

敦賀発電所2号炉 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価について (コメント回答)

平成31年4月26日
日本原子力発電株式会社

震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価にあたって

震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価にあたっては、調査データやこれまでの知見を踏まえた上で、浦底断層が原子炉施設に極めて近いことから、原子炉施設の安全を確保すべく、さらに十分な余裕を考慮した条件に見直して地震動評価を行った。

なお、震源モデルの設定方法について、2016年熊本地震の観測記録を用いて検証し、原子炉施設にとって重要な周期帯（0.2秒以下）も含めた広帯域に亘って地震動評価に適用できることを確認した。

敦賀発電所2号炉 地震動評価に関する主要な論点及びコメント

○震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価に関する主要な論点

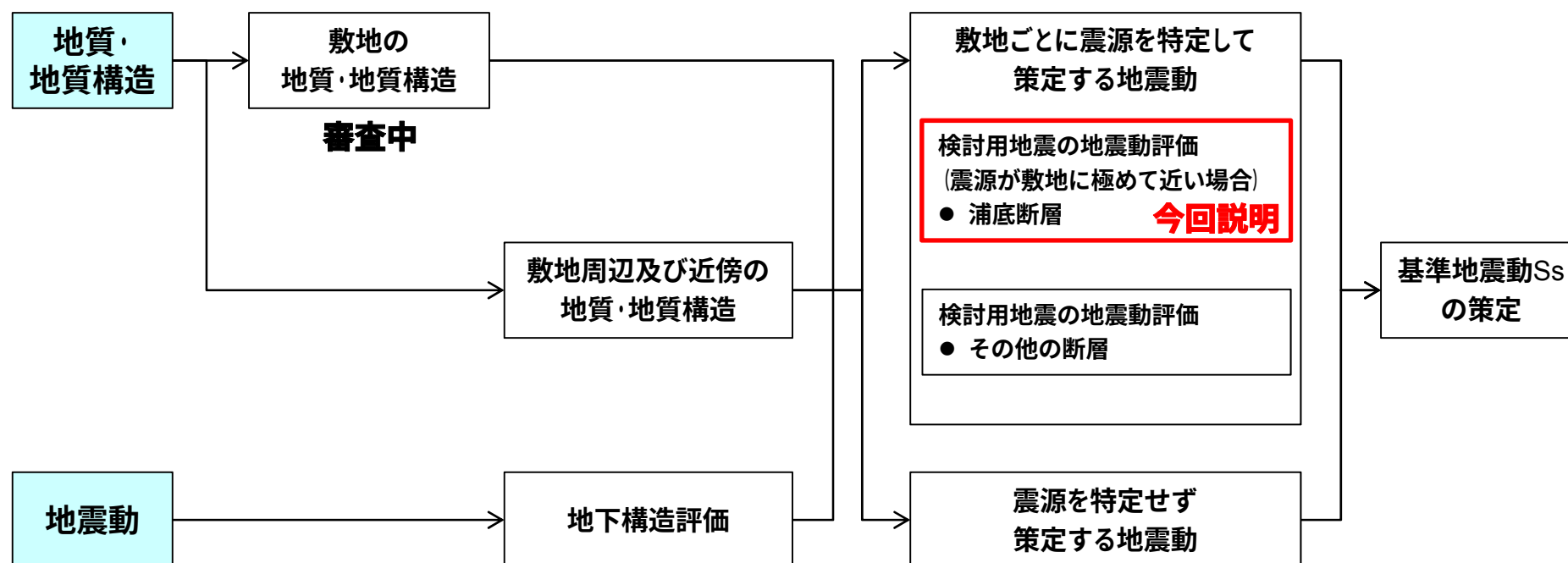
No.	日付	回次	内容	回答概要	該当箇所
7	平成28年 2月4日	第326回 審査会合	地震動評価については、特に、敷地に近い断層の評価にあたって検討した内容を説明すること。	・震源極近傍の地震動の特徴に関する知見を整理して震源モデルの設定法を検討するとともに、その妥当性を2016年熊本地震の観測記録を用いて検証し、<u>震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価に適用できることを確認した。</u> ・浦底断層を対象に地震動評価を行い、<u>地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスや永久変位を反映できていることを確認した。</u> ・地震動評価にあたり、不確かさの組合せに加え、<u>原子炉施設にとって重要な短周期帯(0.2秒以下)に対して更に十分な余裕を考慮した。</u>	・本資料

○コメント

No.	日付	回次	内容	回答概要	該当箇所
1	平成30年 4月27日	第566回 審査会合	2016年熊本地震での検証については周期0.2秒以上で示されている。しかし0.2秒以下の周期帯も原子力施設にとっては重要なため、その周期帯についても再現性を確認すること。	観測記録から基盤波を推定する際、その対象周期帯を周期0.2秒よりも短周期側に拡張し、その上で <u>原子力施設にとって重要な短周期帯も含め、観測記録の再現性を確認した。</u>	・P69～73 ・P219～233
2	平成30年 4月27日	第566回 審査会合	先行サイトの知見は重要であるが、断層長さや断層上端深さ、不確かさの設定に関して先行サイト審査実績が反映されていない。原電が取得した新しいデータや知見があるならそれらを説明すること。	断層長さ、断層上端深さ及び不確かさの設定については、 <u>先行サイト審査実績を反映することとし、申請内容から見直した。</u>	本資料 P74～209

本資料の位置づけ

- 主要な論点となっている震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方に力点を置いて説明する。
- 地震動評価の前提条件となる断層長さや断層上端深さについては、先行サイト審査実績を反映し、申請内容から見直した。
- 断層長さや断層上端深さに係る、敷地周辺及び近傍の地質・地質構造や地下構造評価の詳細は別途提示する。



当初申請からの主な変更点

○2016年熊本地震での検証

- ・申請以降に発生した2016年熊本地震で得られた記録を用いて、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) を含め震源モデル設定法を検証し、本震源モデル設定法を震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価に適用できることを確認した。

○断層長さ

- ・申請時では浦底－内池見断層の21kmとしていたが、甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層 (以下、浦底断層という) の連動を考慮し36kmとした。
- ・また、安島岬沖断層～浦底断層～関ヶ原断層 (137km) についても連動長さの不確かさとして、基準地震動への影響確認の観点から検討した。

○断層上端深さ

- ・申請時は4kmとしていたが、保守性を考慮して3kmとした。

○不確かさ

- ・破壊伝播速度の不確かさ等、考慮する不確かさを追加するとともに、不確かさが地震動評価結果に与える影響を確認した上で、不確かさの組合せ (重畳) を考慮した。

○十分な余裕

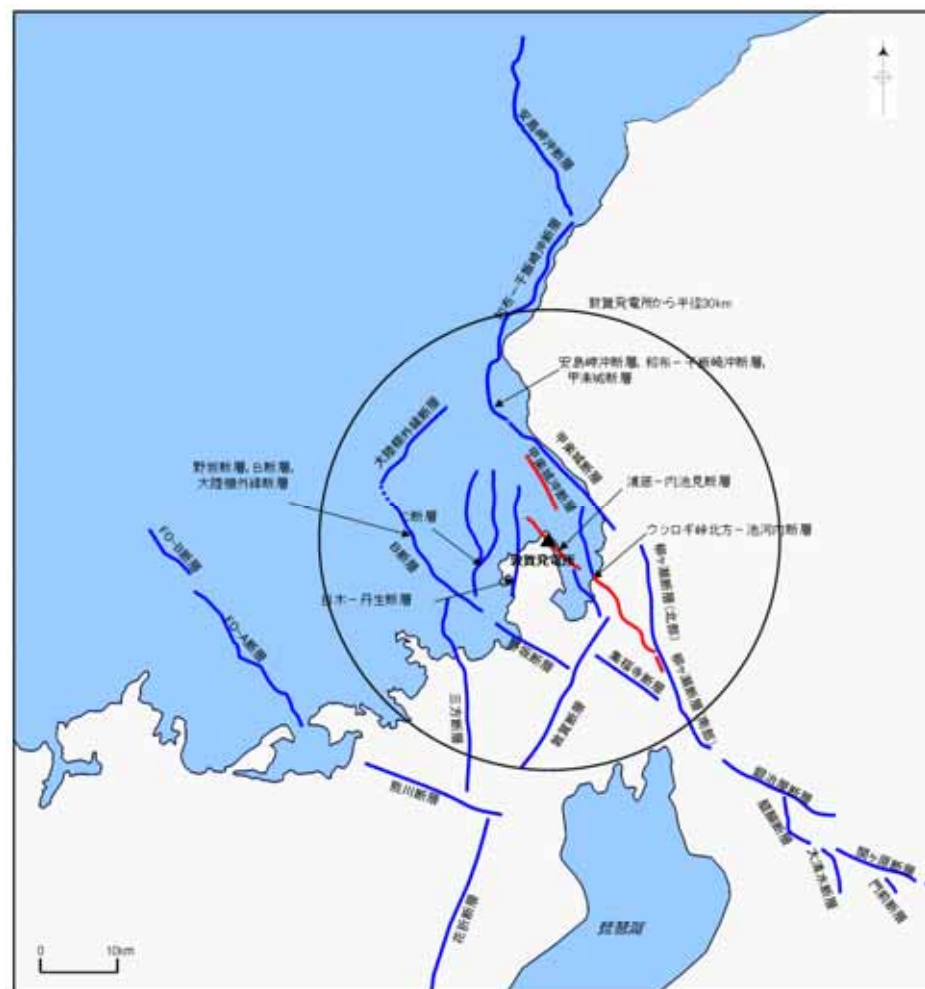
- ・浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを踏まえ、不確かさの組合せ (重畳) に加え、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) に対して更に十分な余裕を追加した。

目次

1. 検討方針	7
2. 知見の整理	9
2.1 断層浅部のすべりの特徴	11
2.2 震源極近傍における地震動の特徴	17
2.3 深部と浅部におけるすべりの比較	23
2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)	29
2.5 震源極近傍における被害分析	48
2.6 まとめ	53
3. 震源モデルの設定法	55
3.1 震源モデルの設定法	55
3.2 2016年熊本地震での検証	63
3.3 まとめ	73
4. 浦底断層の地震動評価	74
4.1 地下構造評価の概要	74
4.2 基本震源モデルによる地震動評価	88
4.3 不確かさを考慮した地震動評価	111
4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価	174
4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討	185
4.6 まとめ	209
5. 全体まとめ	210
6. 参考文献	212
補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について	217
補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)	234
補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について	239

○敷地周辺の主な断層の分布を示す。

- 浦底断層を対象に、震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価を行う。



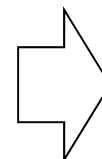
一：浦底断層（甲斐城沖断層
～浦底断層～池河内断層
～柳ヶ瀬山断層）（長さ
36km）

敷地周辺の断層分布

審査ガイド要求事項と検討方針

■震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価(審査ガイドから抜粋)

- 1) 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価においては、地表に変位を伴う断層全体(地表地震断層から震源断層までの断層全体)を考慮した上で、震源モデルの形状及び位置の妥当性、敷地及びそこに設置する施設との位置関係、並びに震源特性パラメータの設定の妥当性について詳細に検討されていることを確認する。
- 2) これらの検討結果を踏まえた評価手法の適用性に留意の上、各種の不確かさが地震動評価に与える影響をより詳細に評価し、震源の極近傍での地震動の特徴に係る最新の科学的・技術的知見を踏まえた上で、さらに十分な余裕を考慮して地震動が評価されていることを確認する。特に、評価地点近傍に存在する強震動生成領域(アスペリティ)での応力降下量などの強震動の生成強度に関するパラメータ、強震動生成領域同士の破壊開始時間のずれや破壊進行パターンの設定において、不確かさを考慮し、破壊シナリオが適切に考慮されていることを確認する。
- 3) なお、震源の極近傍での地震動の特徴に係る最新の科学的・技術的知見を取り込んだ手法により、地表に変位を伴う国内外被害地震の震源極近傍の地震動記録に対して適切な再現解析を行い、震源モデルに基づく短周期地震動、長周期地震動及び永久変位を十分に説明できていることを確認する。この場合、特に永久変位・変形についても実現象を適切に再現できていることを確認する。さらに、浅部における断層のずれの進展の不均質性が地震動評価へ及ぼす影響を検討するとともに、浅部における断層のずれの不確かさが十分に評価されていることを確認する。
- 4) 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価においては、破壊伝播効果が地震動へ与える影響について、十分に精査されていることを確認する。また、水平動成分に加えて上下動成分の評価が適切に行われていることを確認する。



■審査ガイドを踏まえた検討方針

- 従来の震源断層だけのモデル(深部断層)に加えて、震源断層上端から地表地震断層まで(浅部断層)を含めて断層全体をモデル化(浅部断層+深部断層)する。
- 震源極近傍における地震動の特徴等に関する知見を収集・整理し、震源モデルの設定方法を検討する。
- 2016年熊本地震では、地表地震断層の近傍で永久変位も含めた地震観測記録が得られていることから、その記録の再現解析を行い、震源モデル設定方法の妥当性を検証する。
- 上記で検討した震源モデルの設定方法に基づいて地震動評価を行う。評価に際しては、不確かさの組合せに加え、さらに十分な余裕を考慮する。

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析 (その1) (その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価 (応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ (2010) の引用について

知見整理の趣旨

- 震源モデル設定の参考とするため、震源が敷地に極めて近い場合の地震動の特徴や、地震時における断層浅部のすべりの特徴等について、下記の趣旨で整理した。

項目	知見整理の趣旨
2.1 断層浅部のすべりの特徴	一旦断層ができると、その後の断層の運動は摩擦にコントロールされると考えられる。そこで、岩石の摩擦特性が地震時における断層すべりに与える影響について検討されている知見を収集し、断層浅部のすべりの特徴(断層の運動が強震動を放出するかしないか)を整理した。
2.2 震源極近傍における地震動の特徴	震源極近傍における地震動の特徴について、理論的見地から知見を整理した。 また、地表地震断層の近傍で観測された記録の特徴について整理した。
2.3 深部と浅部におけるすべりの比較	地表地震断層が確認された地震に対する震源インバージョン解析の事例を収集し、断層の深部と浅部におけるすべり速度時間関数等の差異について整理した。
2.4 地震観測記録の再現解析 (その1)(その2)	地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の再現解析事例を収集し、震源モデルに関する知見を整理した。 ・ その1では、地震発生層以浅の影響について検討した事例を収集した。 ・ その2では、地表から深さ数kmの領域における強震動生成域の有無について読み取れる事例を収集した。
2.5 震源極近傍における被害分析	揺れによる被害と断層くい違いの影響による被害が区別されている知見を整理し、震源極近傍における被害の特徴を整理した。

備考 「2. 知見の整理」の中で扱っている地震

1979年インペリアルバレー地震、1922年ランダース地震、1999年集集地震

2003年バム地震、2011年福島県浜通り地震、2014年長野県北部地震、2016年熊本地震

2.1 浅部断層すべりの特徴

■知見整理の趣旨

一旦断層ができると、その後の断層の運動は摩擦にコントロールされと考えられる。そこで、岩石の摩擦特性が地震時における断層すべりに与える影響について検討されている知見を収集し、断層浅部のすべりの特徴（断層の運動が強震動を放出するかないか）を整理した。

文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
C.H.ショルツ (2010)	－ (岩石実験に基づく文献)	摩擦の状態が断層のすべりに与える影響について整理されているため。

■知見整理結果

- ・ C.H.ショルツ (2010) によると、成熟した断層の浅部では、断層ガウジが存在することや2～4kmの深さで地震活動のカットオフが観測されることから、すべり安定（応力降下は生じない）となる領域の存在が指摘されている。
- ・ 地震動の短周期成分は応力降下量に比例することから、上記指摘を踏まえると、一定の深さより浅い部分では短周期地震動は励起されにくいと考えられる。

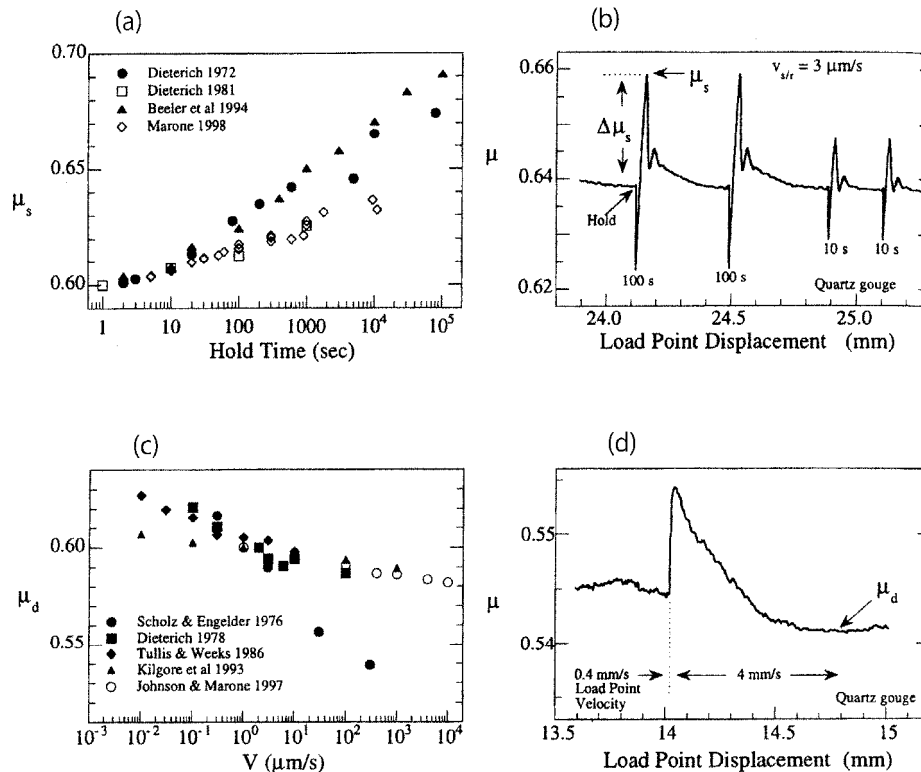
速度と状態に依存する摩擦則

○C.H.ショルツ (2010) では、岩石を用いた実験に基づき、摩擦とすべりに関する性質が示されている。

・スライドーホールドスライド実験 (定常状態のすべりに続けて、ある時間だけ保持 (ホールド) し、さらにその後で、以前と同じ速度ですべりを再開させる) より、すべりを再開する瞬間には摩擦が $\Delta\mu_s$ だけ増加するが、その後のすべりで以前の定常すべりの摩擦値に戻る。 (下図 (b))

・すべり速度を突然大きくすると摩擦は即座に増加し、これに引き続くすべりの間、摩擦は新しい定常状態に対応したレベルまで減衰していく。動摩擦 μ_d はすべり速度に対して対数的な依存性を持つ。 (下図 (d)) の場合は、負の依存性、すなわち速度弱化となる

○上記の岩石実験結果に基づき、Dieterich (1979), Ruina (1983) によって、速度と状態に依存する摩擦則 (以下、速度－状態変数摩擦則) が定式化されている。



摩擦に対するすべり速度と時間の効果

速度－状態変数摩擦則

(Rate and State dependent friction law: RS摩擦則)

$$\mu \equiv \mu(V, \theta) = \mu_0 + a \cdot \ln(V/V_0) + b \cdot \ln(V_0\theta/D_c)$$

$$\dot{\theta} = 1 - (V\theta/D_c)$$

μ : 摩擦, V : すべり速度, θ : 時間に依存する状態変数

μ_0 : ある定常状態での摩擦

V_0 : ある定常状態でのすべり速度

D_c : 限界すべり

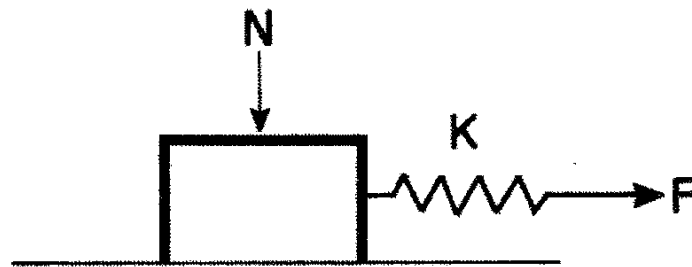
a, b : 摩擦パラメータ

- (a) 静摩擦 μ_s に対するホールド時間の効果
- (b) 摩擦に対するホールド時間の効果。摩擦を変位に対して示している
- (c) すべり速度に対する動摩擦係数 μ_d
- (d) すべり速度を突然変化させた時の摩擦応答

C.H.ショルツ (2010) より抜粋・加筆

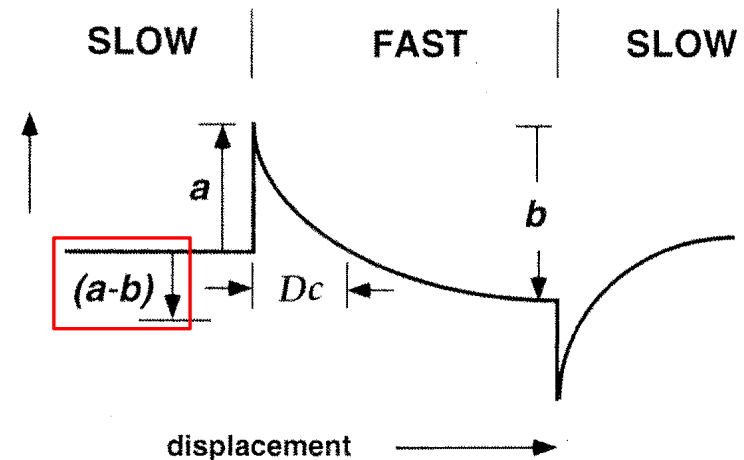
すべりの安定, 不安定

○C.H.ショルツ (2010) では, 下記のばね－スライダーシステムを考え, 摩擦スライダーが速度－状態変数摩擦則に従う場合のシステムの安定, 不安定について示されている。



ばね－スライダーシステム

N: 直荷重
K: スティフネス
F: 摩擦抵抗力



すべり速度のe倍の増減に対する摩擦の応答
(縦軸は摩擦の大きさを示す)

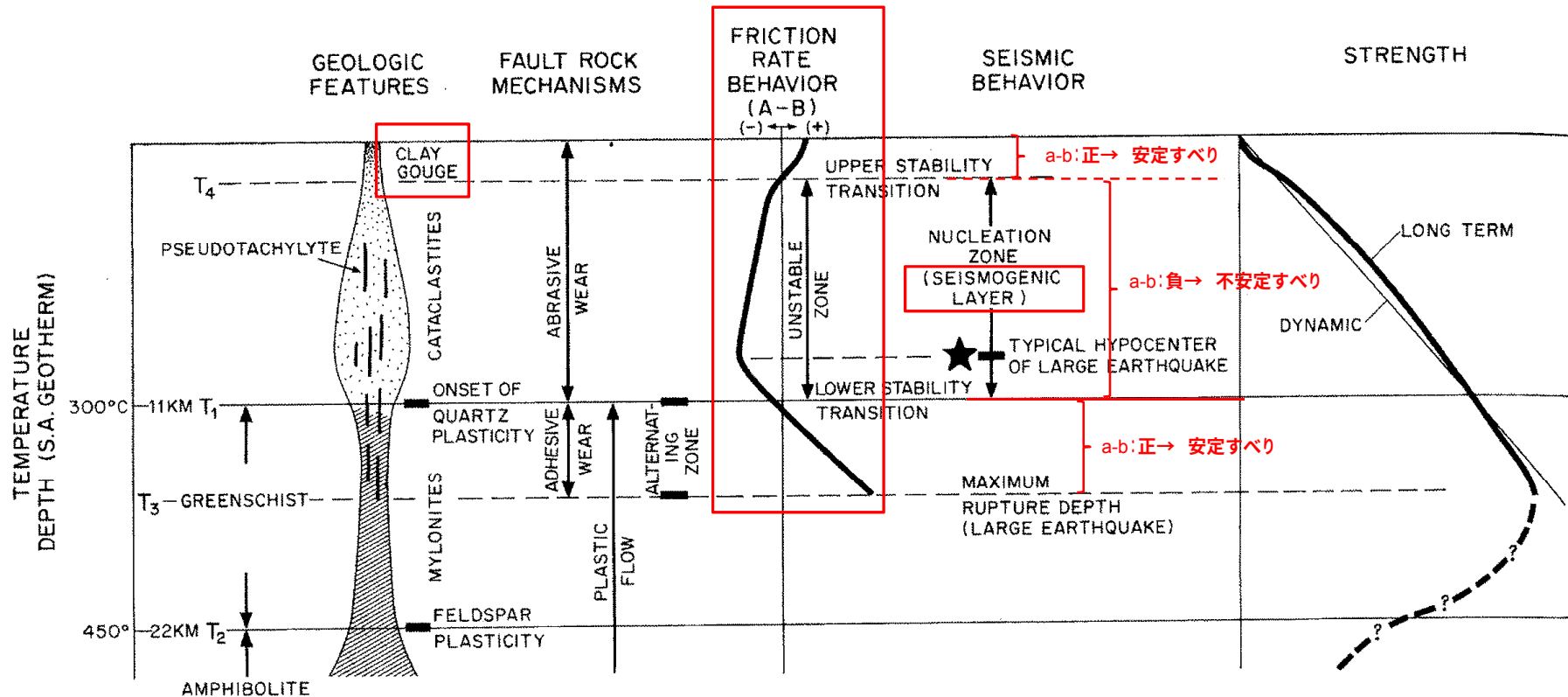
$a-b \geq 0$ ならば速度強化 (応力上昇) → 安定すべり

$a-b < 0$ ならば速度弱化 (応力降下) → 不安定すべり

すべりの安定, 不安定と地震発生層の関係 (1/2)

○C.H.ショルツ (2010) では, すべりレート変数 $A-B=(a-b)\sigma_n$ (σ_n : 直応力) を用い, せん断ゾーンにおけるすべりの安定, 不安定の関係について示されている。

- ・ 深部では, 石英, 長石のそれぞれ塑性遷移点 (「深い側の安定性の遷移点」) の存在が示されている。
- ・ また, よく発達した断層では, 断層浅部において地震活動の「カットオフ」が認められることから, 地表面近くでは, $a-b$ が正になることが仮定されており, これに対応して「浅い側の安定性の遷移点」が存在することが示されている。
- ・ 地表面近くで「浅い側の安定性の遷移点」が存在する原因として, 浅部の断層ゾーンに未固化的断層ガウジが存在する (Marone and Scholtz (1988)) ことが挙げられている。なぜなら, 未固化的断層ガウジはすべり速度強化 (安定すべり) を示すからであるとしている。

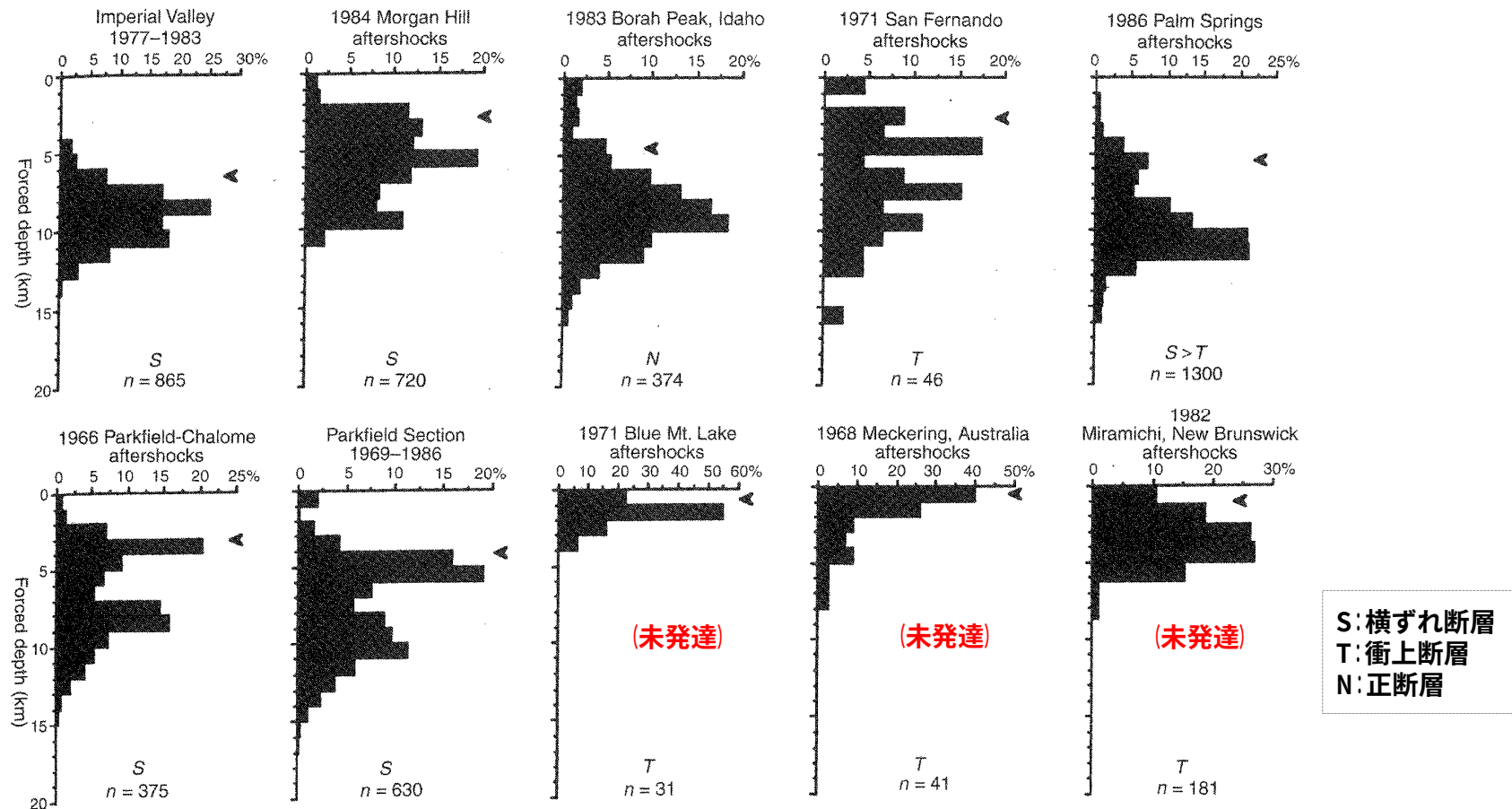


せん断ゾーンの断面の見取り図

C.H.ショルツ (2010) より抜粋・加筆

すべりの安定, 不安定と地震発生層の関係 (2/2)

- C.H.ショルツ (2010) では, 前頁Marone and Scholtz (1988) の説明の根拠となったのは, 「あついガウジの層が存在しそうな, よく発達した断層ゾーンに限って2~4kmの深さで, 地震活動にカットオフが観測されるという事実である。New York州の中央Adirondacksのようによく発達した断層が存在しない地域では, ずっとあさいところでも地震が発生することがわかっている (たとえば, Blue Mountain Lake)。」とされている。



よく発達した断層と未発達の断層で起きる地震の深度分布

C.H.ショルツ (2010) より抜粋・加筆

断層浅部からの短周期地震動の生成に関する考察

○短周期地震動生成の物理と、前頁までに知見を整理した結果を踏まえ、断層浅部からの短周期地震動の生成について考察する。

■短周期地震動生成の物理

短周期レベルは、震源スペクトルの大きさを直接規定するパラメータの一つであり、Brune (1970) より下式の通り応力降下量と断層等価半径の積で表現される。

$$A = 4\pi \times \beta^2 \times \Delta\sigma \times r$$

ここで、

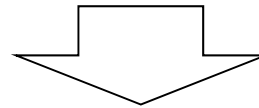
β : せん断波速度

$\Delta\sigma$: 応力降下量

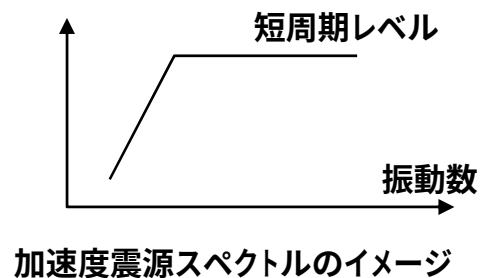
r : 断層等価半径

■断層すべりと摩擦に関する知見

- ・よく発達した断層ゾーンに限っておよそ2-4kmの深さで地震活動のカットオフが観測される。
- ・未固化の断層ガウジはすべり速度強化 (安定すべり) を示す。
- ・従って、断層浅部では、浅い側の安定性の遷移点が存在し、遷移点より浅部では安定すべり (応力上昇) の領域となる。



加速度フーリエ振幅



- 短周期地震動の振幅は応力降下量に比例する。
- ガウジが存在するよく発達した断層ゾーンでは、応力降下を伴うせん断破壊は一定の深さより浅い部分では起こらない。
- 従って、このような断層ゾーンにおいて、一定の深さより浅い部分では短周期地震動は励起されにくい。

2.2 震源極近傍における地震動の特徴

■知見整理の趣旨

震源極近傍における地震動の特徴について、理論的見地から知見整理した。また、地表地震断層の近傍で観測された記録の特徴について整理した。

文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
・理論地震動研究会 (1994) ・野津 (2006) ・Hisada and Bielak (2003) ※	－ (理論的考察)	震源極近傍における地震動の特徴について整理されているため。
Hisada and Bielak (2004)	1992年ランダース地震	
岩田 (2016)	2016年熊本地震	

※ 「3. 震源モデルの設定法」において、地震動評価手法に関する知見として用いている。

■知見整理結果

- ・ 理論地震動研究会 (1994) の理論的検討から、震源極近傍では近地項や中間項の影響が顕著になる。
- ・ Hisada and Bielak (2003) によると、地震動に関する理論的検討から、断層の極近傍では近地項や中間項の寄与による長周期パルス・永久変位が断層平行方向に現れるとされている。
- ・ このような震源極近傍における地震動の特徴は、1992年ランダース地震や2016年熊本地震における地表地震断層の近傍観測点の地震観測記録に現れている。

理論的考察 理論地震動研究会 (1994)

時間領域の表現

せん断くい違い型点震源によって3次元均質等方線形な全無限弾性体中の任意点xに生じるn方向変位 $u_n(x, t)$

$$u_n(x, t) = \frac{M_0}{4\pi\rho} \left[R_n^N \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\beta}}^{\frac{r}{\alpha}} \tau f^s(t - \tau) d\tau \right. \quad \text{近地項} \\ + \frac{1}{\alpha^2} R_n^{IP} \frac{1}{r^2} f^s\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{\beta^2} R_n^{IS} \frac{1}{r^2} f^s\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \quad \text{中間項} \\ \left. + \frac{1}{\alpha^3} R_n^{FP} \frac{1}{r} \dot{f}^s\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{\beta^3} R_n^{FS} \frac{1}{r} \dot{f}^s\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad \text{遠地項}$$

M_0 : 地震モーメント, ρ : 密度, r : 震源距離,
 $f^s(t)$: 震源時間関数, α : P波速度, β : S波速度
 R_n^N : 近地項のラディエーション係数,
 R_n^{IP}, R_n^{IS} : 中間項のラディエーション係数,
 R_n^{FP}, R_n^{FS} : 遠地項のラディエーション係数

- ・ 振幅の距離減衰は、近地項は $1/r^4$ 、中間項は $1/r^2$ 、遠地項は $1/r$ である。
- ・ 永久変位は近地項と中間項から生じ、 $1/r^2$ で減少する。

周波数領域の表現

$$U_n(x, \omega) = \frac{M_0 F^s(\omega)}{4\pi\rho} \left(\frac{k_p}{\omega r} \right)^2 e^{-ik_p r} \left[\left\{ \left(\frac{1}{ik_p r} \right) + \left(\frac{1}{ik_p r} \right)^2 \right\} R_n^N + R_n^{IP} + ik_p r R_n^{FP} \right] \\ + \frac{M_0 F^s(\omega)}{4\pi\rho} \left(\frac{k_s}{\omega r} \right)^2 e^{-ik_s r} \left[- \left\{ \left(\frac{1}{ik_s r} \right) + \left(\frac{1}{ik_s r} \right)^2 \right\} R_n^N + R_n^{IS} + ik_s r R_n^{FS} \right]$$

近地項 中間項 遠地項

k_p, k_s : P波, S波の波数, l_p, l_s : P波, S波の波長

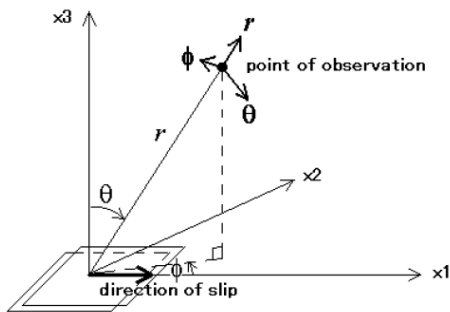
$$k_p = \frac{\omega}{\alpha} = \frac{2\pi}{l_p}, \quad k_s = \frac{\omega}{\beta} = \frac{2\pi}{l_s}$$

- ・ $k_s r = \omega r / \beta = 2\pi r / l_s < 1$ のときには、相対的に近地項の寄与が大きくなり遠地項の寄与が小さくなる。すなわち、波の波長 l_s に対して距離 r が数倍以下ならば近地項が卓越する (P波も同様)。
- ・ この条件を満たす ω が小さな低周波数 (長周期) 領域, r が小さな震源近傍では近地項が卓越する。

理論地震動研究会 (1994) より抜粋・加筆

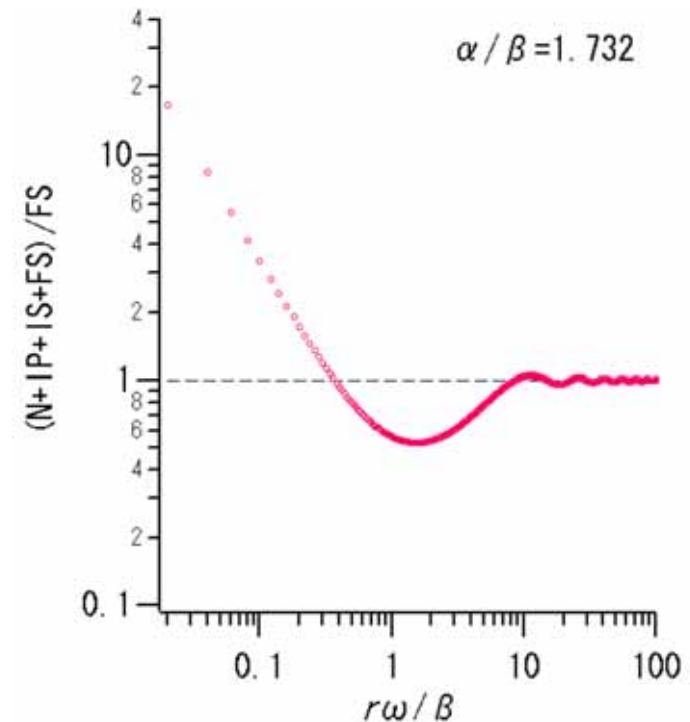
理論的考察 野津 (2006)

- 野津(2006)では、統計的グリーン関数法に近地項及び中間項の影響を取り入れるための定式化がなされ、遠地項のみを考慮した場合と近地項・中間項・遠地項を考慮した場合の震源スペクトル比が示されている。
- (1)式の絶対値は、 $r\omega/\beta$ が小さいとき1より大きく、 $r\omega/\beta$ が中間的な値のときにいったん1より小さくなり、 $r\omega/\beta$ が大きいときには1に漸近する。すなわち、 $r\omega/\beta$ が小さいときには近地項と中間項を無視することにより地震動を過小評価する可能性があり、 $r\omega/\beta$ が中間的な値のときは近地項と中間項を無視することにより地震動を過大評価する可能性があるとされている。



$$\begin{aligned}
 (N + IP + IS + FS)/FS = & \\
 & 6i\left(\frac{\beta}{r\omega}\right)^3 [1 - e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)}] \\
 & - 6\left(\frac{\beta}{r\omega}\right)^2 \left[1 - \frac{\beta}{\alpha} e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)}\right] \\
 & + 2i\left(\frac{\beta}{r\omega}\right)\left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)} \\
 & - 3i\left(\frac{\beta}{r\omega}\right) + 1 \quad (1)
 \end{aligned}$$

α : P波速度, β : S波速度, r : 震源距離, N : 近地項,
 IP : 中間項 (P波), IS : 中間項 (S波), FS : 遠地項

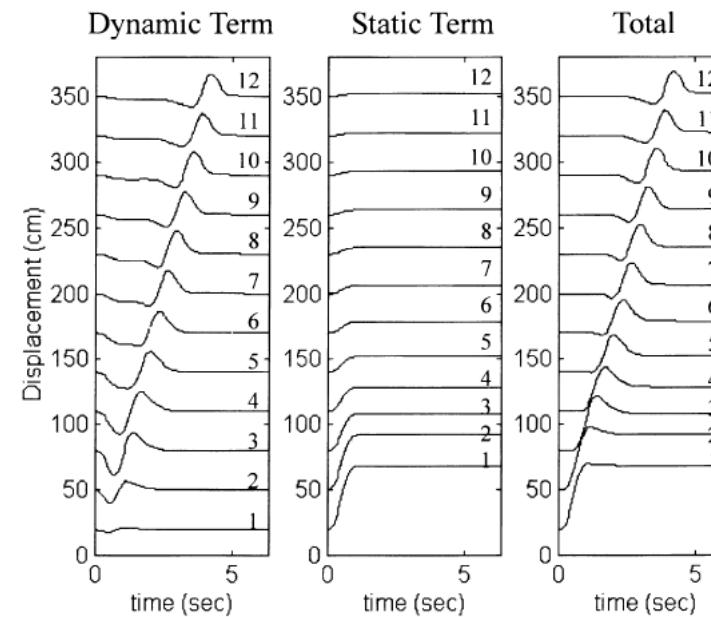
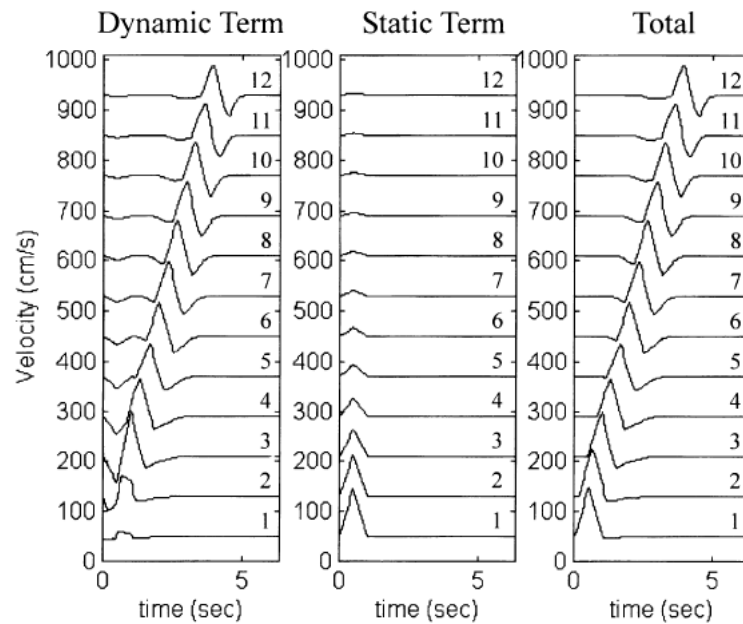
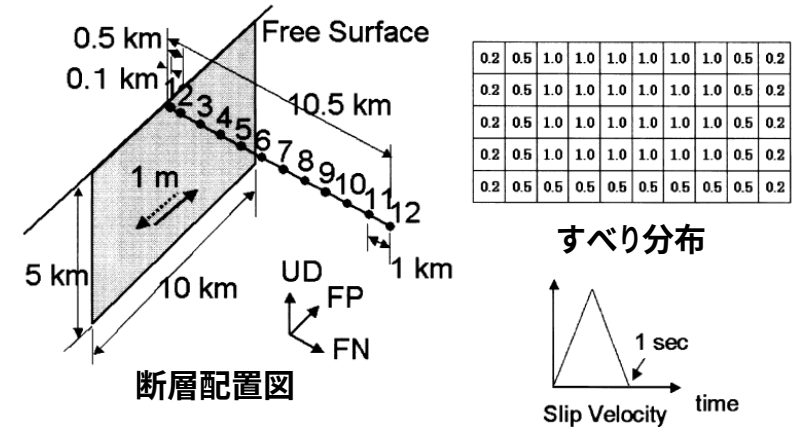


震源スペクトル比 ((近地項 + 中間項 + 遠地項) / 遠地項)

野津 (2006) より抜粋・加筆

理論的考察 Hisada and Bielak (2003)

- 震源極近傍における地震動の特徴が整理されており、地表断層が現れる場合、地表断層の近傍では断層のくい違い運動による大変位が発生し、長周期成分の卓越する波形となるとされている。
- また、地震動に関する理論的検討から、断層の極近傍では近地項や中間項の寄与による長周期パルス・永久変位が断層平行方向に現れることが示されている。

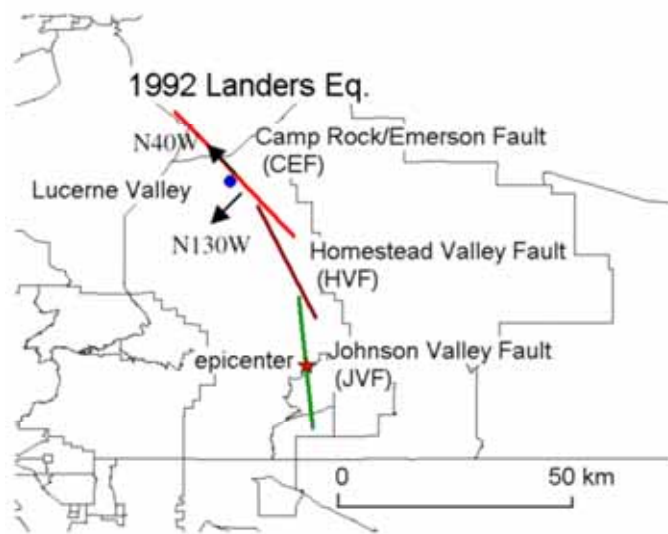


Hisada and Bielak (2003) より抜粋・加筆

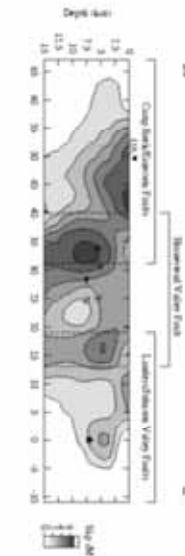
1992年ランダース地震 Hisada and Bielak (2004)

- 1992年ランダース地震を対象として、波数積分法 (Hisada and Bielak (2003)) を用いた強震動計算が行われている。
- 計算結果は、断層近傍の観測記録に見られる断層直交成分のディレクティビティパルス及び断層平行成分のフリングステップをよく表現しているとされている。

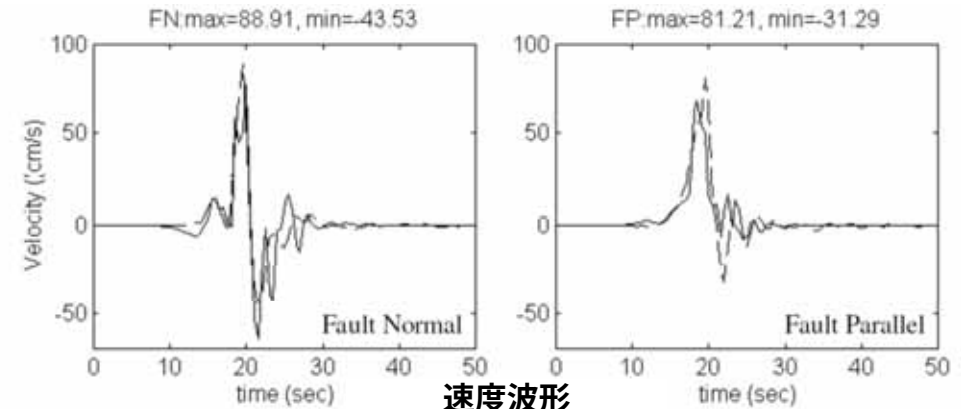
実線:計算, 破線:記録



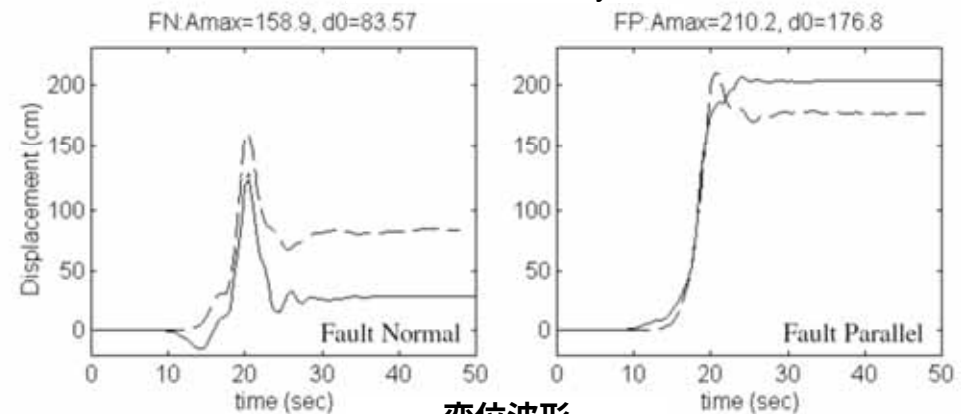
断層配置図



すべり分布



速度波形
(Lucerne Valley)

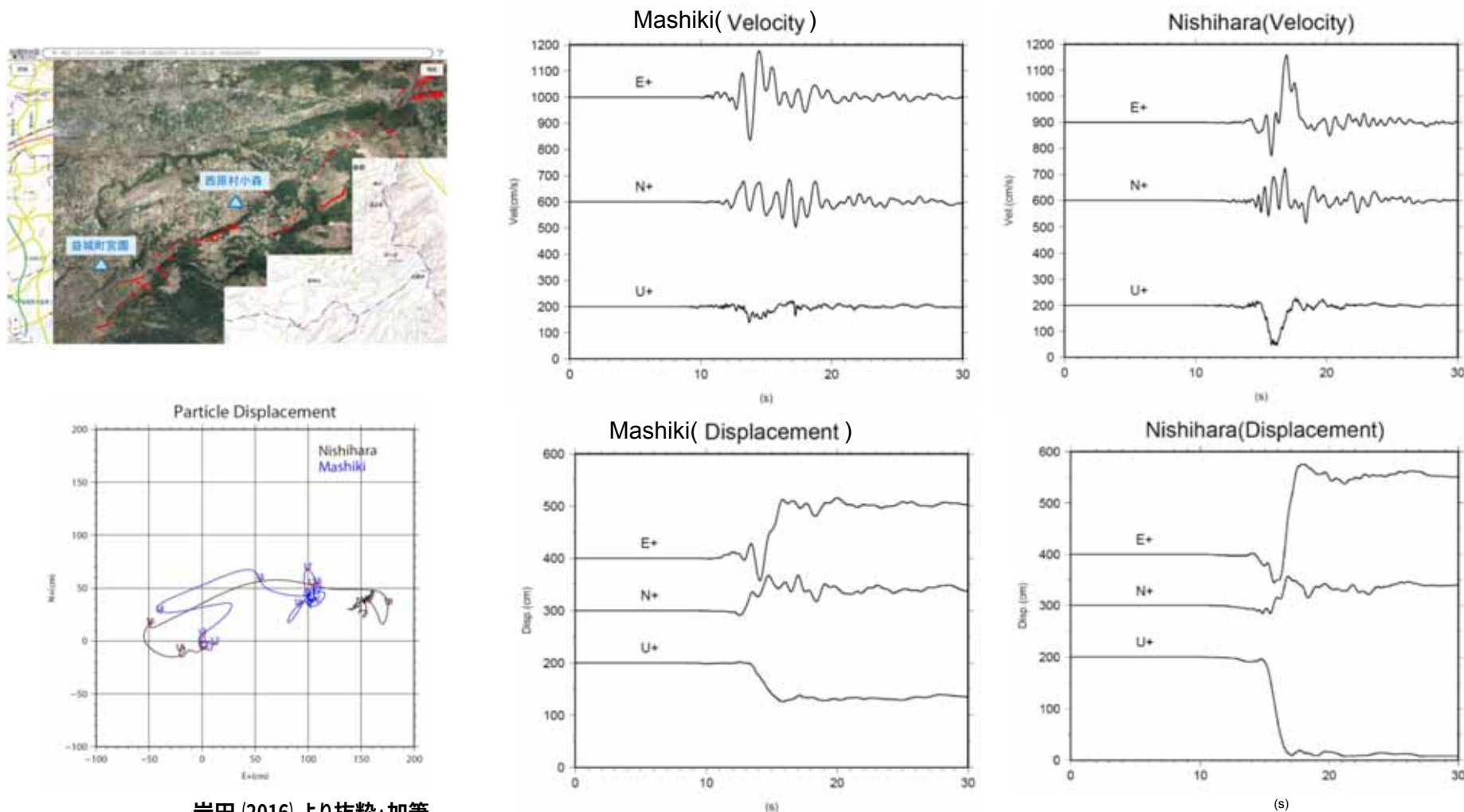


変位波形
(Lucerne Valley)

Hisada and Bielak (2004) より抜粋・加筆

2016年熊本地震 岩田 (2016)

- 2016年熊本地震の本震時に震度7となった益城町宮園及び西原村小森における加速度記録を積分して、速度及び変位記録が求められており、加速度記録を用いた変位量の推定は誤差が含まれていると考えられるが、両地点とも北北東方向の移動量と沈降量は地殻変動情報とほぼ一致しており信頼できるものと考えられるとされている。



岩田 (2016) より抜粋・加筆

2.3 深部と浅部におけるすべりの比較

■知見整理の趣旨

地表地震断層が確認された地震に対する震源インバージョン解析の事例を収集し、断層の深部と浅部におけるすべり速度時間関数等の差異について整理した。

文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
Kagawa et al. (2004) ※	－ (統計的検討)	地表地震断層が確認された地震について、震源インバージョンの結果得られたすべり速度時間関数の特徴が示されているため。
引間他 (2015)	2014年長野県北部地震	
・Kubo et al. (2016) ・引間 (2016) ・引間・三宅 (2016) ・Asano and Iwata (2016)	2016年熊本地震	

※ 「3. 震源モデルの設定法」において、震源パラメータの設定に関する知見として用いている。

■知見整理結果

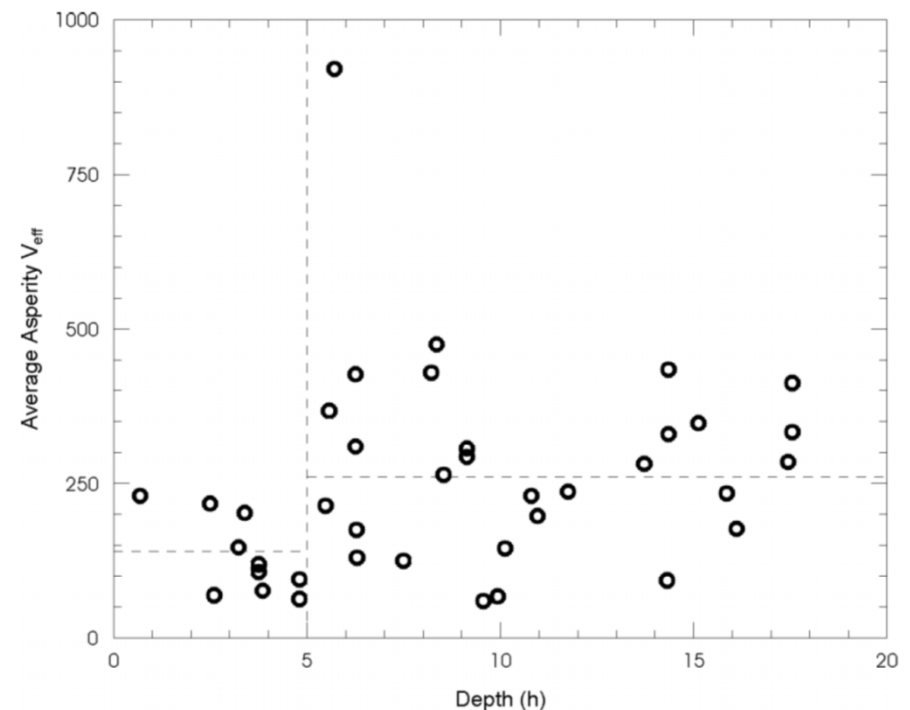
- ・ Kagawa et al. (2004) によると、深いアスペリティのすべり速度は浅いアスペリティの2倍程度とされている。
- ・ 引間他 (2015) によると、2014年長野県北部地震について、深部では短周期の地震動を多く放出し、浅部では最終すべり量は大きかったものの、強震動の生成は相対的に小さかったと考えられるとされている。
- ・ 2016年熊本地震のすべり速度時間関数について、Kubo et al. (2016) , 引間 (2016) 及びAsano and Iwata (2016) では、いずれも深部は立ち上がりが鋭く最大速度が大きいKostrov型、浅部は幅広で最大速度が小さい形状になっており整合的である。

統計的検討 (浅いアスペリティと深いアスペリティの関係) Kagawa et al. (2004)

- Somerville et al. (1999) が内陸地震のスケーリング則の構築に用いた地震に、日本の内陸地震及び近年の大地震の非一様すべりモデルを加え、Somerville et al. (1999) の基準を深さ5kmよりも浅いすべりと深いすべりに適用することで、浅いアスペリティと深いアスペリティの特徴が整理されており、深いアスペリティのすべり速度は浅いアスペリティの2倍程度とされている。

Figure 7 shows the depth distribution of the slip velocities V_{eff} for the same asperity data. Again, slip velocities on the deep asperities are about twice those of the shallow asperities: 133 ± 60 cm/s and 286 ± 164 cm/s respectively.

深いアスペリティのすべり速度は浅いアスペリティの2倍程度となっている。

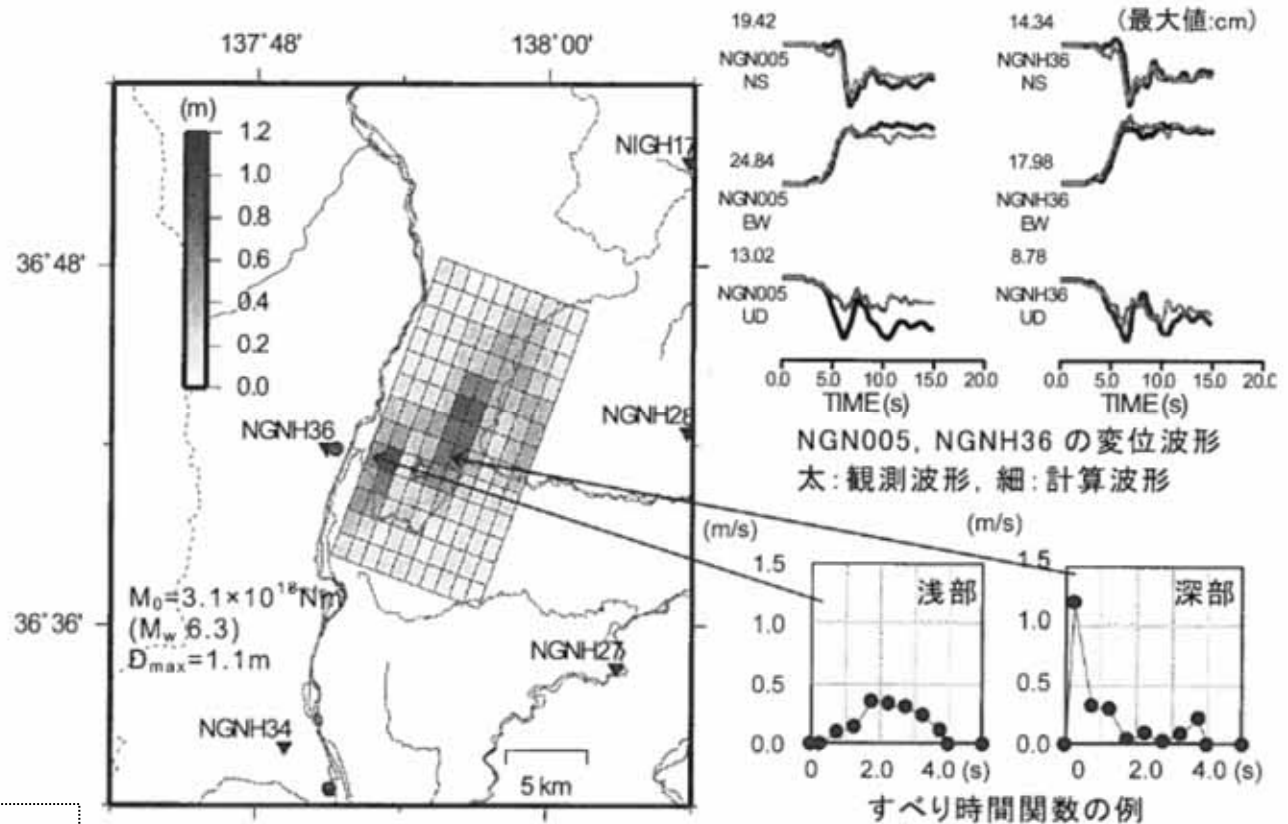


アスペリティのすべり速度と深さの関係

Kagawa et al. (2004) より抜粋・加筆

2014年長野県北部の地震 引間他 (2015)

- 地表地震断層が確認された2014年長野県北部の地震 (Mj6.7) について、断層上の深部から浅部までの高分解能な時空間すべり分布が推定され、強震動生成との関係について検討されている。
- すべり速度時間関数について、深部は立ち上がりが鋭く最大速度も大きいが、浅部は相対的に最大速度が小さく幅広であるという違いが見られたとされている。
- また、深部では短周期の地震動を多く放出し、浅部では最終すべり量は大きかったものの、強震動の生成は相対的に小さかったと考えられるとされている。



インバージョンに基づくすべり分布

<対象周波数帯>

- 加速度波形に0.03Hz～0.8Hzのバンドパスフィルタを適用し積分した速度波形を使用。

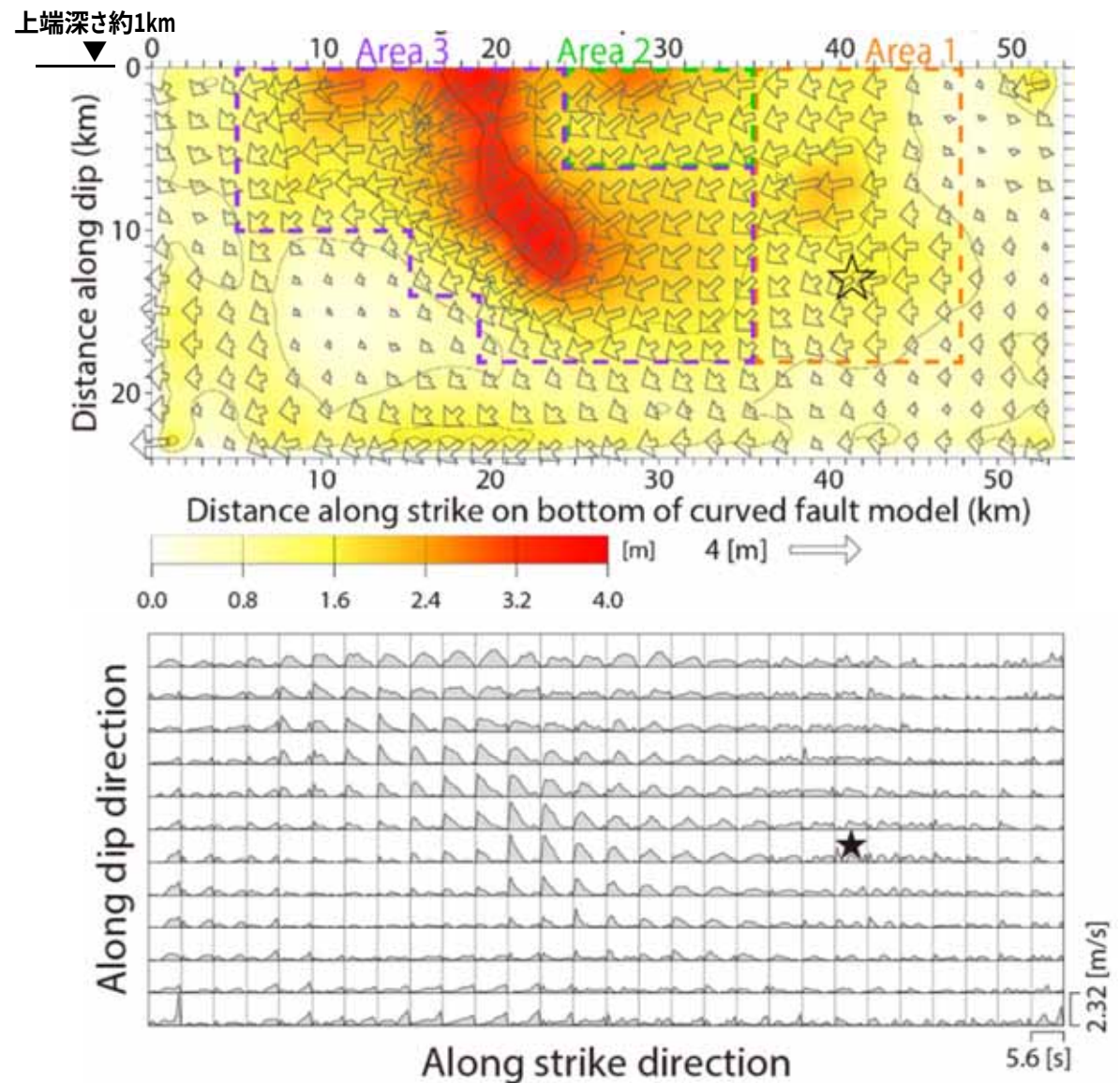
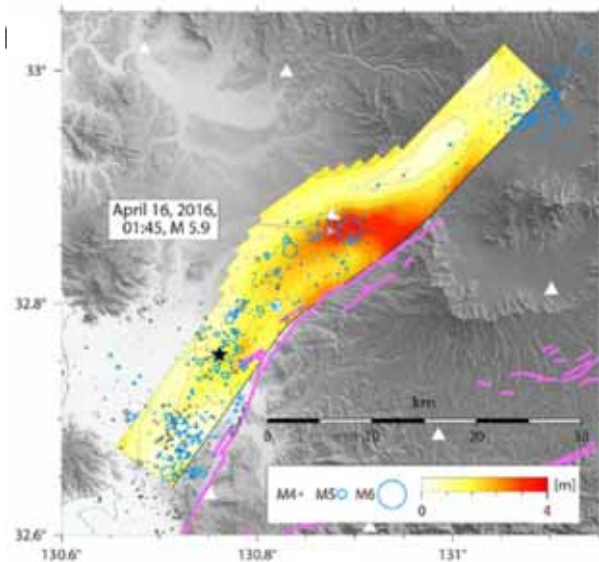
引間他 (2015) より抜粋

2016年熊本地震 Kubo et al. (2016)

- 2016年熊本地震について、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法に基づき、断層破壊過程が推定されている。
- 破壊開始点付近のすべり量は小さいが短周期地震動の放射は強く、破壊開始点から北東に10～30kmの領域はすべり量は大きい短周期地震動の放射は弱いことが示唆されるとされている。

<対象周波数帯>

- 0.05Hz～1Hzのバンドパスフィルタを適用した速度波形を使用。



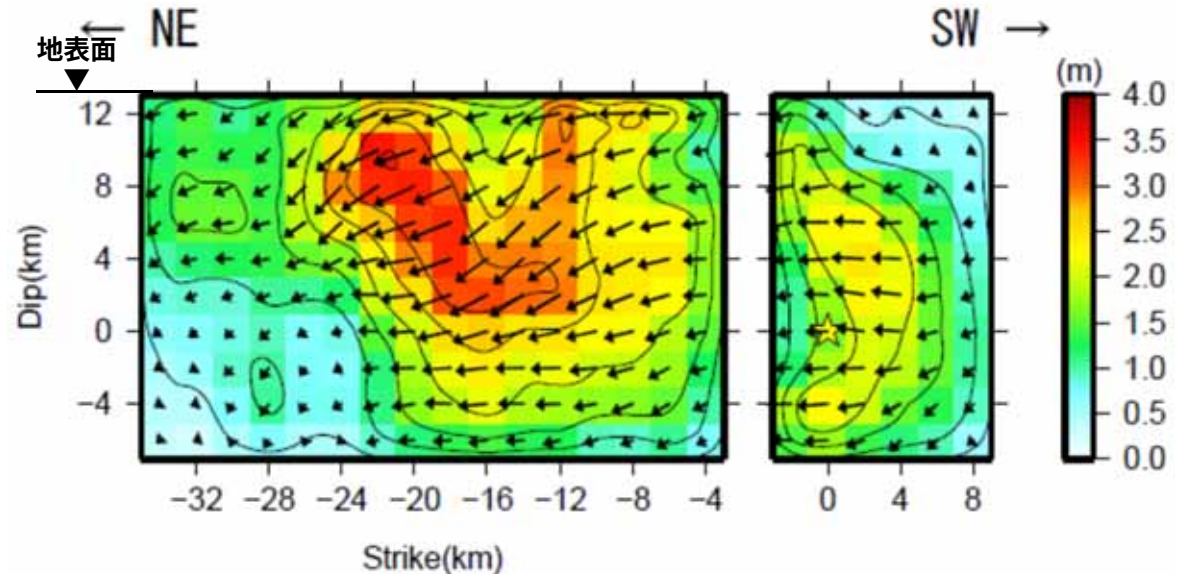
Kubo et al. (2016) より抜粋・加筆

2016年熊本地震 引間 (2016), 引間・三宅 (2016)

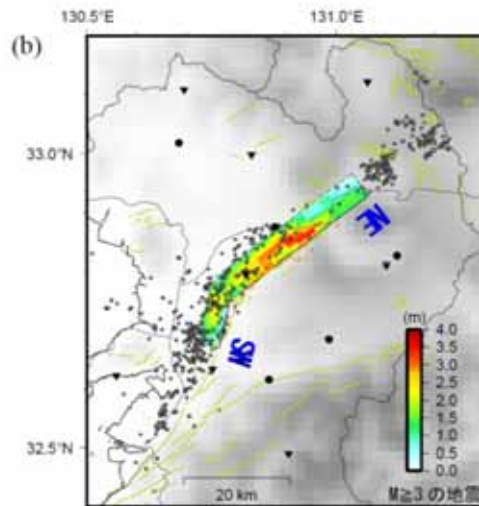
- 2016年熊本地震について、強震波形を用いた震源インバージョン解析により、震源過程が推定されている。
- すべり速度時間関数から、益城町の直下に相当する北側断層の南側付近 (Bの範囲) では時間幅が短いことから、短周期成分を大きく放出した可能性があると考えられている。
- また、断層の浅部では時間幅が長く、最大速度は相対的に小さいことから、短周期成分の放出は少ないが、最終すべり量は大きいと解釈することもできるとされている。

<対象周波数帯>

- 0.05Hz~0.8Hzのバンドパスフィルタを適用した速度波形を使用。



最終すべり量分布



すべり速度時間関数

引間 (2016) より抜粋・加筆

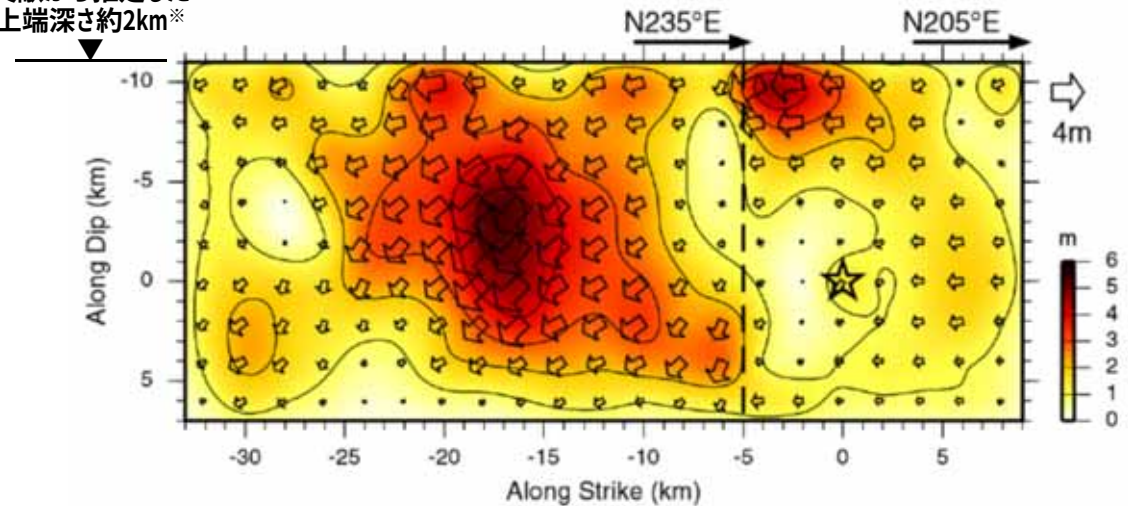
2016年熊本地震 Asano and Iwata (2016)

- 2016年熊本地震に対し、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法に基づき、断層破壊過程が推定されている。
- 布田川断層沿いの最浅部のすべり量は1～4mであり、地表破壊の出現と整合していると考えられている。
- また、モーメント解放の継続時間は、浅部の方が深部より長いとされている。

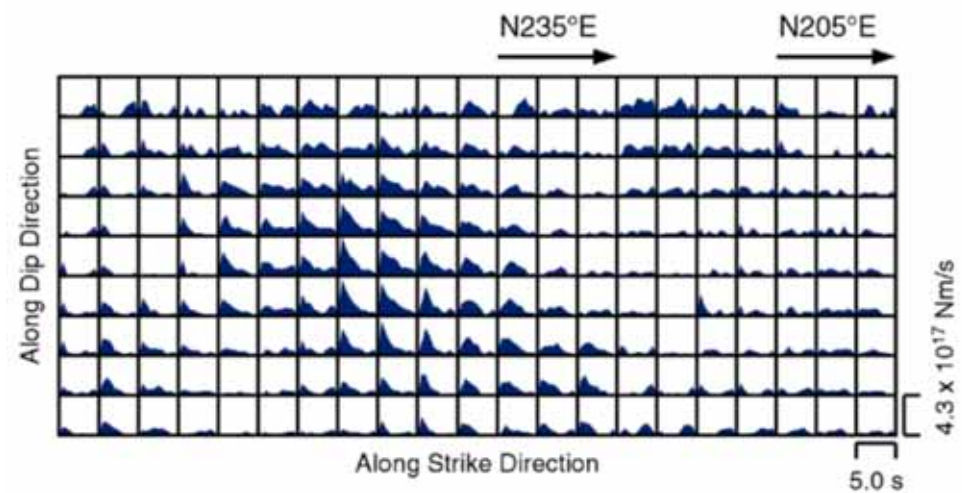
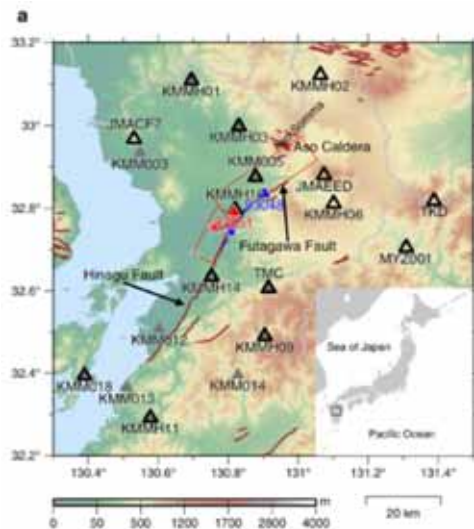
<対象周波数帯>

- 0.05Hz～0.5Hzのバンドパスフィルタを適用した速度波形を使用。

文献から推定した
上端深さ約2km※



最終すべり分布



モーメントレート関数

Asano and Iwata (2016) より抜粋・加筆

※断層上端深さは、余震分布を踏まえて設定されている。

2.4 地震観測記録の再現解析 (その1)

■知見整理の趣旨

地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の再現解析事例を収集し、震源モデルに関する知見を整理した。その1では、地震発生層以浅の影響について検討した事例を収集した。

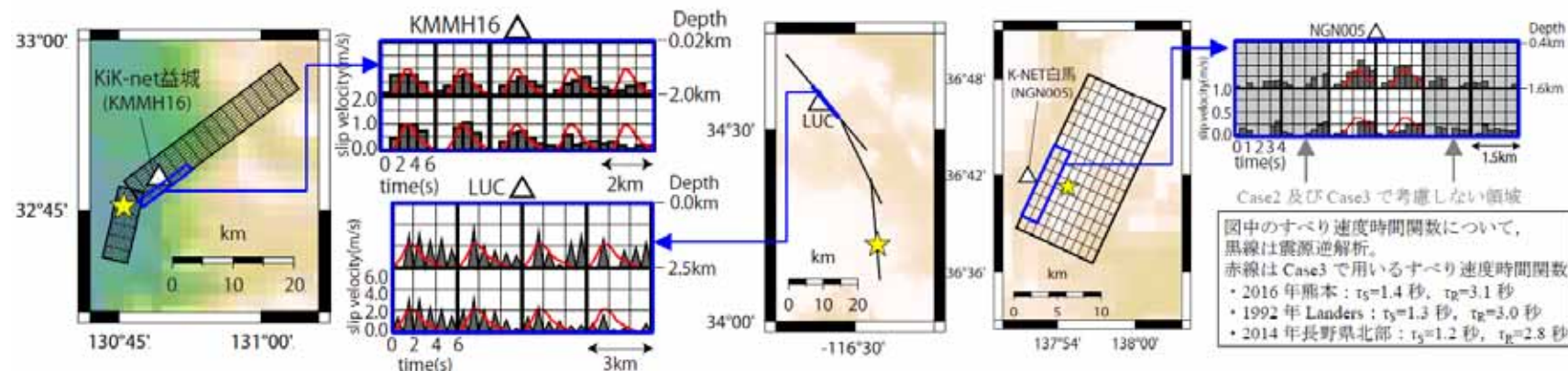
文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
田中他 (2017a)	1992年ランダース地震	地震発生層以浅の影響に着目し, 地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の再現解析が行われているため。
金田他 (2017)	1999年集集地震	
田中他 (2017b)	2011年福島県浜通り地震	
	2014年長野県北部地震	
入倉・倉橋 (2017)	2016年熊本地震	
久田・田中 (2017)		

■知見整理結果

- ・ 1992年ランダース地震, 1999年集集地震, 2014年長野県北部地震等の地震観測記録の再現解析について, 金田他 (2017), 田中他 (2017a) 等では, いずれも地震発生層以浅の領域に対してなだらかな形状を持ったすべり速度時間関数を適用し, 理論的手法で評価することで, 地表地震断層近傍における地震動の特徴が概ね再現されており整合的である。
- ・ 2016年熊本地震の地震観測記録の再現解析について, 入倉・倉橋 (2017), 久田・田中 (2017) では, いずれも従来のSMGAモデルや強震動予測レシピによるモデルに加えて, 地震発生層以浅の領域を理論的手法で評価することで, 地表地震断層近傍における地震動の特徴が概ね再現されており整合的である。

1992年ランダース地震等 田中他 (2017a)

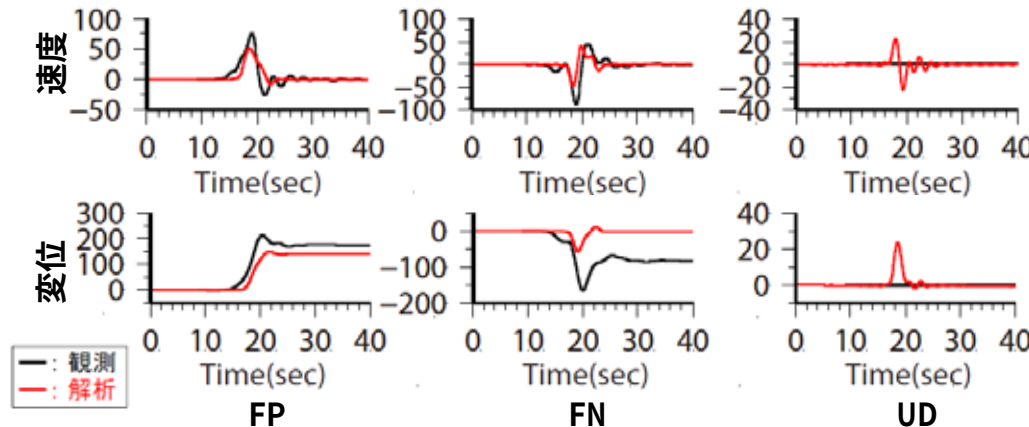
- 2016年熊本地震, 1992年ランダース地震, 2014年長野県北部の地震を対象に理論的手法を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。
- 震源逆解析において感度が高いと考えられる観測点近傍の地震発生層以浅の小断層を対象に, 震源逆解析のすべり速度時間関数を規格化Yoffe関数で近似することで, 観測記録及び震源逆解析の結果を再現できることが示されている。



断層モデルとすべり速度時間関数 (左から2016年熊本地震, 1992年ランダース地震, 2014年長野県北部の地震)

<モデル化の考え方>

- 地表地震断層近傍の記録を対象とした震源逆解析結果を収集し, 地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を評価。
- 対象周期は1~2秒以上とし, フリングステップなどによる長周期速度パルスの再現を目的としてモデル化。
- 地震動評価手法は理論的手法 (波数積分法)。
- 1992年ランダース地震では, 地震発生層以浅の小断層として深さ5km以浅を検討対象としている。



田中他 (2017a) より
抜粋・加筆

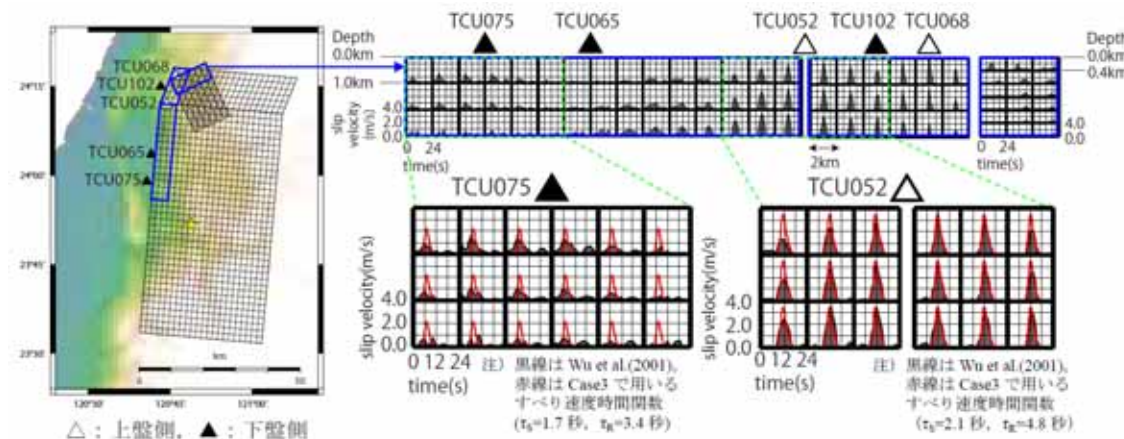
波数積分法による評価結果の例 (1992年ランダース地震, LUC, Case3: 観測点近傍規格化Yoffe関数)

1999年集集地震 金田他(2017)

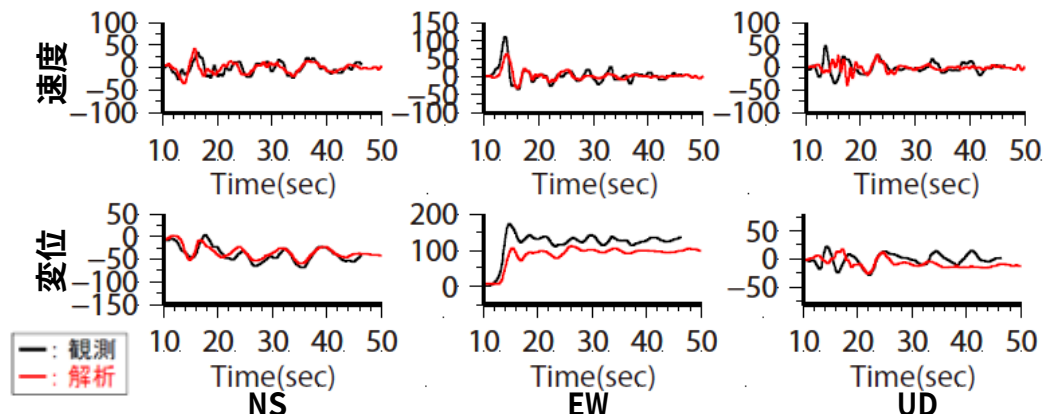
- 1999年集集地震を対象に理論的手法を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。
- 震源逆解析において感度が高いと考えられる観測点近傍の地震発生層以浅の小断層を対象に、震源逆解析のすべり速度時間関数を規格化Yoffe関数で近似することで、観測記録及び震源逆解析の結果を再現できることが示されている。

<モデル化の考え方>

- 地表地震断層近傍の記録を対象とした震源逆解析結果を収集し、地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を評価。
- 対象周期は1~2秒以上とし、フリリングステップなどによる長周期速度パルスの再現を目的としてモデル化。
- 地震動評価手法は理論的手法(波数積分法)。
- 地震発生層以浅の小断層として、深さ3km以浅を対象としている。



断層モデルとすべり速度時間関数



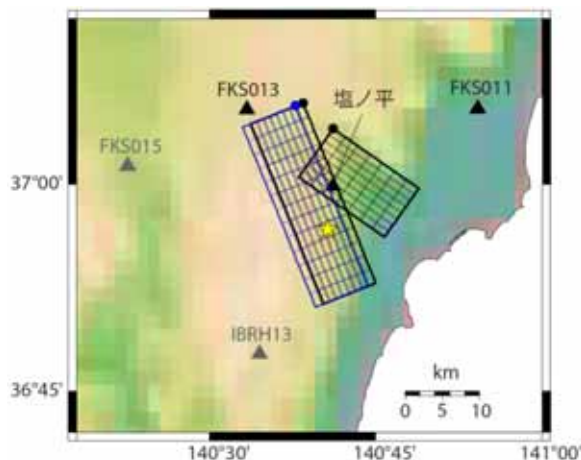
※Case4: 観測点近傍以外はWu et al. (2001)の震源モデル, 観測点近傍は小断層のすべり速度時間関数を規格化Yoffe関数で近似

波数積分法による評価結果 (TCU075, 南部, 上盤, Case4※)

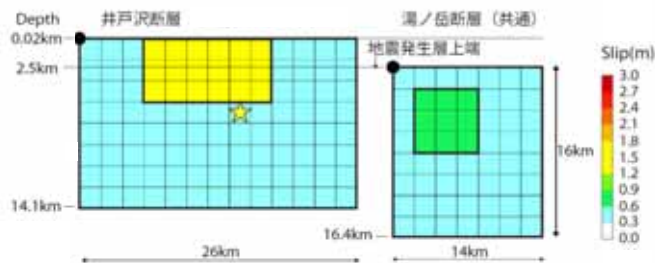
金田他 (2017) より抜粋・加筆

2011年福島県浜通り地震 田中他 (2017b)

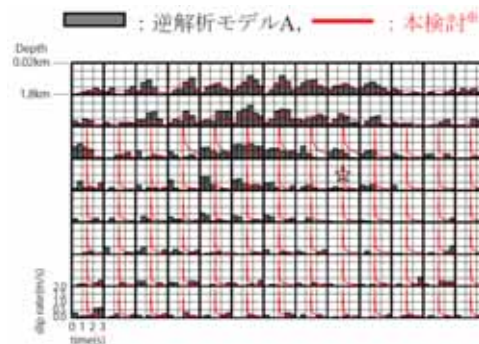
- 2011年福島県浜通り地震を対象に理論的手法(波数積分法)を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。
- 地震発生層以浅の平均的なすべり速度時間関数として、震源インバージョンの結果から規格化Yoffe関数を設定し、地震発生層以深に強震動レシピによるすべり速度時間関数を適用した評価と組み合わせることで観測記録を良く再現できるとされている。



断層モデルと観測点の位置関係



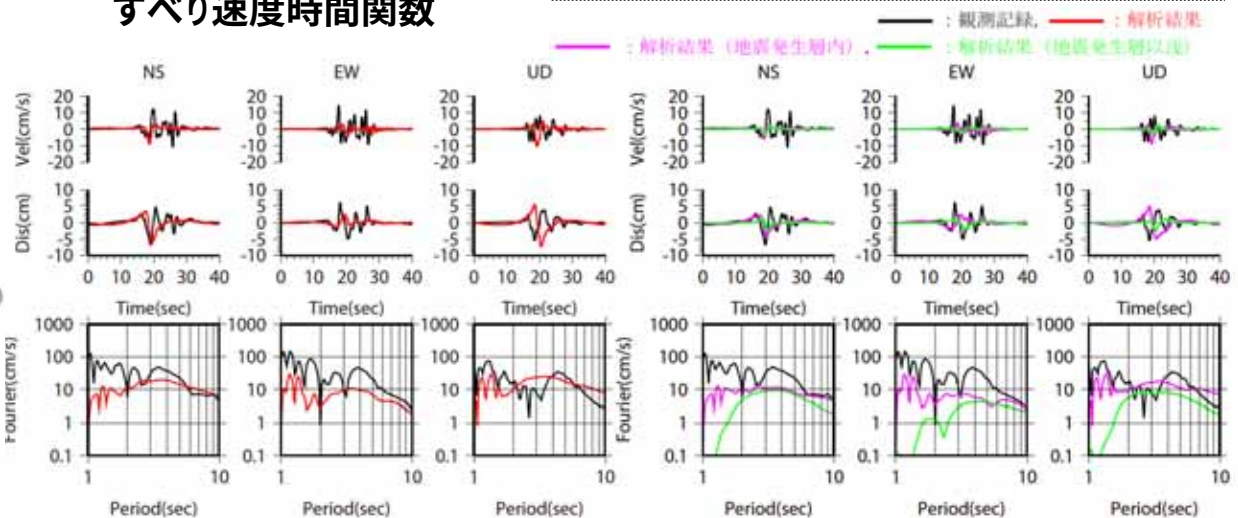
すべり量分布



すべり速度時間関数

＜モデル化の考え方＞

- 地表地震断層近傍の記録を対象とした震源逆解析結果を収集し、地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を評価。
- 対象周期は1.25～20秒とし、フリグステップなどによる長周期速度パルスの再現を目的としてモデル化。
- 地震動評価手法は理論的手法(波数積分法)。
- 地震発生層以浅の小断層として、上部2層分(深さ3.6km以浅)を対象としている。

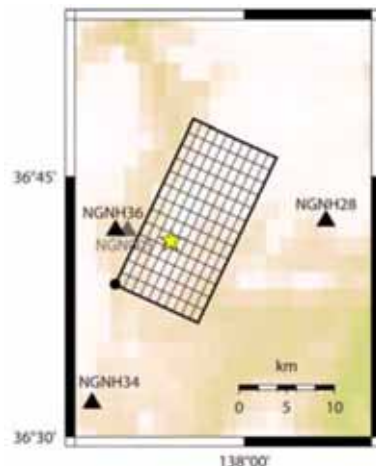


観測記録と解析結果の比較

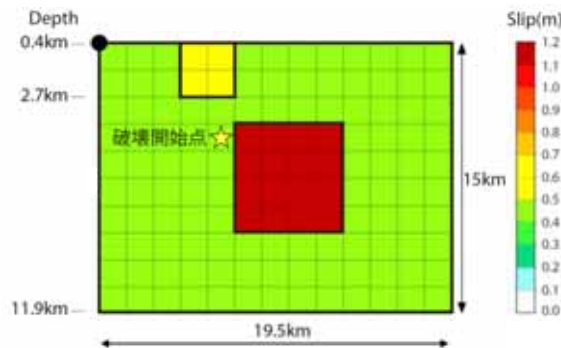
地震発生層以浅と地震発生層内の寄与
田中他 (2017b) より抜粋・加筆

2014長野県北部地震 田中他(2017b)

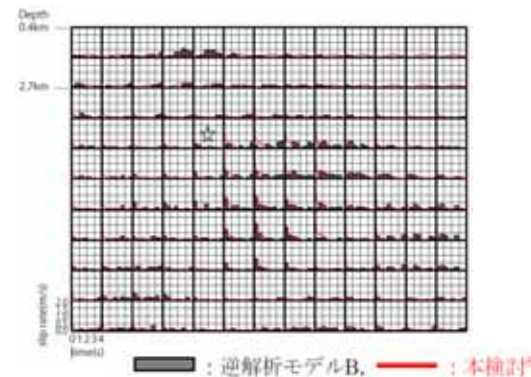
- 2014年長野県北部地震を対象に理論的手法(波数積分法)を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。
- 地震発生層以浅の平均的なすべり速度時間関数として、震源インバージョンの結果から規格化Yoffe関数を設定し、地震発生層以深に強震動レシピによるすべり速度時間関数を適用した評価と組み合わせることで観測記録を良く再現できるとされている。



断層モデルと観測点の位置関係



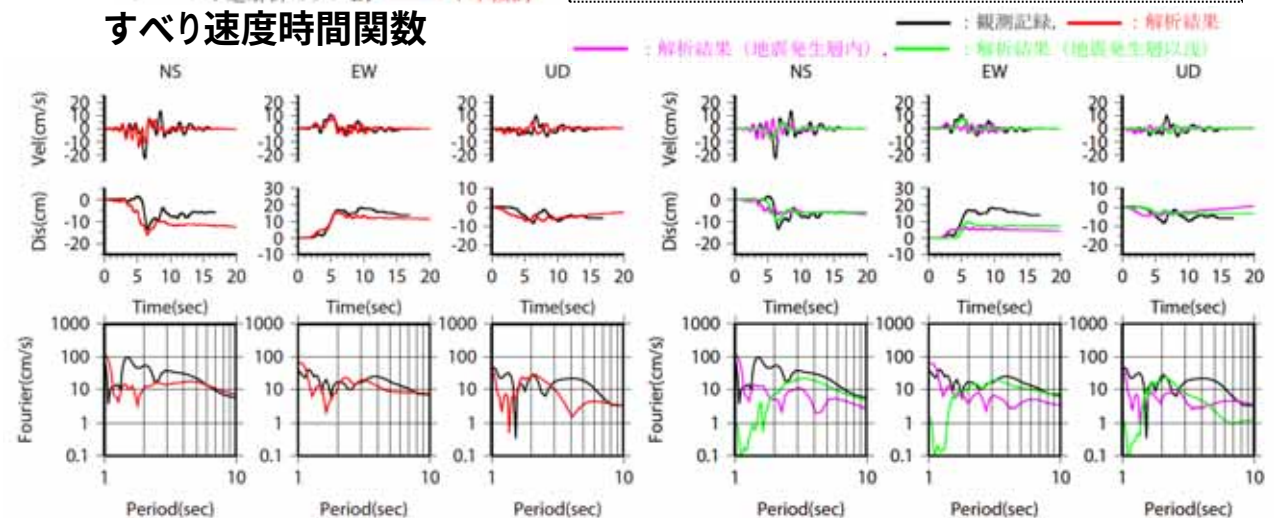
すべり量分布



すべり速度時間関数

<モデル化の考え方>

- 地表地震断層近傍の記録を対象とした震源逆解析結果を収集し、地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数を評価。
- 対象周期は1.25~20秒とし、フリグステップなどによる長周期速度パルスの再現を目的としてモデル化。
- 地震動評価手法は理論的手法(波数積分法)。
- 地震発生層以浅の小断層として、上部2層分(深さ2.7km以浅)を対象としている。



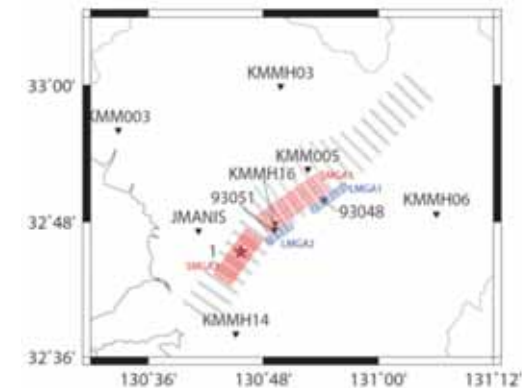
観測記録と解析結果の比較

地震発生層以浅と地震発生層内の寄与

田中他(2017b)より抜粋・加筆

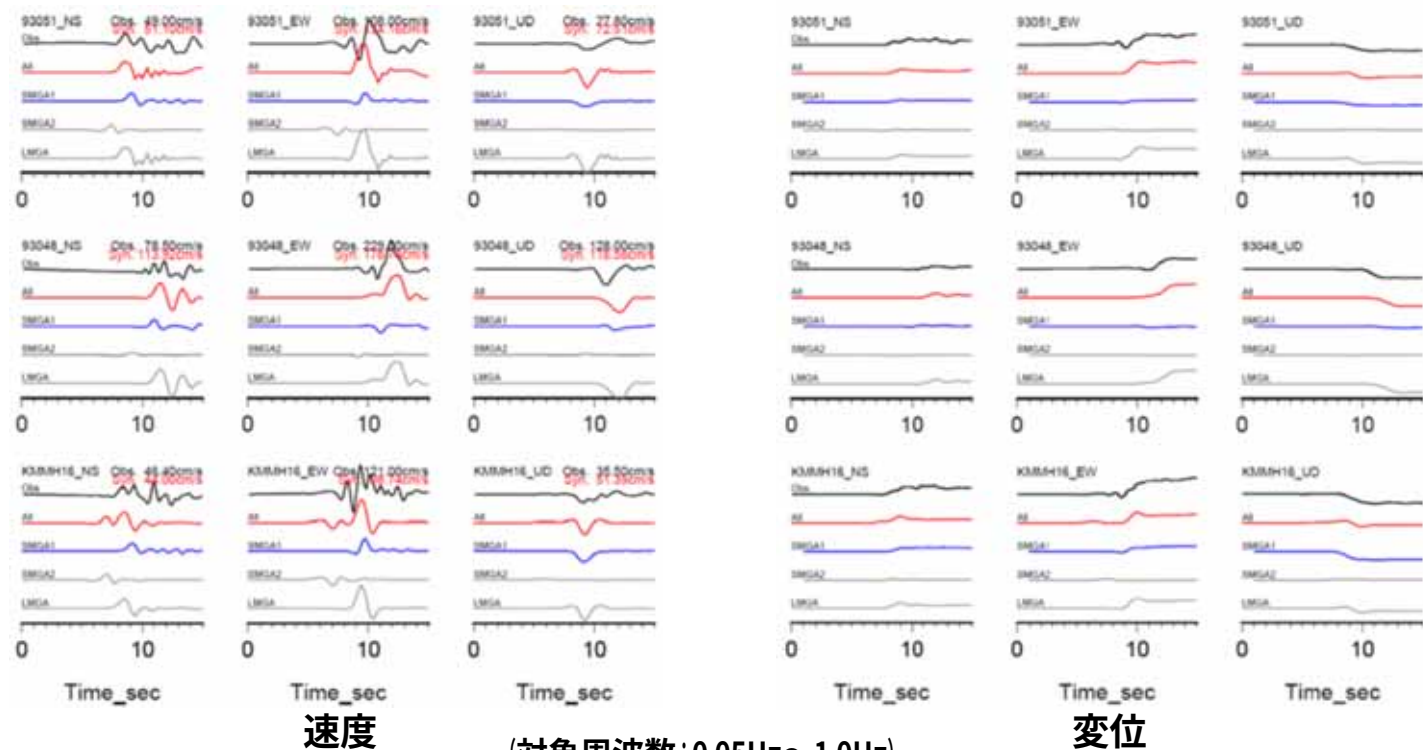
2016年熊本地震 入倉・倉橋 (2017)

- 地表地震断層の近傍域の強震動予測のため、フリング・ステップを有する長周期地震動も含むように従来のSMGAからなる特性化震源モデルが拡張され、拡張特性化震源モデルが提案されている。
- 2016年熊本地震のように地表地震断層が出現するような規模の大きい地殻地震が発生した場合、断層極近傍域においてフリング・ステップを有する長周期地震動が生成される可能性が高く、このような長周期地震動は、地震発生層以浅に長周期地震動生成域 (LMGA) を設定してHisada and Bielak (2003) で開発された理論的地震動評価法を用いて評価可能なことが明らかになったとされている。



LMGA+SMGAモデル
の合成波形と観測記
録の比較

黒: 観測記録
赤: 合成波形
青: SMGA1の寄与
灰: SMGA2の寄与
灰: LMGAの寄与



入倉・倉橋 (2017) より抜粋・加筆

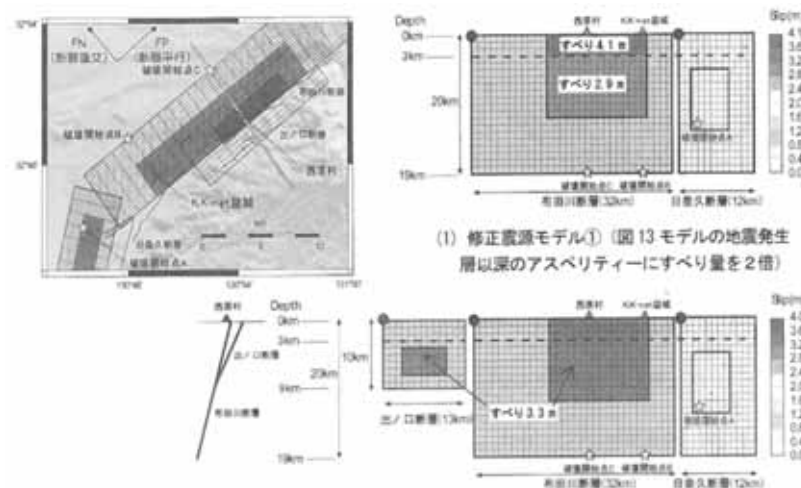
2016年熊本地震 久田・田中 (2017)

- 地表地震断層近傍の断層変位を考慮した修正強震動予測レシピが提案され、KiK-net益城と西原村の強震記録の再現検討が行われている。
- KiK-net益城では観測波と計算波はよく一致するとされ、西原村でも2つの修正震源モデル※により、観測記録が非常に良く再現されていると結論づけられている。

<モデル化の考え方>

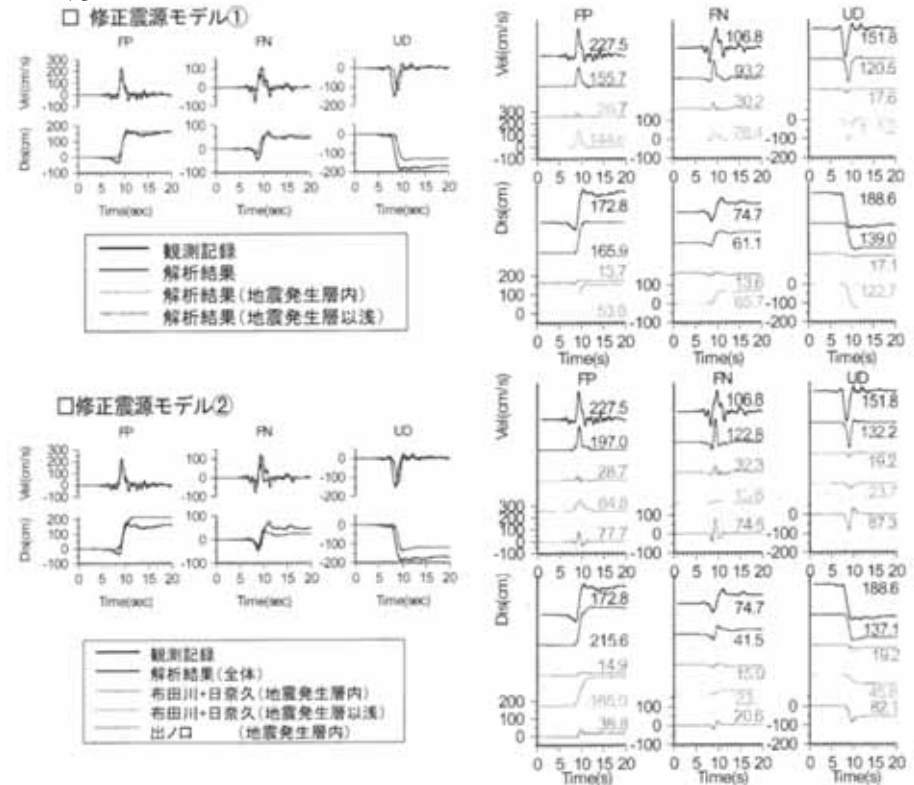
- 地震発生層内では、従来の強震動レシピに準拠した震源断層モデルを設定。
- 地震発生層以浅の大すべり領域は、地震発生層内の強震動生成域と同程度の長さ及びすべり量を持つとしてモデル化。
- その他の背景領域では、地震発生層内の背景領域と同じすべり量を設定。
- すべり速度関数は、地震発生層内は強震動レシピによる中村・宮武関数を、地震発生層以浅は規格化Yoffe関数による滑らかな関数形を採用。
- 地震動評価手法は理論的手法(波数積分法)。
- 地震発生層上端を深さ3kmとしている。

※修正震源モデル①:地震発生層以浅の大すべり領域のすべり量を1.4倍の4.1mに設定し、すべり角を200°から225°に、すべり速度関数も約3割短縮したモデル
修正震源モデル②:出ノ口断層を加え、大すべり領域のすべり量を3.3m、出ノ口断層のすべり角を225°としたモデル



(2) 修正震源モデル② (図13モデルの布田川・日奈久断層に加え、出ノ口断層を追加)

震源逆解析モデルを使用した断層近傍強震動 (益城町と西原村) の再現



二つの修正震源モデルを使用した断層近傍強震動 (西原村) の再現

久田・田中 (2017) より抜粋・加筆

2.4 地震観測記録の再現解析 (その2)

■知見整理の趣旨

地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の再現解析事例を収集し、震源モデルに関する知見を整理した。その2では、地表から深さ数kmの領域における強震動生成域の有無について読み取れる事例を収集した。

文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
Ikutama et al.(2018) [※]	2016年熊本地震	地表から深さ数kmの領域における強震動生成域の有無について読み取れるため。
Dan and Sato (1998)	1979年インペリアルバレー地震	
Dalguer et al. (2001) 釜江・入倉 (2002)	1999年集集地震	
Sadeghi et al. (2013)	2003年バム地震	

※ 「3. 震源モデルの設定法」において、震源パラメータの設定に関する知見として用いている。

■知見整理結果

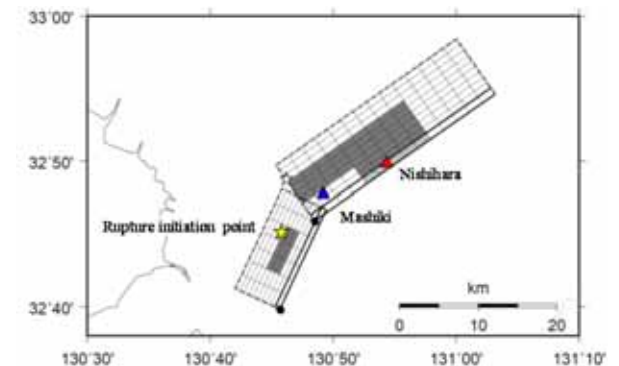
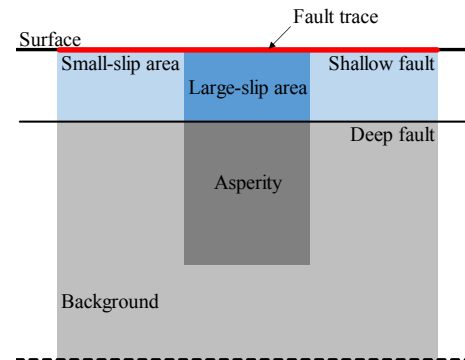
地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の短周期成分も対象に文献を幅広く収集・整理した結果、地表から深さ数kmの領域における短周期の強震動生成を示唆するものは見当たらなかった。

2016年熊本地震 Ikutama et al. (2018)

- 地表地震断層近傍における強震動及び永久変位の評価を行うため、地表面から震源断層までの断層全体を含めたモデルの設定法及び地震動の計算法が提案されている。
- この考え方が2016年熊本地震における地表地震断層近傍の観測記録の再現解析により検証され、観測記録の特徴を良く再現できており、有効であることを確認したとされている。

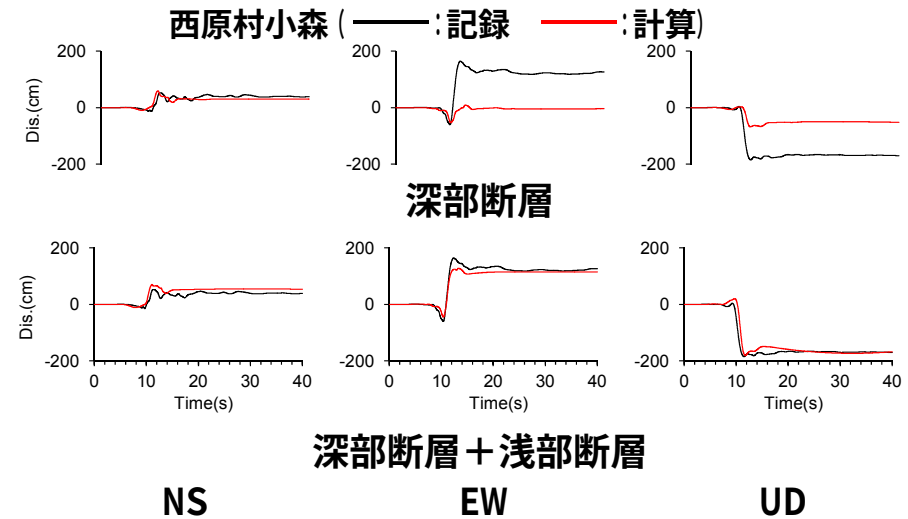
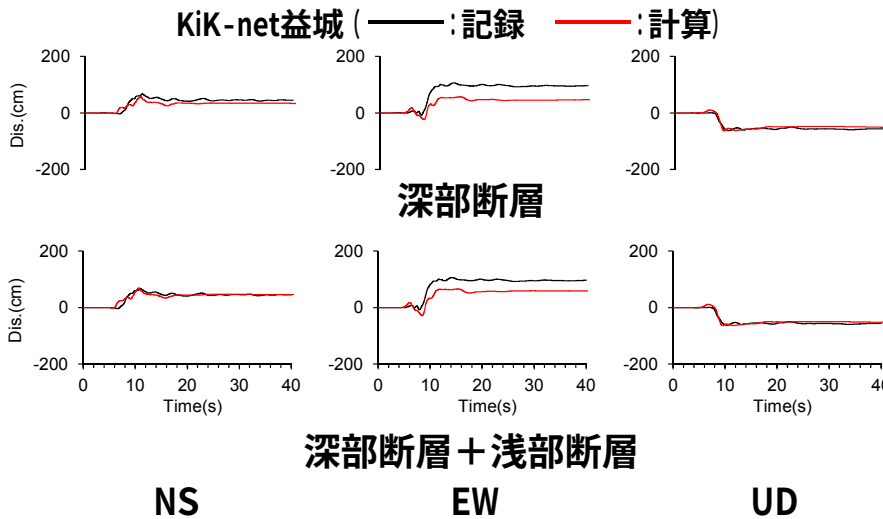
＜モデル化の考え方＞

- 震源断層 (深部断層) は従来の強震動予測レシピ等によりパラメータを設定。
- 地表面から震源断層上端までの領域 (浅部断層) は理論的手法に必要な各種パラメータを設定。
- 地震動評価手法は、深部断層はハイブリッド合成法、浅部断層は理論的手法 (波数積分法) を適用。
- 対象周期は0.2秒以上。
- 2016年熊本地震の再現解析では、小穴他 (2017) の特性化震源モデルに対して深さ2km以浅を浅部断層として付加している。



断層モデル図

断層配置図



Ikutama et al. (2018) より抜粋・加筆

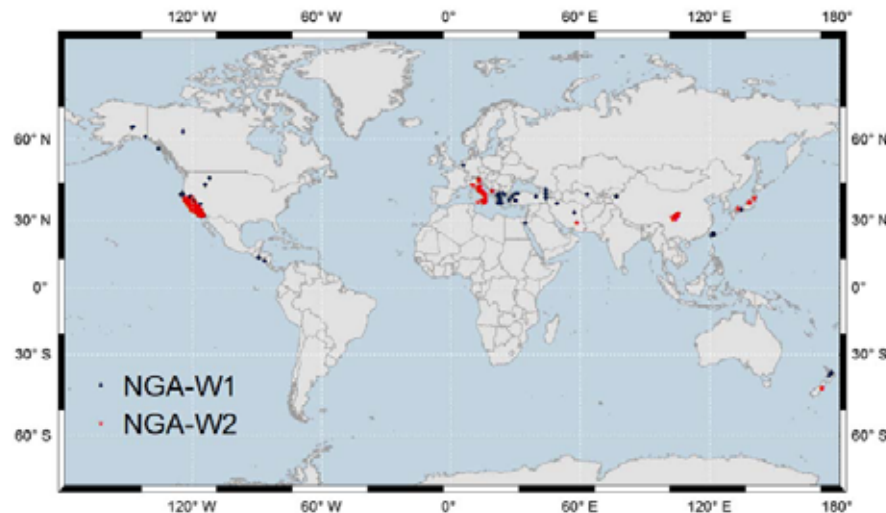
2016年熊本地震以外の検討: 文献の収集(1/2)

○熊本地震以外について、地表地震断層近傍の地震記録を再現解析した文献を海外も含めて収集・整理し、浅い断層からの短周期地震動生成の有無を確認する。確認の手順は下記の通り。

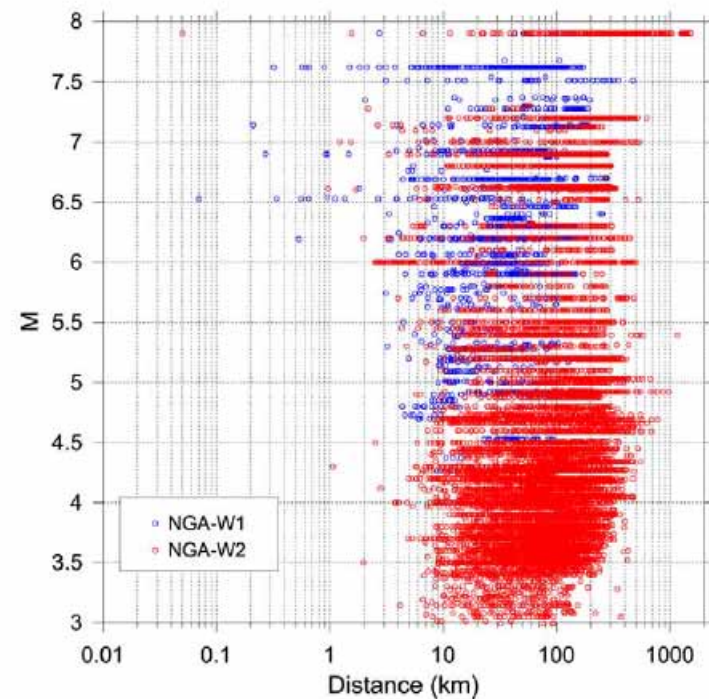
- ① NGA-West2の観測記録データベース (PEER Ground Motion Database) を利用し、断層最短距離 R_{rup} 、地表投影断層最短距離 R_{jb} が2km以内の記録を選定する。
- ② それらの中から、断層が地表まで達していると考えられる地震の記録を選定する。
- ③ 選定した記録の再現解析を通して短周期地震動の生成に関わるパラメータを推定している文献を収集し、浅い断層からの強震動生成の有無を確認する。

○NGA-West2のデータセット

- ・地震規模: $M_w 3.0 \sim 7.9$
- ・震央距離: $0.05 \sim 1533\text{km}$
- ・地震数: 599個
- ・観測点: 21335地点



震央位置



マグニチュードー震源距離の関係

Ancheta et al.(2014)より加筆・修正

2016年熊本地震以外の検討: 文献の収集 (2 / 2)

○NGA-West2データベース (PEER Ground Motion Database) から、断層最短距離Rrup, 地表投影断層最短距離Rjbが2km以内の記録を選定した結果は下表のとおり。

Rjb, Rrupが2km以内の観測点リスト

地震名	年	M	断層タイプ	観測点名	Rjb (km)	Rrup (km)
San Fernando	1971	6.61	Reverse	"Pacoima Dam (upper left abut)"	0.00	1.81
				"Aeropuerto Mexicali"	0.00	0.34
Imperial Valley-06	1979	6.53	strike slip	"Agrarias"	0.00	0.65
				"El Centro - Meloland Geot. Array"	0.07	0.07
				"El Centro Array #6"	0.00	1.35
				"El Centro Array #7"	0.56	0.56
Morgan Hill	1984	6.19	strike slip	"Coyote Lake Dam - Southwest Abutment"	0.18	0.53
Superstition Hills-02	1987	6.54	strike slip	"Parachute Test Site"	0.95	0.95
				"KJMA"	0.94	0.96
Kobe_ Japan	1995	6.9	strike slip	"Kobe University"	0.90	0.92
				"Takarazuka"	0.00	0.27
				"Takatori"	1.46	1.47
Umbria Marche (aftershock 11)_ Italy	1997	4.3	strike slip	"Colfiorito-Casermette"	0.47	1.06
				"TCU052"	0.00	0.66
				"TCU065"	0.57	0.57
				"TCU067"	0.62	0.62
Chi-Chi_ Taiwan	1999	7.62	Reverse Oblique	"TCU068"	0.00	0.32
				"TCU075"	0.89	0.89
				"TCU102"	1.49	1.49
				"TCU129"	1.83	1.83
Duzce_ Turkey	1999	7.14	strike slip	"Lamont 1058"	0.21	0.21
Tottori_ Japan	2000	6.61	strike slip	"TTRH02"	0.83	0.97
Bam_ Iran	2003	6.6	strike slip	"Bam"	0.05	1.70
Darfield_ New Zealand	2010	7	strike slip	"GDLC"	1.22	1.22
				"ROLC"	0.00	1.54
Christchurch_ New Zealand	2011	6.2	Reverse Oblique	"Pages Road Pumping Station"	1.92	1.98

■上記③で収集した文献

Dan and Sato (1998) :

1979年Imperial Valley地震 (観測点: EL07)

Dalguer et al. (2001) :

1999年集集地震 (観測点: TCU052, TCU129)

釜江・入倉 (2002) :

1999年集集地震 (観測点: TCU068)

Sadeghi et al. (2013) :

2003年イランBam地震 (観測点: Bam)

黄色網掛け:

上記③の文献で用いられている観測点

1979年Imperial Valley地震: Dan and Sato (1998) (1/2)

- 1979年Imperial Valley地震の断層近傍15地点を対象に、経験的グリーン関数法により観測波の再現が行われている。再現計算は、要素地震の震源パラメータが異なるケースA～Dが対象とされている。
- 震源モデルはArchuleta (1984) が用いられており、震源モデルの上端は0.98kmとなっている。応力降下量については、Archuleta (1984) のすべり速度等から独自に算定し、最上層の応力降下量は2bar～6bar (0.2MPa～0.6MPa) と求められている。
- 対象周波数: 0.17Hz～23Hz

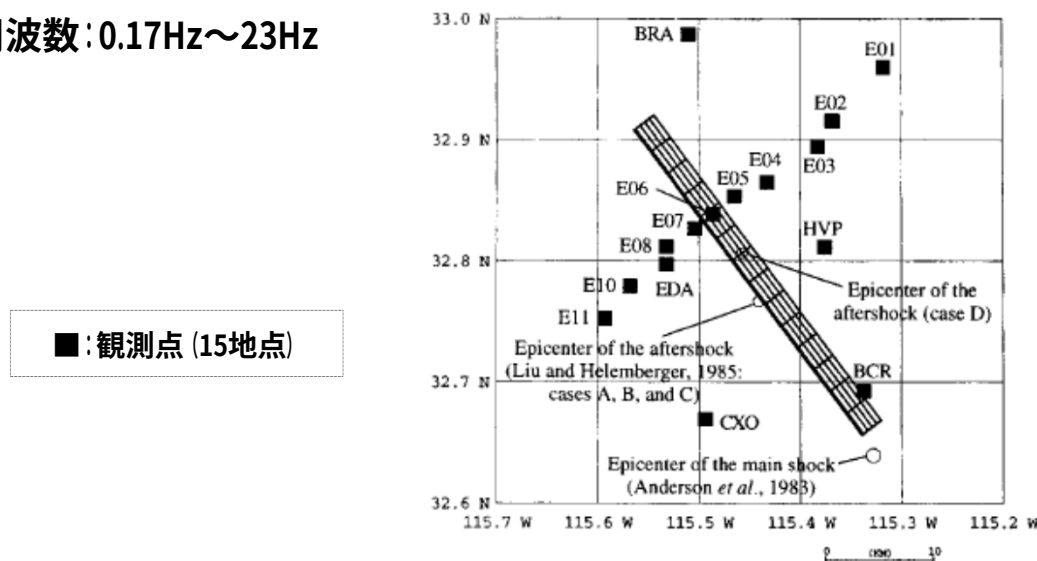


TABLE 1 MEDIUM AT THE SUB-FAULTS.

	layer	depth	density ρ_{pq}	velocity β_{pq}
		[km]	[gram/cm ³]	[km/s]
top	q=1	0.98 ~	3.94	2.1
	2	3.94 ~	6.89	2.5
	3	6.89 ~	9.85	2.7
bottom	4	9.85 ~	12.8	2.8

Fig. 1. The faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake by Archuleta (1984), the epicenter of the aftershock used as Green's function, and the locations of the 15 recording stations. The strike direction of the fault is N323E, the dip angle is 80 degree toward N053E, the fault length is 35 km, the fault width is 13 km, and the total seismic moment is 2.7×10^{24} dyne-cm. The sub-fault is 2.5 km in length and 3 km in width, and the shallowest segments 1 km wide of the main shock have no radiation of the seismic waves.

TABLE 5 EFFECTIVE STRESSES σ_{pq} [bar] CALCULATED FROM THE MAXIMUM SLIP VELOCITIES V_{pq}

		south													north	
		p=1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
最上層の応力降下量 (bar) →	top	q=1	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	4.0	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	
		2	27.1	19.4	11.6	11.6	11.6	11.6	15.5	15.5	15.5	15.5	19.4	23.3	19.4	7.8
		3	35.6	31.2	26.7	22.3	26.7	26.7	31.2	31.2	31.2	22.3	31.2	44.6	31.2	8.9
bottom		4	21.3	21.3	21.3	21.3	21.3	21.3	31.9	42.6	37.2	21.3	31.9	47.9	37.2	10.6

Dan and Sato (1998) より抜粋・加筆

1979年Imperial Valley地震: Dan and Sato (1998) (2/2)

- 地震動を計算した結果, 断層から遠いE03観測点やE10観測点では概ね地震動が再現できた一方で, 断層から近いE05観測点やE07観測点では短周期成分が過大評価となったとされている。

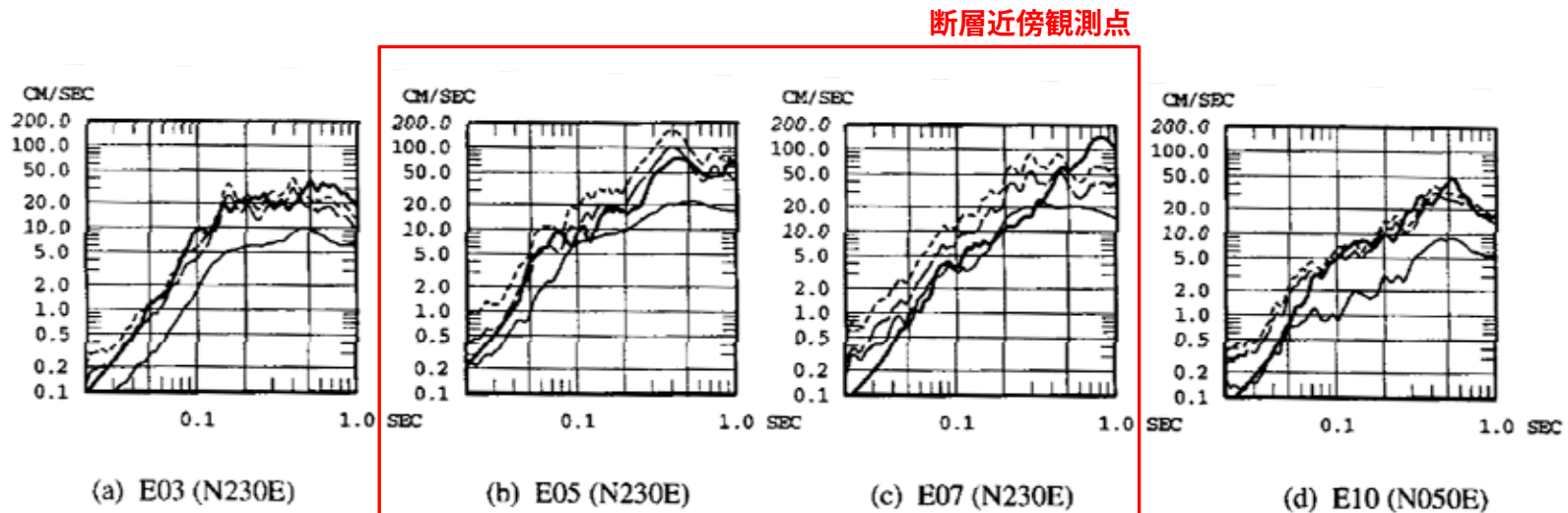


Fig. 5. Velocity response spectra with a damping factor of 5 % for the records of the aftershock indicated by the thin lines, for the records of the main shock by the thick lines, for the synthesized motions based on case A by the dotted lines, and for the synthesized motions based on case D by the broken lines.

細線: 余震記録
太線: 本震記録
点線: ケースAの要素地震による計算結果
破線: ケースDの要素地震による計算結果

1999年集集地震: Dalguer et al. (2001) (1/2)

- 1999年集集地震における地表断層近傍の観測点を含む6観測点を対象に、個別要素法による観測波の再現が行われている。
- 断層モデルは、2次元動力学的断層を北部と南部の2つが設定され、両断層モデルともに深さ4km以浅の表層の応力降下量は0MPaとされている。
- 対象周波数: 0.5Hz~2Hz

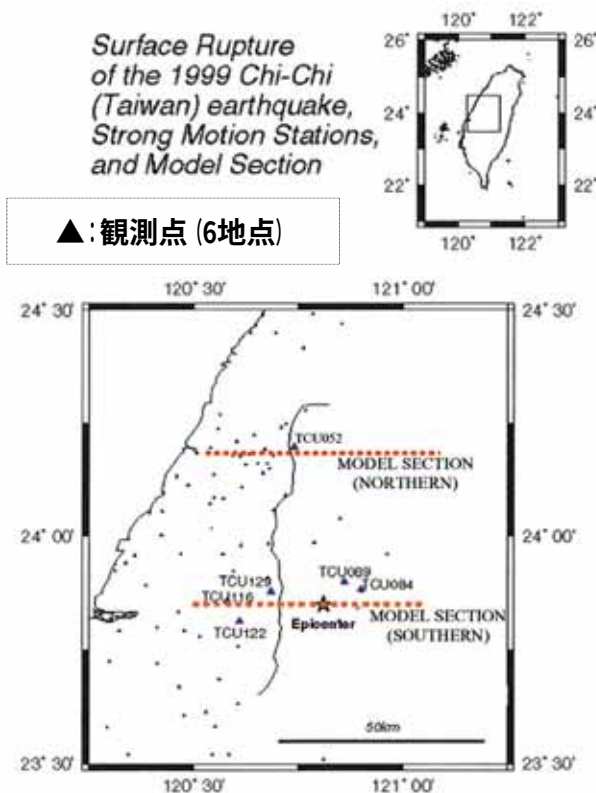


Figure 1. Location of the surface rupture of the Chelongpu fault; stations records used for comparison and sections of the northern and southern model.

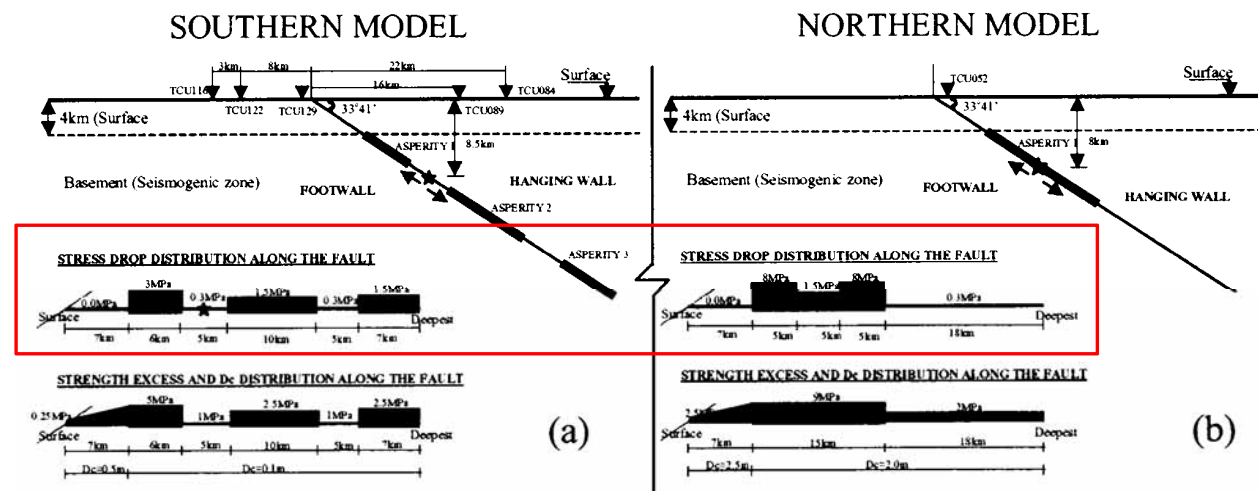


Figure 7. Fault models and parameters distribution used for the dynamic simulation: (a) southern model, (b) northern model.

(赤枠は、設定したアスペリティの応力降下量の値を断層幅方向に沿って示したもの)

1999年集集地震: Dalguer et al. (2001) (2/2)

○地震動を計算した結果、永久変位や観測記録の変位波形、速度波形が概ね再現できたとされている。

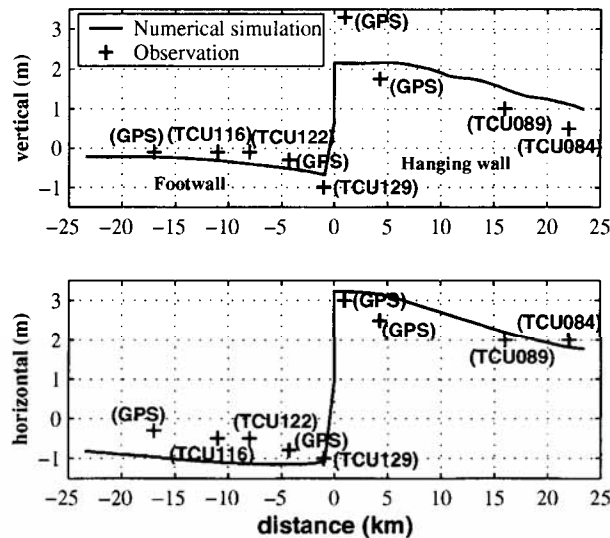


Figure 14. Comparison between the numerical simulation and the observations (GPS data and stations records) of the final displacements along the surface near the epicentral area (southern model).

震央付近の地表永久変位 (南部)

右図(a): 観測点TCU084
 右図(b): 観測点TCU089
 右図(c): 観測点TCU129
 右図(d): 観測点TCU122
 右図(e): 観測点TCU116
 右図(f): 観測点TCU052

各図において上から
 変位波形 (UD)
 変位波形 (EW)
 速度波形 (UD)
 速度波形 (EW)
 速度波形 (UD) 0.5~1.0Hz
 速度波形 (EW) 0.5~1.0Hz

細線: 観測
 太線: 計算

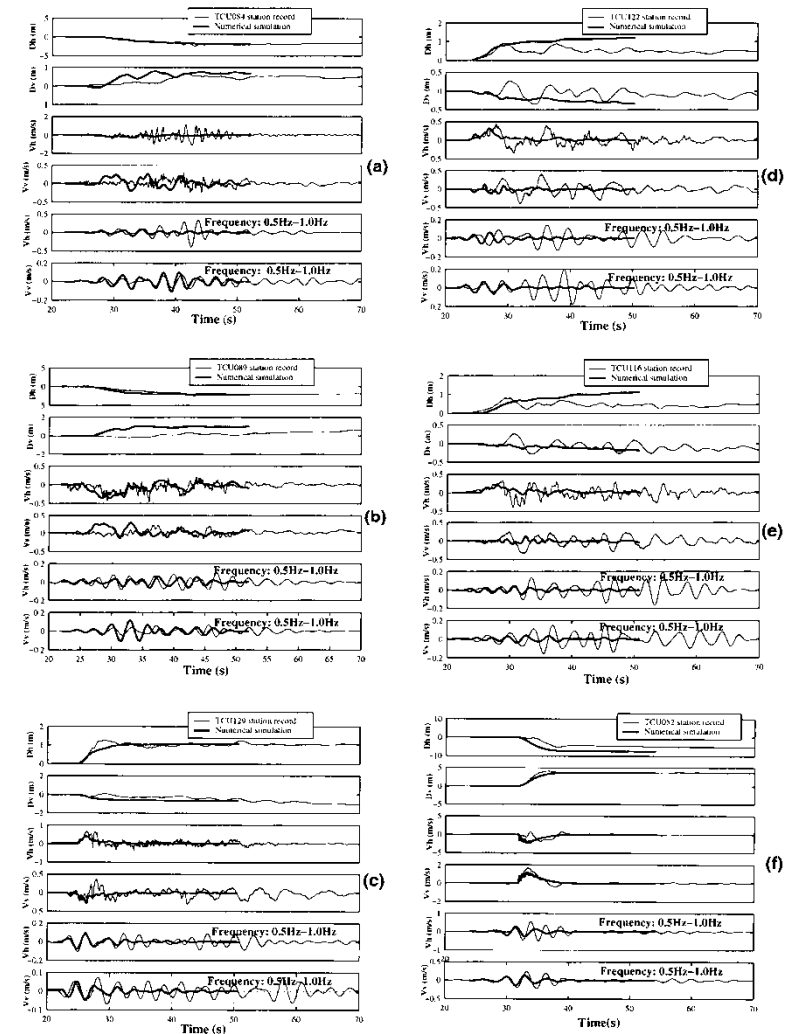


Figure 15. Comparison of the numerical simulation with stations records of horizontal (E-W) and vertical component of displacement, velocity, and velocity in frequency range of 0.5-1.0 Hz: (a) for TCU084 station, (b) for TCU089 station, (c) for TCU129 station, (d) for TCU122 station, (e) for TCU116 station, (f) TCU052 station. Dh and Dv are the horizontal (east-west) and vertical components, respectively, and Vh and Vv are the horizontal (east-west) and vertical component of velocity ground motion, respectively.

各観測点における変位波形, 速度波形
 Dalguer et al. (2001) より抜粋・加筆

1999年集集地震： 釜江・入倉 (2002) (1/2)

- 1999年集集地震における地表断層近傍の観測点を含む7観測点を対象に、ハイブリッド法(統計的グリーン関数法と波数積分法)による観測波の再現が行われている。
- 震源断層モデルについては、既往のインバージョン解析結果を参考に3つのアスペリティが設定され、震源北部の第3アスペリティについては、Dalguer et al.(2000)を参考に浅部4kmの部分については高周波地震動(1Hz以上)は生成されないと仮定されている。
- 対象周波数：－(1秒以下は統計的グリーン関数法により評価するとされている。)

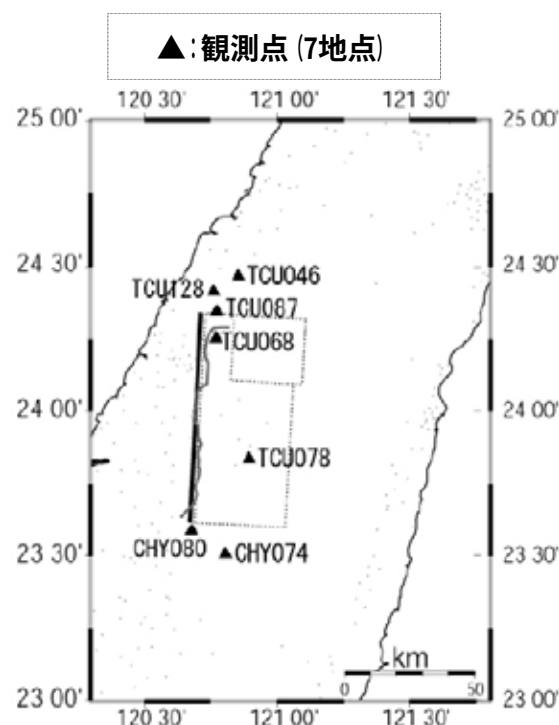


Fig. 5. Map showing strong motion stations, surface ruptures and the epicenter of the mainshock for the Chi-Chi earthquake

右図：
 ・既往のインバージョン結果(カラーコンター)と設定した3つのアスペリティ
 ・第3アスペリティ中の破線は浅部4kmを示す

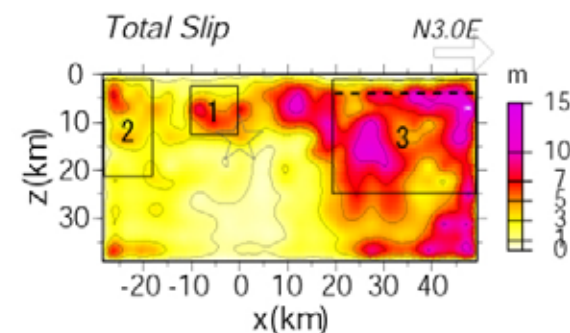


Fig. 6. Source model consisting of three asperities estimated from forward modeling for the Chi-Chi earthquake. Our model (rectangles) is superimposed on the inverted model by Iwata and Sekiguchi (2000)

Table 2: Source parameters for three asperities of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake

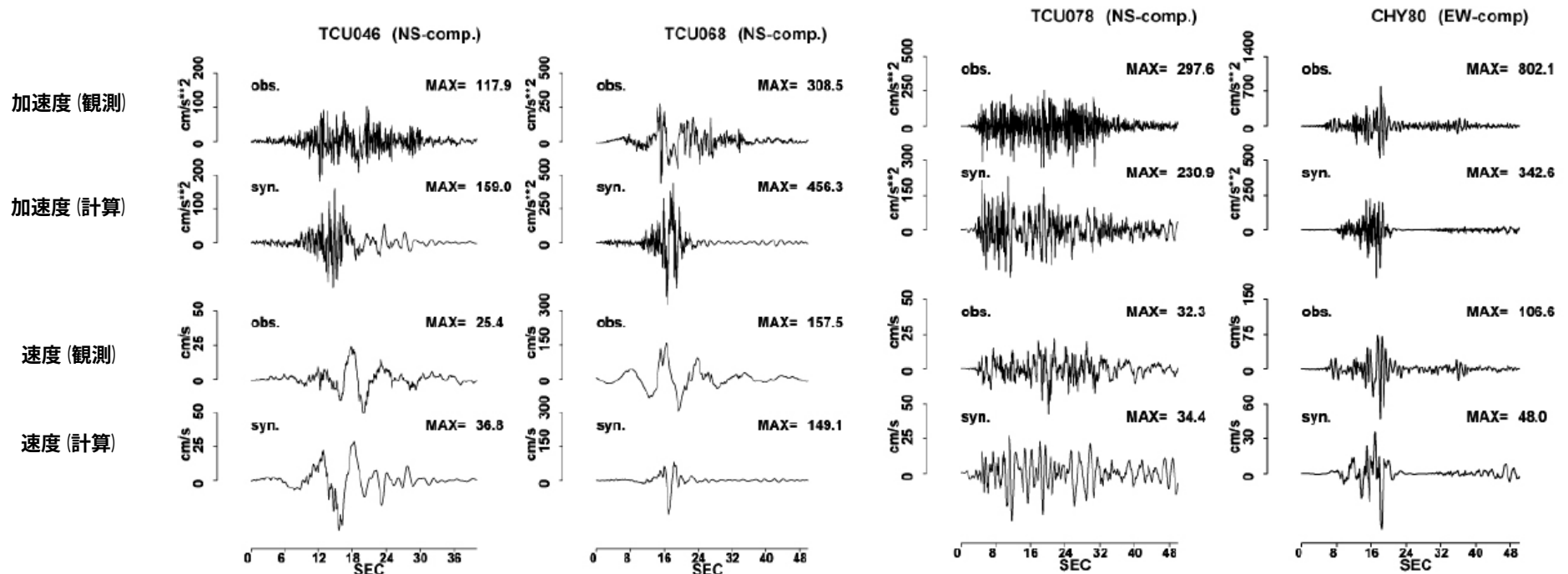
Asperity	M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$)	$L \times W$ ($\text{km} \times \text{km}$)	$\Delta \sigma$ (Mp)	V_R (km/s)	Depth of Top (km)
No. 1	4.10×10^{18}	10×10	100	2	3
No. 2	6.88×10^{18}	10×20	100	2	3
No. 3	7.68×10^{19}	30×24	100	2	3

右表： 設定した3つのアスペリティの諸元。

釜江・入倉 (2002) より抜粋・加筆

1999年集集地震：釜江・入倉(2002) (2/2)

- 地震動を計算した結果、震源北部の観測点については浅部4kmの部分からは高周波地震動が生成されないと仮定したことにより、加速度波形の振幅が小さくなり観測記録と整合する結果となったとされている。また、このことは将来の地震動予測にとっても非常に大きな示唆を与えるとされている。
- 地表地震断層近傍のTCU068(石岡)については、観測記録との一致度は悪く、地表近くのすべり速度時間関数を考慮した評価が必要であるとされている。

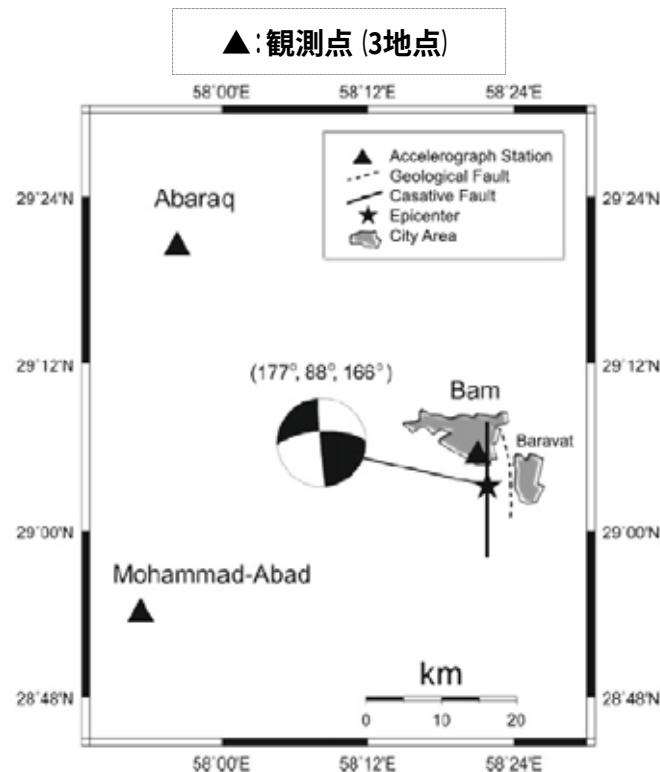


各観測点 (TCU046, TCU068, TCU078, CHY80) における加速度波形, 速度波形

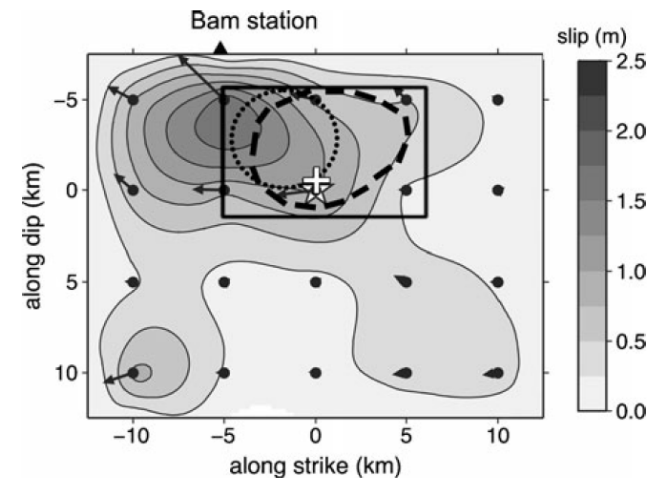
釜江・入倉(2002)より抜粋・加筆

2003年Bam地震: Sadeghi et al. (2013) (1/2)

- 2003年イランBam地震における地表地震断層近傍のBam観測点を含む3観測点を対象に、経験的グリーン関数法により観測波の再現が行われている。
- 震源断層モデルについては、既往のインバージョン解析結果を参考にSMGA (強震動生成域) のみ設定されている。SMGAの上端深さは2kmとなっている。
- 対象周波数: 観測点Abaraq, Mohammad-Abad 0.5Hz~10Hz, Bam 0.5Hz~5Hz



断層位置及び観測点位置



既往のインバージョン結果 (コンター) と設定したSMGA (実線)

Sadeghi et al. (2013) より抜粋・加筆

2003年Bam地震: Sadeghi et al. (2013) (2/2)

○地震動を計算した結果, Bam観測点を含め観測記録が概ね再現できたとされている。

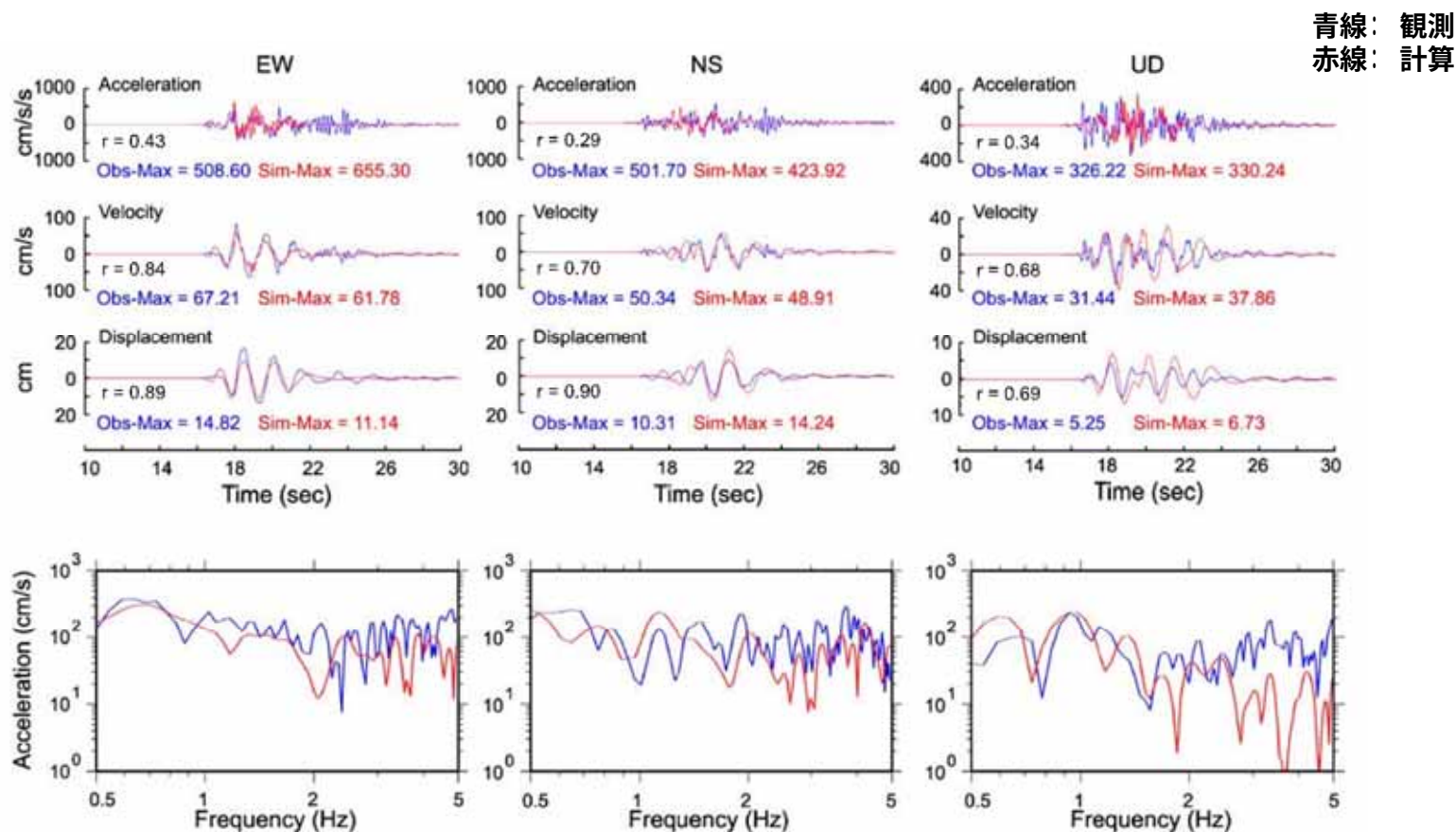


Fig. 10 Comparison of the observed (blue) and simulated (red) waveforms and the Fourier amplitude spectra of acceleration at the Bam station. Seismograms are band-pass filtered between 0.5 and 5.0 Hz

地表地震断層近傍のBam観測点における評価結果
(上:時刻歴波形, 下:加速度フーリエスペクトル)

Sadeghi et al. (2013) より抜粋・加筆

2.5 震源極近傍における被害分析

■知見整理の趣旨

揺れによる被害と断層くい違いの影響による被害が区別されている知見を整理し、震源極近傍における被害の特徴を整理した。

文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
久田 (2004)	1999年集集地震	震源近傍における被害分布について、断層変位によるものと揺れによるものを区分して整理されているため。
久田他 (2012)	2011年福島県浜通り地震	
石川・久田 (2017)	2014年長野県北部地震	
Hisada et al. (2017)	2016年熊本地震	

■知見整理結果

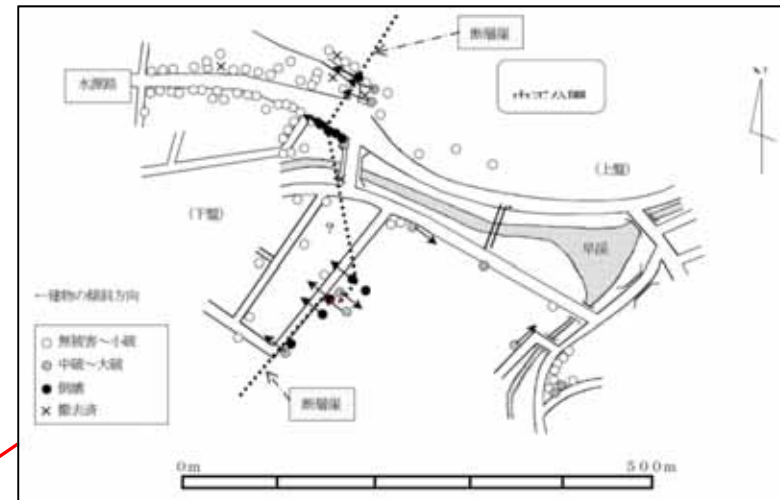
地表地震断層を伴う地震における断層近傍の建物の被害について、久田 (2004) , 久田他 (2012) 等では、断層変位に起因する被害は見られるものの、強震動に起因する被害は小さいとする分析結果が示されている。

1999年台湾集集地震 久田 (2004)

- 1999年台湾集集地震における地表地震断層と交差する道路沿いで建物の全数被害調査が実施されている。
- 調査から、被害はほぼ断層運動に起因しており、震動による被害は非常に小さいことが明らかになったとされている。



1999年集集地震の震源断層と全数調査位置



豊原市・中正公園付近



地表断層直上のRC造建物 (傾斜による被害)
豊原市中正公園付近の建物

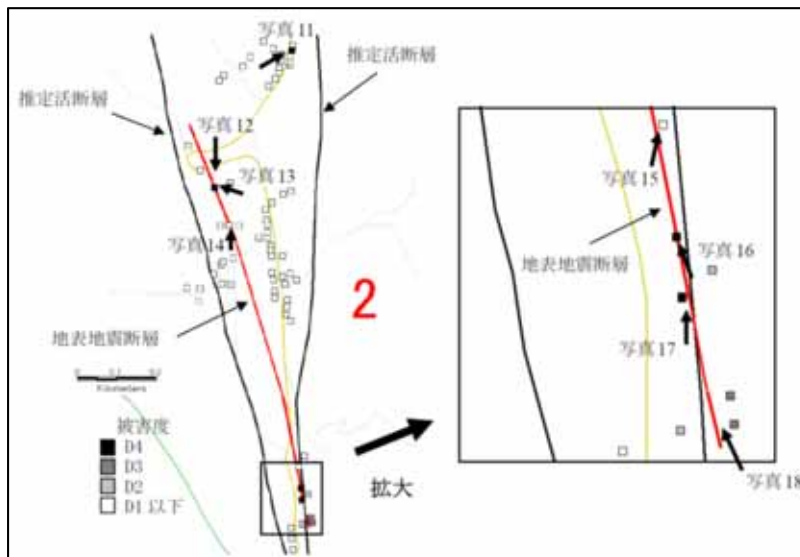
久田 (2004) より抜粋・加筆

2011年福島県浜通り地震 久田他 (2012)

- 2011年福島県浜通り地震 (Mj7.0) の地震動レベルや地表断層の極近傍における建物被害の特徴が整理されている。
- 甚大な建物の被害は、地表地震断層の直上による地盤変状 (断層すべりや地盤傾斜) に起因し、強震動による甚大な被害は殆ど無く、断層の近傍で推定される震度も5強から6弱程度であることが分かったとされている。
- また、地表地震断層の直上の建物では、最大で80cmにも達する断層すべり変位の影響により、大きな変形や傾斜による被害が生じたが、耐震性に劣る1棟の寺院の山門を除き、倒壊した建物は無かったとされている。



福島県浜通り地震による地表地震断層と断層の近傍での悉皆調査地点



鉄骨造体育館と地表地震断層(D4)



木造建物(D4, 直下の地表断層で傾斜)

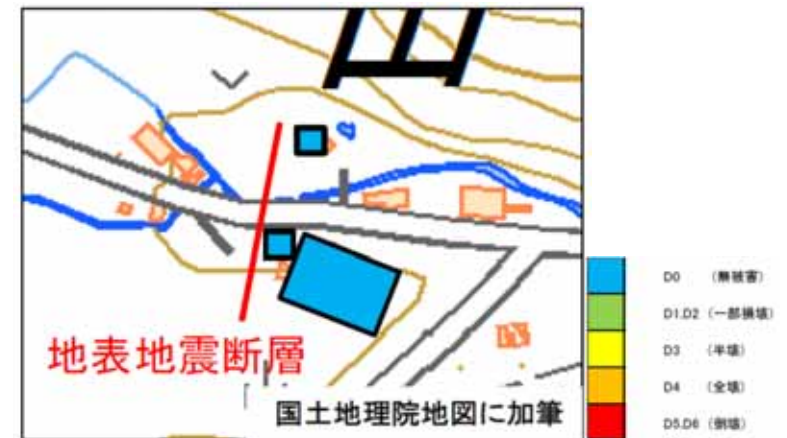
久田他 (2012) より抜粋・加筆

2014年長野県北部の地震 石川・久田 (2017)

- 2014年長野県北部の地震 (Mj6.7) 発生後、地表地震断層の近傍で建物被害調査が実施されている。
- 明瞭な地表地震断層が出現した大出地区や城山地区では、断層の直上の建物には断層ズレに起因する基礎への被害 (破壊やクラック) や建物傾斜が見られたが、断層直上以外ではほとんど被害は確認されず、強い地震動は生じなかったと推定されたとされている。



被害調査範囲と地表地震断層位置



城山地区における地表地震断層位置



城山地区における地表地震断層
(断層を実線で記載)

石川・久田 (2017) より抜粋

2016年熊本地震 Hisada et al. (2017)

- 2016年熊本地震における地表地震断層の近傍（南阿蘇村，下陳，高木）を中心に，建物被害調査が実施されている。
- 下陳地区の地盤条件は良好と考えられており，全半壊したのは断層直上に位置する非常に古い木造住宅で，強震動による被害というよりも断層ずれに伴う地盤変状による強制変形による被害であったとされている。
- 2000年以降の新しい建物は，べた基礎や上部構造の高い耐震性能，軽い屋根等の効果と併せて，地表地震断層の直上でもほぼ例外なく軽微な被害であったとされている。

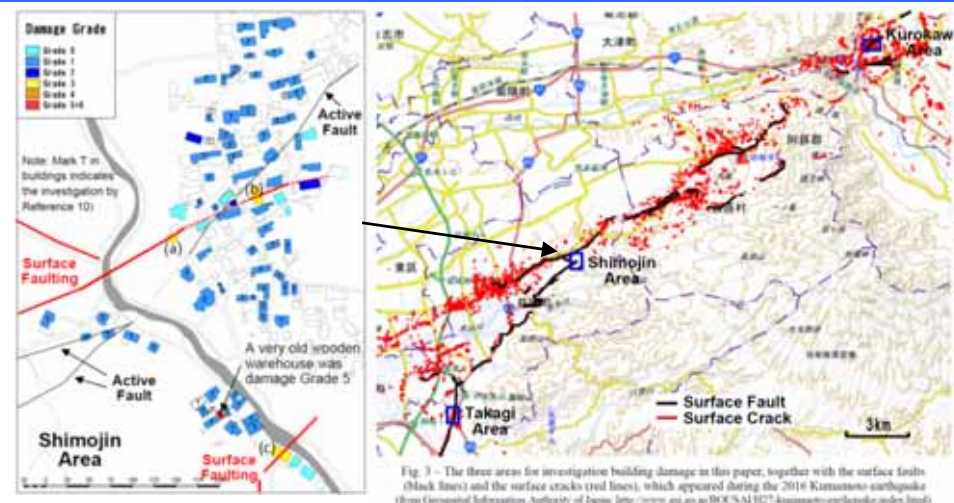


Fig.6 – Building damage on the surface faults in the Shimojin area (see the locations of buildings in Fig.2(b))¹⁰⁾

Hisada et al. (2017) より抜粋・加筆

2章のまとめ (1 / 2)

2.1 断層浅部のすべりの特徴

- ・ C.H.ショルツ (2010) によると、成熟した断層の浅部では、断層ガウジが存在することや2～4kmの深さで地震活動のカットオフが観測されることから、すべり安定 (応力降下は生じない) となる領域の存在が指摘されている。
- ・ 地震動の短周期成分は応力降下量に比例することから、上記指摘を踏まえると、一定の深さより浅い部分では短周期地震動は励起されにくいと考えられる。

2.2 震源極近傍における地震動の特徴

- ・ 理論地震動研究会 (1994) の理論的検討から、震源極近傍では近地項や中間項の影響が顕著になる。
- ・ Hisada and Bielak (2003) によると、地震動に関する理論的検討から、断層の極近傍では近地項や中間項の寄与による長周期パルス・永久変位が断層平行方向に現れるとされている。
- ・ このような震源極近傍における地震動の特徴は、1992年ランダース地震や2016年熊本地震における地表地震断層の近傍観測点の地震観測記録に現れている。

2.3 深部と浅部におけるすべりの比較

- ・ Kagawa et al. (2004) によると、深いアスペリティのすべり速度は浅いアスペリティの2倍程度とされている。
- ・ 引間他 (2015) によると、2014年長野県北部地震について、深部では短周期の地震動を多く放出し、浅部では最終すべり量は大きかったものの、強震動の生成は相対的に小さかったと考えられるとされている。
- ・ 2016年熊本地震のすべり速度時間関数について、Kubo et al. (2016) , 引間 (2016) 及びAsano and Iwata (2016) では、いずれも深部は立ち上がりが鋭く最大速度が大きいKostrov型、浅部は幅広で最大速度が小さい形状になっており整合的である。

2章のまとめ (2 / 2)

2.4 地震観測記録の再現解析

その1 (地震発生層以浅の影響)

- ・ 1992年ランダース地震, 1999年集集地震, 2014年長野県北部地震等の地震観測記録の再現解析について, 金田他 (2017), 田中他 (2017a) 等では, いずれも地震発生層以浅の領域に対してなだらかな形状を持ったすべり速度時間関数を適用し, 理論的手法で評価することで, 地表地震断層近傍における地震動の特徴が概ね再現されており整合的である。
- ・ 2016年熊本地震の地震観測記録の再現解析について, 入倉・倉橋 (2017), 久田・田中 (2017) では, いずれも従来のSMGAモデルや強震動予測レシピによるモデルに加えて, 地震発生層以浅の領域を理論的手法で評価することで, 地表地震断層近傍における地震動の特徴が概ね再現されており整合的である。

その2 (浅部における強震動生成の有無)

地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の短周期成分も対象に再現解析が実施された文献を幅広く収集・整理した結果, 地表から深さ数kmの領域における短周期の強震動生成を示唆するものは見当たらなかった。

2.5 震源極近傍における被害分析

地表地震断層を伴う地震における断層近傍の建物の被害について, 久田 (2004), 久田他 (2012) 等では, 断層変位に起因する被害は見られるものの, 強震動に起因する被害は小さいとする分析結果が示されている。

目次

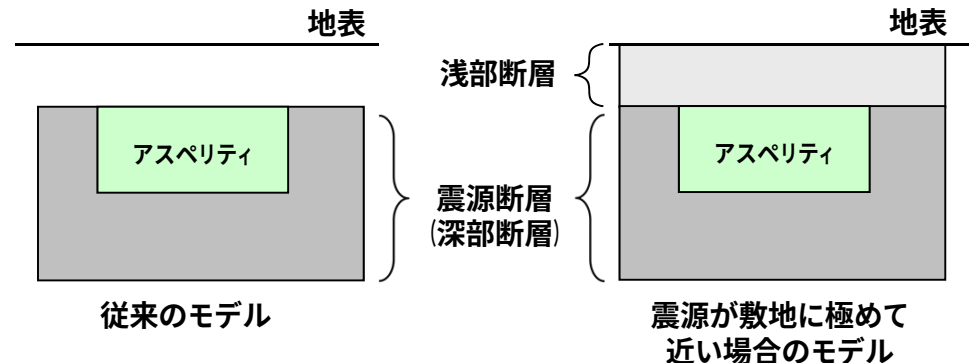
- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

震源モデルの設定と地震動評価の方針

- 「2. 知見の整理」を踏まえ、震源が敷地に極めて近い場合の震源モデルの設定については、従来の震源断層（深部断層）に対して、震源断層上端から地表面まで（浅部断層）の領域を付加し、下記の方針で行う。

■ 2. 知見の整理

- 2.1 断層浅部のすべりの特徴
- 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
- 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
- 2.4 地震観測記録の再現解析（その1）（その2）
- 2.5 震源極近傍における被害分析



領域	震源モデル設定方針		計算手法
浅部断層	短周期 (SGF※1, EGF※2の対象とする帯域)	長周期 (理論的手法の対象とする帯域)	・左記方針に基づき、長周期成分を対象に理論的手法を用いて計算を行う。 ・2.2節, 2.4節より、近地項, 中間項の影響を考慮でき、また地表地震断層近傍でも精度よく計算できる波数積分法を用いる。
	・2.1節, 2.4節（その2）, 2.5節より、浅部断層から放出される短周期成分は大きくないと考えられることから、応力降下を伴うモデル化は行わない。 ・従ってSGF, EGFの評価対象外とする。	・2.3節, 2.4節（その1）より、浅部断層からは長周期成分が多く放出されたと考えられる。 ・そこで、2.3節, 2.4節（その2）に基づき、長周期成分を理論的手法で計算する際に必要なすべり速度時間関数等の設定を行う。	
深部断層	強震動予測レシピを参考にパラメータ設定を行う。		・SGF（又はEGF）と波数積分法のハイブリッド合成法を用いる。 ・SGFの計算では、近地項, 中間項の影響を確認し、過小評価とならないように配慮する。

※1 統計的グリーン関数法, ※2 経験的グリーン関数法

深部断層の設定 (概念)

- 強震動予測レシピ等を参考にパラメータを設定する。



断層モデル図
(深部断層)

浅部断層の設定 (概念)

- 理論的手法で地震動を評価する上で必要な下記のパラメータを設定する。
 - ①すべり量 ②すべり速度時間関数 ③最大すべり速度 ④ライズタイム
- 浅部断層は、深部断層のアスぺリティ部分と背景領域部分にそれぞれ対応するすべりとして、深部断層アスぺリティ直上部分に浅部断層大すべり域、深部断層背景領域直上部分に浅部断層小すべり域を設定してモデル化する。



断層モデル図
(深部断層 + 浅部断層)

浅部断層の設定 (①すべり量)

○大すべり域, 小すべり域のすべり量については, 以下のように設定する。

大すべり域のすべり量 $D_{large(浅)}$ (a~cから適切に選択)

- a. 地質調査結果のすべり量
各種地質調査結果から, 1回あたりの変位量が得られている場合はその値を用いる。
- b. 松田 (1975) による設定
松田式によりすべり量を設定する。
$$\begin{cases} \log L = 0.6M - 2.9 \\ \log D = 0.6M - 4.0 \end{cases}$$
- c. 松島他 (2010) を参考
地表で観測された最大変位量と震源断層で求まっている平均すべり量の関係が長大断層で2~3倍であるとの知見から, 深部断層のアスペリティ部分のすべり量を1~1.5倍した値とする。

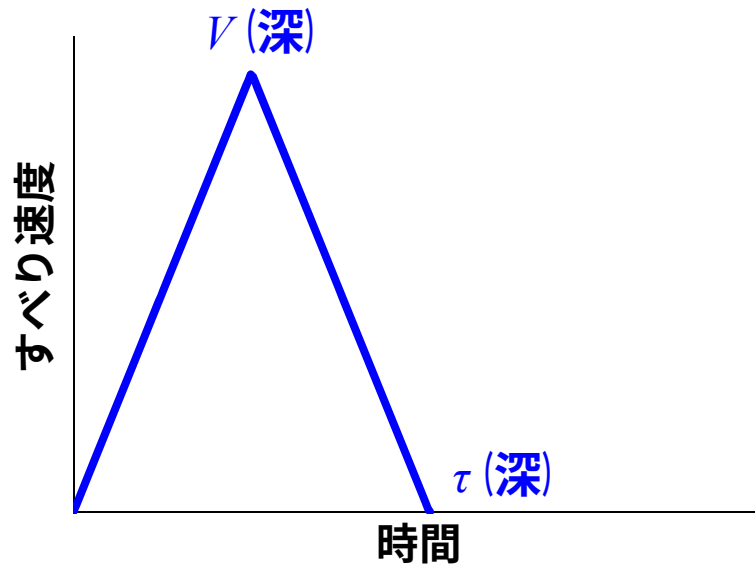
小すべり域のすべり量 $D_{small(浅)}$

大すべり域のすべり量 $D_{large(浅)}$ に, 深部断層のアスペリティのすべり量 $D_{a(深)}$ と背景領域のすべり量 $D_{b(深)}$ の比を考慮して設定

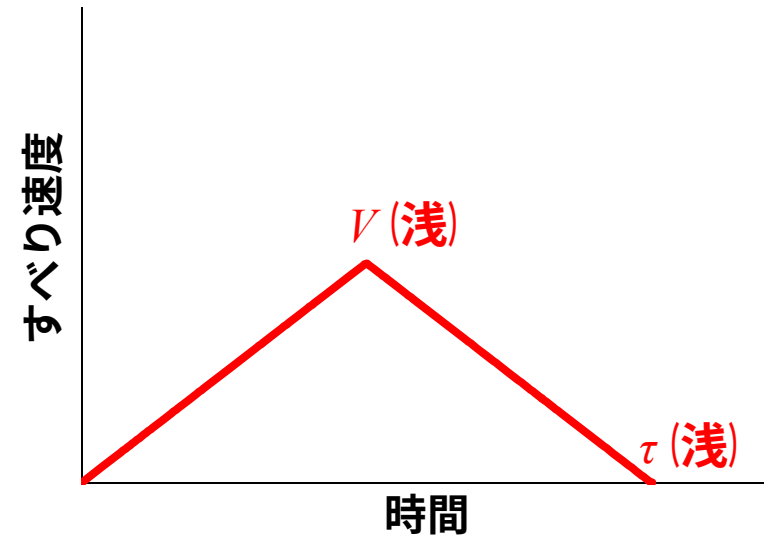
$$D_{small(浅)} = D_{large(浅)} \frac{D_{b(深)}}{D_{a(深)}}$$

浅部断層の設定 (②すべり速度時間関数)

- 浅部断層に対するすべり速度時間関数については、深部断層に対する理論計算で用いるすべり速度時間関数と同じ関数型を用いることとするが、すべり量や最大すべり速度については浅部断層固有の値を設定する。
- 深部断層のすべり速度時間関数として三角形関数を用いることとする。



深部断層のすべり速度時間関数の例



浅部断層のすべり速度時間関数の例

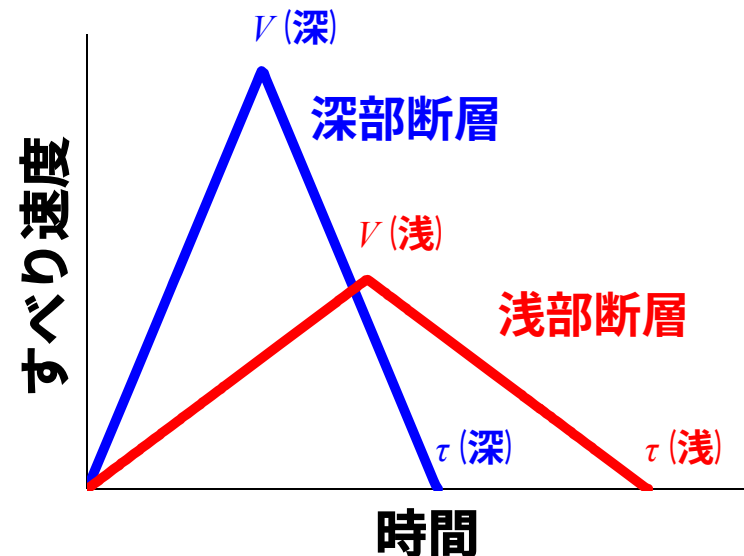
浅部断層の設定 (③最大すべり速度, ④ライズタイム)

○最大すべり速度

- Kagawa et al. (2004) を参考として、浅部断層の大すべり域の最大すべり速度は、深部断層のアスペリティの最大すべり速度の半分とする。
- 浅部断層の小すべり域の最大すべり速度についても深部断層の背景領域の最大すべり速度の半分とする。
- 深部断層のアスペリティ及び背景領域の最大すべり速度は、それぞれのすべり量の2倍をライズタイムで割ることで求める。この時のライズタイムはSomerville et al. (1999) に基づき設定する。

○ライズタイム

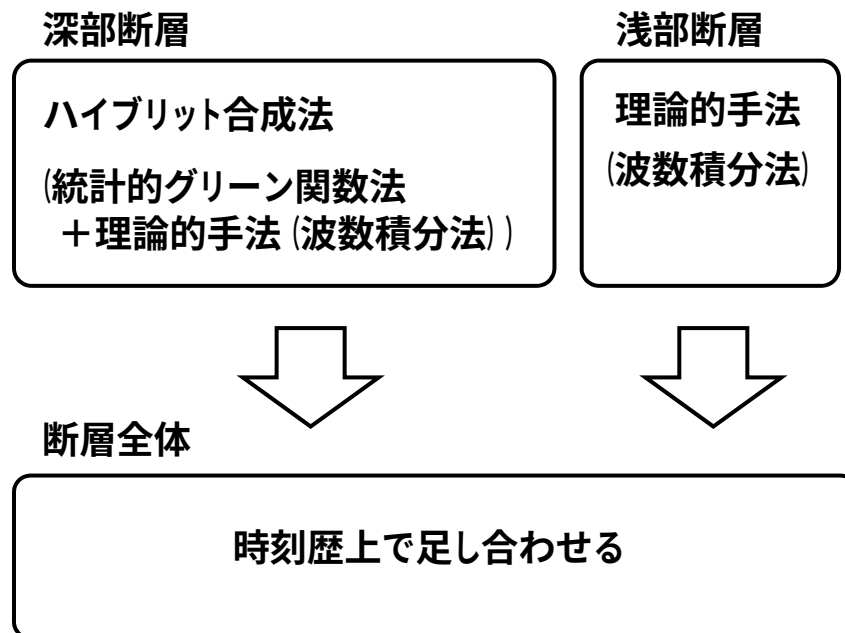
- 浅部断層の大すべり域及び小すべり域のライズタイムは、設定したすべり量の2倍を最大すべり速度で除して求める。



浅部断層と深部断層のすべり速度時間関数のイメージ

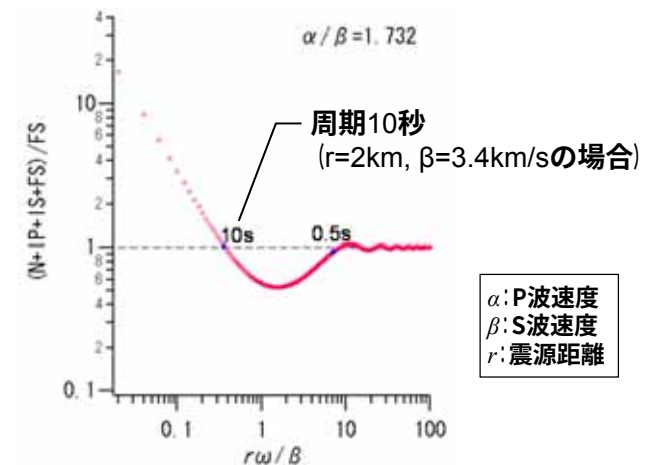
地震動評価手法

- 知見整理の結果、震源近傍では近地項や中間項の影響が顕著になり、また、地震発生層以浅の領域による地震動への影響は主に長周期成分にみられる。そのため、浅部断層は近地項、中間項、遠地項を考慮できる理論的手法(波数積分法)で評価する。
- 深部断層については、統計的グリーン関数法の適用性を確認※した上でハイブリット合成法(統計的グリーン関数法+理論的手法(波数積分法))で評価する。
- 深部断層と浅部断層の地震動評価結果を、断層面の破壊遅れ時間を考慮して時刻歴上で足し合わせることで、深部断層+浅部断層の地震動を作成する。



※野津(2006)の震源スペクトル比((近地項+中間項+遠地項)/遠地項)を用いて、深部断層に対する統計的グリーン関数法の適用性を確認する。

- ・震源距離(r)は、Ikutama et al.(2018)における深部断層の上端深さを参考に、仮に2kmとする。また、同様にS波速度(β)を3.4km/sとする。
- ・上記条件の場合、遠地項だけでは周期10秒以上の波を過小評価するが、その周期帯は統計的グリーン関数法の適用外である。
- ・従って、たとえ断層が敷地直下にあっても断層上端深さ分の離隔距離を考慮すれば、深部断層を遠地項のみで評価しても問題はないことを確認した。



震源スペクトル比((近地項+中間項+遠地項)/遠地項)

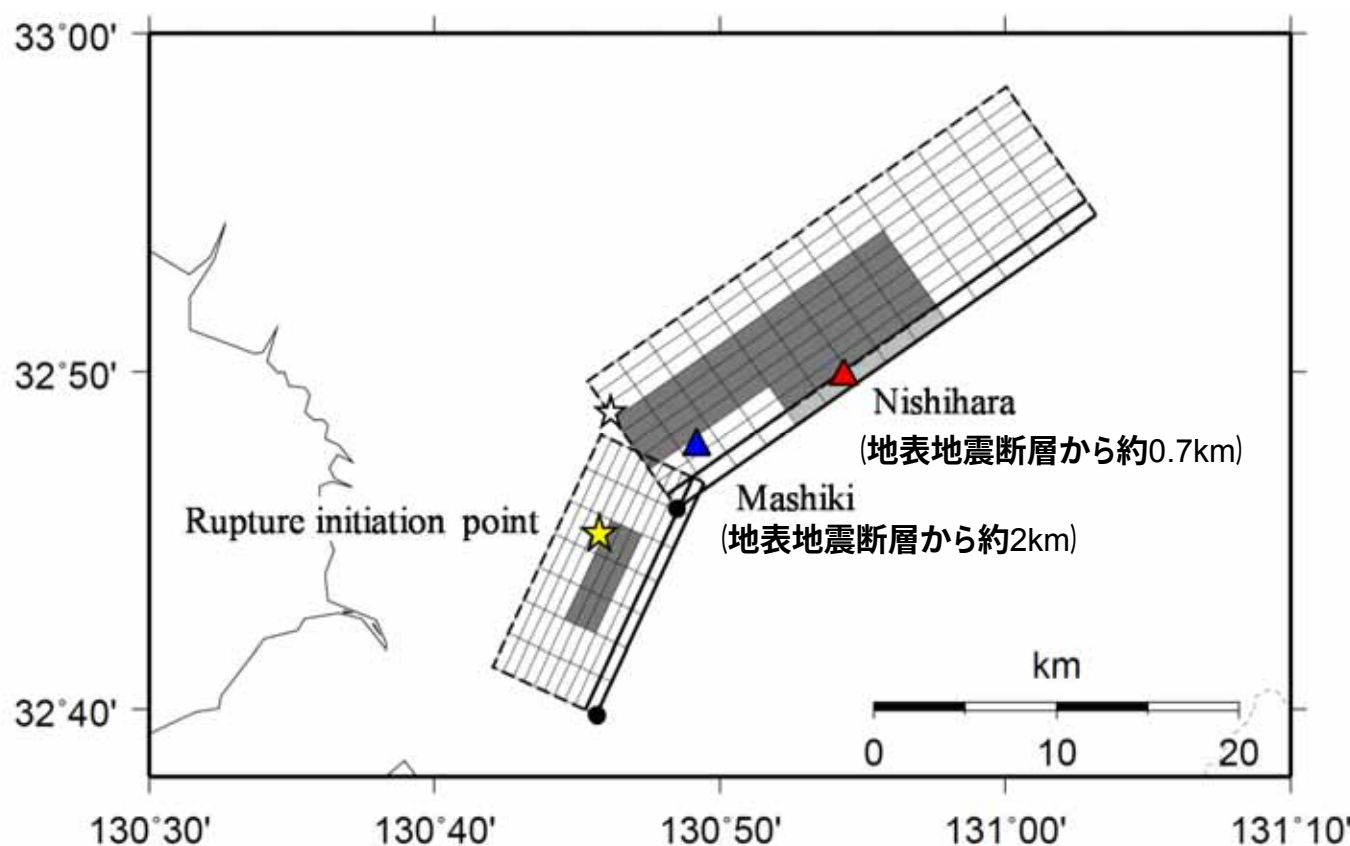
野津(2006)より抜粋・加筆

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

2016年熊本地震の再現解析

- 2016年熊本地震 (Mj7.3) では、地表地震断層近傍の観測点 (西原村小森及びKiK-net益城) において、長周期パルスや永久変位といった地表地震断層近傍における特徴が現れた観測記録が得られたため、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) を含め、観測記録の再現解析を通して、震源モデルの設定法の妥当性を検証した。
- 震源モデルはIkutama et al.(2018)を用いる。

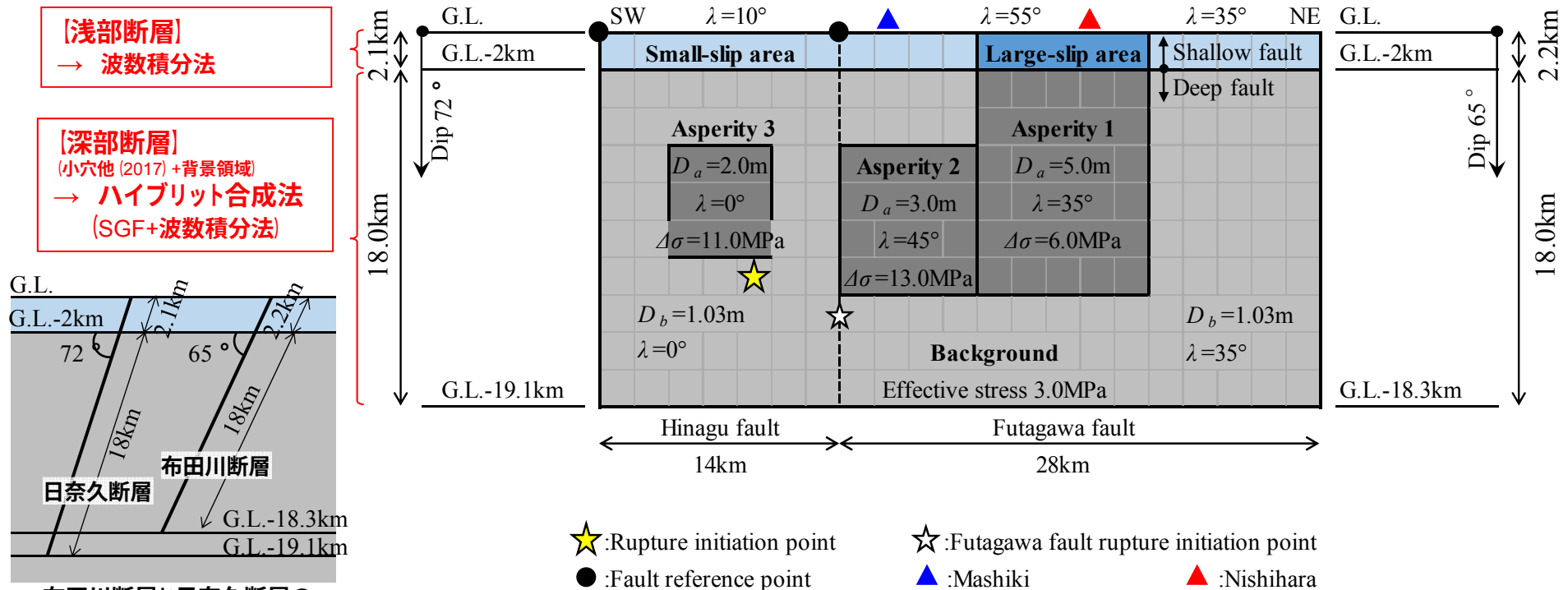


震源モデル及び観測点位置

Ikutama et al.(2018)より抜粋・加筆

震源モデルの設定 (断層パラメータ)

- 震源モデルは、小穴他 (2017) の特性化震源モデル※に、背景領域及び浅部断層を付加して設定した。
※ Asano and Iwata(2016)の震源インバージョン結果を参考に統計的グリーン関数法を用いて推定 (補足説明資料1参照)。
- 浅部断層の大すべり域はアスペリティ1の直上に配置し、その平均すべり量は、西原村において国土地理院の緊急GNSS観測で約2mの沈降が確認されていることや、西原村の地震観測記録の変位波形に約2mの永久変位が観測されていることを参考に4mとした。
- 深部断層はハイブリッド合成法 (統計的グリーン関数法と波数積分法)、浅部断層は波数積分法により地震動を評価した。



震源モデルの設定 (断層パラメータ) (1/2)

○2016年熊本地震の再現解析に用いる断層パラメータ
 <巨視的断層パラメータ>

断層パラメータ		記号	単位	設定結果	設定根拠	
走向	布田川断層	—	—	55 °	Asano and lwata(2016)	
	日奈久断層	—	—	25 °	Asano and lwata(2016)	
傾斜角	布田川断層	—	—	65 °	Asano and lwata(2016)	
	日奈久断層	—	—	72 °	Asano and lwata(2016)	
すべり角		—	—	0～45 °	Asano and lwata(2016)を参考に領域ごとに設定	
断層上端深さ	浅部	dep	km	0	地表	
	深部	dep	km	2	Asano and lwata(2016)を参考に設定	
断層長さ	布田川断層	L	km	28	Asano and lwata(2016)	
	日奈久断層	L	km	14	Asano and lwata(2016)	
	全体	L	km	42	Asano and lwata(2016)	
断層幅	布田川断層	浅部	W _s	km	2.2	Asano and lwata(2016)を地表まで延長
		深部	W _d	km	18.0	Asano and lwata(2016)
	日奈久断層	浅部	W	km	2.1	Asano and lwata(2016)を地表まで延長
		深部	W	km	18.0	Asano and lwata(2016)
断層面積	浅部	S _s	km ²	91.0	Asano and lwata(2016)を地表まで延長	
	深部	S _d	km ²	756.0	Asano and lwata(2016)	
	合計	S	km ²	847.0	S=S _d +S _s	
剛性率		μ	N/m ²	3.12E+10	μ=ρ β ²	
S波速度		β	km/s	3.4	小穴他(2017)による	
密度		ρ	g/cm ³	2.7	小穴他(2017)による	
破壊伝播速度		V _r	km/s	2.7～3.0	小穴他(2017)により、領域ごとに設定	
地震モーメント		M ₀	N・m	4.42×10 ¹⁹	F-net	
モーメントマグニチュード		M _W	—	7.0	M _W =(logM ₀ -9.1)/1.5	
平均すべり量		D	m	1.87	D=M ₀ / (μ S _d)	

<深部の断層パラメータ>

断層パラメータ		記号	単位	設定結果	設定根拠
全体	地震モーメント	M _{0a}	N・m	2.70×10 ¹⁹	M _{0a} =Σ M _{0ai}
	短周期レベル	A	N・m/s ²	1.14×10 ¹⁹	A=(Σ A _{ai} ²) ^{0.5}
	面積	S _a	km ²	220	S _a =Σ S _{ai}
	面積比	γ _s	—	0.26	γ _s =S _a /S
アスベリティ1	地震モーメント	M _{0ai}	N・m	1.87×10 ¹⁹	M _{0ai} =μ D _{ai} S _{ai}
	短周期レベル	A _{ai}	N・m/s ²	5.39×10 ¹⁸	A _{ai} =4πβ ² Δσ _{ai} (S _{ai} /π) ^{0.5}
	面積	S _{ai}	km ²	120	小穴他(2017)による
	平均すべり量	D _{ai}	m	5.0	小穴他(2017)による
	すべり角	—	—	35°	小穴他(2017)による
	応力降下量	Δσ _{ai}	MPa	6.0	小穴他(2017)による
	破壊伝播速度	V _r	km/s	3.0	小穴他(2017)による
	ライズタイム	t _{ai}	s	1.55	Somerville et al.(1999): t _{ai} =2.03×10 ⁻⁹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}
	すべり速度	V _{ai}	m/s	6.5	V _{ai} =D _{ai} /t _{ai} ×2
	すべり速度	V _{ai}	m/s	6.5	V _{ai} =D _{ai} /t _{ai} ×2
アスベリティ2	地震モーメント	M _{0ai}	N・m	5.99×10 ¹⁸	M _{0a} =μ D _a S _a
	短周期レベル	A _{ai}	N・m/s ²	8.52×10 ¹⁸	A _{ai} =4πβ ² Δσ _{ai} (S _{ai} /π) ^{0.5}
	面積	S _{ai}	km ²	64	小穴他(2017)による
	平均すべり量	D _{ai}	m	3.0	小穴他(2017)による
	すべり角	—	—	45°	小穴他(2017)による
	応力降下量	Δσ _{ai}	MPa	13.0	小穴他(2017)による
	破壊伝播速度	V _r	km/s	2.7	小穴他(2017)による
	ライズタイム	t _{ai}	s	1.55	Somerville et al.(1999): t _{ai} =2.03×10 ⁻⁹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}
	すべり速度	V _{ai}	m/s	3.9	V _{ai} =D _{ai} /t _{ai} ×2
	すべり速度	V _{ai}	m/s	3.9	V _{ai} =D _{ai} /t _{ai} ×2

震源モデルの設定 (断層パラメータ) (2/2)

○2016年熊本地震の再現解析に用いる断層パラメータ
＜深部の断層パラメータ＞

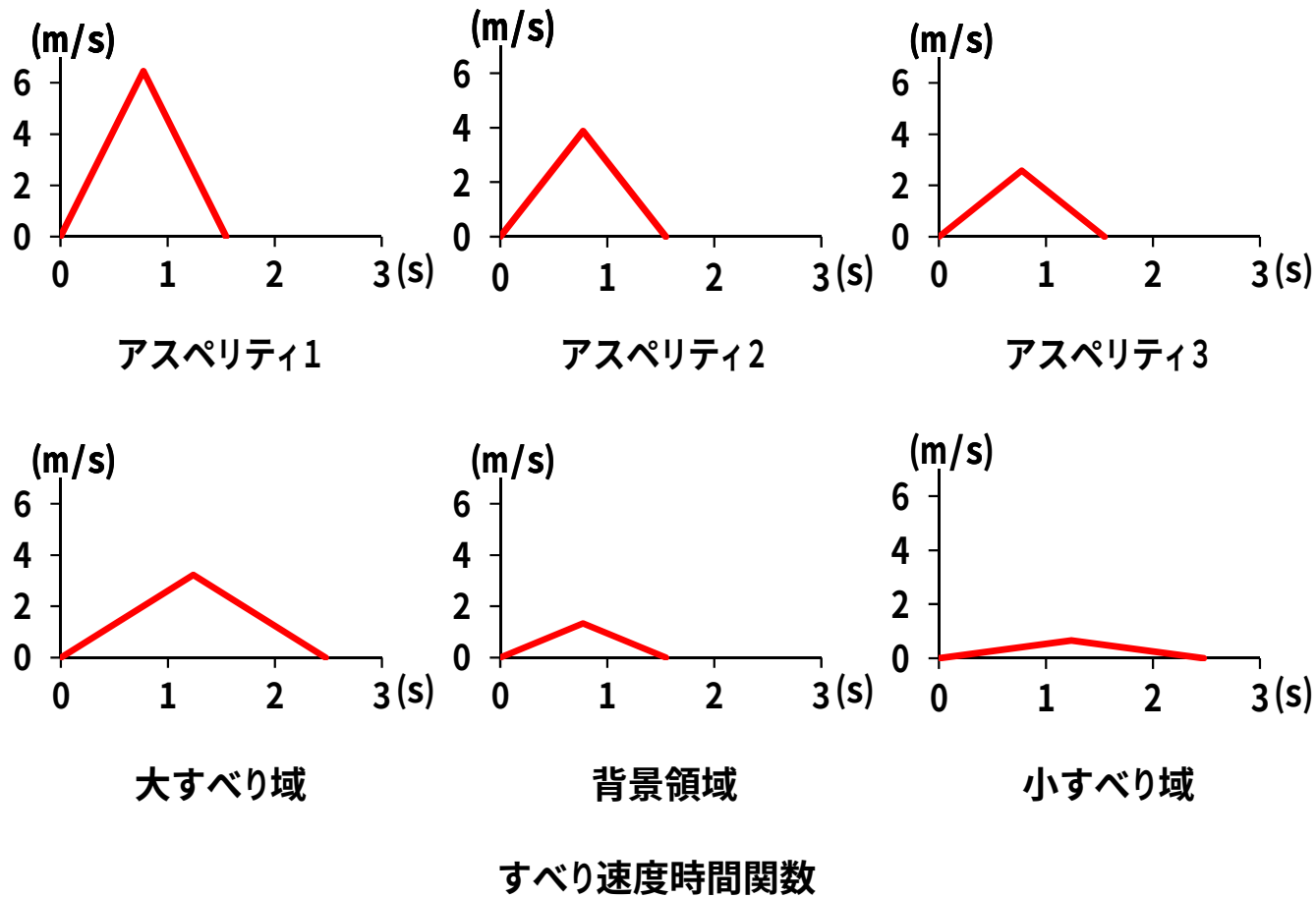
断層パラメータ			記号	単位	設定結果	設定根拠
アスペリティ3	地震モーメント		M_{0ai}	N・m	2.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu D_a S_a$
	短周期レベル		A_{ai}	N・m/s ²	5.41×10^{18}	$A_{ai} = 4 \pi \beta^2 \Delta \sigma_{ai} (S_{ai} / \pi)^{0.5}$
	面積		S_{ai}	km ²	36	小穴他(2017)による
	平均すべり量		D_{ai}	m	2.0	小穴他(2017)による
	すべり角		—	—	0°	小穴他(2017)による
	応力降下量		$\Delta \sigma_{ai}$	MPa	11.0	小穴他(2017)による
	破壊伝播速度		V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)による
	ライズタイム		t_{ai}	s	1.55	Somerville et al.(1999): $t_{ai} = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
	すべり速度		V_{ai}	m/s	2.6	$V_{ai} = D_{ai} / t_{ai} \times 2$
背景領域	地震モーメント		M_{0b}	N・m	1.72×10^{19}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	背景領域幅		W_b	km	18	$W_b = W$
	面積		S_b	km ²	536	$S_b = S_d - S_a$
	平均すべり量		D_b	m	1.03	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	すべり角	布田川断層	—	—	35°	Asano and Iwata(2016)を参考に設定
		日奈久断層	—	—	0°	Asano and Iwata(2016)を参考に設定
	実効応力		σ_b	MPa	3.0	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ (アスペリティ2の $\Delta \sigma_a$ を用いた)
	破壊伝播速度	布田川断層	V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)を参考に設定
		日奈久断層	V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)を参考に設定
	ライズタイム		t_b	s	1.55	Somerville et al.(1999): $t_b = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
すべり速度		V_b	m/s	1.3	$V_b = D_b / t_b \times 2$	
Q値			$Q_0^{f^a}$	—	62f ^{0.87}	小穴他(2017)による (佐藤(2016)のQ(f)=62f ^{0.87} , 1Hz以下で一定)
$f_{\max}$			$f_{\max}$	Hz	4.0	小穴他(2017)による

＜浅部の断層パラメータ＞

断層パラメータ		記号	単位	設定結果	設定根拠	
大すべり域	地震モーメント		M_{0as}	N・m	2.52×10^{18}	$M_{0as} = \mu D_{as} S_{as}$
	面積		S_{as}	km ²	20	小穴他(2017)による
	平均すべり量		D_{as}	m	4.0	観測記録を説明できるように設定
	すべり角		—	—	55 °	観測記録を説明できるように設定
	破壊伝播速度		V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)による
	すべり速度		V_{as}	m/s	3.2	Kagawa et al. (2004) を参考として, SMGA1の V_{ai} の半分とする
	ライズタイム		t_{as}	s	2.47	$t_{as} = D_{as} / V_{as} \times 2$
小すべり域	地震モーメント		M_{obs}	N・m	1.82×10^{18}	$M_{obs} = \mu D_{bs} S_{bs}$
	背景領域幅		W_{bs}	km	2.2	$W_b = W$
	面積		S_{bs}	km ²	71	$S_{bs} = S_s - S_{as}$
	平均すべり量		D_{bs}	m	0.82	$D_{bs} = D_{as} \times (D_b / D_{ai})$ (D_{ai} はSMGA1とした)
	すべり量	布田川断層	—	—	35 °	観測記録を説明できるように設定
		日奈久断層	—	—	10 °	観測記録を説明できるように設定
	破壊伝播速度	布田川断層	V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)を参考に設定
		日奈久断層	V_r	km/s	3.0	小穴他(2017)を参考に設定
	すべり速度		V_{bs}	m/s	0.7	Kagawa et al. (2004) を参考として, 背景領域 (深部) の V_b の半分とする
ライズタイム		t_{bs}	s	2.47	$t_{bs} = D_{bs} / V_{bs} \times 2$	

震源モデルの設定 (すべり速度時間関数)

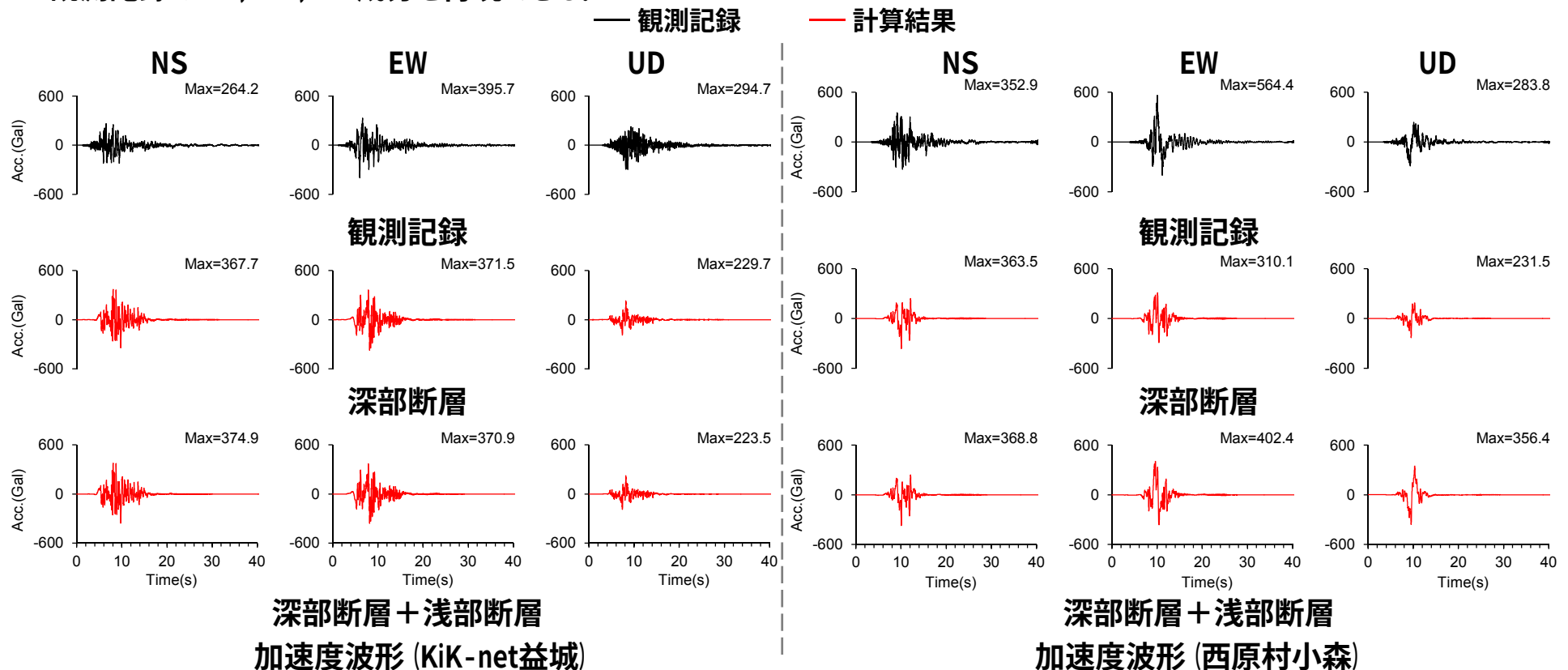
- 3.1節に従い、すべり速度時間関数は三角形関数、浅部断層の大すべり域の最大すべり速度は、深部断層のアスペリティ1の最大すべり速度の1/2とした。



Ikutama et al.(2018)より抜粋

再現解析結果 (加速度波形の比較)

- 前述のとおり設定した震源モデルを用いて、西原村小森とKiK-net益城で得られた観測記録の再現解析を行った。
- 再現解析に用いる地盤モデルは、益城町と西原村ともに小穴他(2017)の益城町の地盤モデルを参考とした。また、観測記録と計算結果とも小穴他(2017)で「工学的基盤」とされる上面で評価※した。(補足説明資料1参照)
- 加速度波形の場合、深部断層だけでも深部断層と浅部断層の足し合わせでも計算結果に大きな差は生じず、どちらも観測記録のNS, EW, UD成分を再現できる。

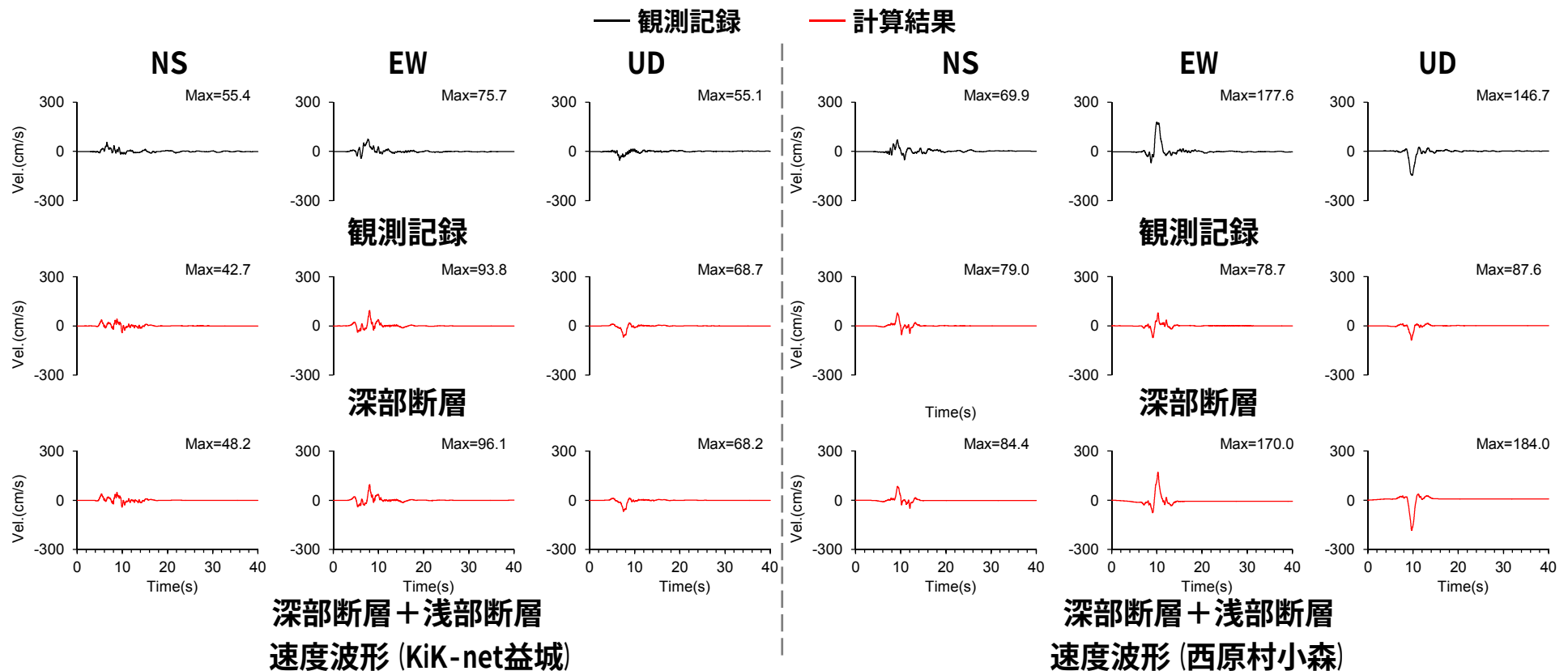


※ 観測記録については、2016年熊本地震の本震記録に基づき同定した小穴他(2017)による地盤モデルを一部変更した上で、工学的基盤上面におけるはざとり波として評価。

計算結果については、全国1次地下構造モデルを小地震記録でチューニングした小穴他(2017)による地盤モデルを用いて工学的基盤上で評価。

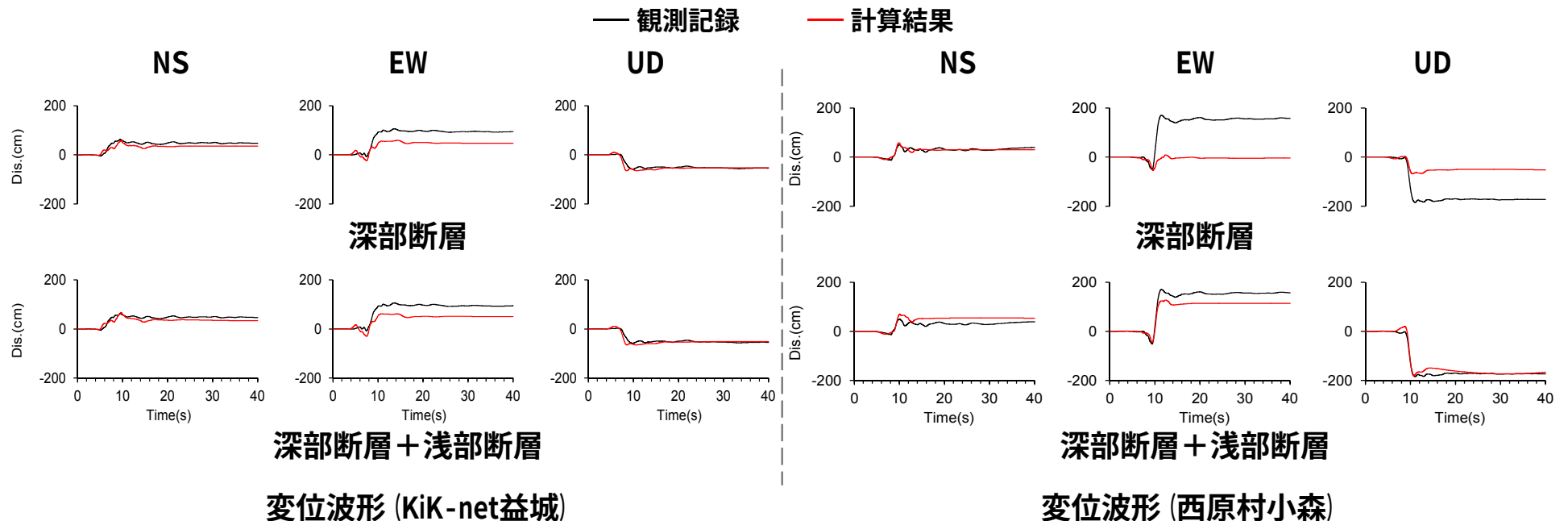
再現解析結果 (速度波形の比較)

- 益城町の速度波形の場合、深部断層だけでも深部断層と浅部断層の足し合わせでも計算結果に大きな差は生じず、どちらも地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスを含め、観測記録のNS, EW, UD成分を良く再現できる。
- 西原村の速度波形の場合、深部断層だけでは観測記録のEW成分に対して過小評価となるが、浅部断層も考慮することで地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスを含め、観測記録のNS, EW, UD成分を良く再現できる。



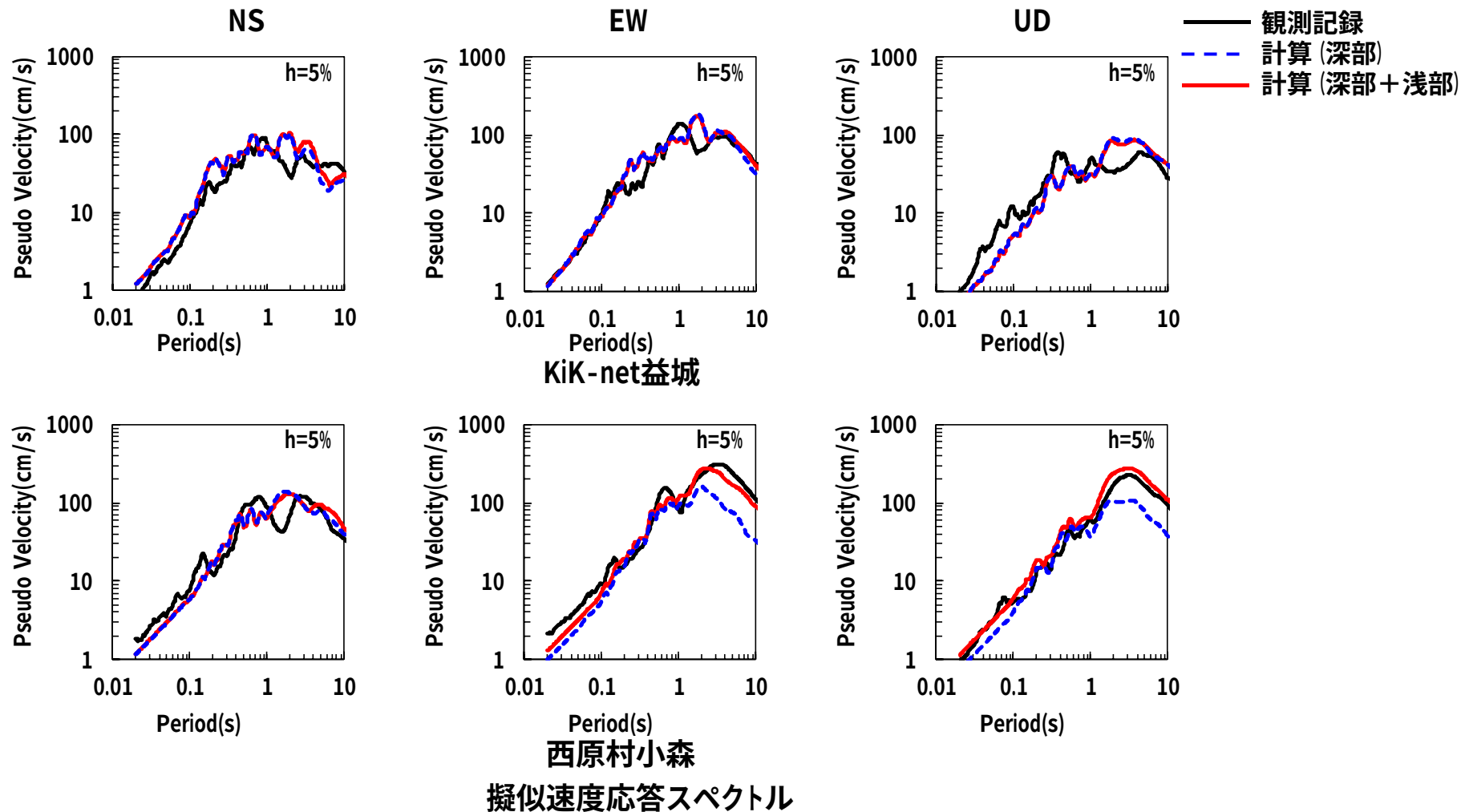
再現解析結果 (変位波形の比較)

- 益城町の変位波形の場合、深部断層だけでも深部断層と浅部断層の足し合わせでも計算結果に大きな差は生じず、どちらも地表地震断層近傍における地震動の特徴である永久変位を含め、観測記録のNS, EW, UD成分を良く再現できる。
- 西原村の変位波形の場合、深部断層だけでは観測記録のEW, UD成分に対して過小評価となるが、浅部断層も考慮することで地表地震断層近傍における地震動の特徴である永久変位を含め、観測記録のNS, EW, UD成分を良く再現できる。



再現解析結果 (応答スペクトルの比較)

- 益城町，西原村とも原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) を含め広帯域で観測記録と概ね整合している。
- 浅部断層の影響は，益城町では小さいが，断層に近い西原村では，特にEW方向とUD方向において，深部断層だけでは過小評価となる長周期成分の再現に寄与している。



3章のまとめ

3.1 震源モデルの設定法

知見の整理を踏まえて、震源断層（深部断層）に加え、震源断層上端から地表面まで（浅部断層）の断層全体を含めた震源モデルを設定する。

- ・ 深部断層については、強震動予測レシピ等を参考にパラメータを設定する。
- ・ 浅部断層については、理論的手法で地震動を評価する上で必要なパラメータを設定する。
- ・ 深部断層をハイブリット合成法（統計的グリーン関数法＋理論的手法）、浅部断層を理論的手法で地震動を評価する。

3.2 2016年熊本地震での検証

2016年熊本地震（Mj7.3）における地表地震断層近傍の地震観測記録（西原村小森及びKiK-net 益城）の再現解析を通して、震源モデル設定法の妥当性を検証した。

- ・ 小穴他（2017）の震源モデルに対して地表から深さ2kmまでの領域を浅部断層として付加し、理論計算に必要なパラメータを設定した。
- ・ 浅部断層を付加することで、西原村小森の観測記録に現れた、地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスや永久変位を再現出来ていることを確認した。
- ・ また、原子炉施設にとって重要な短周期帯（0.2秒以下）を含め、広帯域で観測記録を再現出来ていることを確認した。

以上より、本震源モデル設定法を震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価に適用できることを確認した。

目次

- 1. 検討方針
- 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
- 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
- 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
- 5. 全体まとめ
- 6. 参考文献

補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について

補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)

補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

浦底断層の地震動評価に関する追加・変更内容

○浦底断層の地震動評価に関する申請時からの変更点を下表に示す。

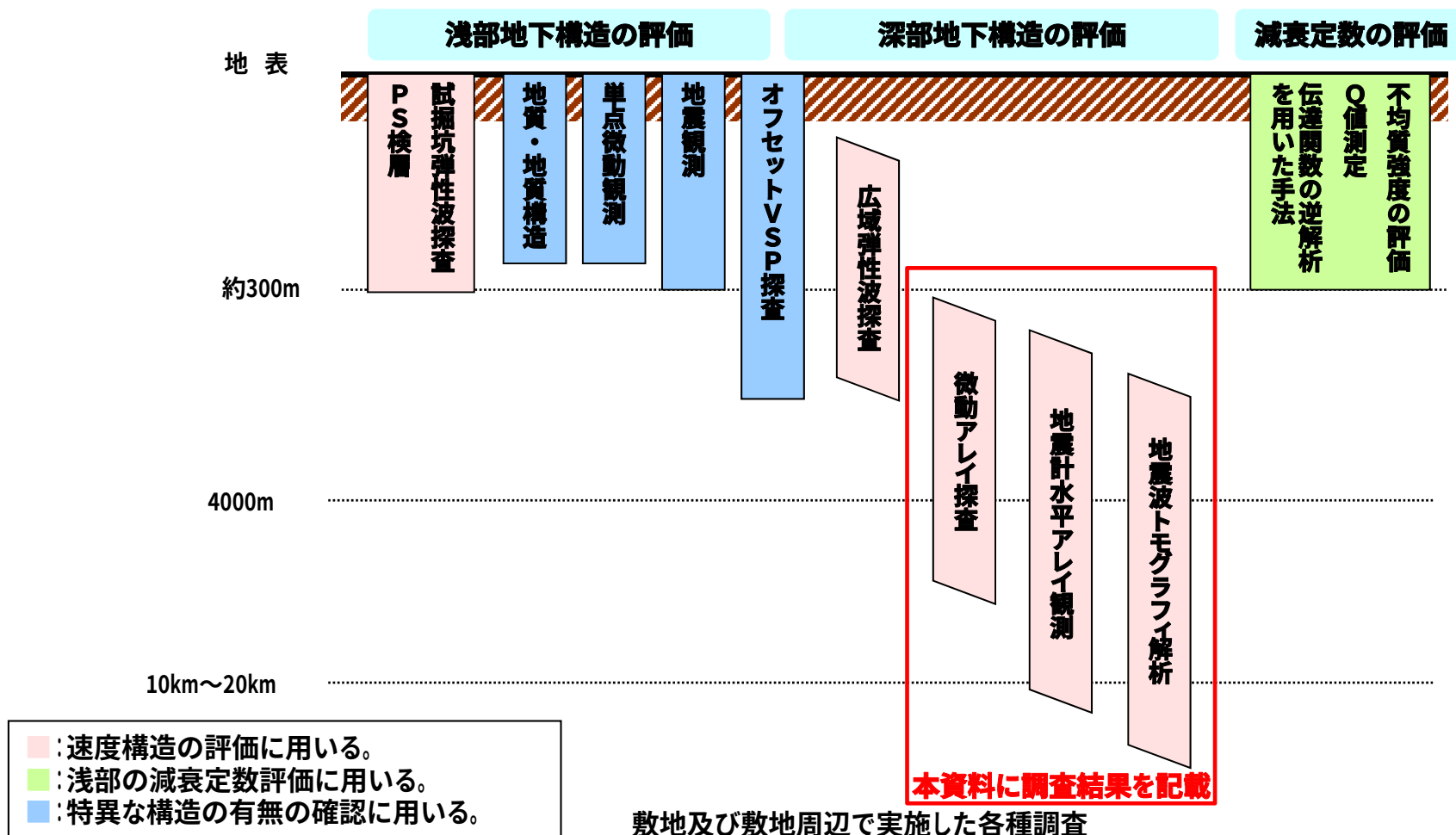
項目		申請時	変更後
基本震源モデル	長さ	21km (浦底－内池見断層)	36km (甲楽城冲断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層) ※1
	上端深さ	調査結果に基づき4km	調査結果からは4kmと推定できるが保守的に3km ※1
不確かさを考慮した震源モデル	上端深さ	3km	－ (基本震源モデルの段階で3kmと設定)
	傾斜角	－	調査データのばらつきを踏まえて、並走する断層を超えない範囲の傾斜として70° (北東傾斜) と設定
	すべり角	37.6°	変更なし
	浅部断層すべり量	－	松島他 (2010) に基づき1.7mと設定
	短周期レベル	強震動予測レシピの1.5倍	変更なし
	破壊伝播速度	－	宮腰他 (2003) に基づき0.87Vsと設定 ※1
	組合せ	－	地震動に与える影響の大きさを考慮し、下記組合せを設定 ※1 ・すべり角の不確かさ＋短周期レベルの不確かさ (1.25倍 ※2) ・すべり角の不確かさ＋破壊伝播速度の不確かさ ・短周期レベルの不確かさ (1.25倍 ※2) ＋破壊伝播速度の不確かさ
十分な余裕を考慮した震源モデル		浅部断層のすべり分布について、アスペリティ直上の地表から深部断層上端までのすべての領域を大すべり域として設定	変更なし
		浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合うよう設定	変更なし
		－	上記不確かさの組合せのうち、原子炉施設にとって重要な短周期帯の振幅レベルが大きくなる組合せである短周期レベル1.25倍＋破壊伝播速度のケースに対し、更に、十分な余裕の考慮として、短周期レベルについてはレシピの1.5倍を考慮
連動長さの不確かさを考慮した震源モデル (基準地震動への影響検討)		－	137km (安島岬沖～和布－干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城冲断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層) ※1

※1: 先行サイト審査実績反映

※2: 横ずれ断層であることを踏まえレシピの1.25倍

地下構造評価で実施した各種調査

- 敷地及び敷地周辺で実施した各種調査結果に基づき、地下構造モデルを設定する。
- 本資料では、地下構造評価の概要として、実施した調査の種類や地下構造モデルの設定結果を示す。ただし微動アレイ探査、地震計水平アレイ観測等の調査結果については、震源モデルの断層上端深さの設定にも関わることから、その設定根拠として示す。
- なお、地下構造評価の詳細は別途提示する。



調査結果に基づく地下構造モデルの設定

■解放基盤表面

敷地内の浅部地質構造、PS検層及び試掘孔弾性波探査結果を踏まえて、解放基盤表面をEL.-10mとし、解放基盤のS波速度を1.6km/s、P波速度を3.6km/sとして設定する。

■地下構造モデルの物性値

- ① 速度構造については、浅部から深部にかけて、深さに応じた複数の調査・物理探査（試掘坑弾性波探査、PS検層、広域弾性波探査、微動アレイ探査、地震計水平アレイ観測、地震波速度トモグラフィ）を行い、得られた評価結果を組み合わせ総合的に判断して設定する。
- ② 伝達関数の逆解析を用いた手法、Q値測定等を踏まえて $Q_s=16.7$ ($h=3\%$) に設定する。
- ③ 一般的な値として $Q_s=100$ ($h=0.5\%$) を採用する。

調査結果に基づく地下構造モデル

E.L. (m)	層厚 (m)	密度 ρ (g/cm ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	減衰定数 h (%)
-10	▽解放基盤表面				
	① 12	2.6	1600	3600	② 3.0
-22	66	2.6	1900	4200	3.0
-88	112	2.6	2200	4600	3.0
-200	430	2.6	2200	4600	③ 0.5
-630	770	2.6	2800	5130	0.5
-1400	2600	2.6	3100	5310	0.5
-4000	∞	2.7	3600	6270	0.5

地震発生層上端の検討 (地盤速度と地震発生層上端の関係に係る知見)

シナリオ地震の強震動予測

入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, 地学雑誌, 110 (6)

微小地震の浅さ限界 H_s はP波速度5.8~5.9km/sの層の上限と良い相関がある。

近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層

吉井弘治・伊藤潔, 2001, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会

1989年に実施された岐阜県藤橋村から兵庫県上郡町における人工地震探査データをもとに、波線追跡法によって地殻の詳細な速度構造を求め、得られた速度構造モデルと、地震活動の深さ断面とを比較し、地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致していることが分かった。

広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定

廣瀬一聖・伊藤潔, 2006, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, pp307-321

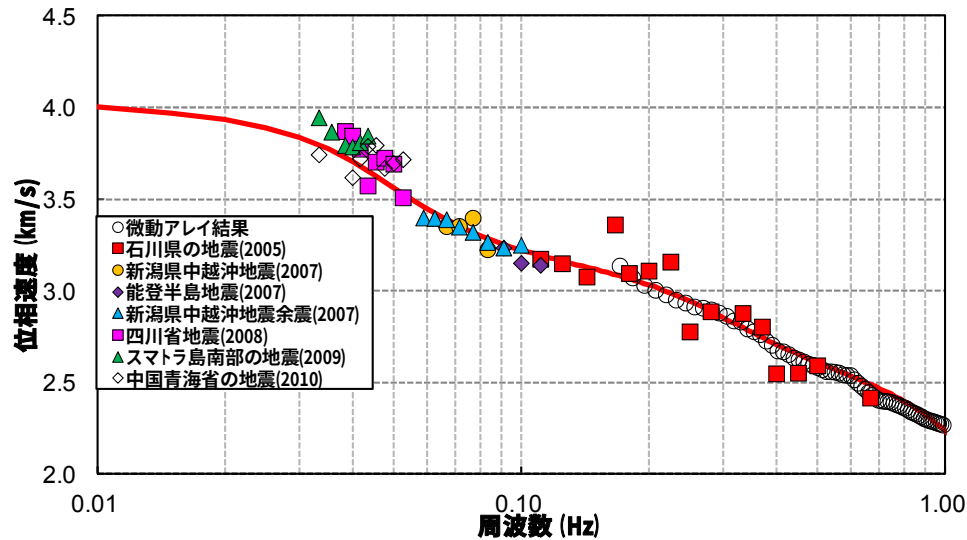
浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8~6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

- 敷地及び敷地周辺において、微動アレイ探査及び地震計水平アレイ観測を実施した。
- 微動アレイ探査・地震計水平アレイ観測で得られた記録を用いてSPAC法とセンブランス解析により位相速度を推定した。

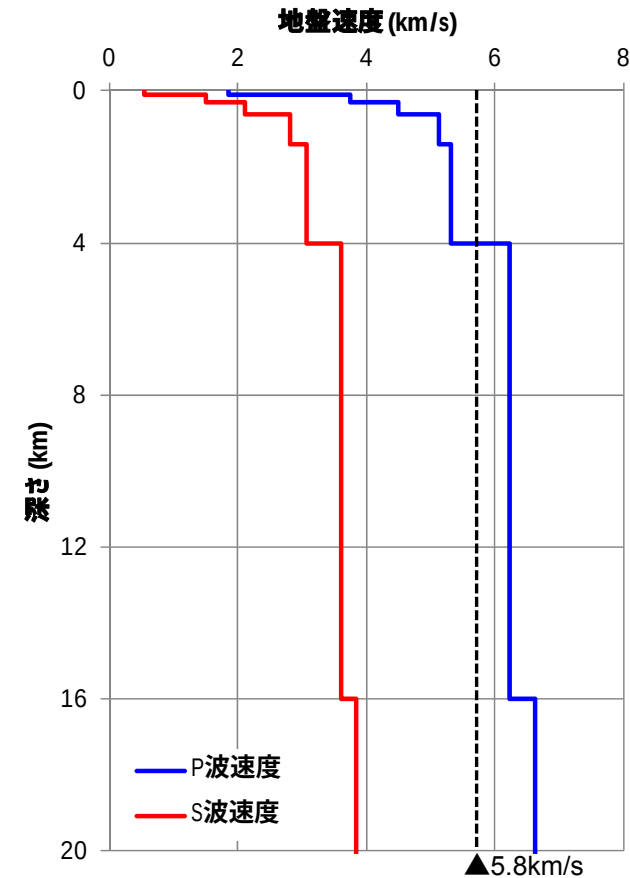


深部地下構造に関する調査 (微動アレイ探査・地震計水平アレイ観測) (2 / 3)

- 微動アレイ探査及び地震計水平アレイ観測より得られた位相速度に適合する地盤の速度構造を推定した。
- その結果、P波速度5.8km/s以上となる層の上面深度は4km程度となる。



観測位相速度と理論位相速度の比較

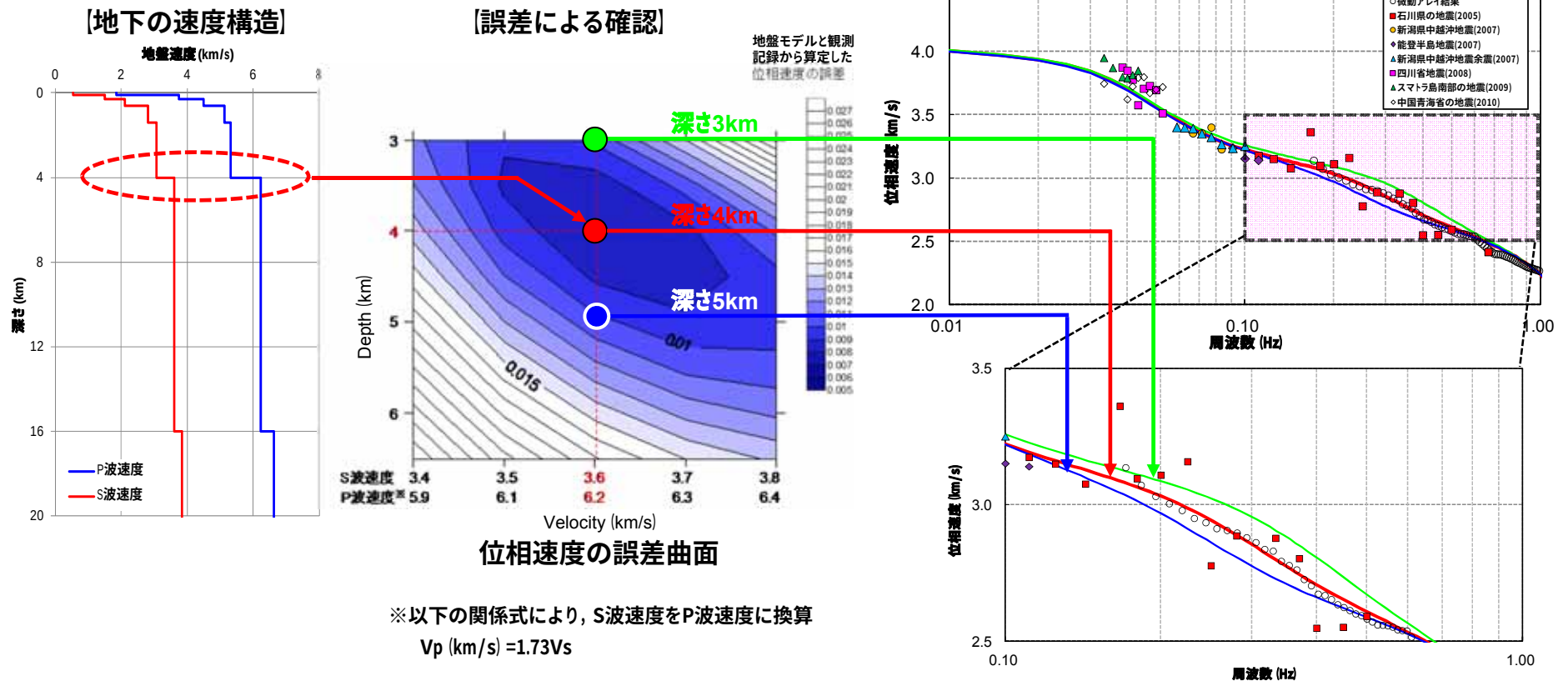


推定した速度構造

深部地下構造に関する調査 (微動アレイ探査・地震計水平アレイ観測) (3 / 3)

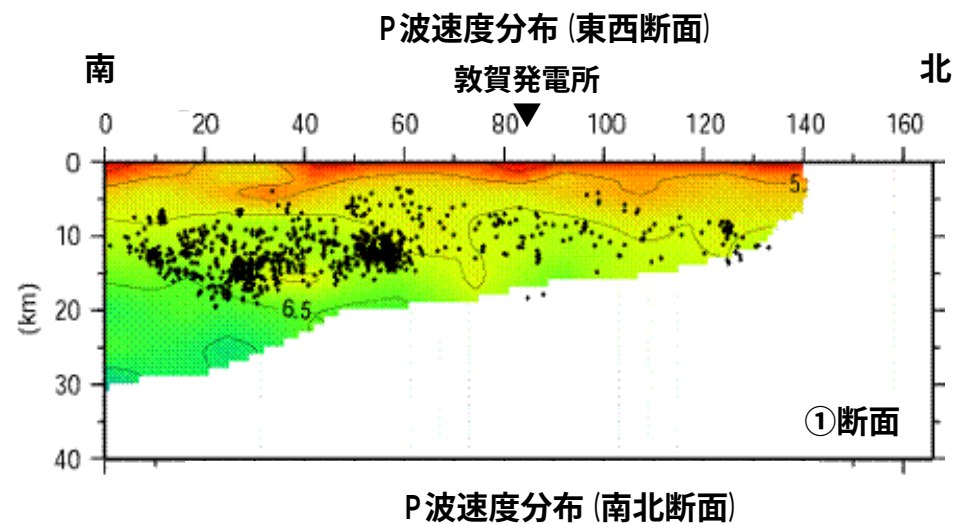
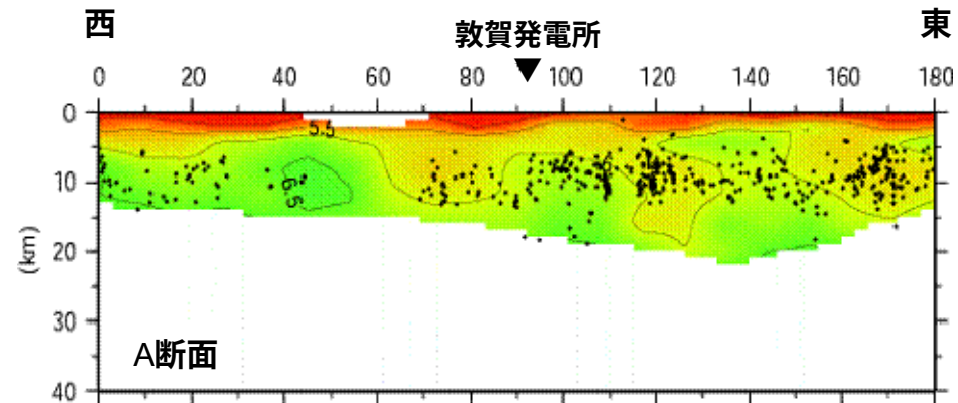
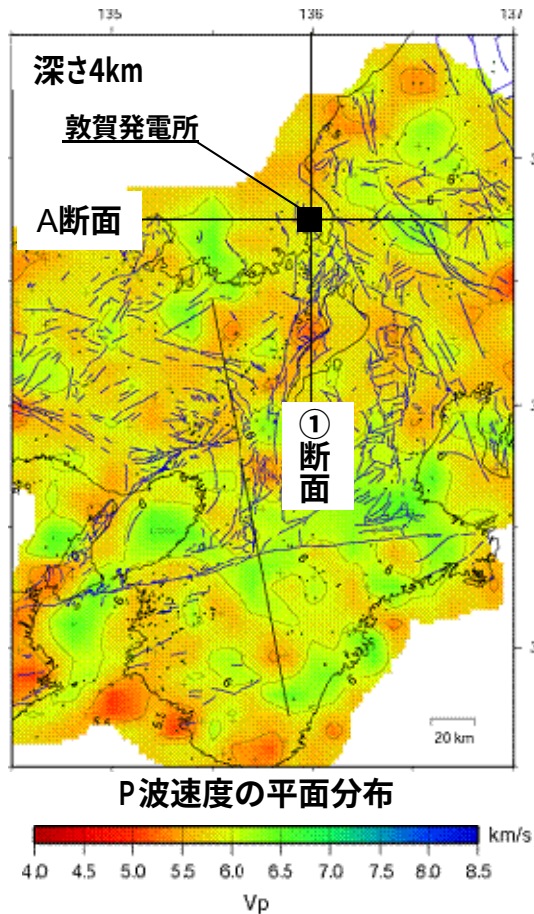
- S波速度3.6km/s (P波速度6.2km/s) , 深さ4kmに推定された速度層境界の確からしさについて検討した。
- 具体的には, 上記の速度層境界について, S波速度3.4~3.8km/s (P波速度5.9~6.6km/s) , 深さ3~6.5kmの範囲で変化させて理論位相速度を算定し, 微動アレイ探査及び地震計水平アレイ観測に基づく位相速度との誤差を評価した。
- その結果, P波速度5.8km/s以上となる層の上面深度は4km程度が最も確からしいことを確認した。

【観測記録との比較による確認】



地震発生層上端の検討 (地震波速度トモグラフィ解析)

- 自然地震の走時を用いた地震波速度トモグラフィ解析を行い、P波速度分布と震源位置を推定した。
- 敦賀半島周辺では4～5km程度の深さでP波速度が6km/sとなっており、調査結果に基づく地下構造モデルと調和的である。また、P波速度分布に震源分布を重ねると、P波速度が6km/s程度となる深さと地震発生深さの上限が良く対応している。



※ 図中黒丸 (・) は、断面を中央とする幅10kmの範囲内で発生した地震の震源位置を示す。

川里他 (2007) より抜粋・加筆

地震発生層の検討 (大都市大震災軽減化特別プロジェクト)

- 若狭周辺地域において、大都市大震災軽減化特別プロジェクト (大大特) による大規模な地下構造探査が実施されており、近畿地方北部の浅い地震活動は地震波速度 $V_p=5.8\sim 6.3\text{km/s}$ の層に集中し、その深さは約5～16km程度である。

〔新宮－舞鶴測線 (2004) の探査結果〕

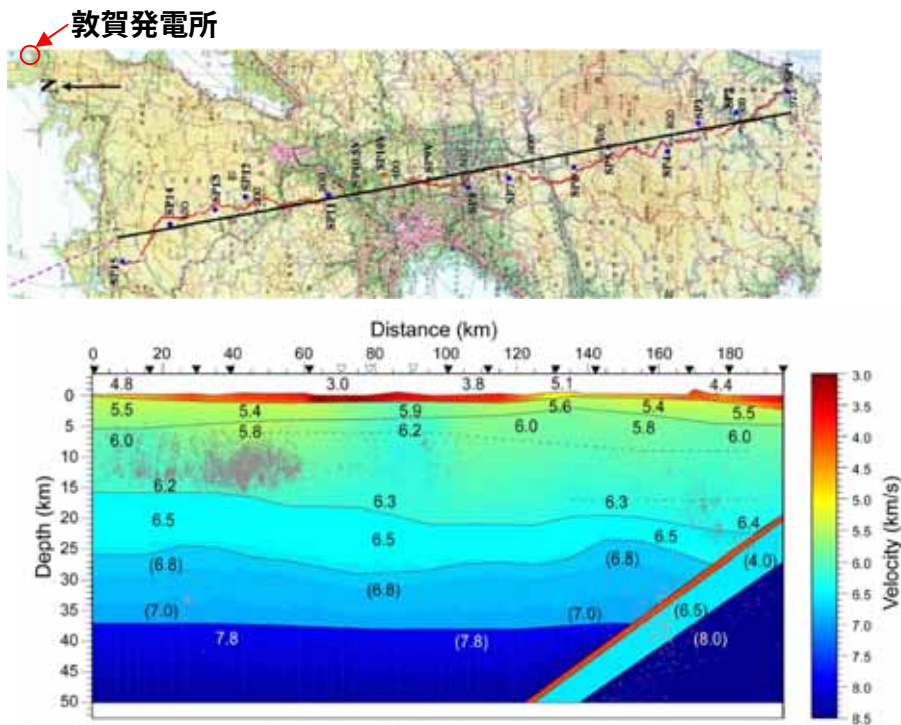


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

伊藤他 (2007) に一部加筆

〔藤橋－上郡測線 (1989) の再解析結果〕

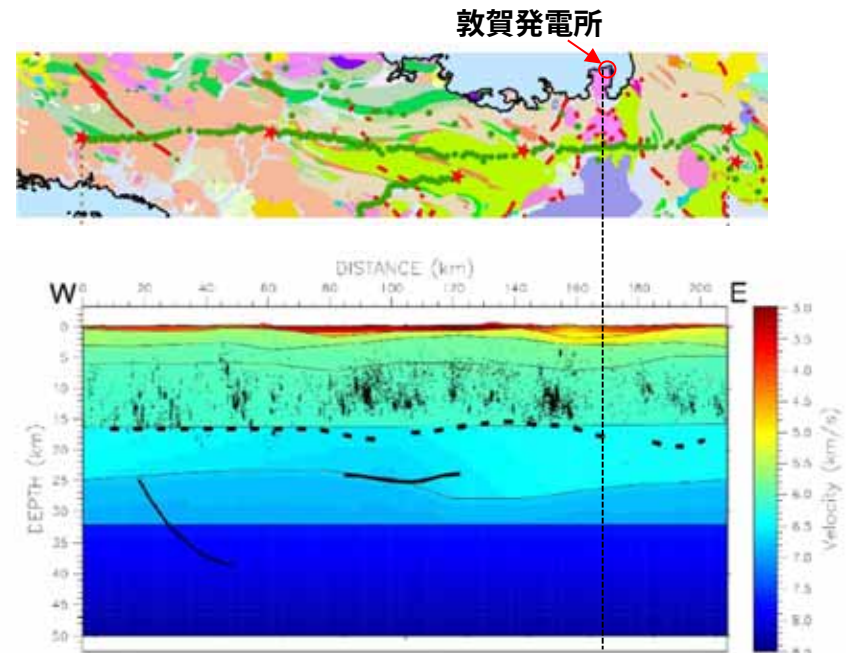
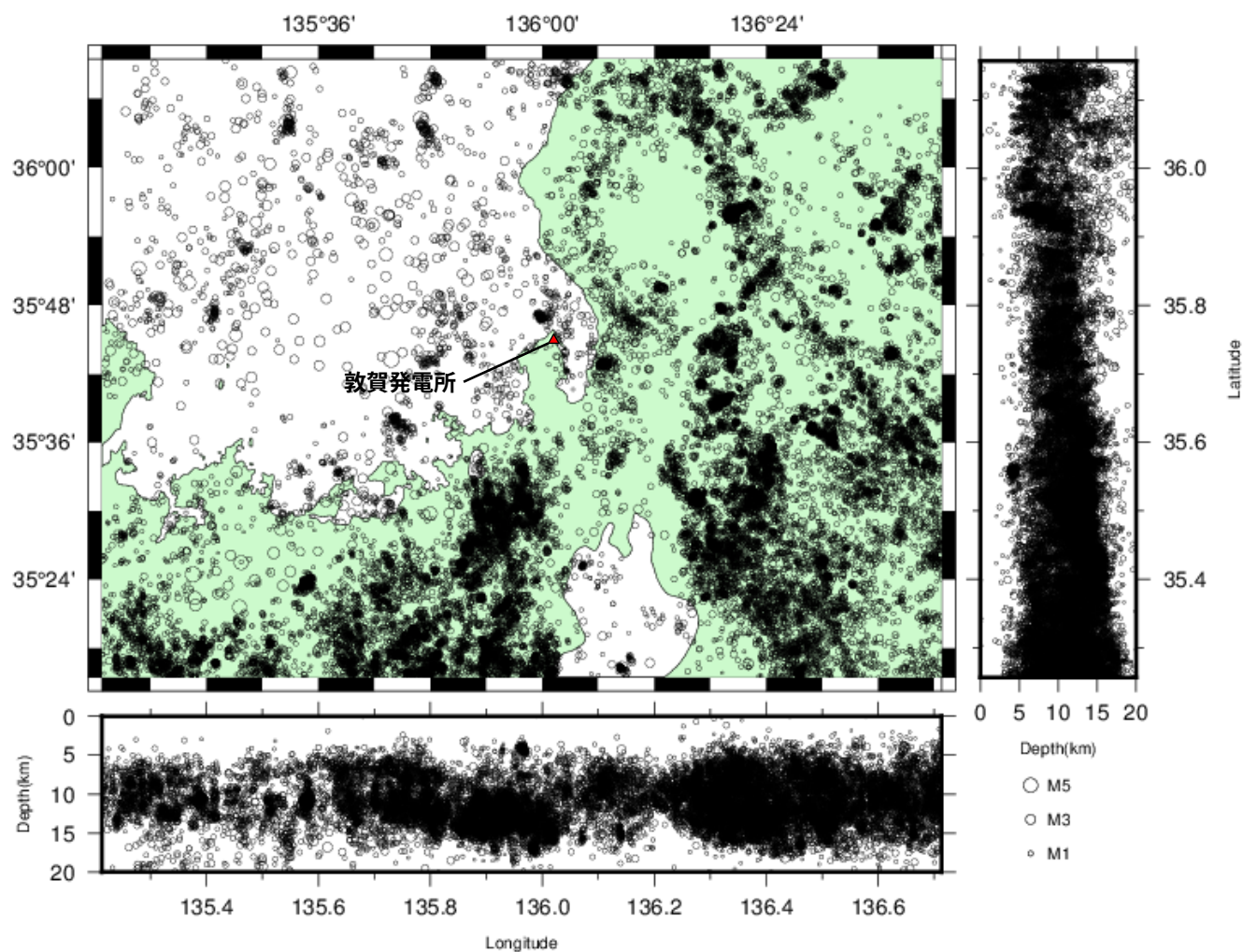


図 16 藤橋－上郡測線の地震波速度構造に、測線周辺の震源分布と反射法解析によって見出された反射面を重ねた。

伊藤他 (2006) に一部加筆

地震発生層の検討 (気象庁一元化震源の収集・整理) (1/2)

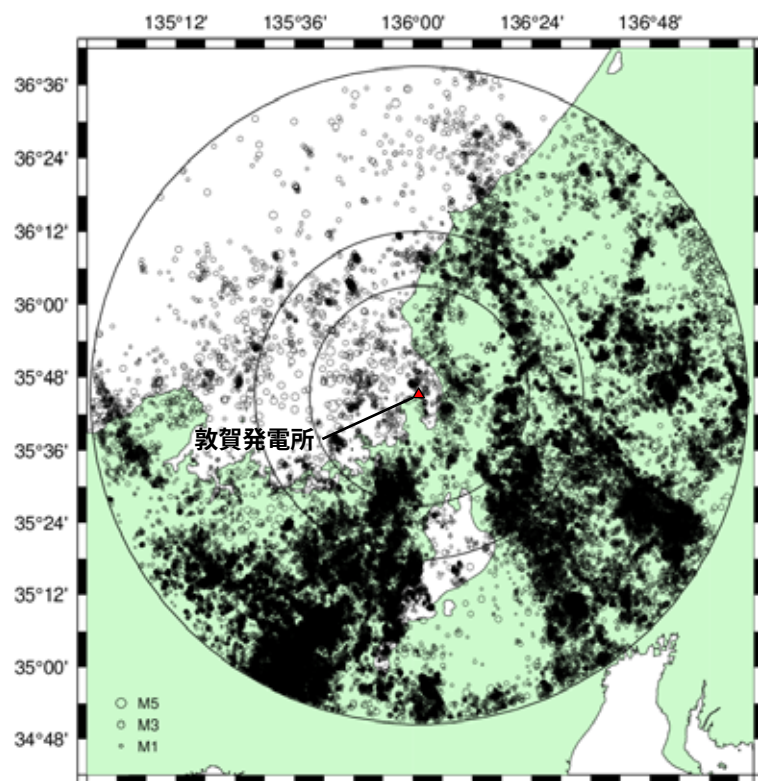
○若狭地域の微小地震の発生分布について調査すると、地震の発生は深さ5km～20km程度の間分布している。



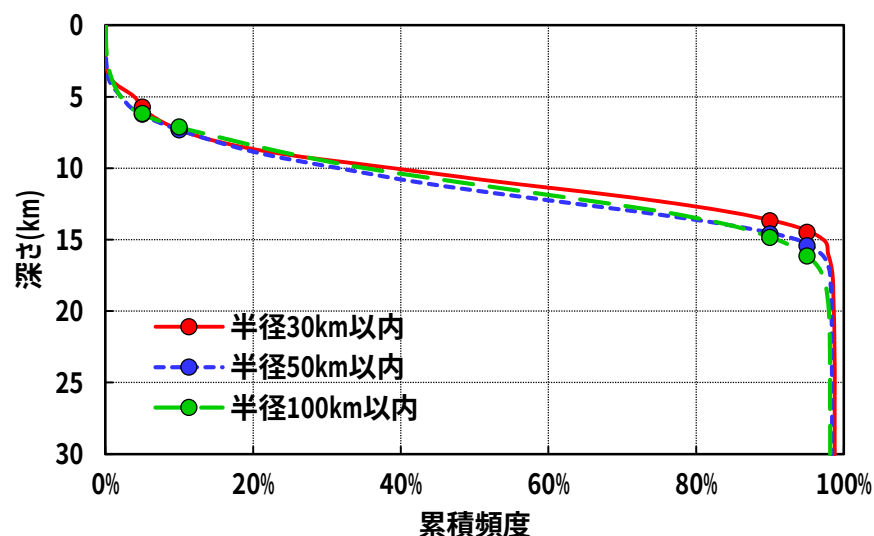
敷地周辺の震央分布図
(気象庁, 1997年10月～2018年7月, M>0)

地震発生層の検討 (気象庁一元化震源の収集・整理) (2 / 2)

- 伊藤・中村 (1998) を参考に、敦賀半島を中心とする半径100km以内の地震発生状況を統計的に評価すると、地震の10%発生頻度深さ (D10%) は約7km、地震の90%発生頻度深さ (D90%) は約15kmであった。
- 伊藤・中村 (1998) によれば、D90%は地震発生層の下限より2から3km浅いとされていることから、地震発生層の下限は18km程度と推定できる。



敦地から100km以内の地震の震央分布図
(気象庁, 1997年10月～2018年7月, M>0)



領域半径	30km	50km	100km
D5	5.7km	6.2km	6.2km
D10	7.2km	7.3km	7.1km
D90	13.7km	14.6km	14.8km
D95	14.5km	15.4km	16.2km
地震個数	4837	1534	75803

調査に基づく地震発生層の検討

(1) 地盤速度構造による検討

(1) 地盤速度構造による地震発生層の検討

地震発生層に関する文献から、P波速度5.8～6.4km/s層と地震発生層には相関があることが分かった。

(2) 敦賀発電所の地下構造モデルによる検討

発電所の敷地及び敷地周辺で取得した観測データに基づき地下構造モデルを検討した結果、P波速度5.8km/s以上となる層の上面深度は4km以深に評価された。

(3) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

解析で得られたP波速度分布等から、敷地周辺における地震発生層の上限は、概ね深さ4km以深に推定された。

(4) 大大特による大規模な地下構造探査

大大特による大規模な地下構造探査によれば、近畿地方北部の浅い地震活動はP波速度5.8～6.3km/sの層に集中し、その深さは約5～16km程度であった。

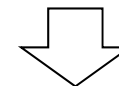
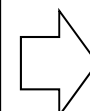
(2) 微小地震観測記録を用いた検討

(1) 周辺地域における地震発生状況の調査

若狭地域の微小地震の発生状況を調査した結果、地震の発生は5～20km程度に見られた。

(2) 地震発生状況の統計的調査

伊藤・中村(1998)を参考に、若狭地域の10%発生頻度深さ(D10%)は約7km、地震の90%発生頻度深さ(D90%)は約15kmであった。



敦賀発電所周辺における断層上端深さ及び下端深さは、以下の通り設定できることを確認した。

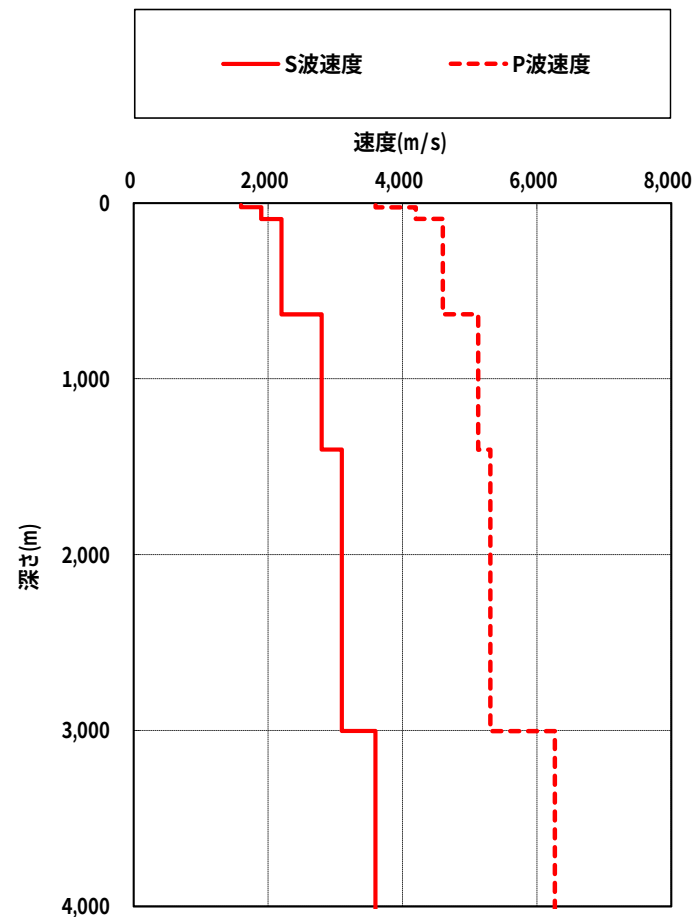
上端 4km
下端 18km

地震動評価に用いる地下構造モデルの設定

- 調査結果からは、断層上端深さを4kmに設定できることを確認した。
- ただし、地震動評価においては、断層上端深さが地震動レベルに与える影響が大きいことから、調査結果に基づく地下構造モデル(77頁)に対し、保守的に断層上端深さを3kmに設定する。

地震動評価に用いる地下構造モデル

E.L. (m)	層厚 (m)	密度 ρ (g/cm ³)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	減衰定数 h (%)
-10	▽解放基盤表面				
-22	12	2.6	1600	3600	3.0
-88	66	2.6	1900	4200	3.0
-200	112	2.6	2200	4600	3.0
-630	430	2.6	2200	4600	0.5
-1400	770	2.6	2800	5130	0.5
-3000	2600	2.6	3100	5310	0.5
	∞	2.7	3600	6270	0.5



地震動評価に用いる地下構造モデル

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析 (その1) (その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価 (応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ (2010) の引用について

審査ガイド要求事項との具体的対応 (1/2)

■震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価 (審査ガイドより)

- 1) 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価においては、地表に変位を伴う①断層全体(地表地震断層から震源断層までの断層全体)を考慮した上で、②震源モデルの形状及び位置の妥当性、敷地及びそこに設置する施設との位置関係、並びに③震源特性パラメータの設定の妥当性について詳細に検討されていることを確認する。

- 2) これらの検討結果を踏まえた評価手法の適用性に留意の上、①各種の不確かさが地震動評価に与える影響をより詳細に評価し、震源の極近傍での地震動の特徴に係る最新の科学的・技術的知見を踏まえた上で、②さらに十分な余裕を考慮して地震動が評価されていることを確認する。特に、③評価地点近傍に存在する強震動生成領域(アスペリティ)での応力降下量などの強震動の生成強度に関するパラメータ、強震動生成領域同士の破壊開始時間のずれや破壊進行パターンの設定において、不確かさを考慮し、破壊シナリオが適切に考慮されていることを確認する。

■具体的対応

- ① 従来の震源断層だけのモデル(深部断層)に加えて、震源断層上端から地表地震断層まで(浅部断層)を含めて断層全体をモデル化(浅部断層+深部断層)する。
- ② 原子炉建屋等の重要施設と地表地震断層の離隔距離を正確に再現した震源モデルを設定する。
- ③ 深部断層については強震動予測レシビを参考に設定し、浅部断層については長周期に影響を与えられことから理論的手法に必要なパラメータを設定する。また、これらのパラメータ設定の妥当性を2016年熊本地震における地震観測記録の再現解析を通して検討する。(3章 震源モデルの設定法)

- ①, ③ 短周期レベルや破壊伝播速度、破壊開始点等の不確かさが地震動評価に与える影響を検討し、影響の大きい不確かさについてはそれらを組み合わせる(重畳する)ことで破壊シナリオを適切に考慮する。
- ② 断層が敷地に極めて近いことを踏まえ、不確かさの組合せとは別にさらに十分な余裕を考慮する。

審査ガイド要求事項との具体的対応 (2 / 2)

■震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価 (審査ガイドより)

3) なお、震源の極近傍での地震動の特徴に係る①最新の科学的・技術的知見を取り込んだ手法により、②地表に変位を伴う国内外被害地震の震源極近傍の地震動記録に対して適切な再現解析を行い、震源モデルに基づく短周期地震動、長周期地震動及び永久変位を十分に説明できていることを確認する。この場合、特に永久変位・変形についても実現象を適切に再現できていることを確認する。さらに、③浅部における断層のずれの進展の不均質性が地震動評価へ及ぼす影響を検討するとともに、④浅部における断層のずれの不確かさが十分に評価されていることを確認する。

4) 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価においては、①破壊伝播効果が地震動へ与える影響について、十分に精査されていることを確認する。また、水平動成分に加えて上下動成分の評価が適切に行われていることを確認する。

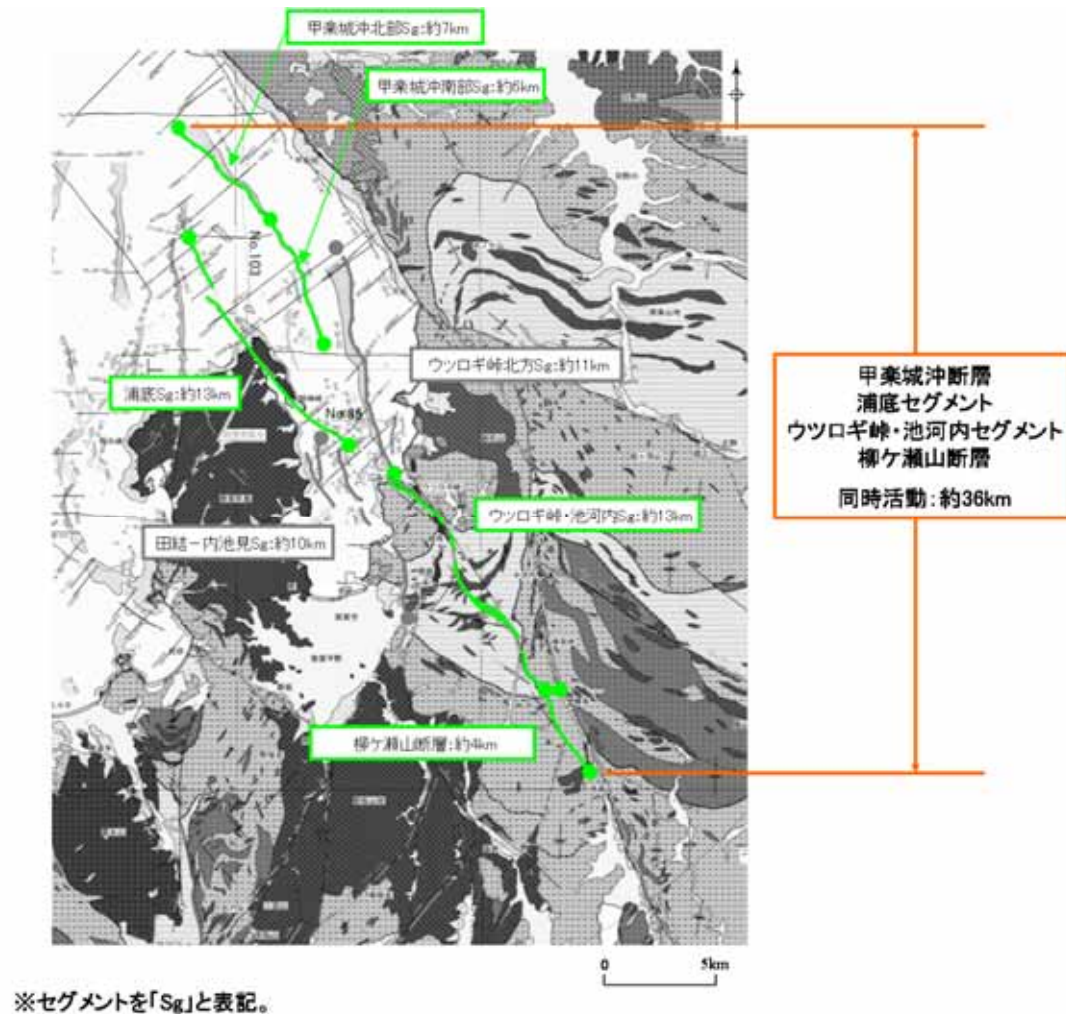
■具体的対応

- ①震源極近傍の地震動の特徴に関する知見を整理し、震源モデルの設定方法を検討する。(3章 震源モデルの設定法)
- ② 2016年熊本地震本震では、震源近傍観測点において永久変位が観測されていることから、短周期地震動、長周期地震動を含めその地震観測記録の再現解析を通して、震源モデル設定方法の妥当性を確認する。(3章 震源モデルの設定法)
- ③ 浅部断層については、大すべり域、小すべり域を設定することでずれの進展の不均質性を考慮する。
- ④ すべり角やすべり量について不確かさを考慮する。

- ① 破壊開始点を複数 (5ヶ所) 考慮することや破壊伝播速度の不確かさを考慮することで、破壊伝播効果が地震動に与える影響を確認する。

浦底断層の分布

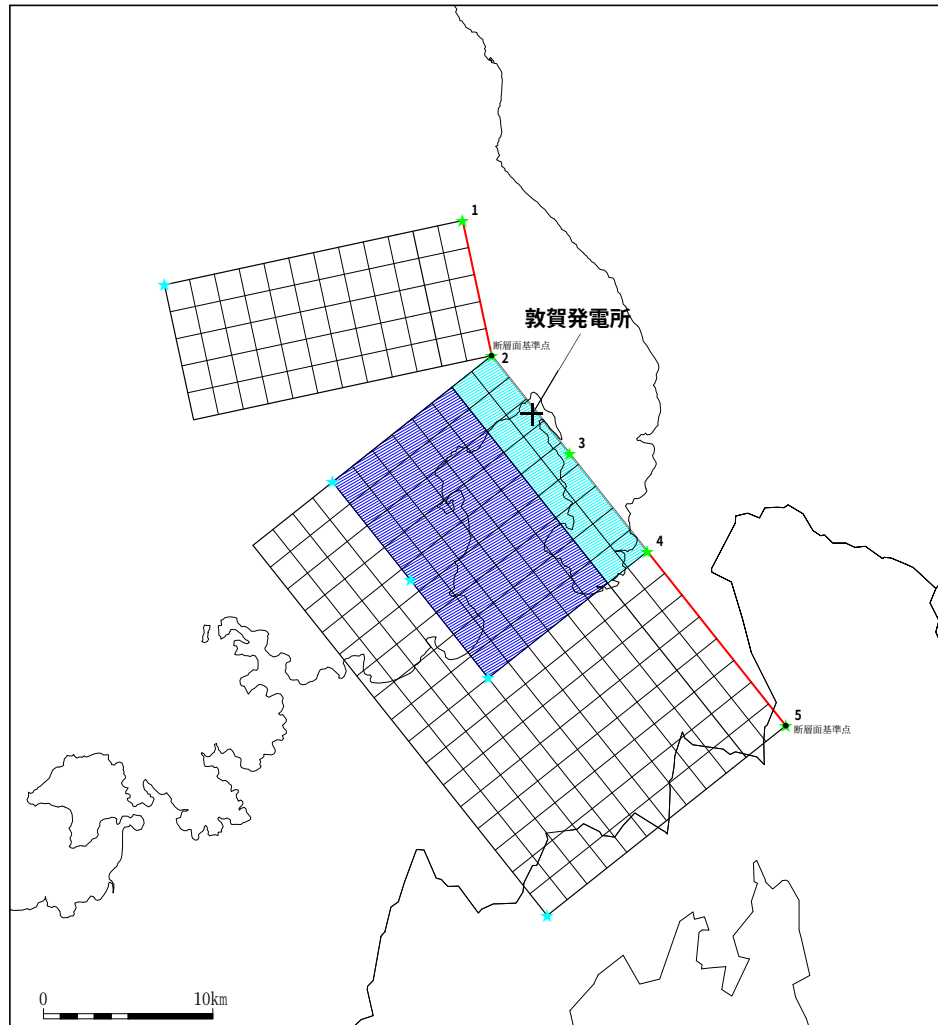
- 浦底断層 (甲楽城冲断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層) の分布を下記に示す。
- 甲楽城冲断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層が同時活動する可能性は低いと判断するが、4断層全ての同時活動 (約36km) を考慮する。



断層分布図

基本震源モデルの設定概要 (1/2)

- 従来の震源断層だけのモデル(深部断層)に加えて、断層上端から地表地震断層まで(浅部断層)を含めて断層全体をモデル化(浅部断層+深部断層)する。

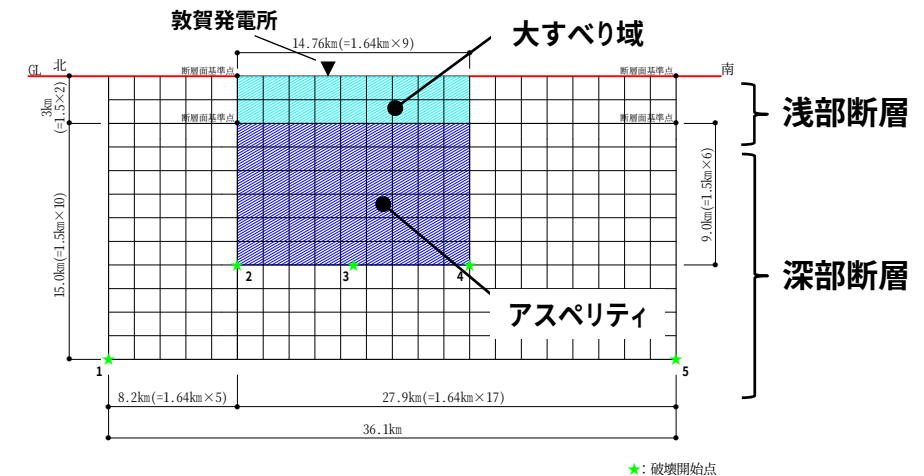


※ 傾斜角90°の断層面は、傾斜角0°として図化している。

★: 破壊開始点

断層配置図

- 長さは、甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層の連動として約36kmと設定する。
- 深部断層の上端深さは3km, 下端深さは18kmとして設定する。
- 断層タイプは、ボーリング等の調査結果を参考に、地震動評価上は傾斜角90°の左横ずれ断層として設定する。
- アスペリティ及び大すべり域は敷地への影響が大きくなるようサイト直下に配置する。
- 破壊開始点は、様々な破壊進行パターンを考慮するため5か所設定する。

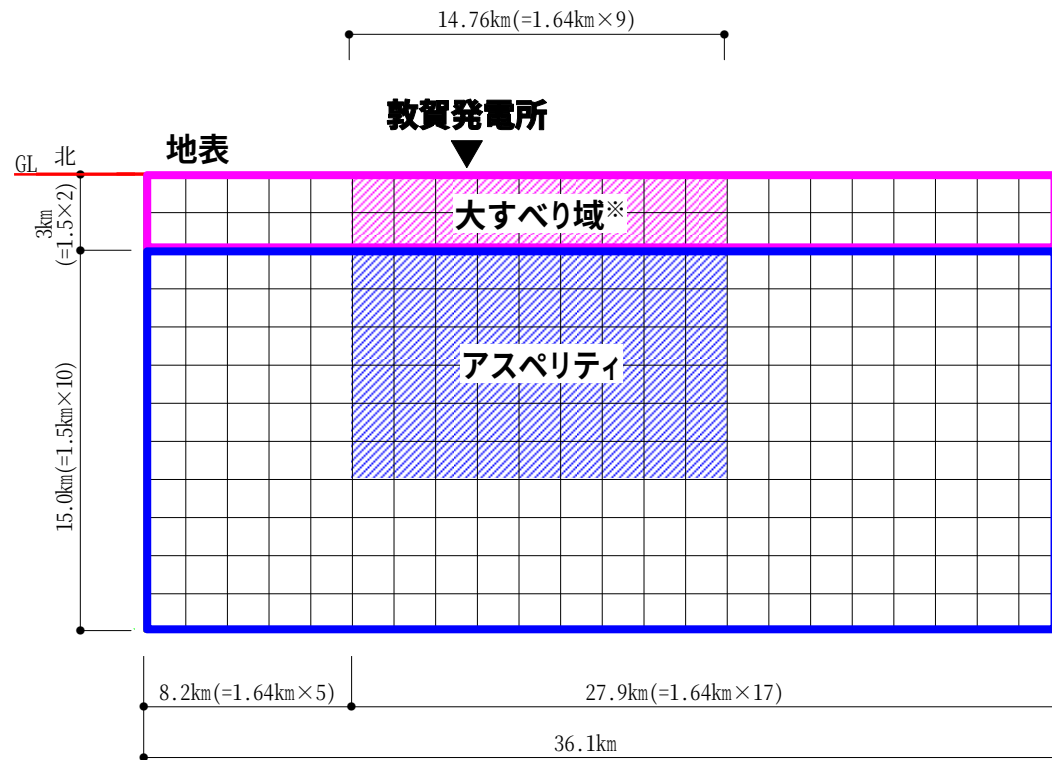


★: 破壊開始点

断層モデル図

基本震源モデルの設定概要 (2/2)

○3章「震源モデルの設定法」に基づき断層パラメータを設定する。



浅部断層 (地表地震断層から震源断層まで)

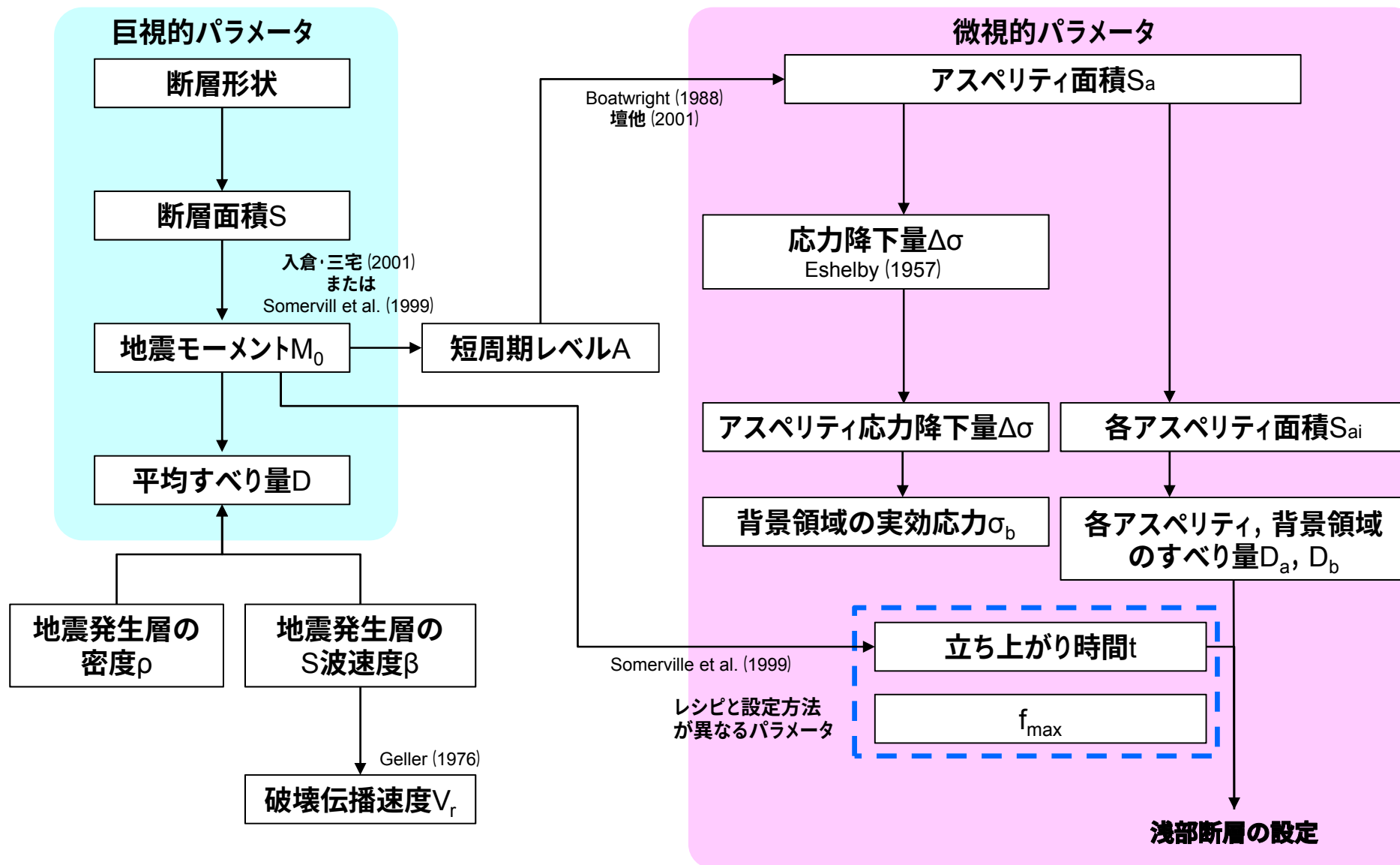
- 浅部断層大すべり域のすべり量は、松田 (1975) より286.8cmと設定する。
- すべり速度時間関数は三角形関数を用いる。
- 最大すべり速度はKagawa et al. (2004) に基づき、深部のすべり速度の半分とする。

深部断層 (震源断層)

- 深部断層の震源パラメータの設定にあたっては、強震動予測レシピを参考に設定する。

※ アスペリティ直上における、地表から深部断層上端までのすべての領域を大すべり域とする。

断層パラメータの設定フロー： 深部断層



断層パラメータの設定フロー： 浅部断層

巨視的パラメータ

深部断層の設定

断層形状
(深部断層)アスペリティ、背景領域の
浅部に、それぞれ大すべり
域、小すべり域を設定断層形状
(浅部断層)

微視的パラメータ

深部断層の設定

立ち上がり時間 $t_{(深)}$ 各アスペリティ、背景領域の
すべり量 $D_{a(深)}, D_{b(深)}$

$$V_{a(深)} = 2 \times D_{a(深)} / t_{(深)}$$

$$V_{b(深)} = 2 \times D_{b(深)} / t_{(深)}$$

各アスペリティ、背景領域の
最大すべり速度 $V_{a(深)}, V_{b(深)}$

$$V_{(浅)} = 1/2 V_{(深)}$$

(Kagawa et al. (2004))

大すべり域、小すべり域の
すべり量 $D_{large(浅)}, D_{small(浅)}$ 大すべり域、小すべり域の
最大すべり速度 $V_{large(浅)}, V_{small(浅)}$
 $D_{large(浅)}$ は松田 (1975) に基づき設定
 $D_{small(浅)} = D_{b(深)} / D_{a(深)} \times D_{large(浅)}$
大すべり域、小すべり域の
立ち上がり時間 $t_{large(浅)}, t_{small(浅)}$

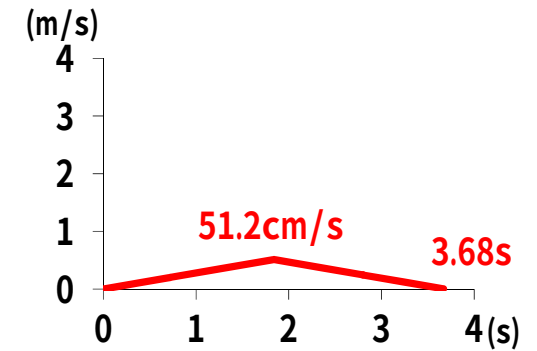
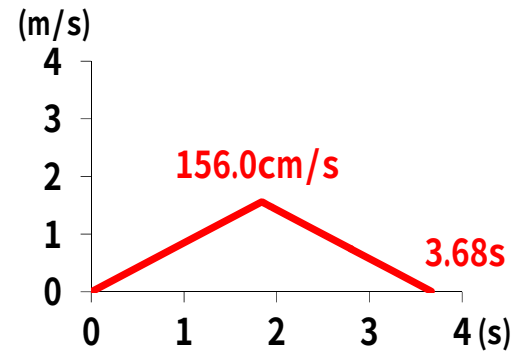
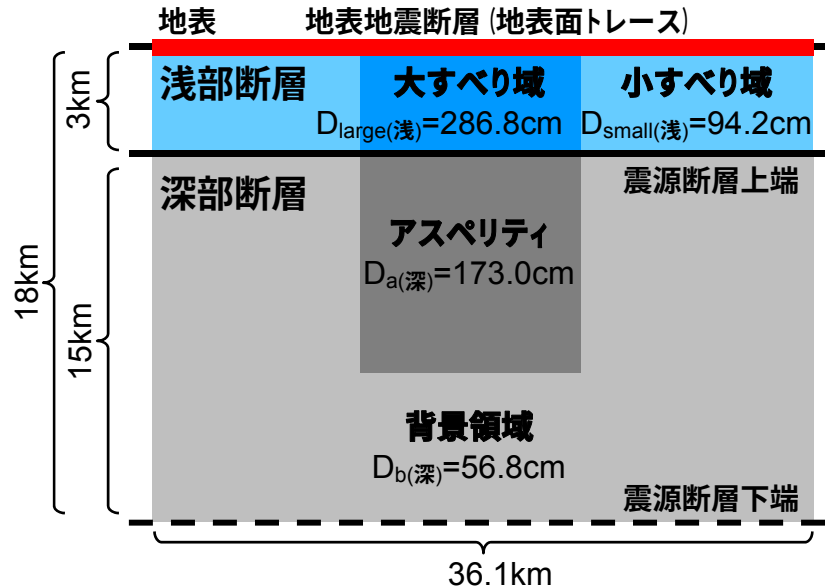
$$t_{large(浅)} = 2 \times D_{large(浅)} / V_{large(浅)}$$

$$t_{small(浅)} = 2 \times D_{small(浅)} / V_{small(浅)}$$

大すべり域、小すべり域の
すべり速度時間関数

理論計算に用いるすべり速度時間関数

○断層パラメータの設定フローに基づき設定したすべり速度時間関数は下図のとおり。



大すべり域

小すべり域

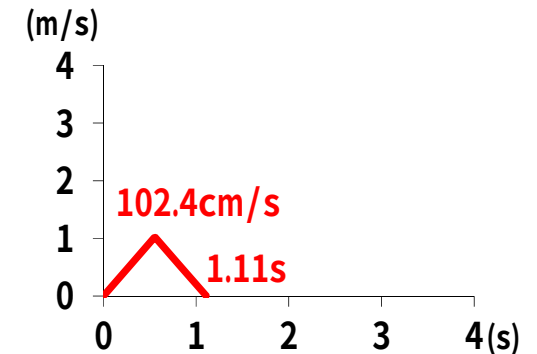
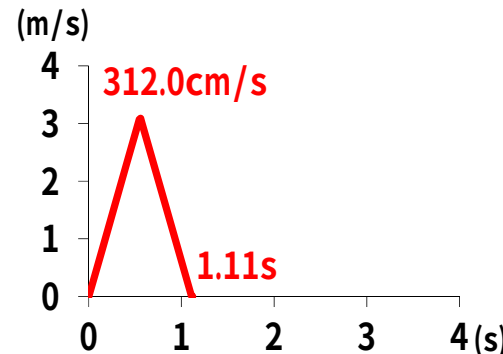
浅部断層のすべり速度時間関数

[深部断層のパラメータ]

- ・ $t_{(深)}$ はSomerville et al. (1999) に基づき設定
- ・ $D_{a(深)}$, $D_{b(深)}$ はレシビに基づき設定
- ・ $V_{(深)} = 2 \times D_{(深)} / t_{(深)}$

[浅部断層のパラメータ]

- ・ $V_{(浅)} = 1/2 V_{(深)}$ (Kagawa et al. (2004))
- ・ $D_{large(浅)}$ は松田 (1975) に基づき設定
- ・ $D_{small(浅)} = D_{b(深)} / D_{a(深)} \times D_{large(浅)}$
- ・ $t_{(浅)} = 2 \times D_{(浅)} / V_{(浅)}$



アスペリティ

背景領域

深部断層のすべり速度時間関数

基本震源モデルの断層パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	$V_r = 0.72 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²)	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50 ^{f1.1}	佐藤他 (2007)
$f_{\max}$ (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	深部断層と同じ値に設定※

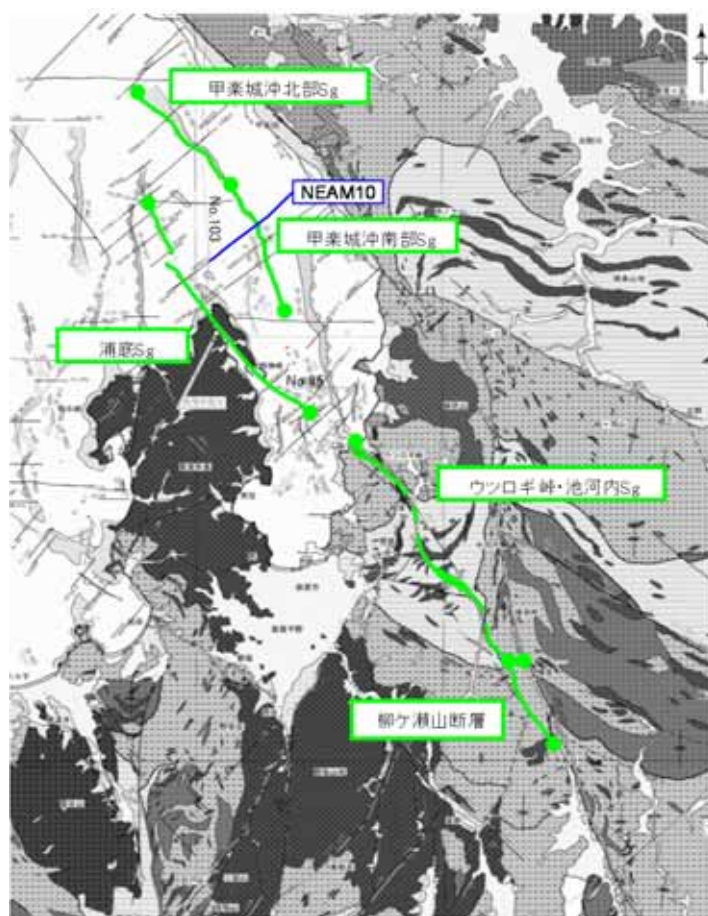
※ 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

基本震源モデルの設定に関する詳細説明

○震源モデルの設定に関し、下記事項について詳細に示す。

- ① 断層傾斜角, 断層タイプ
- ② 地質調査結果と震源モデルの対応
- ③ 浅部断層のすべりについて

① 断層傾斜角, 断層タイプ (1 / 3)



※セグメントを「Sg」と表記。

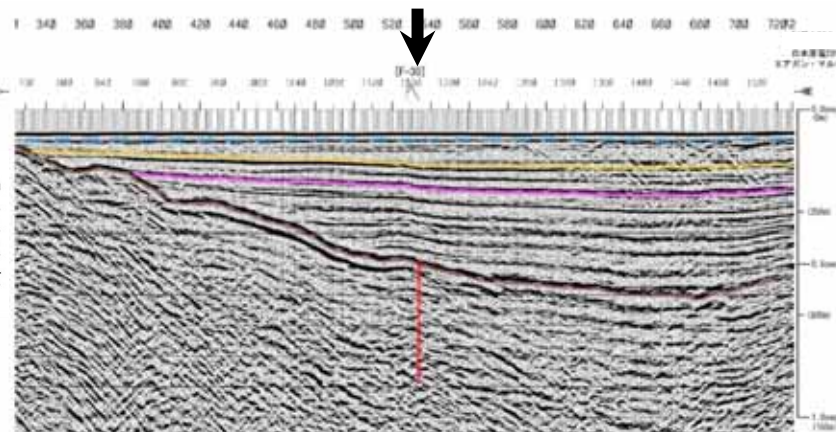
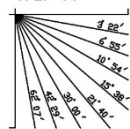
【甲斐城沖北部・南部セグメント】

走向と広域応力場の関係や海上音波探査結果より, ほぼ鉛直 (90°) と推定される。

NEAM10



V. E. ≒ 3

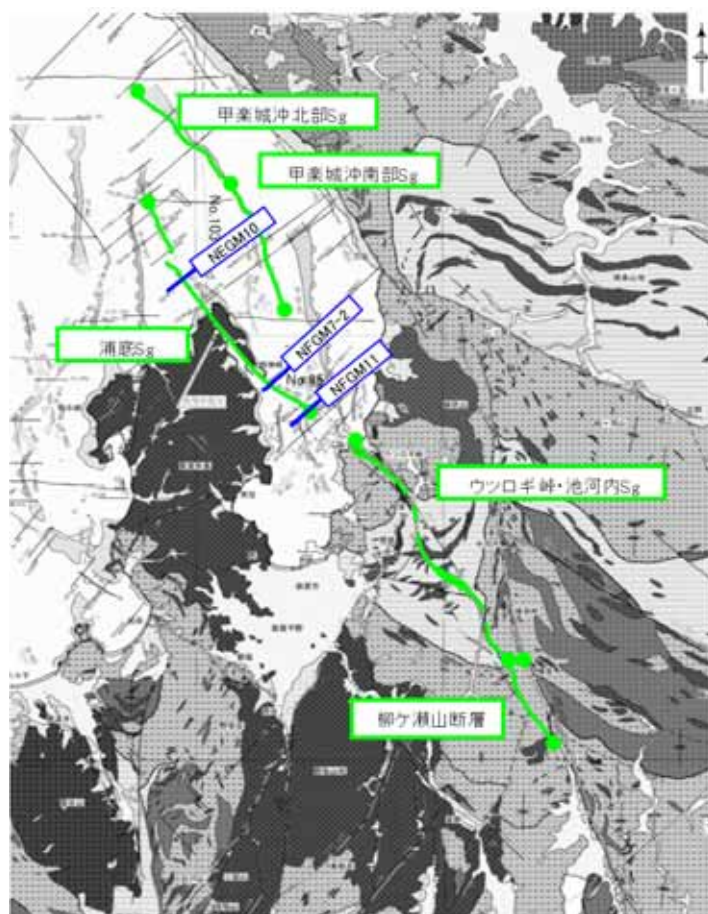


凡 例

- B層(上部更新統)上面
- C層(最上部鮮新統～中部更新統)上面
- C層(最上部鮮新統～中部更新統)上面
- R層(先鮮新統～最下部鮮新統)上面
- 変形
- 変位

調査結果の例 (海上音波探査結果)

① 断層傾斜角, 断層タイプ (2 / 3)

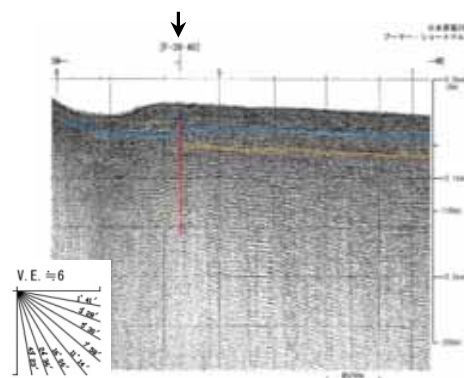


※セグメントを「Sg」と表記。

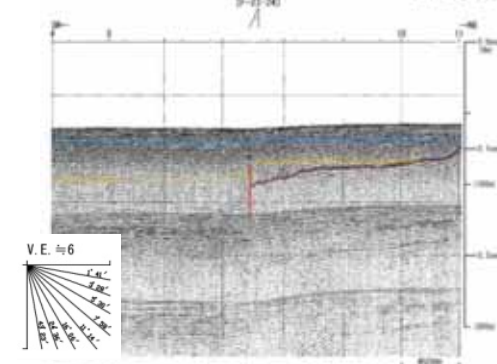
【浦底セグメント】

・走向と広域応力場の関係や変動地形調査, トレンチ調査及びボーリング調査の結果から, 左横ずれ卓越の断層であり断層傾斜角は高角度と考えられるが, 断層東側の地層を隆起させている状況を踏まえ東側傾斜 (並走するウツロギ峠北方セグメントの傾斜方向との関連から70°以上) と評価する。

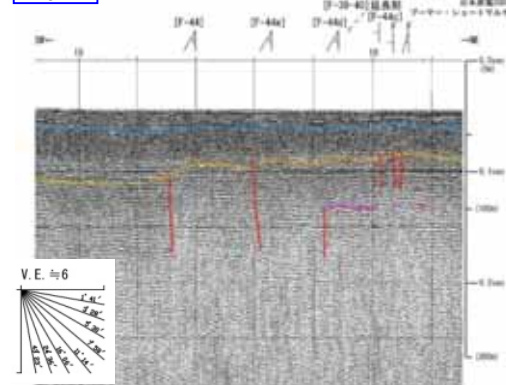
NFGM7-2



NEGM10



NFGM11

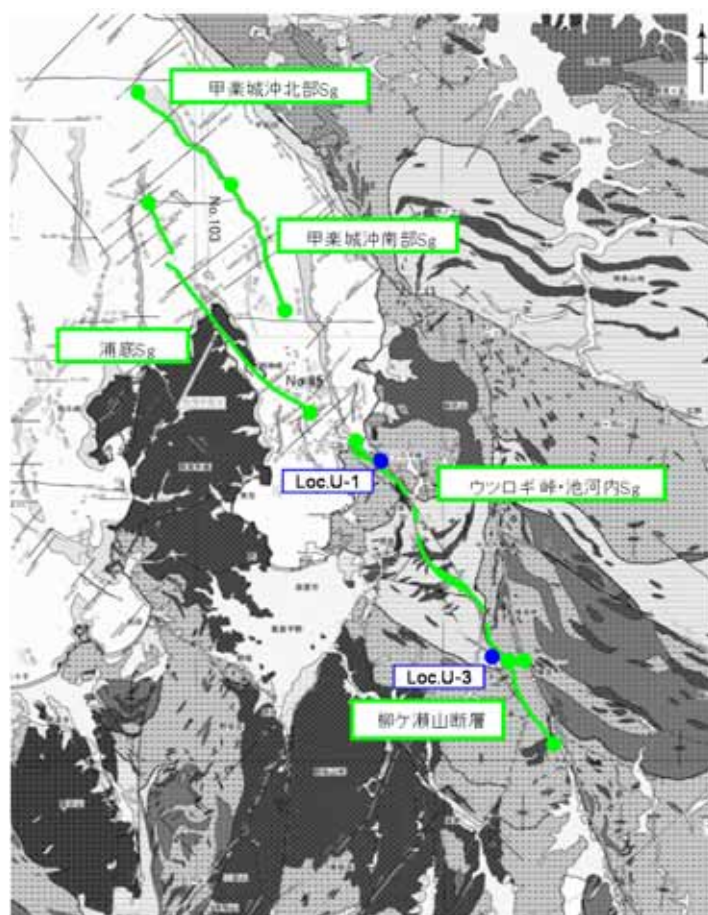


浦底断層の端部と評価

- 凡 例
- B層(上部更新統)上面
 - C₁層(最上部鮮新統～中部更新統)上面
 - C₂層(最上部鮮新統～中部更新統)上面
 - R層(先鮮新統～最下部鮮新統)上面
 - 変形
 - 変位

調査結果の例 (海上音波探査結果)

① 断層傾斜角, 断層タイプ (3 / 3)



※セグメントを「Sg」と表記。

【ウツロギ峠・池河内セグメント】

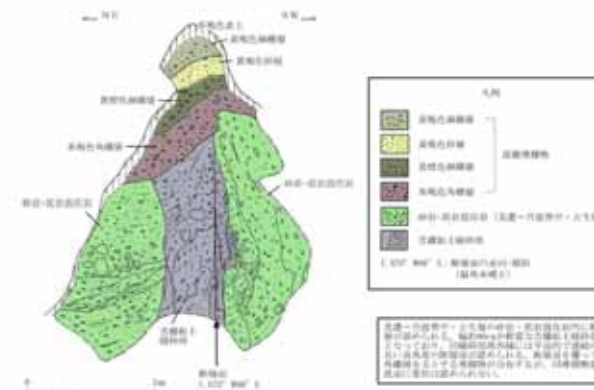
・走向と広域応力場の関係や地表地質調査結果からほぼ鉛直 (90°) と推定される。

【柳ヶ瀬山断層】

・ウツロギ峠・池河内Sgの南方延長に直線上の配置となることから、傾斜角90°の左横ずれ断層として評価する。



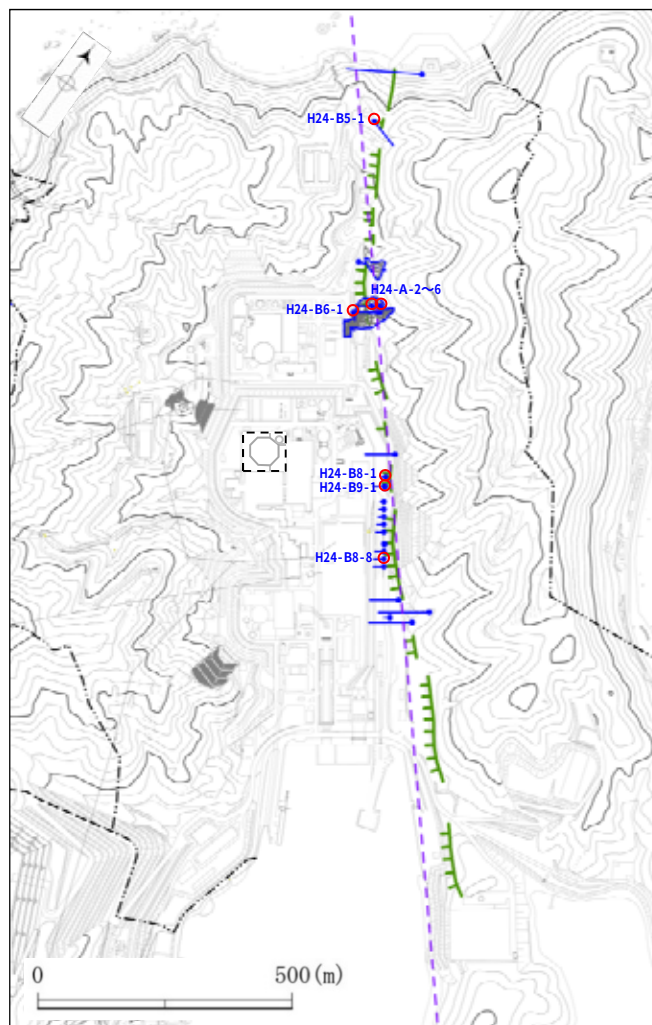
調査結果の例 (リニアメントが判読されるウツロギ峠南西方の露頭 (Loc.U-1) における剥ぎ取り調査結果)



調査結果の例 (リニアメントが判読されるウツロギ峠南西方の露頭 (Loc.U-3) における剥ぎ取り調査結果)

地震動評価においては、甲楽城沖北部・南部セグメント、浦底セグメント、ウツロギ峠・池河内セグメント、柳ヶ瀬山断層における広域応力場、断層の走向、ほぼ鉛直に近い断層傾斜及び調査で得られた断層ずれの方向から総合的に検討し、傾斜角90°の左横ずれ断層として評価する。

② 地質調査結果と震源モデルの対応



調査位置図

浦底ー内池見断層（浦底セグメント）の配置
（第536回審査会合資料2より抜粋・加筆）

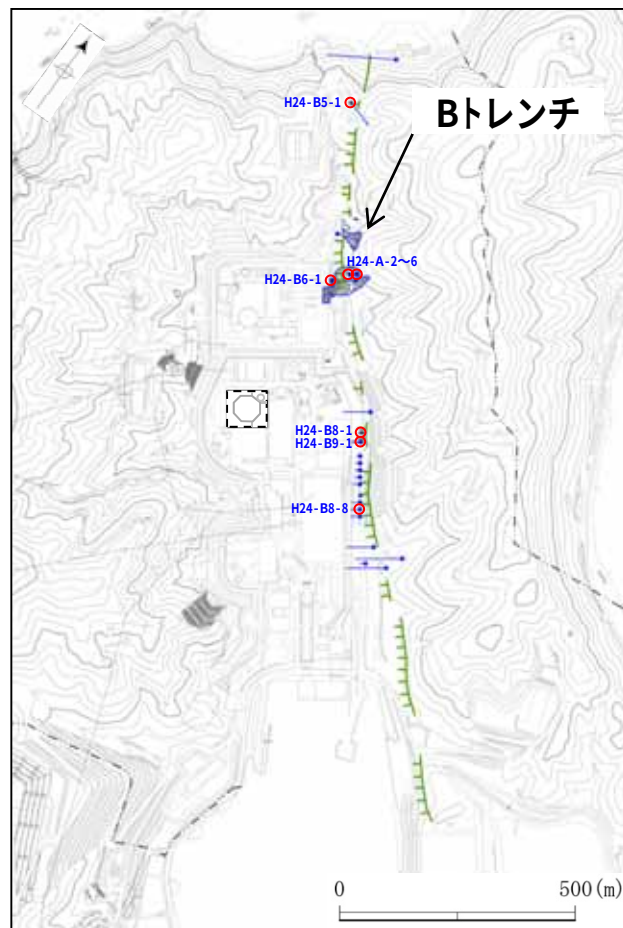
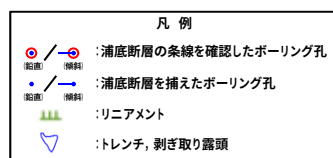
原子炉建屋等の重要施設と地表地震断層の離隔距離を正確に再現した震源モデルを設定

----- :断層モデル地表トレース線

凡 例

-   : 浦底断層の条線を確認したボーリング孔
-  (鉛直)  (傾斜)
-   : 浦底断層を捕えたボーリング孔
-  (鉛直)  (傾斜)
-  : リニアメント
-  : トレンチ, 剥ぎ取り露頭

③ 浅部断層のすべりについて (1/2)



調査位置図

- 「2.1 断層浅部からの短周期地震動の生成に関する考察」におけるC.H. ショルツ (2010) の知見によると、成熟した断層の浅部では、断層ガウジが存在することや2~4kmの深さで地震活動のカットオフが観測されることから、すべり安定 (応力降下は生じない) となる領域の存在が指摘されている。
- そこで、上記知見を踏まえ、浦底断層における断層ガウジと地震活動の関係を整理する。
- 浦底断層のBトレンチから採取したブロックサンプルには、断層ガウジが明瞭に認められる。



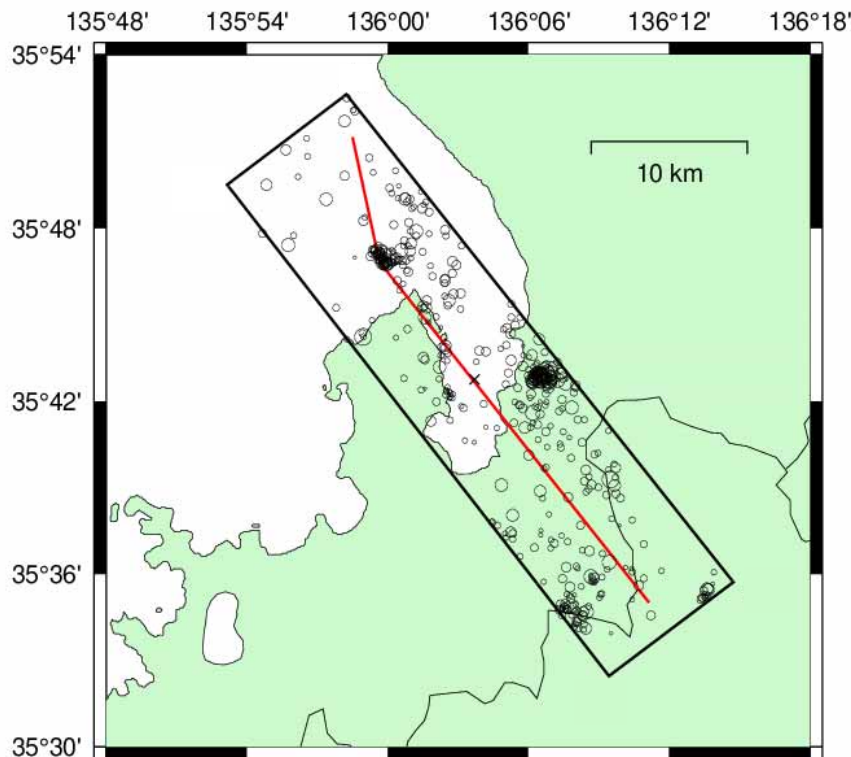
最新活動面



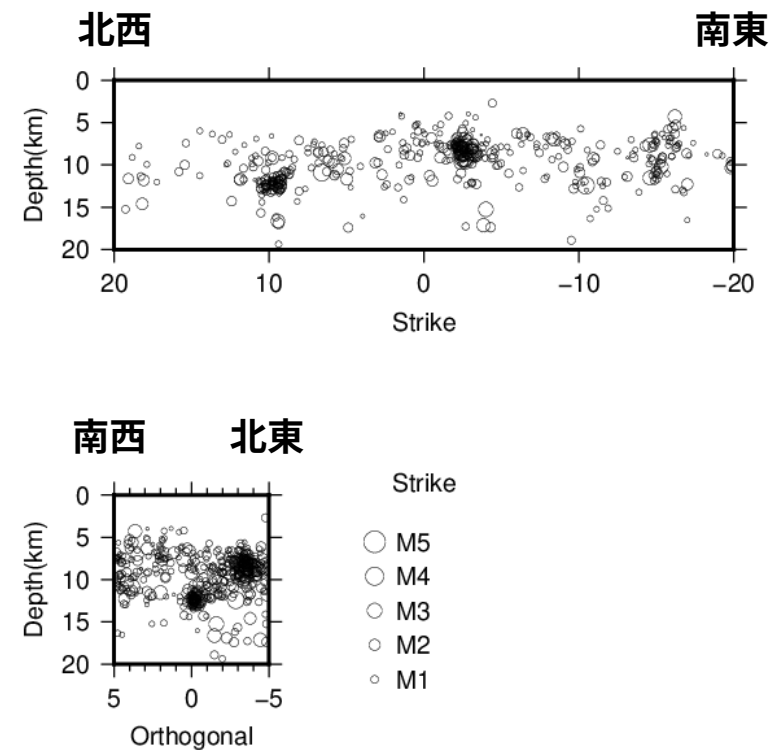
ブロックサンプル

③ 浅部断層のすべりについて (2/2)

- 浦底断層周辺の微小地震分布図を見ると、地表から深さ約5kmの間には地震活動がほとんど認められない。
- 断層ガウジの存在と上記特徴を考慮すると、C.H.ショルツ (2010) の知見に基づけば、浦底断層の浅部では安定すべりとなり、短周期の放出は少ないと考えられる。



浦底断層周辺で発生した地震の震央分布図
(気象庁, 1997年10月～2018年7月, $M > 0$)



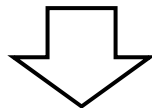
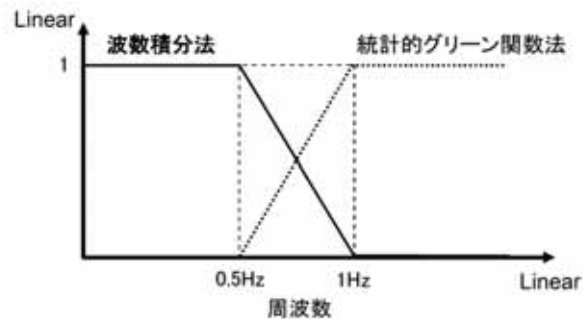
浦底断層周辺で発生した地震の鉛直震源分布図

断層モデル手法による地震動評価方針 (1 / 2)

- 深部断層をハイブリッド合成法 (統計的グリーン関数法 + 理論的手法) , 浅部断層を理論的手法で地震動を評価する。
- 深部断層と浅部断層の地震動評価結果を, 断層面の破壊遅れ時間を考慮して時刻歴上で足し合わせることで, 深部断層 + 浅部断層の地震動を作成する。

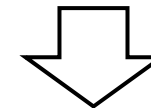
深部断層

ハイブリッド合成法
(統計的グリーン関数法 + 理論的手法
(波数積分法))



浅部断層

理論的手法 (波数積分法)



断層全体

時刻歴上で足し合わせる

断層モデル手法による地震動評価方針 (2 / 2)

○統計的グリーン関数法における放射係数の設定

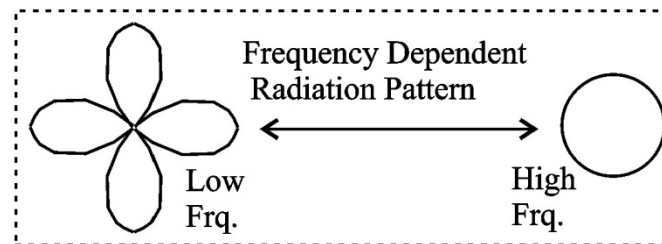
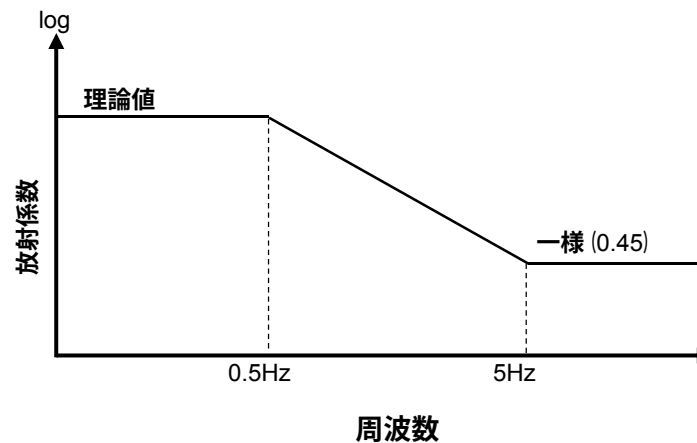
SH波及びSV波の放射特性に、釜江他(1990)による振動数に依存するモデルを用いた。ここで、パラメータ f_1 , f_2 は釜江他(1990)に従い、 $f_1=0.5\text{Hz}$, $f_2=5\text{Hz}$ と設定する。

$$R_{\theta\phi}(f) = \frac{(\log(f_2) - \log(f))R_{\theta\phi 0} + (\log(f) - \log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2) - \log(f_1)}$$

$R_{\theta\phi 0}$: 震源とサイトの位置関係及びすべり方向から理論的に評価される放射係数

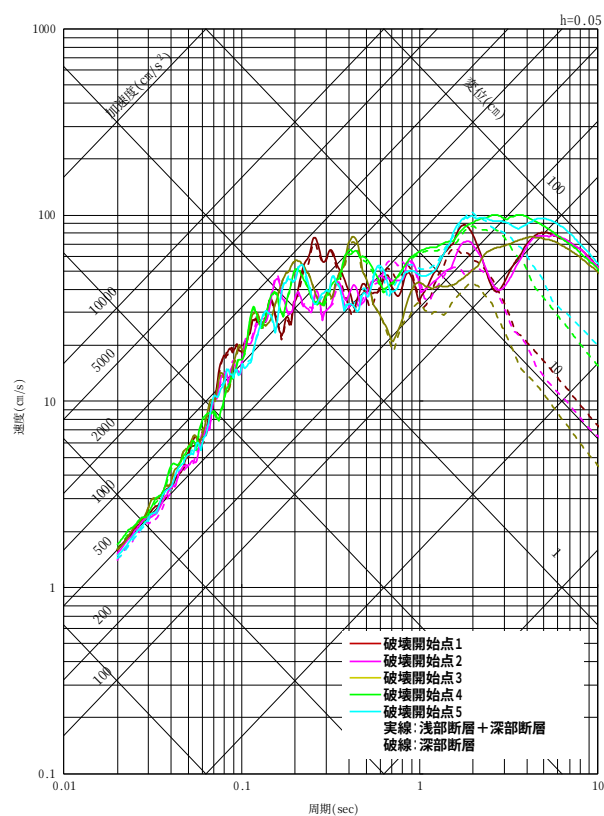
$R_{\theta\phi m}$: 高周波数で等方放射として平均化された放射係数

f_1, f_2 : 理論的な放射から等方的な放射へと遷移する周波数帯

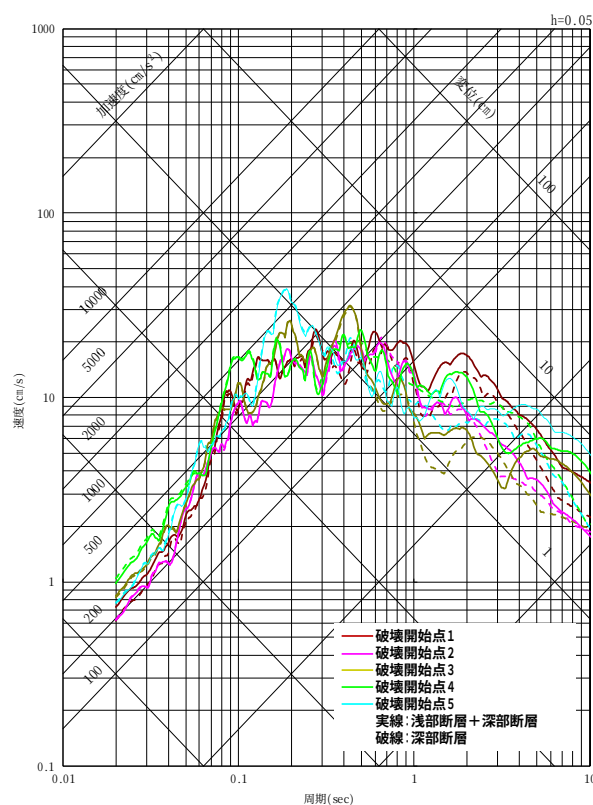


震源が敷地に近い場合の地震動評価結果 (基本ケース) (1 / 4)

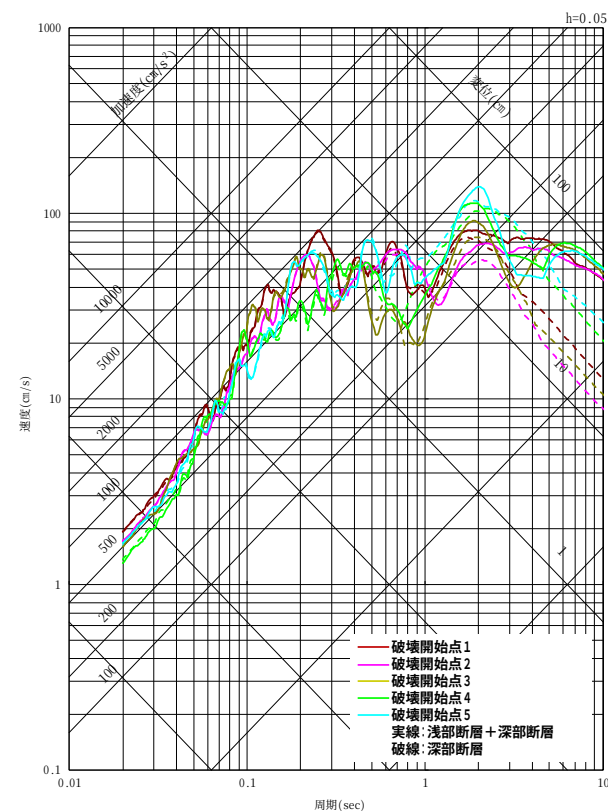
- 浦底断層の断層全体 (浅部断層 + 深部断層) と震源断層 (深部断層) のみの基本ケースの評価結果を比較して示す。
- 断層全体を考慮した効果は、長周期側 (約0.5秒以上) に現れている。



NS方向



EW方向

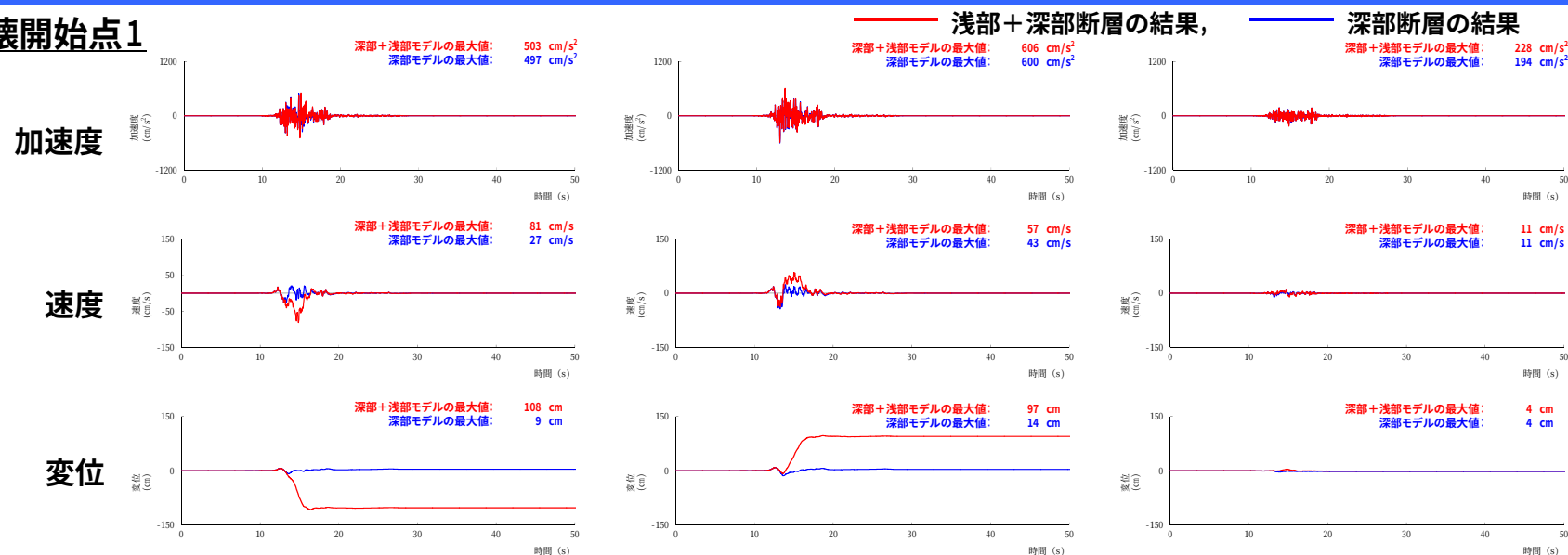


UD方向

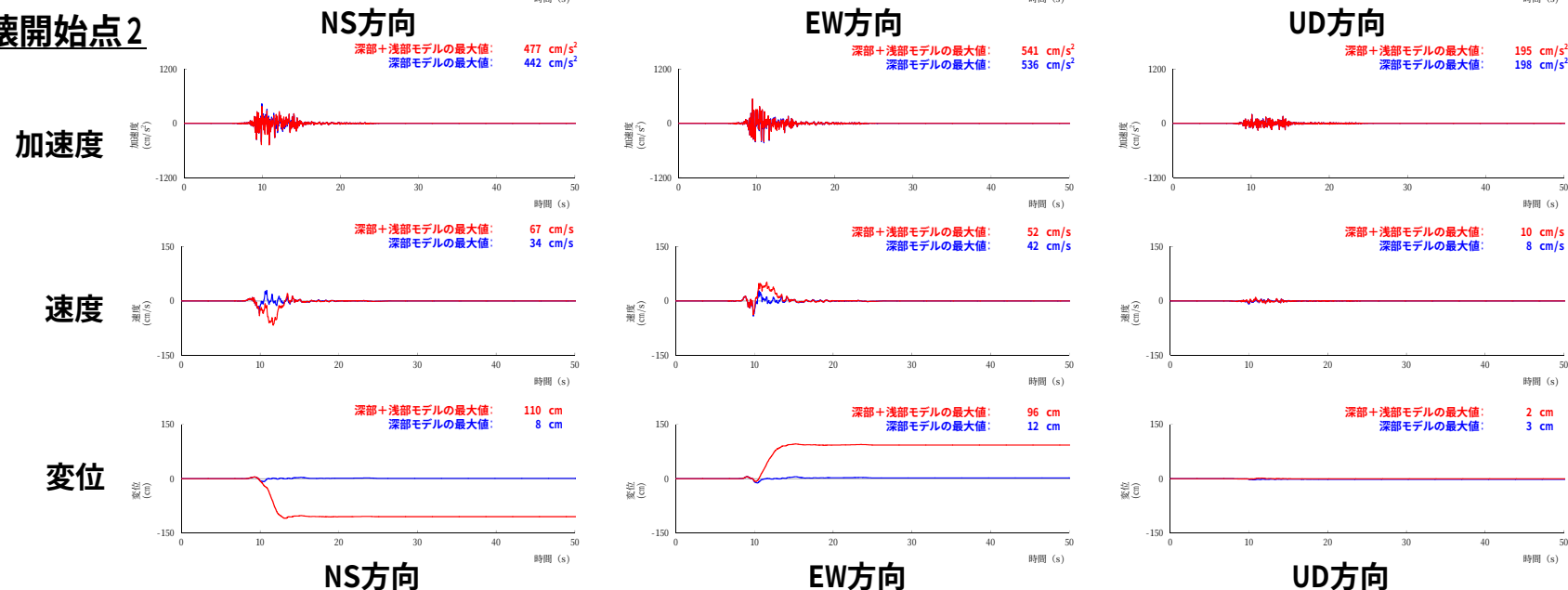
擬似速度応答スペクトル

震源が敷地に近い場合の地震動評価結果 (基本ケース) (2 / 4)

破壊開始点1



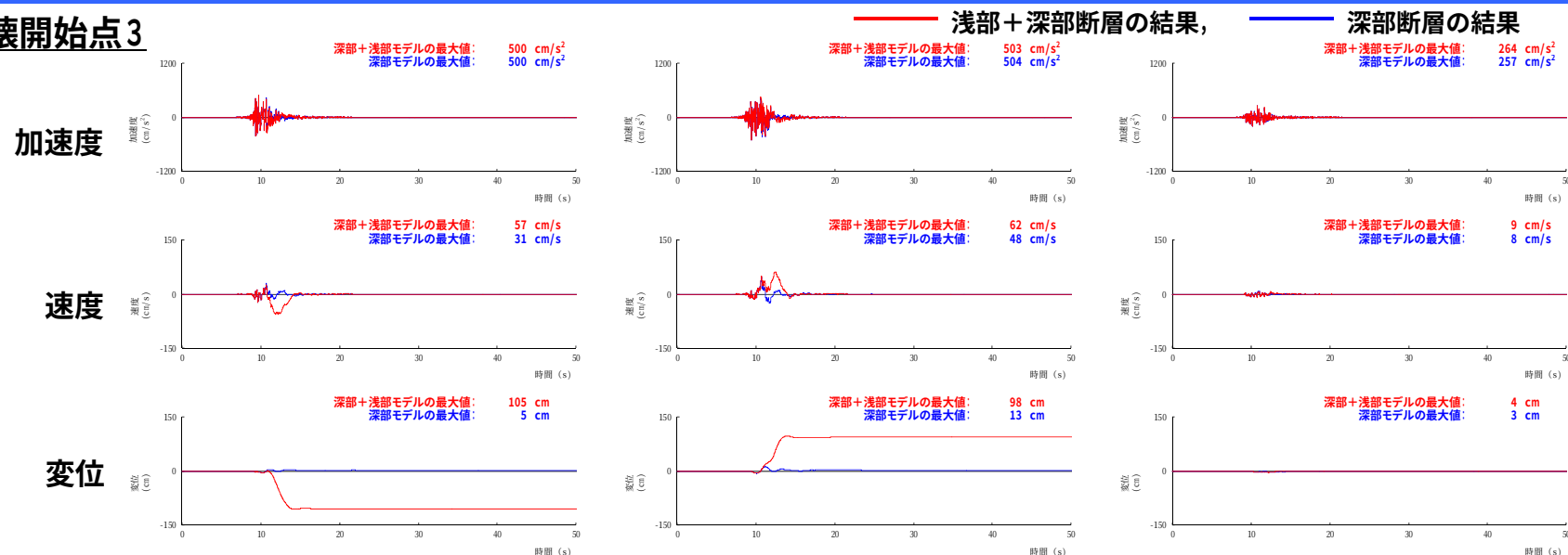
破壊開始点2



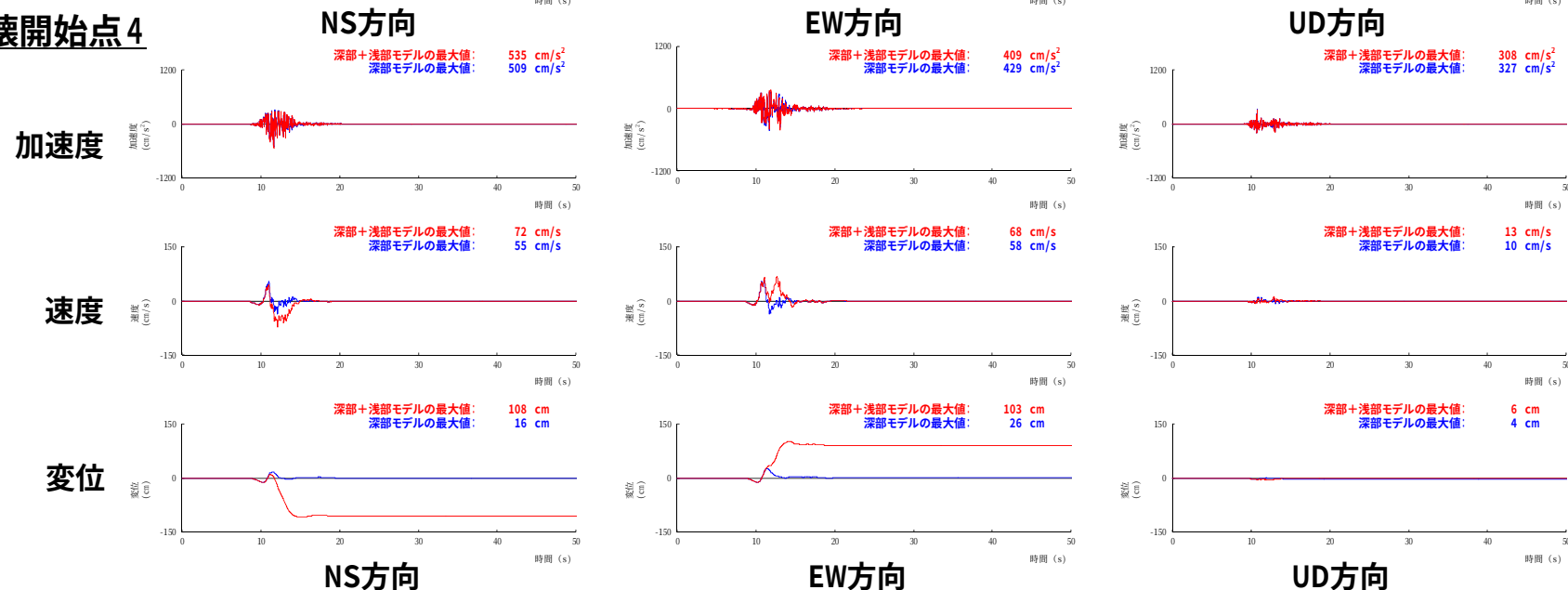
震源が敷地に近い場合の地震動評価結果 (基本ケース) (3 / 4)

第566回審査会合
資料2修正

破壊開始点3

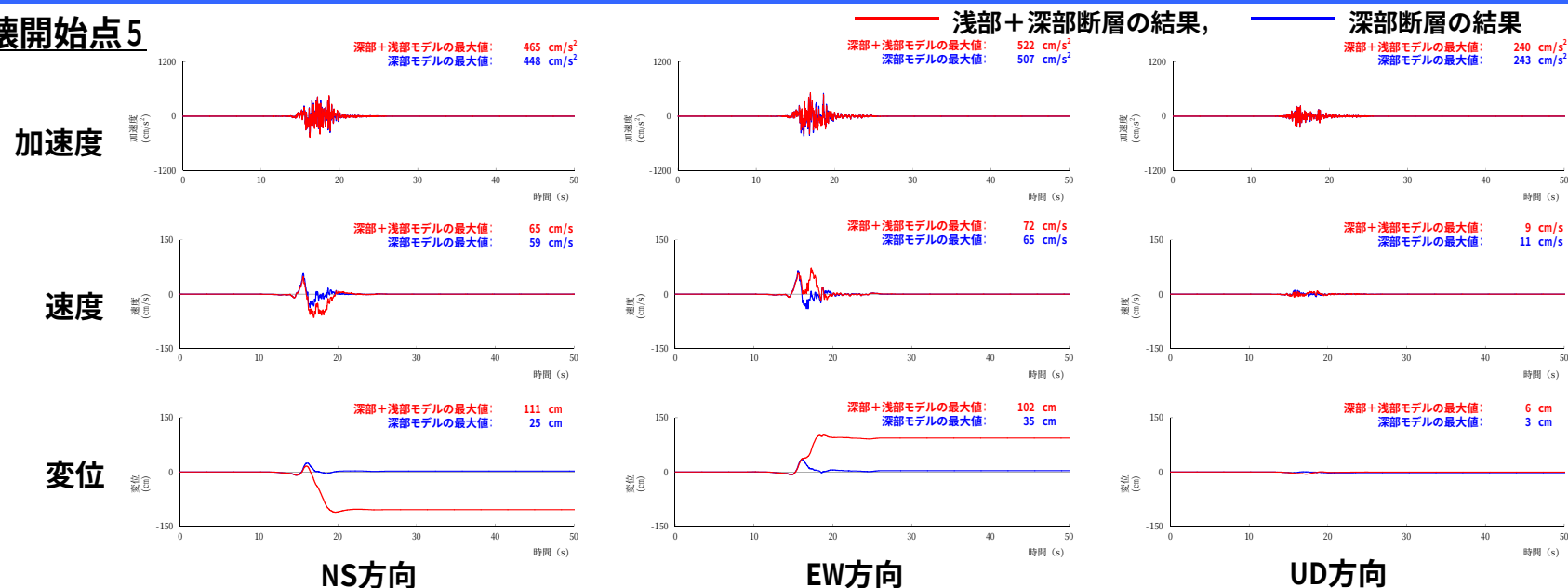


破壊開始点4



震源が敷地に近い場合の地震動評価結果 (基本ケース) (4 / 4)

破壊開始点5



○断層浅部を考慮し、波数積分法を用いて評価したことにより、永久変位が評価できている。

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

不確かさの考慮

■考慮する不確かさ

敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして選定する。

■不確かさの組合せ

浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを踏まえ、選定した不確かさの地震動評価への影響を検討し、影響の大きい不確かさについてはそれらの組合せを考慮する。

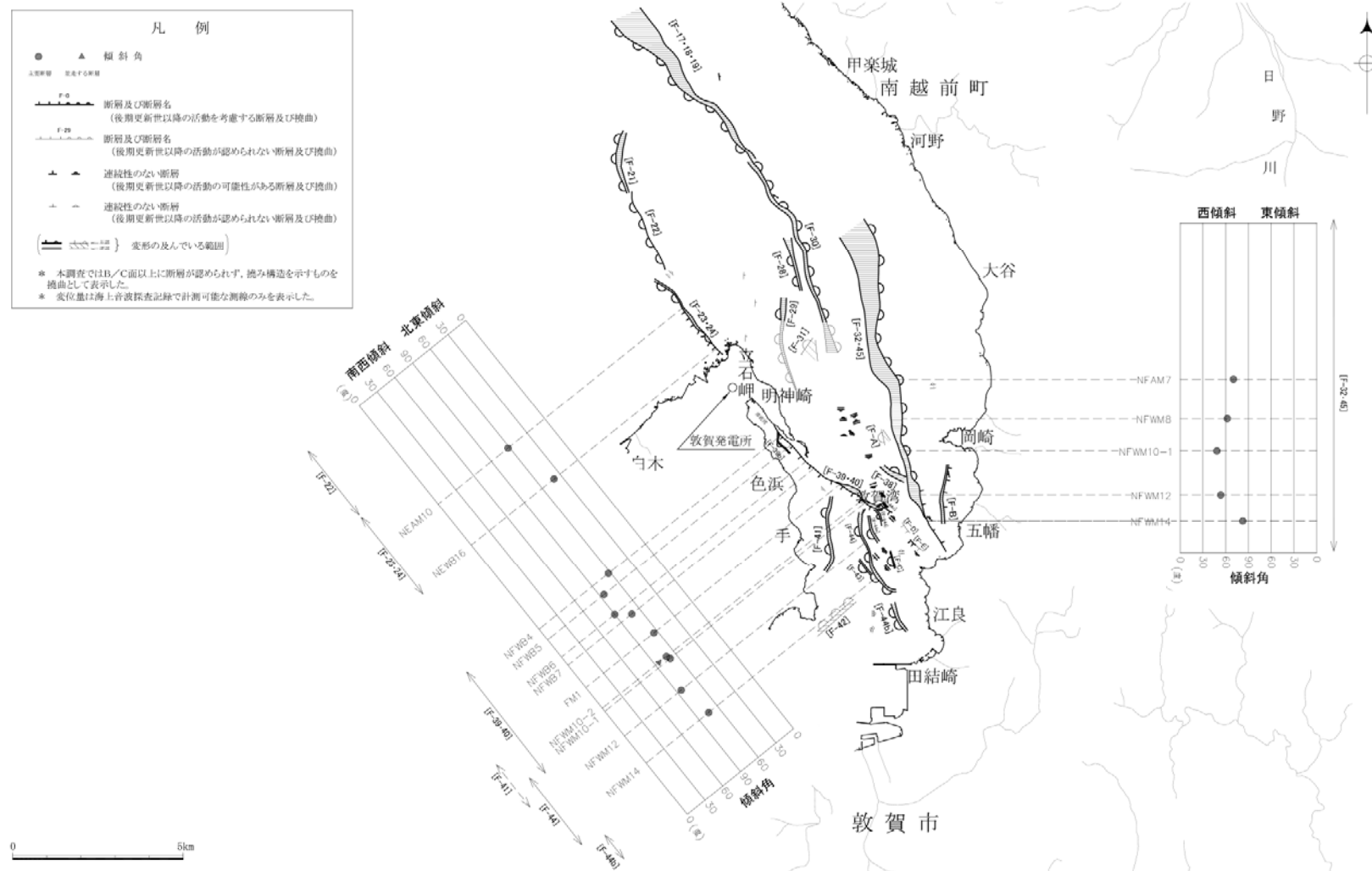
考慮する不確かさ

■ 主要な断層パラメータについて、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

- 基本震源モデルに予め不確かさを考慮するパラメータ
○ 不確かさを考慮するパラメータ

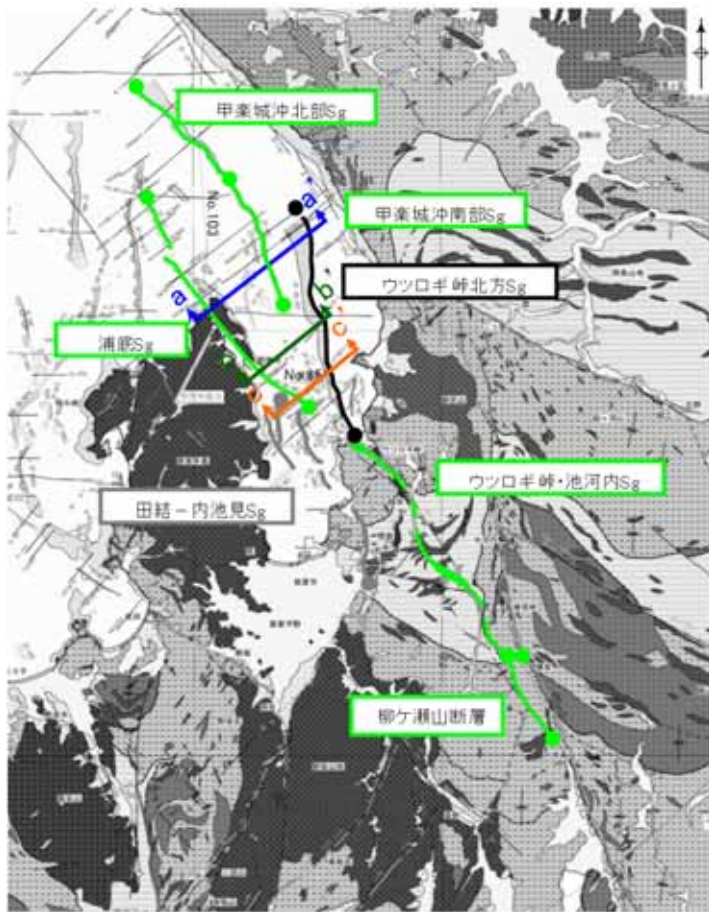
種類	パラメータ	基本震源モデルの設定	不確かさの検討	結果
認識論的不確かさ	断層上端 深さ	上端3km	調査結果から上端4kmと設定できることを確認した上で、基本震源モデルの段階で保守的に上端3kmと設定しており、不確かさを考慮済である。	—
	断層傾斜角	90°	・調査データから90°に近い高角度の断層であることを踏まえて90°と設定している。 ・しかしながら調査データのばらつきを踏まえて、並走するウツロギ峠北方一池河内断層を超えない範囲の傾斜として70°（北東傾斜）を不確かさとして考慮する。	○
	すべり角	0°	・傾斜角90°の左横ずれ断層と設定したことを踏まえ、強震動予測レシピに基づきすべり角0°と設定している。 ・しかしながら調査データには縦ずれ成分も含まれていることを考慮し、鉛直変位量と水平変位量の比率(1:1.3)から得られるすべり角37.6度を不確かさとして考慮する。	○
	浅部断層 すべり量	2.9m	・松田(1975)に基づいて大すべり域のすべり量を2.9mと設定している。 ・しかしながら、震源断層のすべり量と地表でのすべり量の関係を示した松島他(2010)を参考に1.7mを不確かさとして考慮する。	○
	短周期 レベル	強震動予測レシピの 平均	新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本震源モデルの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する。	○
	破壊伝播 速度	Geller(1976)による S波速度の0.72倍	・強震動予測レシピに基づいて設定している。 ・しかしながら、宮腰他(2005)で示されている破壊伝播速度のばらつき1σを参考に、0.87Vsを不確かさとして考慮する。	○
偶然的不確かさ	アスペリティ 位置	深部断層の敷地直下 に配置	・基本震源モデルの段階で敷地に近くなるよう配置した上で各不確かさと重畳させる。 ・なお、波の重ね合わせによっては、アスペリティの対角線上に敷地が位置するようアスペリティを配置した場合に、より大きな地震動が発生する可能性が考えられるため、影響確認を行う。	—
	破壊開始点	5ヶ所設定	基本震源モデルの段階で破壊開始点を5ヶ所設定した上で各不確かさと重畳させる。	—

- 浦底セグメントは高角度の北東傾斜の断層である。
- ウツロギ峠・池河内セグメントは高角度の南西傾斜の断層である。

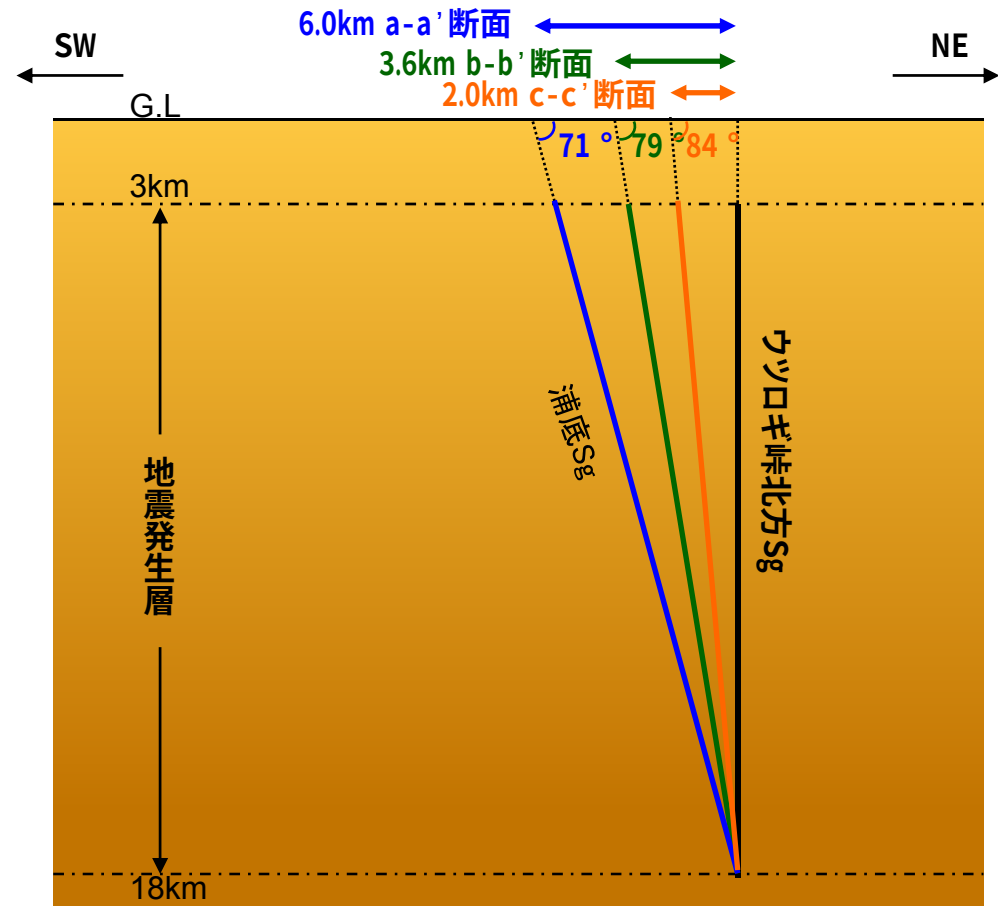


断層傾斜角の不確かさ (2 / 2)

- ウツロギ峠北方セグメントの傾斜角を 90° と仮定した場合に、浦底セグメントがこれを超えない範囲の傾斜角を算定すると、傾斜角は 70° 以上と考えられる。
- 傾斜角の不確かさとして保守的に 70° を考慮する。



※セグメントを「Sg」と表記。



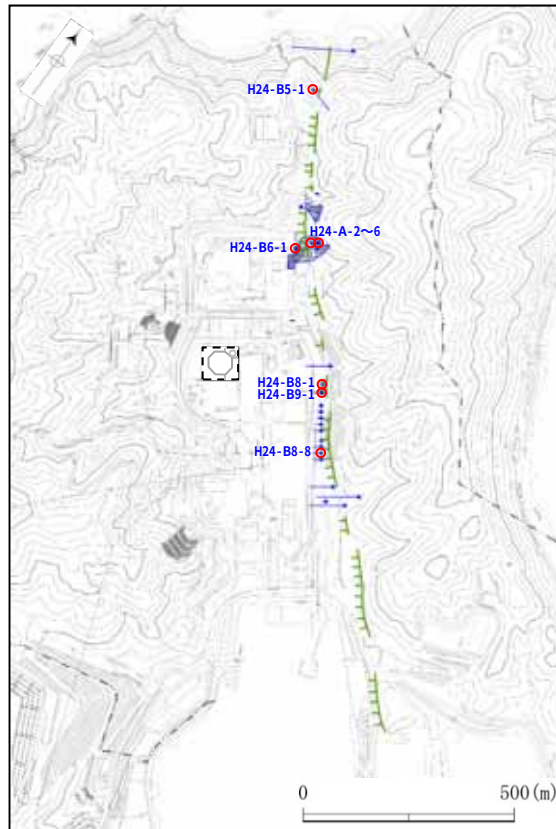
すべり角の不確かさ

- ボーリングコアを用いた条線観察から推定した鉛直変位量と水平変位量の比率が1:1.25と得られていることを参考に、地震動評価上は同比率を1:1.3として得られるすべり角(37.6°)を不確かさとして考慮する。

条線観察結果

孔番	測定位置		最新活動面		レイク角
	標高 (m)	深度 (m)	走向	傾斜	
H24-B5-1	9.09	81.99	N 32 ° W	82 ° NE	14 ° S
H24-B6-1	-31.59	73.80	N 33 ° W	80 ° NE	42 ° S
H24-B8-1	0.41	7.19	N 37 ° W	60 ° NE	53 ° S
H24-B8-8	-23.51	32.39	N 32 ° W	52 ° NE	48 ° S
H24-B9-1	2.04	6.58	N 35 ° W	58 ° NE	65 ° S
H24-A-2	31.63	15.29	N 32 ° W	78 ° NE	68 ° S
H24-A-3	33.86	13.39	N 34 ° W	74 ° NE	58 ° S
H24-A-4	35.30	12.36	N 35 ° W	65 ° NE	45 ° S
H24-A-5	36.76	11.28	N 37 ° W	70 ° NE	3 ° S
H24-A-6	9.98	29.00	N 29 ° W	89 ° NE	21 ° S

※走向・傾斜・レイク角を3次的に平均化した結果に基づき、鉛直変位量と水平変位量の比率を求めている。

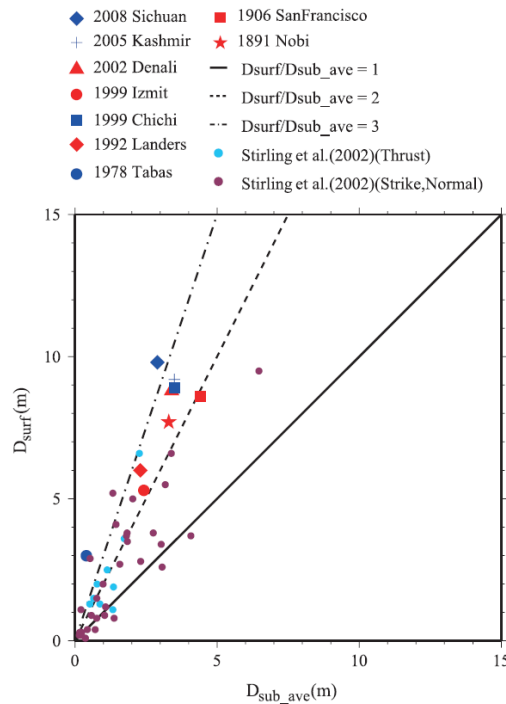


調査位置図

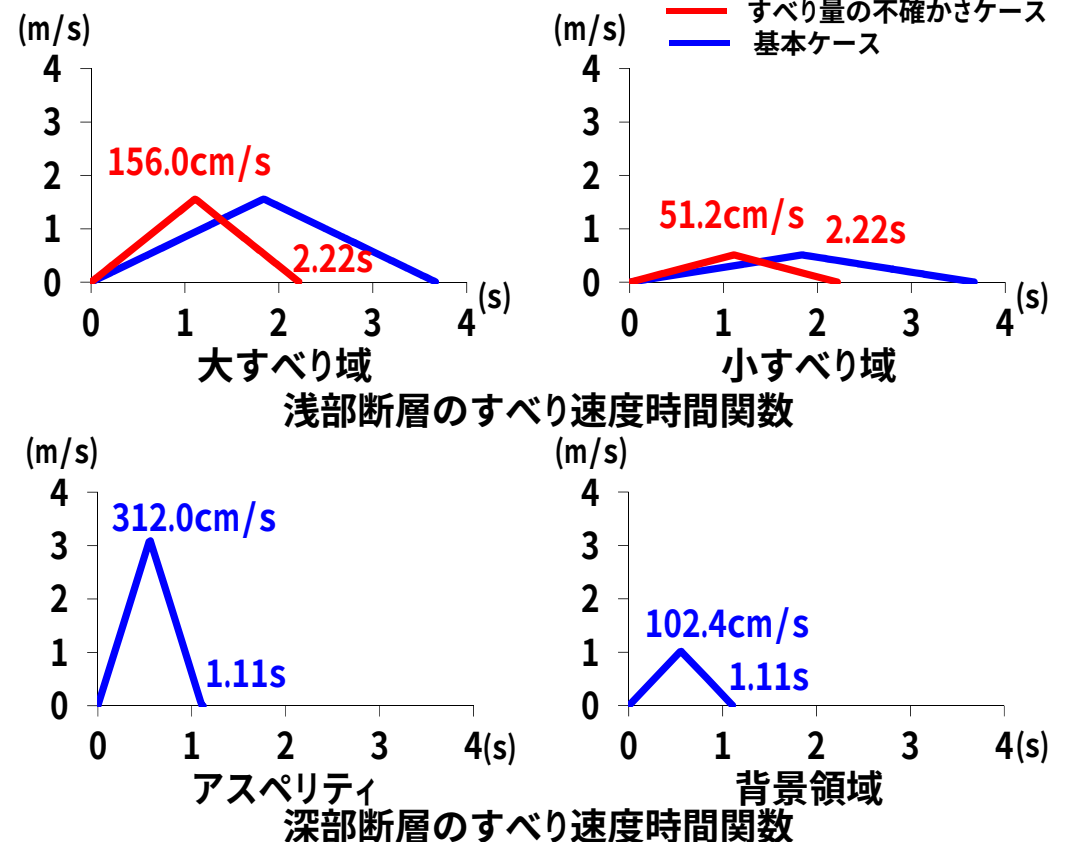
凡 例	
	: 浦底断層の条線を確認したボーリング孔
	: 浦底断層を捕えたボーリング孔
	: リニアメント
	: トレンチ、剥き取り露頭

浅部断層大すべり域のすべり量の不確かさ

- 松島他 (2010) では、海外の長大な断層で発生し、地震波形を用いて震源断層の破壊過程解析が行われた8地震と、濃尾地震を対象に長大断層で発生する地震のパラメータについて検討されている。
- この知見によると、地表の最大変位量 (D_{surf}) と震源断層での平均すべり量 (D_{sub_ave}) の関係について、 D_{surf} は D_{sub_ave} の概ね2~3倍であることがわかったとされている。
- 一方、強震動予測レシピでは、アスペリティのすべり量は平均すべり量の2倍とされていることから、 D_{surf} はアスペリティのすべり量の1~1.5倍となる。
- D_{surf} をアスペリティの1倍としたときは173cm、1.5倍としたときは260cmとなるが、得られるすべり速度時間関数の形状を考慮すると、より短周期側に影響を与えることから173cmを浅部大すべり域のすべり量の不確かさとして考慮する。

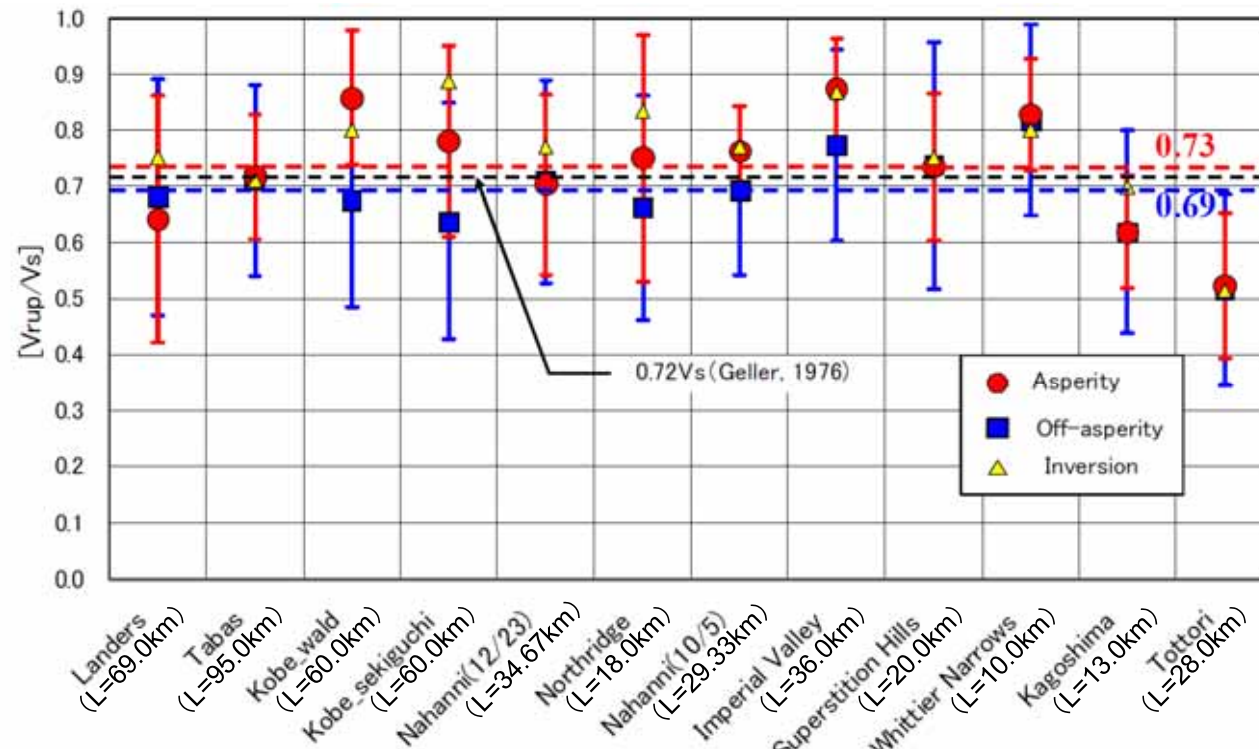


地表で観測された最大変位量 (D_{surf}) と震源断層の平均すべり量 (D_{sub_ave}) の関係
松島他 (2010) より抜粋



破壊伝播速度の不確かさ

- 宮腰他 (2003) では主にSommerville et al.(1999)で用いられた地震について、震源インバージョン結果を用いて破壊伝播速度を求め、「アスペリティ領域での平均的な破壊伝播速度は0.73Vs (標準偏差:0.14)、背景領域では0.69Vs (標準偏差:0.19) となり、Geller(1976)の0.72Vsと大差ない結果が得られた。」とされている。
- 宮腰他 (2003) に基づき、アスペリティ領域の平均的な破壊伝播速度0.73Vsに標準偏差1 σ を考慮した0.87Vsを、破壊伝播速度の不確かさとして設定する。

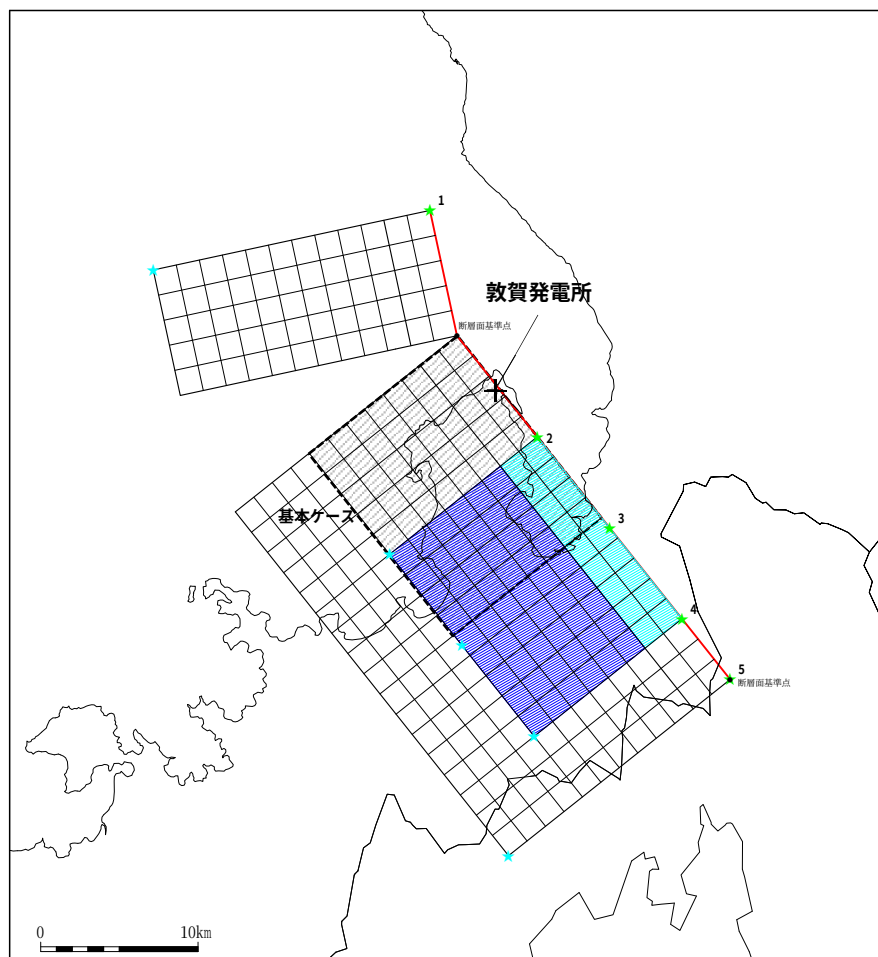


各地震の震源S波速度に対する平均的な破壊伝播速度の比

宮腰他 (2003) より抜粋・加筆

アスペリティ位置の影響確認 (1/2)

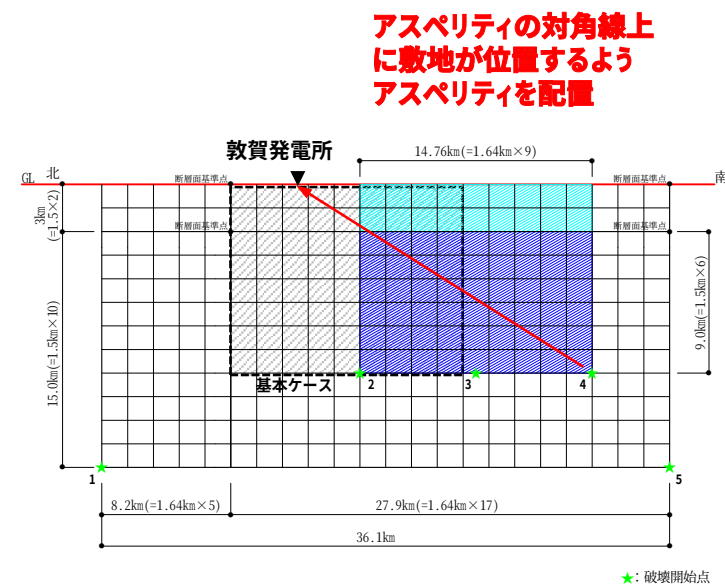
- 基本ケースでは、アスペリティを敷地直下に配置することで、地震動の距離減衰効果が小さくなるよう設定しているが、波の重ね合わせによっては、より大きな地震動が発生する可能性を考慮して、アスペリティの対角線上に敷地が位置するようアスペリティを配置した場合について影響確認を行う。



※ 傾斜角90°の断層面は、傾斜角0°として図化している。

★：破壊開始点

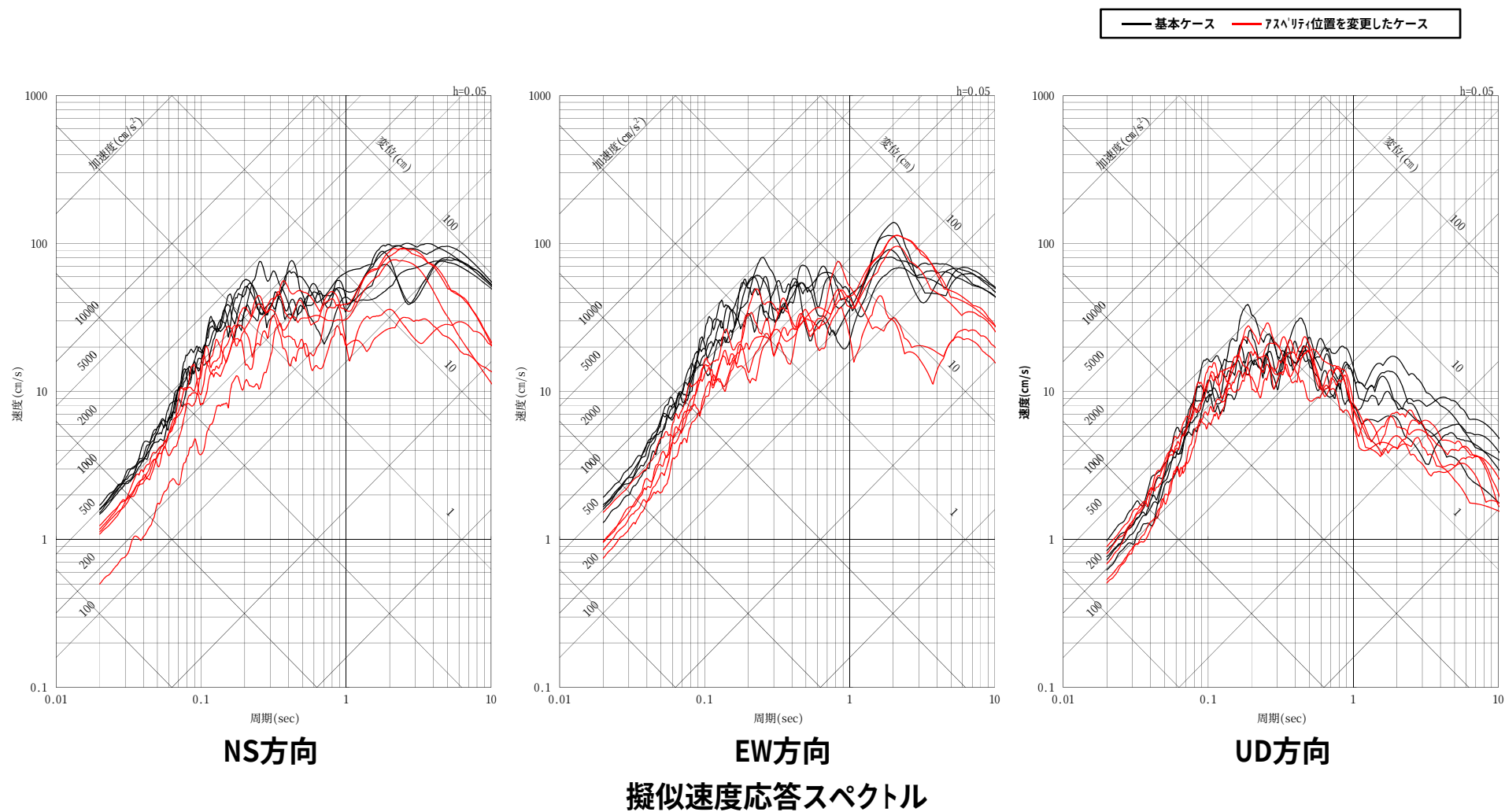
断層配置図



断層モデル図

アスペリティ位置の影響確認 (2/2)

○影響確認の結果、基本ケースによる結果を下回ることを確認した。



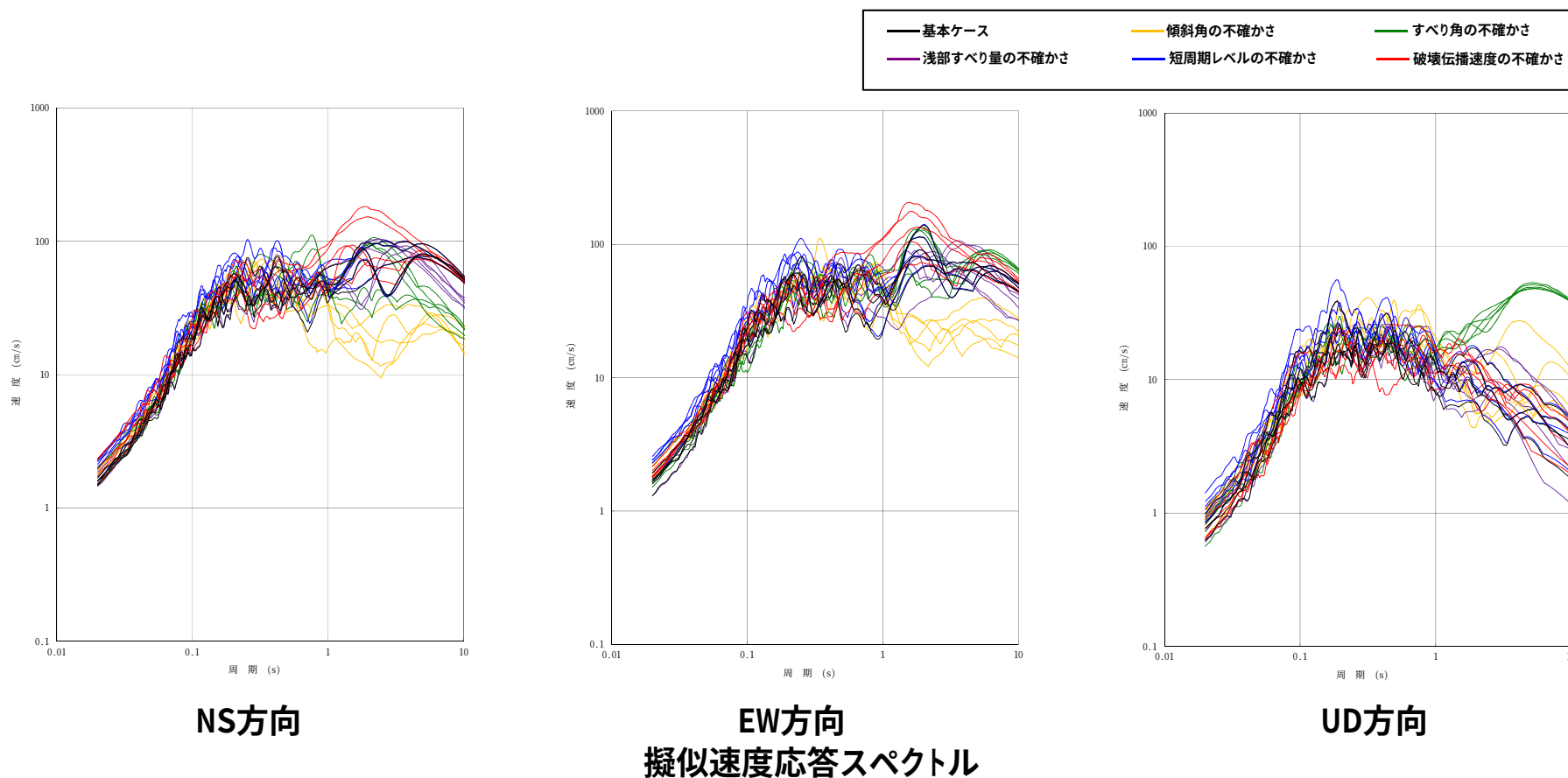
不確かさの組合せ： 不確かさ影響確認のための検討ケース

- 浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを踏まえ、不確かさが地震動評価結果に与える影響を確認した上で、不確かさの組合せを考慮する。
- 影響確認は、下記のケースについて行う。

検討ケース		傾斜角	すべり角	浅部断層 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点
1	基本ケース	90 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
2	傾斜角の不確かさ	70 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
3	すべり角の不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	レシビ平均	0.72V	サイト直下位置	複数設定
4	浅部すべり量の不確かさ	90 °	0 °	1.7m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
5	短周期レベルの不確かさ	90 °	0 °	2.9m	1.5倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
6	破壊伝播速度の不確かさ	90 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定

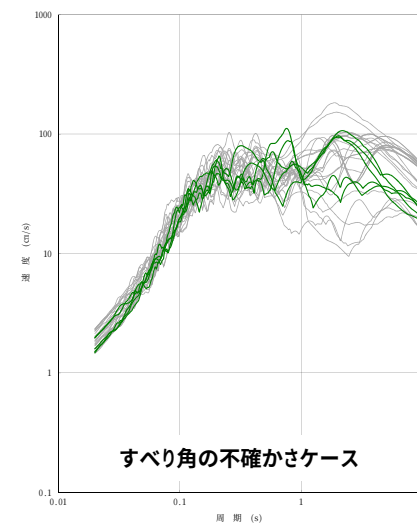
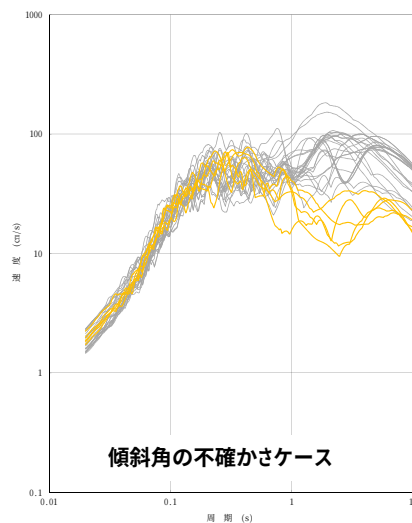
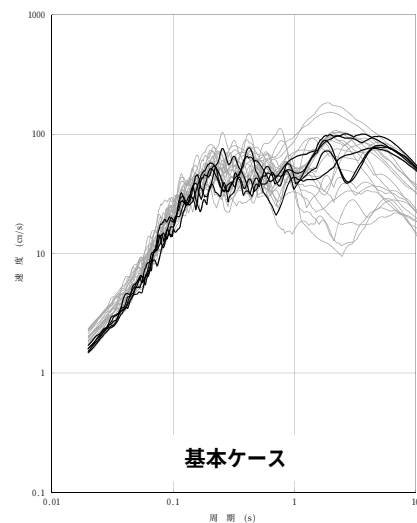
不確かさの影響確認結果

- 不確かさを単体で考慮したケースの応答スペクトルの比較から、影響の大きい不確かさとして下記の3つを選定し、これらについては組合せを考慮する。
- ・原子力施設にとって重要な短周期帯(約0.2秒以下)で影響が大きい「短周期レベルの不確かさ」を選定
 - ・NS方向, EW方向の長周期帯で影響が大きい「破壊伝播速度の不確かさ」を選定
 - ・UD方向の長周期帯で影響が大きい「すべり角の不確かさ」を選定

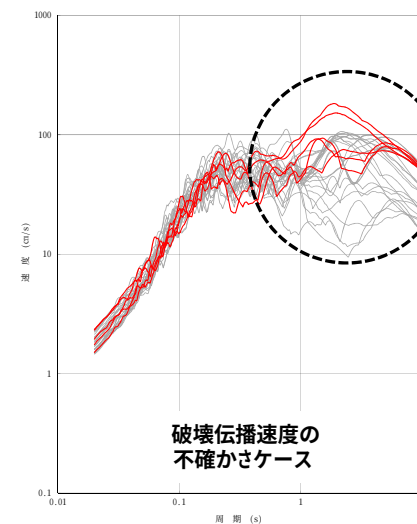
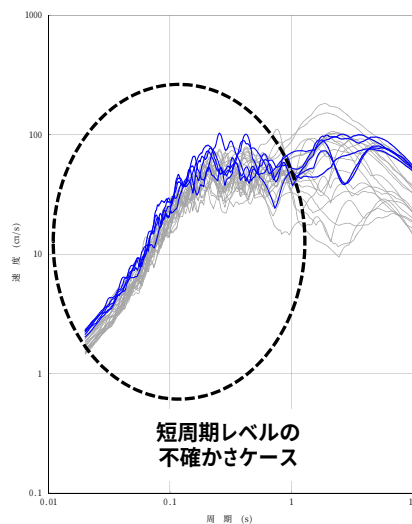
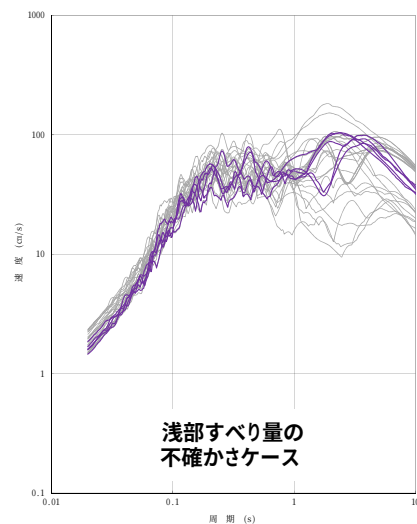


不確かさの影響確認結果： NS方向

○短周期レベル (1.5倍), 破壊伝播速度 (0.87Vs) の不確かさの影響が大きい。



○ : 影響が大きい箇所

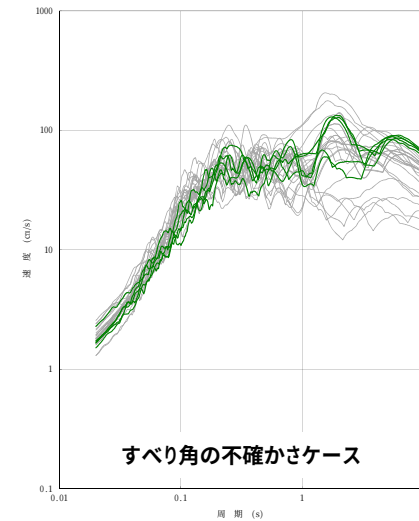
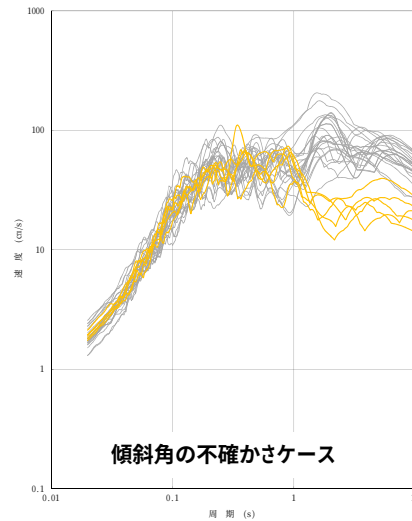
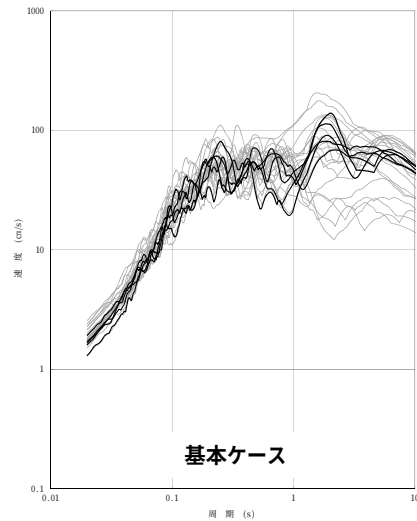


擬似速度応答スペクトル NS方向

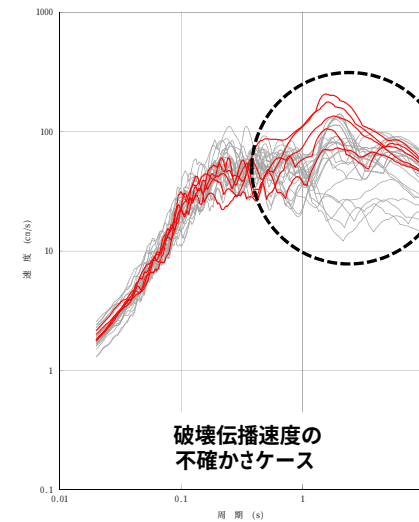
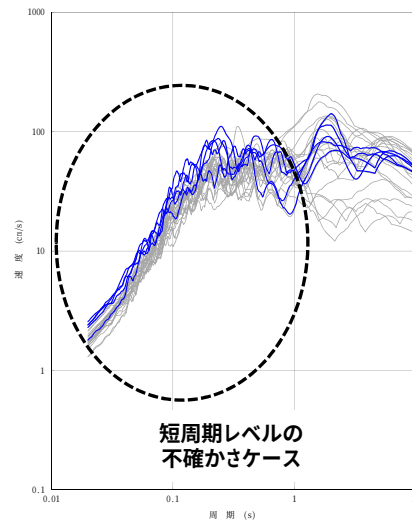
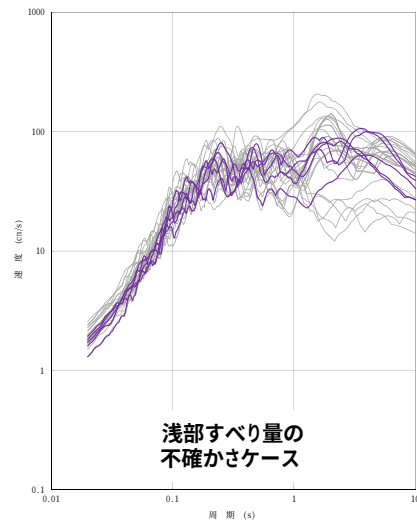
※不確かさを考慮した全ケースの地震動評価結果を灰色線で重ね書き, 対象ケースを色分けして記載

不確かさの影響確認結果： EW方向

○短周期レベル (1.5倍), 破壊伝播速度 (0.87Vs) の不確かさの影響が大きい。



○ : 影響が大きい箇所

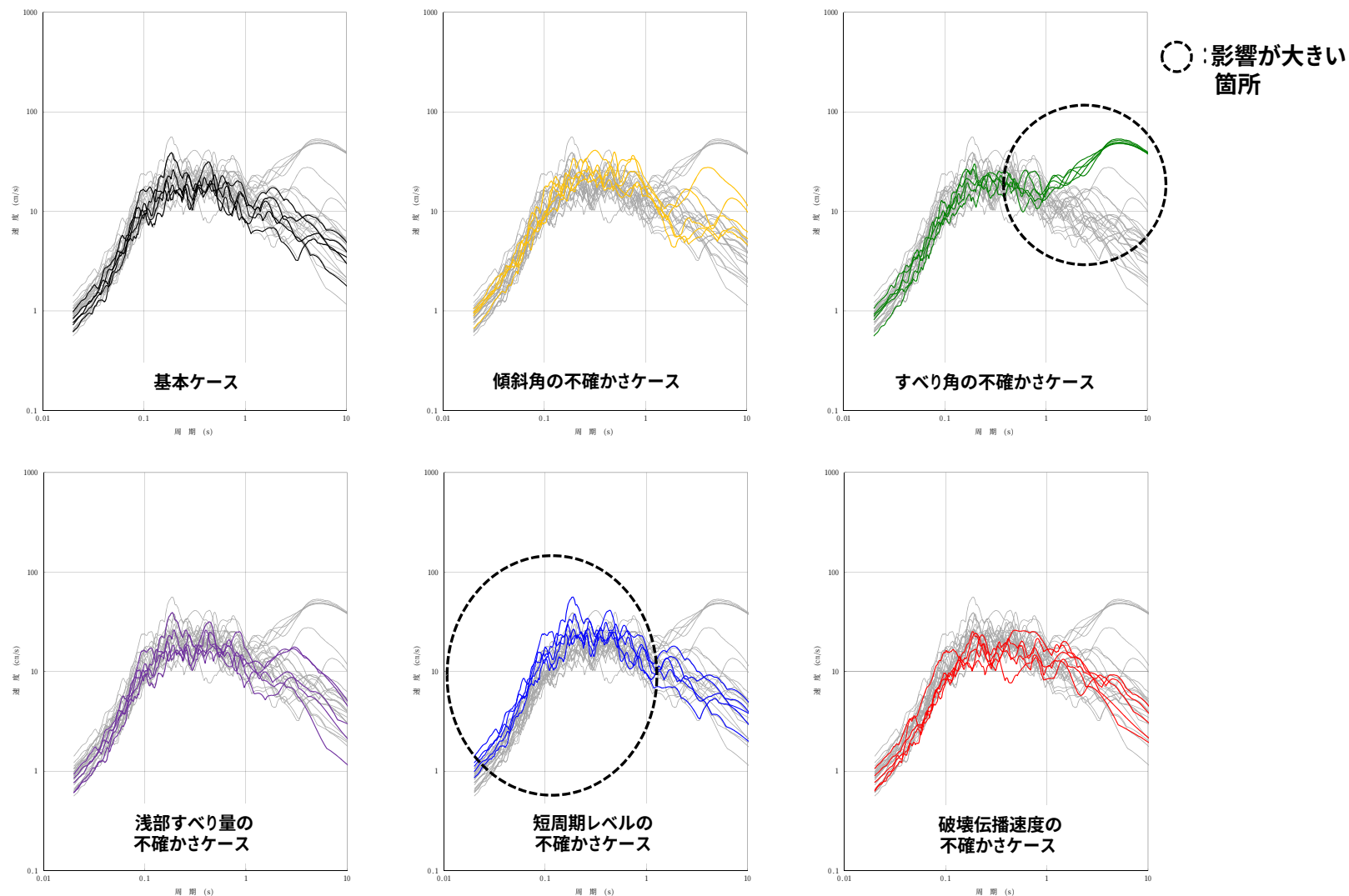


擬似速度応答スペクトル EW方向

※不確かさを考慮した全ケースの地震動評価結果を
灰色線で重ね書き, 対象ケースを色分けして記載

不確かさの影響確認結果：UD方向

- すべり角 (37.6 °), 短周期レベル (1.5倍), 破壊伝播速度 (0.87Vs) の不確かさの影響が大きい。
- UD方向ですべり角の影響が長周期で大きいのは, 浅部断層を斜め方向にすべらせた時の上下成分が顕著に現れたためと考えられる。



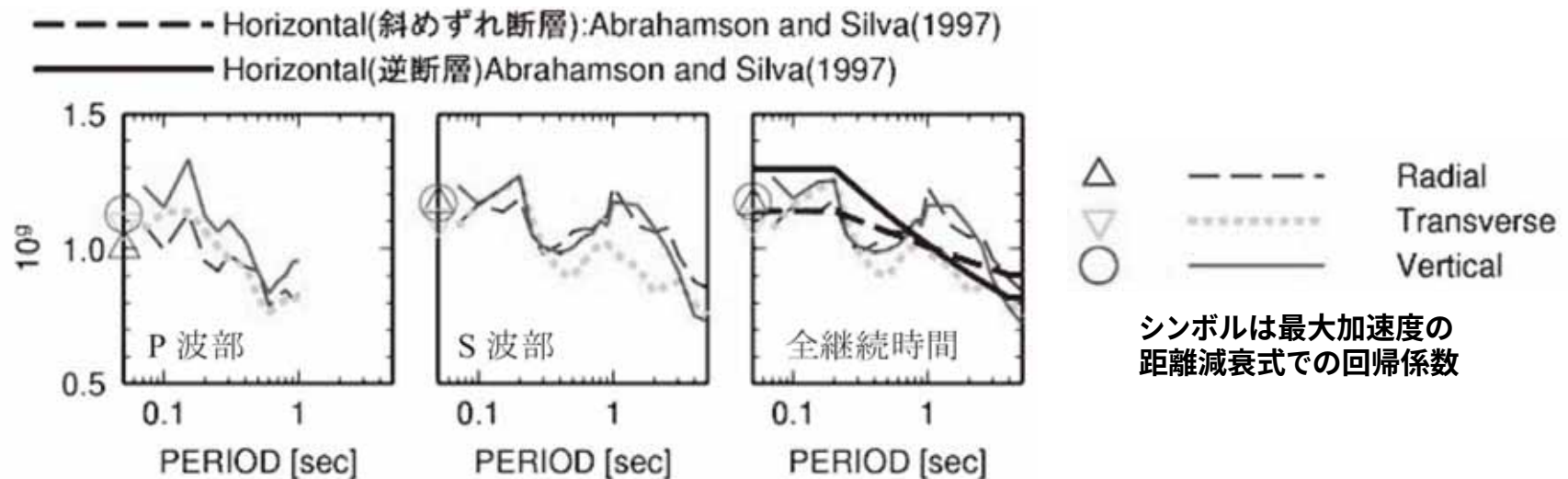
擬似速度応答スペクトル UD方向

※不確かさを考慮した全ケースの地震動評価結果を灰色線で重ね書き, 対象ケースを色分けして記載

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル： 佐藤(2008)

- 日本国内で観測された最近の地殻内地震の強震記録を用いて、P波部・S波部・全継続時間の3成分それぞれの最大加速度，最大速度，加速度応答スペクトルの距離減衰式が以下の式で提案されている。
- このうち、 g は断層タイプの違いを表現する回帰係数であり、横ずれ断層の場合0で、逆断層・斜めずれ断層に値を持つとされており、論文中で横ずれ断層に対する比として0.2秒以下の短周期領域で地震動レベルが1.2倍程度と評価されている。

$$\log_{10} Y = aM_w + g - bX - \log_{10}(X + d10^{0.5M_w}) + c_J \pm e$$



横ずれ断層に対する逆断層・斜めずれ断層の比 10^g

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル: 佐藤 (2010) (1/2)

- 日本の大規模地殻内地震の震源近傍の強震記録を用いてスペクトルインバージョン解析を実施し、逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した地震モーメントと短周期レベルのスケリング則を導出した結果、壇他(2001)の経験式と比較して逆断層では1.45倍、横ずれ断層では0.64倍と評価されている。



(a)逆断層



(b)横ずれ断層

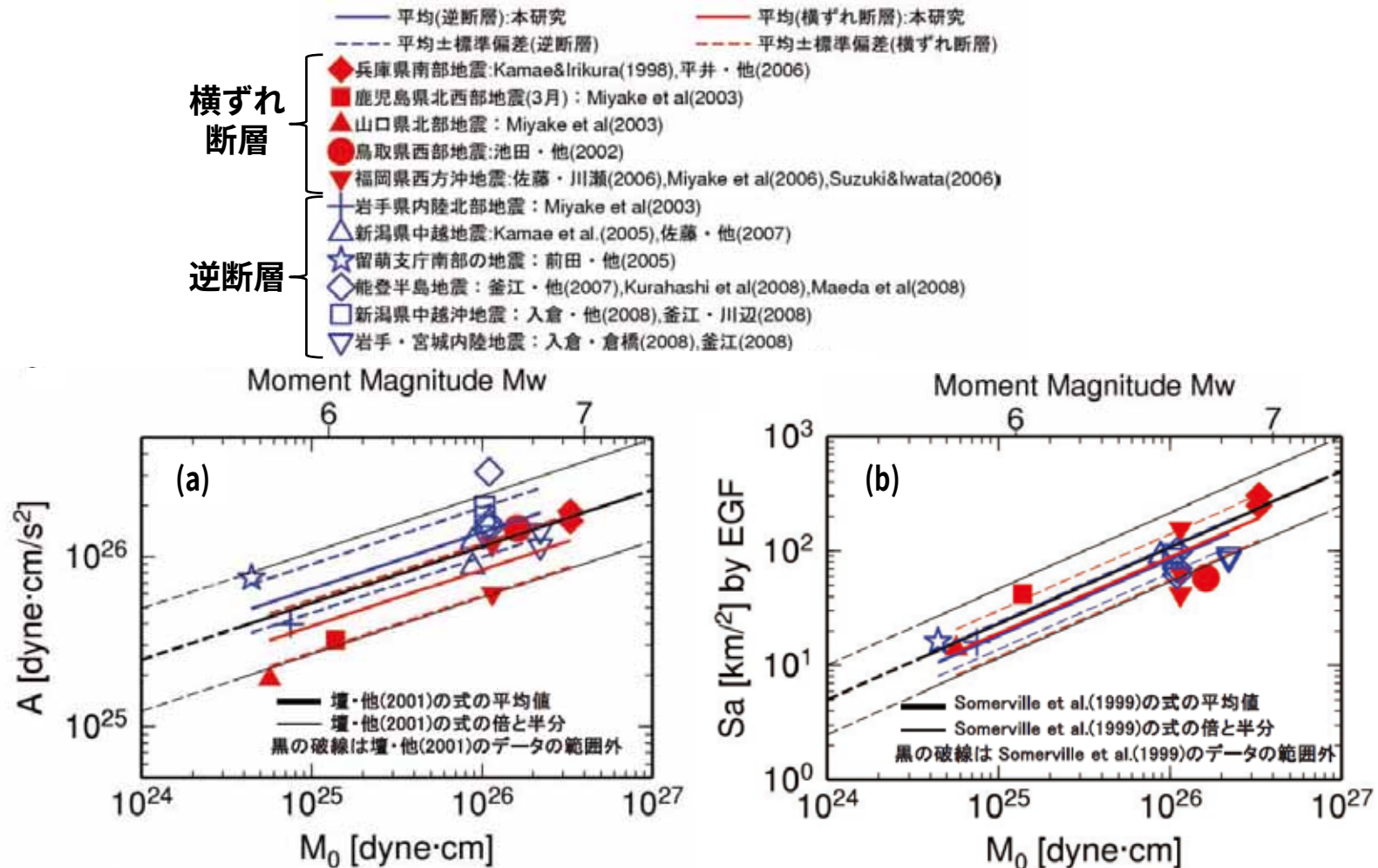
スペクトルインバージョンに基づく、中規模地震を含めた地殻内地震の A と M_0 の関係

(a): 大規模地震が逆断層の場合の周辺の地震, (b): 大規模地震が横ずれ断層の場合の周辺の地震

佐藤 (2010) より抜粋・加筆

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル: 佐藤 (2010) (2 / 2)

- 経験的グリーン関数法により震源モデルが推定されている地殻内地震の震源パラメータに基づいて短周期レベルやアスペリティ面積等について検討した結果, 短周期レベルは逆断層の方が大きいことが確認されている。

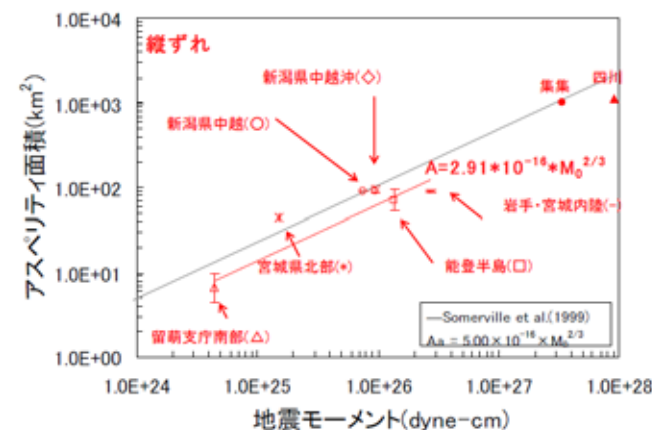
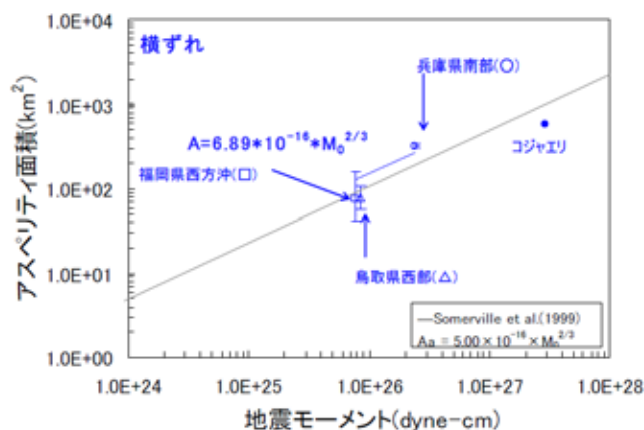
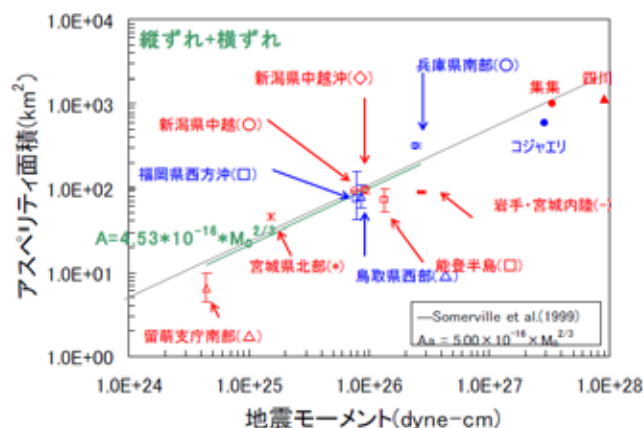


経験的グリーン関数法に基づく, 地殻内地震の A と M_0 の関係(a), アスペリティ総面積と M_0 の関係(b)

佐藤 (2010) より抜粋・加筆

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル： 構造計画研究所 (2010)

- 過去の内陸地殻内地震の特性化震源モデルから換算した短周期レベルを断層タイプ別に整理し、以下の通り評価されている。
- 断層タイプ別の短周期レベルには明確な違いは見られなかったが、逆断層の短周期レベルが若干大きい。この傾向は佐藤(2010)による結果と調和的であるが、数値的には大きく異なるので、今後の検討課題になるとされている。



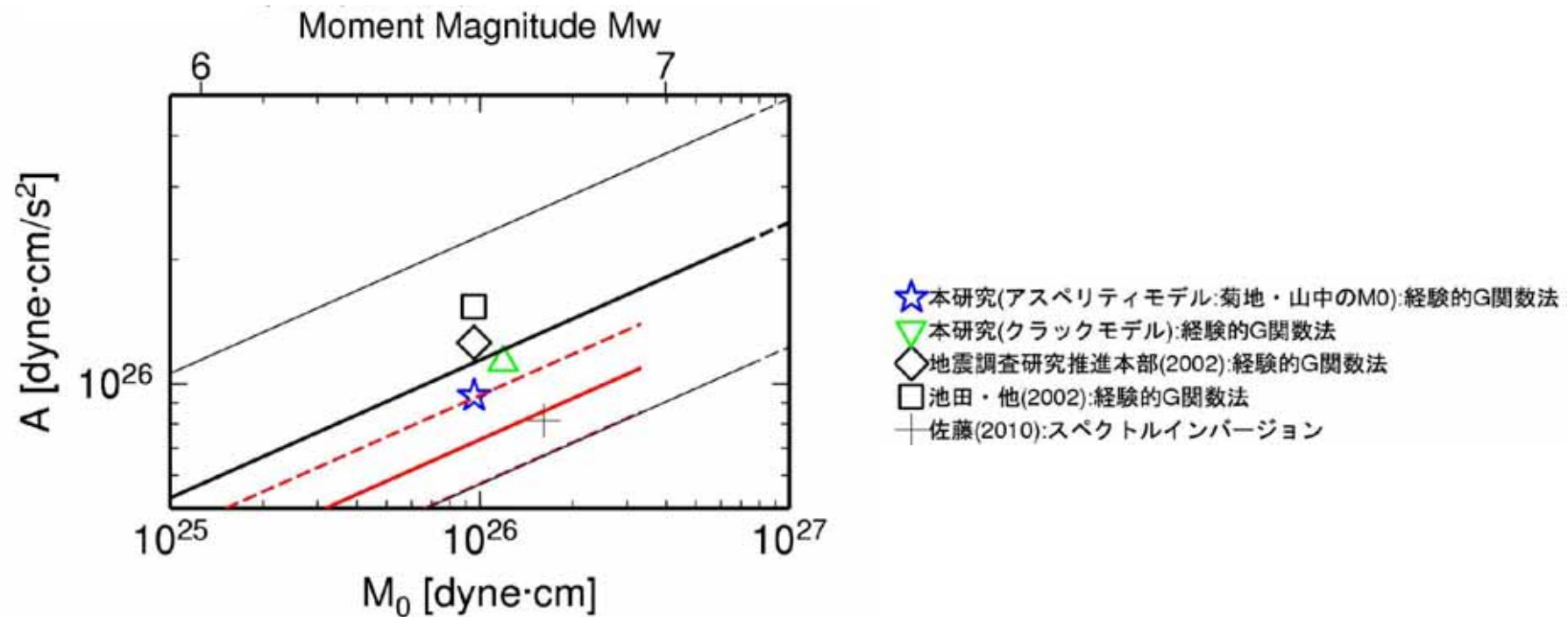
地震モーメントと短周期レベルの関係

(バーは最大・最小の短周期レベルを示す)

構造計画研究所 (2010) より抜粋・加筆

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル： 構造計画研究所 (2011)

- スペクトルインバージョンに基づく短周期レベルと経験的グリーン関数法に基づく短周期レベルの差が大きかった2000年鳥取県西部の地震について、経験的グリーン関数法による震源モデルの再評価が実施されている。
- その結果、得られた震源モデルによる短周期レベルは佐藤(2010)より大きいものの、壇他(2001)と同じかやや小さいと評価されている。
- さらに、バックチェックにおいては、短周期レベルを壇他(2001)の式の1.5倍として震源パラメータの不確かさの考慮が求めているが、横ずれ断層では逆断層より短周期レベルが小さいという佐藤(2010)の結果と今回の検討結果から、横ずれ断層では1.5倍を考慮する必要がない可能性があると指摘されている。



地震モーメントと短周期レベルの関係

構造計画研究所 (2011) より抜粋・加筆

不確かさの組合せで考慮する短周期レベル

■これらの知見を以下の通り整理し、短周期の地震動レベルの不確かさのパラメータを設定する。

- 甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層は横ずれ断層であり、逆断層とは、同じ規模の地震でも短周期レベルに差があると考えられる。
- また、佐藤 (2008) では、横ずれ断層に対する逆断層・斜めずれ断層の短周期の地震動レベルが1.2倍程度とされている。
- 佐藤 (2010) 等によると、短周期レベルは、逆断層＞横ずれ断層の関係があると考えられる。

・短周期レベルの不確かさとして、新潟県中越沖地震の知見を踏まえ1.5倍を考慮する。
・ただし、不確かさの組合せで考慮する短周期レベルは、浦底断層を横ずれ断層として評価することから、上記知見に基づいて1.5倍を1.2で除した1.25倍で行う。

不確かさの考慮：検討ケース一覧

- 不確かさの組合せとして下記3つのケースを考慮する。
- ・すべり角の不確かさ＋短周期レベルの不確かさ (1.25倍※)
 - ・すべり角の不確かさ＋破壊伝播速度の不確かさ
 - ・短周期レベルの不確かさ (1.25倍※) ＋破壊伝播速度の不確かさ

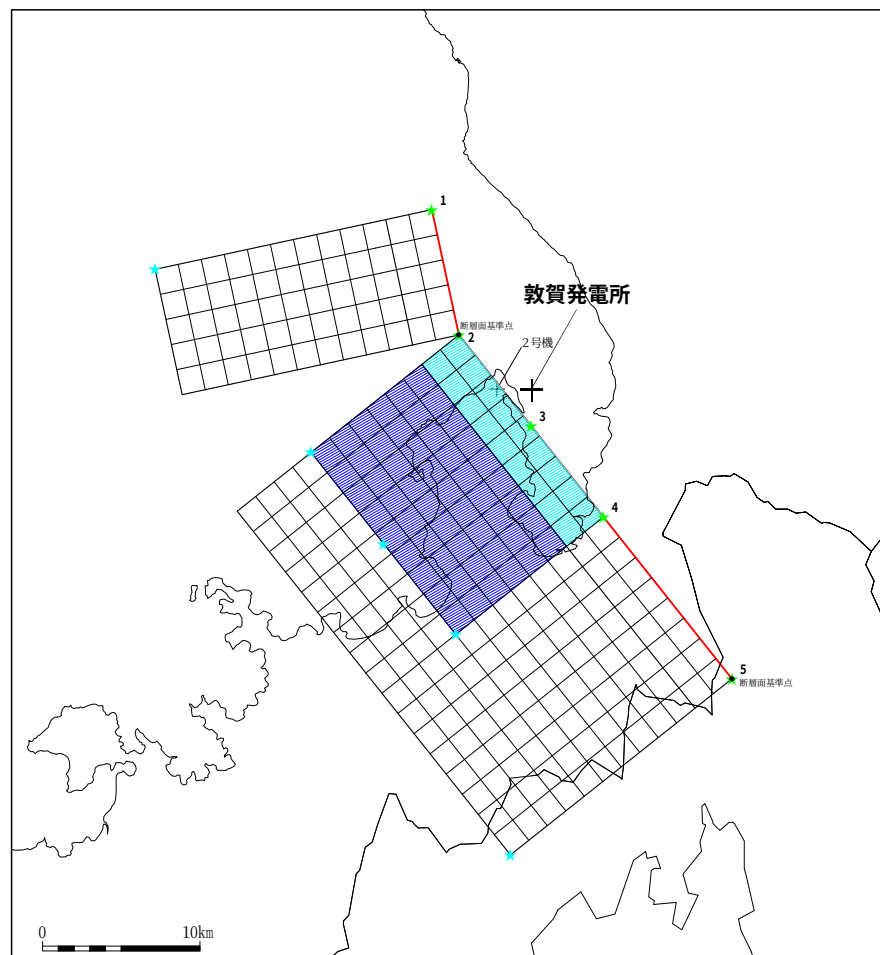
- 不確かさを考慮する検討ケースの一覧を下記に示す。

■： 偶然的な不確かさ ■： 認識論的な不確かさ

検討ケース		傾斜角	すべり角	浅部断層 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点
1	基本ケース	90 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
2	傾斜角の不確かさ	70 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
3	すべり角の不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	レシビ平均	0.72V	サイト直下位置	複数設定
4	浅部すべり量の不確かさ	90 °	0 °	1.7m	レシビ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
5	短周期レベルの不確かさ	90 °	0 °	2.9m	1.5倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
6	破壊伝播速度の不確かさ	90 °	0 °	2.9m	レシビ平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定
7	・すべり角の不確かさ ・短周期レベルの不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	1.25倍※	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
8	・すべり角の不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	レシビ平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定
9	・短周期レベルの不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90 °	0 °	2.9m	1.25倍※	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定

※ 短周期レベルの不確かさ単体では1.5倍を考慮するが、不確かさの組合せの影響検討では、逆断層と横ずれ断層とでは短周期レベルの大きさに違いがあることを考慮し、1.25倍を用いる。

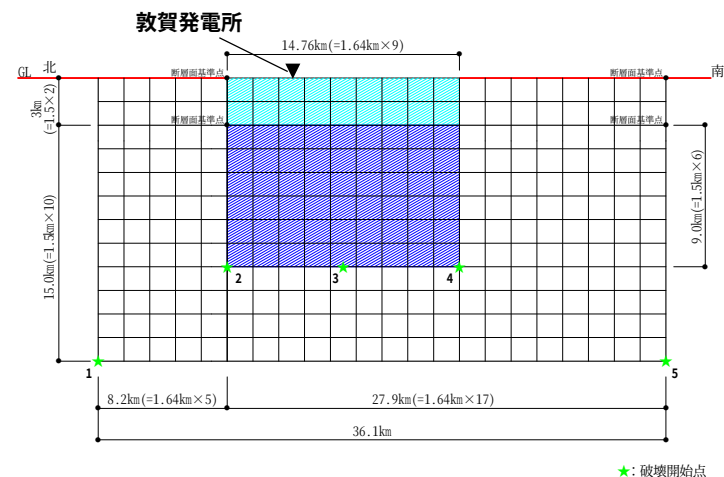
震源モデルの設定 (1 / 8)



断層配置図

○ 下記ケースの断層モデル図を示す。

- ・ケース1: 基本ケース
- ・ケース3: すべり角の不確かさ
- ・ケース4: 浅部すべり量の不確かさ
- ・ケース5: 短周期レベルの不確かさ
- ・ケース6: 破壊伝播速度の不確かさ
- ・ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさの組合せ
- ・ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさの組合せ
- ・ケース9: 短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさの組合せ



断層モデル図

震源モデルの設定 (2 / 8)

○ケース1: 基本ケース, ケース5: 短周期レベルの不確かさを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	$V_r = 0.72 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²) ※1	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

※1 短周期の地震動1.5倍ケースでは, 短周期領域のフーリエスペクトルの比が基本ケースの1.5倍となるように設定する。

※2 浅部断層の破壊伝播速度について, 深部断層と同じ値とし, より波が重なり合う設定とする。

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50f ^{1.1}	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	深部断層と同じ値に設定 ※2

震源モデルの設定 (3 / 8)

○ケース3: すべり角の不確かさ, ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさの組合せを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	-37.6	地質調査結果より設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times W$ (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	$V_r = 0.72 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²) ※1	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50f ^{1.1}	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	深部断層と同じ値に設定 ※2

※1 短周期の地震動1.25倍ケースでは, 短周期領域のフーリエスペクトルの比が基本ケースの1.25倍となるように設定する。

※2 浅部断層の破壊伝播速度について, 深部断層と同じ値とし, より波が重なり合う設定とする。

震源モデルの設定 (4 / 8)

○ ケース4: 浅部すべり量の不確かさを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	$V_r = 0.72 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²)	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50 ^{f1.1}	佐藤他 (2007)
$f_{\max}$ (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	2.22	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	173	松島他(2010)に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	1.68×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	7.95×10^{17}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	2.47×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	深部断層と同じ値に設定※

※ 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

震源モデルの設定 (5 / 8)

○ ケース6:破壊伝播速度, ケース9:短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	$V_r = 0.87 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²) ※1	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50f ^{1.1}	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	深部断層と同じ値に設定 ※2

※1 短周期の地震動1.25倍ケースでは, 短周期領域のフーリエスペクトルの比が基本ケースの1.25倍となるように設定する。

※2 浅部断層の破壊伝播速度について, 深部断層と同じ値とし, より波が重なり合う設定とする。

震源モデルの設定 (6 / 8)

○ ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	-37.6	地質調査結果より設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	$V_r = 0.87 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$T_r = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²)	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

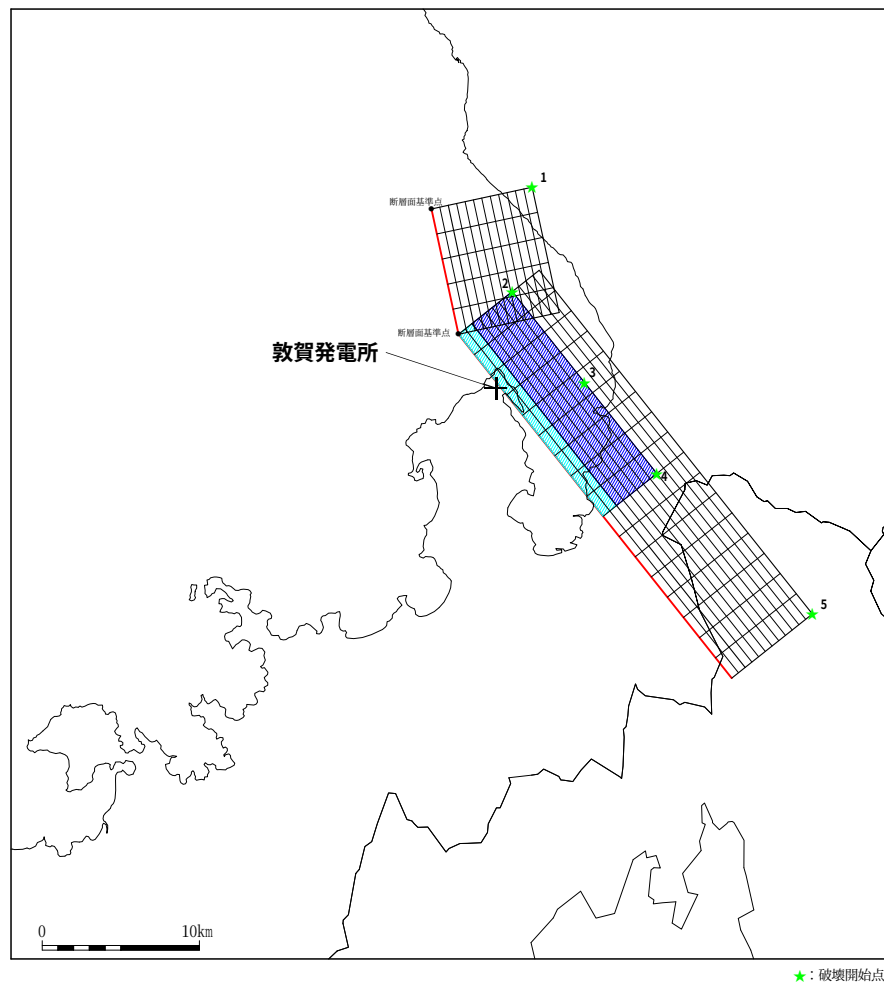
断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50f ^{1.1}	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	深部断層と同じ値に設定※

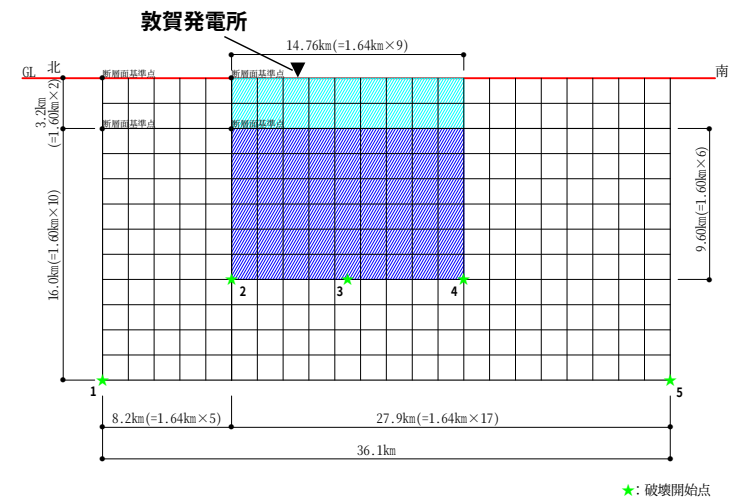
※ 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

震源モデルの設定 (7 / 8)

○ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮した断層モデル図



断層配置図



断層モデル図

震源モデルの設定 (8 / 8)

○ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	70	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	16	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	577.6	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.86×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.8	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	91.8	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.3	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	$V_r = 0.72 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.16	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²)	1.40×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

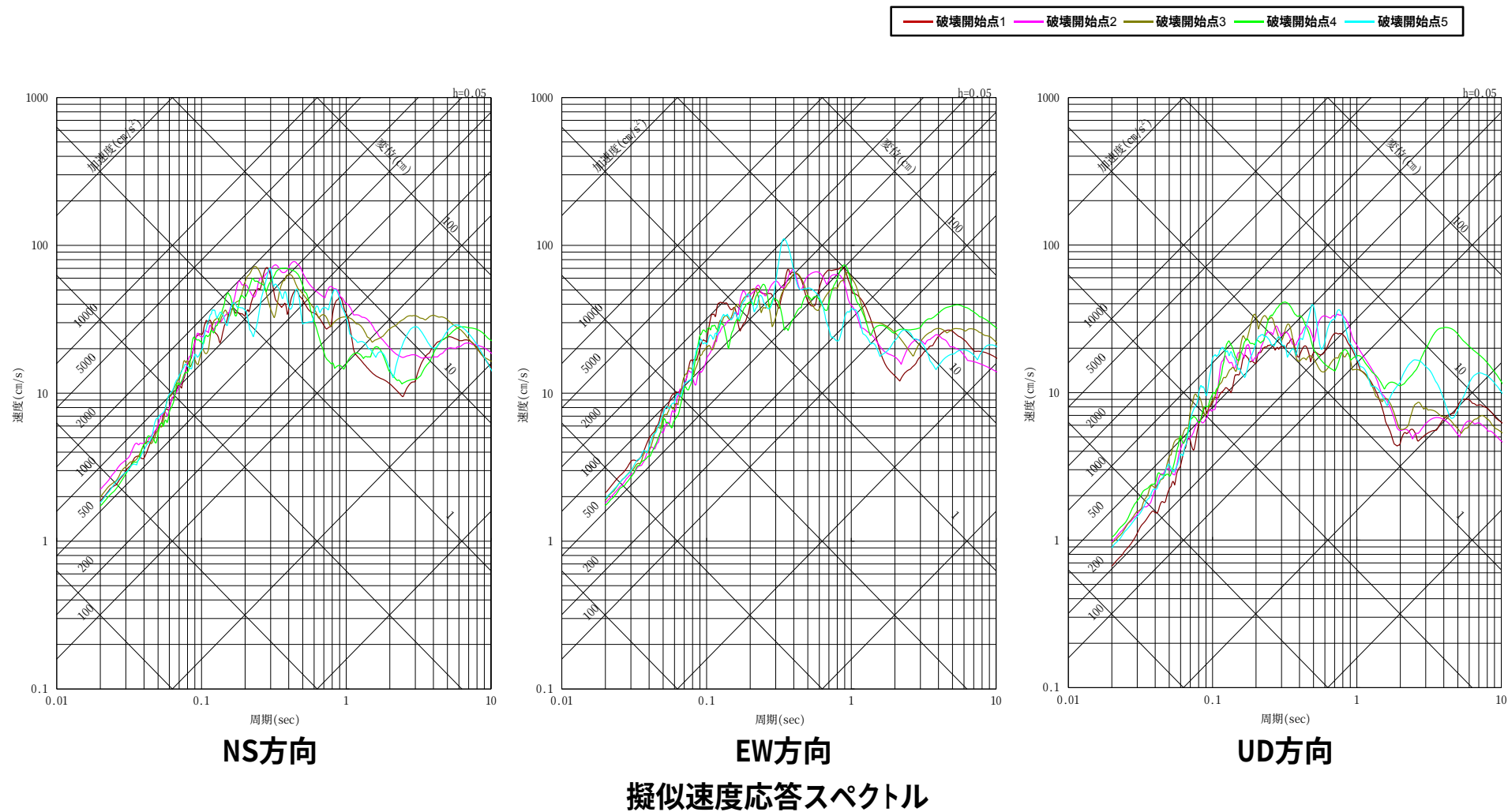
断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	151.73	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	184.6	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	9.80×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.4	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	425.87	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	58.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.76×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50f ^{1.1}	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.6	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	47.26	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.96×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	68.26	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	91.3	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.36×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.33×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	深部断層と同じ値に設定※

※ 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

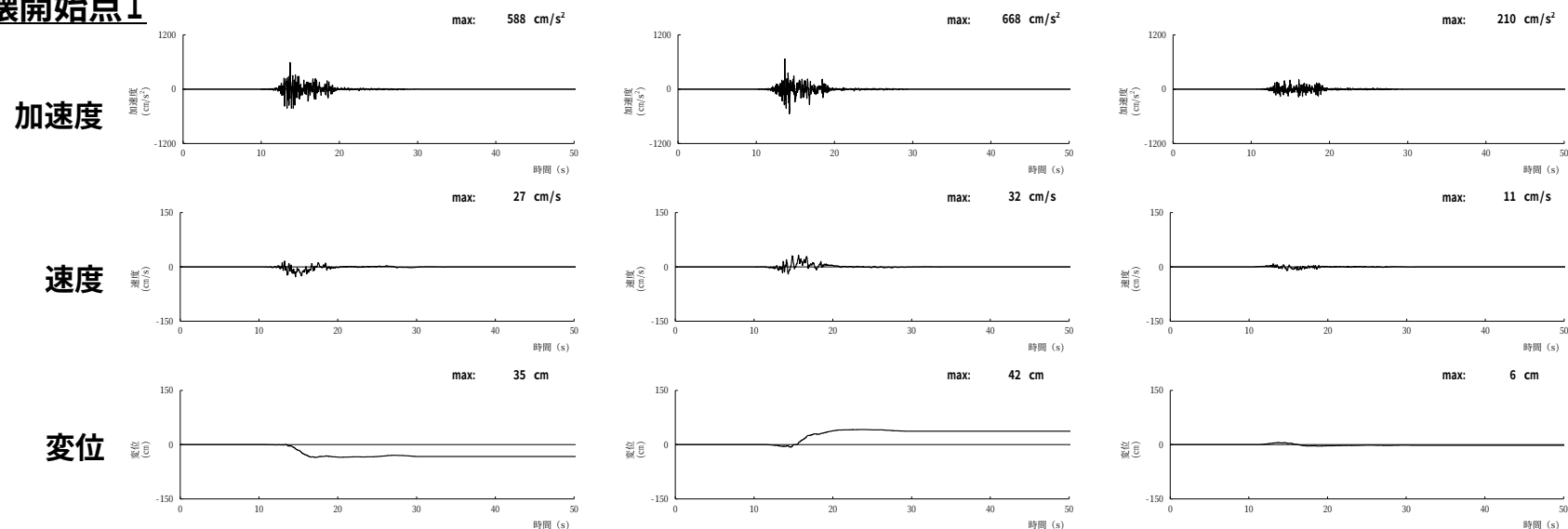
地震動評価結果 (ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

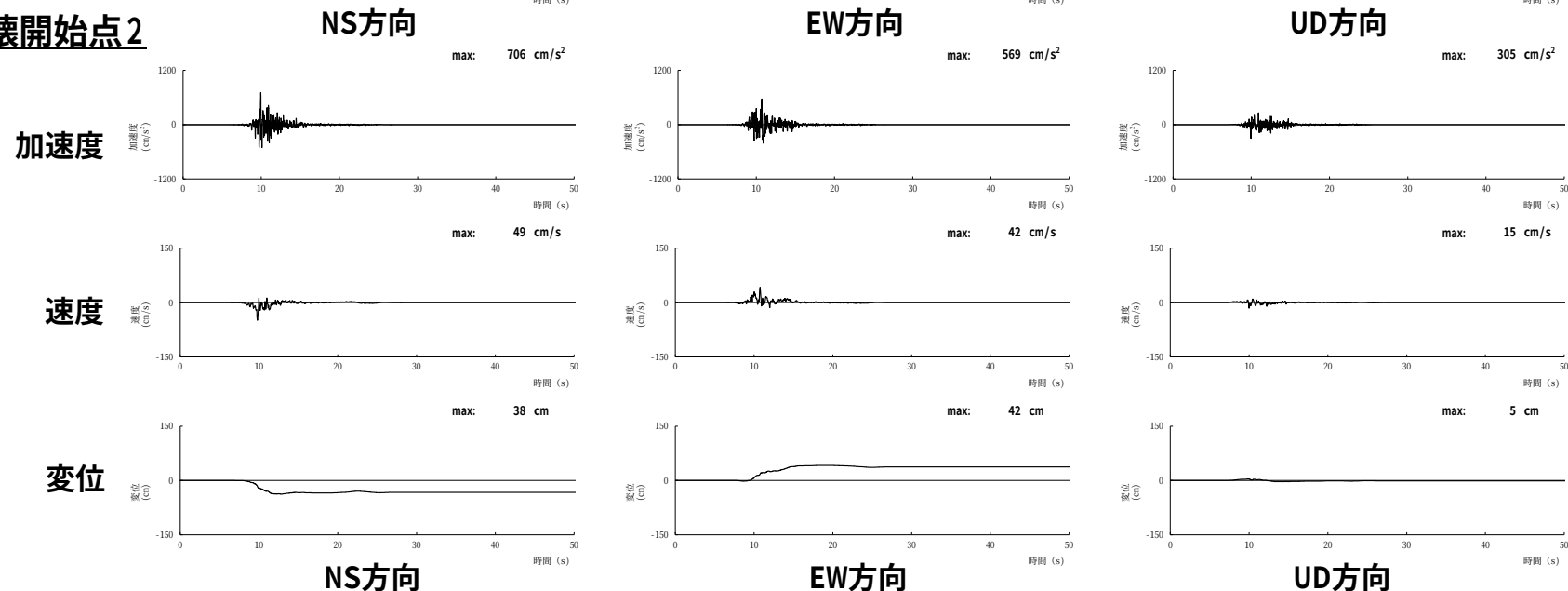


地震動評価結果 (ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

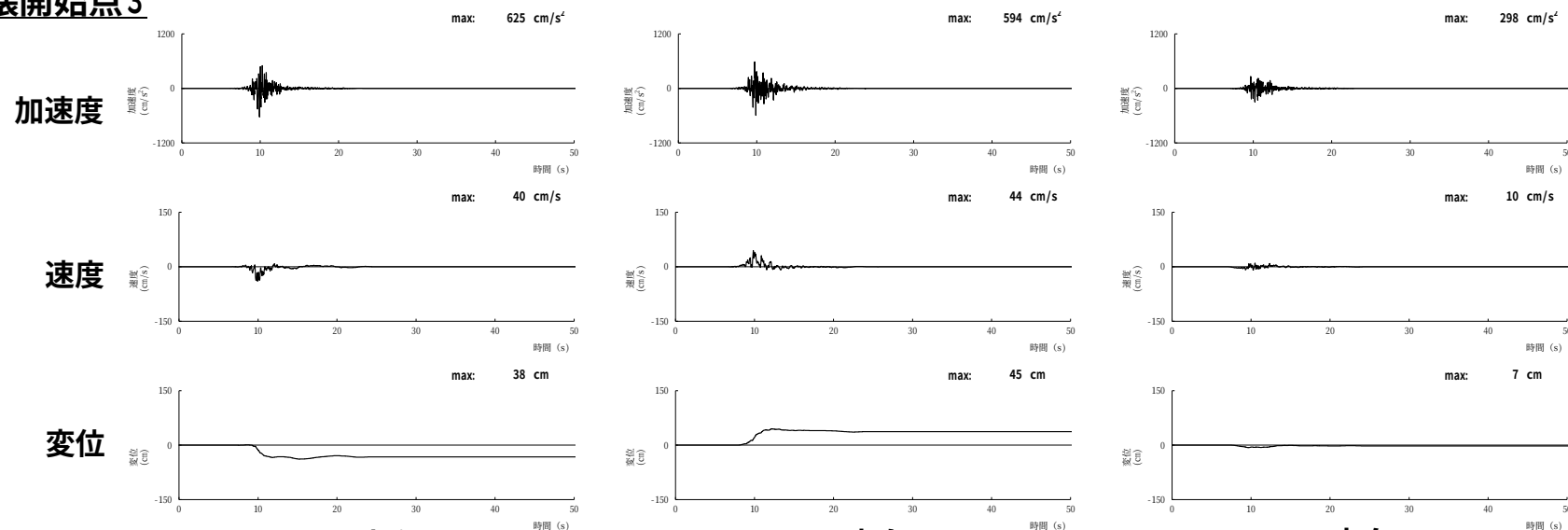


破壊開始点2

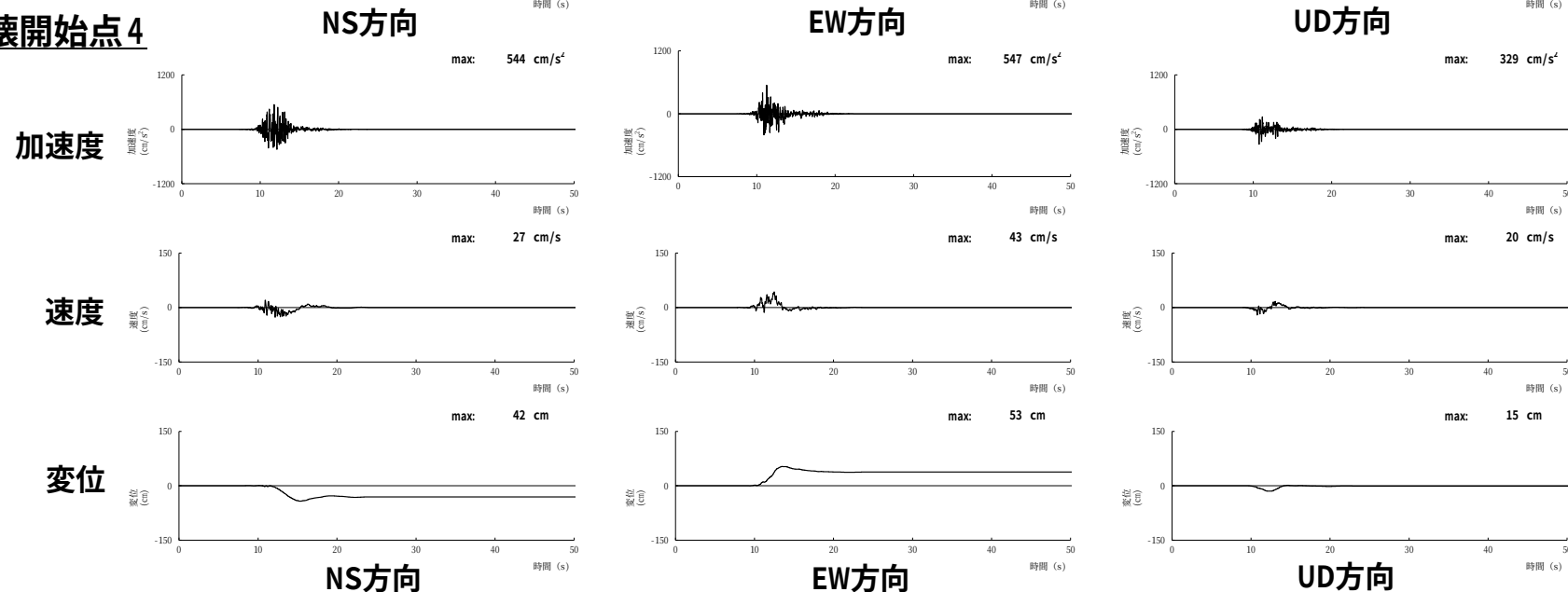


地震動評価結果 (ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

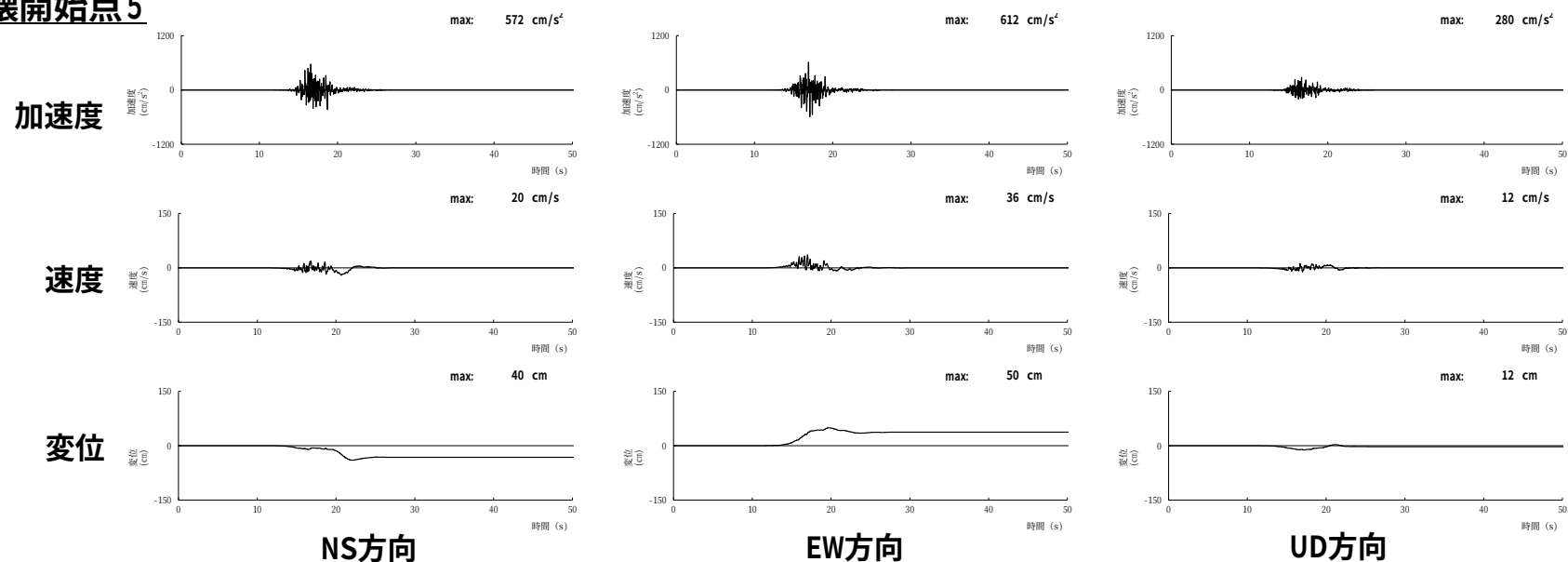


破壊開始点4



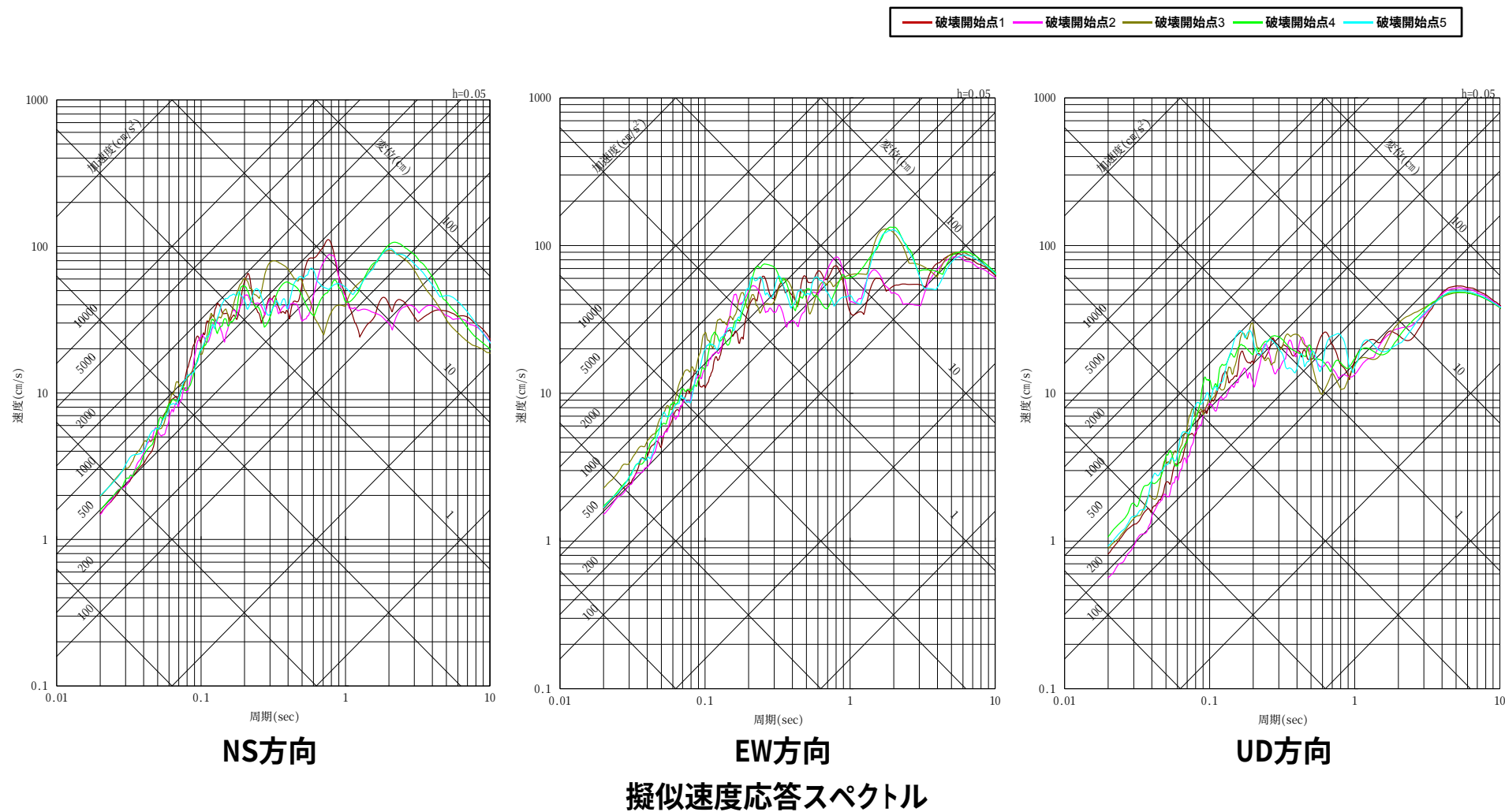
地震動評価結果 (ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



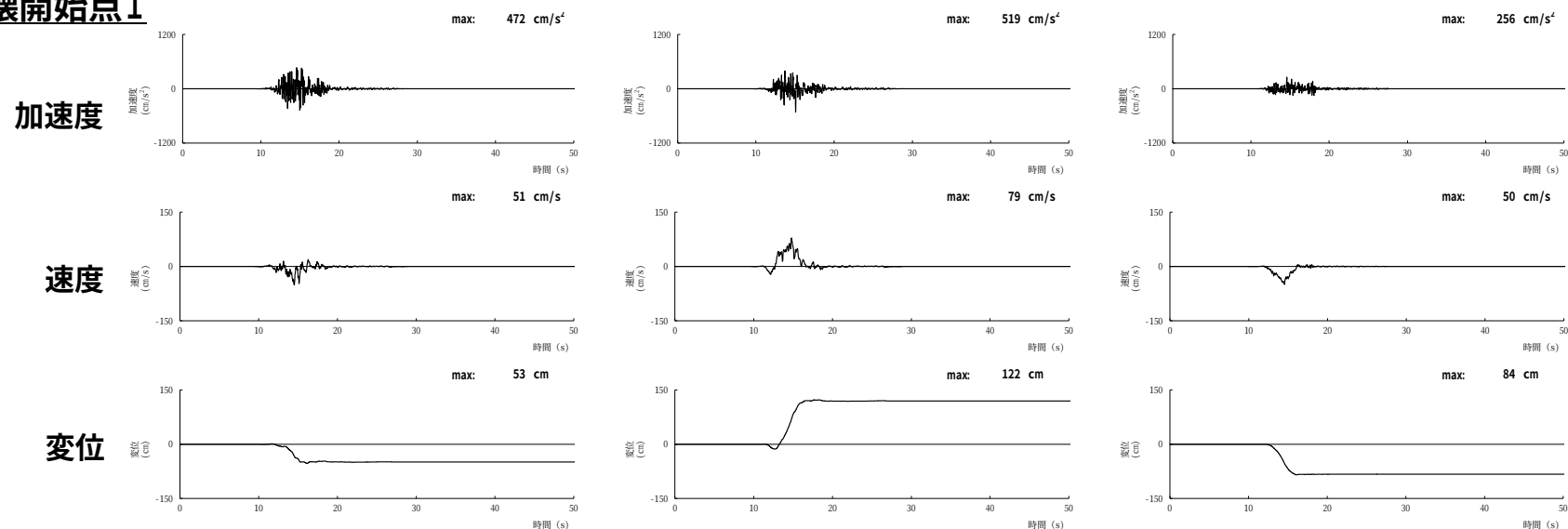
地震動評価結果 (ケース3: すべり角の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

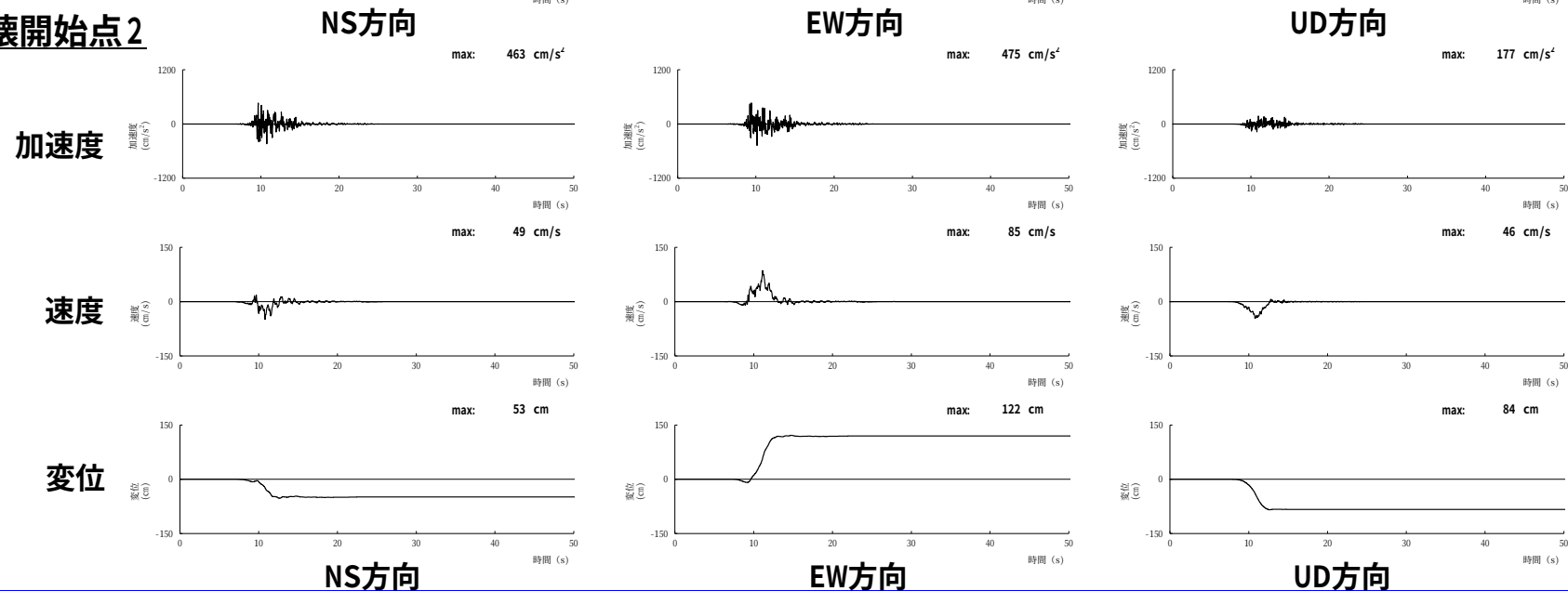


地震動評価結果 (ケース3: すべり角の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

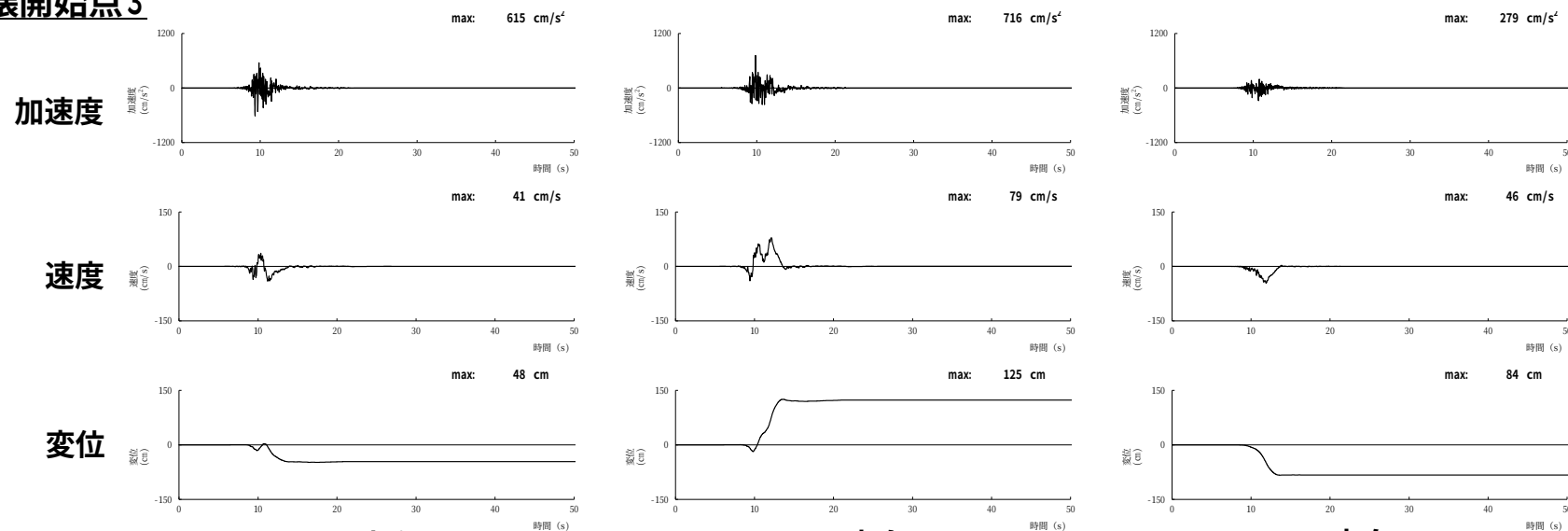


破壊開始点2

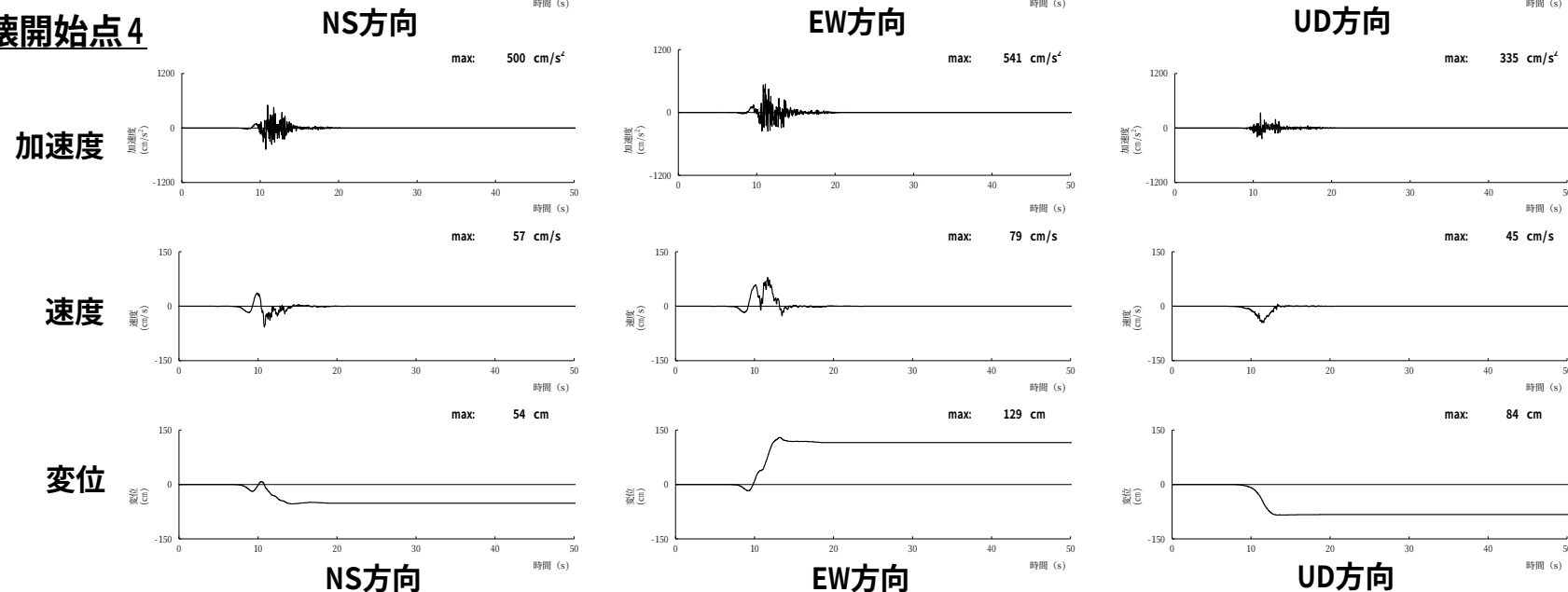


地震動評価結果 (ケース3: すべり角の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

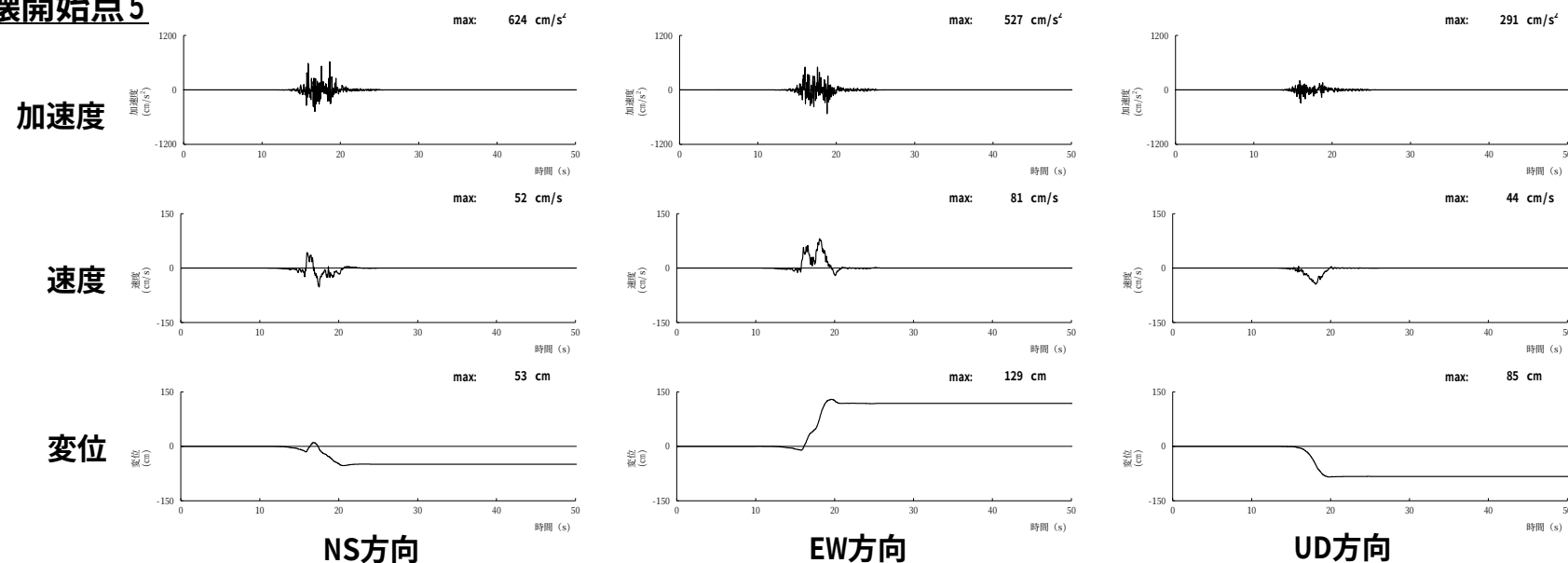


破壊開始点4



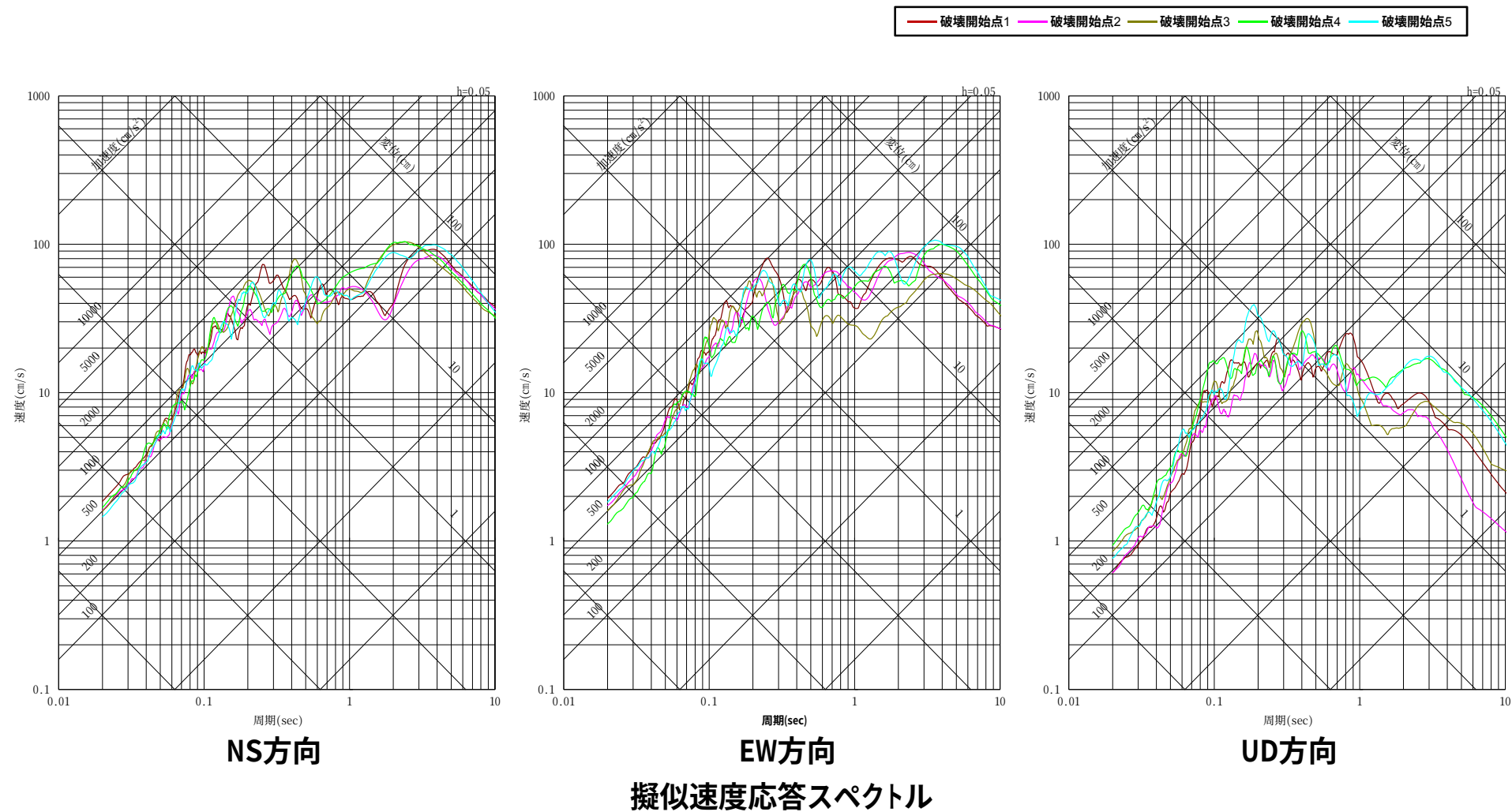
地震動評価結果 (ケース3: すべり角の不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



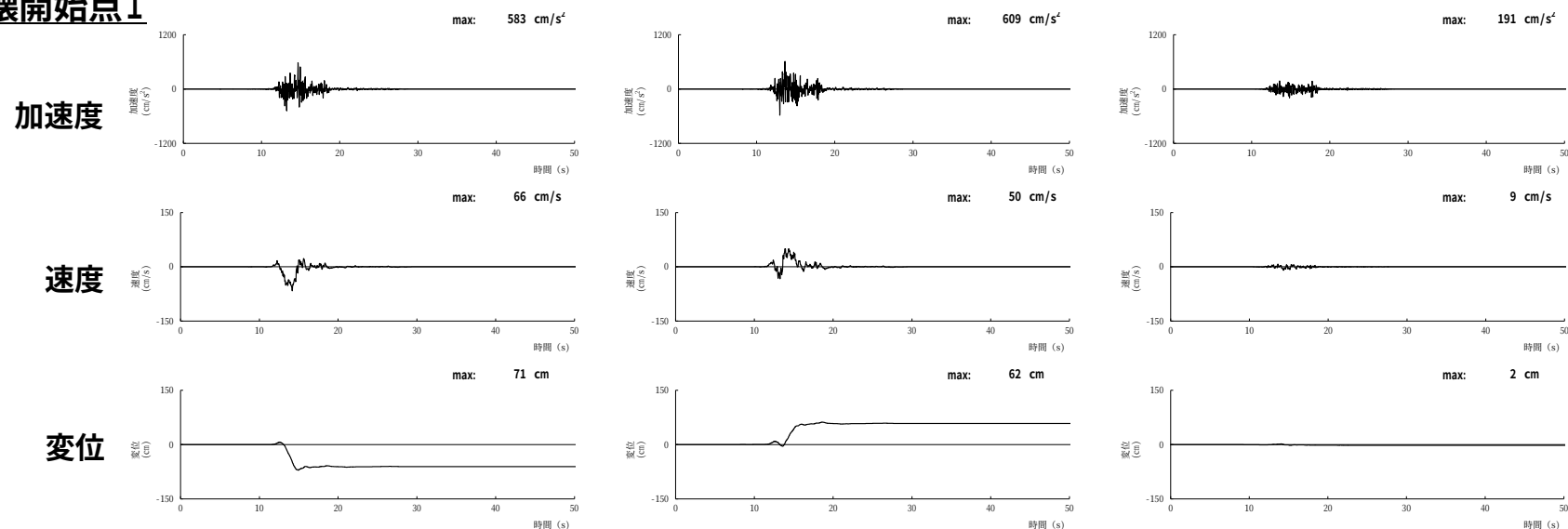
地震動評価結果 (ケース4: 浅部すべり量の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

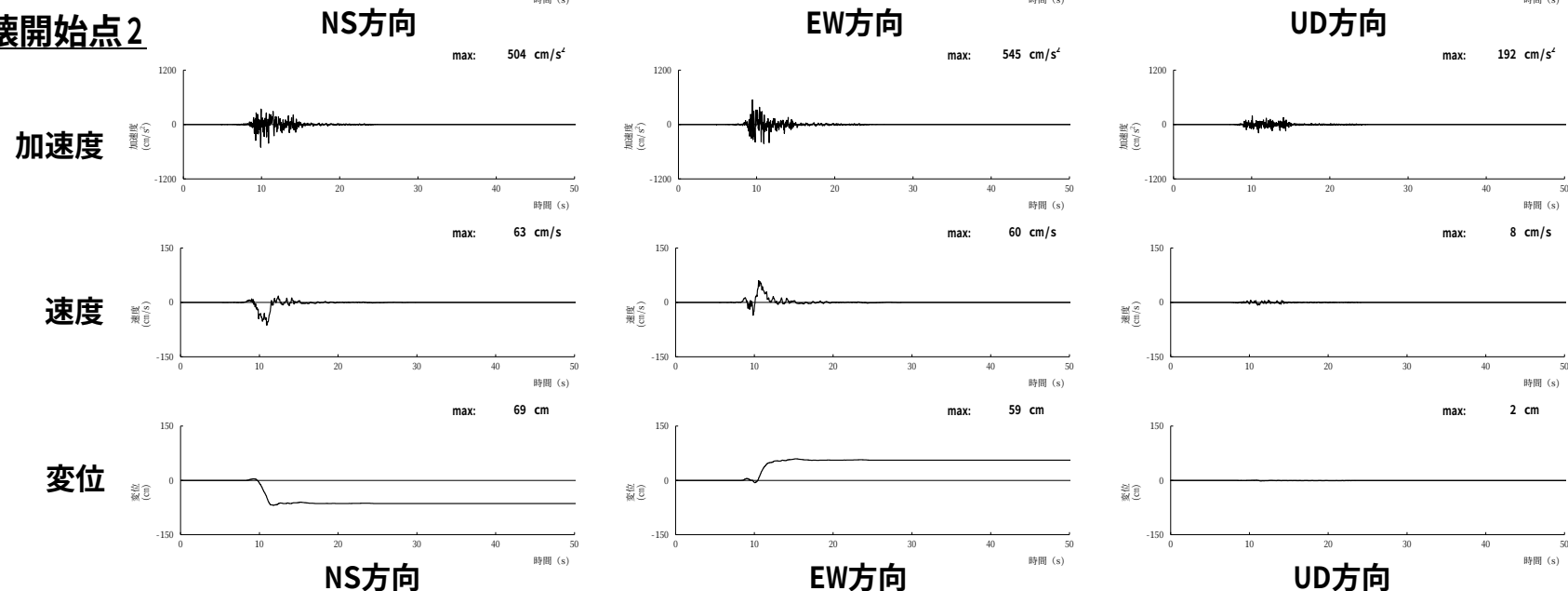


地震動評価結果 (ケース4: 浅部すべり量の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

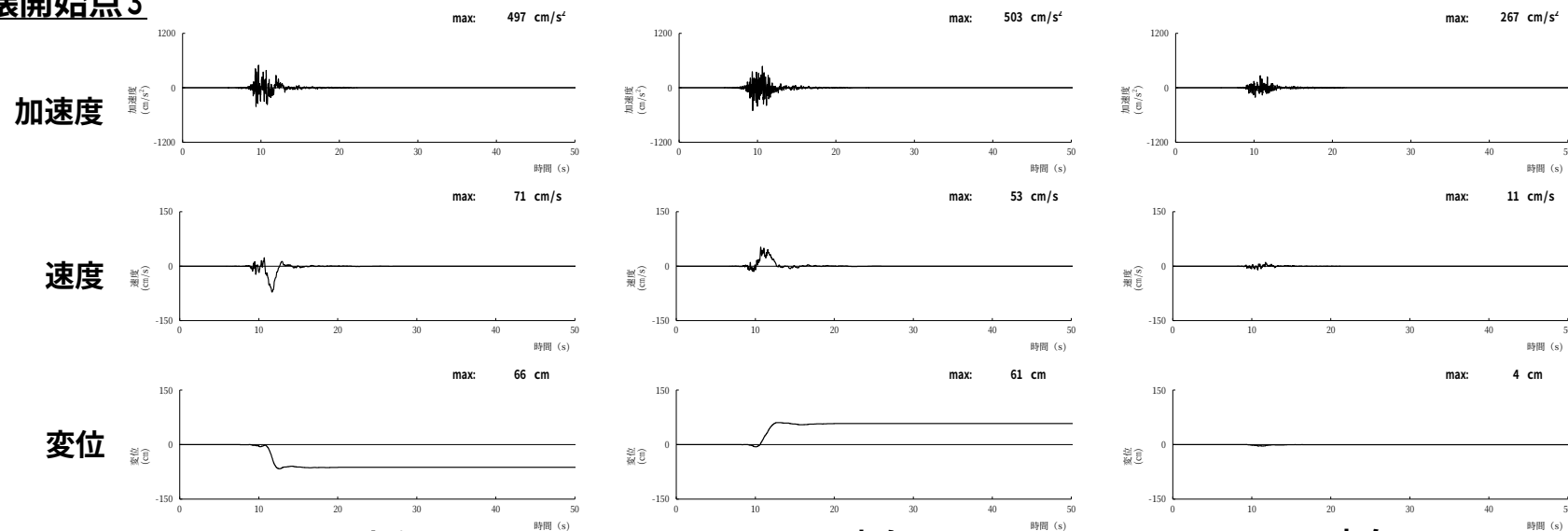


破壊開始点2

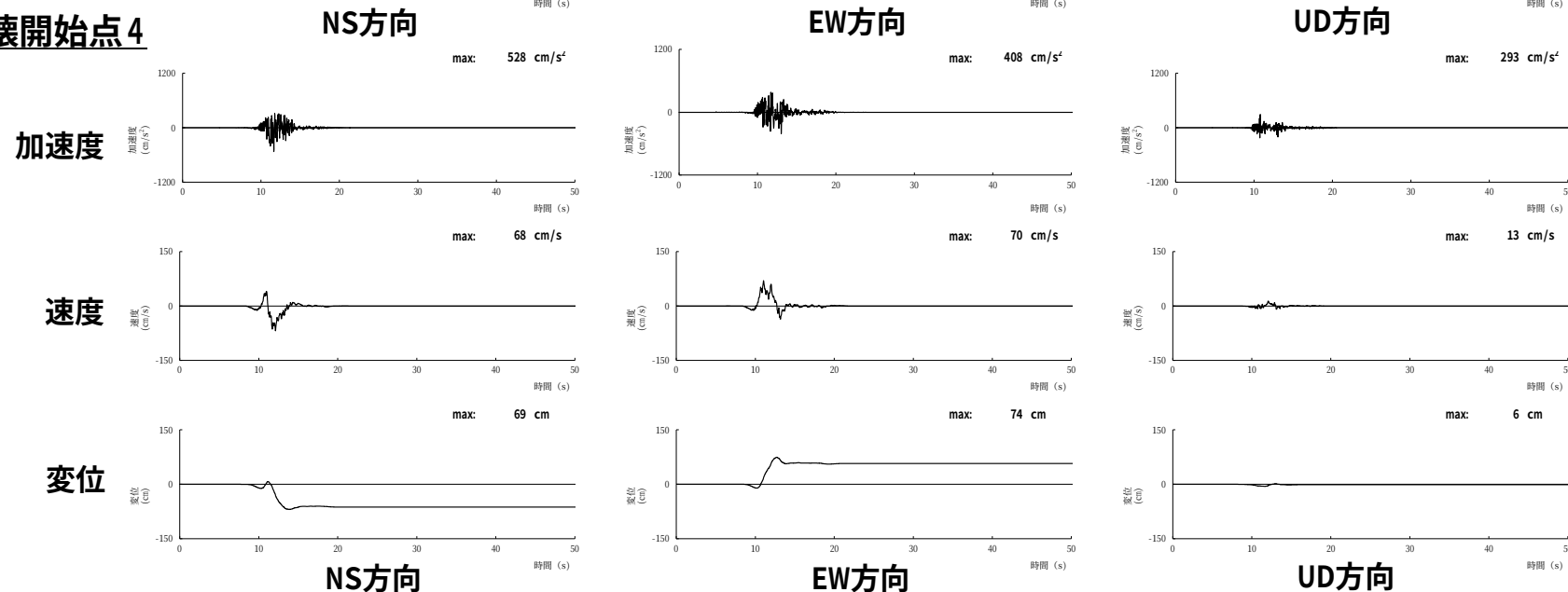


地震動評価結果 (ケース4: 浅部すべり量の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

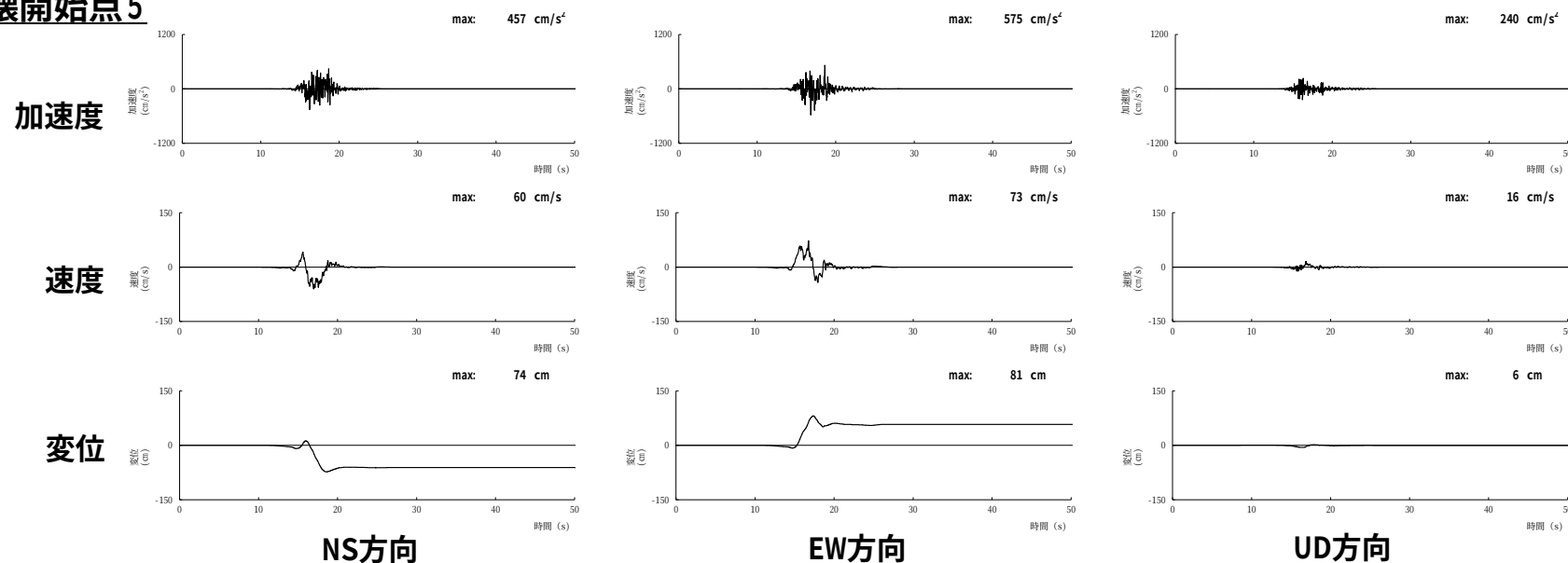


破壊開始点4



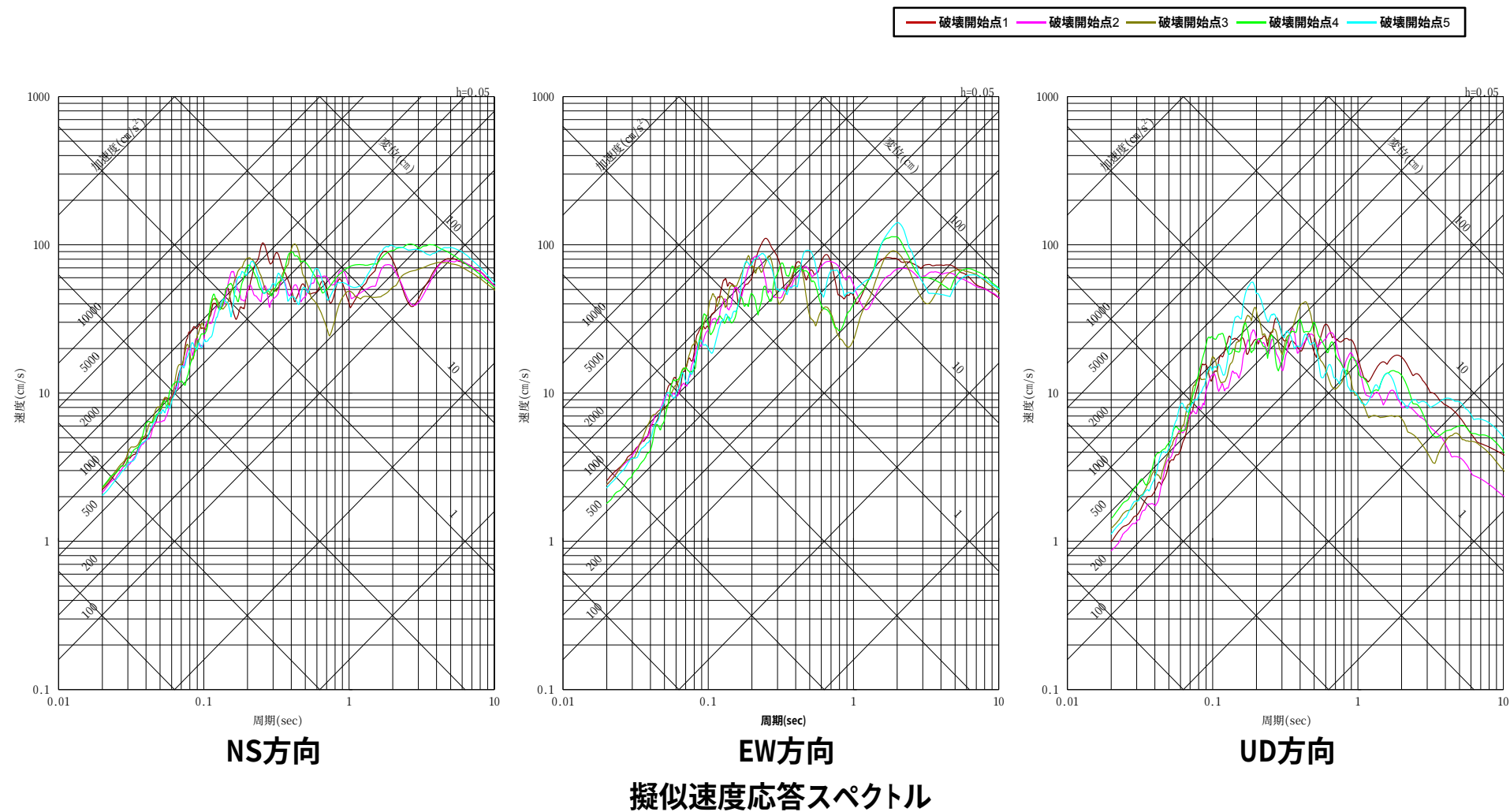
地震動評価結果 (ケース4: 浅部すべり量の不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



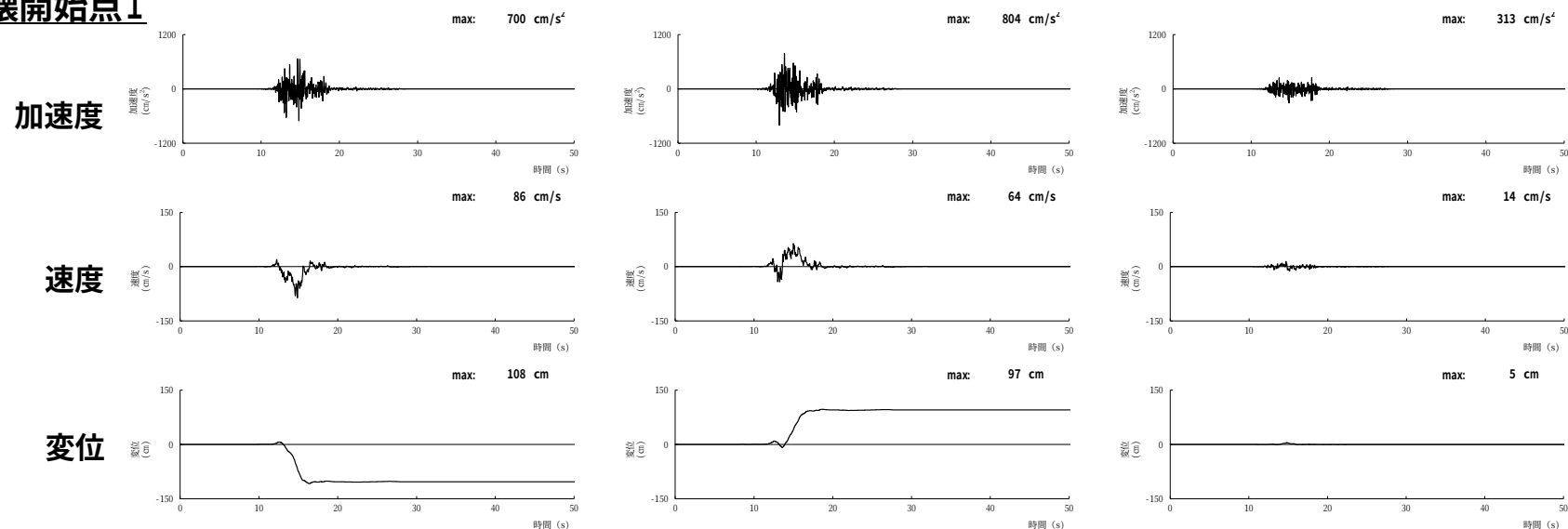
地震動評価結果 (ケース5:短周期レベルの不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

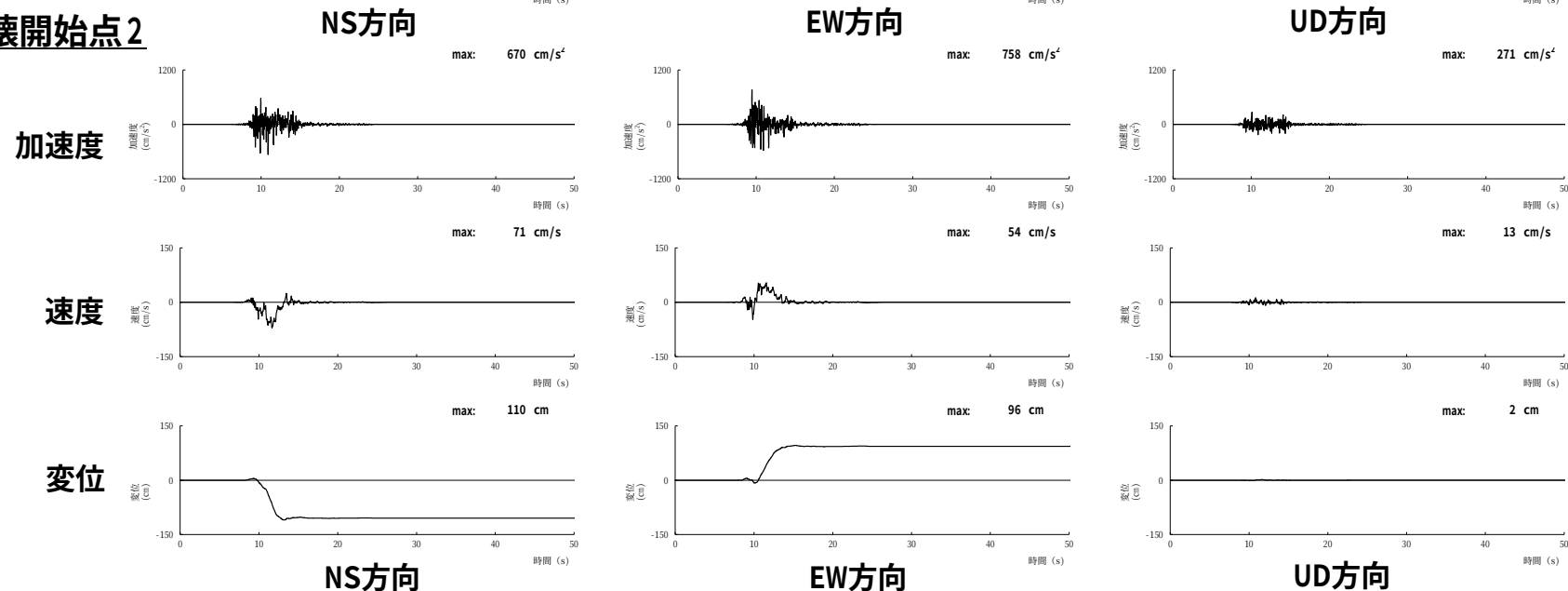


地震動評価結果 (ケース5:短周期レベルの不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

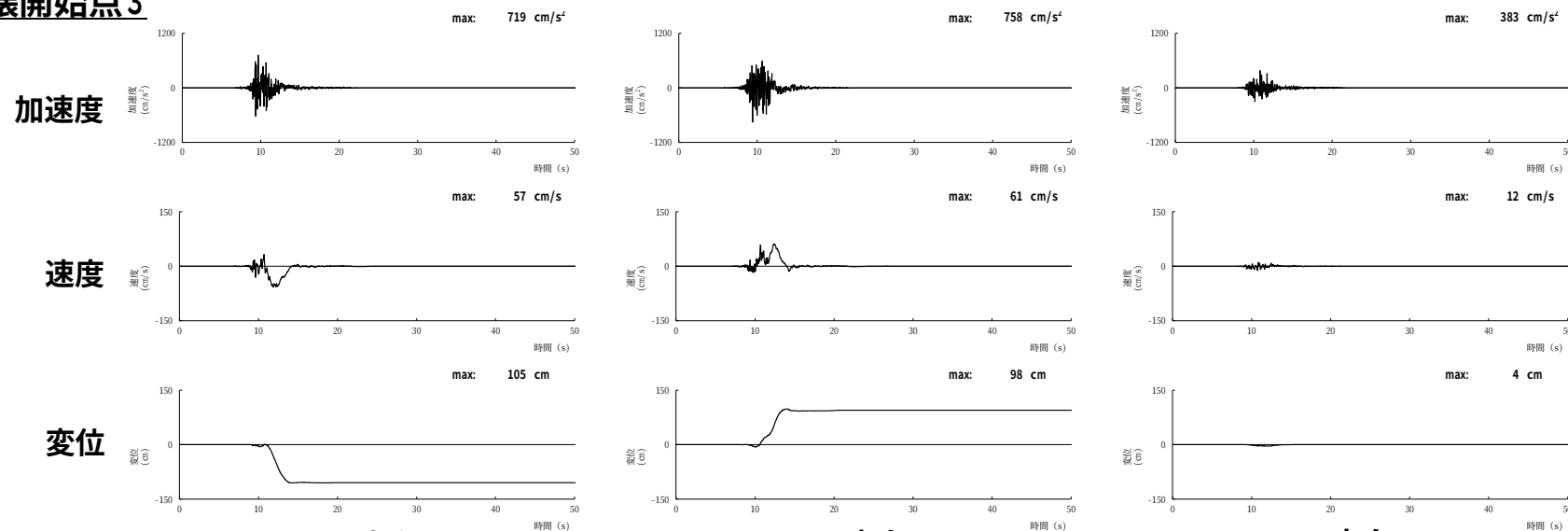


破壊開始点2

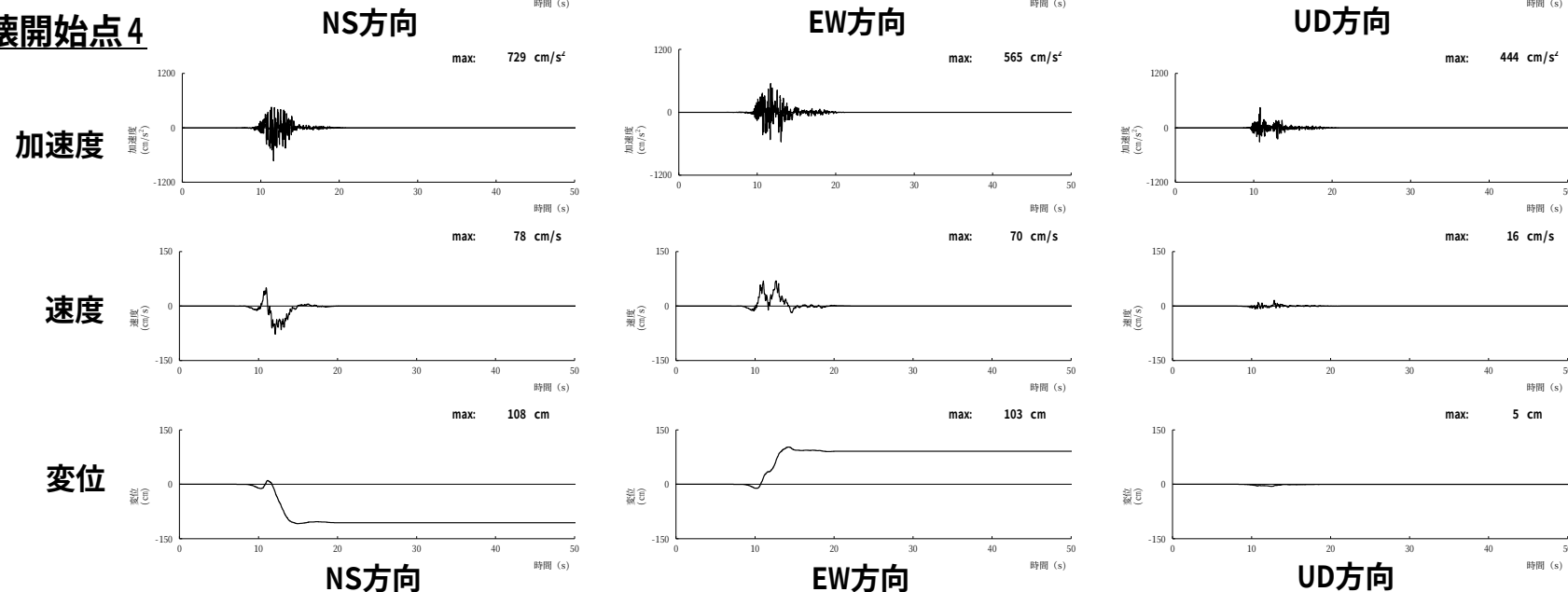


地震動評価結果 (ケース5:短周期レベルの不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

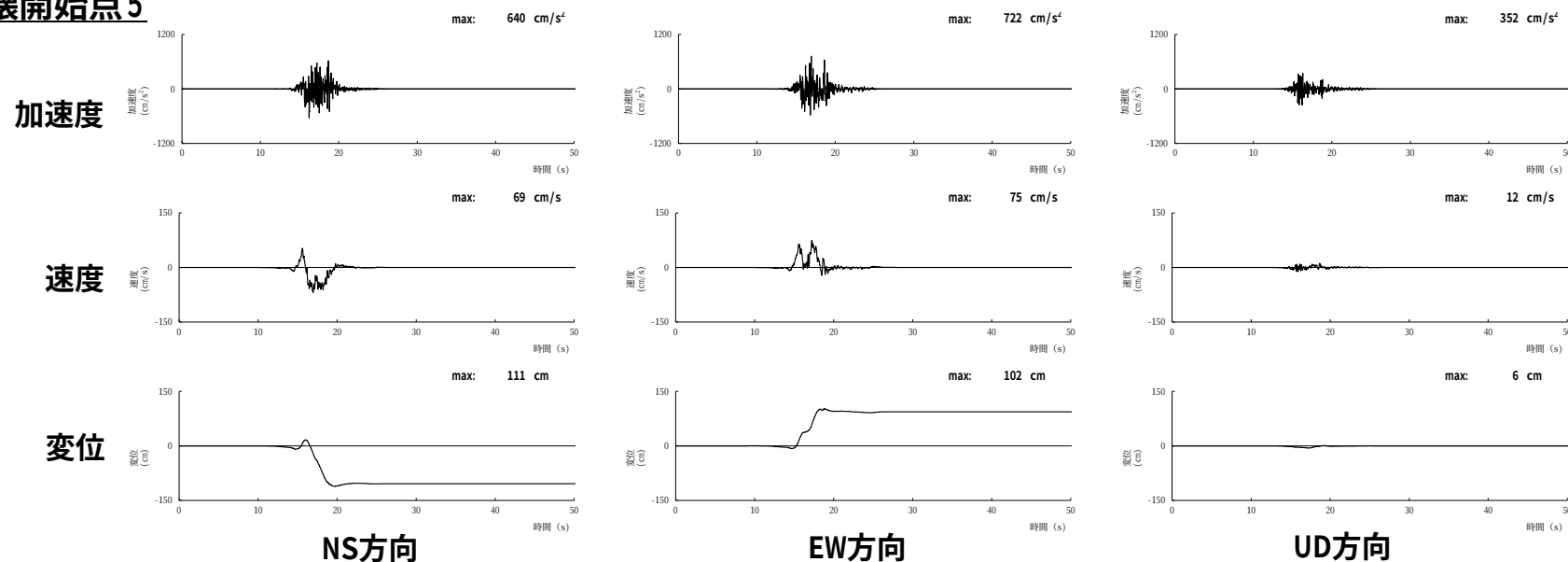


破壊開始点4



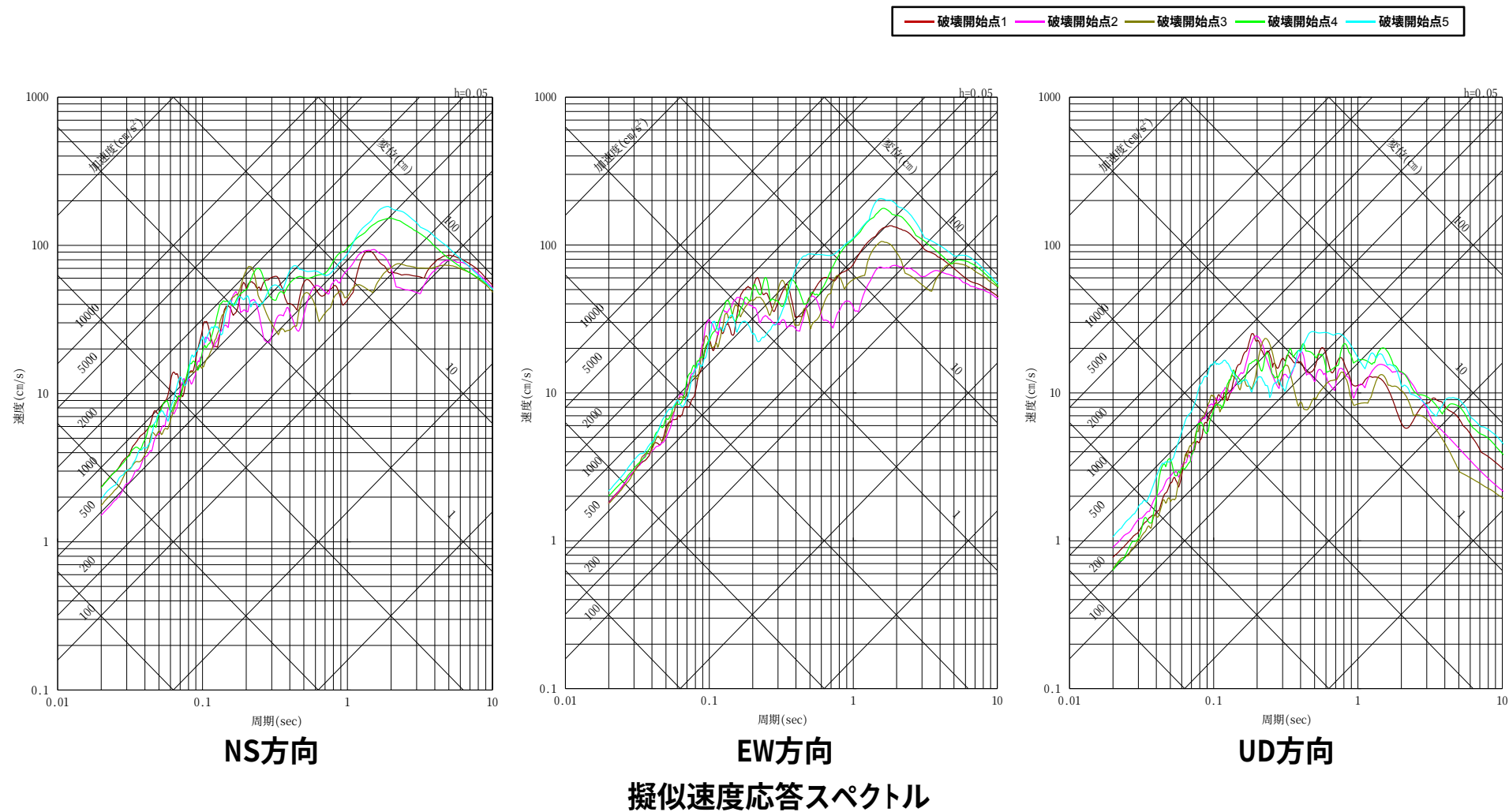
地震動評価結果 (ケース5:短周期レベルの不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



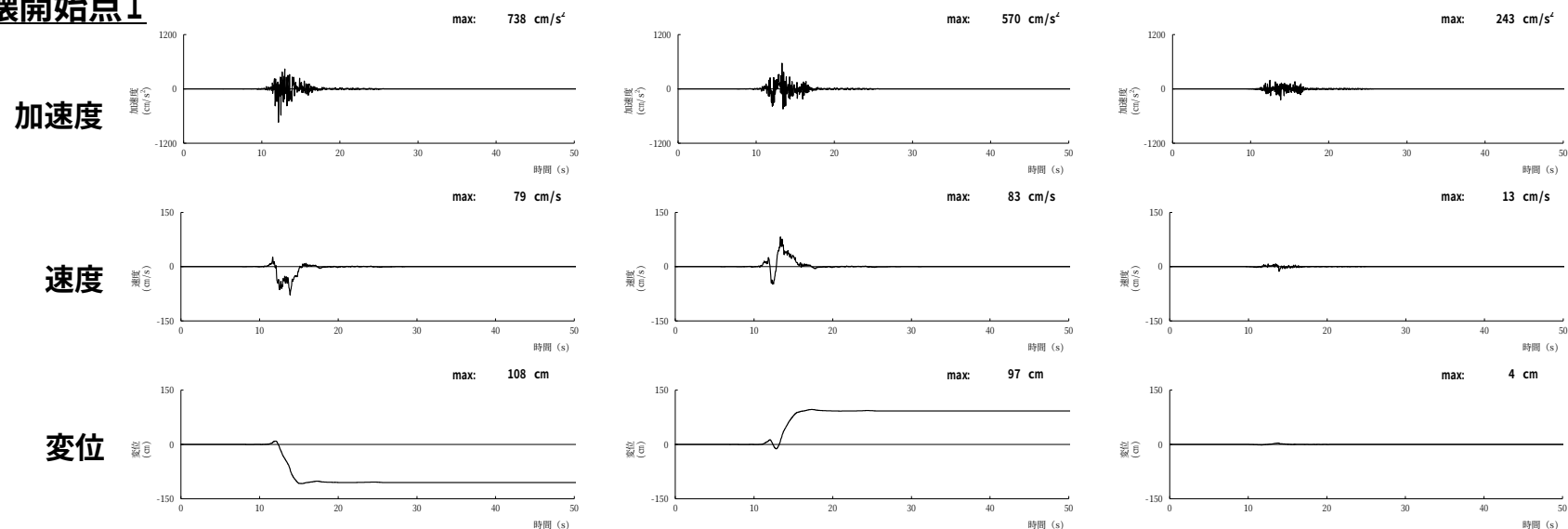
地震動評価結果 (ケース6:破壊伝播速度の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

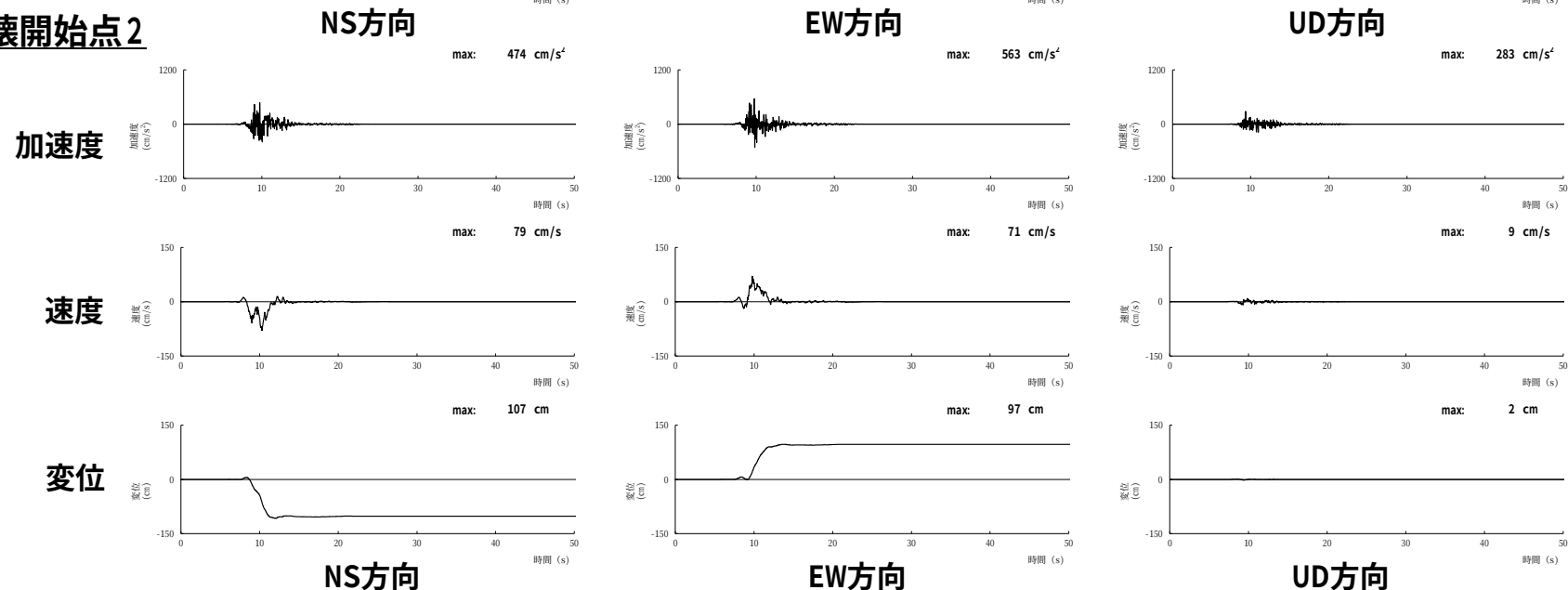


地震動評価結果 (ケース6:破壊伝播速度の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

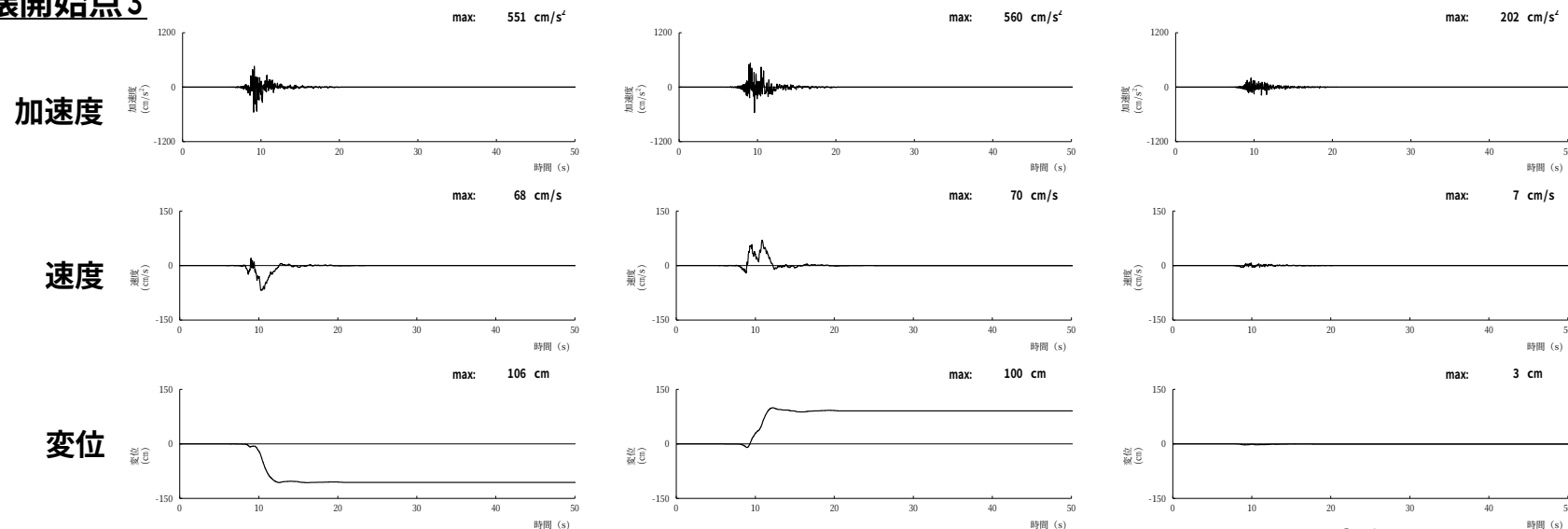


破壊開始点2

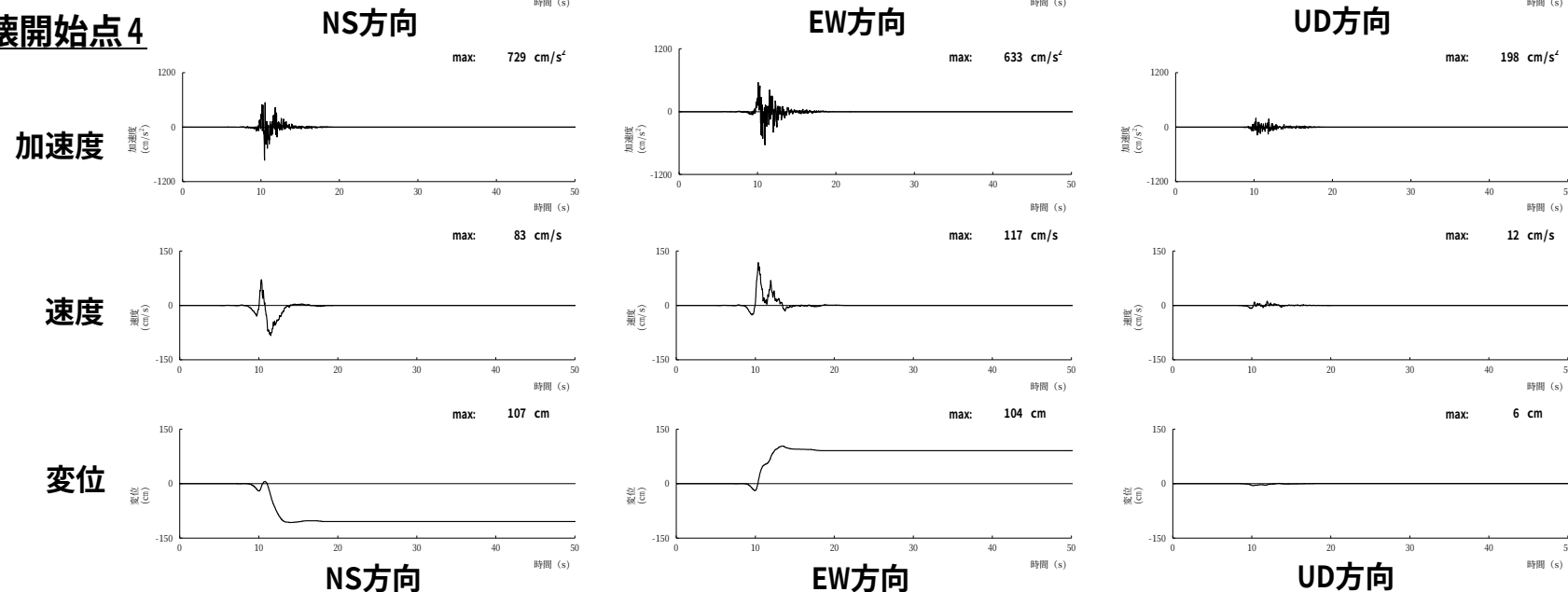


地震動評価結果 (ケース6:破壊伝播速度の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

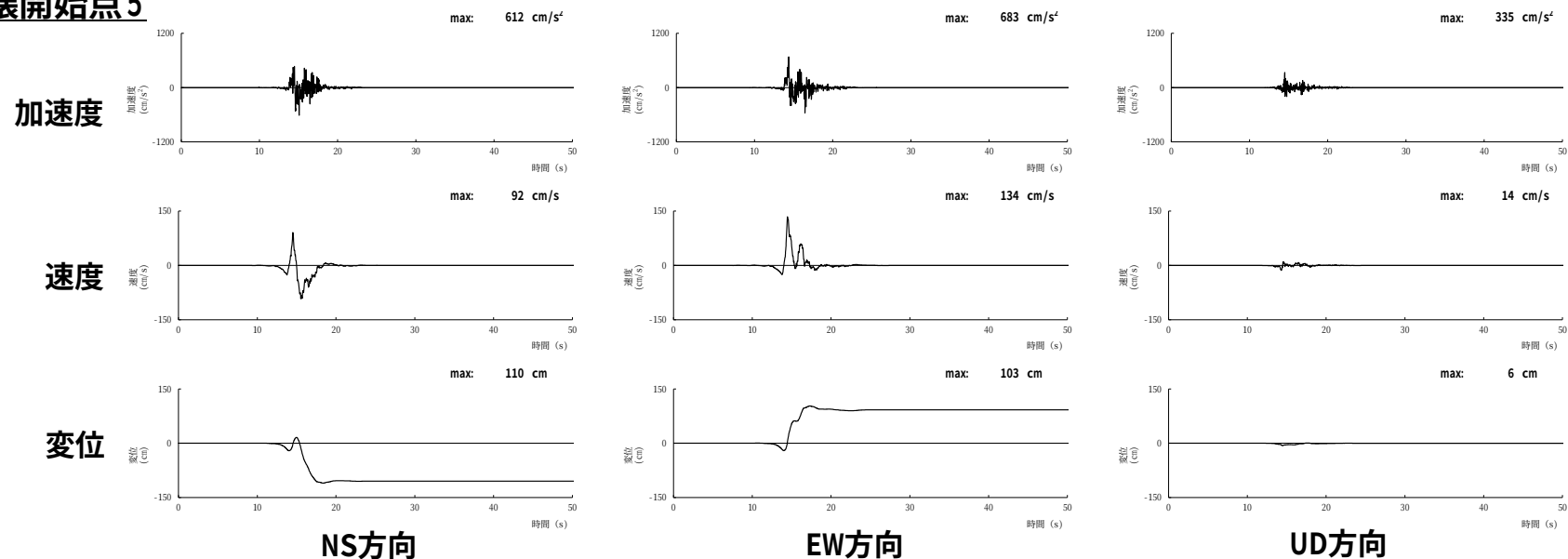


破壊開始点4



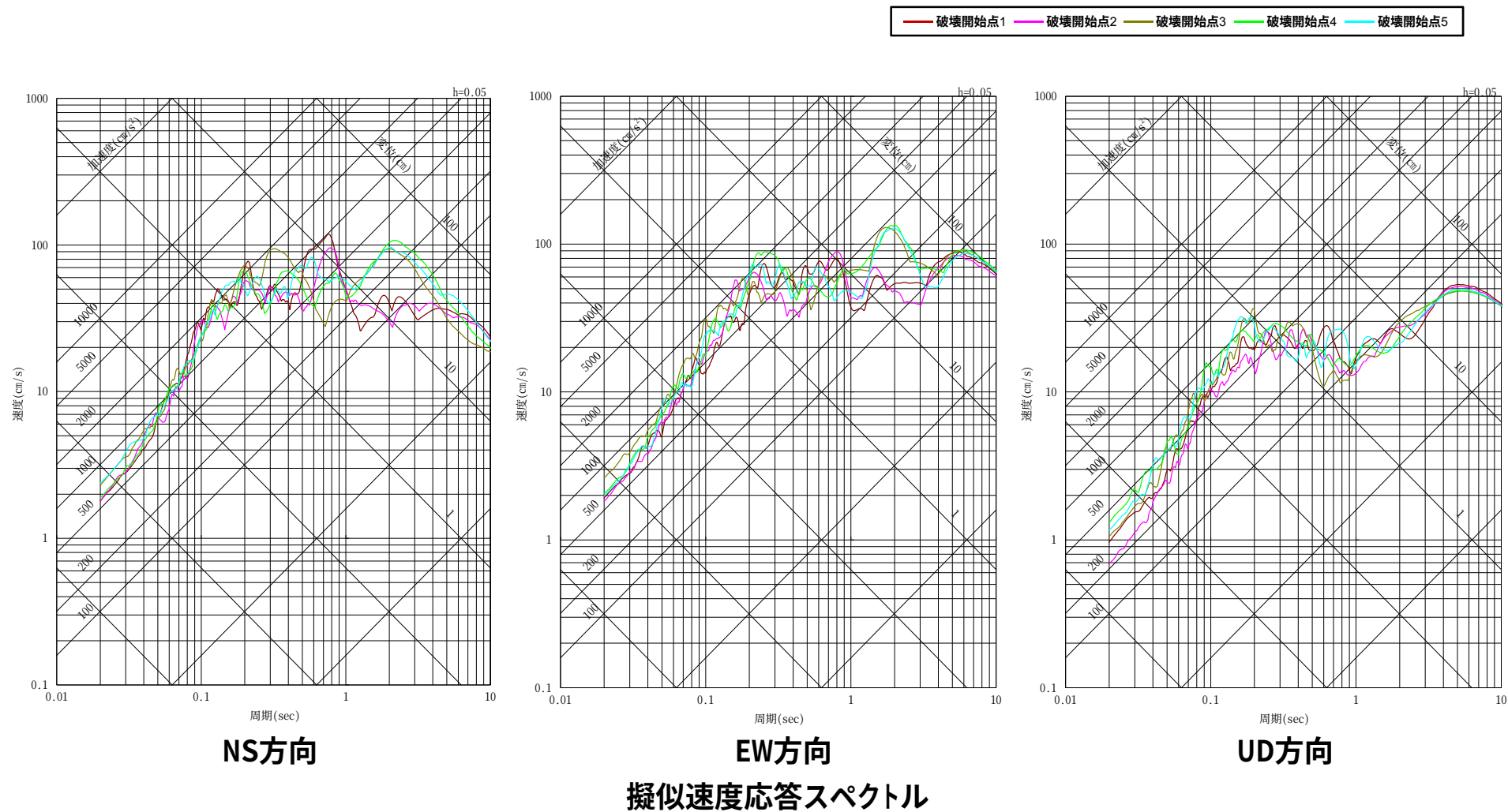
地震動評価結果 (ケース6:破壊伝播速度の不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



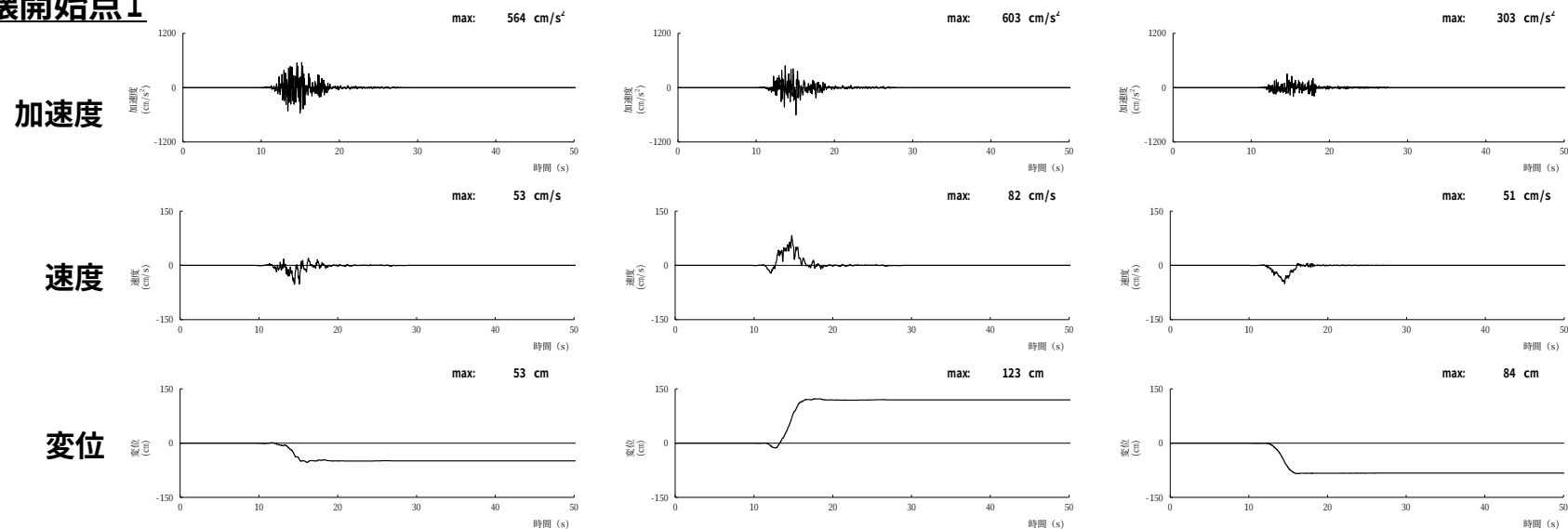
地震動評価結果 (ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

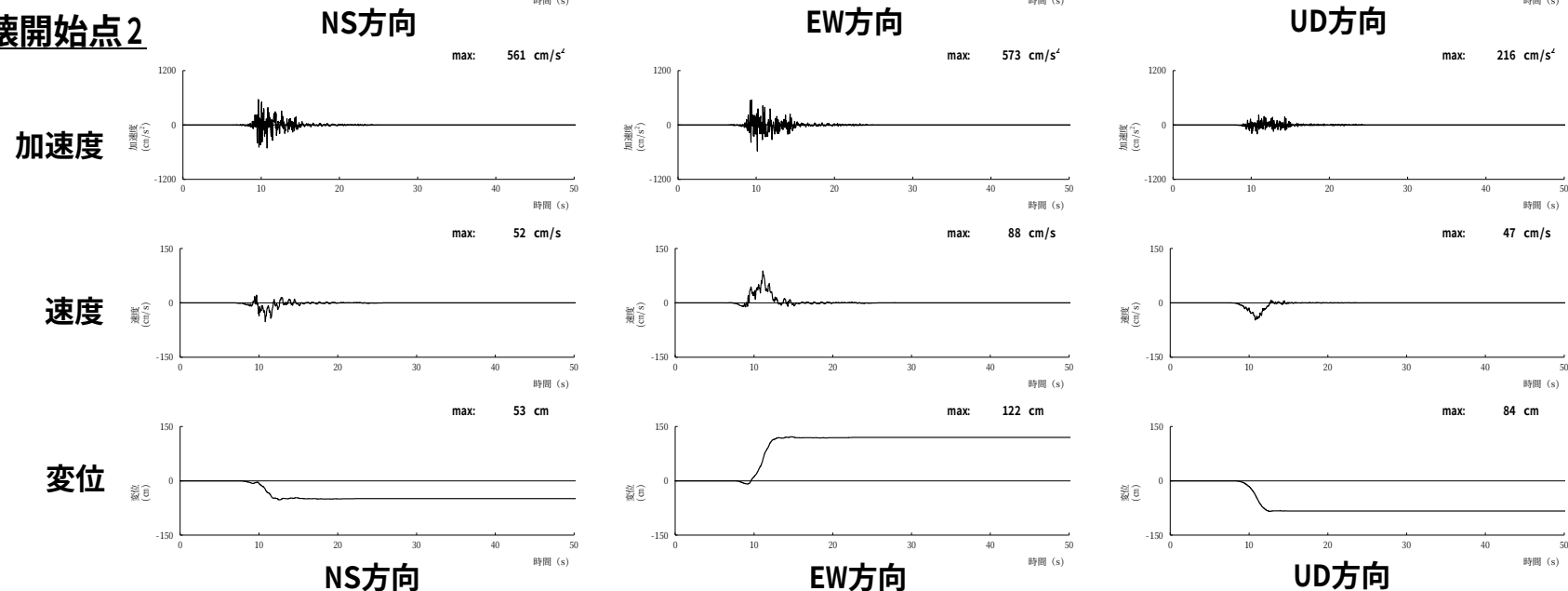


地震動評価結果 (ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

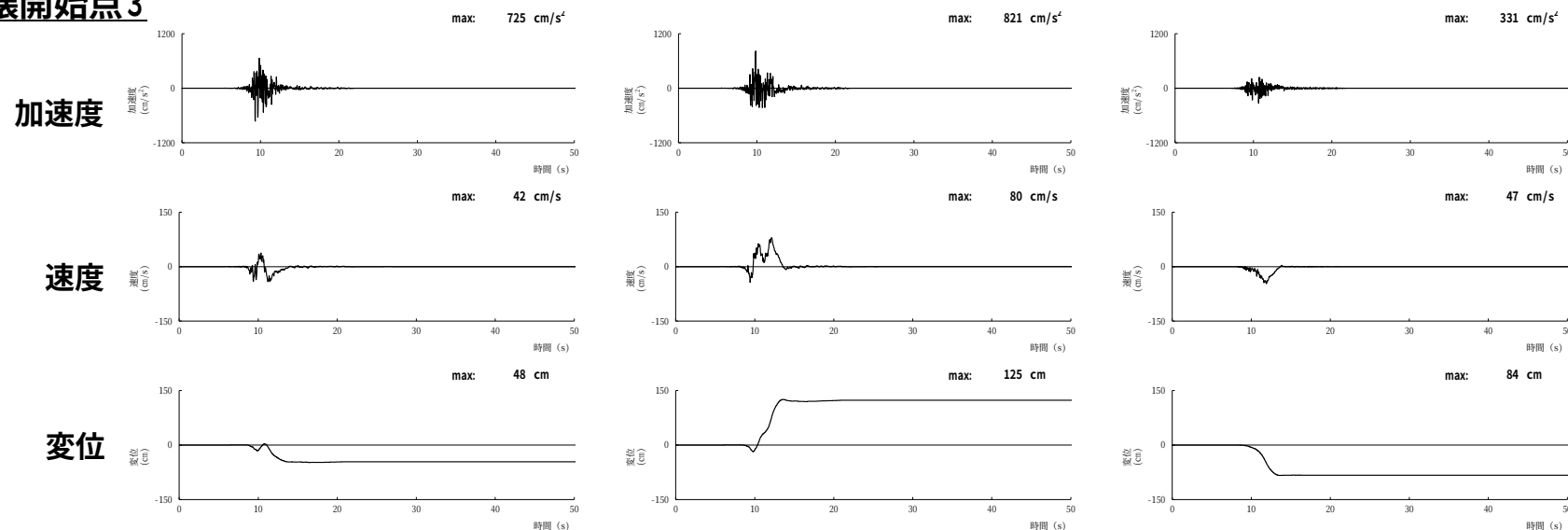


破壊開始点2

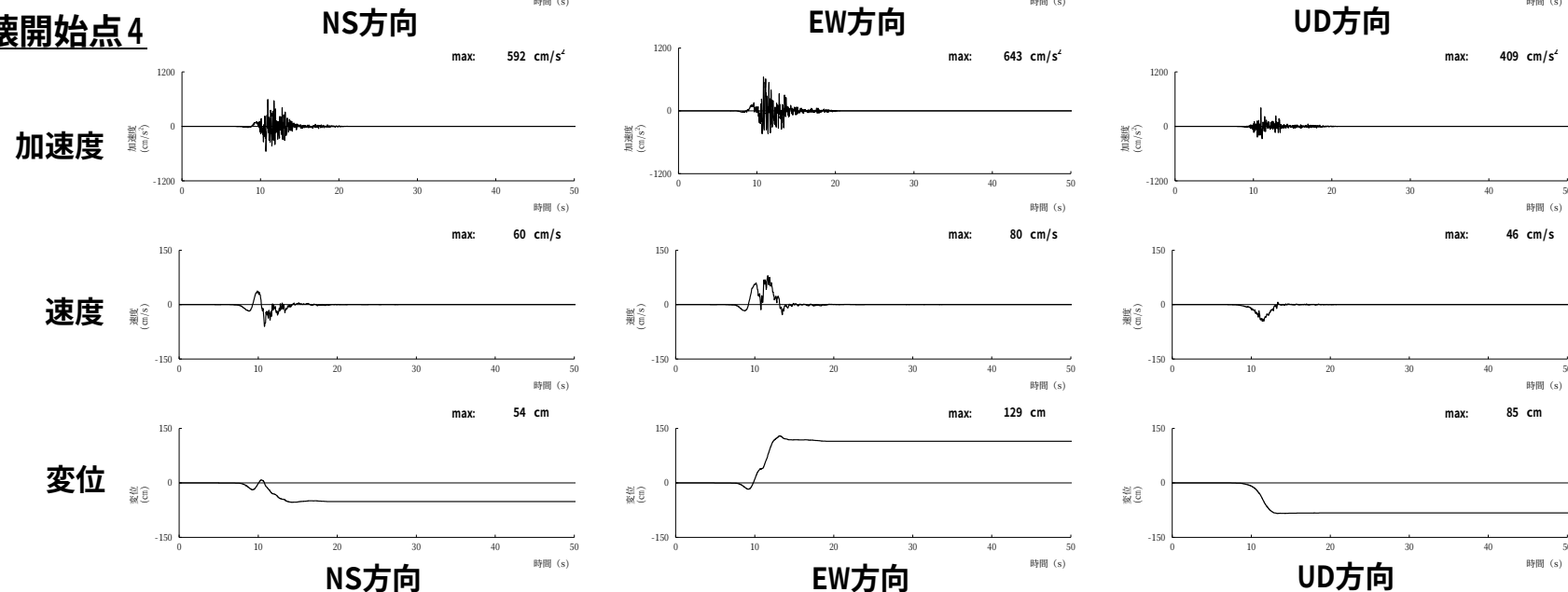


地震動評価結果 (ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

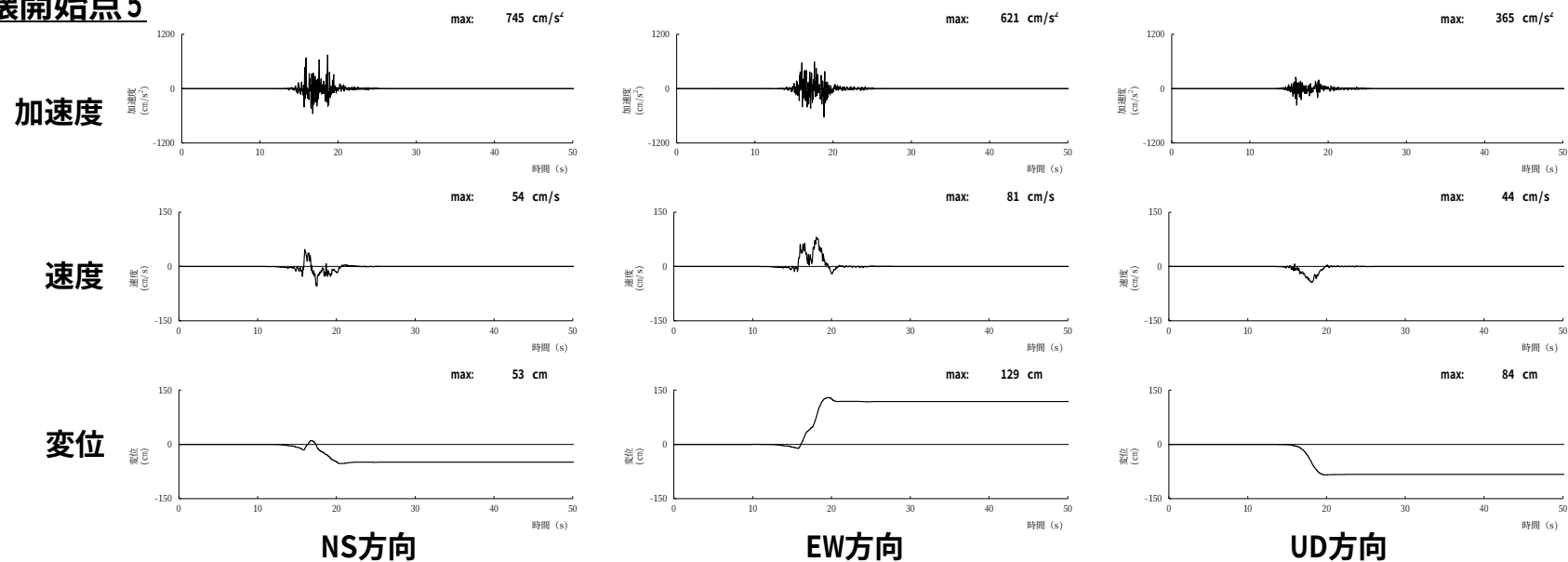


破壊開始点4



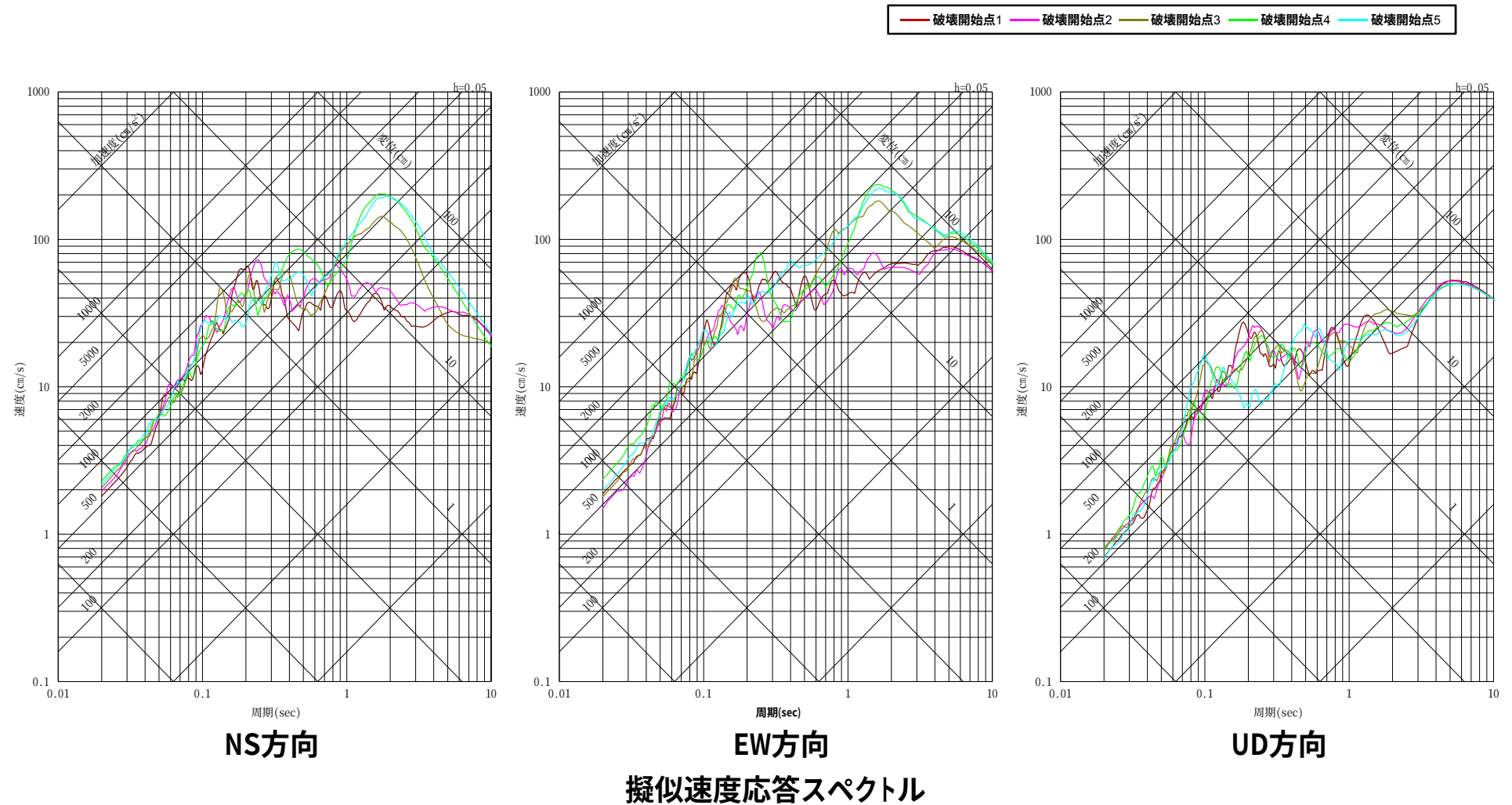
地震動評価結果 (ケース7: すべり角と短周期レベルの不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



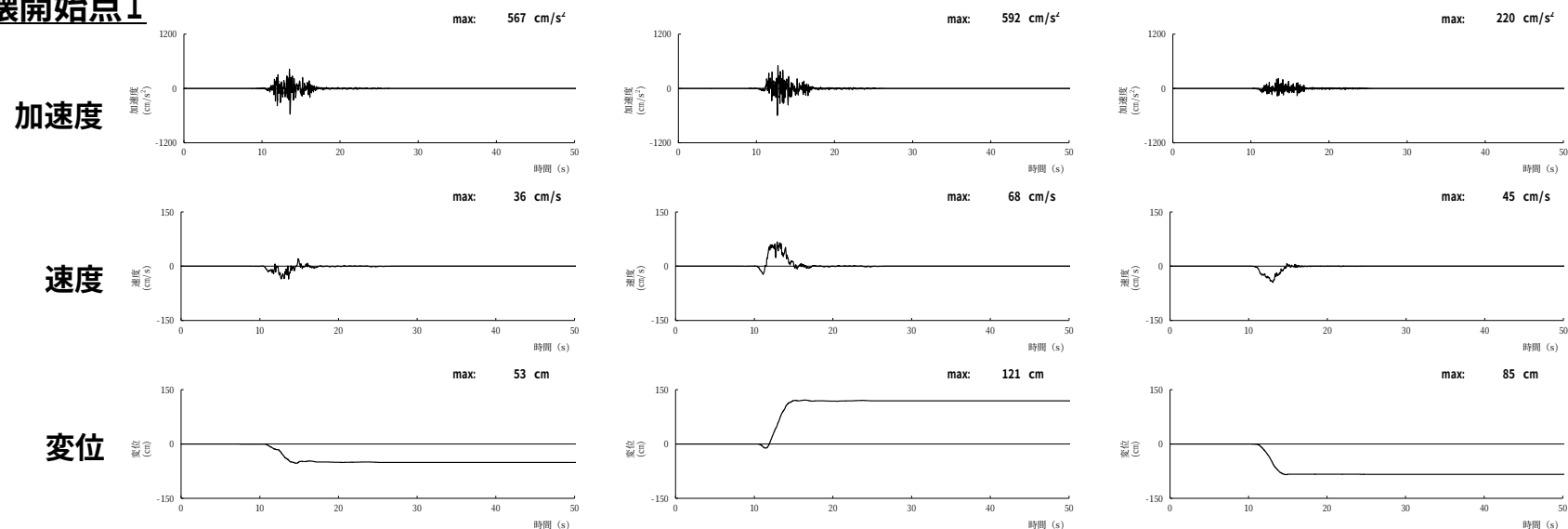
地震動評価結果 (ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

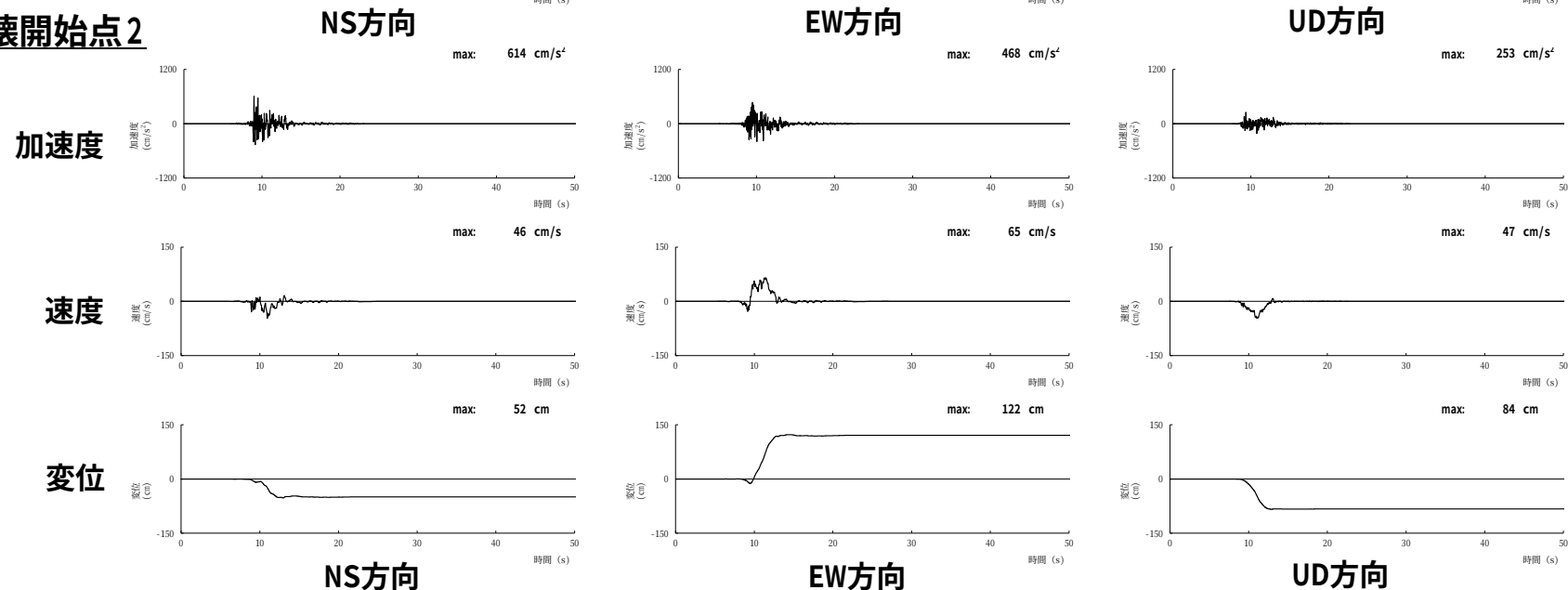


地震動評価結果 (ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

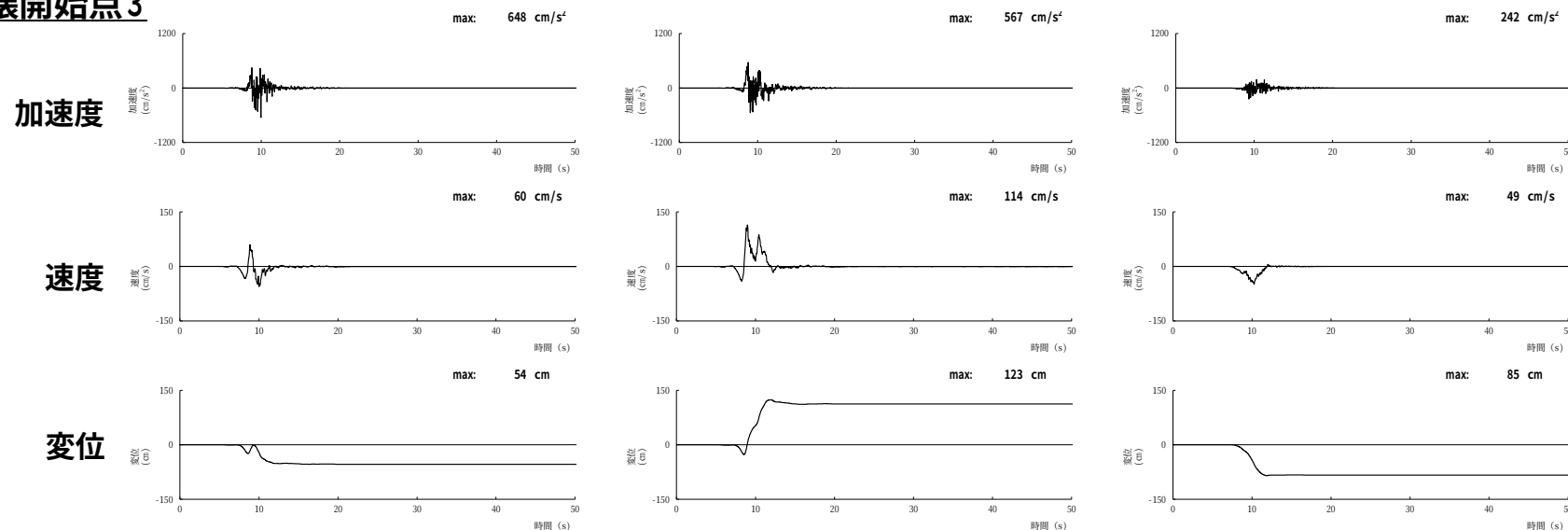


破壊開始点2

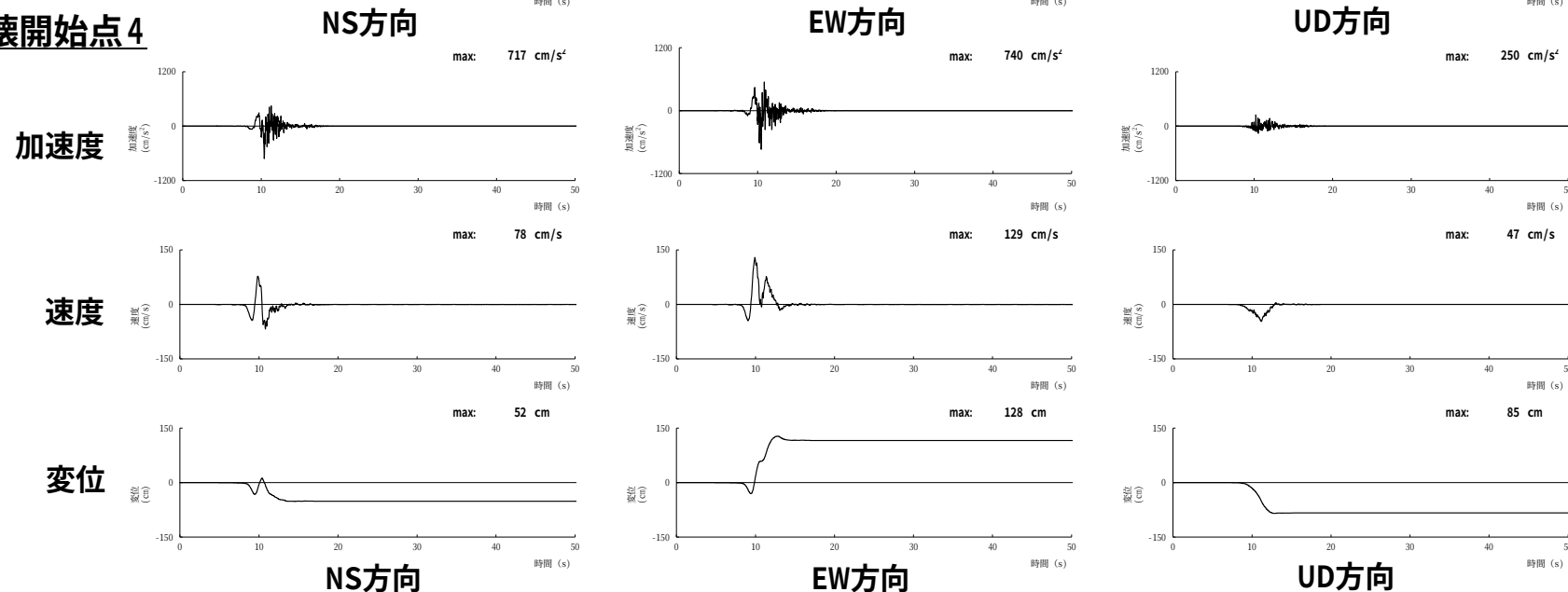


地震動評価結果 (ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

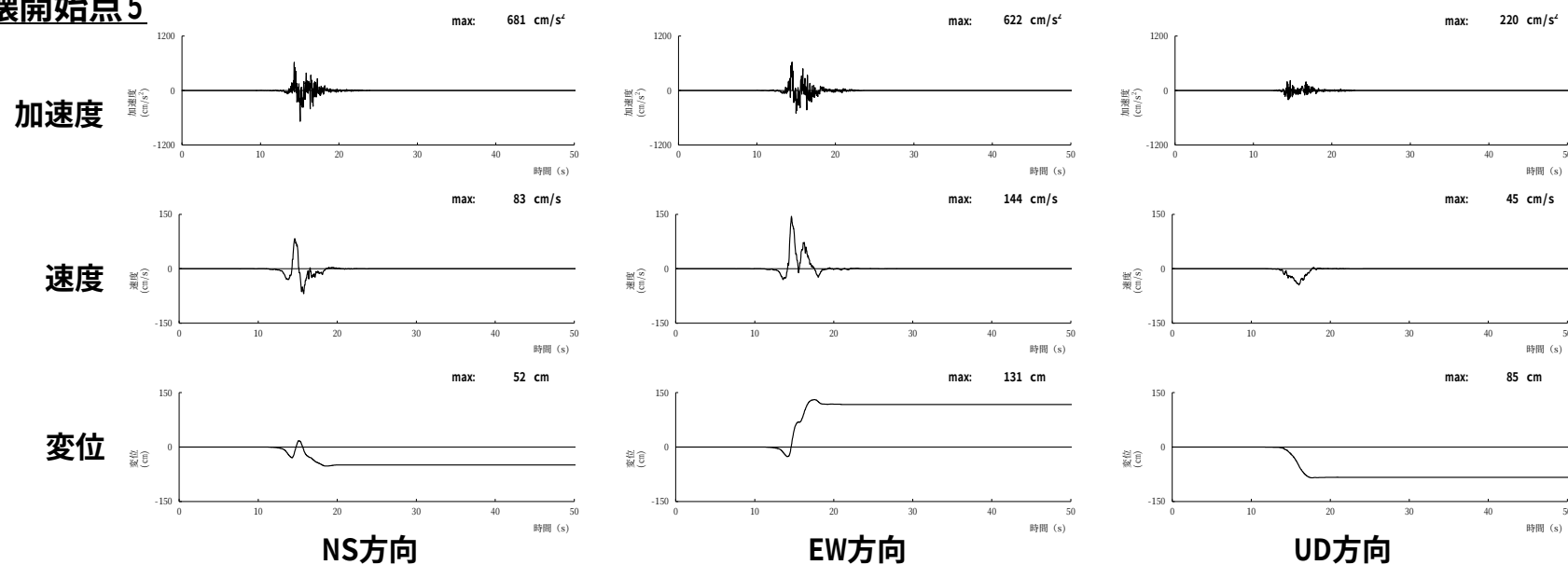


破壊開始点4



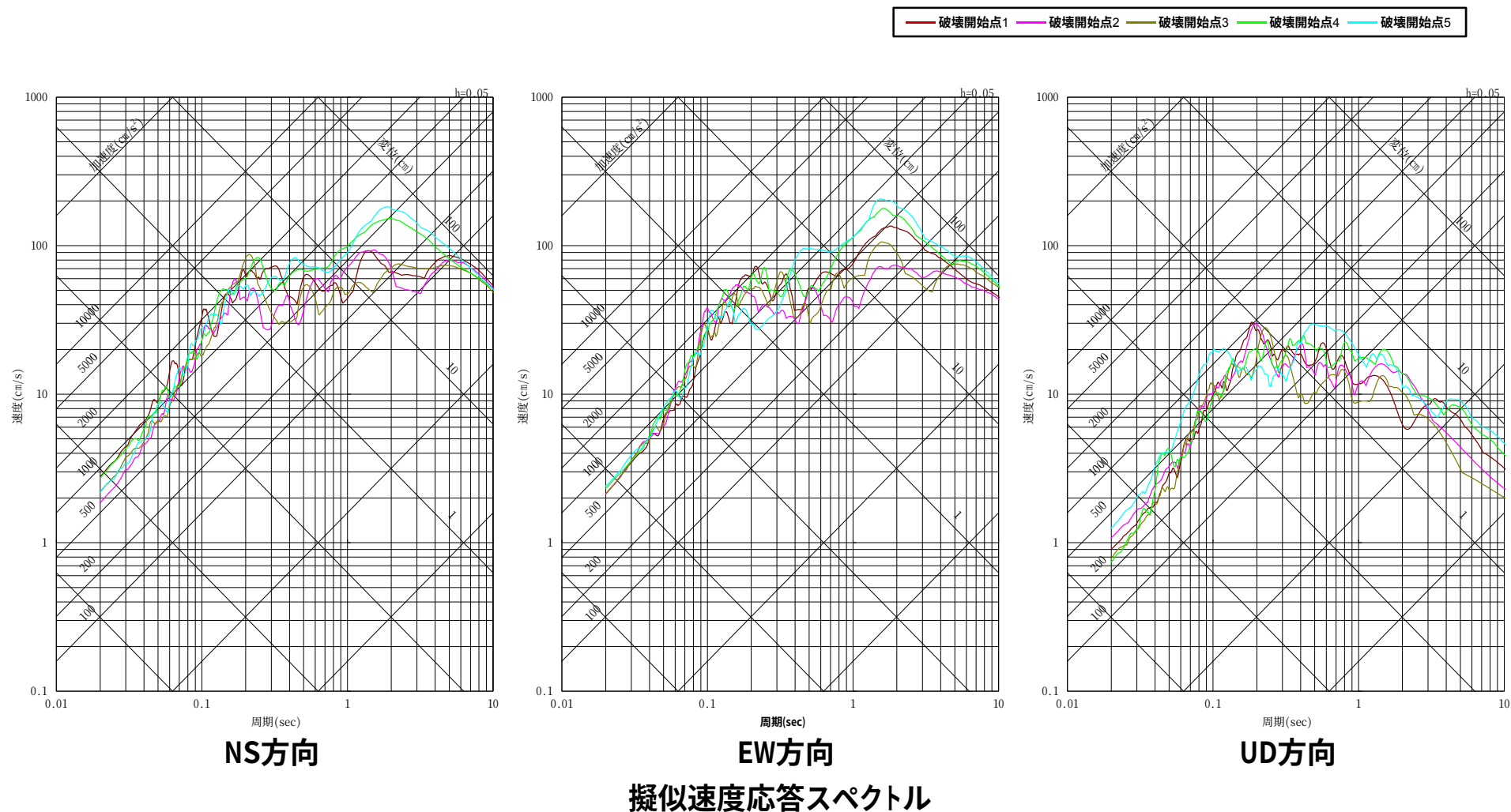
地震動評価結果 (ケース8: すべり角と破壊伝播速度の不確かさを考慮) (4 / 4)

破壊開始点5



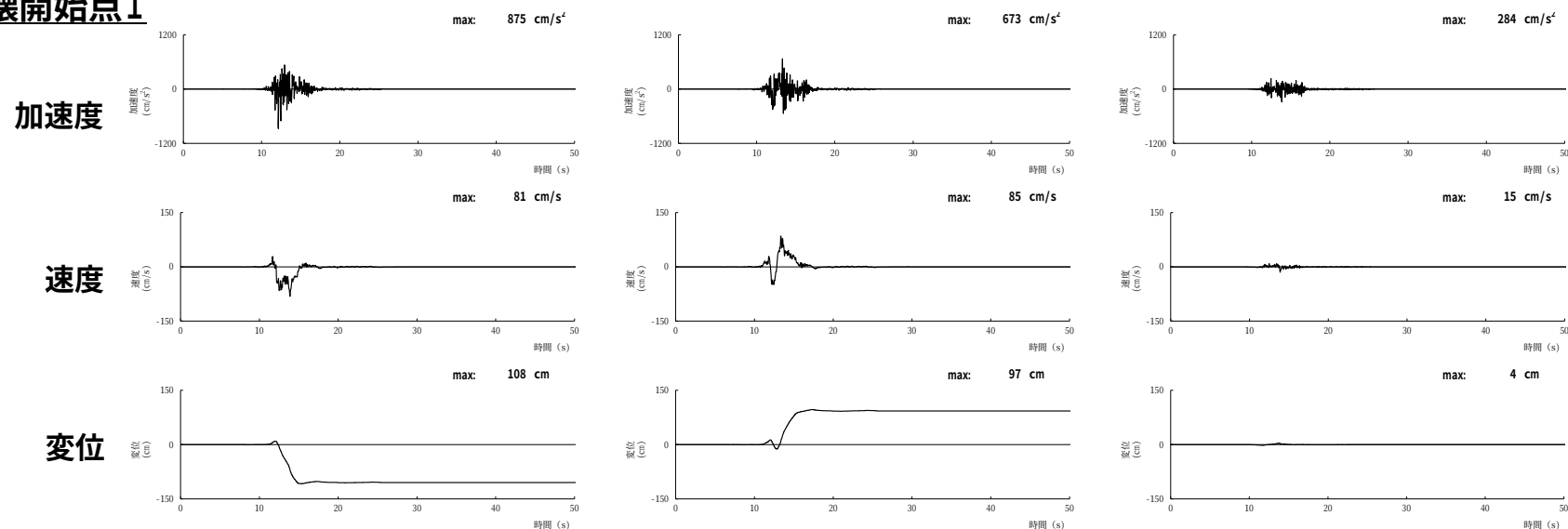
地震動評価結果 (ケース9: 短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

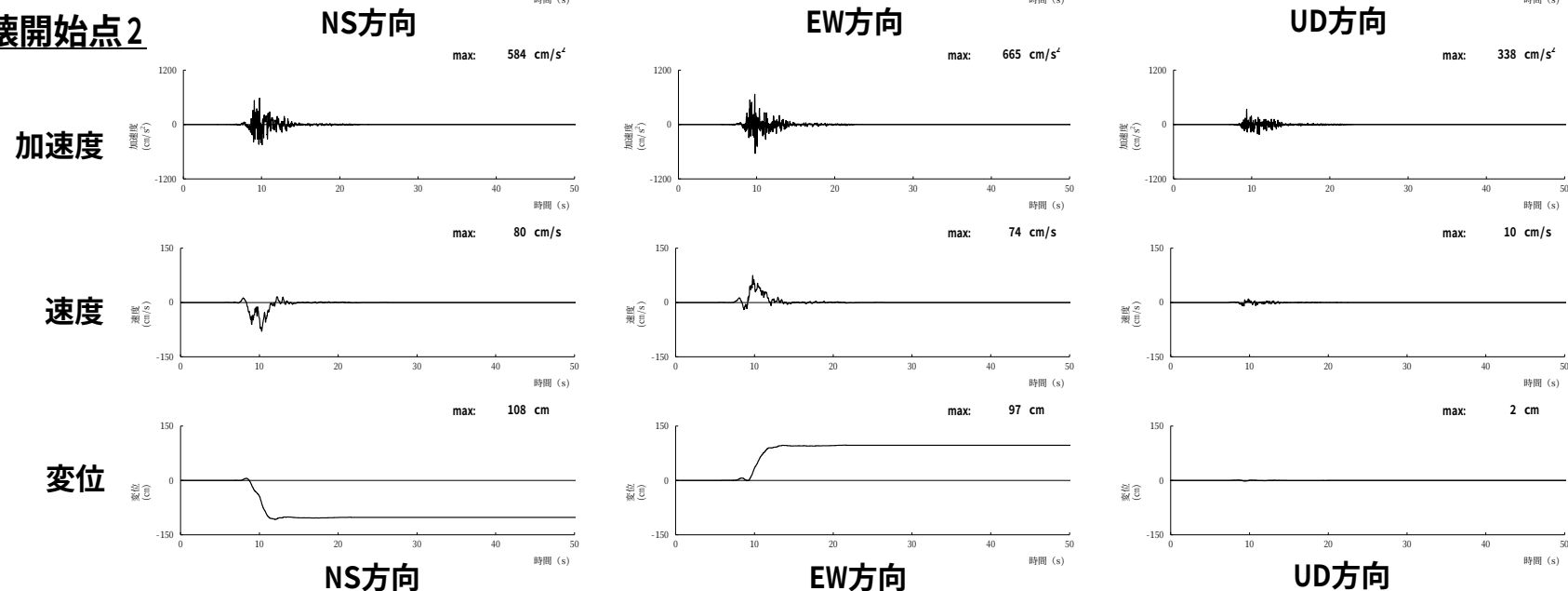


地震動評価結果 (ケース9: 短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

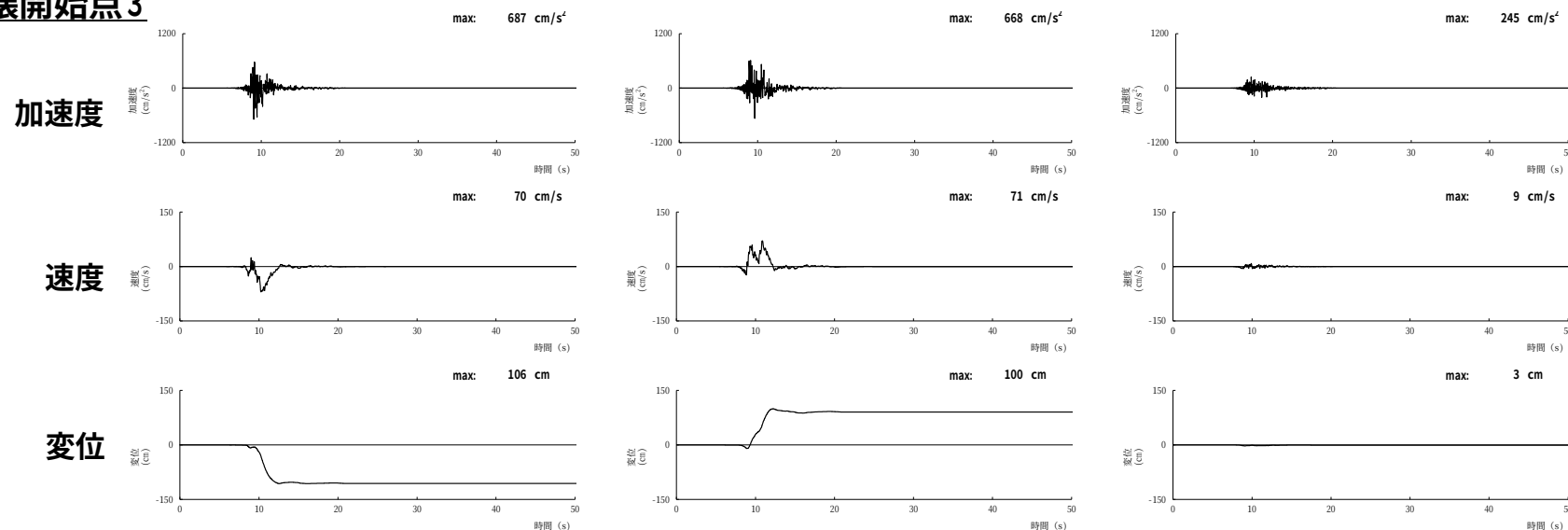


破壊開始点2

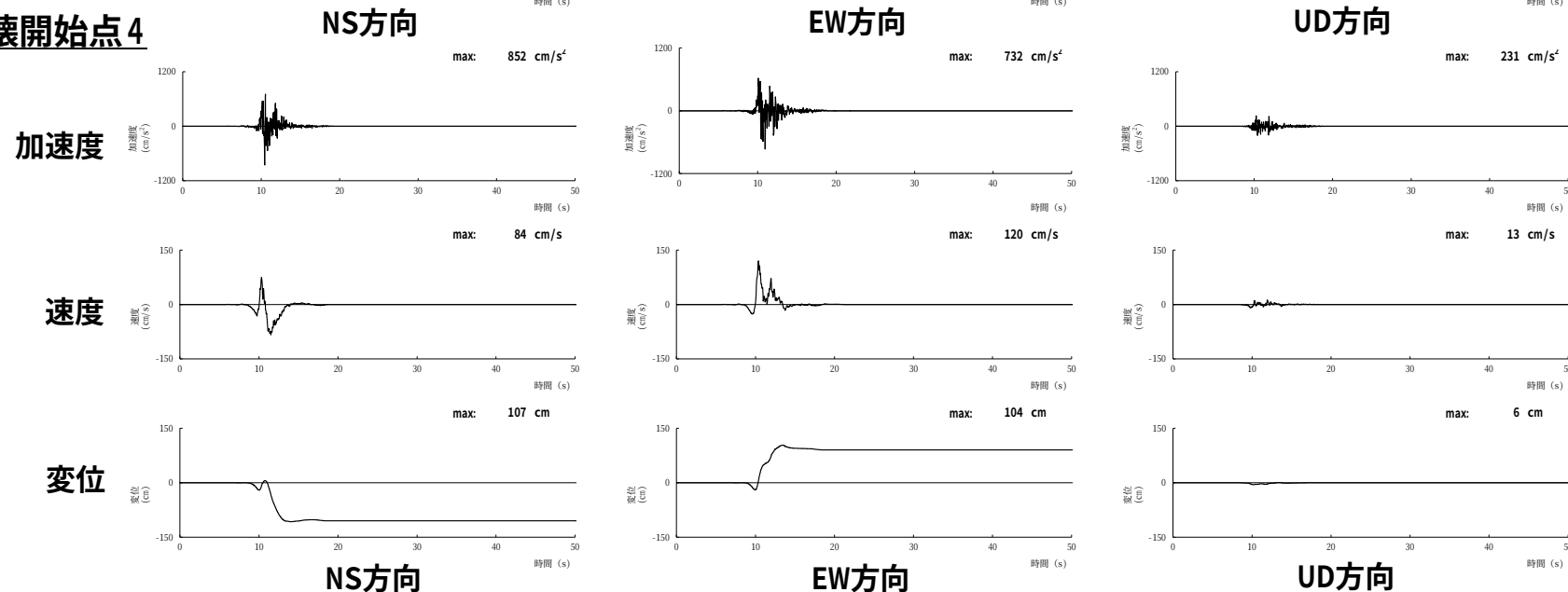


地震動評価結果 (ケース9: 短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

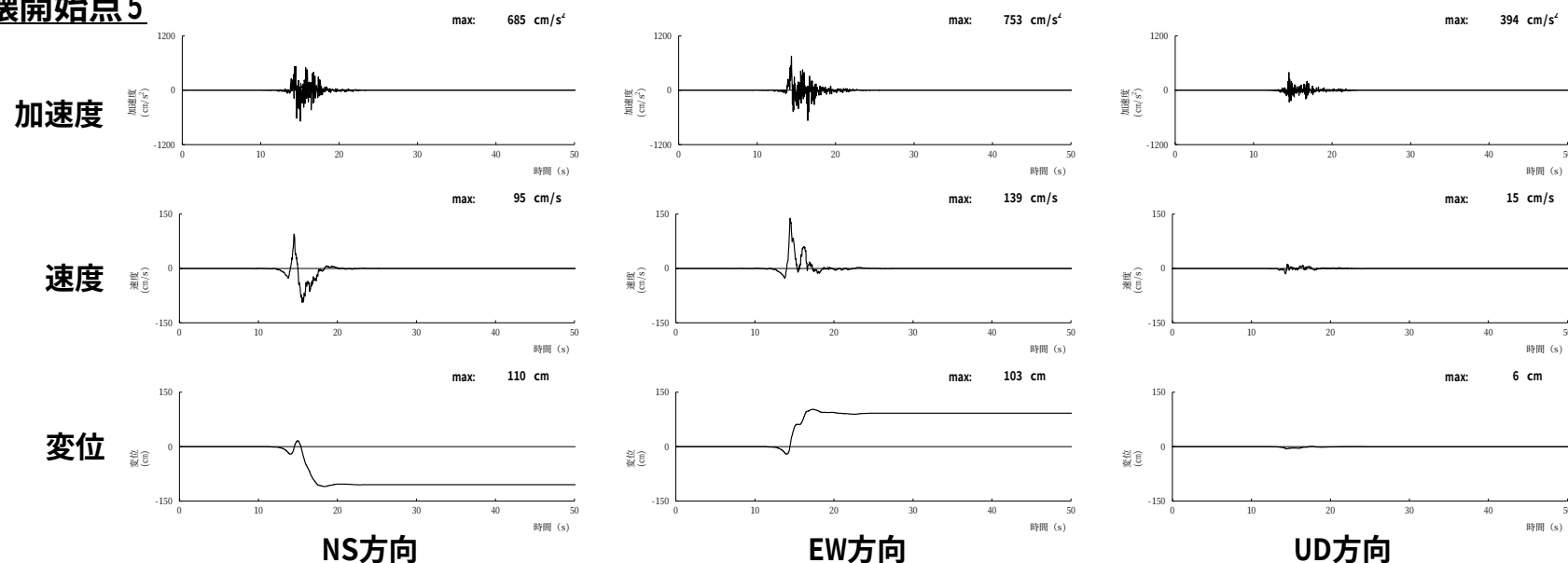


破壊開始点4

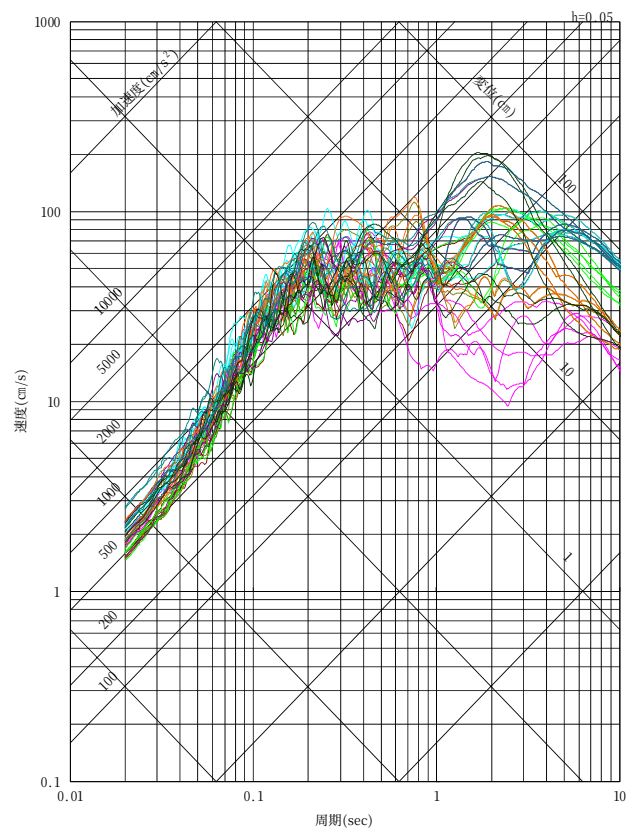
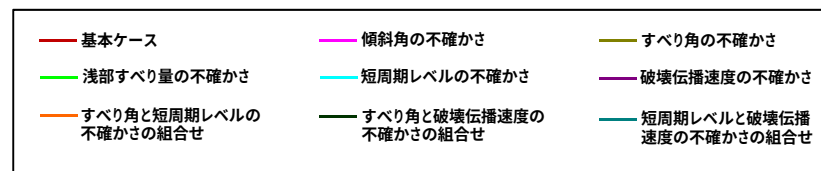


地震動評価結果 (ケース9: 短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを考慮) (4 / 4)

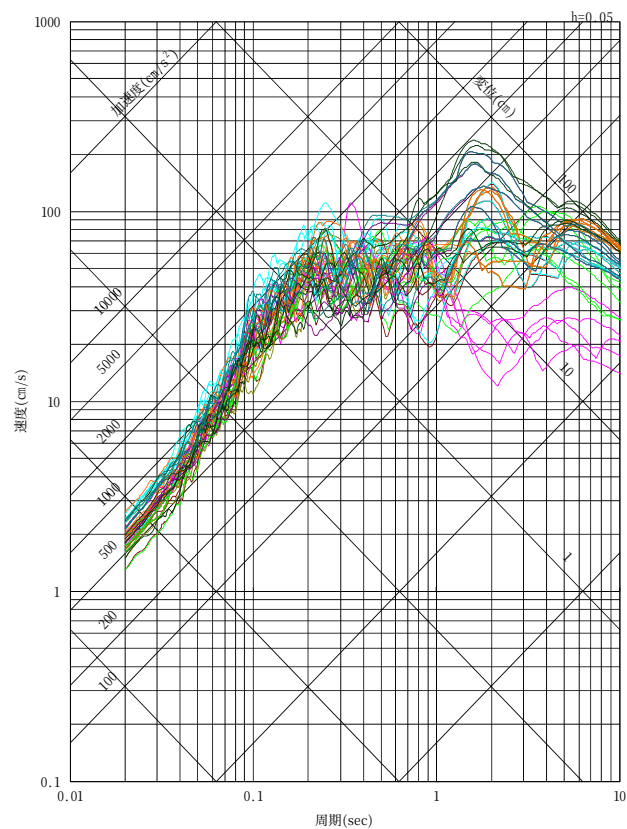
破壊開始点5



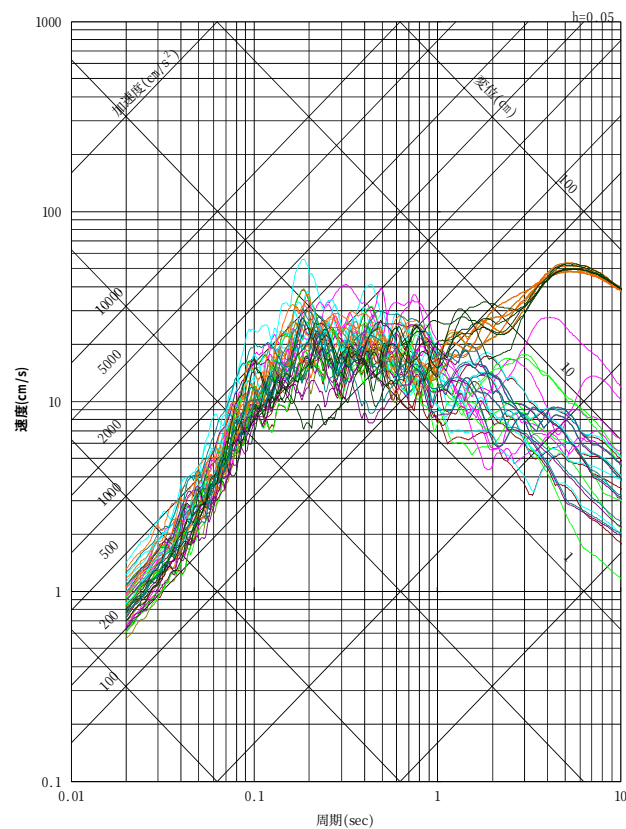
不確かさを考慮した地震動評価結果 (全ケース)



NS方向



EW方向



UD方向

擬似速度応答スペクトル

目次

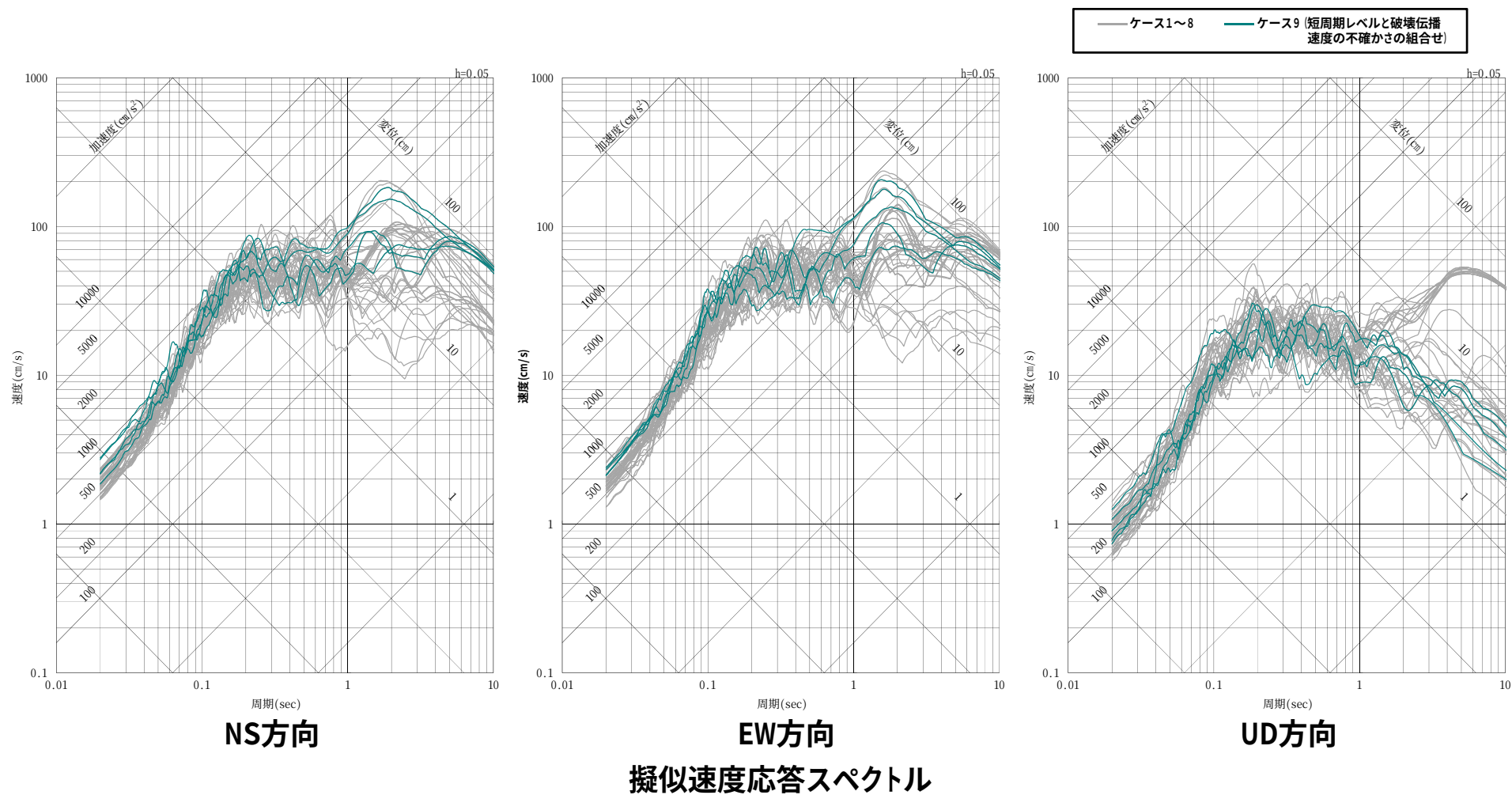
- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

十分な余裕の考慮 (1／2)

- 浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを踏まえ、不確かさを組み合わせた上で更に十分な余裕を考慮する。
- ・ 原子炉施設の主要機器の固有周期が短周期帯に多く存在することを踏まえ、短周期帯に着目して十分な余裕を考慮することとする。
- ・ 不確かさを考慮した地震動評価結果を見ると、短周期帯での振幅レベルが大きいケースは短周期レベルと破壊伝播速度の不確かさを組み合わせたケース9である(次ページ参照)。
- ・ そこでケース9の短周期レベルである強震動予測レシピの1.25倍に対し、十分な余裕の考慮として、強震動予測レシピの1.5倍を考慮する。

十分な余裕の考慮 (2/2)

○不確かさ全ケースと、十分な余裕を考慮する対象としたケース9の関係は下図のとおり。



検討ケース一覧

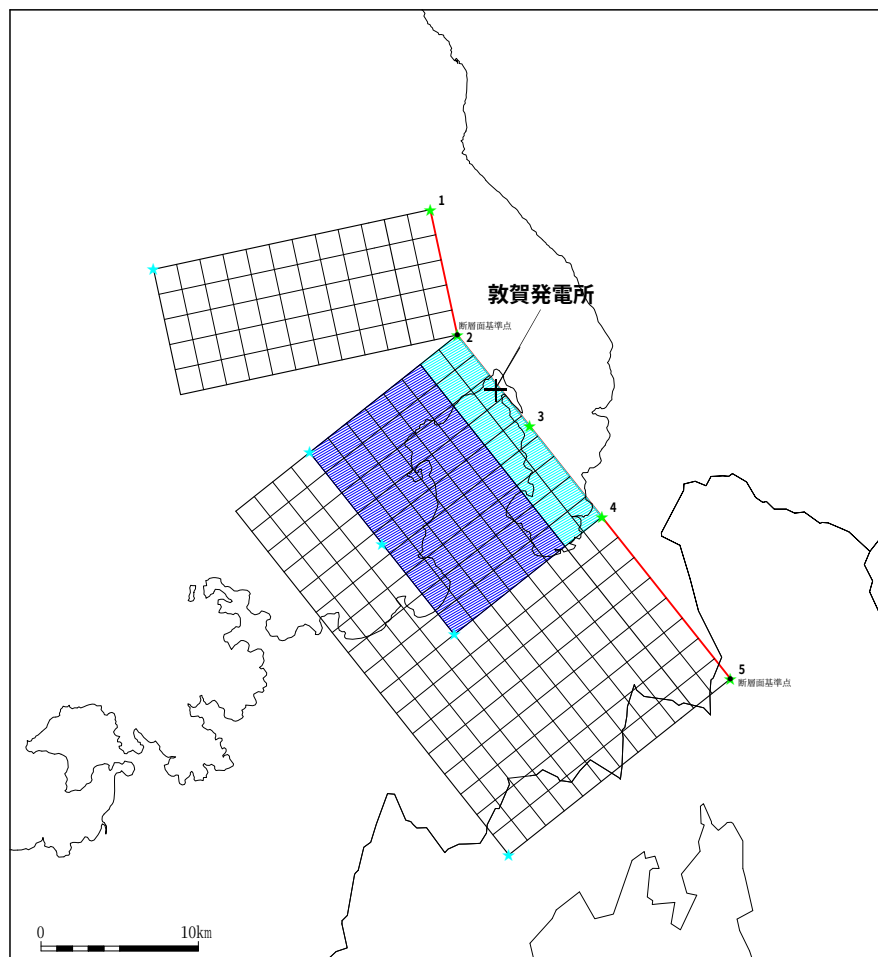
- 不確かさを考慮したケースも含めた全ての検討ケースを下表に示す。
- 十分な余裕を考慮したものはケース10に示す。

■： 偶然的な不確かさ ■： 認識論的な不確かさ ■： 十分な余裕の考慮

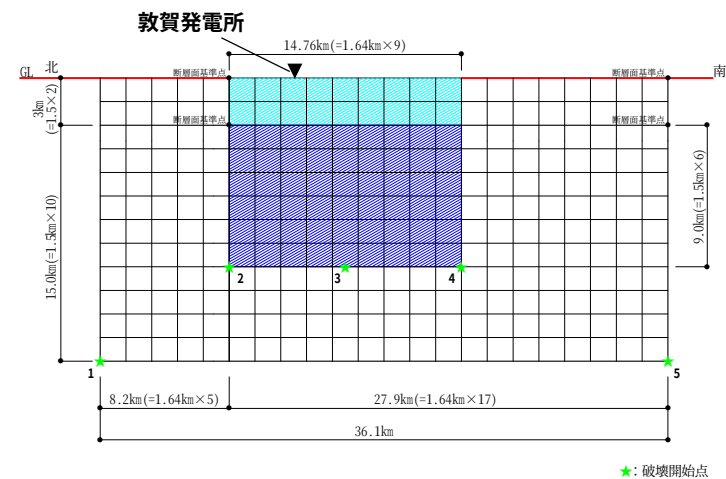
検討ケース	傾斜角	すべり角	浅部断層 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点
1 基本ケース	90 °	0 °	2.9m	レシピ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
2 傾斜角の不確かさ	70 °	0 °	2.9m	レシピ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
3 すべり角の不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	レシピ平均	0.72V	サイト直下位置	複数設定
4 浅部すべり量の不確かさ	90 °	0 °	1.7m	レシピ平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
5 短周期レベルの不確かさ	90 °	0 °	2.9m	1.5倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
6 破壊伝播速度の不確かさ	90 °	0 °	2.9m	レシピ平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定
7 ・すべり角の不確かさ ・短周期レベルの不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	1.25倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定
8 ・すべり角の不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90 °	37.6 °	2.9m	レシピ平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定
9 ・短周期レベルの不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90 °	0 °	2.9m	1.25倍	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定
10 十分な余裕を考慮	90 °	0 °	2.9m	1.5倍	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定

震源モデルの設定 (1 / 2)

○ケース10: 十分な余裕を考慮した震源モデルを下記に示す。



断層配置図



断層モデル図

震源モデルの設定 (2 / 2)

○ケース10: 十分な余裕を考慮した震源パラメータ

断層パラメータ	深部断層	設定方法
断層長さ (km)	36.1	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	90	地質調査結果 (高角度北東傾斜, 左横ずれ主体) を踏まえ地震動評価上は90°として設定
すべり角 (°)	0	傾斜角90°の左横ずれ断層としたことを踏まえてレシビに基づき0°に設定
断層幅 (km)	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	541.5	$S=L$ (断層長さ) $\times$ W (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	
破壊伝播形式	同心円状	同心円状
地震モーメント (N・m)	1.63×10^{19}	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$
モーメントマグニチュード	6.7	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	86.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.2	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) \times (M_0 / S^{1.5})$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	$V_r = 0.87 \beta$
立ち上がり時間 (sec)	1.11	$Tr = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²) ※1	1.34×10^{19}	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

※1 短周期領域のフーリエスペクトルの比が基本ケースの1.5倍となるように設定する。

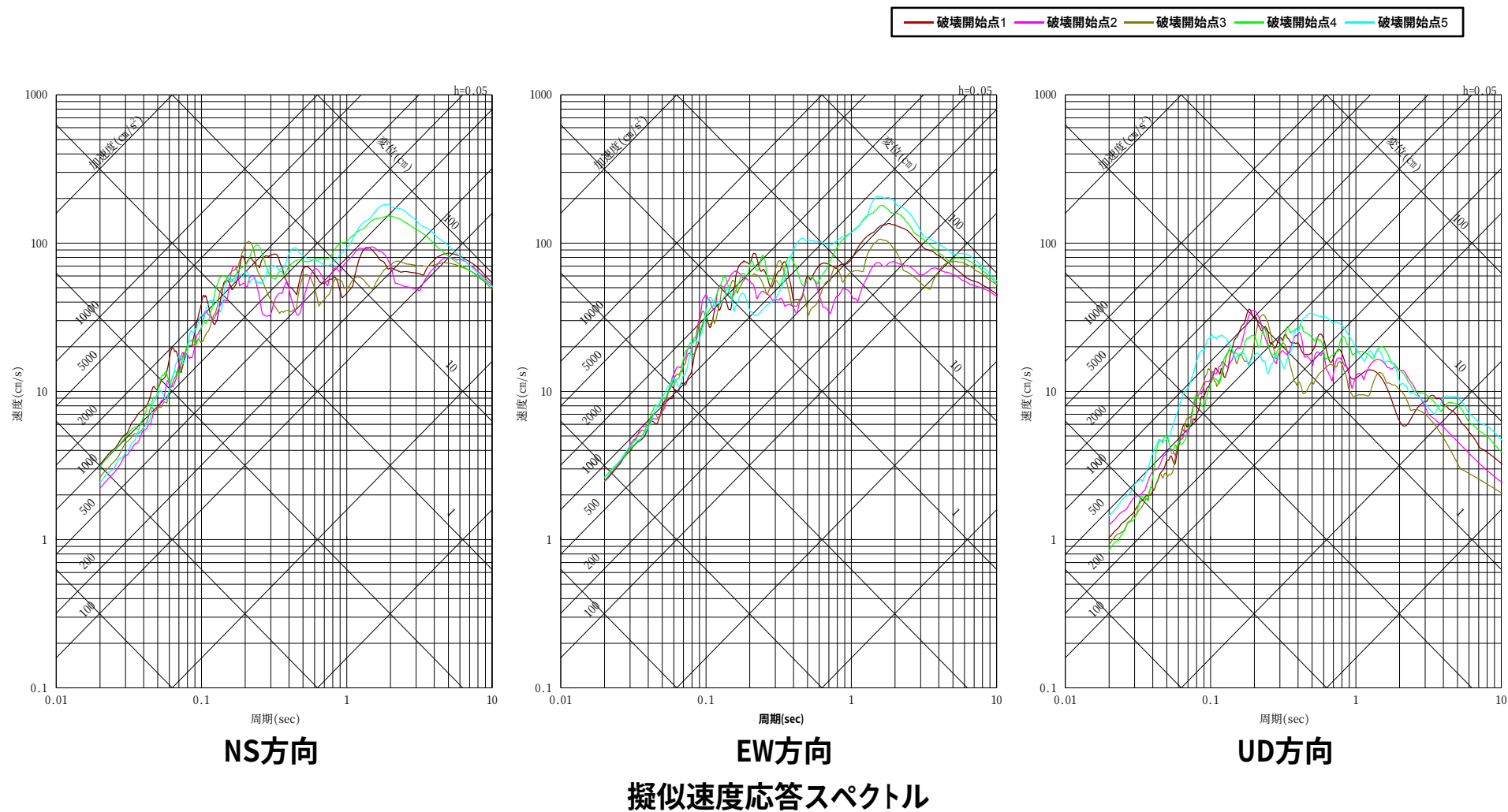
※2 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

断層パラメータ	深部断層	設定方法
面積 (km ²)	136.26	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$
平均すべり量 (cm)	173	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$
地震モーメント (N・m)	8.25×10^{18}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
応力降下量 (MPa)	12.5	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
面積 (km ²)	405.24	$S_b = S - S_a$
平均すべり量 (cm)	56.8	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
地震モーメント (N・m)	8.06×10^{18}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
実効応力 (MPa)	2.5	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値	50 ^{f1.1}	佐藤他 (2007)
$f_{\max}$ (Hz)	8.3	香川他 (2003)

断層パラメータ	浅部断層	設定方法
剛性率 (N/m ²)	2.19×10^{10}	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ $\beta = 2.9 \text{ km/s}$ (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)	3.68	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
面積 (km ²)	44.31	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	286.8	松田 (1975) に基づき設定 ($D_{\text{large(浅)}}$)
地震モーメント (N・m)	2.78×10^{18}	$M_{0\text{large(浅)}} = \mu S_{\text{large(浅)}} D_{\text{large(浅)}}$
面積 (km ²)	63.99	$S = L \times W$
平均すべり量 (cm)	94.2	$D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{large(浅)}} \times (D_{b(\text{深})} / D_{a(\text{深})})$
地震モーメント (N・m)	1.32×10^{18}	$M_{0\text{small(浅)}} = \mu S_{\text{small(浅)}} D_{\text{small(浅)}}$
地震モーメント (N・m)	4.10×10^{18}	$M_{0(\text{浅})} = M_{0\text{small(浅)}} + M_{0\text{large(浅)}}$
破壊伝播速度 (km/s)	3.13	深部断層と同じ値に設定 ※2

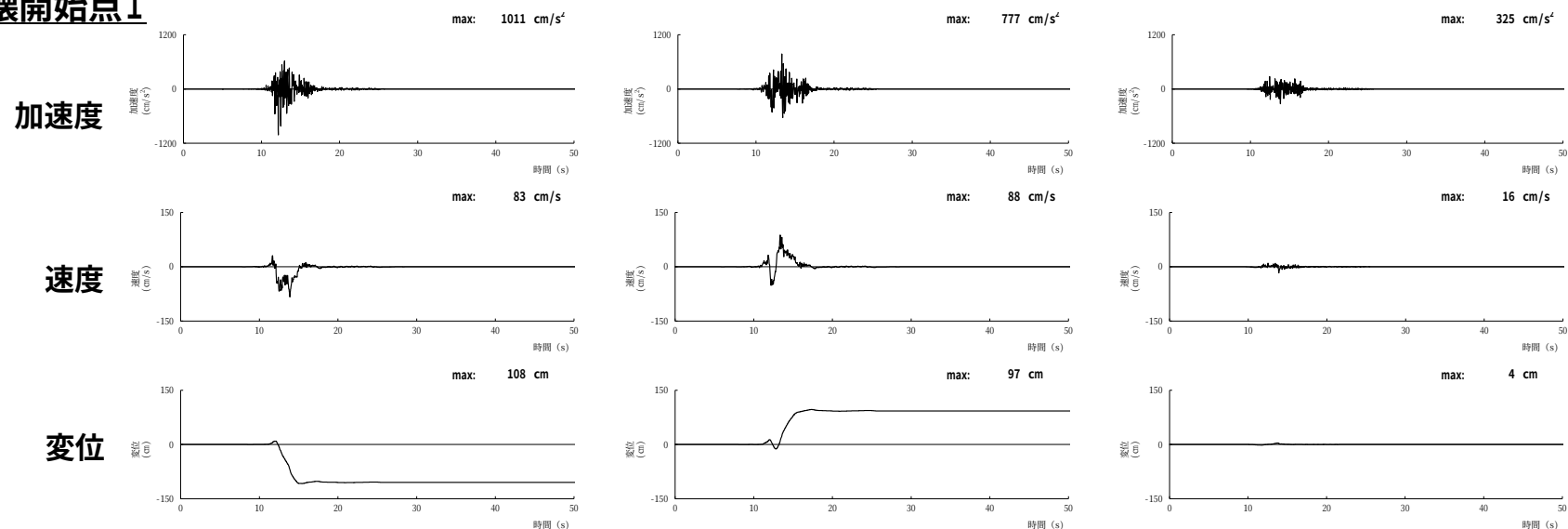
地震動評価結果 (ケース10:十分な余裕を考慮) (1 / 4)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

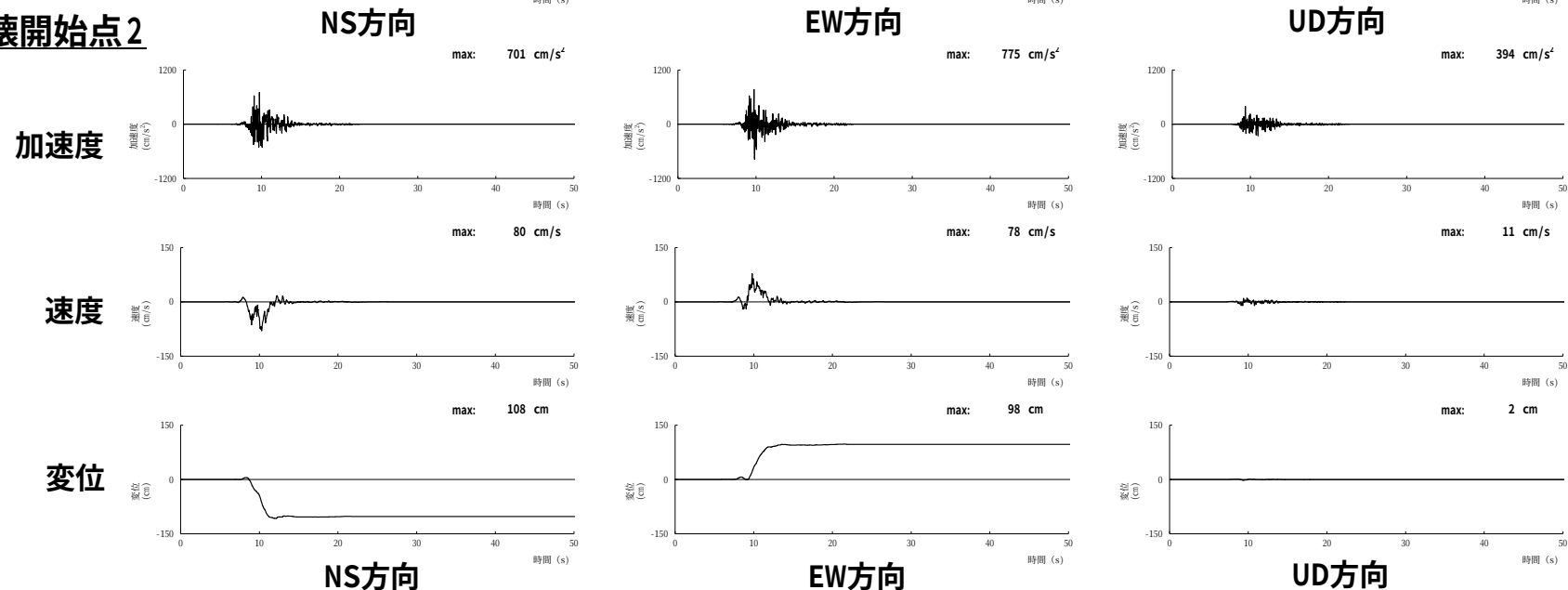


地震動評価結果 (ケース10: 十分な余裕を考慮) (2 / 4)

破壊開始点1

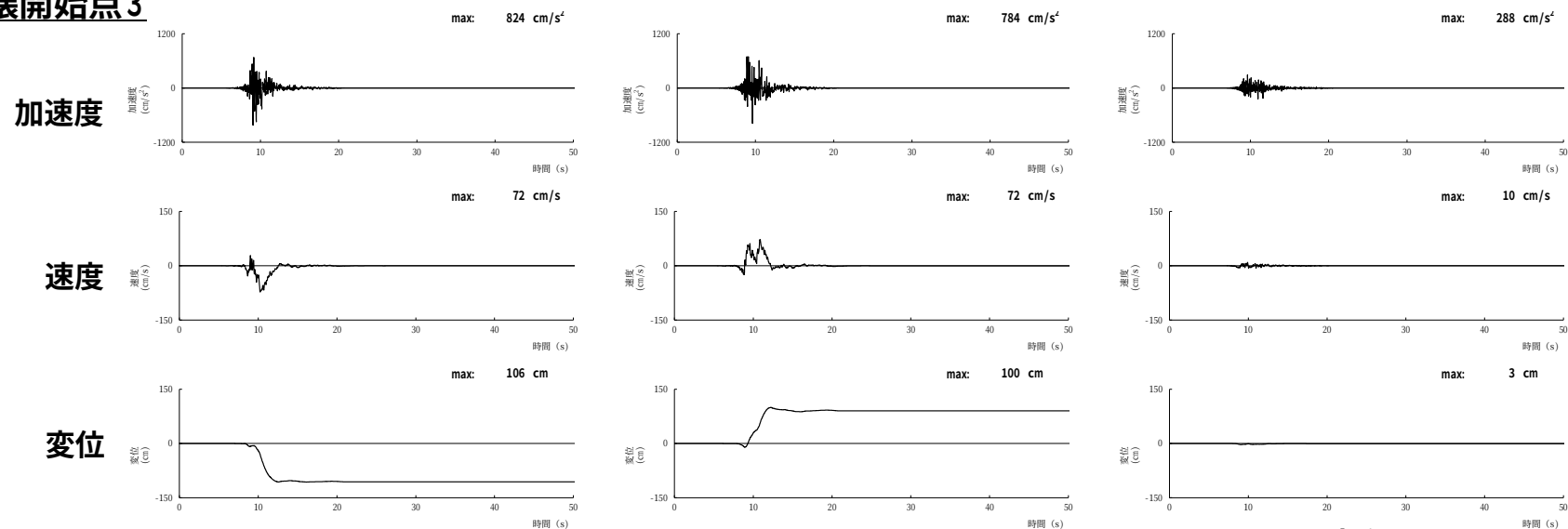


破壊開始点2

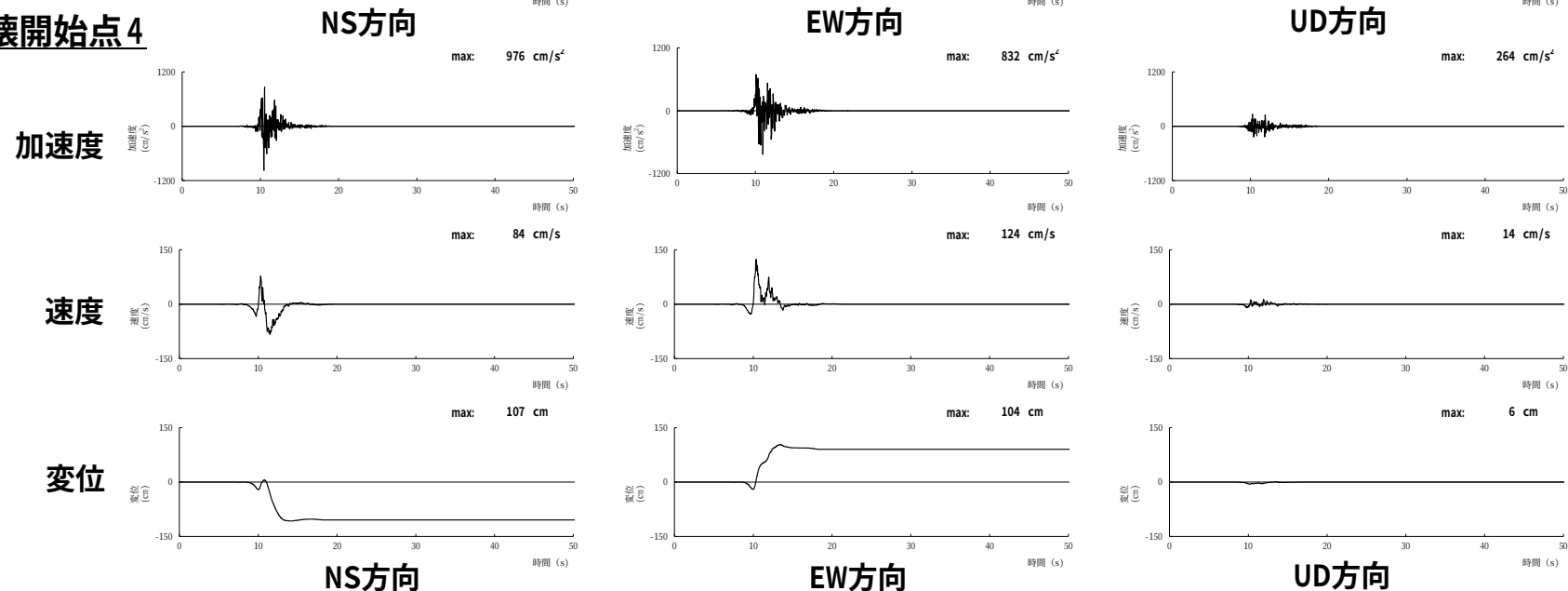


地震動評価結果 (ケース10: 十分な余裕を考慮) (3 / 4)

破壊開始点3

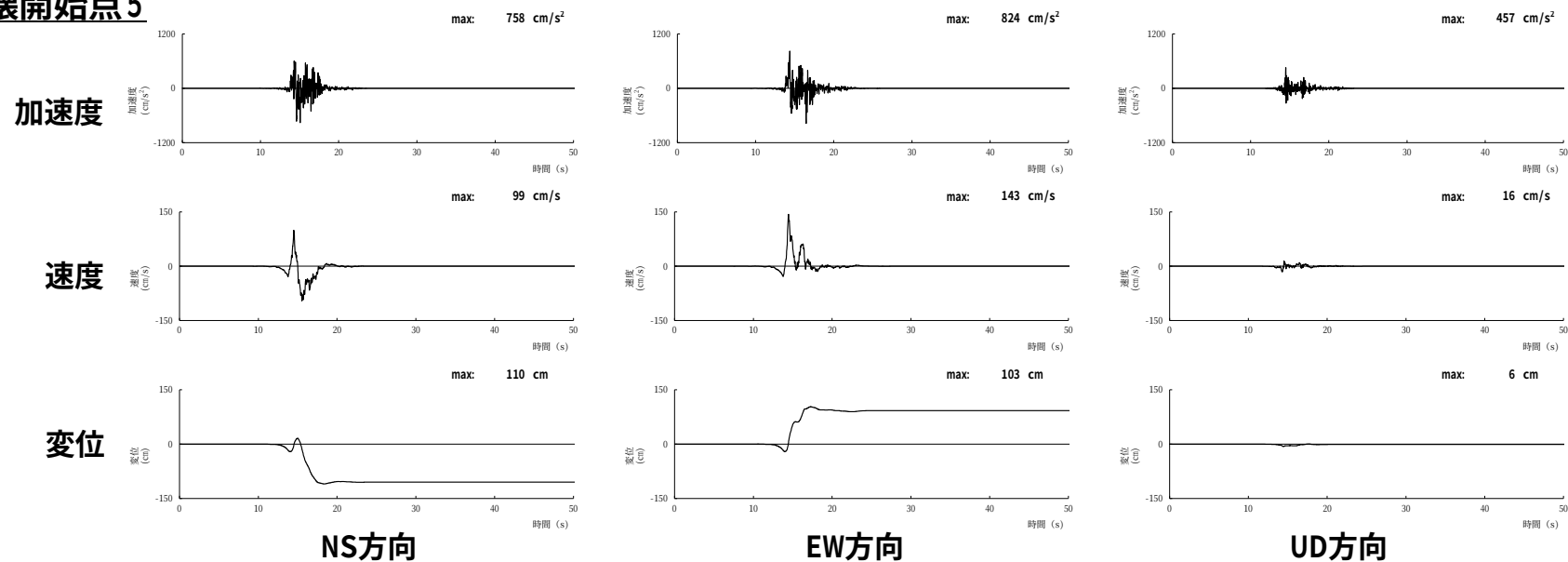


破壊開始点4



地震動評価結果 (ケース10: 十分な余裕を考慮) (4 / 4)

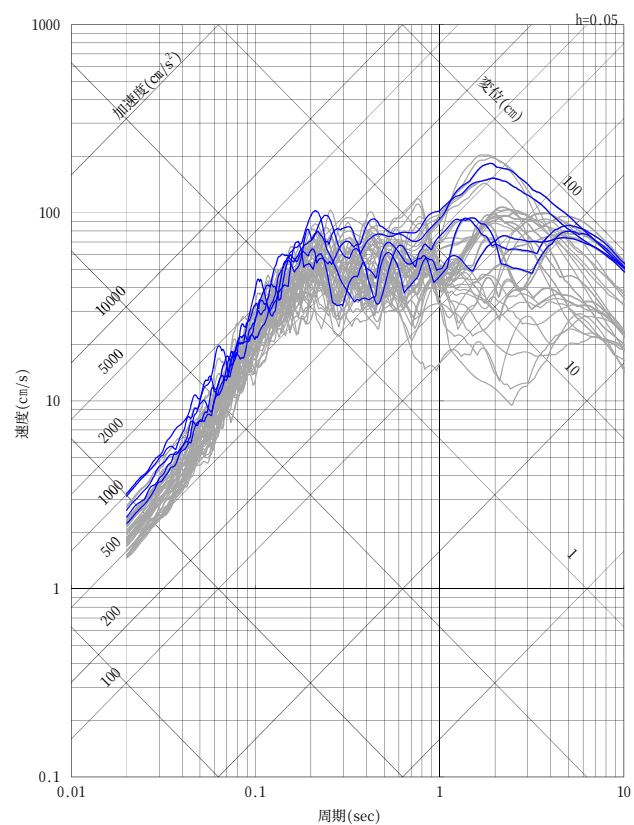
破壊開始点5



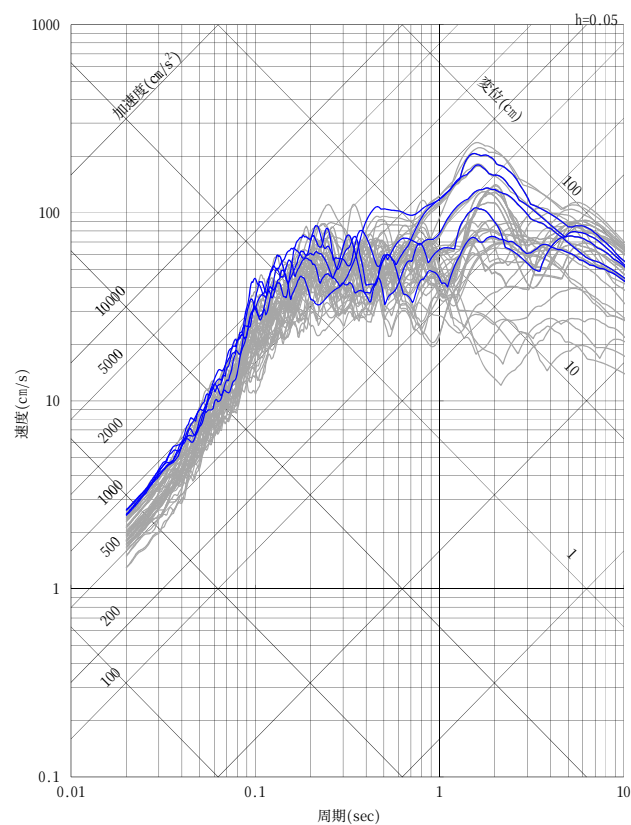
地震動評価結果 (ケース1～10)

○ケース10とケース1～9を比較して下図に示す。

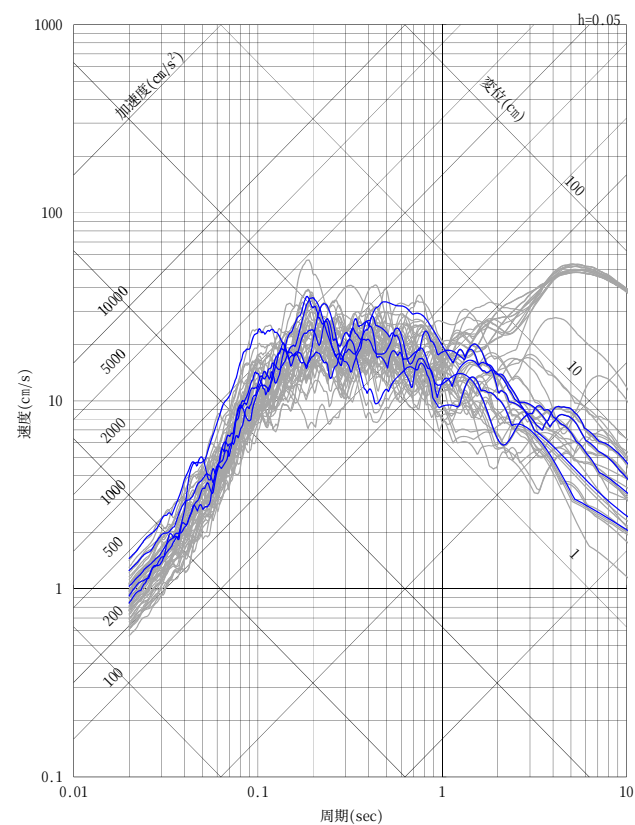
— ケース1～9 — ケース10 (十分な余裕を考慮)



NS方向



EW方向



UD方向

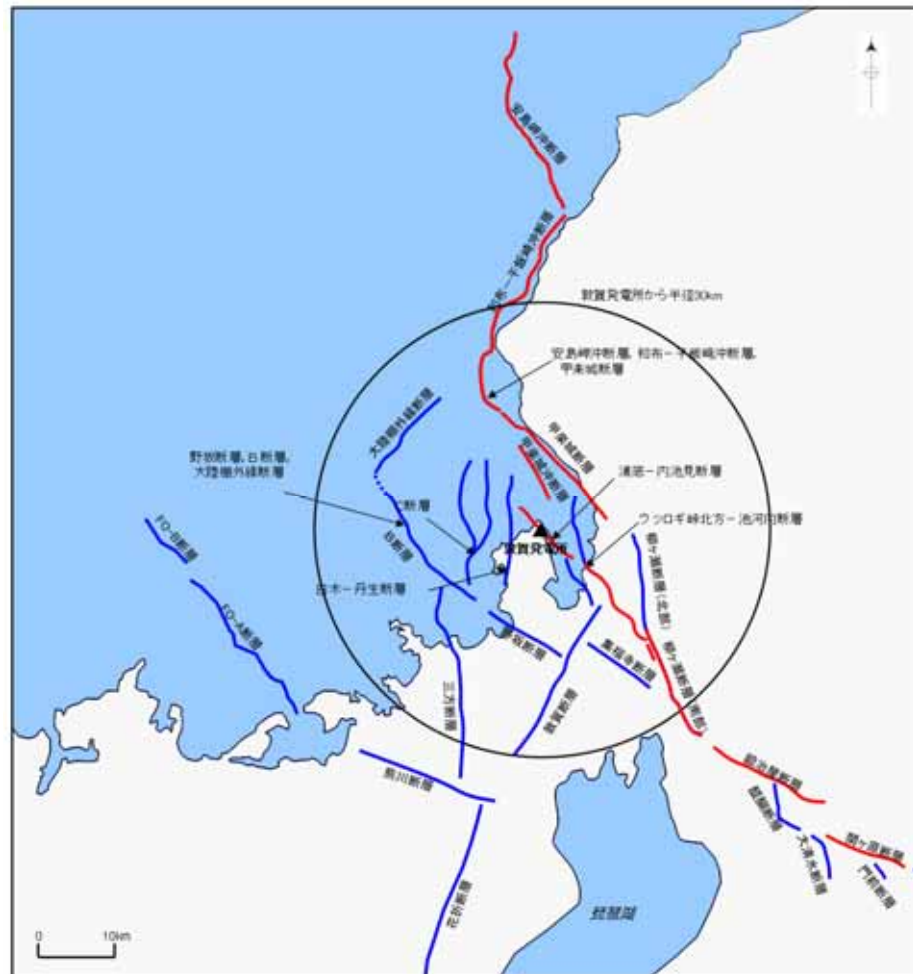
擬似速度応答スペクトル

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

連動長さの不確かさを考慮した影響検討

- 安島岬沖～和布～干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層は連動する可能性が極めて低いと考えられるが、連動長さの不確かさ(長さ137km)を考慮した地震動評価を行い、基準地震動への影響を確認※する。



※ Ss未確定の現段階では、断層長さ36kmケースの結果との比較検討を行う。

—: 安島岬沖～和布～干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層(長さ137km)

敷地周辺の断層分布

パラメータ比較

- 安島岬沖～和布～干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層のパラメータについて、手法ごとの比較を行う。
- 断層全体の地震モーメント、アスペリティの応力降下量が多いFujii and Matsu'ura(2000)による手法で代表して地震動を評価する。

断層パラメータ		①Fujii and Matsu'ura(2000)※1	②壇他(2011)※2	③Murotani et al.(2010)※3
深部断層	地震モーメント M_0 (Nm)	3.73×10^{20}	3.02×10^{20}	2.53×10^{20}
	モーメント マグニチュードMw	7.6	7.6	7.5
	平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.4	3.1
	短周期レベルA ($N \cdot m/s^2$)	3.82×10^{19}	3.56×10^{19}	3.35×10^{19}
	アスペリティの面積比 S_a/S (%)	22.0	27.9	22.0
深部断層アスペリティ (浦底～池河内断層)	地震モーメント M_{0a} (Nm)	2.82×10^{19}	2.87×10^{19}	1.91×10^{19}
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (Mpa)	14.1	12.2	14.1

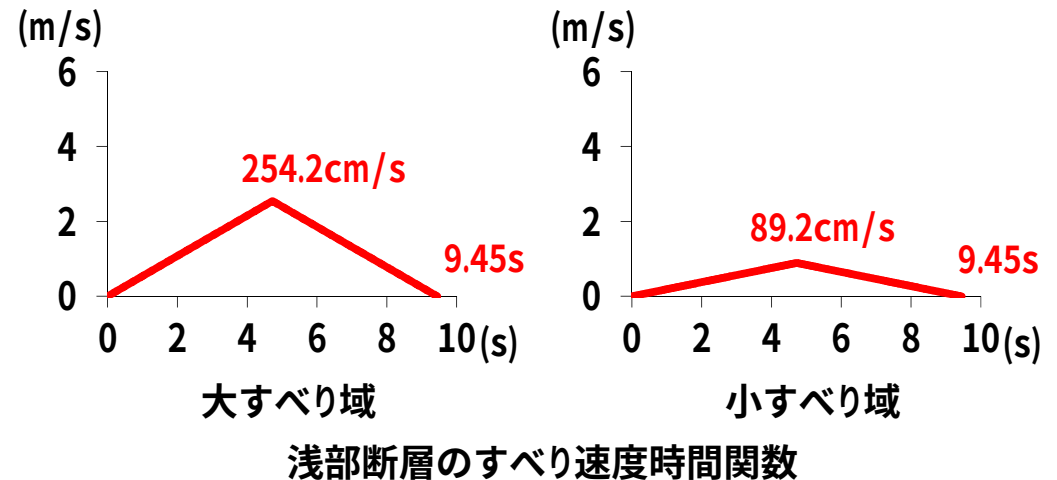
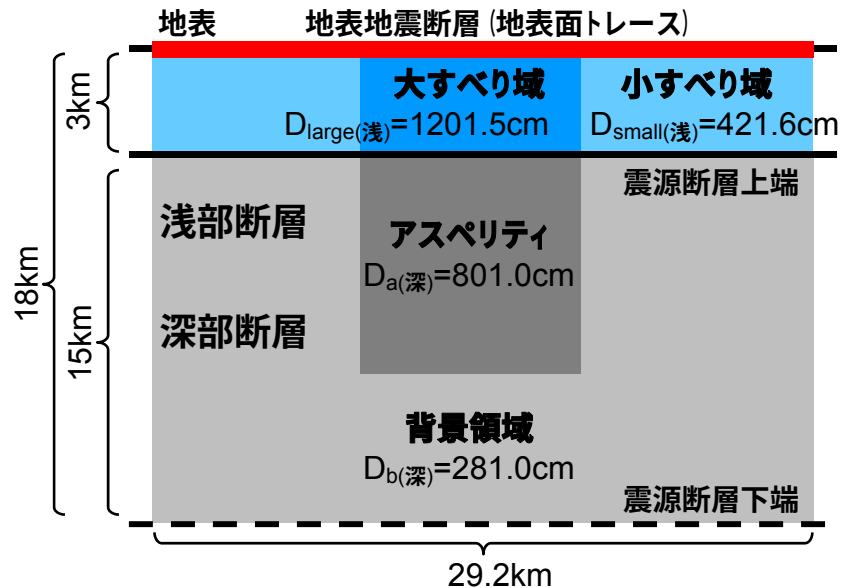
※1: M_0 及び $\Delta \sigma$ をFujii and matsu'ura(2000)により求め、 S_a/S をSomerville et al.(1999)に基づいて22%として設定し、 $\Delta \sigma_a$ をMadariaga(1979)により算出

※2: M_0 、 $\Delta \sigma$ 及び S_a/S を壇他(2011)により設定し、 $\Delta \sigma_a$ をMadariaga(1979)により算出

※3: M_0 をMurotani et al.(2010)により求め、 $\Delta \sigma$ 、 S_a/S 及び $\Delta \sigma_a$ を①と同様に設定

理論計算に用いるすべり速度時間関数

- 3章における2016年熊本地震での検証結果より、浅部断層の影響は敷地から離れると小さくなると考えられることから、浅部断層は浦底断層に相当する区間のみ考慮する。
- 浦底断層に相当する区間の深部断層、浅部断層に用いるすべり速度時間関数を下記に示す。

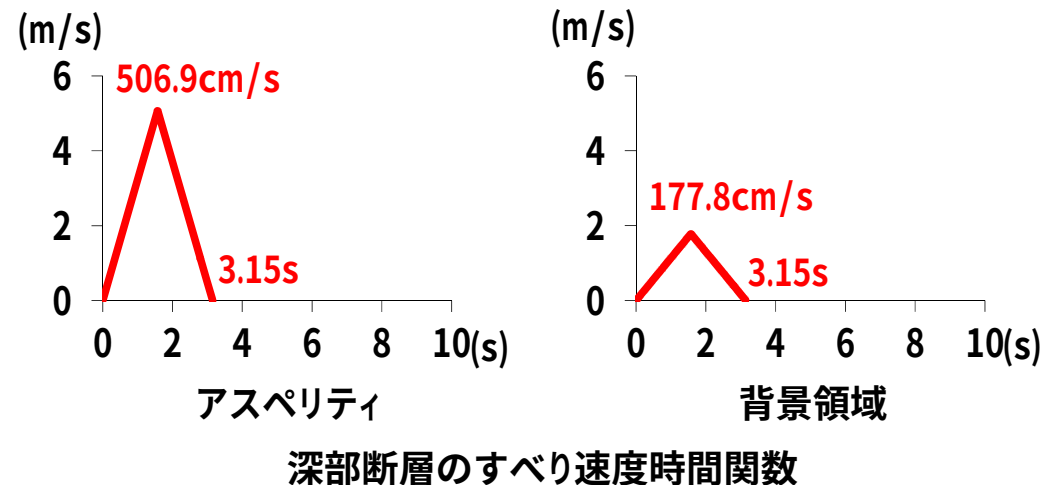


[深部断層のパラメータ]

- ・ $t_{\text{(深)}}$ はSomerville et al. (1999) に基づき設定
- ・ $D_{\text{a(深)}}$, $D_{\text{b(深)}}$ はレシビに基づき設定
- ・ $V_{\text{(深)}} = 2 \times D_{\text{(深)}} / t_{\text{(深)}}$

[浅部断層のパラメータ]

- ・ $V_{\text{(浅)}} = 1/2 V_{\text{(深)}}$ (Kagawa et al. (2004))
- ・ $D_{\text{large(浅)}}$ は松島他 (2010) を参考にアスペリティすべり量の1.5倍を設定
- ・ $D_{\text{small(浅)}} = D_{\text{b(深)}} / D_{\text{a(深)}} \times D_{\text{large(浅)}}$
- ・ $t_{\text{(浅)}} = 2 \times D_{\text{(浅)}} / V_{\text{(浅)}}$



検討ケース

- 基準地震動への影響確認※は、浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを考慮し、十分な余裕を考慮した上で行う。
- 十分な余裕の考慮として、敷地への影響が大きい浦底断層に相当する区間が横ずれ断層であることを踏まえ、短周期レベルについて、レシピの1.25倍を考慮する。

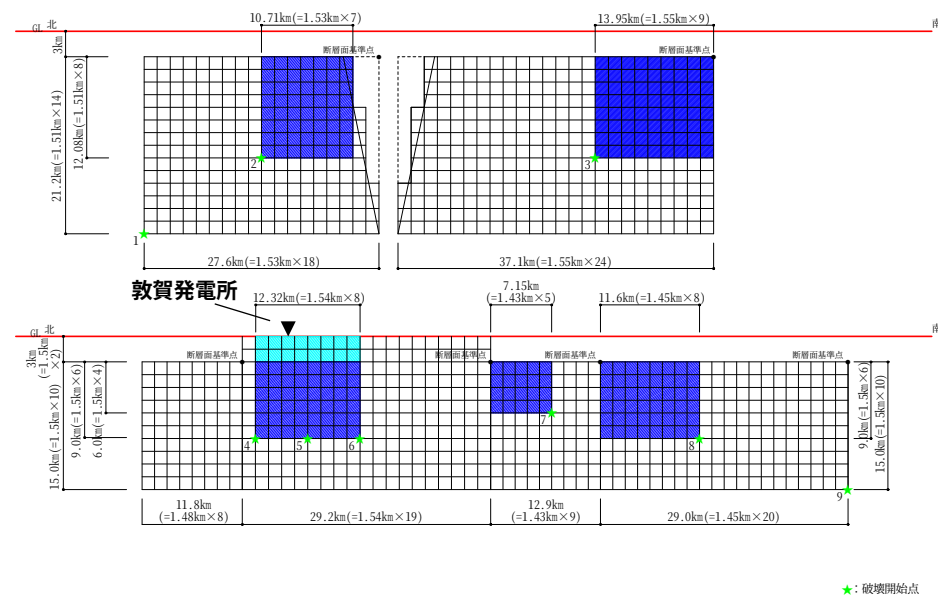
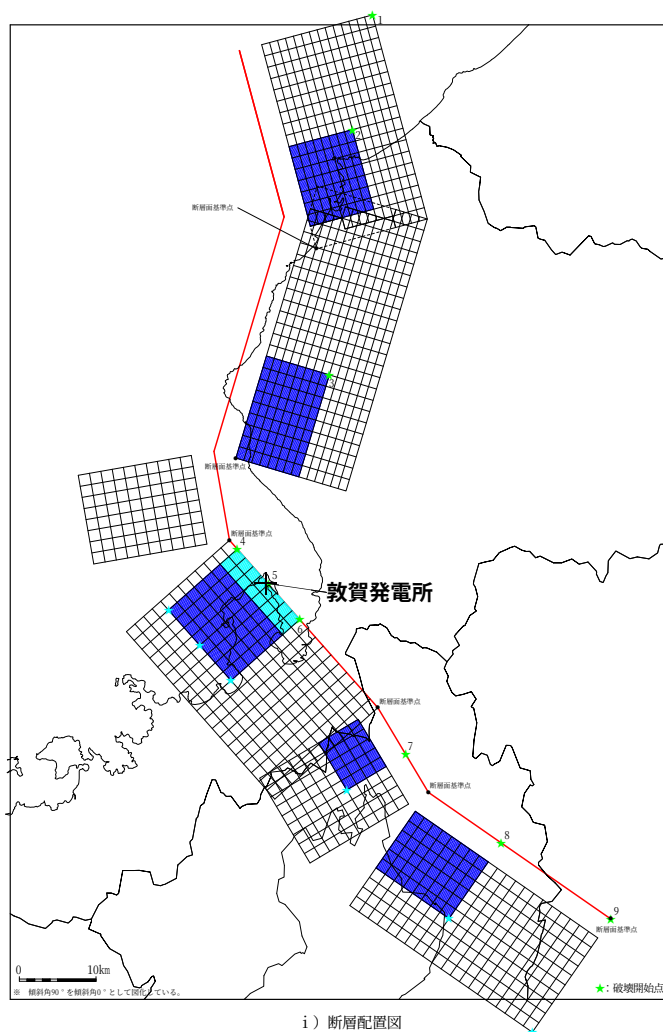
※ Ss未確定の現段階では、断層長さ36kmケースの結果との比較検討を行う。

■： 偶然的な不確かさ ■： 認識論的な不確かさ ■： 十分な余裕の考慮

検討ケース		連動長さ	傾斜角	すべり角	浅部断層 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点
1	連動長さの不確かさ	137km	45 ° (北部) 90 ° (南部)	90 ° (北部) 0 ° (南部)	12m	レシピ 平均	0.72Vs	敷地に近い位置	複数設定
2	十分な余裕を考慮	137km	45 ° (北部) 90 ° (南部)	90 ° (北部) 0 ° (南部)	12m	1.25倍	0.72Vs	敷地に近い位置	複数設定

震源モデルの設定 (1 / 4)

○地震動評価に用いる断層モデル図を下記に示す。



断層モデル図

- ・ケース1: 連動長さの不確かさ
- ・ケース2: 十分な余裕を考慮

連動長さの不確かさを考慮した影響検討 傾斜角・断層タイプの設定

- 安島岬沖～和布～干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層について、浦底断層と同様に傾斜角及び断層タイプを設定した。

断層	傾斜角 (°)	断層タイプ	備考
安島岬沖	45 (東傾斜)	逆断層	断層タイプは、北部セグメントの特徴である東側隆起の逆断層を採用し、傾斜角はレシピにより設定。
和布～干飯崎沖	45 (東傾斜)	逆断層	断層タイプは、地質調査結果に基づき東側隆起の逆断層とし、傾斜角はレシピにより設定。
甲楽城沖	90	左横ずれ	地質調査結果等に基づき断層タイプと傾斜角を設定。
浦底～池河内	90	左横ずれ	地質調査結果等に基づき断層タイプと傾斜角を設定。
柳ヶ瀬南部	90	左横ずれ	地質調査結果等に基づき断層タイプと傾斜角を設定。
鍛冶屋～関ヶ原	90	左横ずれ	地質調査結果等に基づき断層タイプと傾斜角を設定。

震源モデルの設定 (2 / 4)

○ケース1: 連動長さの不確かさ, ケース2: 十分な余裕を考慮した震源パラメータ (1 / 3)

断層パラメータ	深部断層							設定方法
	深部モデル	安島岬沖	和布一 千飯崎沖	甲楽城沖	浦底一 池河内	柳ヶ瀬南部	鍛冶屋 一関ヶ原	
断層長さ (km)	143.35	25.50	34.95	11.8	29.2	12.9	29	断層位置を基に設定
傾斜角 (°)	—	45	45	90	90	90	90	地質調査結果等に基づき断層タイプと傾斜角を設定。
すべり角 (°)	—	90	90	0	0	0	0	断層タイプとレシピに基づき設定
断層幅 (km)	—	21.2	21.2	15	15	15	15	地震発生層と傾斜角から設定
断層面積 (km ²)	2525.04	540.6	740.94	177	438	193.5	435	$S=L$ (断層長さ) $\times W$ (断層幅)
断層上端深さ (km)	3	←	←	←	←	←	←	微小地震の発生深さの上下限や地下構造を参照して設定
断層下端深さ (km)	18	←	←	←	←	←	←	
破壊伝播形式	—	—	—	—	—	—	—	同心円状
地震モーメント (N・m)	3.73×10^{20}	8.37×10^{19}	1.34×10^{20}	1.57×10^{19}	6.11×10^{19}	1.79×10^{19}	6.04×10^{19}	$M_0 = (\Delta \sigma \cdot S^2) / (\alpha S + \beta W)$
モーメントマグニチュード	7.6	—	—	—	—	—	—	$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$
剛性率 (N/m ²)	3.50×10^{10}	←	←	←	←	←	←	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$
平均すべり量 (cm)	422.5	442.7	518.3	253.3	398.5	264.9	397.1	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 (MPa)	3.1	←	←	←	←	←	←	Fujii and Matsu'ura(2000)より
破壊伝播速度 (km/s)	2.59	←	←	←	←	←	←	$V_r = 0.72 V_s$
立ち上がり時間 (sec)	3.15	←	←	←	←	←	←	$T_r = 2.03 \times 10^{-9} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
短周期レベル (N・m/s ²) ※	3.82×10^{19}	←	←	←	←	←	←	$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

※ 短周期の地震動1.25倍ケースでは、短周期領域のフーリエスペクトルの比が基本ケースの1.25倍となるように設定する。

震源モデルの設定 (3 / 4)

○ケース1: 連動長さの不確かさ, ケース2: 十分な余裕を考慮した震源パラメータ (2 / 3)

断層パラメータ		深部断層							設定方法
		深部モデル	安島岬沖	和布一干飯崎沖	甲楽城沖	浦底一池河内	柳ヶ瀬南部	鍛冶屋一関ヶ原	
アスペリテ	面積 (km ²)	555.51	127.9	175.29	—	103.62	45.78	102.91	$S_a = \gamma_{asp} S$, $\gamma_{asp}=0.22$
	平均すべり量 (cm)	849.2	889.9	1041.8	—	801	532.4	798.2	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D=2.01$
	地震モーメント (N・m)	1.65×10^{20}	3.87×10^{19}	6.20×10^{19}	—	2.82×10^{19}	8.28×10^{18}	2.79×10^{19}	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 (MPa)	14.1	←	←	←	←	←	←	$\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$
背景領域	面積 (km ²)	1969.53	412.7	565.65	177	334.38	147.72	332.09	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量 (cm)	302.1	312.2	365.5	253.3	281	186.8	280.1	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメント (N・m)	2.08×10^{20}	4.51×10^{19}	7.23×10^{19}	1.57×10^{19}	3.29×10^{19}	9.66×10^{18}	3.25×10^{19}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 (MPa)	2.8	←	←	←	←	←	←	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
Q値		50f ^{1.1}	←	←	←	←	←	←	佐藤他 (2007)
f _{max} (Hz)		8.3	←	←	←	←	←	←	香川他 (2003)

震源モデルの設定 (4 / 4)

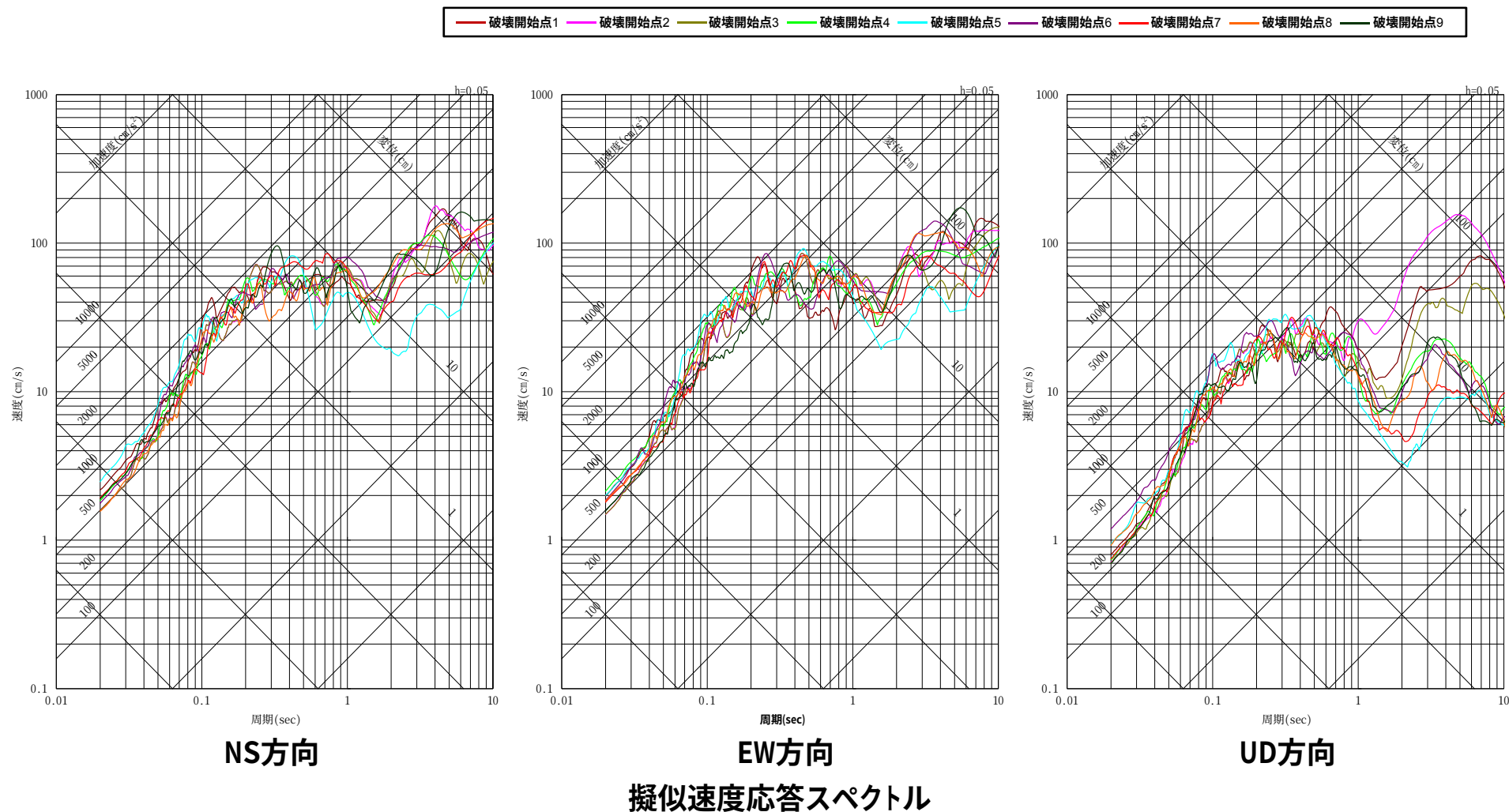
○ケース1:連動長さの不確かさ, ケース2:十分な余裕を考慮した震源パラメータ (3 / 3)

断層パラメータ		浅部断層						設定方法	
		浅部モデル	安島岬沖	和布一 干飯崎沖	甲楽城沖	浦底一 池河内	柳ヶ瀬南部		一関ヶ原
剛性率 (N／m ²)		2.19×10 ¹⁰	—	—	—	2.19×10 ¹⁰	—	—	μ=ρ β ² , ρ=2.6g／cm ³ β=2.9km／s (浅部断層の平均値)
立ち上がり時間 (sec)		9.45	—	—	—	9.45	—	—	Kagawa et al. (2004) より浅部のすべり速度が深部のすべり速度の半分となるように設定
大すべり域	面積 (km ²)	36.89	—	—	—	36.89	—	—	S=L×W
	平均すべり量 (cm)	1201.5	—	—	—	1201.5	—	—	D _{large(浅)} =D _a ×1.5
	地震モーメント (N・m)	9.69×10 ¹⁸	—	—	—	9.69×10 ¹⁸	—	—	M _{0large(浅)} =μ S _{large(浅)} D _{large(浅)}
小すべり域	面積 (km ²)	50.71	—	—	—	50.71	—	—	S=L×W
	平均すべり量 (cm)	421.6	—	—	—	421.6	—	—	D _{small(浅)} =D _{large(浅)} ×(D _{b(深)} /D _{a(深)})
	地震モーメント (N・m)	4.67×10 ¹⁸	—	—	—	4.67×10 ¹⁸	—	—	M _{0small(浅)} =μ S _{small(浅)} D _{small(浅)}
地震モーメント (N・m)		1.44×10 ¹⁹	—	—	—	1.44×10 ¹⁹	—	—	M _{0(浅)} =M _{0small(浅)} +M _{0large(浅)}
破壊伝播速度 (km/s)		2.59	—	—	—	2.59	—	—	深部断層と同じ値に設定※

※ 浅部断層の破壊伝播速度について、深部断層と同じ値とし、より波が重なり合う設定とする。

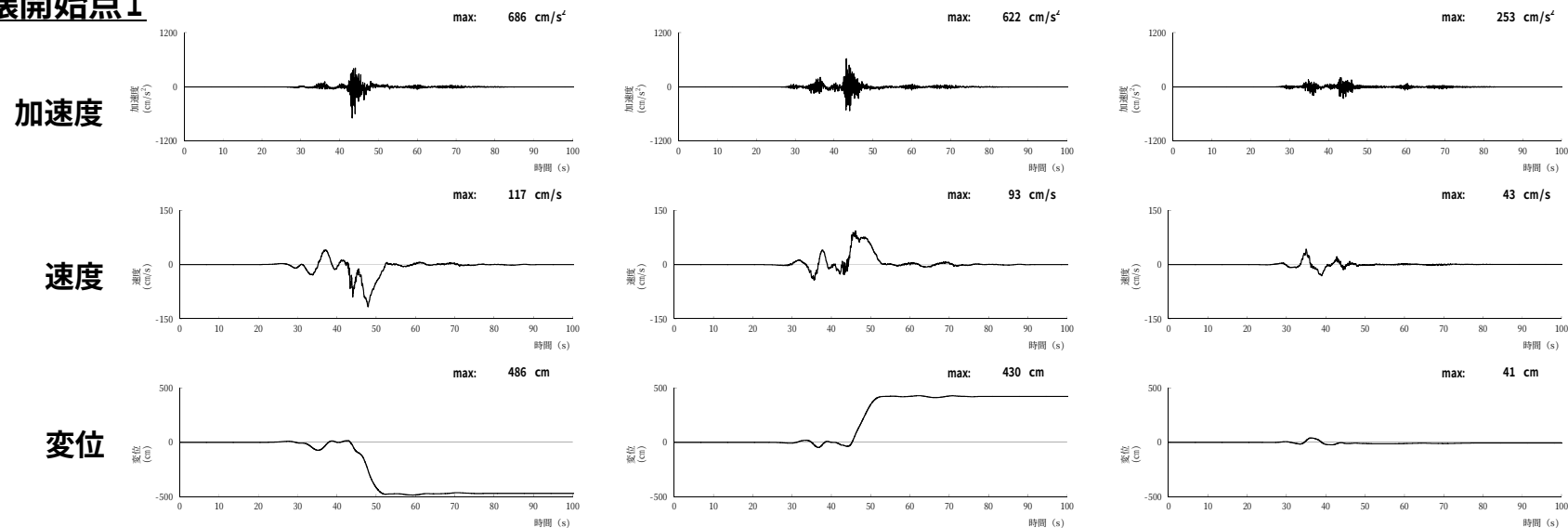
地震動評価結果 (ケース1:連動長さの不確かさを考慮) (1 / 6)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果:浦底断層 連動長さの不確かさを考慮

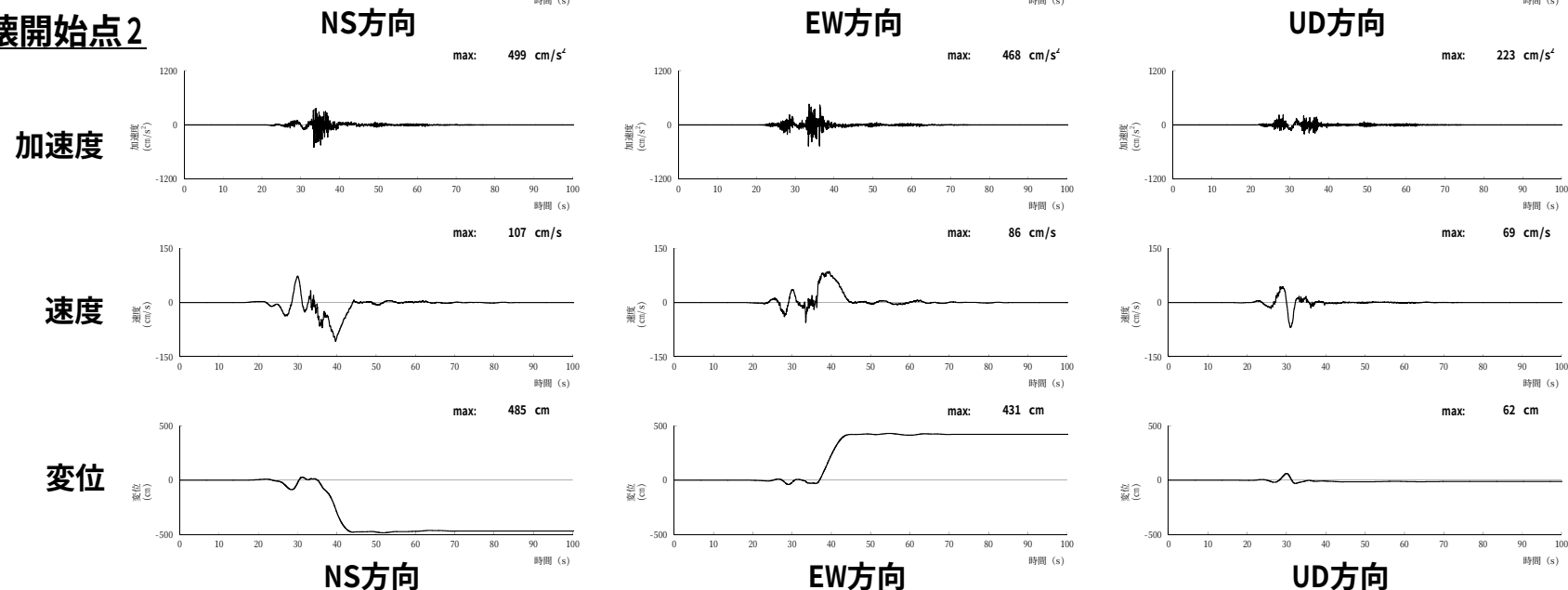


地震動評価結果 (ケース1: 連動長さの不確かさを考慮) (2 / 6)

破壊開始点1

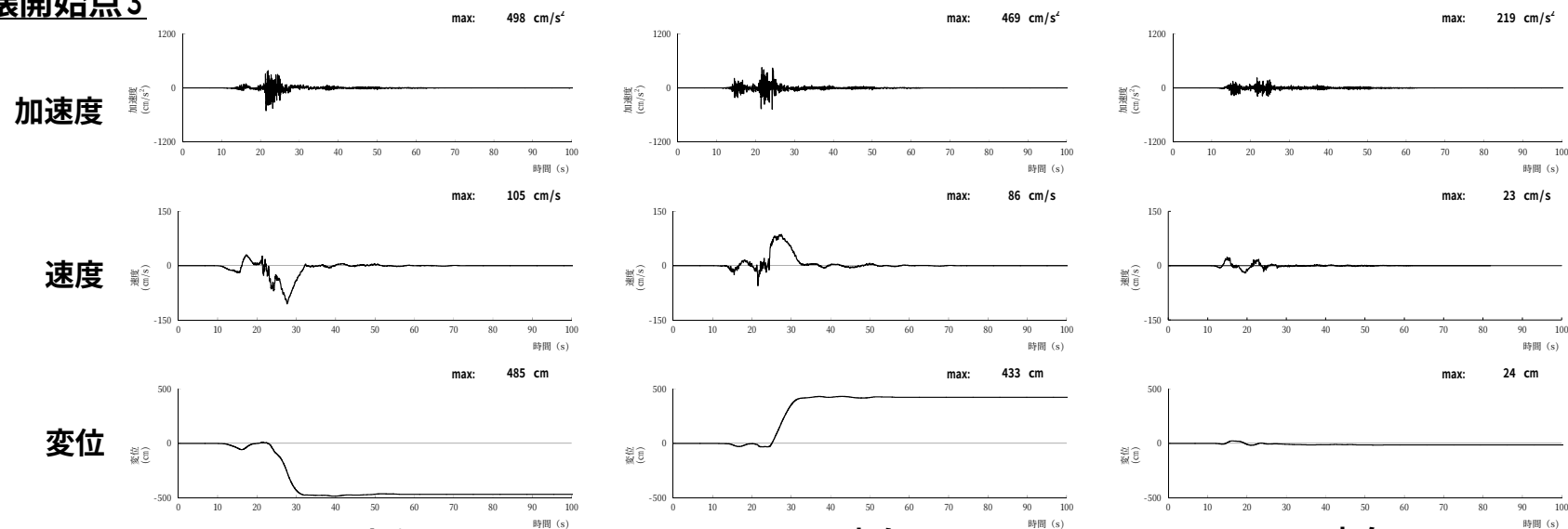


破壊開始点2

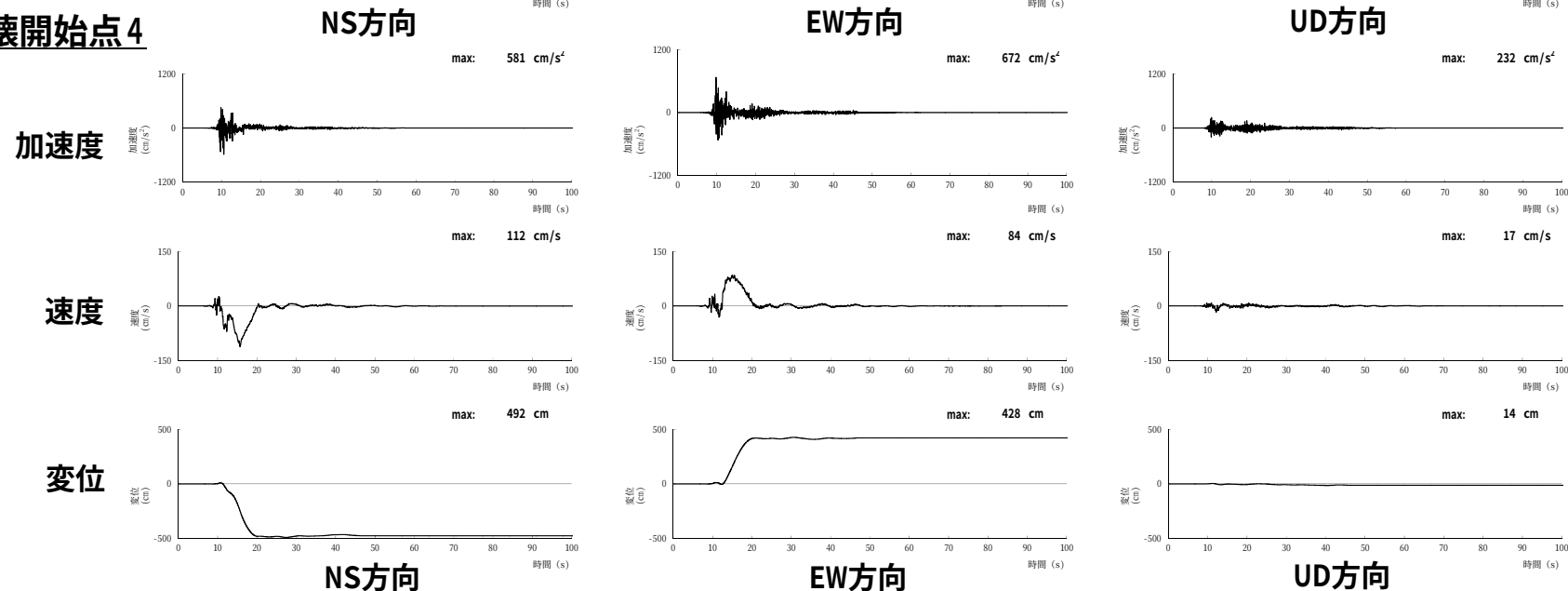


地震動評価結果 (ケース1:連動長さの不確かさを考慮) (3 / 6)

破壊開始点3

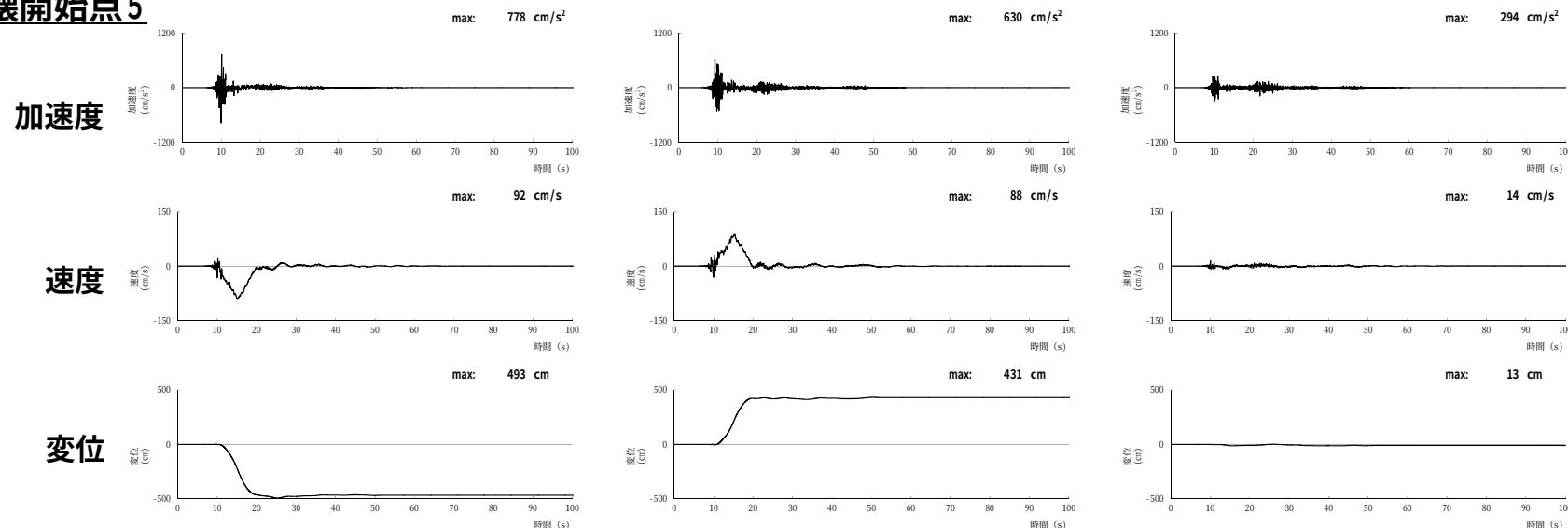


破壊開始点4

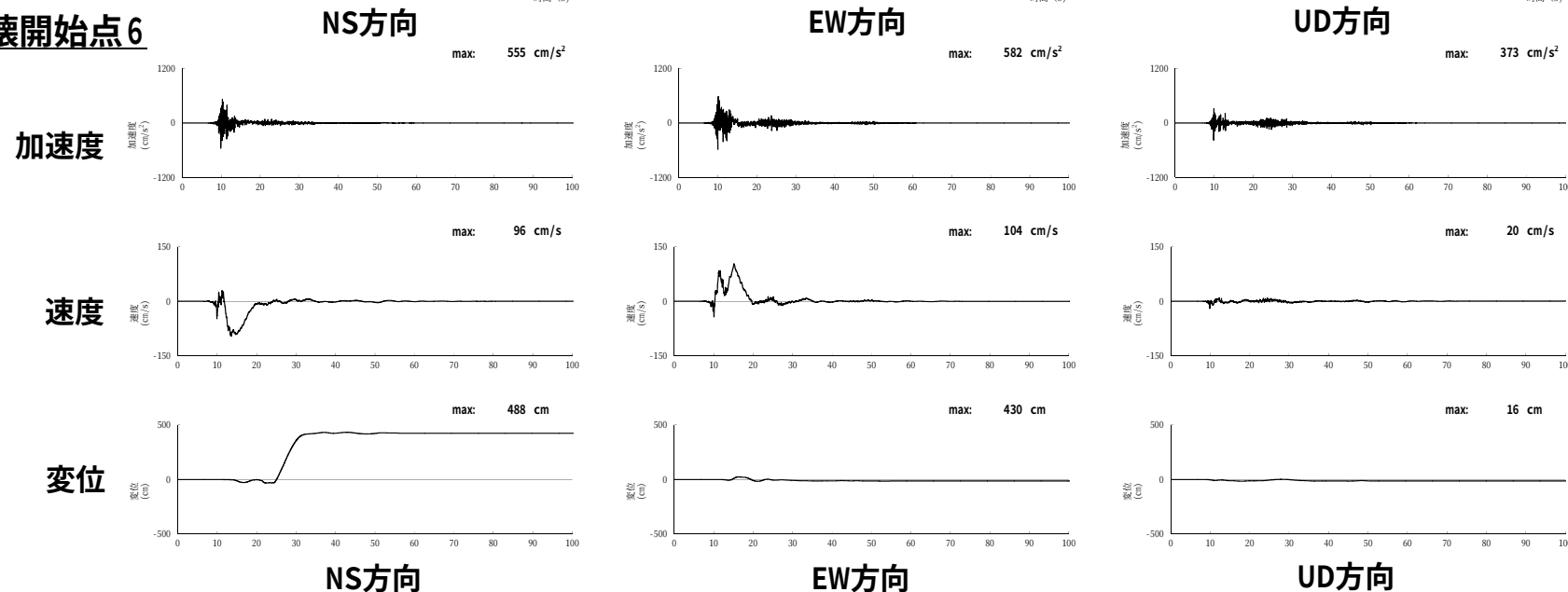


地震動評価結果 (ケース1: 連動長さの不確かさを考慮) (4 / 6)

破壊開始点5

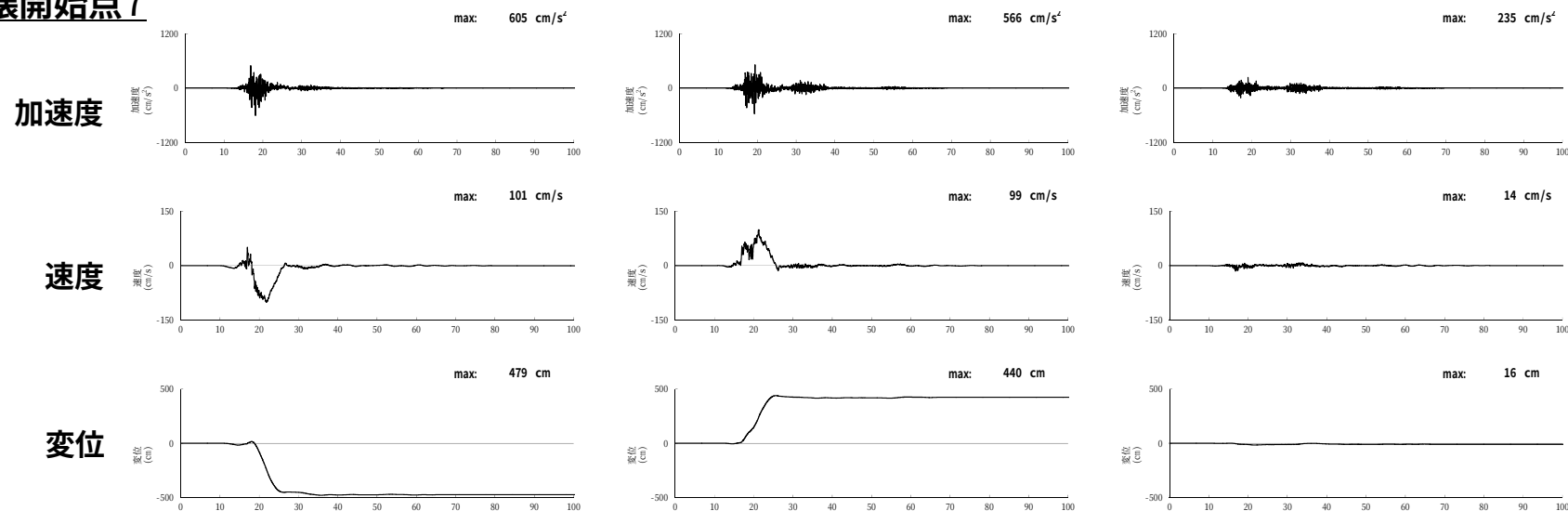


破壊開始点6

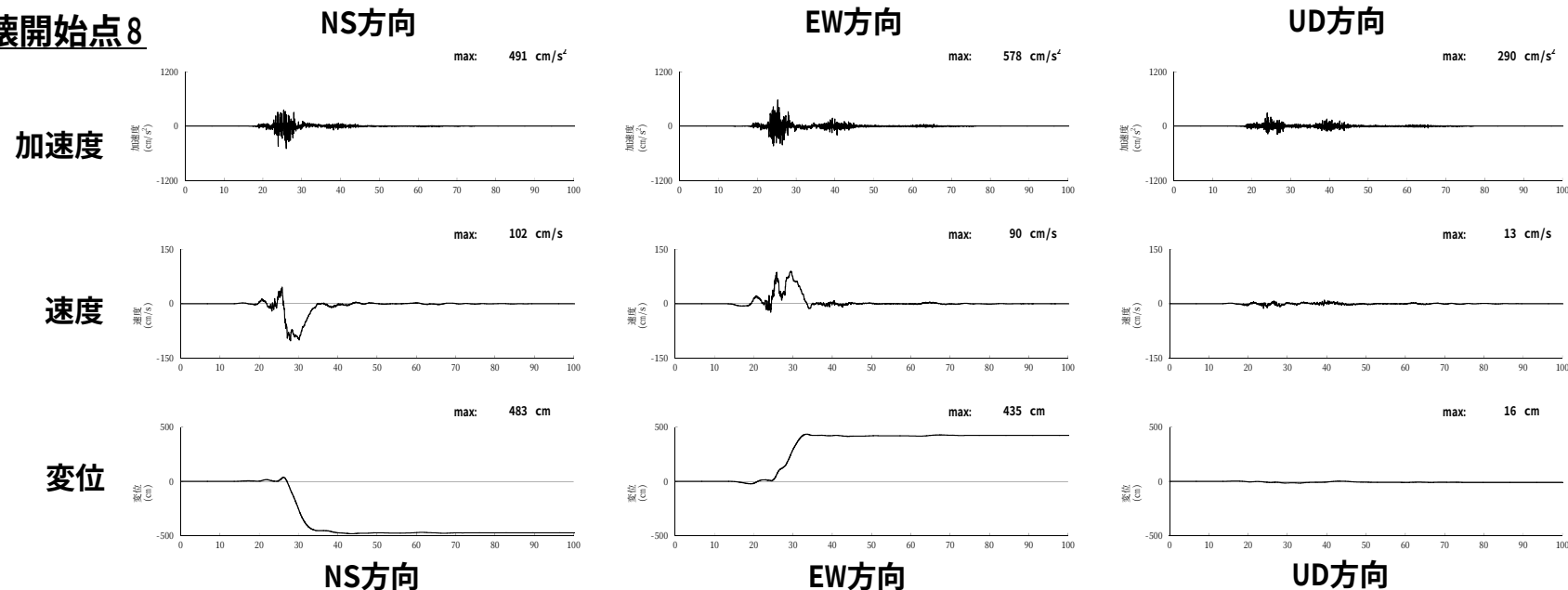


地震動評価結果 (ケース1: 連動長さの不確かさを考慮) (5 / 6)

破壊開始点7

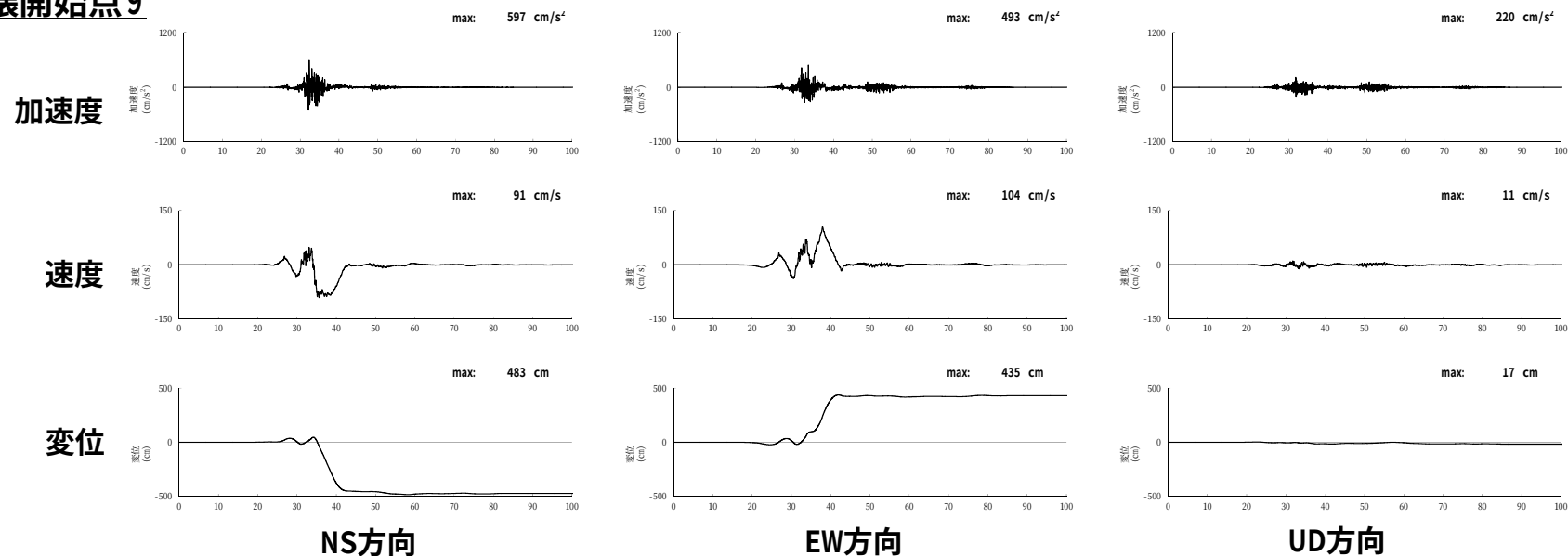


破壊開始点8



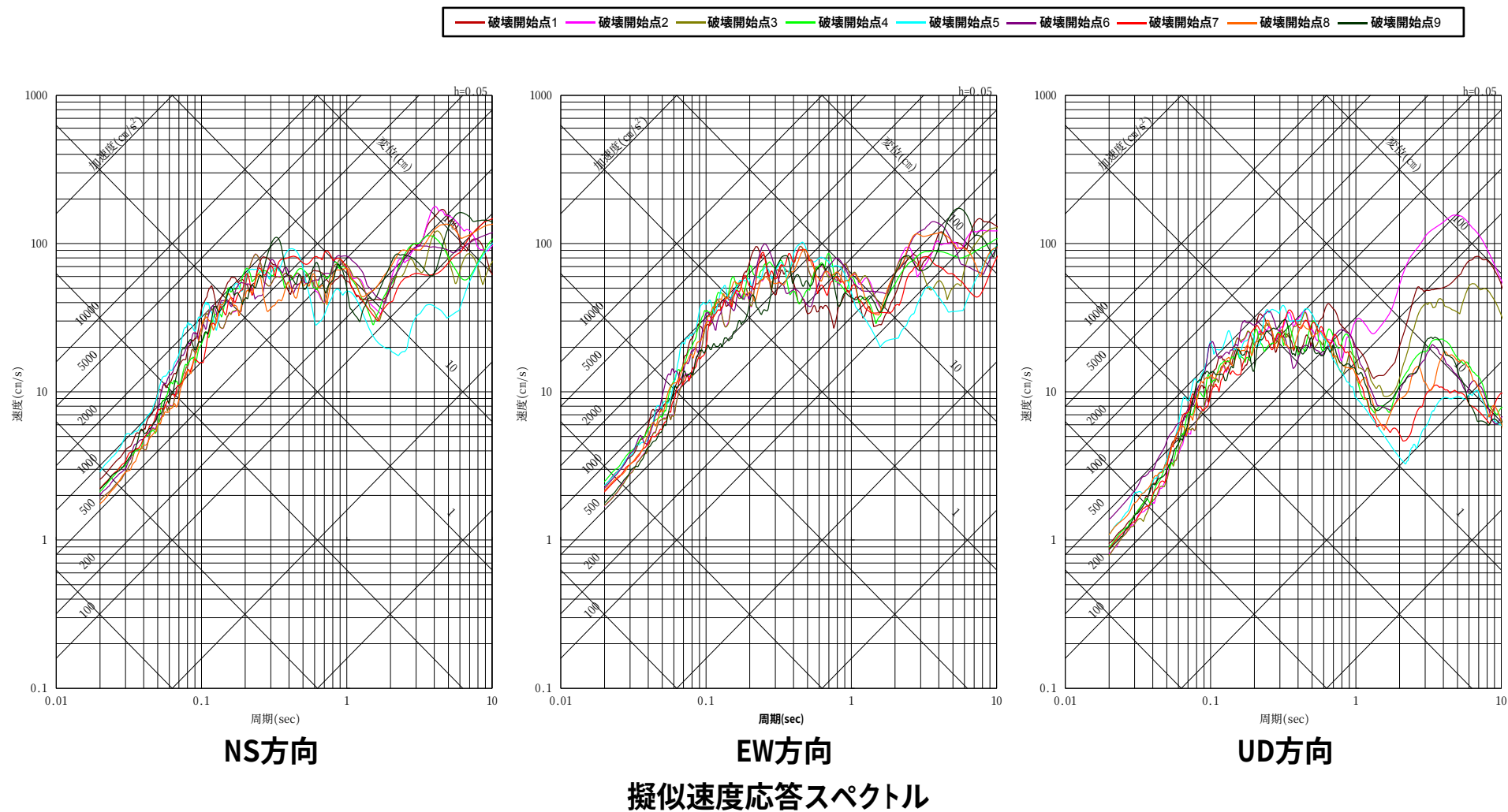
地震動評価結果 (ケース1:連動長さの不確かさを考慮) (6 / 6)

破壊開始点9



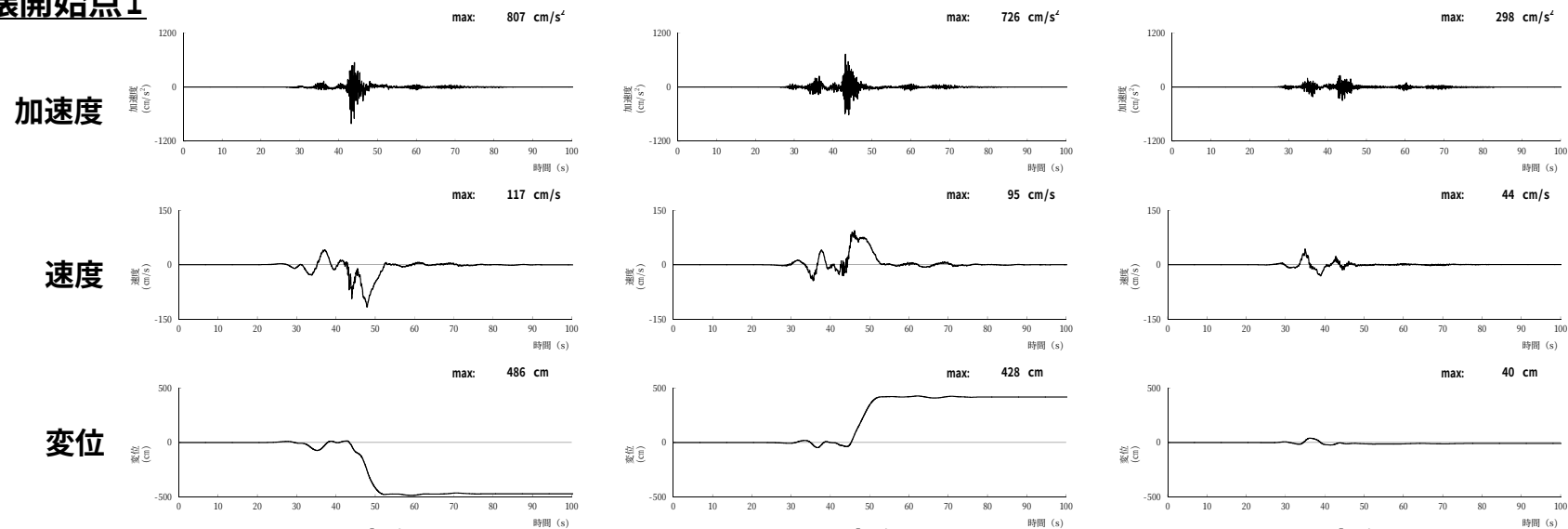
地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (1 / 6)

○断層モデルを用いた手法による地震動評価結果: 浦底断層 十分な余裕を考慮

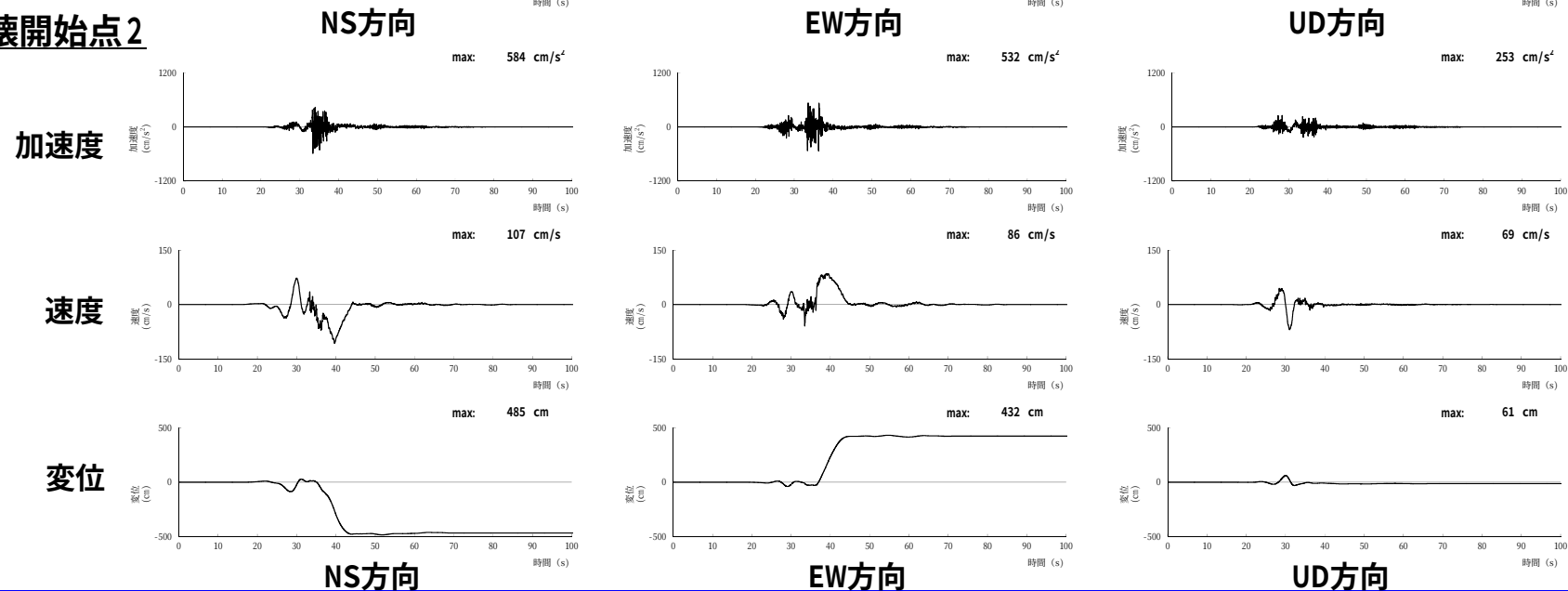


地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (2 / 6)

破壊開始点1

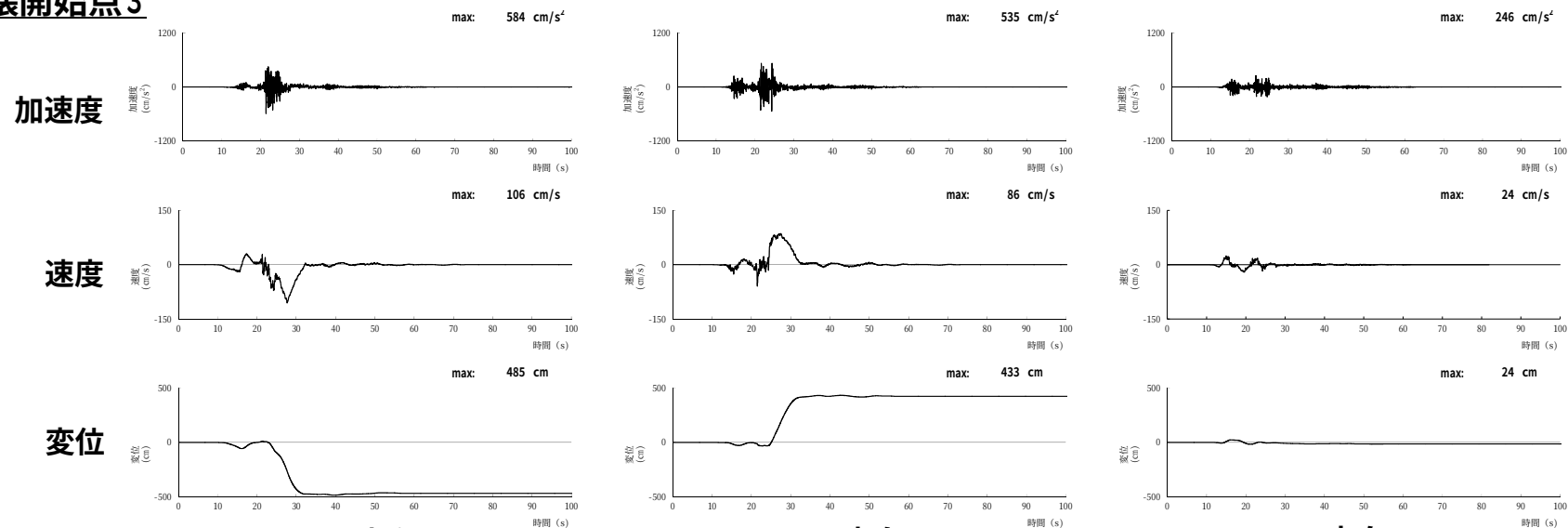


破壊開始点2

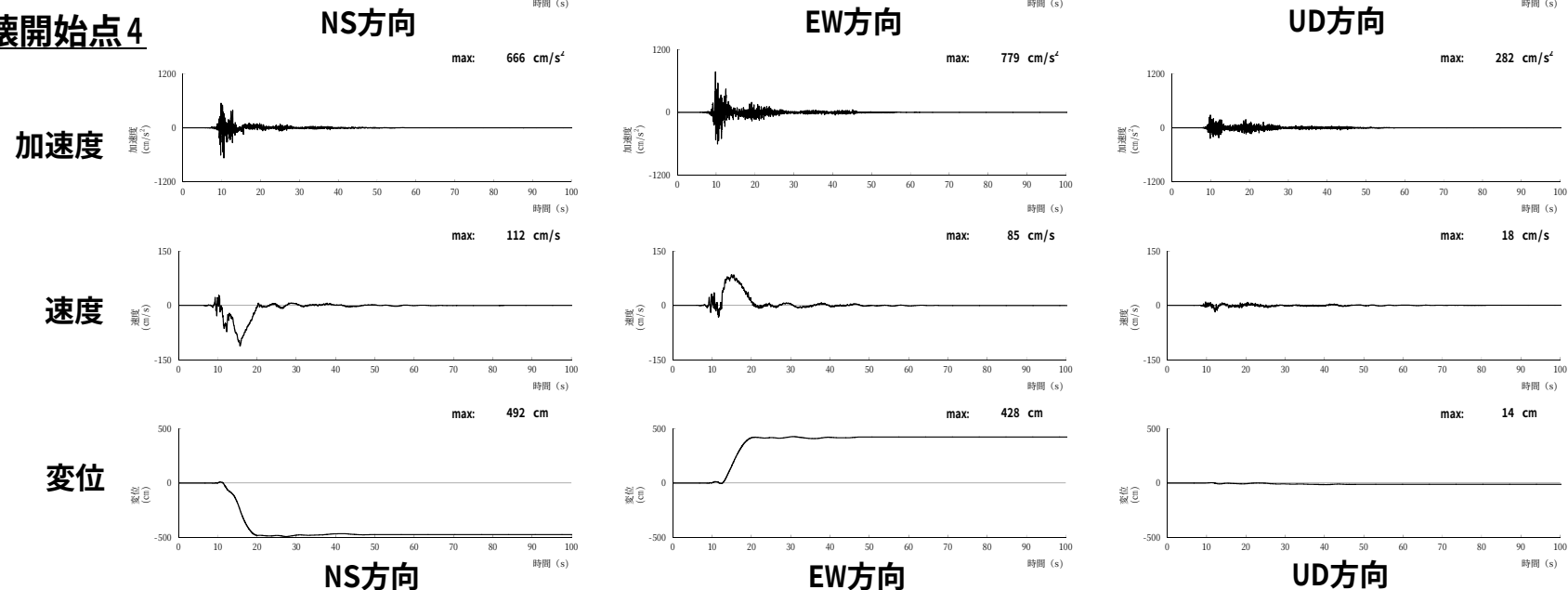


地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (3 / 6)

破壊開始点3

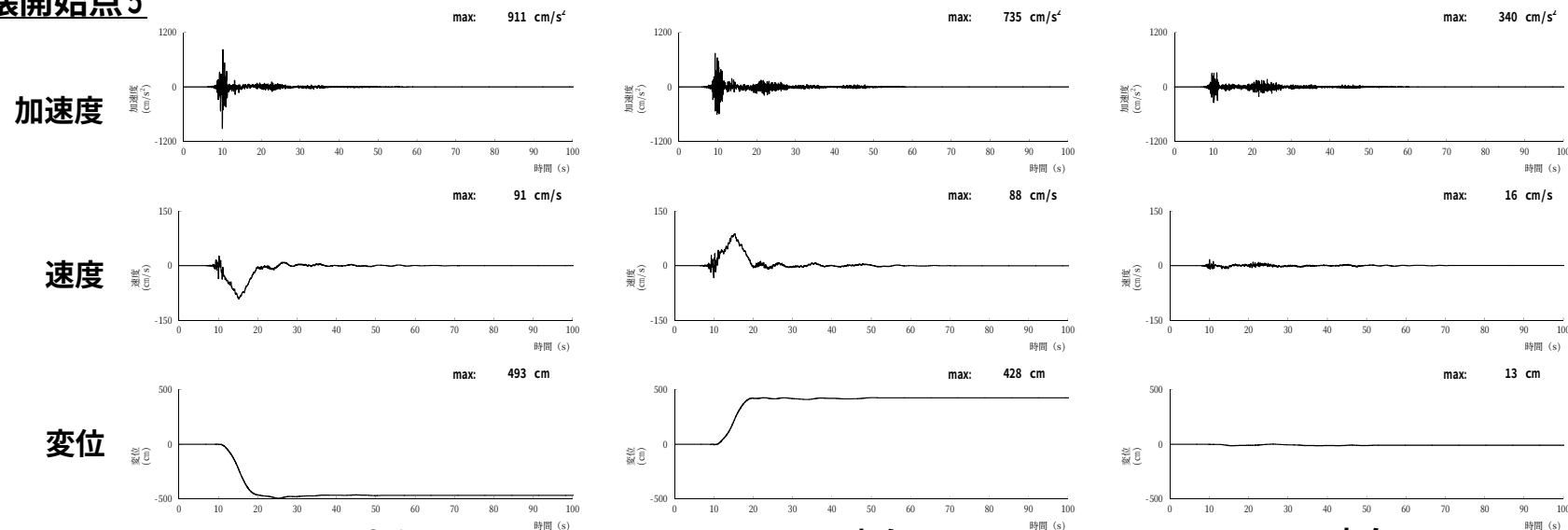


破壊開始点4

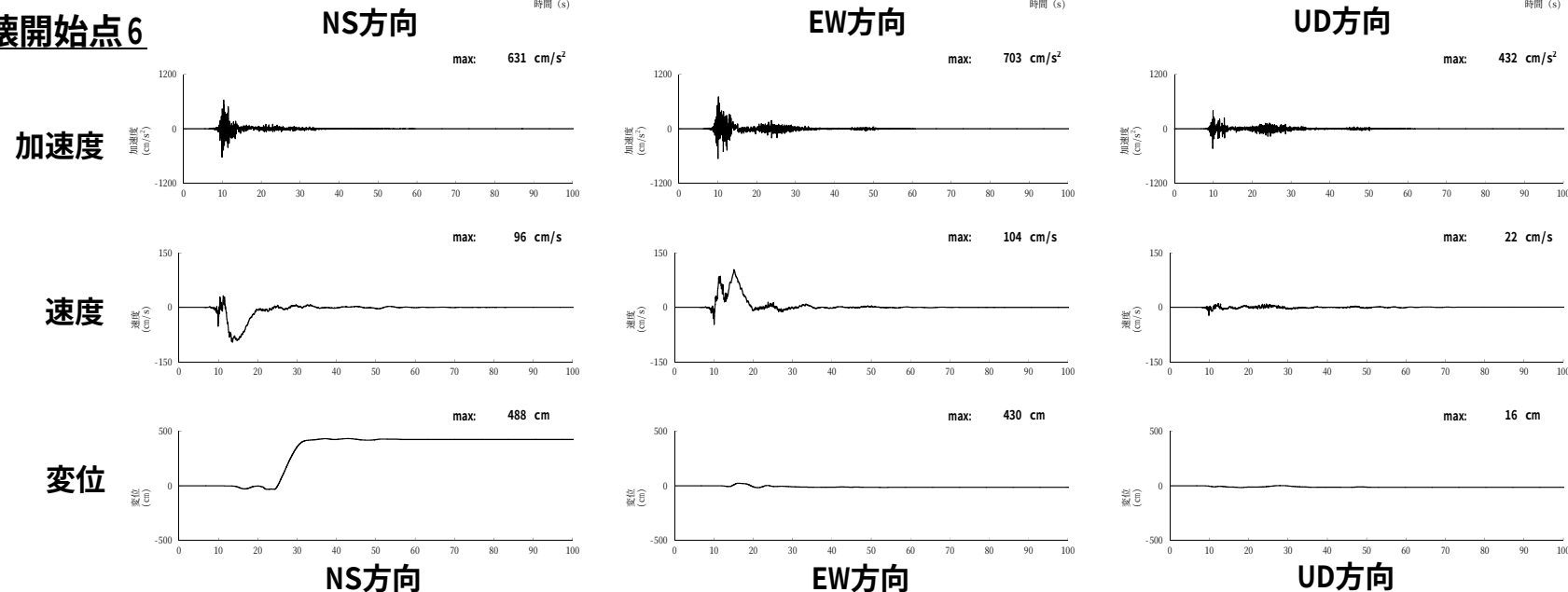


地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (4 / 6)

破壊開始点5

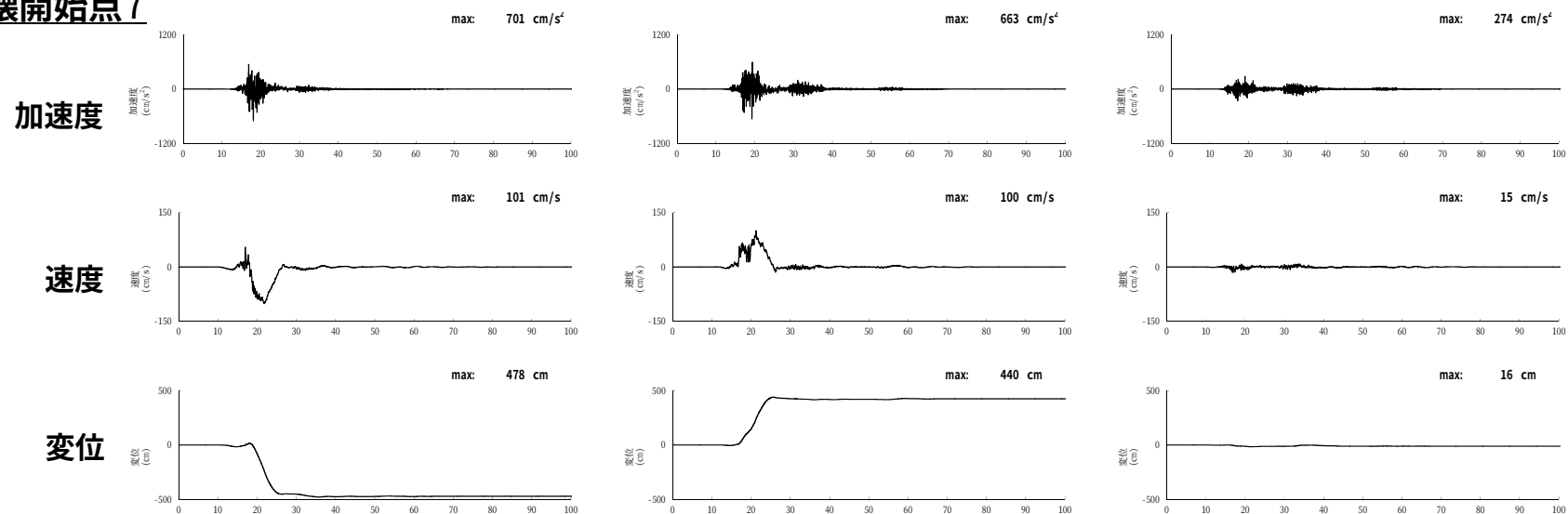


破壊開始点6

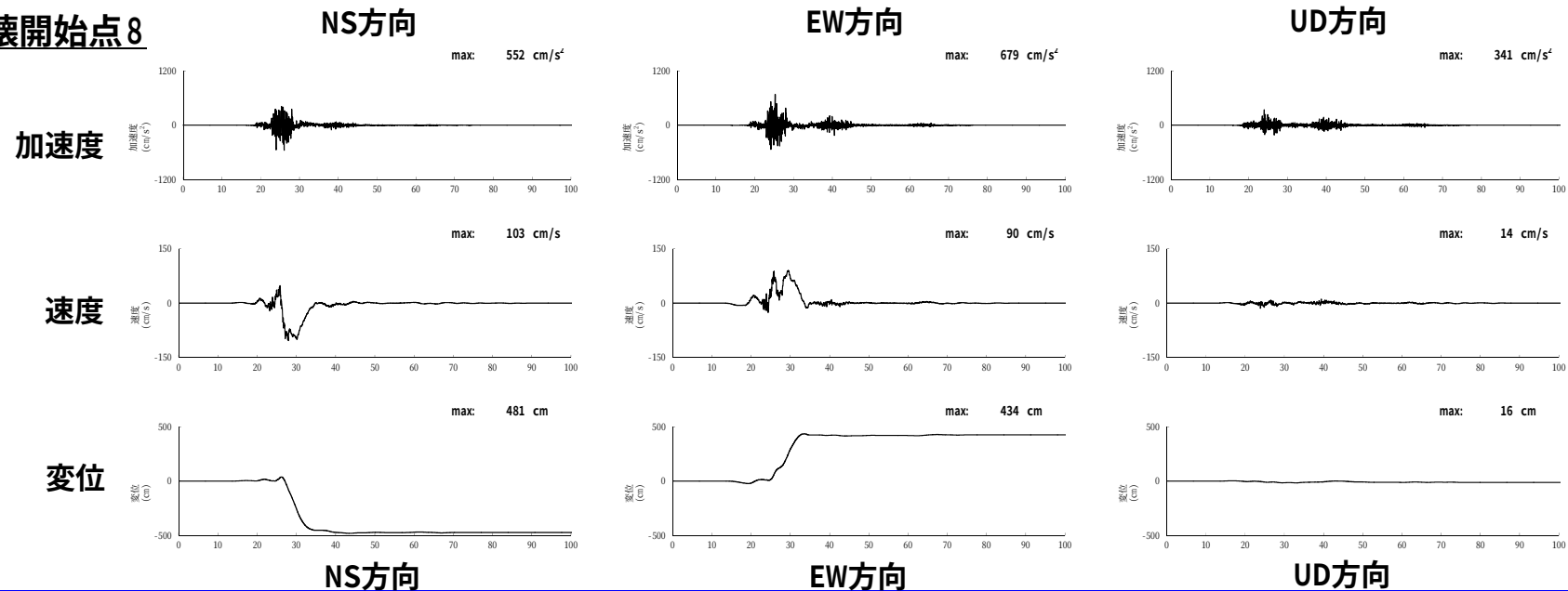


地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (5 / 6)

破壊開始点7

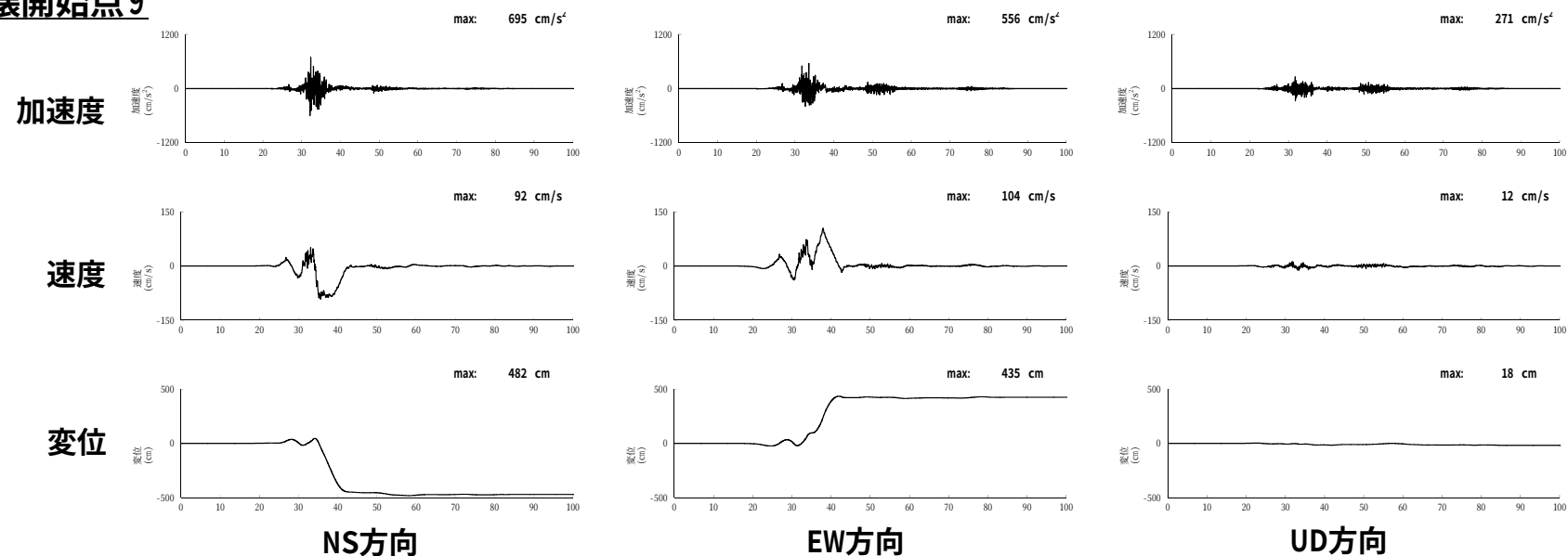


破壊開始点8



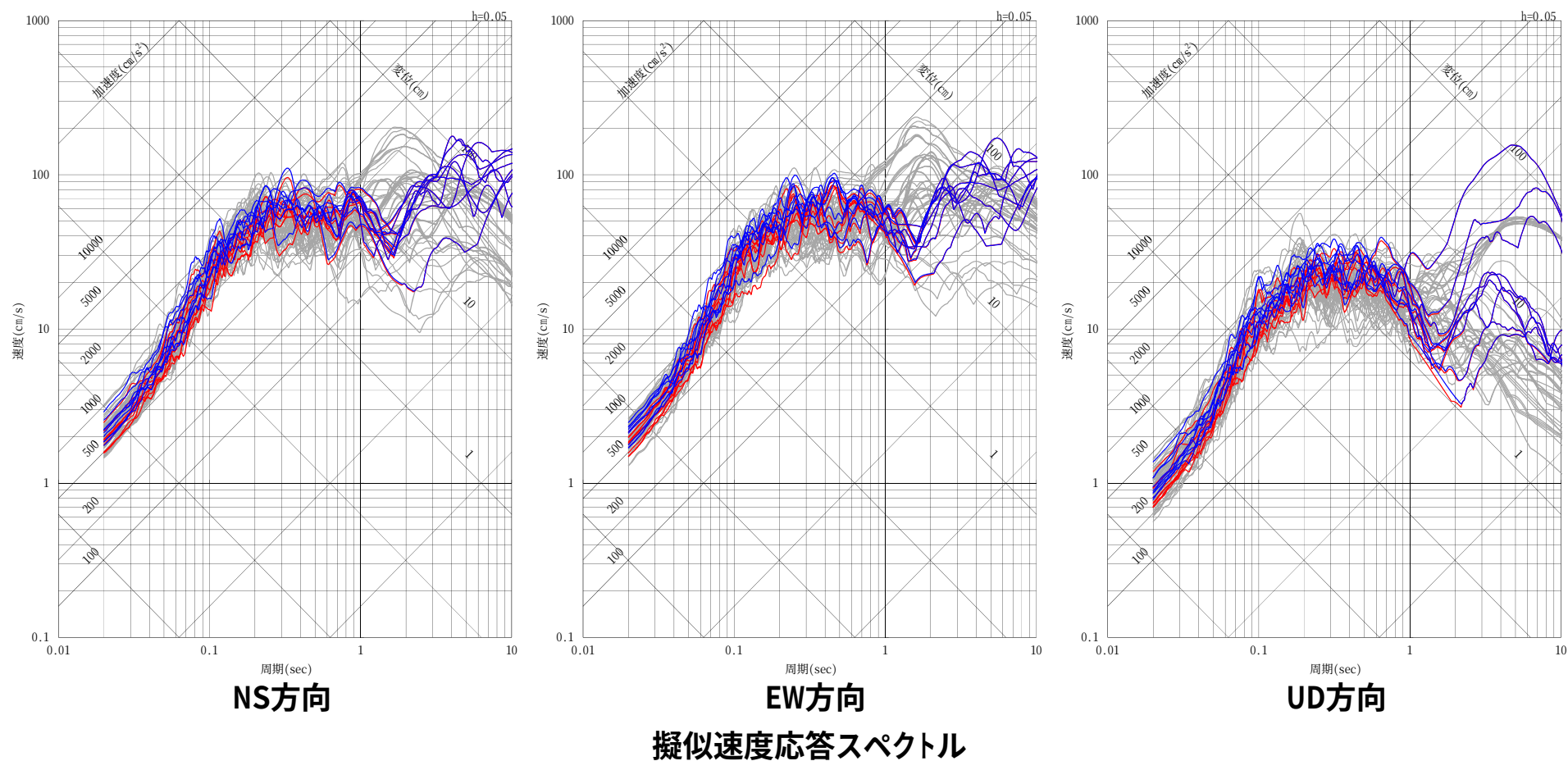
地震動評価結果 (ケース2: 十分な余裕を考慮) (6 / 6)

破壊開始点9



地震動評価結果 (全ケース) (1/2)

- 連動長さの不確かさを考慮した全ケースと断層長さ36kmの全ケースを比較し、影響検討を行う。
- 周期2秒以上の長周期帯においては、連動長さの不確かさを考慮した影響が見られたが、原子炉施設にとって重要な短周期帯においては、断層長さ36kmケースと概ね同程度となっている。



地震動評価結果 (全ケース) (2/2)

○各検討ケースについて、時刻歴波形の最大加速度を整理※する。

※各破壊開始点の時刻歴波形からそれぞれ独立して選定

■浦底断層

■： 偶然的な不確かさ

■： 認識論的な不確かさ

■： 十分な余裕の考慮

検討ケース	傾斜角	すべり角	浅部 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点	最大加速度 (cm/s ²)
1 基本ケース	90°	0°	2.9m	レシビ 平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定	606
2 傾斜角の不確かさ	70°	0°	2.9m	レシビ 平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定	706
3 すべり角の不確かさ	90°	37.6°	2.9m	レシビ 平均	0.72V	サイト直下位置	複数設定	716
4 浅部すべり量の不確かさ	90°	0°	1.7m	レシビ 平均	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定	609
5 短周期レベルの不確かさ	90°	0°	2.9m	1.5倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定	804
6 破壊伝播速度の不確かさ	90°	0°	2.9m	レシビ 平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定	738
7 ・すべり角の不確かさ ・短周期レベルの不確かさ	90°	37.6°	2.9m	1.25倍	0.72Vs	サイト直下位置	複数設定	821
8 ・すべり角の不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90°	37.6°	2.9m	レシビ 平均	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定	740
9 ・短周期レベルの不確かさ ・破壊伝播速度の不確かさ	90°	0°	2.9m	1.25倍	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定	875
10 十分な余裕を考慮	90°	0°	2.9m	1.5倍	0.87Vs	サイト直下位置	複数設定	1011

■安島岬沖～和布～干飯崎沖～甲楽城断層～甲楽城沖断層～浦底断層～池河内断層～柳ヶ瀬山断層～柳ヶ瀬断層南部～鍛冶屋断層～関ヶ原断層

検討ケース	傾斜角	すべり角	浅部 すべり量	短周期 レベル	破壊伝播 速度	アスペリティ 位置	破壊 開始点	最大加速度 (cm/s ²)
1 ・連動長さの不確かさ	45° (北部) 90° (南部)	90° (北部) 0° (南部)	12m	レシビ 平均	0.72Vs	敷地に近い位置	複数設定	778
2 十分な余裕を考慮	45° (北部) 90° (南部)	90° (北部) 0° (南部)	12m	1.25倍	0.72Vs	敷地に近い位置	複数設定	911

4章のまとめ

浦底断層について、震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価を行った結果を下記の通りまとめる。

- 地震動評価結果には、地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスや永久変位を反映できていることを確認した。
- 浦底断層が原子炉施設に極めて近いことを踏まえ、不確かさの組合せに加え、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) に対して更に十分な余裕を考慮した。
- 連動長さの不確かさ (長さ137km) を考慮した地震動評価を行い、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) においては、断層長さ36kmケースの評価結果と概ね同程度であることを確認した。

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価について下記のとおりまとめる。

- ・ 震源極近傍の地震動の特徴に関する知見を整理して震源モデルの設定法を検討するとともに、その妥当性を2016年熊本地震の観測記録を用いて検証し、震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価に適用できることを確認した。
- ・ 浦底断層を対象に地震動評価を行い、地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスや永久変位を反映できていることを確認した。
- ・ 地震動評価にあたり、不確かさの組合せに加え、原子炉施設にとって重要な短周期帯 (0.2秒以下) に対して更に十分な余裕を考慮した。

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

参考文献 (1 / 4)

- ・ 原子力規制委員会 (2013) : 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- ・ C.H.ショルツ (2010) : 地震と断層の力学, 第二版, 古今書院
- ・ Dieterich (1979) : J. H., Modeling of rock friction : 1. Experimental results and constitutive equations, J Geophys. Res., 84, 2161-2168
- ・ Ruina (1983) : A. L., Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res., 88, 10359-10370
- ・ Marone, C., and C. H. Scholz (1988) : The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, Geophys. Res., Lett., 15, 621-624
- ・ Brune, J.N. (1970) : Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.75, pp.4997-5009.
- ・ 理論地震動研究会 (1994) : 地震動—その合成と波形処理, 鹿島出版会
- ・ 野津厚 (2006) : 統計的グリーン関数法に近地項と中間項を導入するための簡便な方法, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.190-193.
- ・ Hisada, Y. and J. Bielak (2003) : A Theoretical Method for Computing Near-Fault Ground Motions in Layered Half-Spaces Considering Static Offset Due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.93, No.3, pp.1154-1168.
- ・ Hisada, Y. and J. Bielak (2004) : Effects of Sedimentary Layers on Directivity Pulse and Fling Step, Proceedings of 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.1736.
- ・ 岩田知孝 (2016) : 益城町宮園・西原村小森本震記録の解析, 京都大学防災研究所地震災害研究部門強震動研究分野, <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masiki-nishihara0428ver2.pdf>
- ・ Kagawa, T., K. Irikura and P. G. Somerville (2004) : Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, Earth Planets Space, Vol.56, No.1, pp.3-14.
- ・ 引間和人・中村亮一・植竹富一 (2015) : 2014年長野県北部の地震 (Mj6.7) の震源過程～震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析～ (2015) : 日本地震学会秋季大会講演予稿集, S15-14, pp.87. Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms
- ・ Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi and H. Sekiguchi (2016) : Earth, Planets and Space, Vol.68, No.161.
- ・ 引間和人 (2016) : 強震波形を用いた2016年熊本地震の本震・前震の震源過程解析, 日本地震工学会第12回年次大会梗概集.
- ・ 引間和人・三宅弘恵 (2016) : 観測記録により推定された震源断層モデルに見られる特徴, 第44回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.26-33.
- ・ Asano, K. and T. Iwata (2016) : Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, Earth, Planets and Space, Vol.68, No.147.
- ・ Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Vol.70, No.1, pp.59-80.
- ・ 田中 信也・金田 惇平・引間 和人・久田 嘉章 (2017a) : 地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数の評価 (その2) 規格化Yoffe 関数に基づく近似式, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21146, pp.291-292.
- ・ 金田 惇平・田中 信也・引間 和人・久田 嘉章 (2017) : 地震発生層以浅に適用可能なすべり速度時間関数の評価 (その1) 1999 年集集地震を対象とした検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21147, pp.293-294.
- ・ 田中 信也・引間 和人・久田 嘉章 (2017b) : 震源インバージョン結果に基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価, 日本地震工学会論文集, 第17巻, 第5号.
- ・ 入倉孝次郎・倉橋奨 (2017) : 震源断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張—2016年熊本地震 (Mw7.0) の断層近傍地震動による検証—, 日本地震工学会第13回年次大会梗概集.
- ・ 久田嘉章・田中信也 (2017) : 2016年熊本地震の地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害調査, 第45回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.8-23.

参考文献 (2 / 4)

- Wu, C. J., M. Takeo, and S. Ide(2001): Source process of the Chi-Chi earthquake: A joint inversion of strong motion data and global positioning system data with a multifault model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, No.5.
- 地震調査研究推進本部 (2017) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)
- Shinya Ikutama, Takeshi Kawasato, Yosuke Kawakami, Masahiro Noshio, Atsuko Oana, Kazuo Dan, Haruhiko Torita, Yasuo Okada (2018) : Source Modeling for Predicting Ground Motions and Permanent Displacements Very Close to the Fault Trace, Journal of Earthquake and Tsunami, 1841005
- Dan, K. and Sato, T (1998) : Simulation of Strong Ground Motions in the Near Field of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake by Semi-Empirical Method Based on Variable-Slip Rupture Model, 第10回日本地震工学シンポジウム, pp.703-708.
- L.A. Dalguer, K. Irikura, J. D. Riera, H.C. Chiu (2001) : Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 28, NO. 7, pp.1327-1330.
- H. Sadeghi, H. Miyake, A. Riahi (2013) : Strong ground motion simulation of the 2003 Bam, Iran, earthquake using the empirical Green's function method, Journal of Seismology, Vol.17, Issue 2, pp.297-312.
- 小穴温子・壇一男・宮腰淳一・藤原広行・森川信之・前田宣浩 (2017) : 統計的グリーン関数法を用いた2016年熊本地震本震の特性化震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2017年大会, SCG70-P04.
- Timothy D. Ancheta, Robert B. Darragh, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, Walter J. Silva, Brian S.-J. Chiou, Katie E. Wooddell, Robert W. Graves, Albert R. Kottke, David M. Boore, Tadahiro Kishida, Jennifer L. Donahue (2014) : NGA-West2 Database, Earthquake Spectra, Vol.30, No. 3, pp.989-1005
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (2002) : トルコ・コジャエリ, 台湾・集集地震の震源の特性化と強震動シミュレーション, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp.545-550.
- 久田嘉章 (2004) : 震源域の強震動と被害, 2004年度建築学会大会 (北海道) 振動部門PD資料.
- 久田嘉章・久保智弘・松澤佳・松本俊明・田邊朗仁・森川淳 (2012) : 2011年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査, 日本地震工学会論文集, 第12巻, 第4号 (特集号), pp.104-126.
- 石川理人・久田嘉章 (2017) : 2014年長野県神城断層地震における建物被害調査, 日本地震工学会第13回年次大会梗概集.
- Hisada, Y., J. Kaneda, A. Teramoto, M. Murakami, Y. Masuzawa, Y. Yanagida, T. Shindo, H. Suzuki, S. Sakai, K. Mori, K. Nakano, Y. Tojo, K. Kimoto, S. Tanaka and W. Kobayashi (2017) : Strong Ground Motions and Damage Investigation of Buildings near the Surface Faulting of the 2016 Kumamoto Earthquake in Japan, Proceedings of 16th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.5001.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻, pp.269-283.
- 佐藤智美 (2016) : スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P71.
- 松島信一・室谷智子・吾妻崇・入倉孝次郎・北川貞之 (2010) : 内陸地殻内の長大断層で発生する地震に関するスケーリング則, 北海道大学地球物理学研究報告, No.73, pp.117-127.
- 宮腰研・長郁夫・Anatoly Petukhin (2003) : すべりの空間的不均質震源特性の抽出, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第2回シンポジウム論文集, pp.87-92.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.849-875.
- 吉井弘治・伊藤潔 (2001) : 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会
- 廣瀬一聖・伊藤潔 (2006) : 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, pp.275-288
- 川里健・大場政章・引間和人・鈴木晴彦・増田徹 (2007) : 若狭湾地域における地震発生層の推定 その2 -地震波トモグラフィ解析とまとめ-, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, S152-P016
- 伊藤潔・廣瀬一聖・澁谷拓郎・片尾浩・梅田康弘・佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・阿部進・川中卓・井川猛 (2007) : 近畿地方における地殻および上部マントルの構造と地震活動, 京都大学防災研究所年報第50号B平成19年4月, pp.275-288

参考文献 (3 / 4)

- ・ 伊藤潔・廣瀬一聖 (2006) : 人工地震記録を用いた近畿地方の地震波速度構造, 大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成17年度), pp.549-559.
- ・ 気象庁: 地震月報 (カタログ編) 他
- ・ 伊藤潔・中村修一(1998): 西南日本内帯による地震発生層の厚さの変化と内陸大地震, 京都大学防災研究所年報, 第41号, B-1, pp.27-35
- ・ Geller, R. J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66, No.5, pp.1501-1523.
- ・ Boatwright, J. (1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.78, No.2, pp.489-508.
- ・ 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp.51-62.
- ・ Eshelby, J. D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, pp.376-396.
- ・ 佐藤智美・壇一男・岡崎敦・羽田浩二 (2007) : 若狭湾周辺の地殻内地震の記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 日本地震学会2007年秋季大会, 講演予稿集, P03-066.
- ・ 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光 (2003) : 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 土木学会地震工学論文集, P_315, CD-ROM.
- ・ 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1990) : 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第416号, pp.57-70.
- ・ 佐藤 智美 (2008) : 地殻内地震に対するP波部・S波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 73 巻 632 号, pp.1745-1754.
- ・ 佐藤 智美 (2010) : 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 75 巻, 651 号, pp. 923-932.
- ・ 構造計画研究所 (2010) : 内陸地殻内地震における短周期レベルの地域的な整理・分析業務, 原子力安全委員会平成21年度業務委託報告書
- ・ 構造計画研究所 (2011) : 内陸地殻内地震の観測記録に基づく短周期レベルの分析業務, 原子力安全委員会平成22年度業務委託報告書
- ・ Yoshihiro Fujii and Mitsuhiro Matsu'ura (2000) : Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, pp.2283-2302.
- ・ 壇一男・具典淑・入江紀嘉・アルズペイマサマン・石井やよい (2011) : 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスぺリティモデルの設定方法への応用, 日本建築学会構造系論文集, 第670号, pp.2041-2050.
- ・ Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2010), Scaling Relations of Earthquakes on Active Mega-Fault Systems, Abstract of AGU fall meeting 2010, S51A-1911.
- ・ Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84, pp.2243-2250.
- ・ 生玉真也・川里健・川上洋介・納所昌広・小穴温子・壇一男・鳥田晴彦・岡田康男 (2017) : 地表地震断層極近傍における強震動及び永久変位の評価のための震源モデルの設定法, 断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム論文集.
- ・ Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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.

参考文献 (4 / 4)

- Tatsu Kanno, Akira Narita, Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara, Yoshimitsu Fukushima (2006) : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 96, No. 3, pp.879-897.
- John X. Zhao, Jian Zhang, Akihiro Asano, Yuki Ohno, Taishi Oouchi, Toshimasa Takahashi, Hiroshi Ogawa, Kojiro Irikura, Hong K. Thio, Paul G. Somerville, Yasuhiro Fukushima, Yoshimitsu Fukushima (2006) : Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bulletin of the Seismological Society of America 96 (3): pp.898-913.
- 内山 泰生, 翠川 三郎 (2006) : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 71 巻 606 号, pp. 81-88.
- 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, 62 巻 4 号, pp. 740-757
- Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva, and Ronnie Kamai (2014) : Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions. Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp.1025-1055.
- David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, and Gail M. Atkinson (2014) : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp.1057-1085.
- Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra. Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp.1087-1115.
- Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp.1117-1153.
- I. M. Idriss (2014) : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp.1155-1177.

目次

- 1. 検討方針
- 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
- 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
- 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
- 5. 全体まとめ
- 6. 参考文献

補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について

補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)

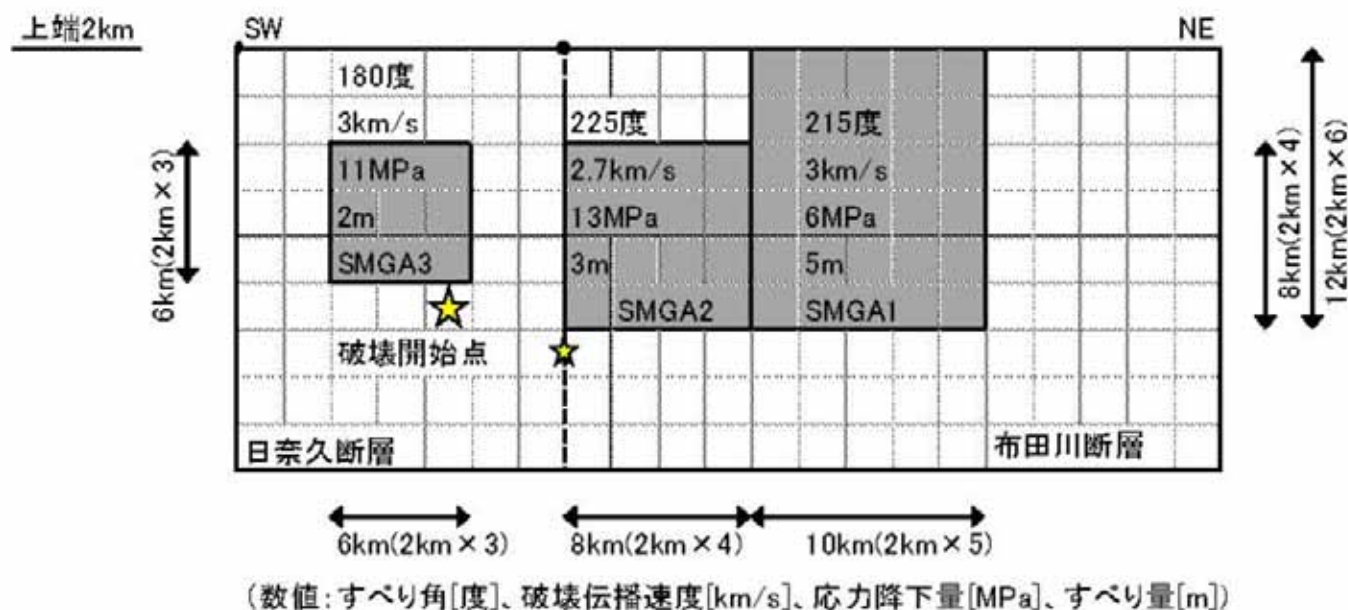
補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

小穴他(2017)による特性化震源モデルについて

- 小穴他(2017)では、統計的グリーン関数法を用いて、2016年熊本地震の本震の観測記録をできるだけ再現するよう特性化震源モデルの推定が行われている。

<モデル化の考え方>

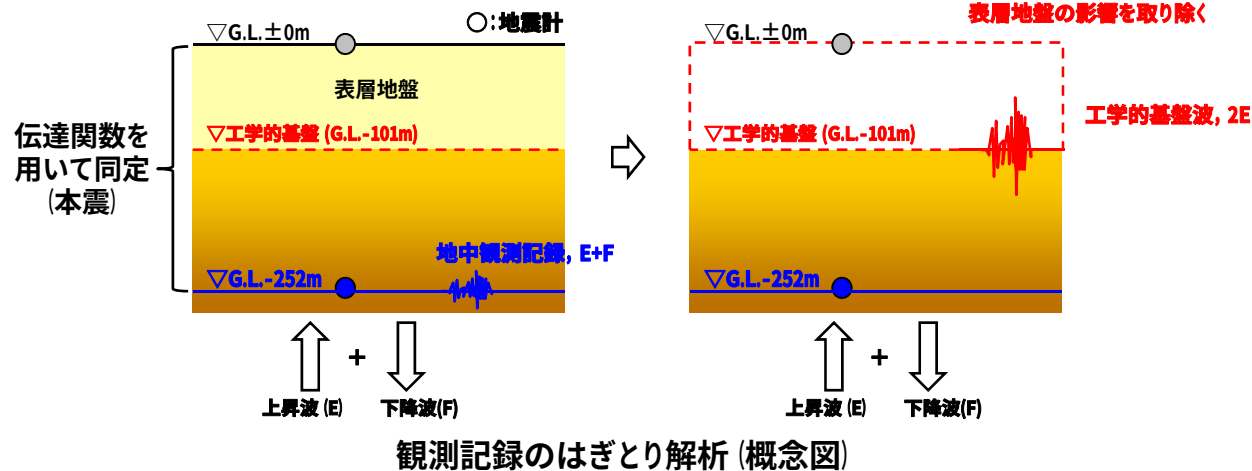
- 震源モデルは、強震動生成域SMGAのみモデル化。
- SMGAの位置と面積は、Asano and Iwata(2016)の震源インバージョンの領域内で、観測記録を説明できるように試行錯誤的に設定。
- SMGAのすべり量は、Asano and Iwata(2016)や引間(2016)のインバージョン結果を参照しつつ、計算結果の変位波形の振幅の大きさと長周期帯の応答スペクトルが観測記録と概ね整合するように設定。
- 応力降下量は、計算結果の加速度波形と速度波形の振幅の大きさ、短周期帯の応答スペクトルが観測記録と概ね整合するように設定。
- 断層全体の破壊開始点は気象庁の震源位置とし、布田川断層側の破壊開始点はそれよりも深い位置の断層南端部に設定。
- 破壊伝播速度は、益城町直下に位置する布田川断層の小さい方のSMGAで2.7km/s、日奈久断層のSMGAと布田川断層の大きい方のSMGAで3km/sに設定。



2016年熊本地震の特性化震源モデル (小穴他(2017))

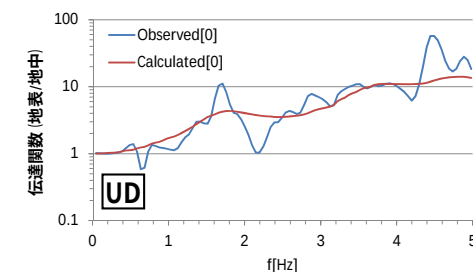
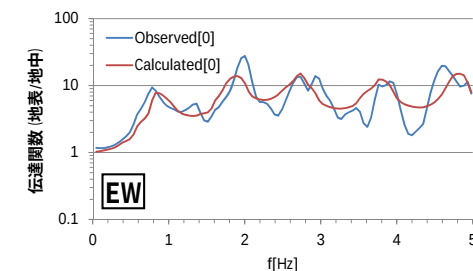
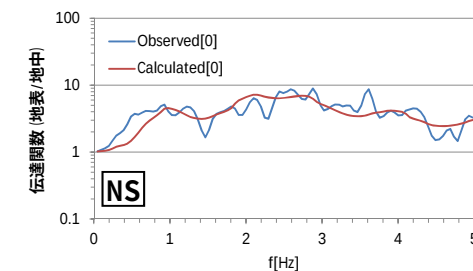
2016年熊本地震本震記録の基盤波推定に用いる地盤モデルについて (変更前)

- 本震観測記録については、表層地盤の影響を取り除くため2016年熊本地震本震の地表記録と地中記録の伝達関数に合うように同定された地盤モデルを用いて基盤上の地震動として評価した。
- 第566回審査会合及びikutama et al.(2018)では、この同定地盤モデルとして、KiK-net益城、西原村とも小穴他 (2017) におけるKiK-net益城に対する本震同定地盤モデル (評価対象周波数帯は5Hz以下) を用い、基盤波の推定位置も小穴他 (2017) で「工学的基盤」とされる上面 (G.L.-101m, Vs1,470m/s) とした。



同定地盤モデル

層厚(m)	層上面深さ(m)	Vs(m/s) (NS)	Vs(m/s) (EW)	Vp(m/s) (UD)	ρ (g/cm ³)	Qs(NS)	Qs(EW)	Qp(UD)	備考
1	3	0	52.87	47.9	72	1.22			
2	12	3	158.7	158.7	285.6	1.37			
3	18	15	827.4	737.1	1207	1.82			
4	8	33	282.6	409	354	1.82			
5	28	41	571.2	296.6	2963	2.06			
6	32	69	468.2	505.2	690	2.15			
7	32	101	1470	1470	2800	2.26	2.67 ^{f0.625}	5.33 ^{f0.9375}	工学的基盤上面 (はぎとり位置)
8	10	133	700	700	2800	2.26		1.33 ^{f0.9062}	KiK-net益城における本震記録の地表/地中スペクトル比を説明できるようなVs,Vp,Q値を同定
9	26	143	1380	1380	2800	2.26			
10	32	169	840	840	2300	2.15			
11	33	201	1470	1470	2300	2.15			
12	18	234	2700	2700	4800	2.58			
13	0	252	2700	2700	4800	2.58			地中観測位置

*) $\rho = 0.31 \times Vp$ 初期値^{0.25} (Gardner et al., 1974)伝達関数
(地表～地中 (G.L.-252m))

同定地盤モデル、伝達関数図は小穴他 (2017) に基づき作成

2016年熊本地震本震記録の基盤波推定に用いる地盤モデルについて (変更後)

- 小穴他 (2017) における基盤波は、5Hz以下 (周期0.2秒以上) を対象とした地盤同定解析から得られた地盤モデルにより推定している。
- より高振動数帯まで評価可能な基盤波とすべく、20Hz以下を対象とした地盤の同定解析を行った。
- 水平については、小穴他 (2017) モデルによる伝達関数でも記録の伝達関数からの乖離が少ないため、速度構造はそのままにして、Q値のみ再同定した。
- 上下については、小穴他 (2017) モデルでは5Hz以上の帯域で、記録の伝達関数からの乖離が大きいことから、Vpも含めて再同定した。

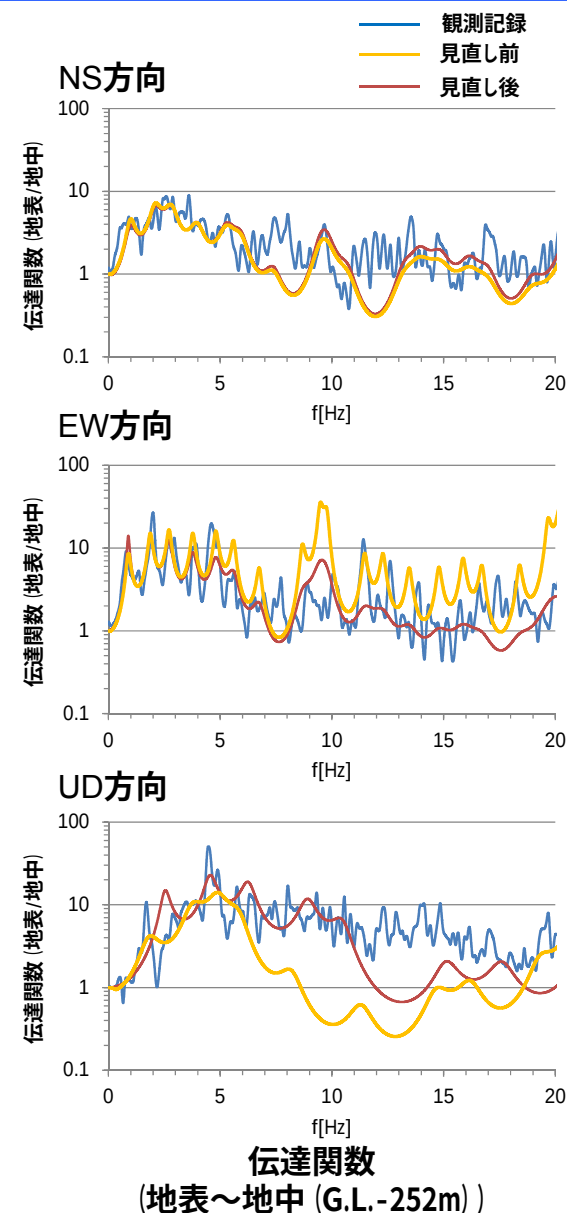
成分	同定対象
水平	Vs : 5Hz以下 Q値: 20Hz以下
上下	Vp : 10Hz以下 Q値: 20Hz以下

同定地盤モデル

層厚(m)	層上面深さ(m)	Vs(m/s)(NS-5)	Vs(m/s)(EW-5)	Vp(m/s)(UD-10)	ρ (g/cm ³)	Qs(NS-5fix)	Qs(EW-5fix)	Qp(UD-10fix)	備考
1	3	0	52.87	47.9	72	1.22			
2	12	3	158.7	158.7	354.3	1.37			
3	18	15	827.4	737.1	2006	1.82			
4	8	33	282.6	409	567.2	1.82			
5	28	41	571.2	296.6	2434	2.06			
6	32	69	468.2	505.2	1936	2.15			
7	32	101	1470	1470	2800	2.26	2.285 ^{f0.75}	8.0 ^{f0.25}	4.0 ^{f0.5}
8	10	133	700	700	2800	2.26			
9	26	143	1380	1380	2800	2.26			
10	32	169	840	840	2300	2.15			
11	33	201	1470	1470	2300	2.15			
12	18	234	2700	2700	4800	2.58			
13	0	252	2700	2700	4800	2.58			

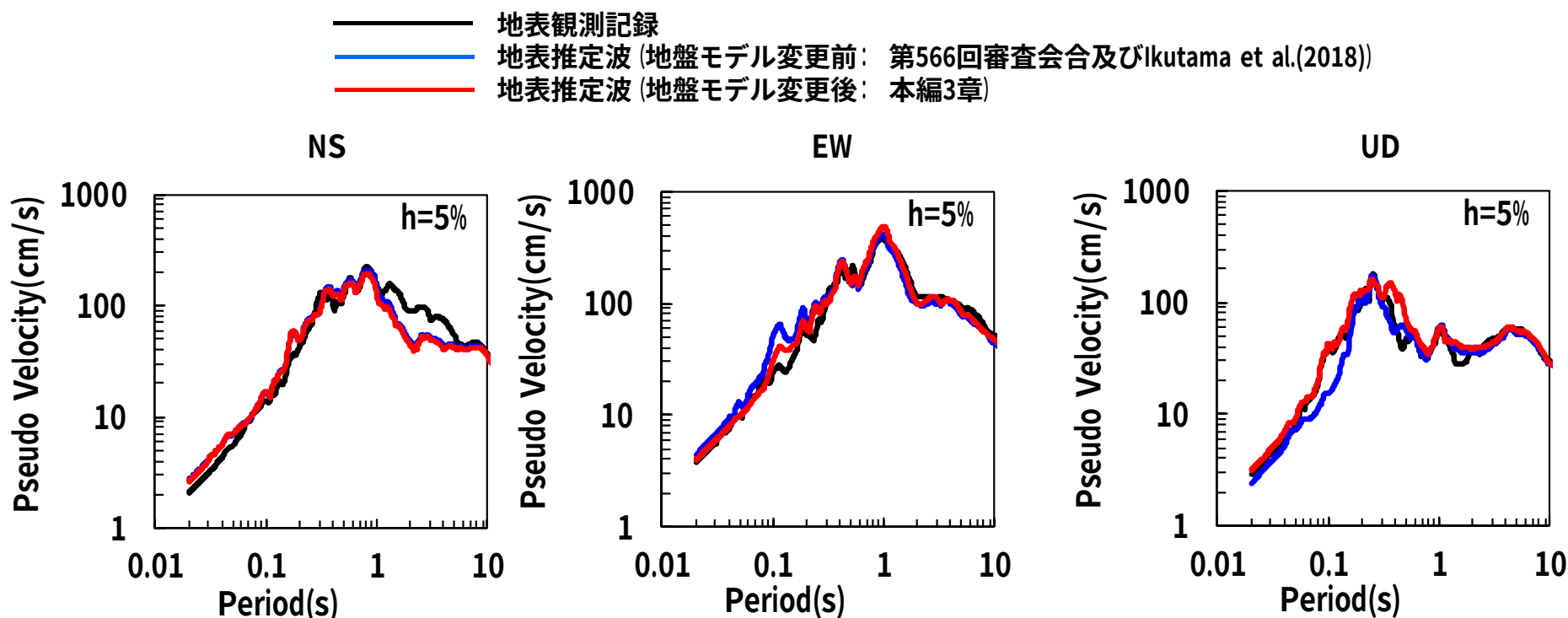
工学的基盤上面
(はぎとり位置)

地中観測位置

KiK-net益城
における本震
記録の地表
／地中スペ
クトル比を説
明できるよ
うなVs,Vp,Q値
を同定

2016年熊本地震本震記録の基盤波推定に用いる地盤モデルの検証

○ KiK-net益城の地中観測記録を用いて、変更前後のそれぞれの同定地盤モデルで推定した地表波と、地表観測記録の比較を示す。



地表波の擬似速度応答スペクトル (KiK-net益城)

変更後の同定地盤モデルにより推定した地表波は、周期0.02秒までの短周期成分を含め良く再現できていることを確認した。

2016年熊本地震本震記録の基盤波推定方法に係る変遷

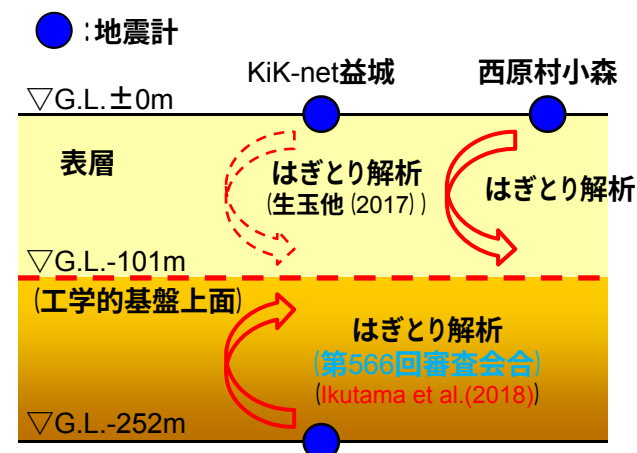
○2016年熊本地震本震記録の基盤波推定に際し、観測記録に含まれると考えられる表層地盤の非線形の影響低減を検討する等、以下の通り生玉他(2017)からはぎとり方法を見直した。

・生玉他(2017)では、はぎとり解析に用いる観測記録について、西原村小森は地表記録しかないことから、KiK-net益城も含めて地表記録を用いることで統一していた。また、観測記録、計算結果とも小穴他(2017)による小地震記録に基づき同定した地盤モデルを用いて工学的基盤上面における地震波を推定していた。

・第566回審査会合及びIkutama et al.(2018)では、観測記録に含まれると考えられる表層地盤の非線形の影響を低減するため、はぎとり解析に用いる観測記録を地表記録から地中記録に変更し、また、はぎとり解析に用いる地盤モデルを小地震記録に基づき同定した結果(小穴他(2017))から本震記録に基づき同定した結果(小穴他(2017))に変更した。

・さらに、前述のとおり、評価対象を5Hz以下から20Hz以下に拡張して地盤の再同定解析を行い、より高振動数帯まで評価範囲を広げた基盤波とした。(本編3章)

○地盤の非線形による本震時と小地震時の地盤増幅特性の違いを考慮すると、本震観測記録に基づき同定した結果を用いてはぎとり解析を行うことで、より適切に表層地盤の影響を低減できる。また、より高振動数帯まで評価範囲を広げた基盤波を求めることで、再現解析においてもより高振動数帯まで評価できる。



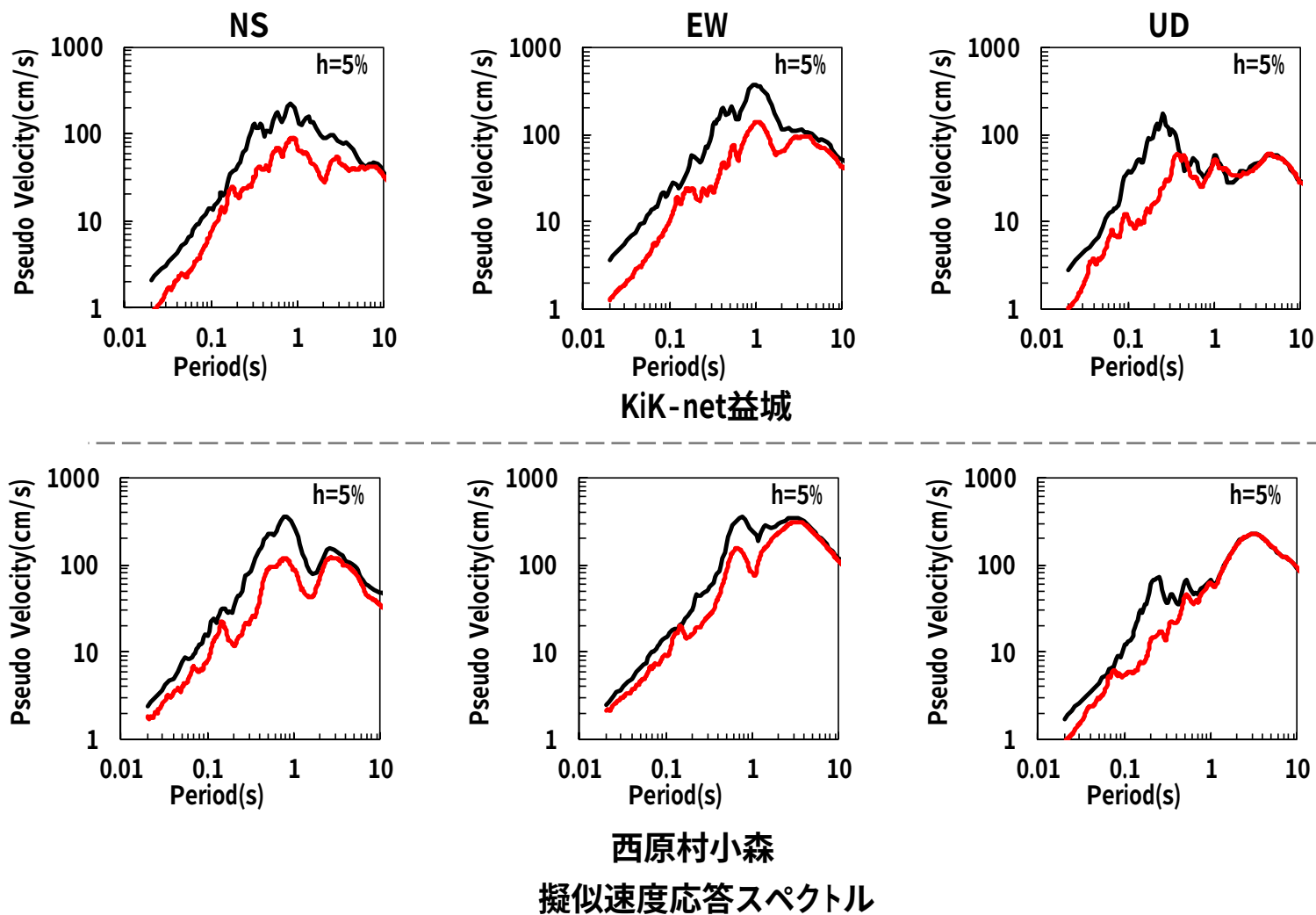
変更項目		小穴他(2017)	生玉他(2017)	・第556回審査会合 ・Ikutama et al.(2018)	本編3章
はぎとり解析用 観測記録	KiK-net益城	地中記録	地表記録	地中記録	地中記録
	西原村小森	— (対象外)	地表記録	地表記録	地表記録
はぎとり地盤モデル※		本震記録に基づき5Hz以下を同定	小地震記録に基づき5Hz以下を同定	本震記録に基づき5Hz以下を同定	本震記録に基づき20Hz以下を同定
フィルター処理		周期0.2秒～10秒	フィルター無し (KiK-net益城の計算結果のみ周期0.2秒～10秒)	周期0.2秒以上	フィルター無し

※ 西原村小森については、KiK-net益城の同定地盤モデルを用いた。

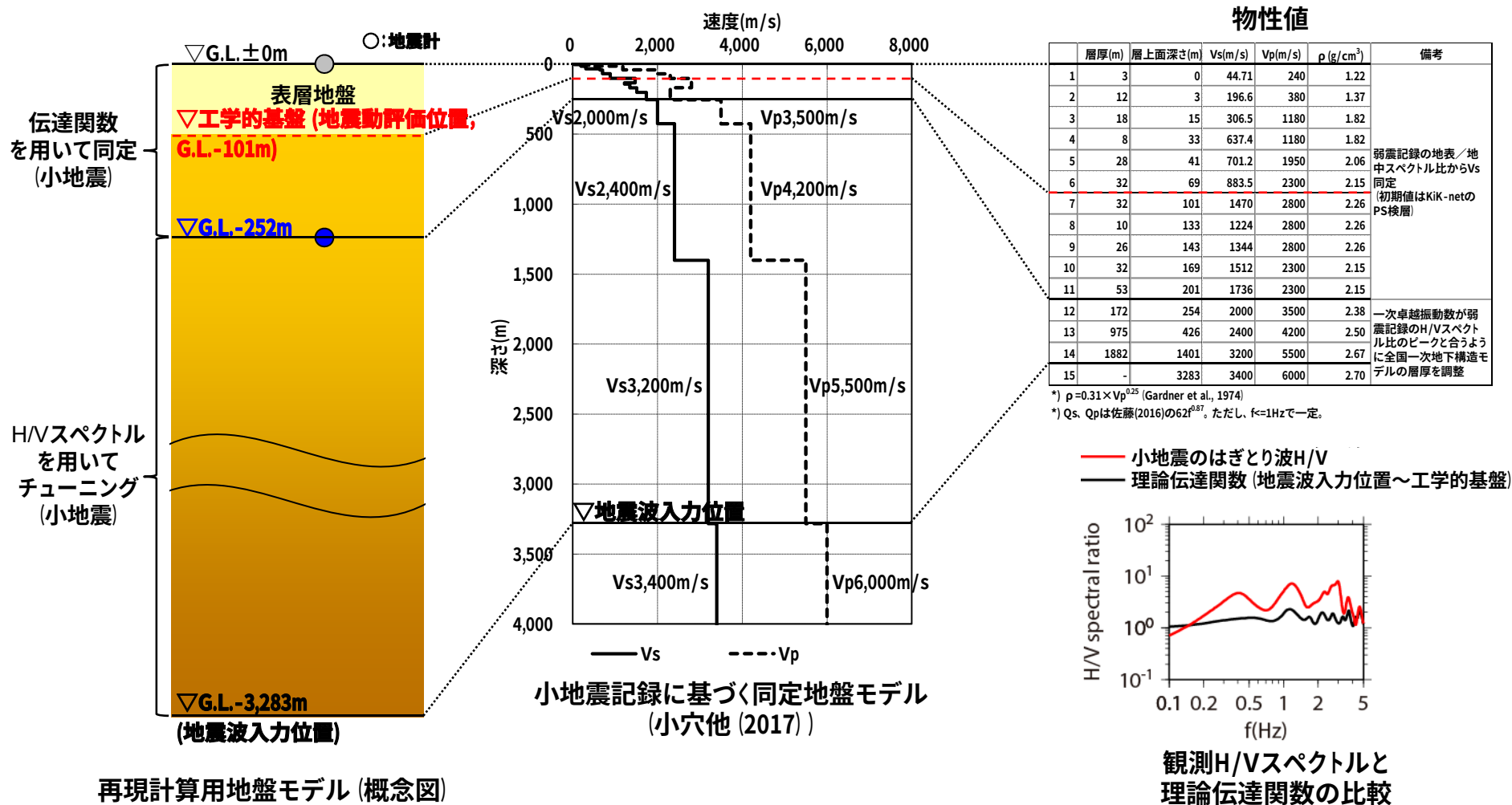
2016年熊本地震本震記録の基盤波

○ KiK-net益城, 西原村小森の地表記録とそれぞれの基盤波 (工学的基盤上面におけるはぎとり波) を示す。

— 地表記録
— はぎとり波 (本編3章)

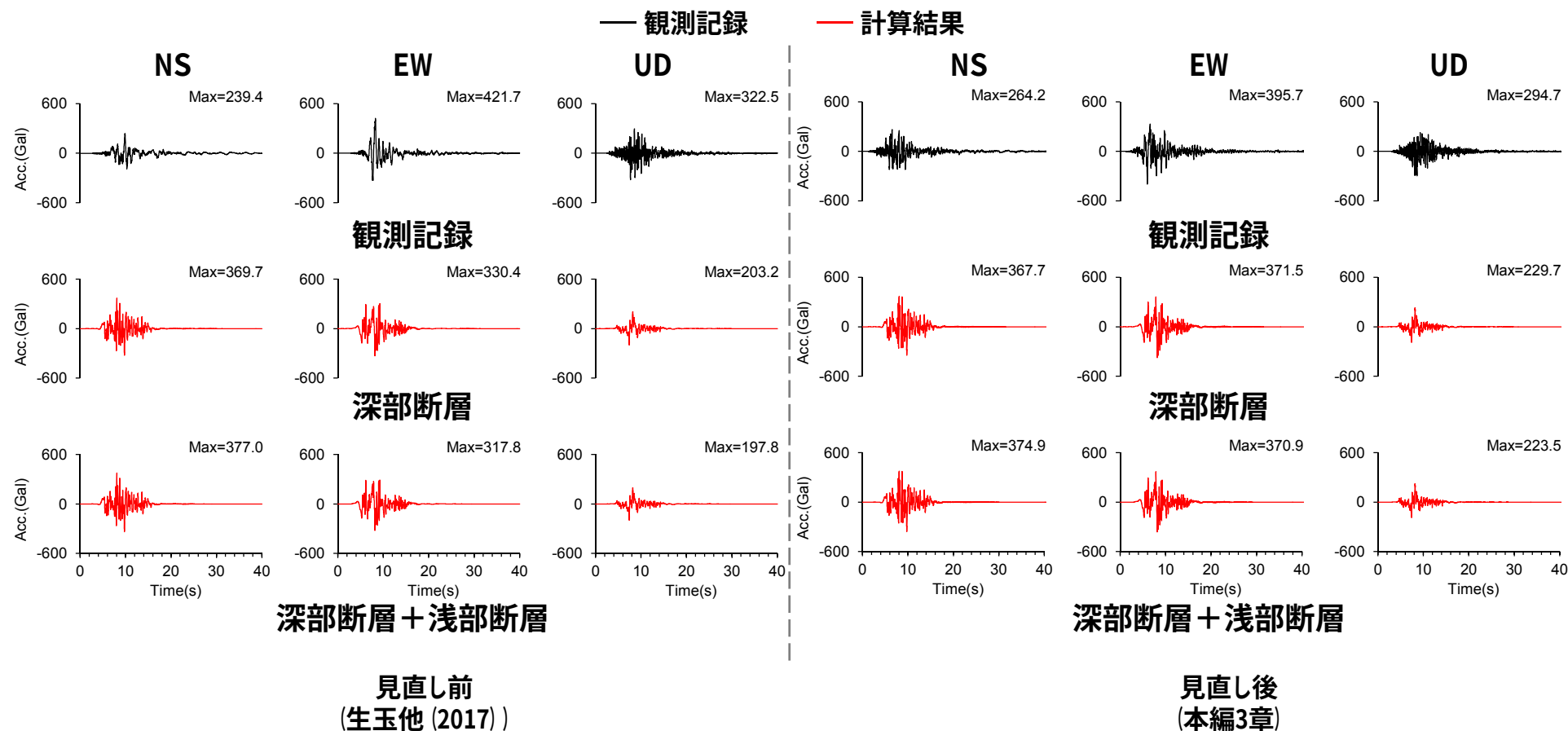


- 再現計算に用いる地盤モデルは、小穴他 (2017) によるKiK-net益城に対する地盤モデルを用いる。
- 小穴他 (2017) では、地震動評価に用いる1次元地下構造モデルを設定するため、全国1次地下構造モデル (Koketsu et al. (2012)) を初期モデルとし、小地震観測記録のH/Vスペクトルを参照しながら卓越振動数が整合するようチューニングして地盤モデルが推定されている。



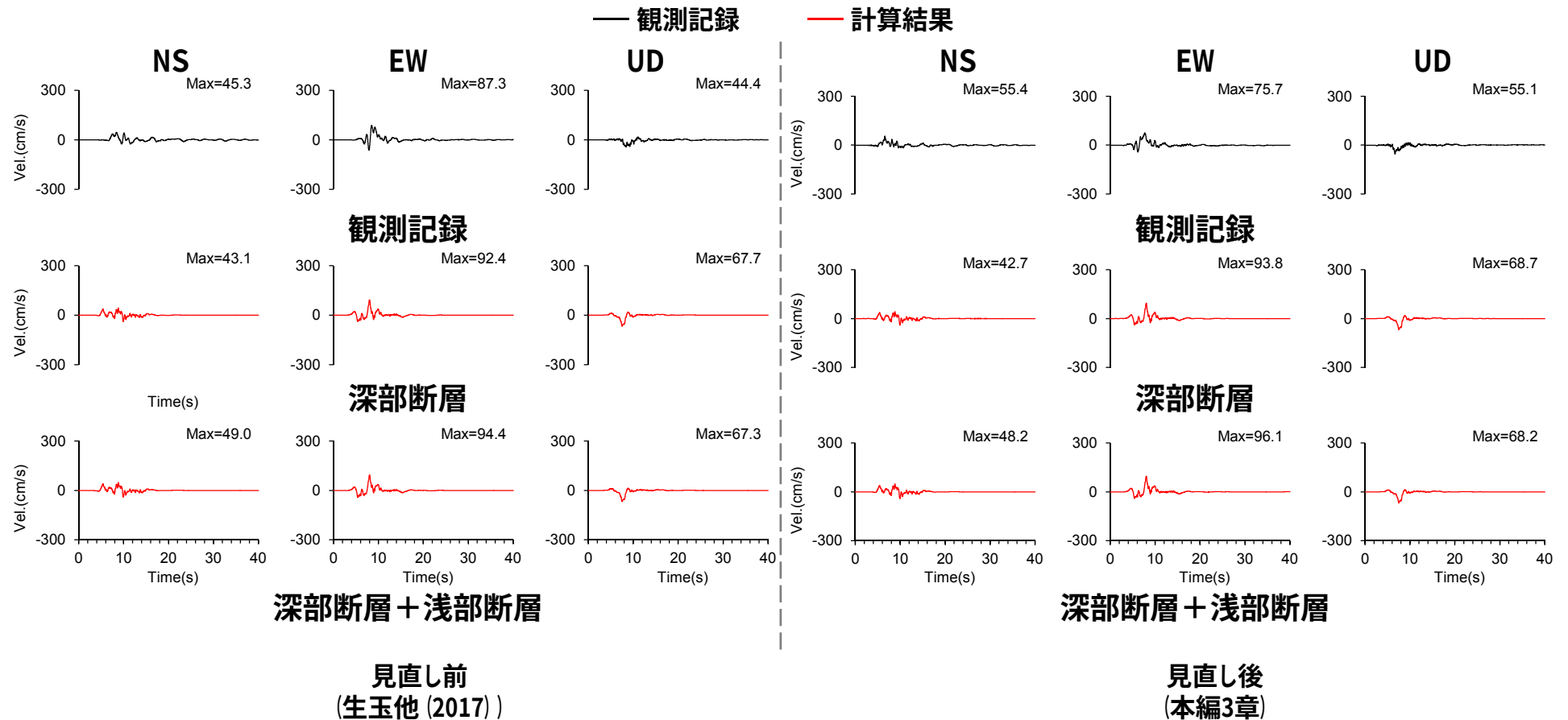
地盤モデル見直し前後の比較 (KiK-net益城 加速度波形)

○2016年熊本地震の再現解析について、基盤波推定方法見直し前後の比較を示す。



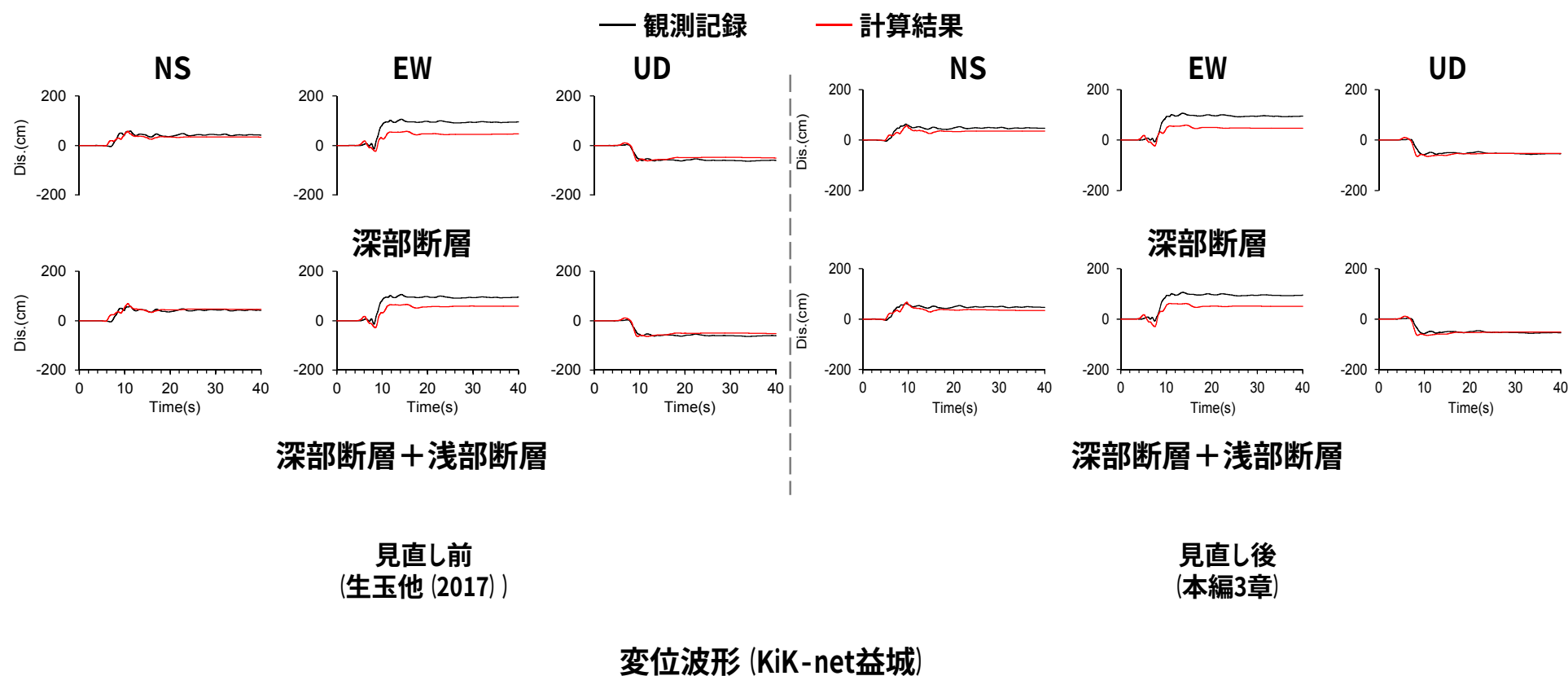
加速度波形 (KiK-net益城)

地盤モデルの見直し前後の比較 (KiK-net益城 速度波形)

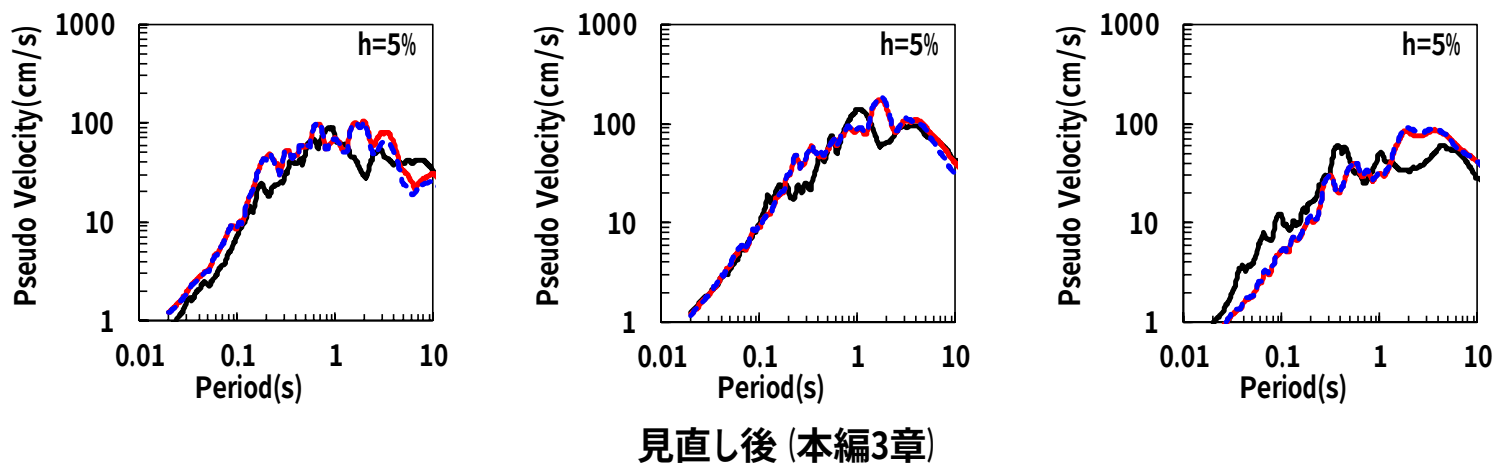
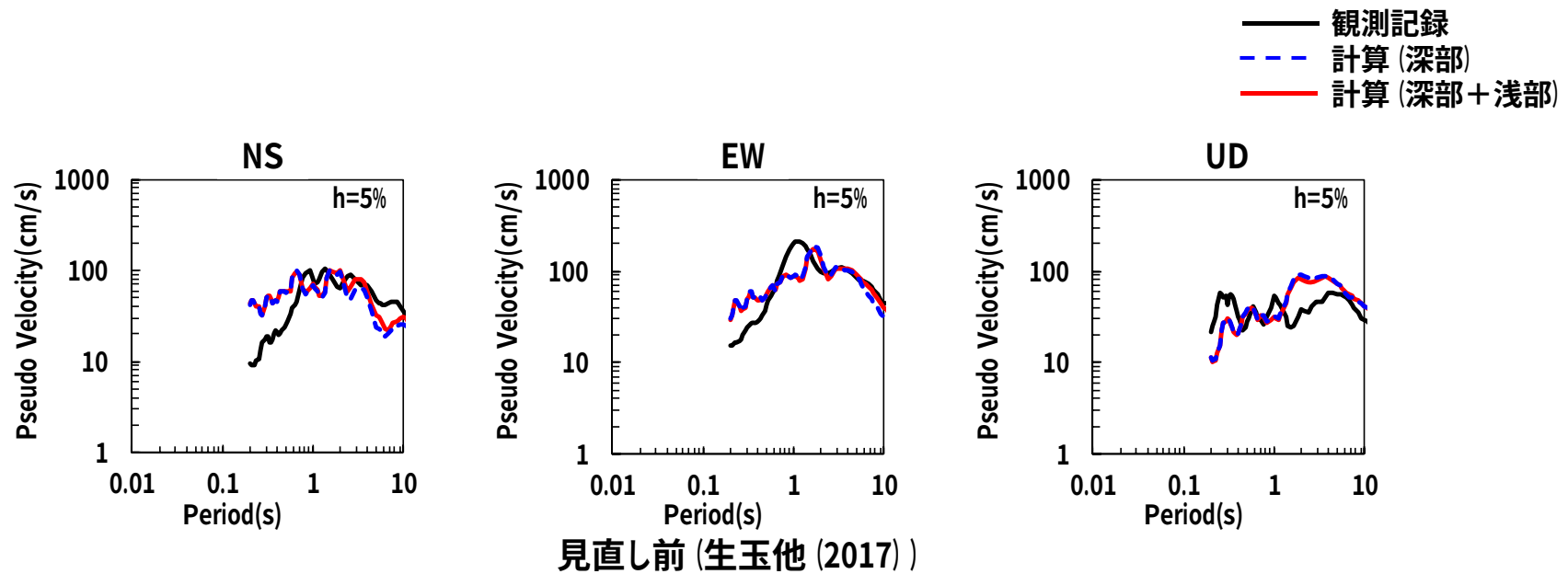


速度波形 (KiK-net益城)

地盤モデルの見直し前後の比較 (KiK-net益城 変位波形)

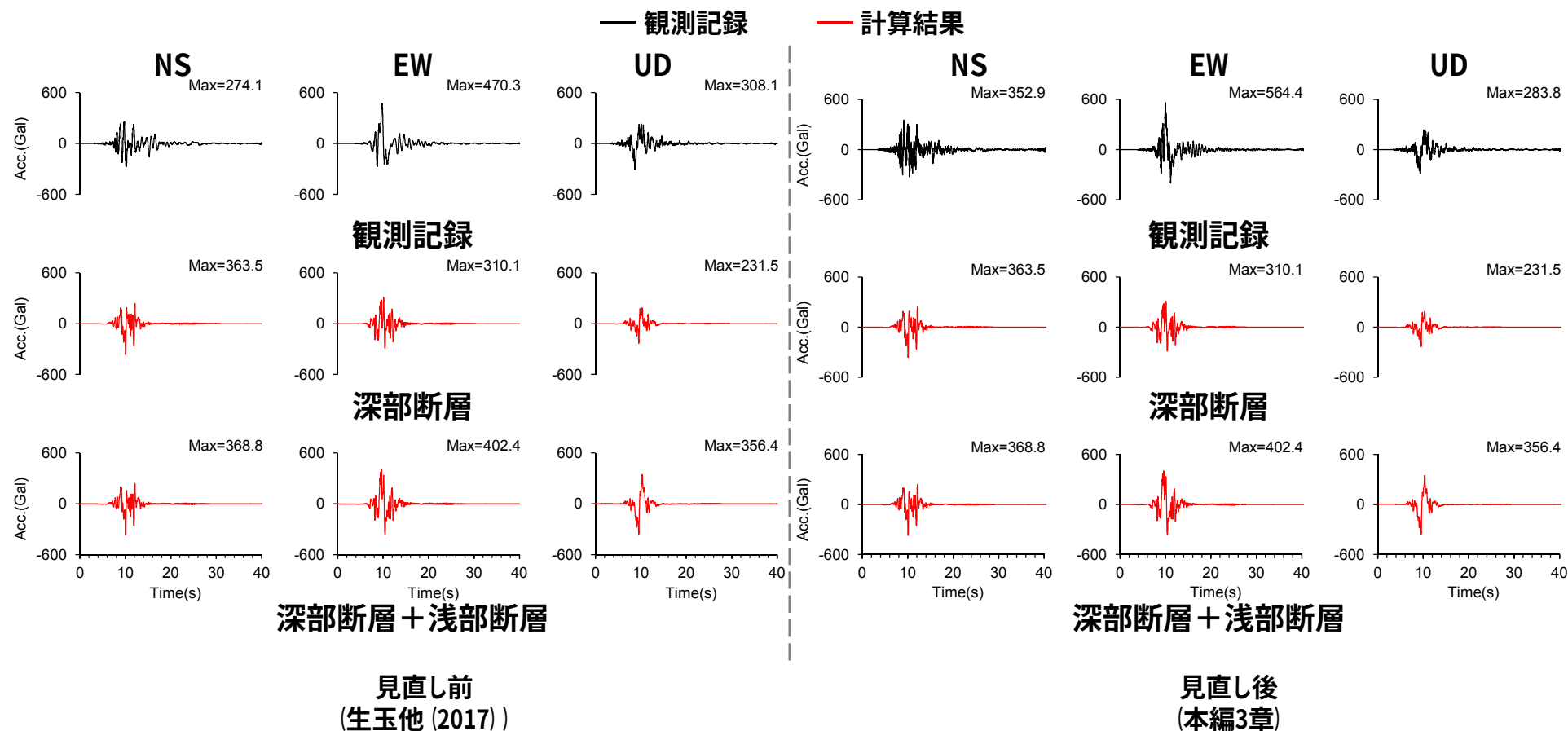


再現解析結果： 基盤波推定方法見直し前後の比較 (KiK-net益城)



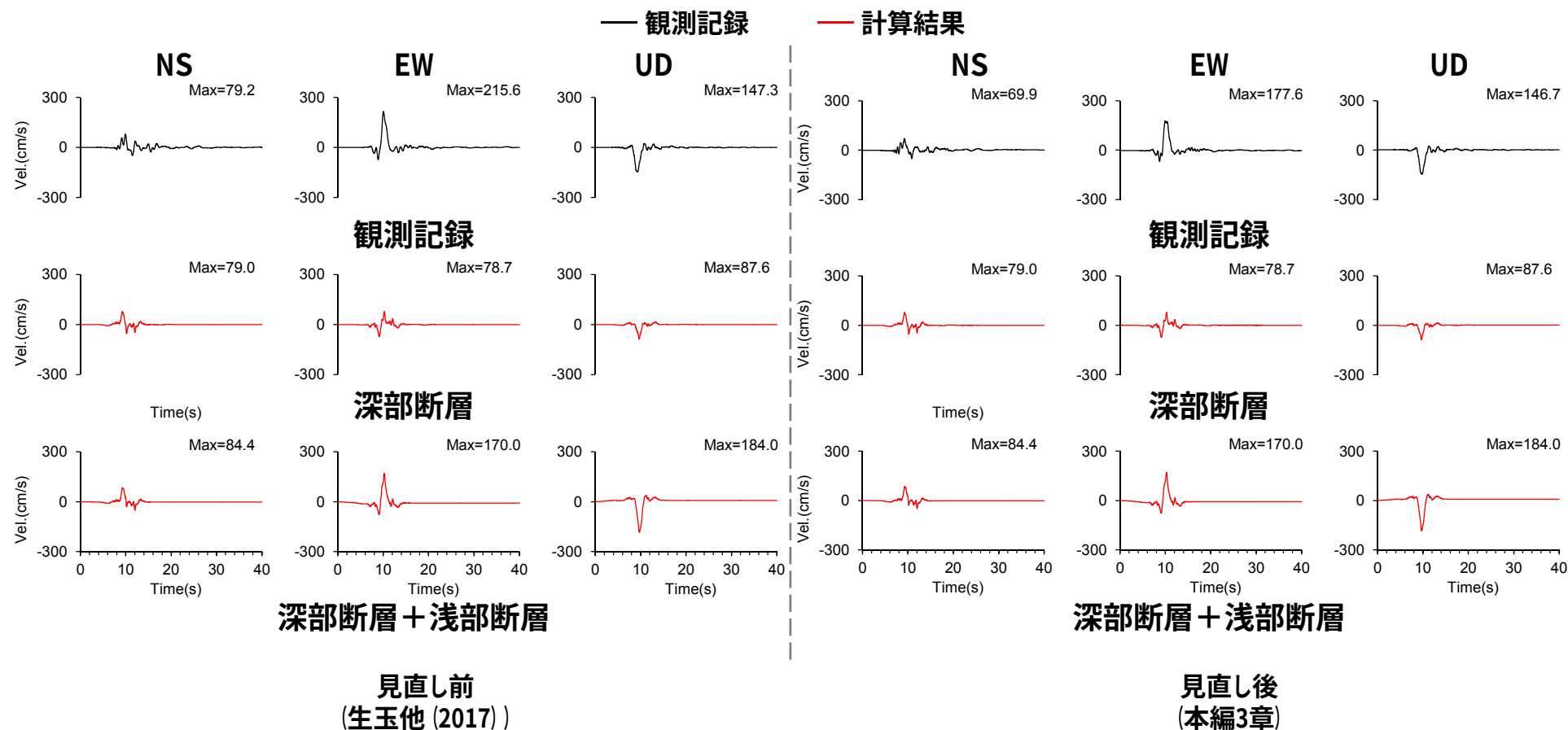
擬似速度応答スペクトル (KiK-net益城)

地盤モデルの見直し前後の比較 (西原村小森 加速度波形)



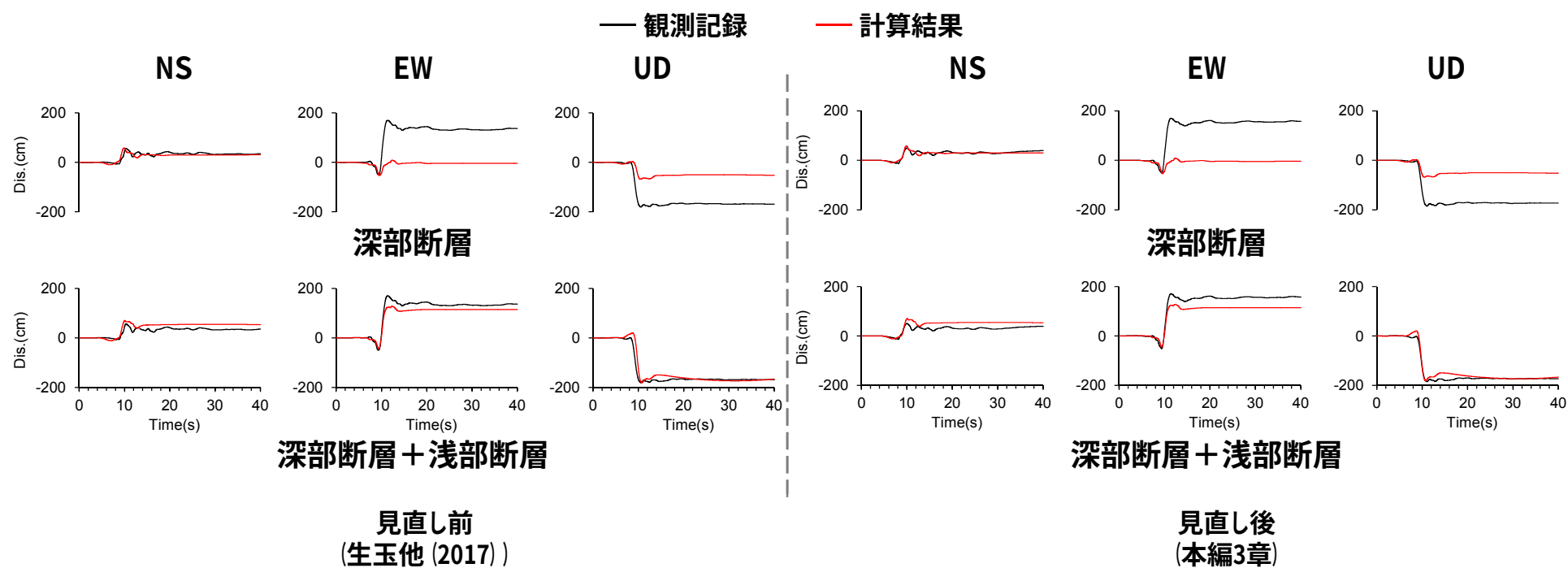
加速度波形 (西原村小森)

地盤モデルの見直し前後の比較の比較 (西原村小森 速度波形)



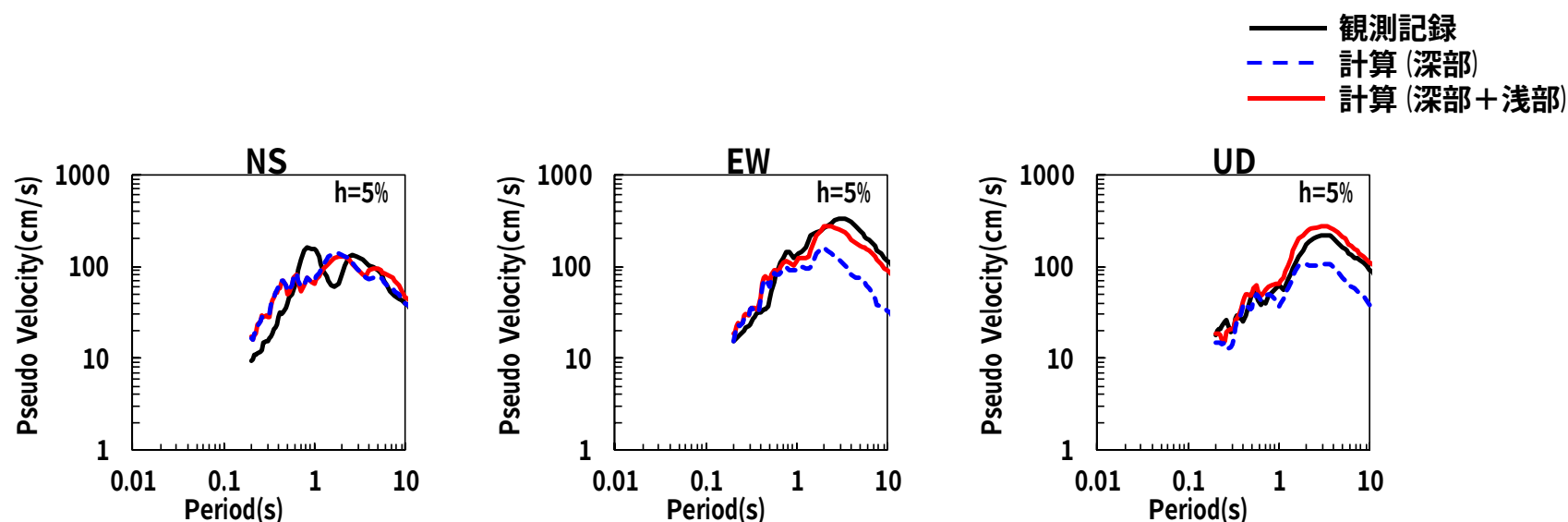
加速度波形 (西原村小森)

地盤モデルの見直し前後の比較の比較 (西原村小森 変位波形)

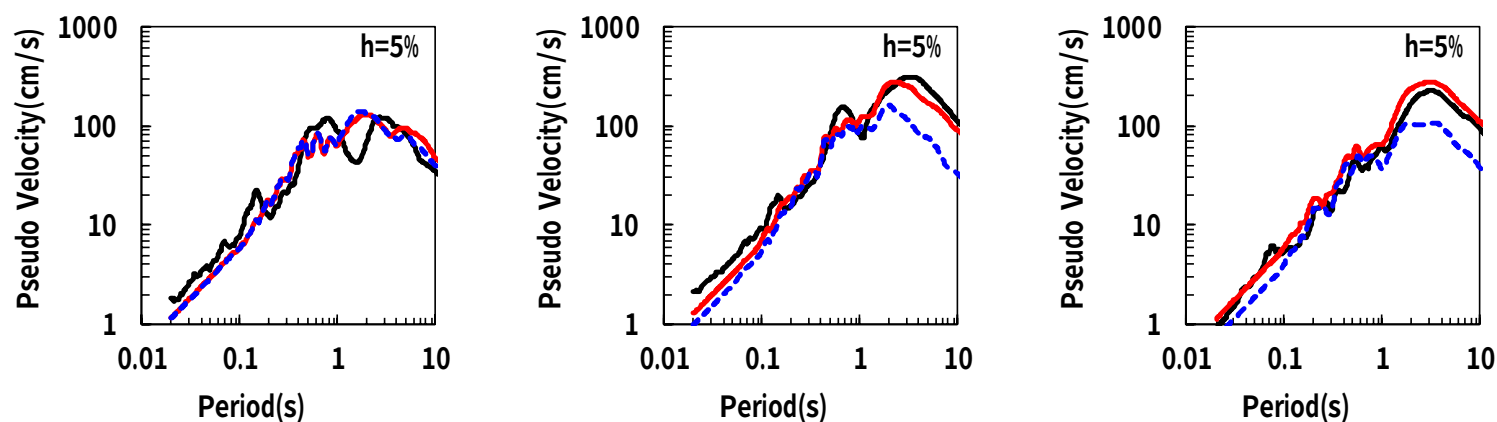


変位波形 (西原村小森)

再現解析結果： 基盤波推定方法見直し前後の比較 (西原村小森)



見直し前 (生玉他 (2017))



見直し後 (本編3章)

擬似速度応答スペクトル (西原村小森)

2016年熊本地震本震記録の基盤波推定方法見直しのまとめ

- 2016年熊本地震本震記録の基盤波推定に際し、観測記録に含まれると考えられる表層地盤の非線形の影響低減を検討する等、以下の通り生玉他(2017)からはざとり方法を見直した。
 - ・生玉他(2017)では、はざとり解析に用いる観測記録について、西原村小森は地表記録しかないことから、KiK-net益城も含めて地表記録を用いることで統一していた。また、観測記録、計算結果とも小穴他(2017)による小地震記録に基づき同定した地盤モデルを用いて工学的基盤上面における地震波を推定していた。
 - ・第566回審査会合及びIkutama et al.(2018)では、観測記録に含まれると考えられる表層地盤の非線形の影響を低減するため、KiK-net益城のはざとり解析に用いる観測記録を地表記録から地中記録に変更し、また、はざとり解析に用いる地盤モデルを小地震記録に基づき同定した結果(小穴他(2017))から本震記録に基づき同定した結果(小穴他(2017))に変更した。
 - ・さらに、評価対象を5Hz以下から20Hz以下に拡張して地盤の再同定解析を行い、より高振動数帯まで評価範囲を広げた基盤波とした。
- 地盤の非線形による本震時と小地震時の地盤増幅特性の違いを考慮すると、本震観測記録に基づき同定した結果を用いてはざとり解析を行うことで、より適切に表層地盤の影響を低減できる。また、より高振動数帯まで評価範囲を広げた基盤波を求めることで、再現解析においてもより高振動数帯まで評価できる。
- 再現解析の結果は、上記基盤波を短周期から長周期に亘りよく再現している。

目次

- 1. 検討方針
- 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
- 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
- 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
- 5. 全体まとめ
- 6. 参考文献

補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について

補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)

補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

浦底断層の地震動評価 (手法の適用性検討)

- 地表地震断層近傍における地震動の特徴である長周期パルスや永久変位を再現でき、実務に活用されている実績のある距離減衰式は無いと考えられる。そのため、深部断層を対象に応答スペクトルに基づく地震動評価を行う。
- 浦底断層は、いずれのケースもNoda et al.(2002) (以下「耐専式」という。) の適用範囲外となることから、NGA等の適用可能な複数の距離減衰式を用いて評価する。

1. 回帰分析に用いた地震の諸元

$5.5 \leq M_j \leq 7.0$ (M_j : 気象庁マグニチュード)

$h \leq 60\text{km}$ (h : 震源深さ)

$28\text{km} \leq X_{eq} \leq 202\text{km}$ (X_{eq} : 等価震源距離)

2. 観測記録を用いて距離減衰式の適用性について検討した際に用いた地震の諸元

$5.4 \leq M_j \leq 8.1$

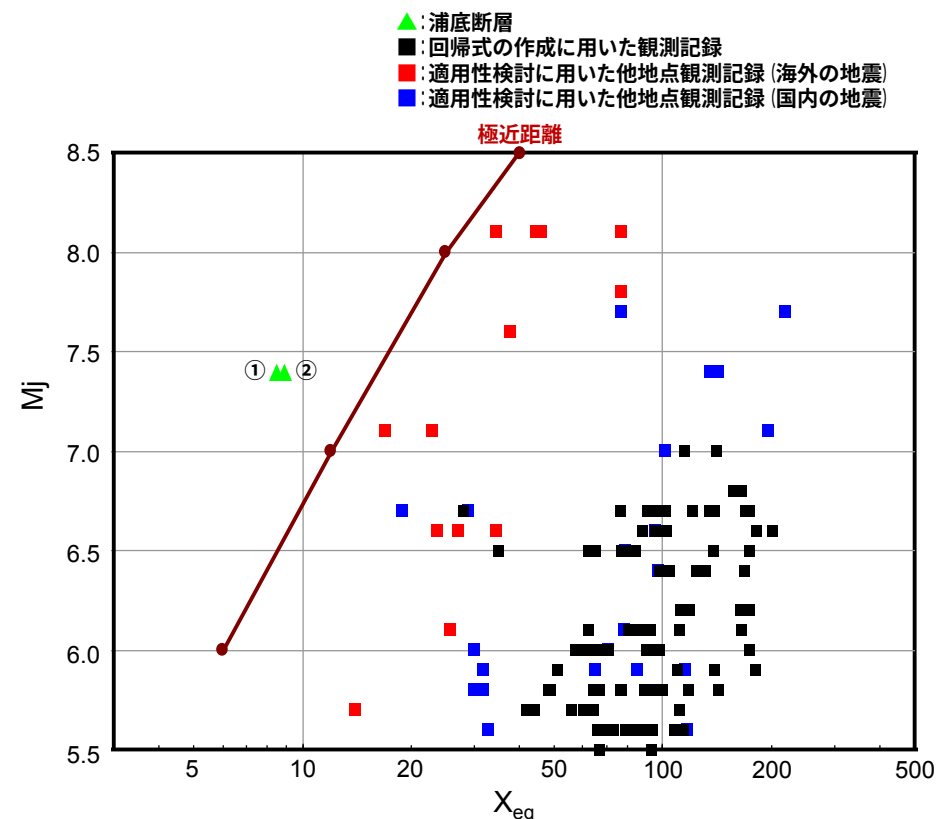
$h \leq 60\text{km}$

$14\text{km} \leq X_{eq} \leq 218\text{km}$

浦底断層の諸元 (M_j 及び X_{eq})

ケース	M_j^*	$X_{eq}(\text{km})$
①基本ケース	7.4	8.5
②傾斜角の不確かさを考慮	7.4	8.9

* M_j は、松田(1975)により算定



平成21年5月22日原安委意見交換会資料 (東京電力) に加筆
地震データの比較 (M_j 及び等価震源距離 X_{eq})

浦底断層の地震動評価 (耐専式以外の距離減衰式)

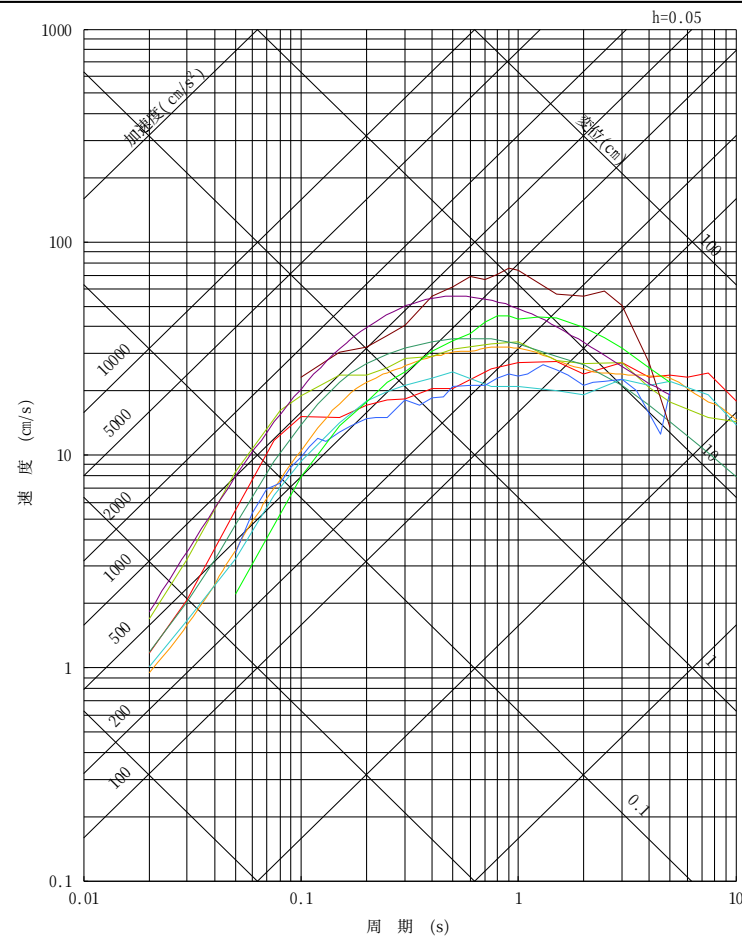
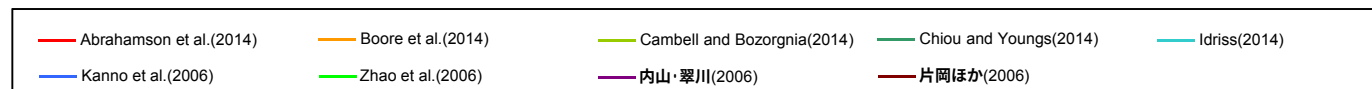
- 浦底断層は、耐震式が適用範囲外であるため、国内外の地震観測記録に基づき作成された以下に示すその他の距離減衰式を用いて、応答スペクトルに基づく手法の地震動評価を実施する。

距離減衰式	データベース諸元					備考
	対象地震	地震種別	Mwの範囲	断層最短距離の範囲	地盤種別*1	
Kanno et al.(2006)	主に国内	内陸 プレート間 プレート内	5.5～8.2	1～500km	$100 \leq V_{s30} \leq 1,400 \text{m/s}$ (原論文の図から読取)	原論文の評価式を用いて補正
Zhao et al.(2006)	主に国内		5.0～8.3	0.3～300km	・ $V_{s30} > 1,100 \text{m/s}$ ・ $V_{s30} > 600 \text{m/s}$ 等で整理	原論文の評価式を用いて補正
内山・翠川(2006)	日本周辺		5.5～8.3	300km以内	$V_{s30} = 500 \text{m/s}$ 程度の 工学的基盤	—
片岡他(2006)	日本周辺	内陸 海溝性	4.9～8.2	250km以内	工学的基盤 (31測点) の V_{s30} の平均値は720m/s	—
Abrahamson et al.(2014)	国内外	内陸	3.0～8.5	300km以内	$180 \leq V_{s30} \leq 1,500 \text{m/s}$	原論文の評価式を用いて補正
Boore et al.(2014)			3.0～8.5 (横ずれ) 3.0～8.5 (逆断層) 3.3～7.0 (正断層)	400km以内	$150 \leq V_{s30} \leq 1,500 \text{m/s}$	原論文の評価式を用いて補正
Cambell and Bozorgnia(2014)			3.3～8.5 (横ずれ) 3.3～8.0 (逆断層) 3.3～7.0 (正断層)	300km以内	$150 \leq V_{s30} \leq 1,500 \text{m/s}$	原論文の評価式を用いて補正
Chiou and Youngs(2014)			3.5～8.5 (横ずれ) 3.5～8.0 (逆断層) 3.5～8.0 (正断層)	300km以内	$180 \leq V_{s30} \leq 1,500 \text{m/s}$	原論文の評価式を用いて補正
Idress(2014)			5.0～8.0	150km以内	$450 \leq V_{s30} \leq 2,000 \text{m/s}$	原論文の評価式を用いて補正

*1 V_{s30} : 地表から深さ30mまでの平均S波速度 (敦賀発電所2号炉は、 $V_{s30} = 1,600 \text{m/s}$)

浦底断層の地震動評価結果(ケース1:基本ケース)

○応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果(Mw6.7, 断層最短距離3.01km)

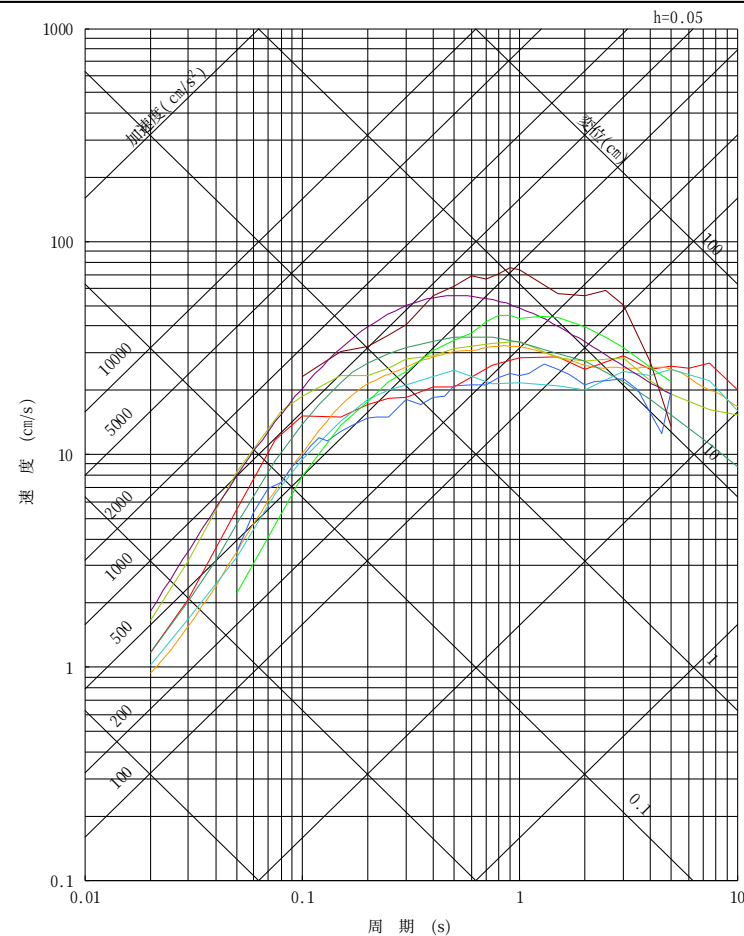
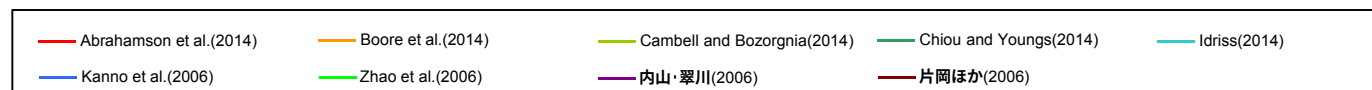


水平方向

擬似速度応答スペクトル

浦底断層の地震動評価結果 (ケース2: 傾斜角の不確かさを考慮)

○ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果 (Mw6.8, 断層最短距離3.29km)



水平方向

擬似速度応答スペクトル

目次

- 1. 検討方針
 - 2. 知見の整理
 - 2.1 断層浅部のすべりの特徴
 - 2.2 震源極近傍における地震動の特徴
 - 2.3 深部と浅部におけるすべりの比較
 - 2.4 地震観測記録の再現解析(その1)(その2)
 - 2.5 震源極近傍における被害分析
 - 2.6 まとめ
 - 3. 震源モデルの設定法
 - 3.1 震源モデルの設定法
 - 3.2 2016年熊本地震での検証
 - 3.3 まとめ
 - 4. 浦底断層の地震動評価
 - 4.1 地下構造評価の概要
 - 4.2 基本震源モデルによる地震動評価
 - 4.3 不確かさを考慮した地震動評価
 - 4.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
 - 4.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
 - 4.6 まとめ
 - 5. 全体まとめ
 - 6. 参考文献
- 補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について
- 補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)
- 補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

本資料とC.H.ショルツ (2010) の引用箇所への対応

本資料		C.H.ショルツ (2010) ※	
表題	該当頁	項	該当頁
速度と状態に依存する摩擦則	12	2.3.2 摩擦に対するすべり速度の効果; RS摩擦則	79, 80, 81
		2.3.2 Rate effects on friction: the rate and state variable friction laws	83, 84, 85
すべりの安定, 不安定	13	2.3.1 イントロダクション	78
		2.3.1 Introduction	82
		2.3.2 摩擦に対するすべり速度の効果; RS摩擦則	86
		2.3.2 Rate effects on friction: the rate and state variable friction laws	87, 88
		2.3.3 摩擦の安定・条件つき安定・不安定の領域	84, 85
		2.3.3 Frictional stability regimes	87, 88
すべりの安定, 不安定と地震発生層の関係 (1/2)	14	3.4.1 せん断ゾーンの断面のモデリング	143, 144, 145
		3.4.1 A synoptic shear zone model	148, 149, 150
すべりの安定, 不安定と地震発生層の関係 (2/2)	15	3.4.1 せん断ゾーンの断面のモデリング	145
		3.4.1 A synoptic shear zone model	150, 151, 152

※ 上段: C.H.ショルツ(2010)の該当箇所

下段: C.H.ショルツ(2010)の原書であるC.H.Scholz (2002) の該当箇所

C.H.Scholz (2002) : The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Second edition, Cambridge University Press.