と同等以上であり、解放基盤表面の振動特性は自由地盤の岩盤上の地震観測点で代表する。
- 敷地で実施している地震観測や臨時地震観測、及び敷地周辺の地震観測の記録を用いた検討から、自由地盤の地震観測点(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。従って解放基盤表面の地震動評価に用いる地盤モデルについては一次元地盤モデルを適用する。

3. 地盤モデルの設定

- 地震動評価に用いる地盤モデルは、敷地の観測記録等に基づき、はぎとり地盤モデル、統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル及び理論的手法に用いる地盤モデルを設定した。

4. 地盤モデルの妥当性の検証

- 経験的グリーン関数法によって観測記録との整合性を確認した断層モデルを用い、設定した地盤モデルを用いた統計的グリーン関数法による強震動シミュレーション解析は観測記録と整合しており、設定した地盤モデルが妥当であると判断した。

参考文献

3. 敷地地盤の振動特性

1. 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
2. 柴田明德(2014) :最新 耐震構造解析, 森北出版
3. Takahiro Shiina, Junichi Nakajima, Toru Matsuzawa, Genti Toyokuni, Saeko Kita(2017) :Depth variation in seismic velocity in the subducting crust : Evidence for fluid-related embrittlement for intermediate depth earthquakes, Geophysical Research Letters.
4. Li Yong-Gang, Peter Leary, Keirri Aki, Peter Malin(1990) : Seismic Trapped Modes in the Oroville and San Andreas Fault Zones, Science, vol.249
5. 伊藤久男(1995) : 地下構造を描く技術の最前線—地下き裂・地震断層の評価をめぐる—, 応用物理 第64巻 第12号
6. 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, 2006.10
7. 澤田義博, 田澤芳博, 矢島浩, 佐々木俊二, 笠原敬司(2018) : 高密度地震観測に基づく地盤の不整形性の検出方法と地震増幅特性のバラツキの検討, 第15回日本地震工学シンポジウム
8. 東貞成, 芝良昭, 佐藤浩章, 佐藤雄亮, 中島正人, 酒井理哉, 佐藤清隆(2009) : 電力重要施設の設計用地震動策定法, 電力中央研究所報告N04, 2009
9. S. Noguchi, S. Sekine, Y. Sawada, K. Kasahara, S. Sasaki, Y. Tazawa, H. Yajima(2017) : Earthquake monitoring using dense local seismic network, AS-net, in northern Tohoku, Japan, 16th World Conference on Earthquake

4. 地盤モデルの設定

1. 池浦友則(2009) :鉛直アレイ観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, 2009
2. Kobayashi, K., Uetake, T., Mashimo, M. and Kobayashi, H.(2000) : Estimation of deep underground velocity structure by inversion of spectral ratio of horizontal to vertical component in P-wave part of earthquake motion, 12WCEE, paper No. 2658, 2000.
3. Rachel E. Abercrombie(1997) : Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.3, pp.731-744.
4. P. E. Malin, J. A. Waller, R. D. Borchardt, E. Cranswick, E. G. Jensen, J. Van Schaack(1998) : Vertical seismic profiling of Oroville microearthquakes: Velocity spectra and particle motion as a function of depth, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.78, No.2, pp.401-420.
5. Richard C. Aster, Peter M. Shearer(1991) : High-frequency borehole seismograms recorded in the San Jacinto Fault zone, Southern California Part 2. Attenuation and site effects, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.4, pp.1081-1100.
6. Ralph J. Archuleta, Sandra H. Seale, Peter V. Sangas, Lawrence M. Baker, Scott T. Swain(1992) : Garner Valley downhole array of accelerometers: Instrumentation and preliminary data analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, No.4, pp.1592-1621.
7. Sam Blakeslee, Peter Malin(1991) : High-frequency site effects at two Parkfield downhole and surface stations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.2, pp.332-345.

参考文献

10. Denis Jongmans and Peter E. Malin(1995): Microearthquake S-Wave Observations from 0 to 1 km in the Varian Well at Parkfield, California, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No.6, pp.1805-1820.
 11. Egill Hauksson, Ta-liang Teng, Thomas L. Henyey(1987): Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: Site response, low Q values, and f_{max} , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.77, No.6, pp.1883-1904.
 12. 地震調査研究推進本部 (2004): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
 13. 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 第2輯, 第54巻
 14. 藤江剛 (1999): 屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用. 東京大学博士論文
 15. 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001): 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海—, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145-156.
5. 地盤モデルの妥当性の検証
1. 浅野公之, 岩田知孝 (2009): 経験的グリーン関数法を用いた2008年7月24日岩手県沿岸北部のスラブ内地震の震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009, 2009年5月.
 2. 佐藤智美 (2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集
 3. 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝二郎 (1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (M_{JMA} 6.5) 及び5月13日 (M_{JMA} 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震 第2輯 第51巻
 4. Wgarau Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2009): Rupture Process of the 2008 Northern Iwate Intraslab Earthquake Derived from Strong-Motion Records. Bulletin of the Seismological Society of America, 99-5, 2825-2835
 5. Dreger, D. S., G. C. Gregory, C. Beroza, S. M. Day, C. A. Goulet, T. H. Jordan, P. A. Spudich and, J. P. Stewart (2015): Validation of the SCEC Broadband Platform V14.3 Simulation Methods Using Pseudospectral Acceleration Data, Seismological Research Letters, Vol. 86, pp. 39-47.
 6. 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝二郎 (2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震 第2輯 第57巻
 7. 原田怜, 釜江克宏 (2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
 8. William J. Ludwig, John E. Nafe, Charles L. Drake(1970): Seismic Refraction, the Sea. Vol. 4 (Part 1), Wiley-Interscience, New York, 53-84.

参考資料

- 参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法
- 参考2. 前回提示地盤モデルとの差異

(1) 観測記録に含まれる雑音成分が伝達関数に与える影響

○鉛直アレイの観測点間にインコヒーレントな成分(雑音成分)が含まれる場合は、伝達関数の、特に固有振動数付近のピーク高さが減少するため、これに基づき評価した減衰は過大評価となりやすい。インコヒーレントな成分(雑音成分)としては、岩盤の不均質性に起因する散乱波等が該当する。

★入出力に一樣な観測ノイズを含む振動システムの伝達関数の例

(『地震動 その合成と波形処理(理論地震動研究会 編著)(1994)』(鹿島出版会)から引用)

出力: ①応答値
②ホワイトノイズ(入出力で同じ振幅)

固有振動数1.0Hz
減衰5%の定常線形1自由度システム

入力: ①0.5~1.0Hzでゆるやかに卓越するスペクトル特性を持つ波
②ホワイトノイズ(入出力で同じ振幅)

$H_0(\omega)$: 真の伝達関数

$H_1(\omega)$: 入力側のノイズの影響を受ける伝達関数

$$H_1(\omega) = S_{xy}(\omega) / S_{xx}(\omega) = H_0(\omega) \cdot coh^2_x(\omega)$$

$H_2(\omega)$: 出力側のノイズの影響を受ける伝達関数

$$H_2(\omega) = S_{yy}(\omega) / S_{yx}(\omega) = H_0(\omega) / coh^2_y(\omega)$$

$H_R(\omega)$: 観測記録のフーリエスペクトル比から算定される 一般に用いられる伝達関数

$$H_R(\omega) = Y(\omega) / X(\omega) \text{の平均} = H_0(\omega) \cdot \sqrt{coh^2_x(\omega) / coh^2_y(\omega)}$$

ここに、 $S_{xy}(\omega)$: 入力xと出力yのクロススペクトル、 $S_{xx}(\omega)$: 入力xのパワースペクトル
 $coh^2_x(\omega)$, $coh^2_y(\omega)$: それぞれ入力側(x), 出力側(y)の観測におけるノイズの混入度合
(池浦(2009)では、この値を算出する。)

図1 振動システムと各種伝達関数

【伝達関数の特徴】

・A部分(長周期の波が入力する部分)

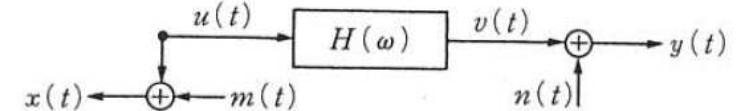
長周期の波が入力する周期帯では、質点系は相対的に剛構造的挙動を示すため、増幅率は1になる。その場合、入力側、出力側とも、信号成分に対するノイズの割合が同じになるため、 H_R が H_0 (真の伝達関数)の推定値として適切になる。

・B部分(固有振動数付近)

固有振動数付近では、応答が大きい=出力側の信号成分が大きい=相対的にノイズの比率が小さいため、 H_2 が H_0 (真の伝達関数)の推定値として適切になる。一方、入力側はモードの節になるため相対的なノイズの影響が大きくなり、 H_1 は過小評価となり、また、 H_R も H_0 に比べ過小になる。

・C部分(短周期の波が入力する部分)

短周期の波が入力する周期帯では、質点系は相対的に柔構造的挙動を示すため、応答値は入力値よりも小さいものになる。その場合、出力側における信号成分に対するノイズの割合が大きくなるため、 H_2 は H_0 (真の伝達関数)から乖離していく。



x,y: 観測記録 u,v: 信号成分 m,n: ノイズ

図2 入出力に観測ノイズを含むシステム

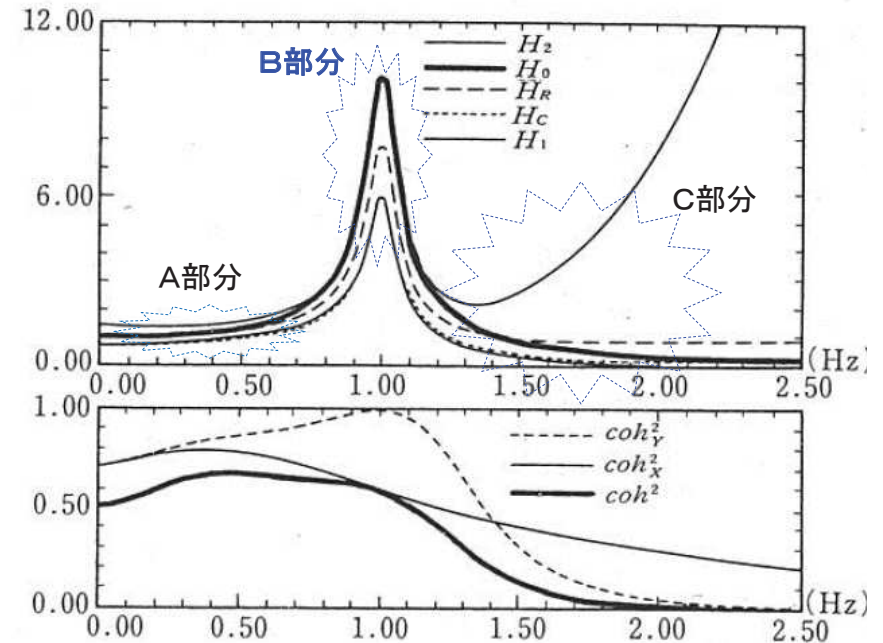


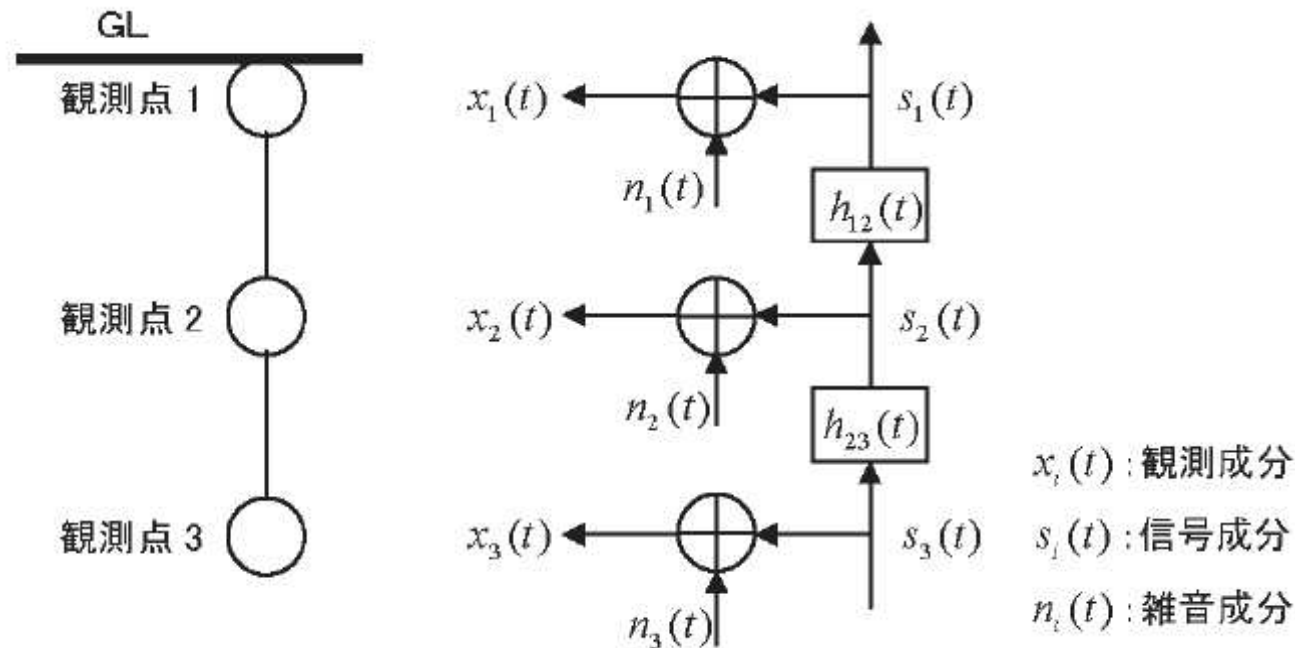
図3 入出力に一樣な観測ノイズを含む振動システムの伝達関数推定値とコヒーレンス関数

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(2) 信号成分から伝達関数を求める方法①

➤ 池浦(2009)では、観測地震動をコヒーレントな波動成分(信号成分)とインコヒーレントな成分(雑音成分)に分離する方法及び信号成分を対象とした伝達関数の計算方法を提案している。

・池浦(2009)では、3観測点からなる鉛直アレイを例としている。



池浦(2009)より

- ・地震動 $x_i(t)$ は、各観測点において信号成分 $s_i(t)$ に雑音成分 $n_i(t)$ が加わった形で観測されている。
- ・ $s_i(t)$ は、地盤内部でコヒーレントに伝播する地震動を各観測点において観測した信号成分を表す。
- ・ $n_i(t)$ は、各観測点においてそれらとは独立に入射するインコヒーレントな雑音成分を表す。

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法 (3) 信号成分から伝達関数を求める方法②

i 観測点($i=1\sim N$)の観測地震動が信号成分と雑音成分の和は、

$$x_i(t) = s_i(t) + n_i(t) \quad (1)式$$

で表され、 i 観測点の信号成分は j 観測点の信号成分と次の線形関係で結ばれているものとする。

$$s_i(t) = h_{ij}(t) * s_j(t) \quad (2)式$$

ここで、 $h_{ij}(t)$: j 観測点から i 観測点へのインパルス応答
* : コンボリューション

(2)式をもとに、次式が得られる。

$$D_{ii}(f) = H_{ij}(f) H_{ij}^*(f) D_{jj}(f) \quad (3)式$$

また、 $D_{ij}(f)$, $H_{ij}(f)$, $D_{jj}(f)$ は、次式の関係にある。

$$D_{ij}(f) = H_{ij}(f) D_{jj}(f) \quad (4)式$$

ここで、 $D_{ij}(f)$: $S_i(t)$ と $S_j(t)$ のクロススペクトル
 $D_{ii}(f)$, $D_{jj}(f)$: それぞれ $S_i(t)$ と $S_j(t)$ のパワースペクトル
 $H_{ij}(f)$: $h_{ij}(t)$ のフーリエ変換, $S_j(f)$ ($S_j(t)$ のフーリエ変換) から $S_i(f)$ ($S_i(t)$ のフーリエ変換) の伝達関数
 $H_{ij}^*(f)$: $H_{ij}(f)$ の複素共役

このとき、 $x_i(t)$ と $x_j(t)$ のクロススペクトル $C_{ij}(f)$ は、 $n_i(t)$ に関する無相関の条件を適用すると、

$$C_{ij}(f) = \begin{cases} D_{ii}(f) + E_{ij}(f) & (i=j) \\ D_{ij}(f) & (i \neq j) \end{cases} \quad (5)式$$

ここで、 $E_{ii}(f)$: $n_i(t)$ のパワースペクトル

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法 (4) 信号成分から伝達関数を求める方法③

$x_i(t)$ と $x_j(t)$ のコヒーレンス $Coh_{ij}(f)$ は次式で定義される。

$$Coh_{ij}(f) = \frac{C_{ij}(f) C_{ij}^*(f)}{C_{ii}(f) C_{jj}(f)} \quad (6)式$$

(6)式の右辺の分子は(3)～(5)式を適用し、次式となる。

$$C_{ij}(f)C_{ij}^*(f) = D_{ij}(f)D_{ij}^*(f) = H_{ij}(f)H_{ij}^*(f)D_{jj}(f)D_{jj}(f) = D_{ii}(f)D_{jj}(f) \quad (7)式$$

ここで、 $C_{ii}(f)$ に含まれる $D_{ii}(f)$ の割合を信号パワー比 $p_{ii}(f)$ を

$$p_{ii}(f) = D_{ii}(f) / C_{ii}(f) \quad (8)式$$

と定義すると、 $Coh_{ij}(f)$ は次のように表される。

$$Coh_{ij}(f) = \frac{D_{ii}(f) D_{jj}(f)}{C_{ii}(f) C_{jj}(f)} = p_{ii}(f) p_{jj}(f) \quad (9)式$$

$p_{ii}(f)$ を未知数とすると観測点が N 個のとき未知数は N 個であるが、2観測点間の観測地震動のコヒーレンスは $N(N-1)/2$ 個与えられるので、 $N \geq 3$ であれば解ける。

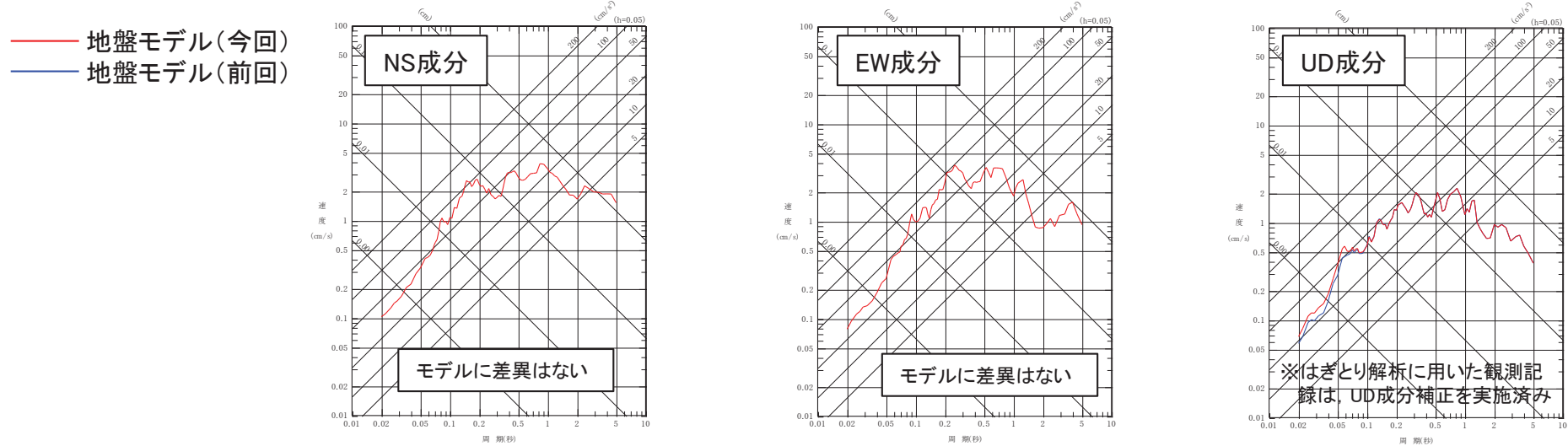
4観測点以上の鉛直アレイの場合では $N < N(N-1)/2$ なので、未知数に比べて方程式が多い優決定問題となり、最小二乗解を求める問題となる。

以上により $p_{ii}(f)$ が求められると、 j 観測点から i 観測点への信号成分の伝達関数が次のように算出される。

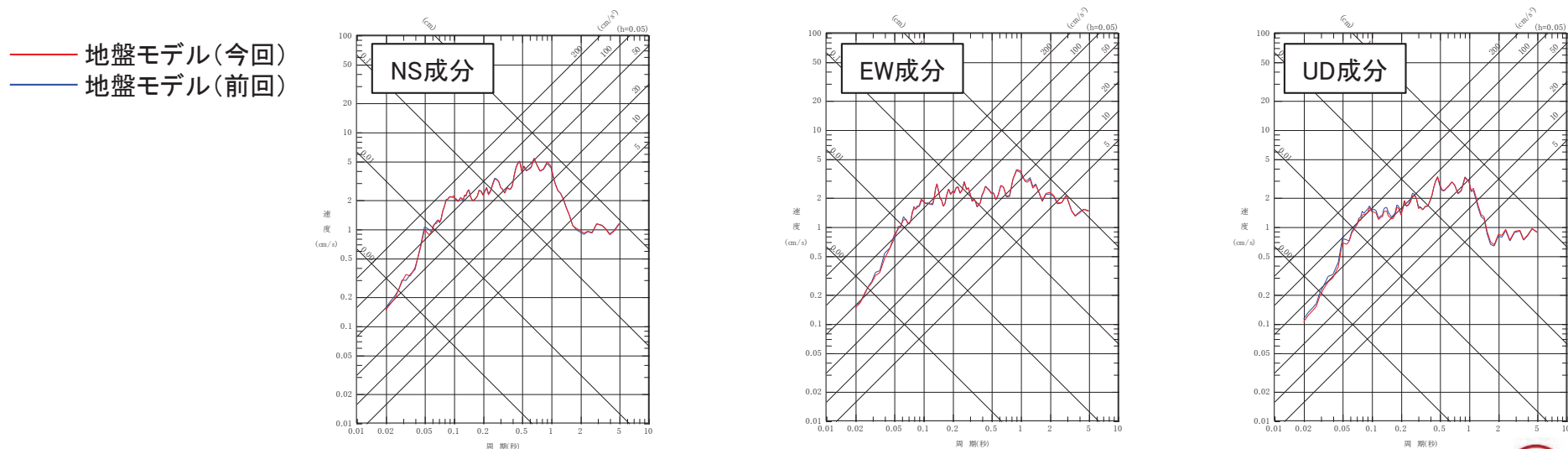
$$H_{ij}(f) = D_{ij}(f) / D_{jj}(f) = C_{ij}(f) / D_{jj}(f) = C_{ij}(f) / [C_{jj}(f)p_{jj}(f)]$$

参考2. 前回提示地盤モデルとの差異

- 今回の地盤モデル策定においては、T.P.+2m観測点のUD成分補正(同時性の補正、極短周期成分の補正)を反映している。そのため前回(第808回審査会合)提示した地盤モデルと若干の差異が生じており、その違いが地震動評価に与える影響を、「5. 地盤モデルの妥当性の検証」において強震動シミュレーションを行った2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震を例に示す。
- UD成分のはぎとり波の極短周期成分で若干の違いは認められるが、統計的グリーン関数法による地震動評価結果の違いはほとんどない。



観測記録のはぎとり波(T.P.+2.0m)の比較(2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震)



統計的グリーン関数法によるシミュレーション結果(2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震)