

## 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)

令和元年12月13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の考え方

- 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価(浦底断層の地震動評価)を行うにあたり下記事項を検討した。
- 地震動の特徴： 知見整理結果から、地表地震断層近傍における地震動の特徴は、浅部断層の影響により、長周期の速度パルス波や永久変位が現れることである。
- 短周期地震動： 浅部断層からの短周期地震動の発生について文献調査したところ、その発生を考慮する根拠となりうる知見はないと判断した。
- 2016年熊本地震の再現解析： 地表地震断層まで含めた断層全体を考慮する震源モデルを検討して再現解析を行ったところ、浅部断層からの短周期地震動を考慮しない震源モデルにより、地表地震断層近傍の観測記録を再現することができた。
- 地震動評価の考え方： 以上の検討結果から、2016年熊本地震の再現解析に用いた震源モデル設定法を浦底断層の基本震源モデルに反映した。また、震源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。

## 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(1/3)

### ○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。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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></li> <li>・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></li> <li>・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></li> </ul>	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>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・P120～123</li> <li>・P273～297</li> </ul>
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

## 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(2/3)

### ○コメント

No.	日付	回次	内容	回答概要	該当箇所
3	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価手法については、学協会においても議論が継続しており、浅部断層から短周期地震動が発生する・発生しない両方の意見があるため、両論を整理した上で地震動評価の考え方を示すこと。	浅部断層からの短周期地震動に関する知見について、学協会の査読論文もしくは報告・資料を中心に両論整理するとともに、より多くの知見を確認するため、学会大会発表等の文献についても確認し、考察を行った。その結果、浅部からの短周期地震動を考慮する根拠になりうる知見はないと判断した。その上で、原子力施設には短周期構造物が多いことを踏まえ、余裕の考慮も含め、地震動評価の考え方を整理して示した。	・P79～106 ・P125,126
4	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	野島断層や1999年集集地震の断層をボーリングし、深部の断層面から直接試料を採取して性状を分析している知見がある。また、1999年集集地震を中心に、熱学や物質化学の観点から検討された知見もある。地震学以外のこれら知見も踏まえた上で断層浅部のモデル化が適切か検討すること。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・直接断層コア試料を採取し、摩擦、熱、物質科学的観点とすべりの関係が検討されている知見を収集した結果、断層浅部において地震時に作用した摩擦力等を推定した文献はあったが、短周期地震動の発生を示すものではなかった。</li> <li>・No.3の回答概要と併せ、浅部断層からの短周期地震動励起を前提としない震源モデルは適切と判断した。</li> </ul>	・P67～75 ・P96～103
5	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	C.H.ショルツ(2010)で紹介されている速度－状態変数摩擦則について、地震時の断層すべりに適用できるか当該文献を精査して確認すること。	C.H.ショルツ(2010)では、速度－状態変数摩擦則は震源核形成に関する説明に用いられており、地震時における断層のすべりの進展には直接用いられていないことを確認した。	・P94

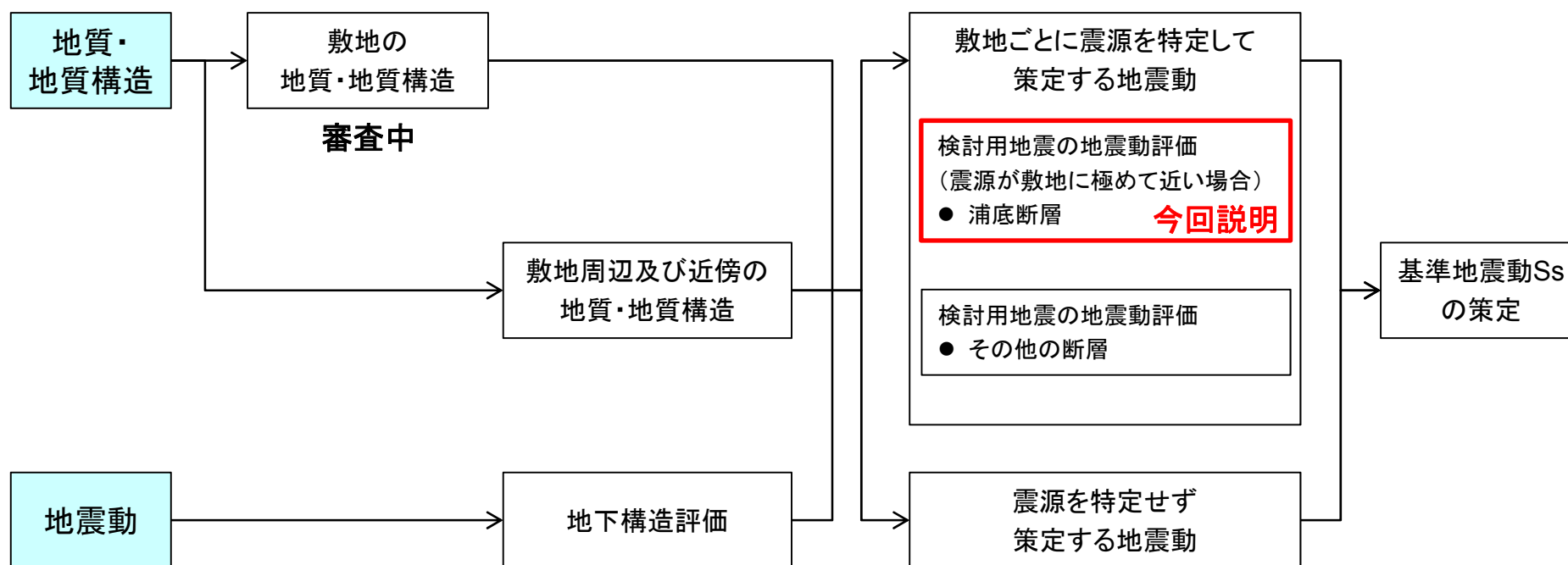
## 敦賀発電所2号炉 地震動評価に関する主要な論点及びコメント(3/3)

### ○コメント

No.	日付	回次	内容	回答概要	該当箇所
6	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	地震時の断層すべりでは、限界すべり距離 $D_0$ と限界すべり前後の挙動が重要であるため、説明を充実させること。	速度－状態変数摩擦則において、限界すべり距離は既存の接触の集団が破壊され、相関のないあらたな接触集団におきかわるのに必要なすべり距離(C.H. ショルツ(2010))であることを記載し、説明を充実させた。	・P64
7	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	震源過程解析等の知見について、対象周波数帯を踏まえた上で観測記録の再現性を確認すること。また、当該知見で課題とされている点についても整理すること。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・震源過程解析(インバージョン解析、フォワード解析)で対象としている周波数帯を整理した。インバージョン解析では概ね1Hz以下が多く、フォワード解析では概ね10Hz以下が多いものの、一部知見では50Hzまで対象としていることを確認した。</li> <li>・当該知見において、再現解析にあたり課題が記載されている場合には、それを明記した。</li> </ul>	・P21～52
8	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	1999年集集地震では、北部と南部で性格の違う地震動が観測されている。特に南部では、変位が小さいものの加速度が大きい記録が得られているので、北部だけでなく南部についても知見を整理すること。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・1999年集集地震の観測記録の分析結果から、北部と南部における地震動の特徴の違いを整理した。</li> <li>・断層近傍で大加速を観測した南部の観測点について、その要因を分析した知見から、当該地震計の設置状況の影響であることを確認した。</li> <li>・1999年集集地震について、南部も含めて震源極近傍における建物被害に関する知見を整理した。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・P18,19</li> <li>・P54</li> </ul>
9	平成31年 4月26日	第711回 審査会合	益城町では観測記録と計算結果が整合している一方で、西原村では特に0.2秒よりも短周期側において計算結果が観測記録を下回っている。この要因について浅部断層の影響が考えられるため、再度検討すること。	SMGAモデル上端深さを、地盤モデルの速度構造(P波速度構造)から推定される地震発生層上端に整合させて、再度、再現解析を実施した。結果として、浅部からの短周期地震動を考慮しないモデルにより、西原村観測記録の短周期成分を再現することができた。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・P114～124</li> <li>・P273～297</li> </ul>

## 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年熊本地震の再現解析

- ・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、地表地震断層近傍の観測記録を再現できることを確認した。

### ○断層長さ

- ・申請時では浦底ー内池見断層の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	9
2. 知見の整理	11
2.1 震源極近傍における地震動の特徴	13
2.2 震源過程	21
2.3 震源近傍における建物被害	53
2.4 摩擦とすべり等の関係	67
2.5 まとめ	76
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察	79
4. 基本震源モデルの地震動評価法	107
4.1 震源モデルの設定及び計算手法	107
4.2 2016年熊本地震の再現解析	114
4.3 まとめ	124
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方	125
6. 浦底断層の地震動評価	127
6.1 地下構造評価の概要	127
6.2 基本震源モデルによる地震動評価	141
6.3 不確かさを考慮した地震動評価	164
6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価	227
6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討	240
6.6 まとめ	264
7. 全体まとめ	265
8. 参考文献	267
補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について	273
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)	298
補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について	303

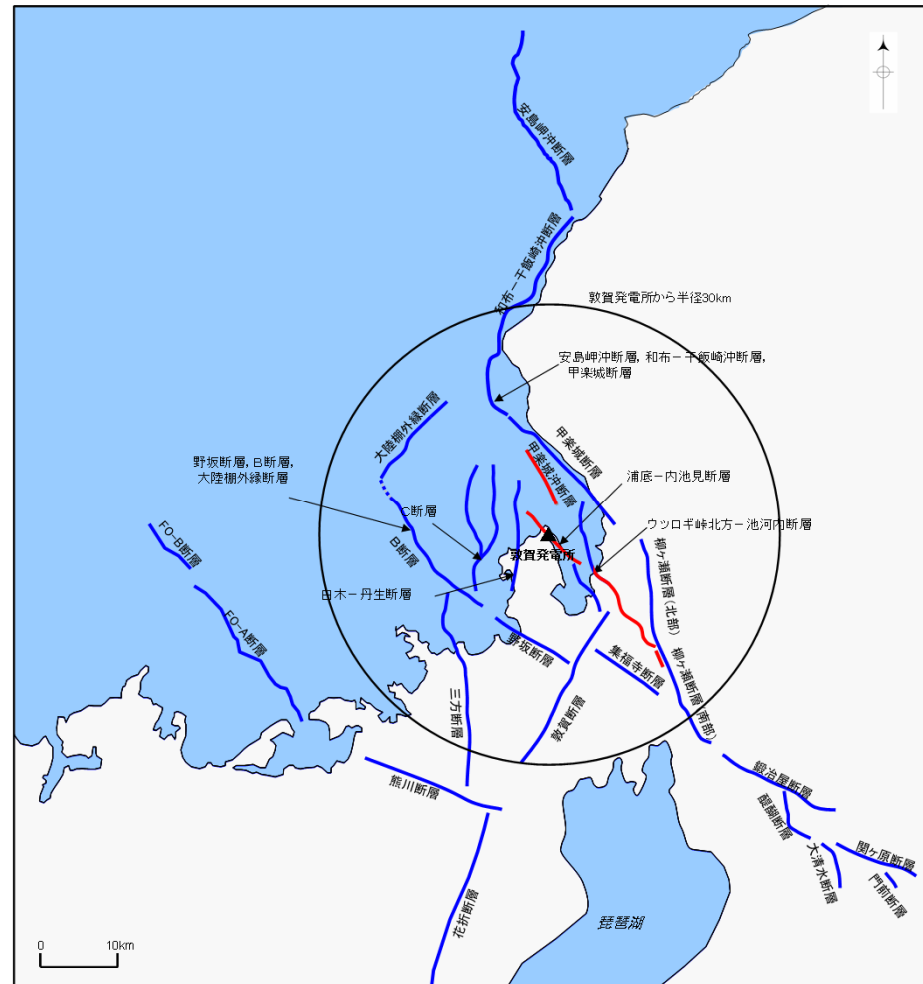


1. 検討方針

# 敷地周辺の断層分布

○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。



—: 浦底断層(甲楽城沖断層  
～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

# 震源が極めて近い場合の地震動評価に関する規制要求事項と検討方針

## ■審査ガイド抜粋

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(アスペリテリィ)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。

## ■規則の解釈、別記2抜粋

⑥内陸地殻内地震について選定した検討用地震のうち、震源が敷地に極めて近い場合は、地表に変位を伴う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するとともに、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、上記⑤の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基準地震動を策定すること。

## ■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 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
  - 2.5 まとめ
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察
4. 基本震源モデルの地震動評価法
  - 4.1 震源モデルの設定及び計算手法
  - 4.2 2016年熊本地震の再現解析
  - 4.3 まとめ
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方
6. 浦底断層の地震動評価
  - 6.1 地下構造評価の概要
  - 6.2 基本震源モデルによる地震動評価
  - 6.3 不確かさを考慮した地震動評価
  - 6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
  - 6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
  - 6.6 まとめ
7. 全体まとめ
8. 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 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。
2.2 震源過程	インバージョン解析	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。
	フォワード解析 (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。
2.3 震源近傍における建物被害		地表地震断層近傍における建物被害の特徴に関する知見を整理した。
2.4 摩擦とすべり等の関係	摩擦構成則	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た。
	断層掘削研究等	直接断層コア試料を採取して摩擦、熱、物質科学的観点とすべりの関係が検討されている知見等を収集した。

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, 1992年ランダース地震, 1999年集集地震

2003年バム地震, 2011年東北地方太平洋沖地震, 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 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	
Ma et al.(2003)	1999年集集地震	
Wen et al.(2001)		
岩田(2016)	2016年熊本地震	

※ 「4. 基本震源モデルの地震動評価法」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、1999年集集地震(北部)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 $u_n(x,t)$

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

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

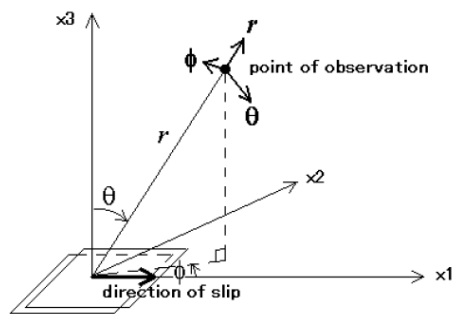
$k_p, k_s$ : P波, S波の波数,  $l_p, l_s$ : P波, S波の波長

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

- $k_s r = \omega r / \beta = 2\pi r / l_s < 1$  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 $\omega$ 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。

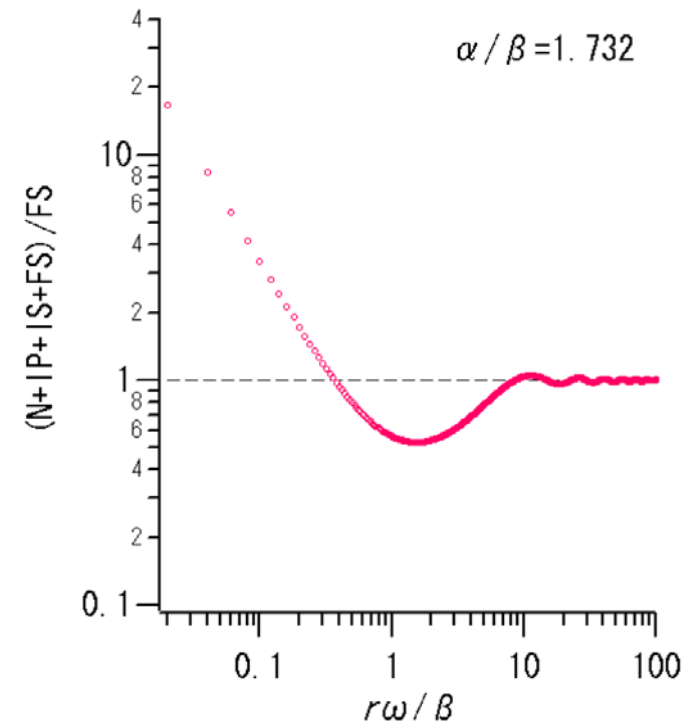
## 理論的考察 野津(2006)

- 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してされている。



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

$\alpha$ : P波速度,  $\beta$ : 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

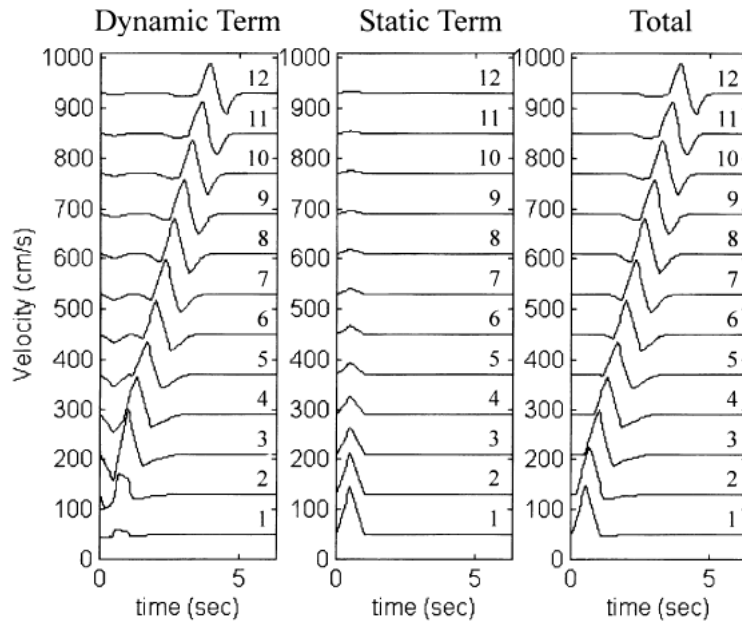
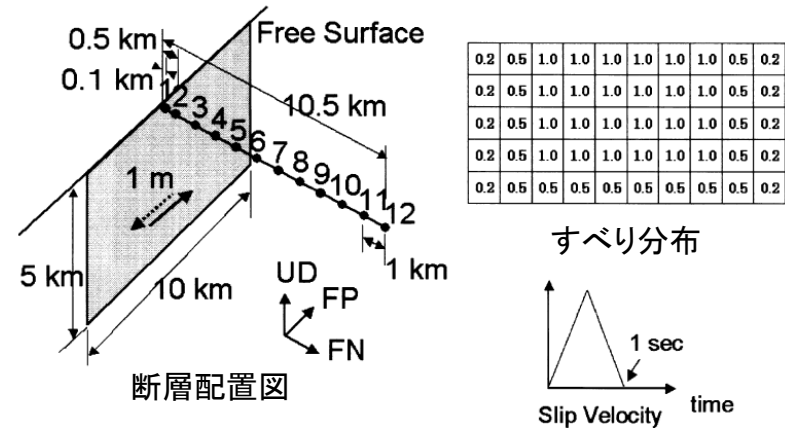


震源スペクトル比((近地項+中間項+遠地項)/遠地項)

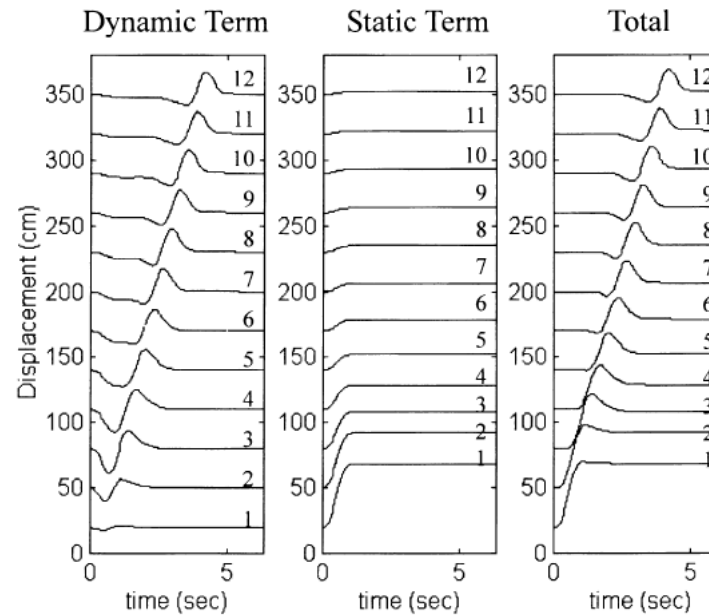
野津(2006)より抜粋・加筆

# 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。



速度波形(断層平行成分)



変位波形(断層平行成分)

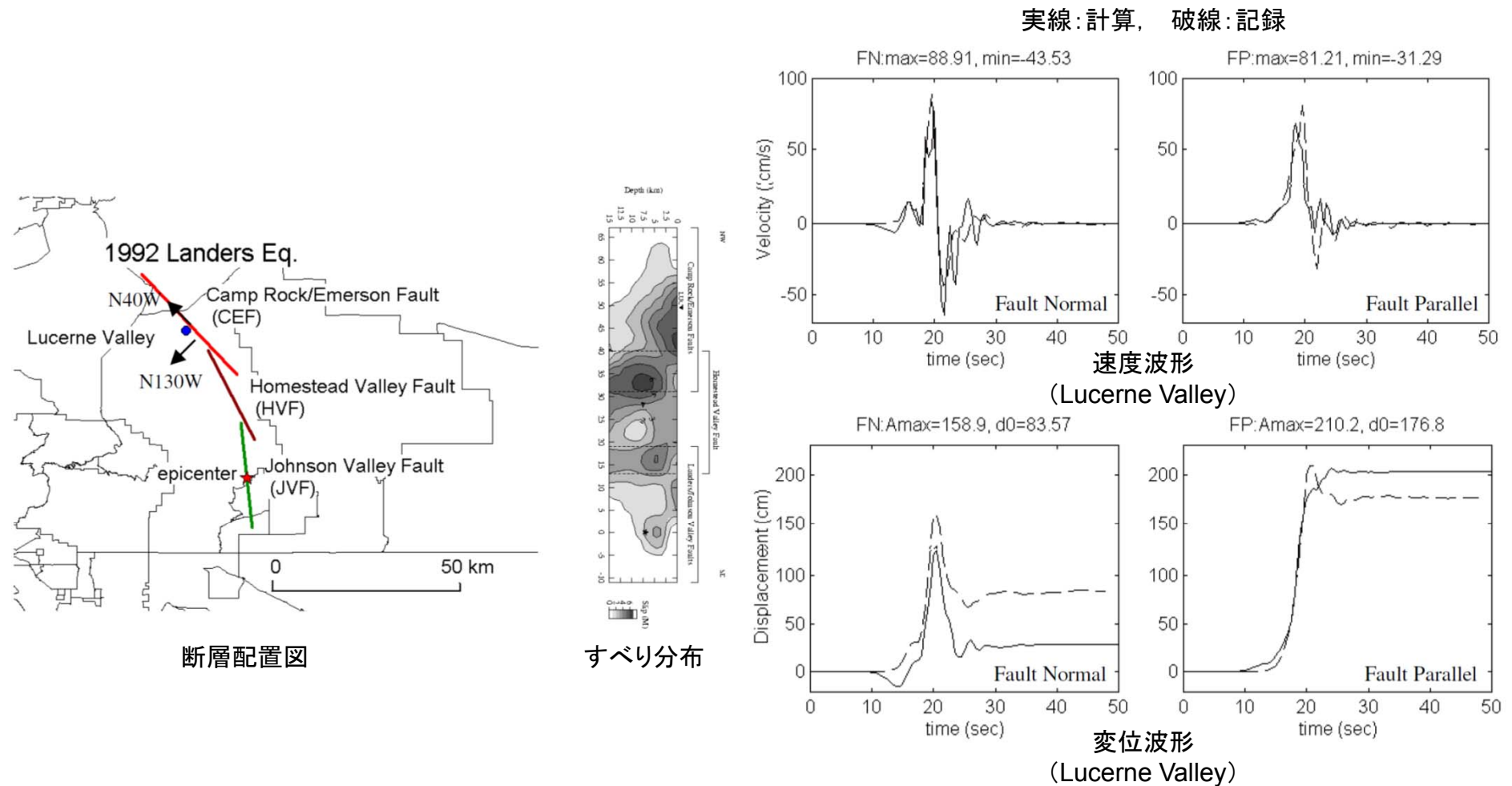
すべり速度時間関数

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。

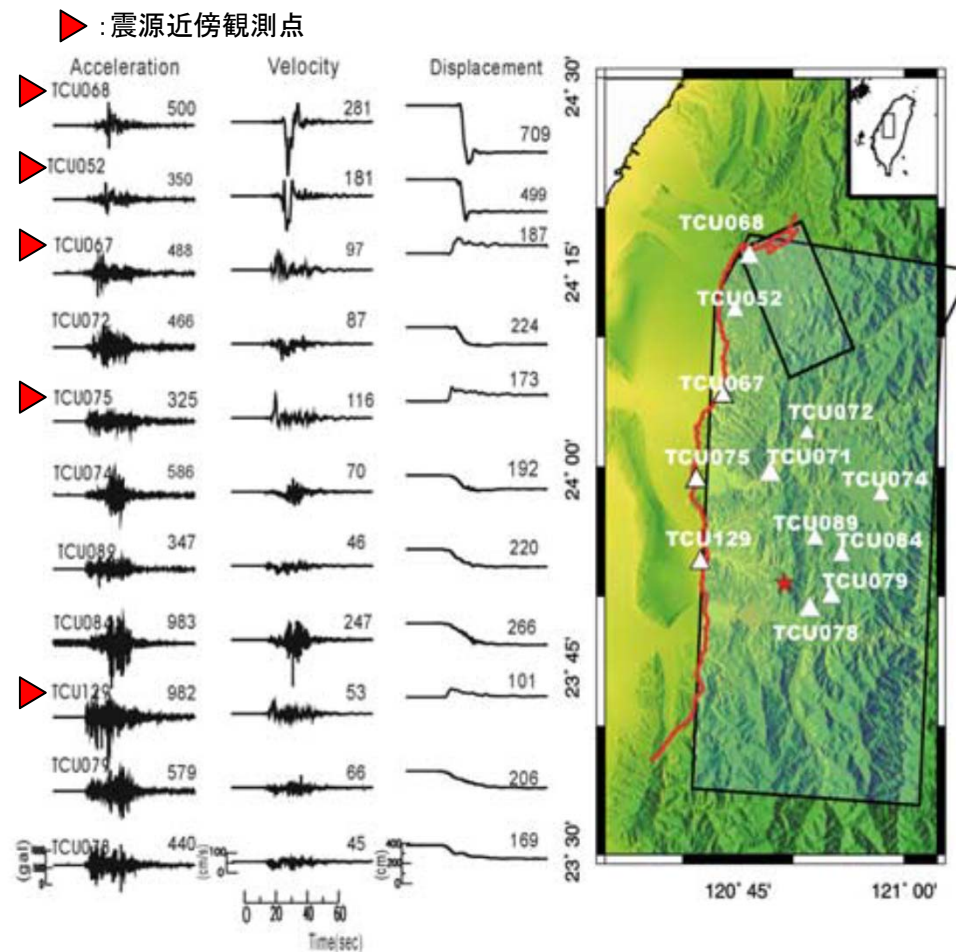


Hisada and Bielak (2004) より抜粋・加筆

## 1999年集集地震 Ma et al.(2003)

○1999年集集地震における地震観測記録の特徴が示されている。

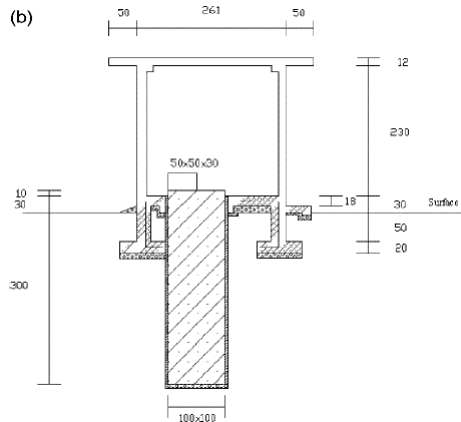
○Chelungpu断層の北端近くで、最大の変位地形が見られた付近の観測点では、大きな速度と変位が観測された。対照的に、南部では速度と変位が北部より小さいにもかかわらず、加速度は断層の南部の方が大きかったとされている。



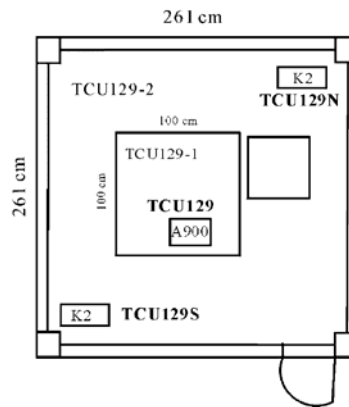
**Figure 1.** Distribution of the near-field strong-motion stations used in this study (triangles). Shown are east-west components of acceleration, velocity and displacement seismograms for the stations along the fault rupture, and on the hanging-wall of the fault. The number on each seismogram indicates the maximum amplitude in cm/s units. The surface breaks of the Chelungpu fault are shown by a bold curve. The blue boxes indicate the geometry used in *Wu et al. [2001]*. The asterisk indicates the epicenter of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake.

# 1999年台湾集集地震 Wen et al.(2001)

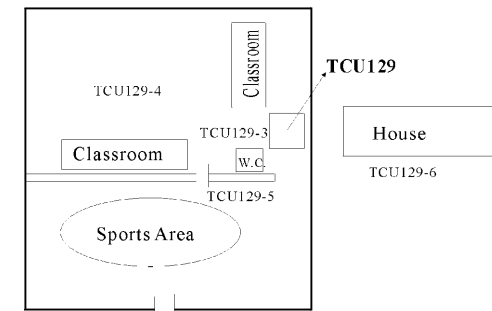
- 1999年台湾集集地震において、TCU129の地表最大加速度(PGA)が1Gを超えた原因について検討がなされている。
- TCU129の地震計は、約1m四方のコンクリート基礎の直上に設置されており、コンクリート基礎の地震動への影響を確認するため、TCU129の観測小屋内に2つの地震計(TCU129N, TCU129S)を設置し地震記録を比較した結果、TCU129N, TCU129Sとその間に位置するTCU129の地震記録が異なったため、コンクリート基礎の影響によるものであることが示されている。
- TCU129 (TCU129-1) 及びTCU129周辺 (TCU129-2, TCU129-3) で微動測定を行い、各地点に対するスペクトル比を比較した結果、TCU129-1/TCU129-2, TCU129-1/TCU129-3は、10~20Hzにおいて大きな増幅特性を示したが、TCU129周辺のTCU129-2/TCU129-3では、同様の傾向を示さなかったことから、コンクリート基礎上とその周辺とでは、地震動の挙動が異なるとされている。



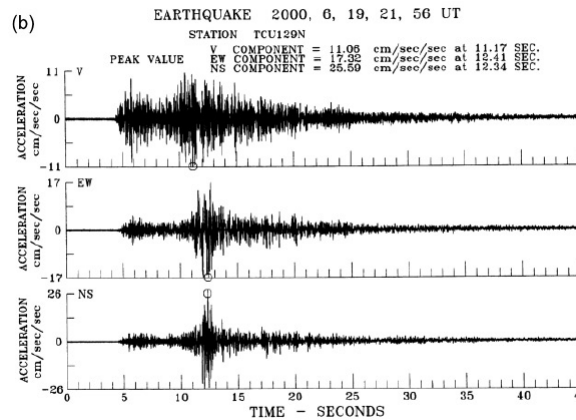
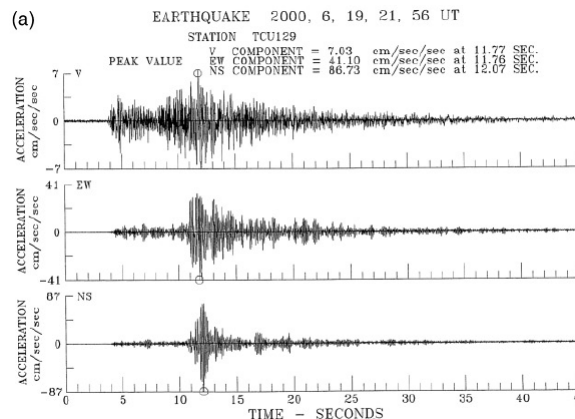
TCU129の地震計設置状況



TCU129の地震計と調査用地震計の位置

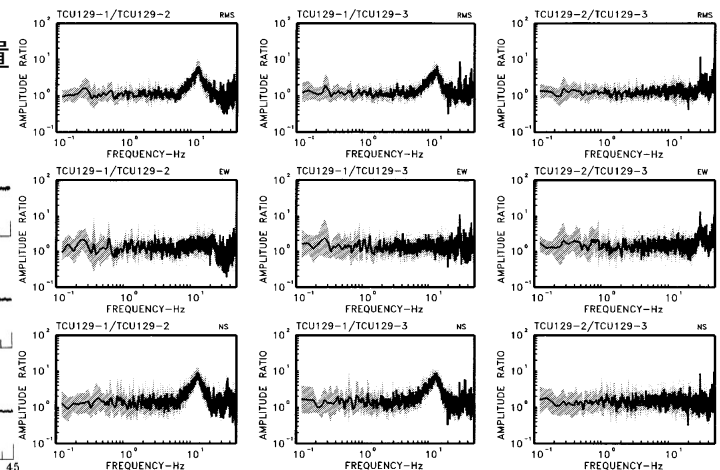


微動測定位置



加速度波形※(左図:TCU129, 右図:TCU129N)

※左図と右図とで最大値のスケールが異なる



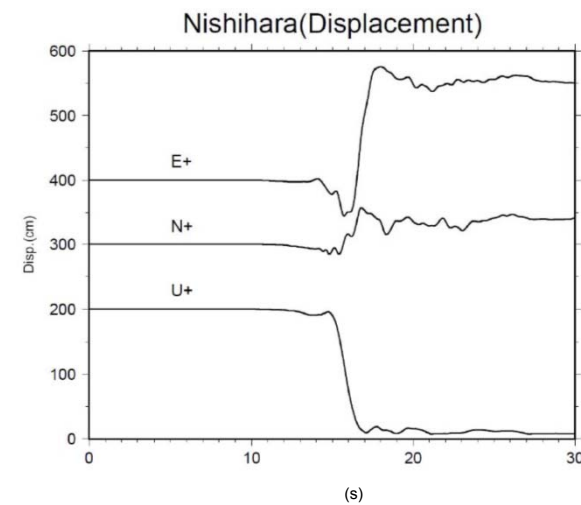
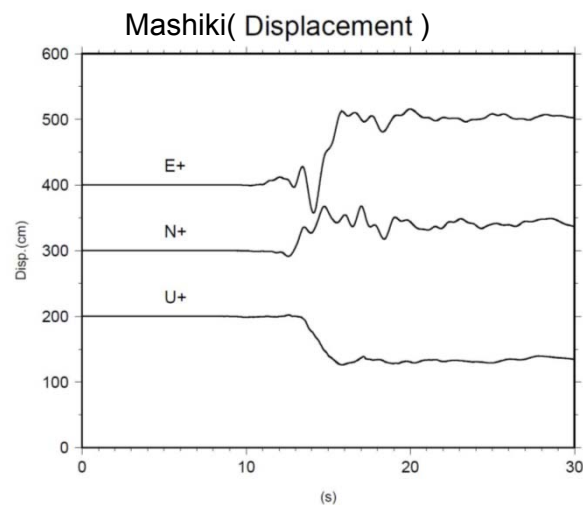
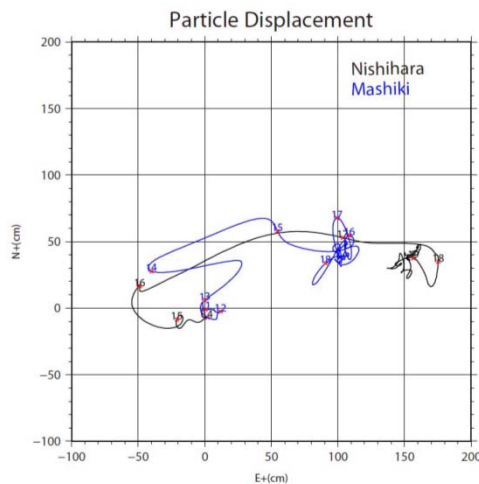
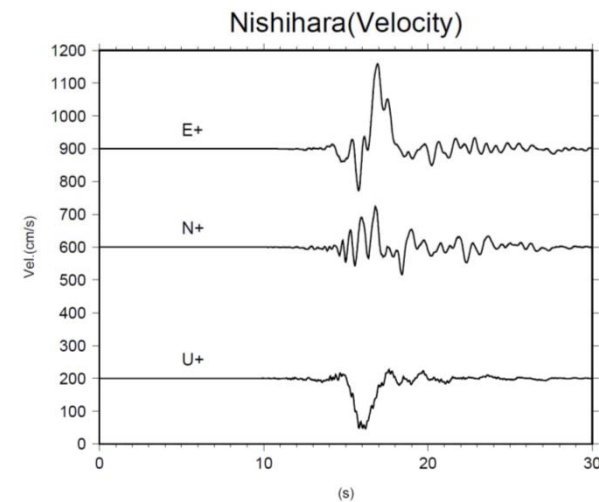
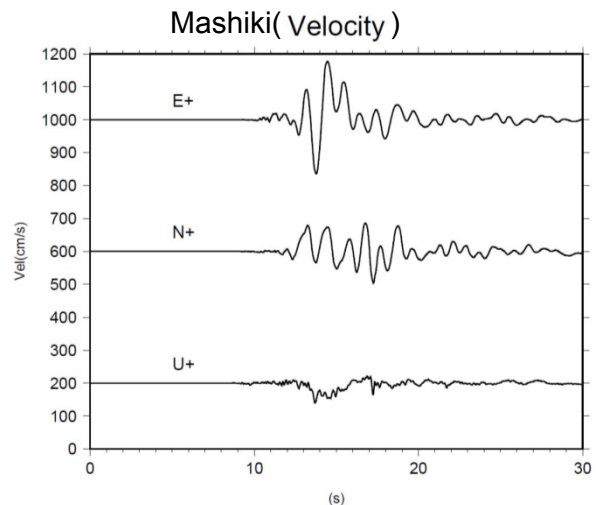
TCU129-1/TCU129-2 TCU129-1/TCU129-3 TCU129-2/TCU129-3

微動測定によるスペクトル比

Wen et al.(2001)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

## 2.2 震源過程(インバージョン解析)

### ■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	
<ul style="list-style-type: none"> <li>・Kubo et al.(2016)</li> <li>・引間(2016)</li> <li>・引間・三宅(2016)</li> <li>・Asano and Iwata(2016)</li> <li>・Yoshida et al.(2017)</li> </ul>	2016年熊本地震	

※ 「4. 基本震源モデルの地震動評価法」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

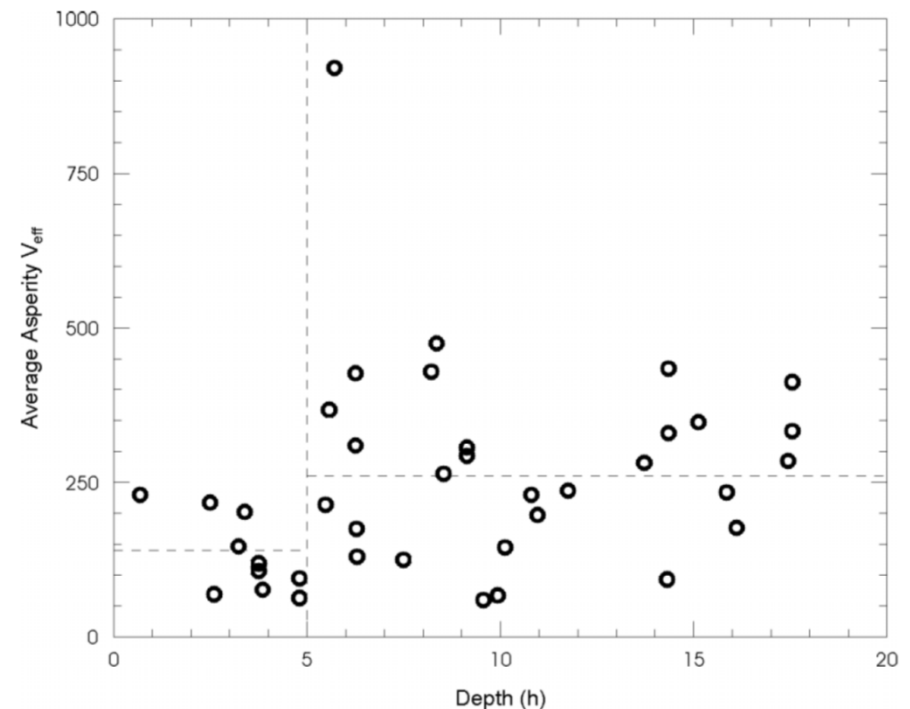
- ・ Kagawa et al.(2004)によると、深いアスペリティのすべり速度は浅いアスペリティの2倍程度とされている。
- ・ 引間他(2015)によると、2014年長野県北部地震について、深部では短周期の地震動を多く放出し、浅部では最終すべり量は大きかったものの、強震動の生成は相対的に小さかったと考えられるとされている。
- ・ 2016年熊本地震のすべり速度時間関数について、いずれの文献も深部は立ち上がりが鋭く最大速度が大きいKostrov型、浅部は幅広で最大速度が相対的に小さい形状になっており整合的である。

## 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:  $133 \pm 60$  cm/s and  $286 \pm 164$  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

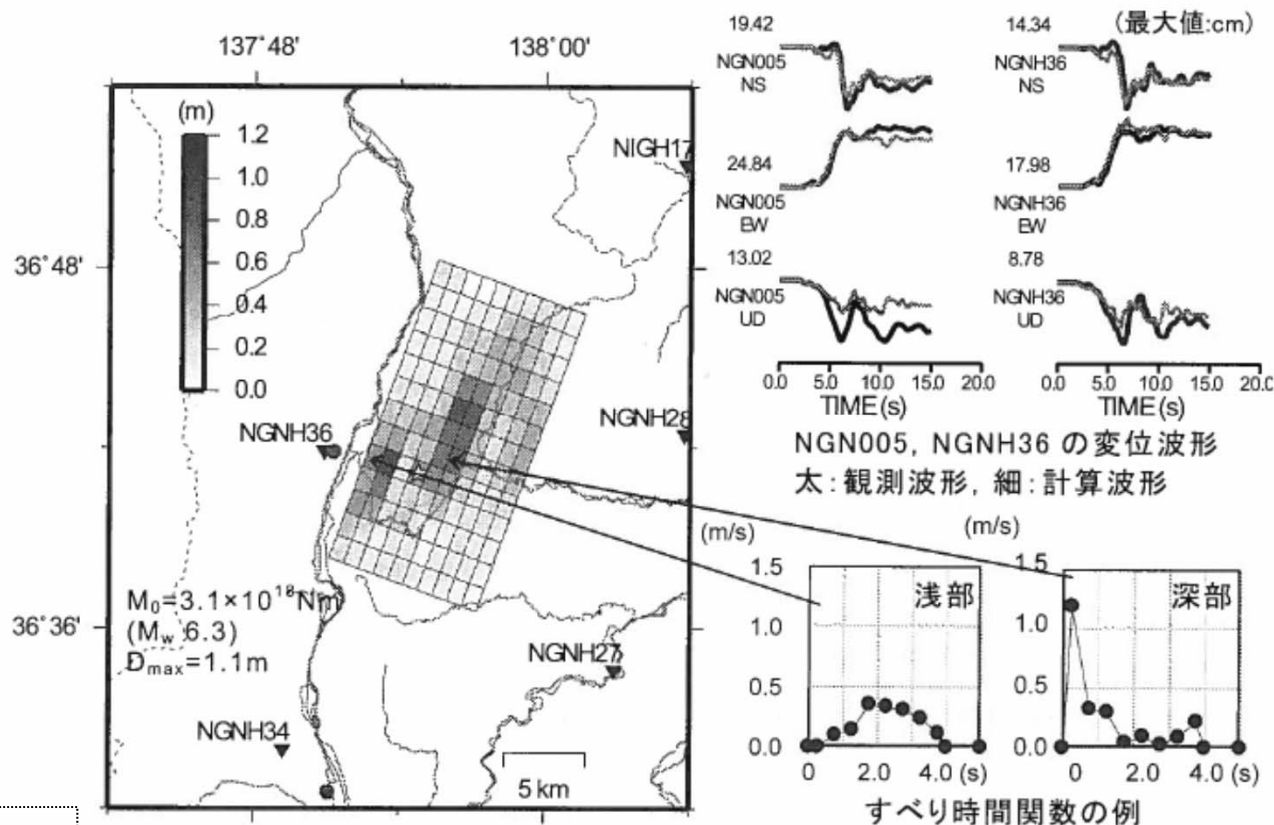
## 2014年長野県北部の地震 引間他(2015)

○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、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。

○一部で波形の再現が不十分な観測点があり、さらに詳細な検討を行う必要があるとされている。



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。

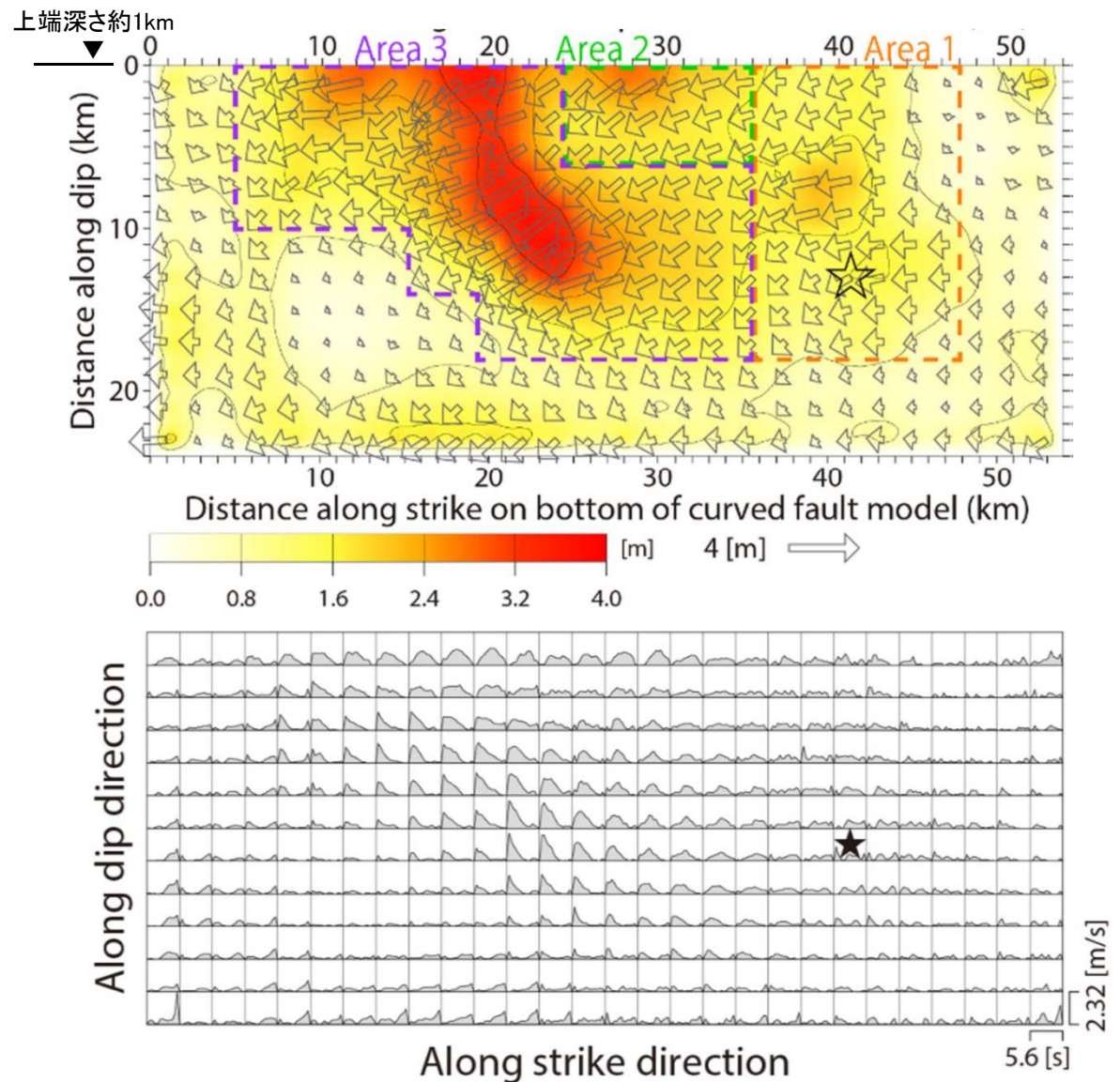
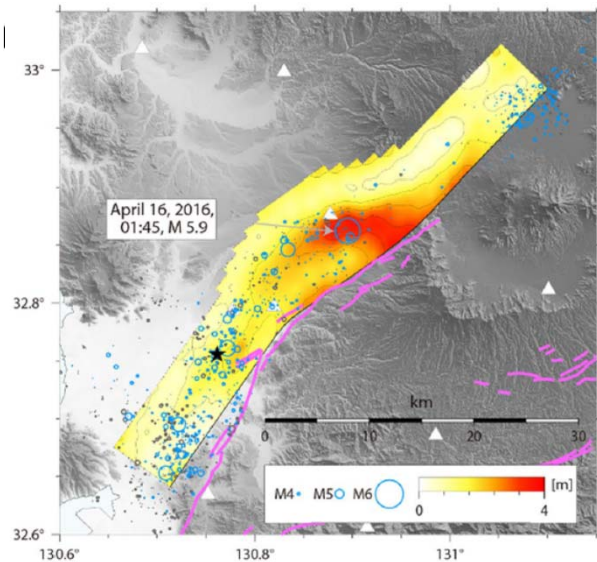
## 2016年熊本地震 Kubo et al.(2016)

○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



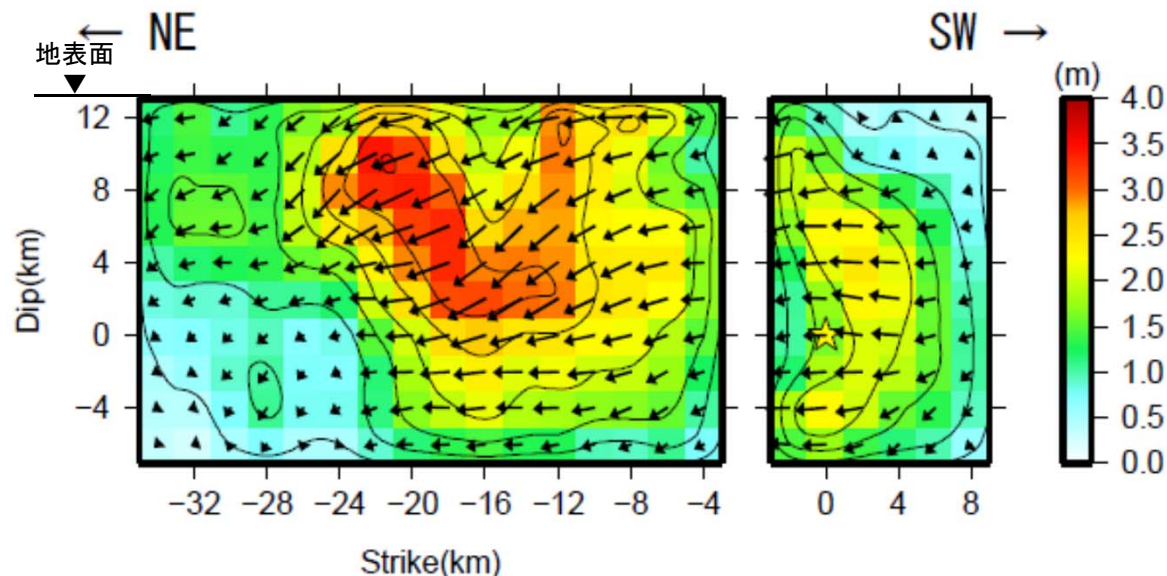
# 2016年熊本地震 引間(2016), 引間・三宅(2016)

○ 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。

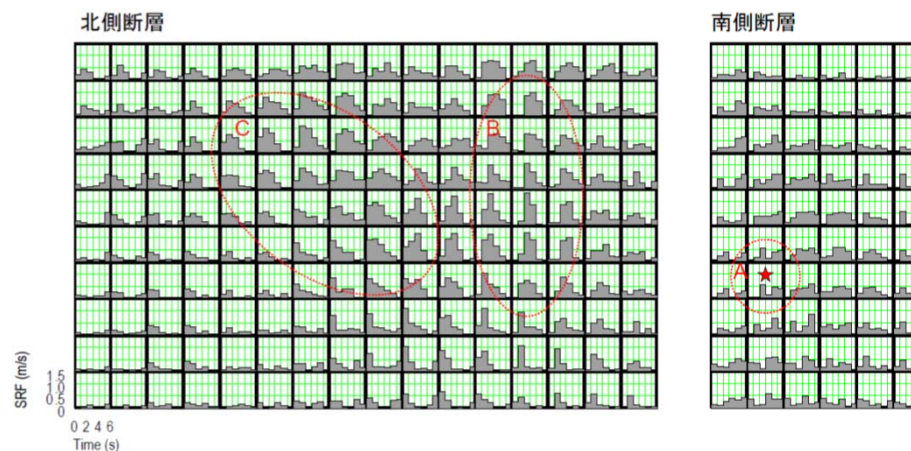
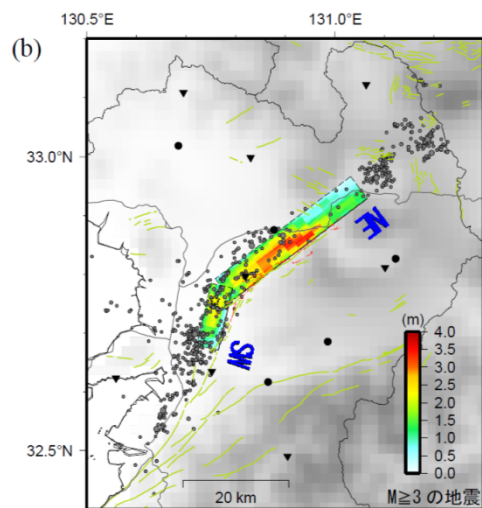
○ また、断層の浅部では時間幅が長く、最大速度は相対的に小さいことから、短周期成分の放出は少ないが、最終すべり量は大きいと解釈することもできるとされている。

○ 引間(2016)では、インバージョン解析により求めた複雑なすべりの時空間分布と震源近傍の強震動との関連については今後の検討課題であるとされている。



最終すべり量分布

<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。



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)

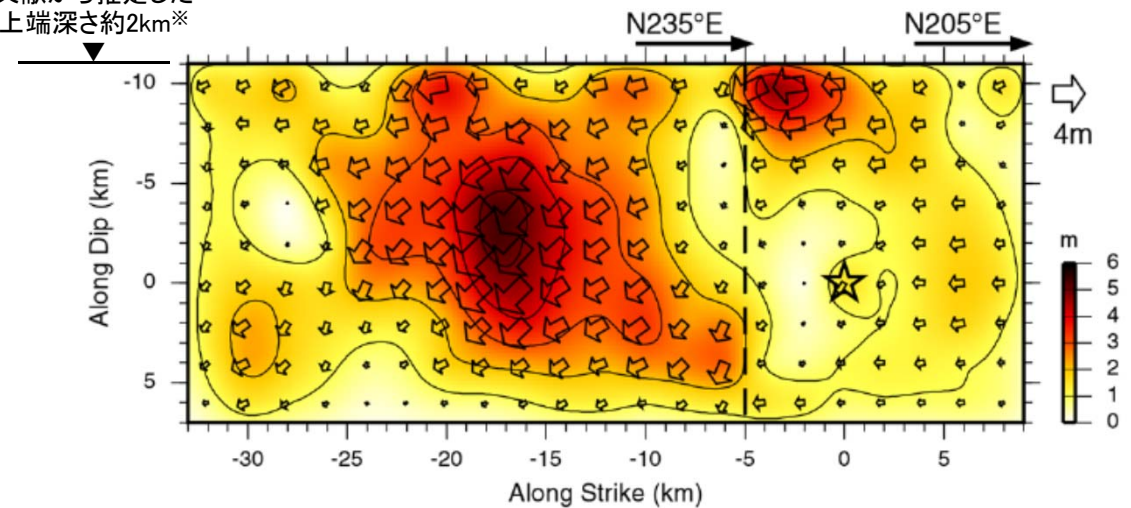
○2016年熊本地震に対し、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法に基づき、断層破壊過程が推定されている。

○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されている。

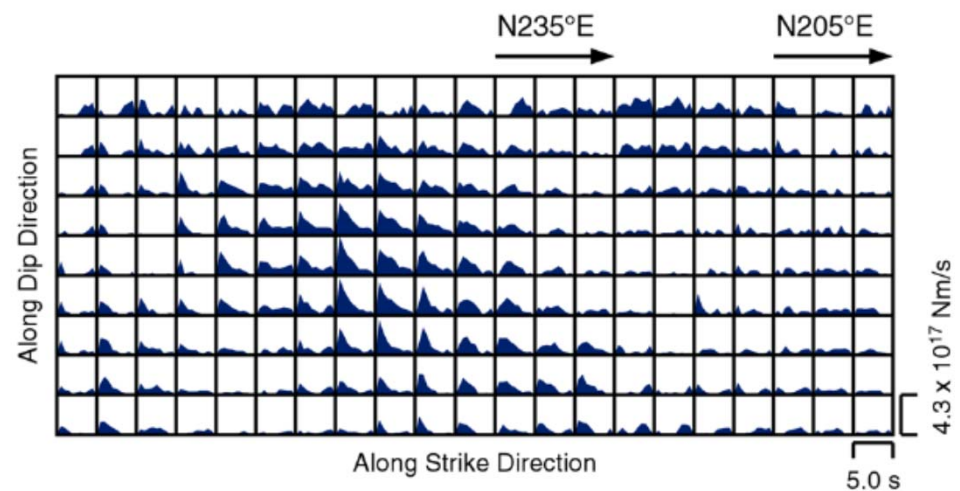
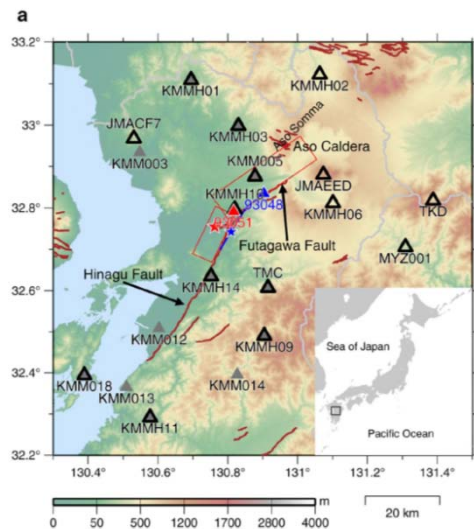
○また、モーメント解放の継続時間は、浅部の方が深部より長いとされている。

<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

※断層上端深さは、余震分布を踏まえて設定されている。

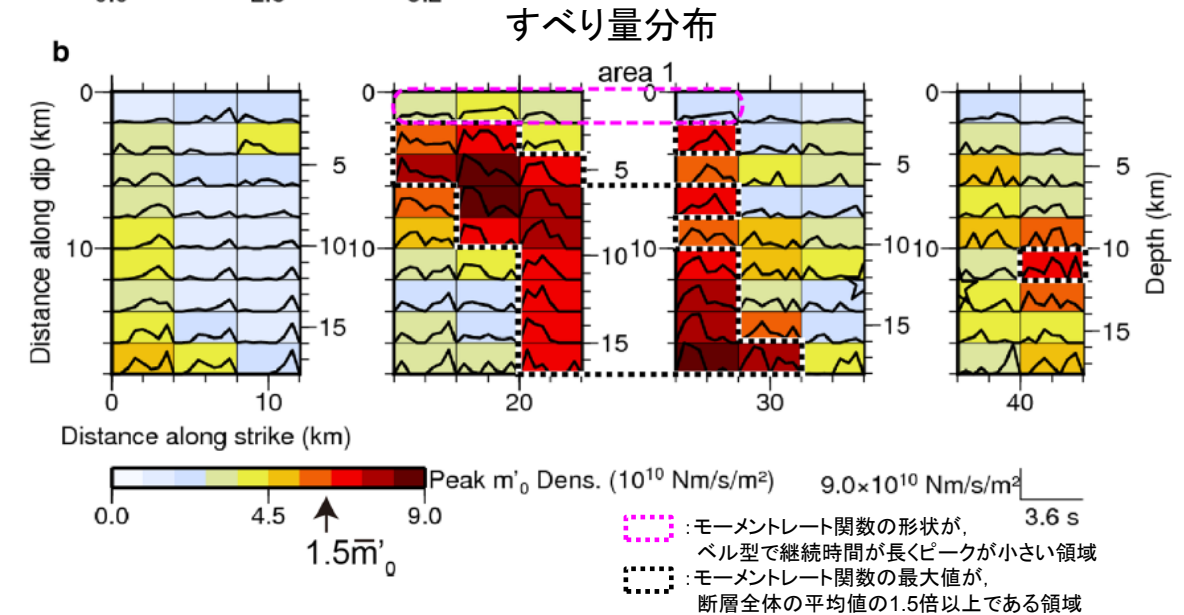
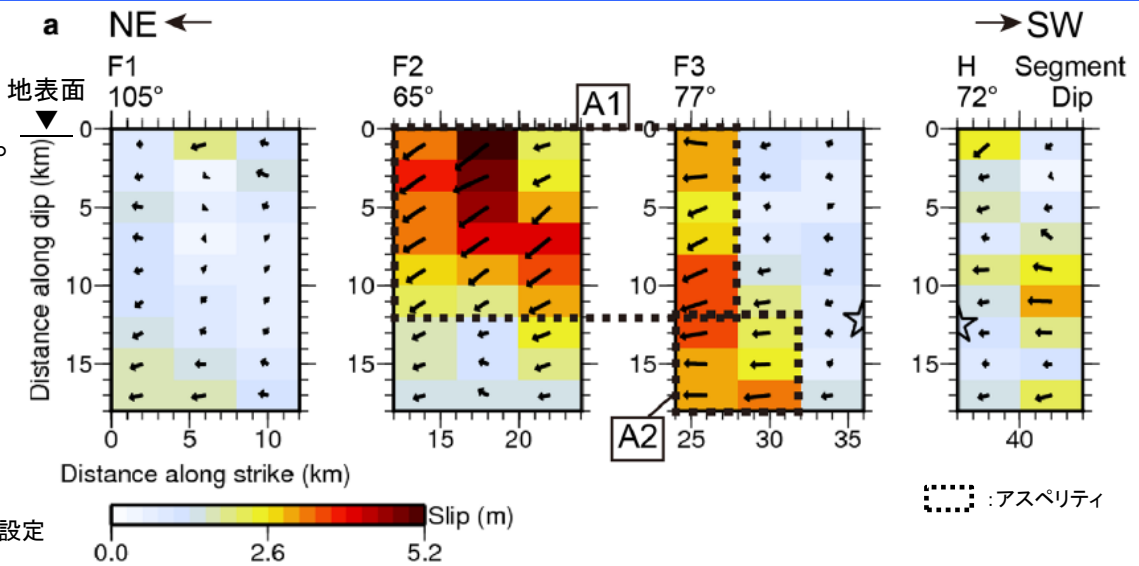
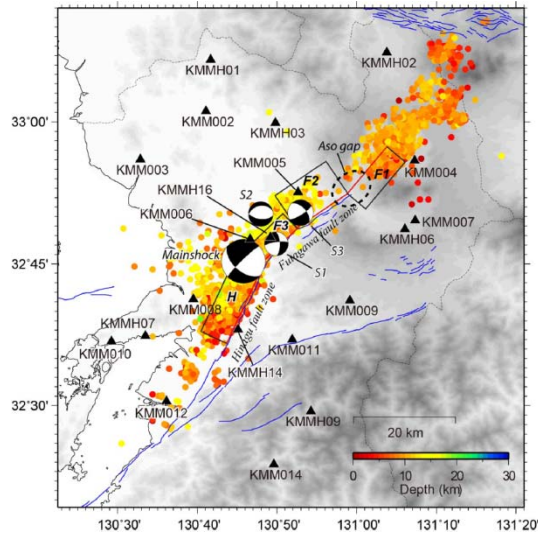
Asano and Iwata(2016)より抜粋・加筆

# 2016年熊本地震 Yoshida et al.(2017)

- 2016年熊本地震に対し、マルチタイムウィンドウ線形運動学的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。
- アスペリティ\*は、地震発生層と断層浅部に設定されている。
- 地表面近くのモーメントレート関数は、ピークが小さいベル形であり、長い継続時間であることから、地表面近くの短周期地震動は小さいことが示唆されている。

\*アスペリティは、Somerville et al.(1999)に基づき、すべり量分布から設定

＜対象周波数帯＞  
 ● 0.05Hz～1.0Hzのバンドパスフィルタを適用した速度波形を使用。



モーメントレート関数 Yoshida et al.(2017)より抜粋・加筆

## 2.2 震源過程(フォワード解析, 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。

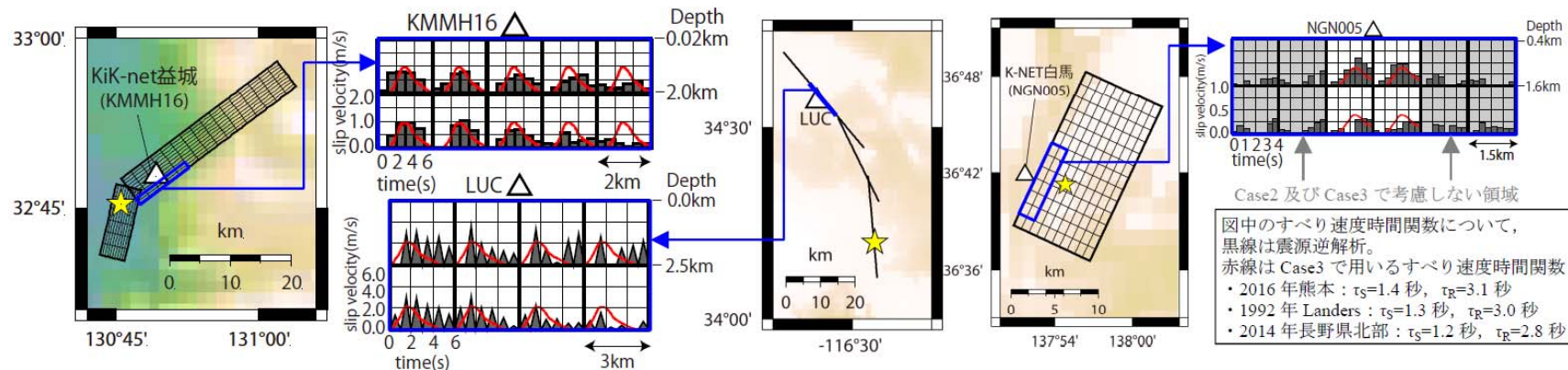
文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
田中他(2017a)	1992年ランダース地震	地震発生層以浅の影響に着目し、地表地震断層近傍で得られた地震観測記録の再現解析が行われているため。
金田他(2017)	1999年集集地震	
田中他(2017b)	2011年福島県浜通り地震	
	2014年長野県北部地震	
入倉・倉橋(2017)	2016年熊本地震	
久田・田中(2017)		

### ■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)

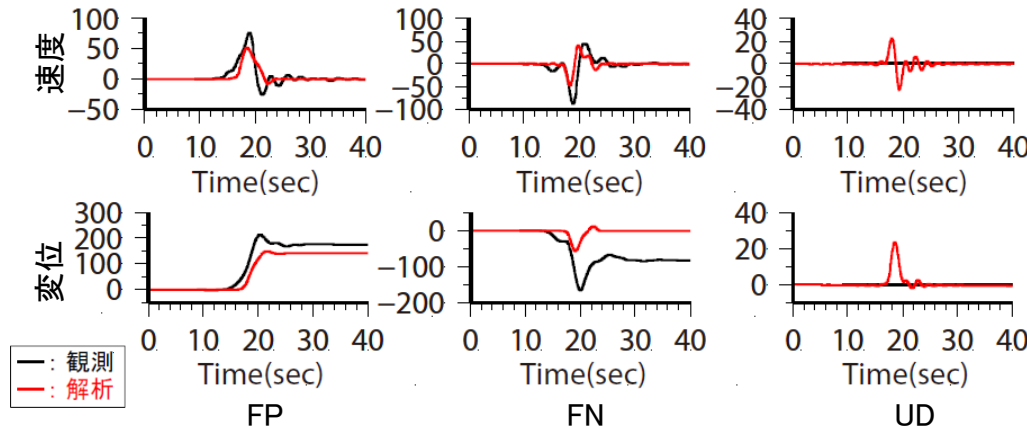
- 2016年熊本地震, 1992年ランダース地震, 2014年長野県北部の地震を対象に理論的手法を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。
- 震源逆解析において感度が高いと考えられる観測点近傍の地震発生層以浅の小断層を対象に, 震源逆解析のすべり速度時間関数を規格化Yoffe関数で近似することで, 観測記録及び震源逆解析の結果を再現できることが示されている。



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)

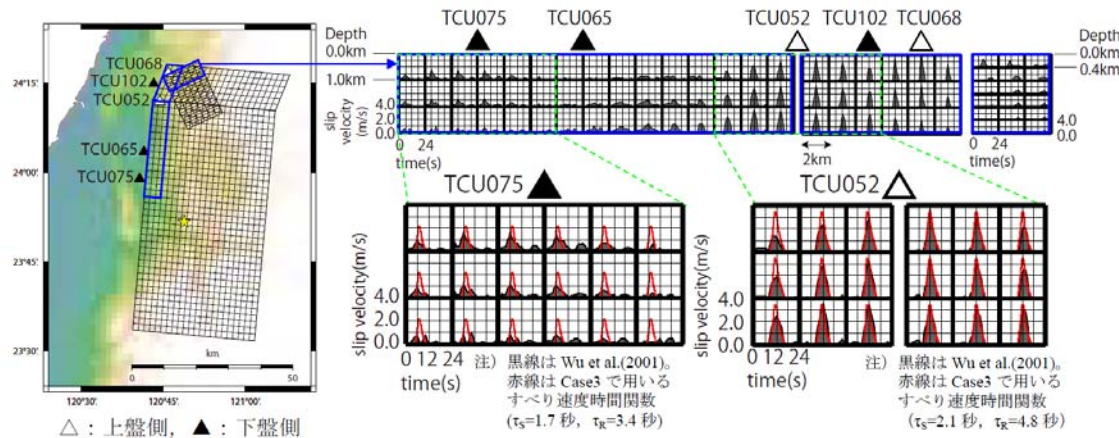
# 1999年集集地震 金田他(2017)

○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。

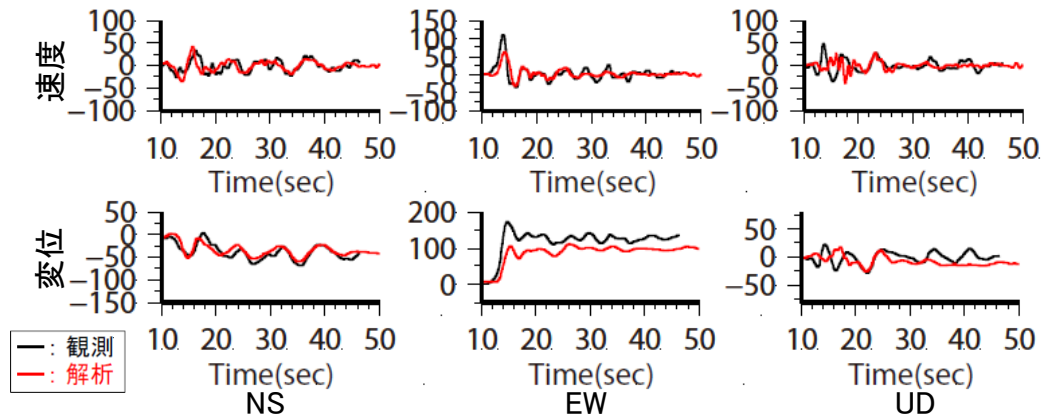
○震源逆解析において感度が高いと考えられる観測点近傍の地震発生層以浅の小断層を対象に、震源逆解析のすべり速度時間関数を規格化Yoffe関数で近似することで、観測記録及び震源逆解析の結果を再現できることが示されている。

### <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

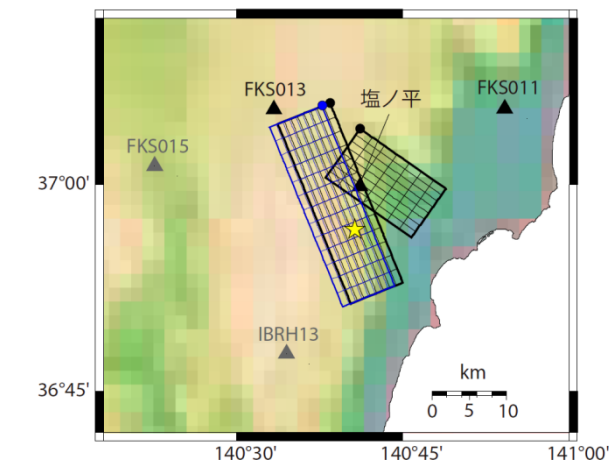
波数積分法による評価結果(TCU075, 南部, 上盤, Case4※)

金田他(2017)より抜粋・加筆

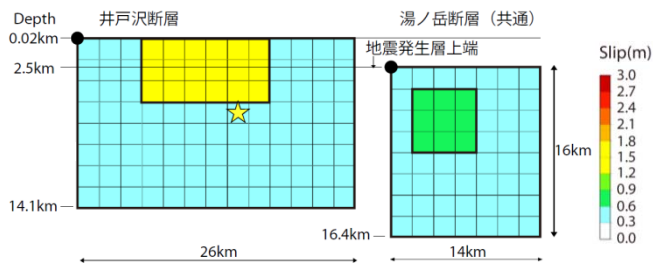
# 2011年福島県浜通り地震 田中他(2017b)

○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。

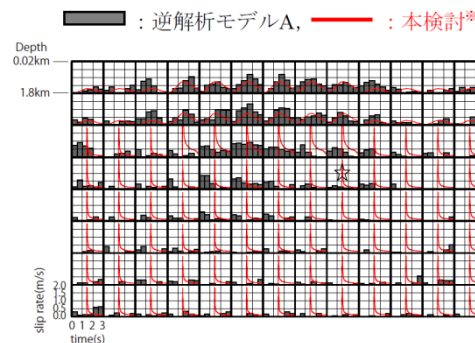
○地震発生層以浅の平均的なすべり速度時間関数として、震源インバージョンの結果から規格化Yoffe関数を設定し、地震発生層以深に強震動レシピによるすべり速度時間関数を適用した評価と組み合わせることで観測記録を良く再現できるとされている。



断層モデルと観測点の位置関係



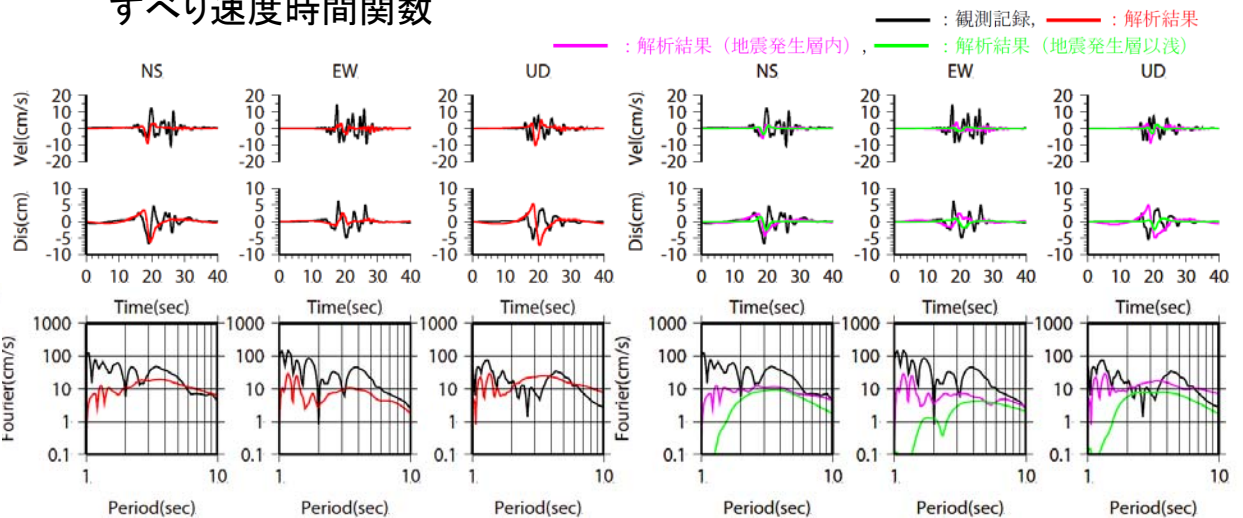
すべり量分布



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

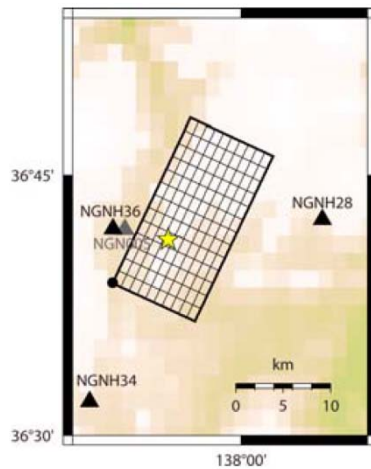
田中他(2017b)より抜粋・加筆

# 2014長野県北部地震 田中他(2017b)

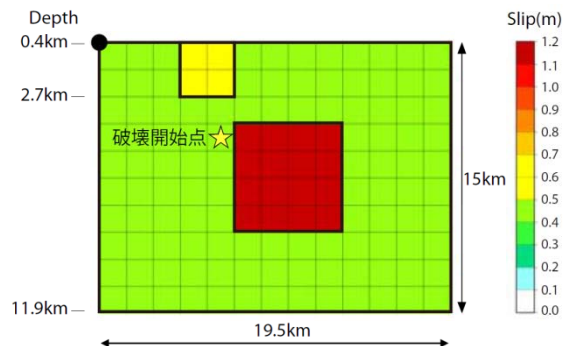
○2014年長野県北部地震を対象に理論的手法(波数積分法)を用いて震源近傍で得られた観測記録の再現解析が行われている。

○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。

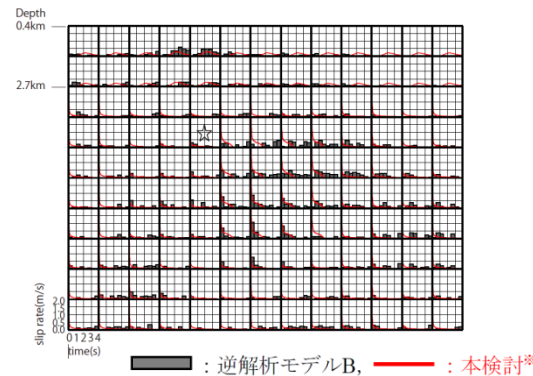
○すべりの立ち上がり時間の設定を含む破壊伝播のばらつきとの与え方については、今後の課題であるとされている。



断層モデルと観測点の位置関係



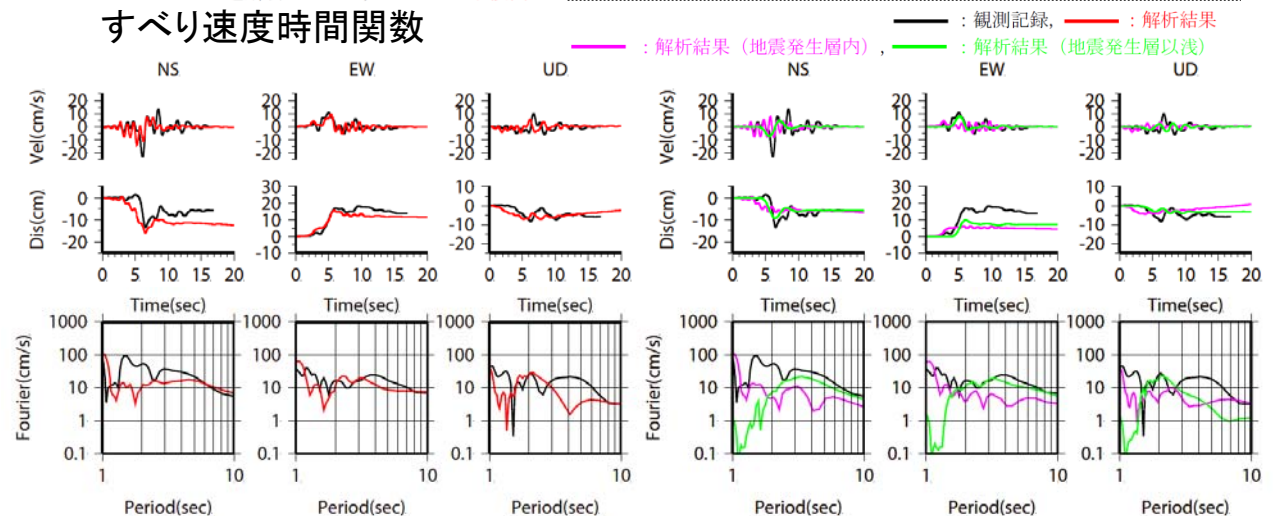
すべり量分布



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

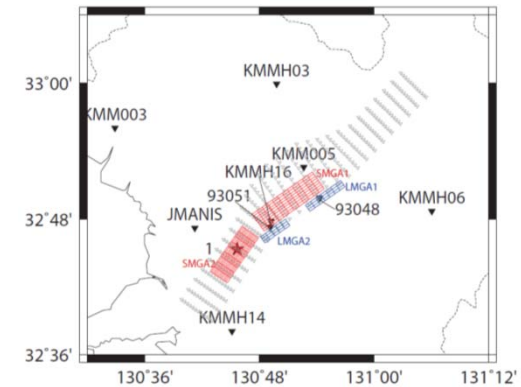
地震発生層以浅と地震発生層内の寄与

田中他(2017b)より抜粋・加筆



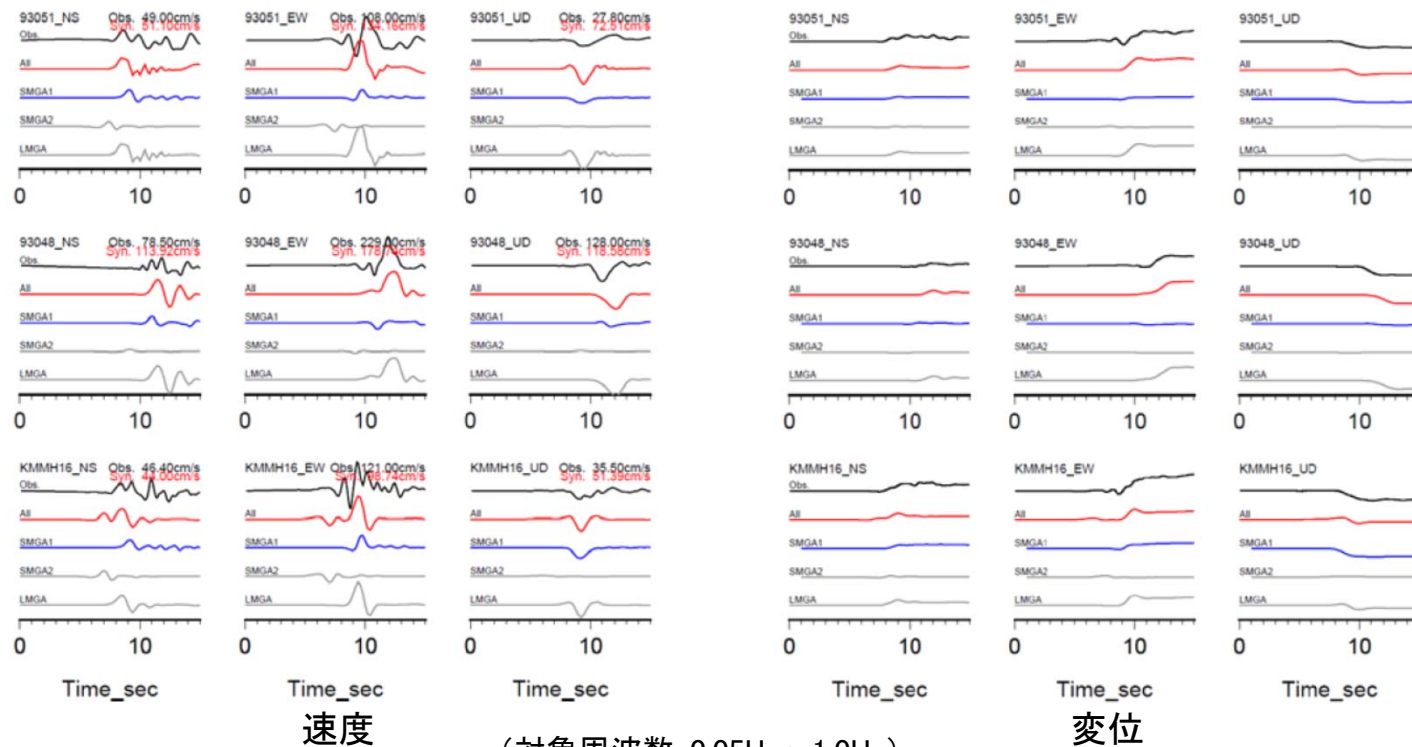
# 2016年熊本地震 入倉・倉橋(2017)

- 地表地震断層の近傍域の強震動予測のため、FRING・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FRING・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。
- 将来の地表地震断層を伴う大規模地震に対して断層近傍の長周期地震動を予測するには、事前の調査で得られた活断層のどこにLMGAを設定すべきか、今後さらなる検討が必要とされている。



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



(対象周波数:0.05Hz~1.0Hz)

入倉・倉橋(2017)より抜粋・加筆

# 2016年熊本地震 久田・田中(2017)

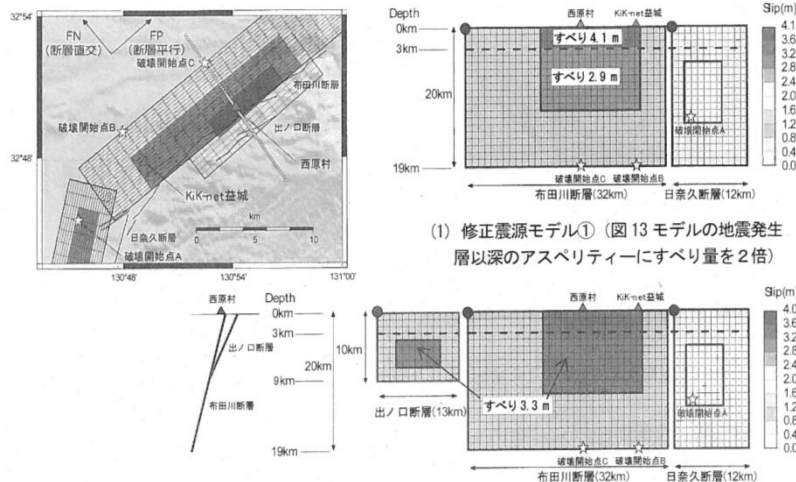
○地表地震断層近傍の断層変位を考慮した修正強震動予測レシピが提案され, KiK-net益城と西原村の強震記録の再現検討が行われている。

○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。

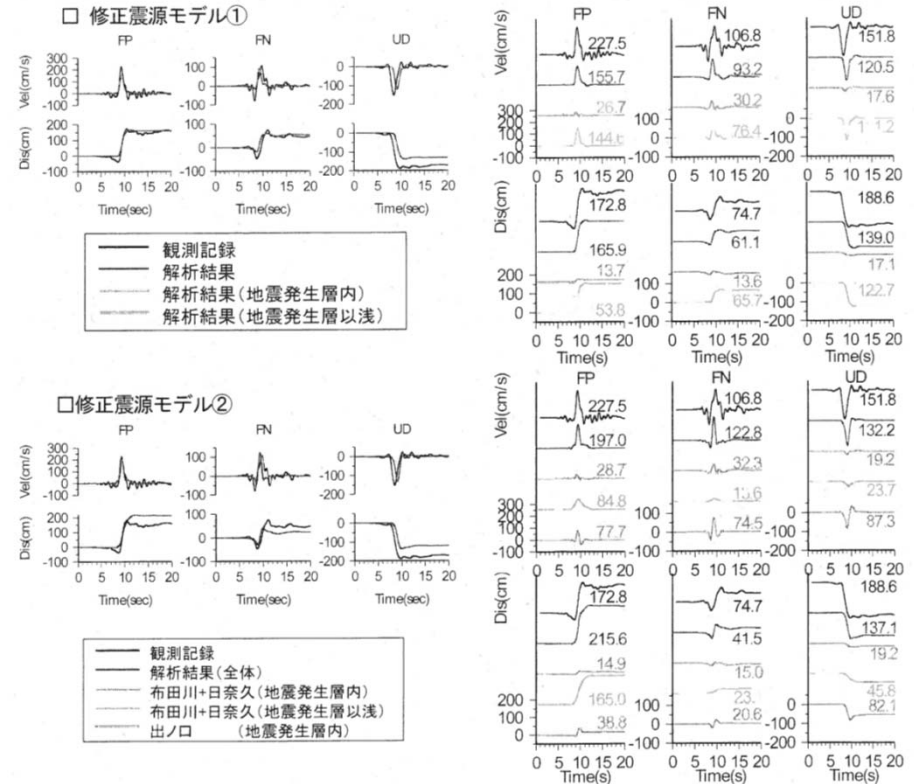
※修正震源モデル①: 地震発生層以浅の大すべり領域のすべり量を1.4倍の4.1mに設定し, すべり角を200° から225° に, すべり速度関数も約3割短縮したモデル  
修正震源モデル②: 出ノ口断層を加え, 大すべり領域のすべり量を3.3m, 出ノ口断層のすべり角を225° としたモデル



(1) 修正震源モデル① (図13モデルの地震発生層以深のアスぺリティーにすべり量を2倍)

(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

## 2.2 震源過程(フォワード解析, 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
Irikura et al.(2017) 佐藤(2017) Ikutama et al.(2018)※ Oana et al.(2019)	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。
【2016年熊本地震以外】		
Dan and Sato(1998)	1979年インペリアルバレー地震	
Dalguer et al.(2001)	1999年集集地震	
釜江・入倉(2002)		
Sadeghi et al.(2013)	2003年バム地震	

※ 「4. 基本震源モデルの地震動評価法」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。

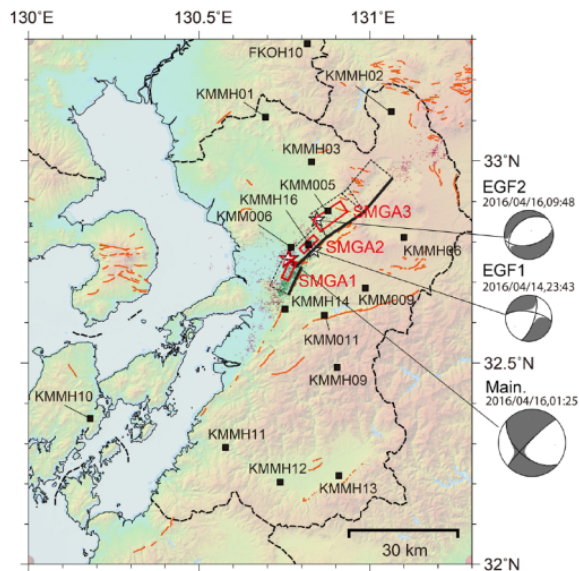
### ■知見整理結果

- ・ 佐藤(2017)では、経験的グリーン関数法により広帯域の震源モデルが推定されており、阿蘇付近の強震動生成域の上端は、断層面上端に推定されている。
- ・ 佐藤(2017)を除き、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なかった。

## 2016年熊本地震 Irikura et al.(2017) (1/2)

○経験的グリーン関数法により, 2016年熊本地震のすべり分布に関する2つの知見(Yoshida et al.(2016), Kubo et al.(2016))にそれぞれ対応した2つのSMGAモデルを検討している。

○これらのモデルのうち最も浅いSMGAの上端深さは, 5km程度※に推定されている。

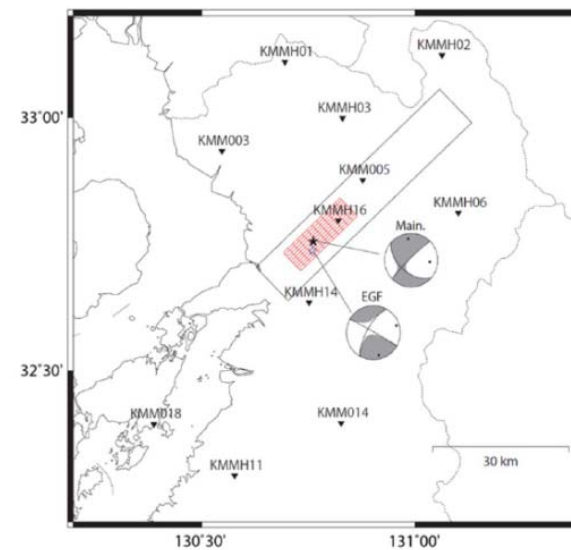


Yoshida et al.(2016)に基づくSMGAモデル  
(■は検討に用いた観測点を示す)

Yoshida et al.(2016)に基づくSMGAモデルのパラメータ

	SMGA1	SMGA2	SMGA3
Area (km <sup>2</sup> )	51.8	51.8	100.0
Seismic moment (N m)	$2.08 \times 10^{18}$	$2.08 \times 10^{18}$	$5.49 \times 10^{18}$
Rise time (s)	0.6	0.6	0.6
Stress parameter (MPa)	13.6	13.6	13.4
Rupture velocity (m/s)	2.8	2.8	2.8

※文献から推定



Kubo et al.(2016)に基づくSMGAモデル  
(▼は検討に用いた観測点を示す)

Kubo et al.(2016)に基づくSMGAモデルのパラメータ

	SMGA
Area (km <sup>2</sup> )	224.9
Seismic moment (N m)	$1.83 \times 10^{19}$
Rise time (s)	0.8
Stress parameter (MPa)	13.9
Rupture velocity (km/s)	2.8

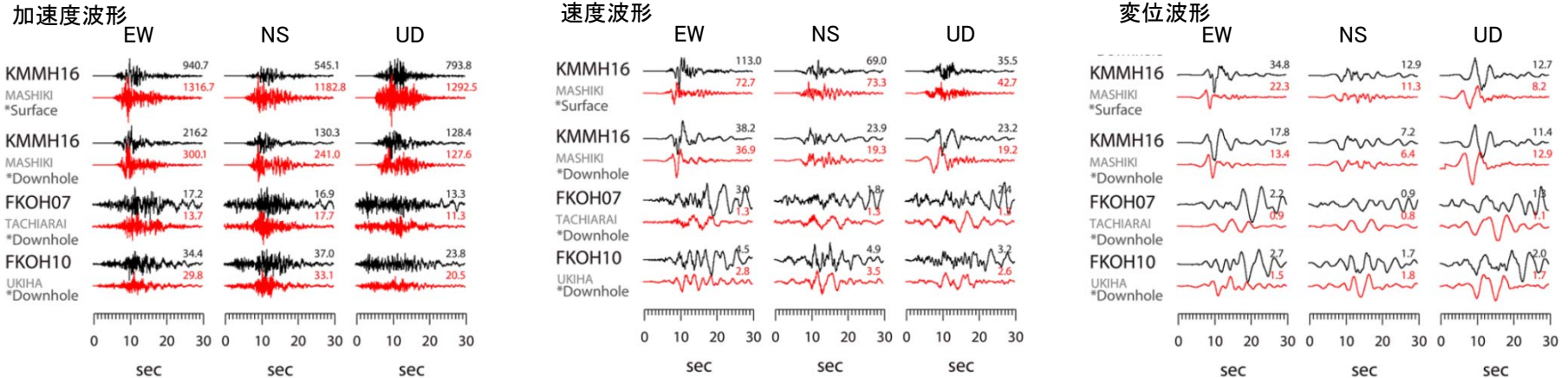
Irikura et al.(2017)より抜粋・加筆

# 2016年熊本地震 Irikura et al.(2017) (2/2)

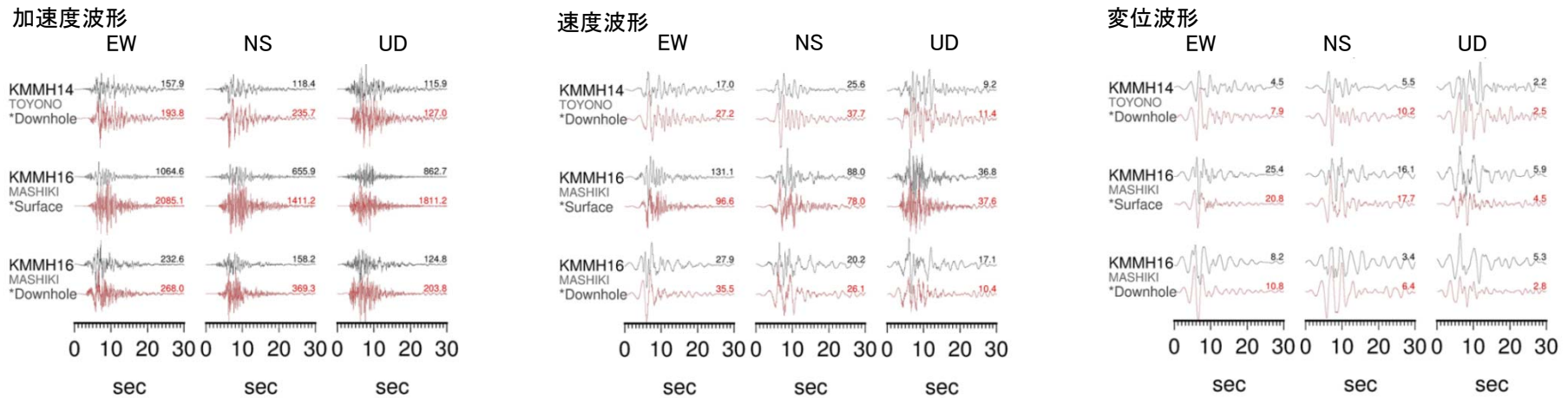
○Yoshida et al.(2016)に基づくSMGAモデルとKubo et al.(2016)に基づくSMGAモデルとも、ほとんどの観測点で計算結果と観測記録の加速度, 速度, 変位波形がよく整合しているとされている。

論文の掲載図より、地表地震断層近傍観測点のKMMH16地点を含む評価結果を抜粋

Yoshida et al.(2016)に基づくSMGAモデルによる評価結果 0.3-10.0(Hz)



Kubo et al.(2016)に基づくSMGAモデルによる評価結果 0.3-10.0(Hz)



地震動評価結果(黒線:観測, 赤線:計算)

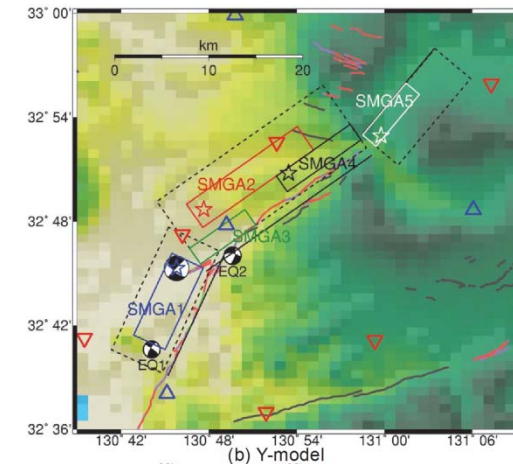
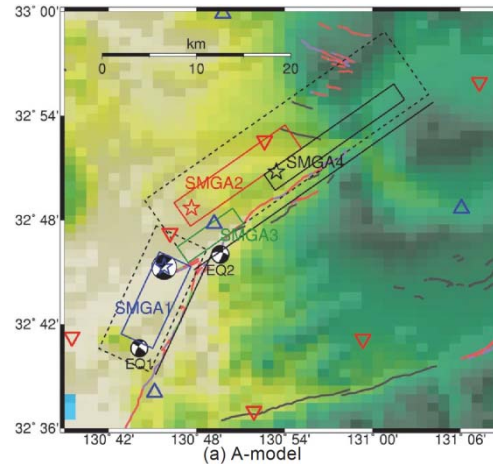
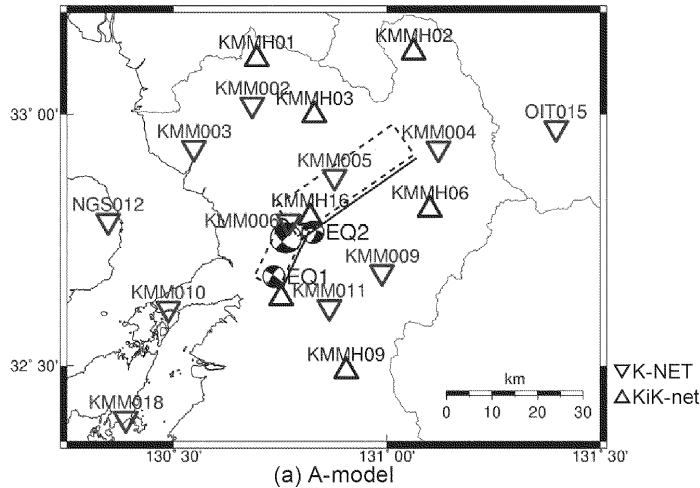
Irikura et al.(2017)より抜粋・加筆

# 2016年熊本地震 佐藤(2017) (1/2)

- 経験的グリーン関数法により広帯域の震源モデルの推定が行われている。
- 北東側の断層面を, Asano and Iwata (2016)を参考に北西傾斜とした場合 (Aモデル)と地殻変動等に基づき南東傾斜とした場合(Yモデル)の震源モデルに対して比較検討されている。
- YモデルにおけるSMGA5の上端は, 地表付近に推定されている。

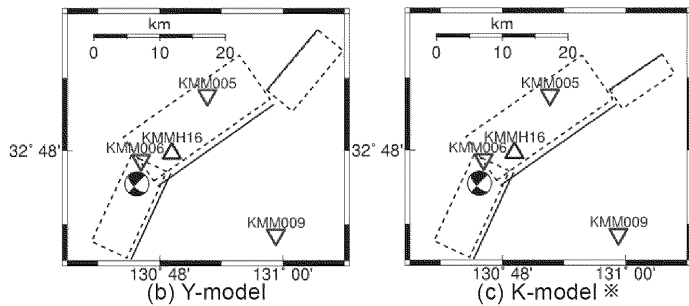
SMGAの探索範囲

		Northeast Shallow Corner			Strike /Dip	Length /Width
		Longitude [°]	Latitude [°]	Depth [km]		
Hinagu fault		130.812	32.772	2.1	205/72	14.4/19.2
Futagawa fault	A-model	131.064	32.921	2.1	235/65	31.2/19.2
	Y-model	130.979	32.871	2.1	235/65	21.6/19.2
		131.058	32.966	0.2	40/75	12.0/19.2
	K-model	130.979	32.871	2.1	235/65	21.6/19.2
		131.060	32.931	0.2	56/62	9.6/7.2



Aモデル

Yモデル



SMGAのパラメータ

Aモデル

(a) A-model

	Length /Width [km]	$S_p$ [km <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma_p$ [MPa]	$M_0$ [Nm]	Rupture Starting Time [s]	Rupture Velocity [km/s]
SMGA1	9.6/12.0	115.20	10.0	5.05E+18	1.0	2.4
SMGA2	14.4/7.2	103.68	10.0	4.31E+18	3.3	2.8
SMGA3	7.2/4.8	34.56	10.0	8.30E+17		2.8
SMGA4	16.8/4.8	80.64	10.0	2.96E+18	6.7	2.8

(b) Y-model

Yモデル

	Length /Width [km]	$S_p$ [km <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma_p$ [MPa]	$M_0$ [Nm]	Rupture Starting Time [s]	Rupture Velocity [km/s]
SMGA1	9.6/12.0	115.20	11.5	5.86E+18	1.0	2.4
SMGA2	14.4/7.2	103.68	11.5	5.00E+18	3.3	2.8
SMGA3	7.2/4.8	34.56	11.5	9.62E+17		2.8
SMGA4	9.6/4.8	46.08	11.5	1.48E+18	6.7	2.8
SMGA5	7.2/7.2	51.84	11.5	1.77E+18	10.6	2.8

▽: 観測点, 破線: SMGAの探索範囲  
実線: 地表地震断層トレス線

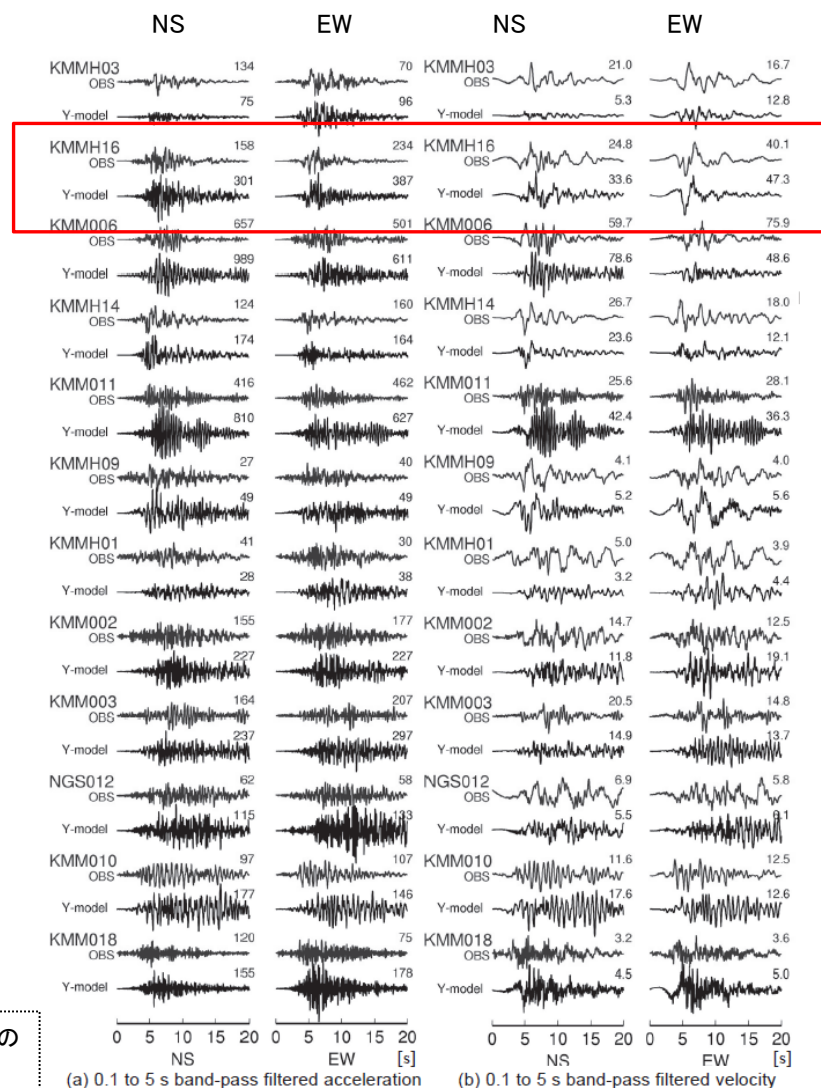
※KモデルはAモデルの西側の部分の断層面に, 地殻変動等に基づき推定されている南東傾斜の断層面を考慮したモデルであるがSMGAの推定結果が示されていない。 佐藤(2017)より抜粋・加筆

## 2016年熊本地震 佐藤(2017) (2/2)

○三宅他(1991)の評価関数に重み係数を導入した指標でmisfit※を算出し、震源モデルの比較を行っている。

○misfitは、Aモデルが170.9、Yモデルが169.8とされている。差は小さいもののmisfitがより小さく、地殻変動等から推定されている断層傾斜との整合性からYモデルの方が妥当とされている。

○対象周期:0.1秒~5秒



※ 佐藤(2017)では、三宅他(1991)の評価関数に重み係数を導入した指標でmisfitが下記のとおり定義されている。

$$misfit = misfit_a + misfit_v$$

$$misfit_k = \sum_i \sum_j W_{ijk} \left[ \sum_t (O_k - S_k)^2 / \left\{ \left( \sum_t O_k^2 \right) \left( \sum_t S_k^2 \right) \right\}^{1/2} \right]$$

O:観測, S:シミュレーション, i:観測点, j:成分, k:aまたはv,  
 a:周期0.1~5秒加速度フィルタ波形のエンベロープ,  
 v:周期0.1~5秒速度フィルタ波形のエンベロープ, t:時間

論文の掲載図より、地表地震断層近傍観測点のKMMH16地点(赤枠)を含む評価結果を抜粋

加速度波形

速度波形

Yモデルによる評価結果

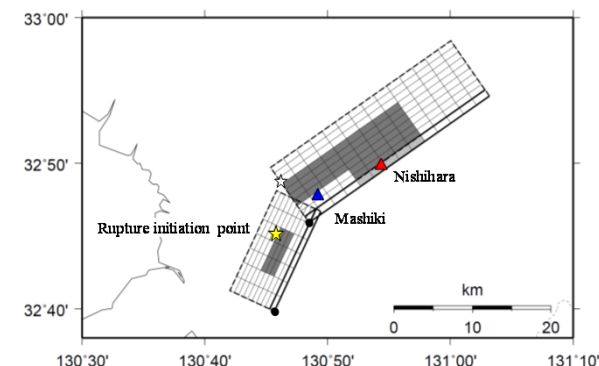
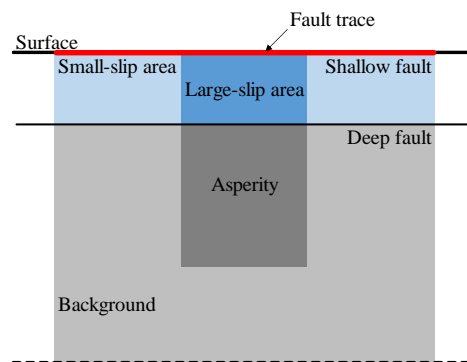
## 2016年熊本地震 Ikutama et al.(2018)

○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。

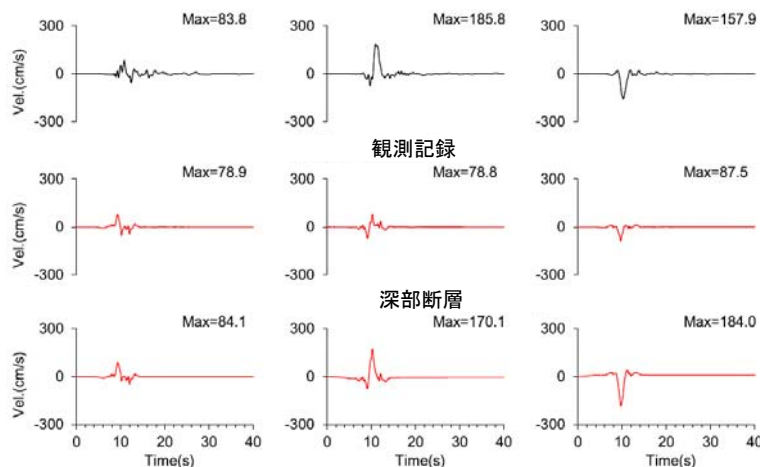
### <モデル化の考え方>

- 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。

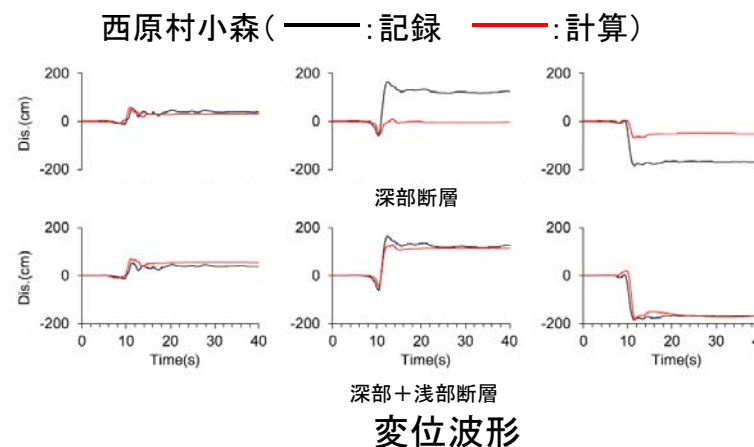


断層モデル図

断層配置図



深部断層+浅部断層  
速度波形



変位波形

Ikutama et al. (2018) より抜粋・加筆



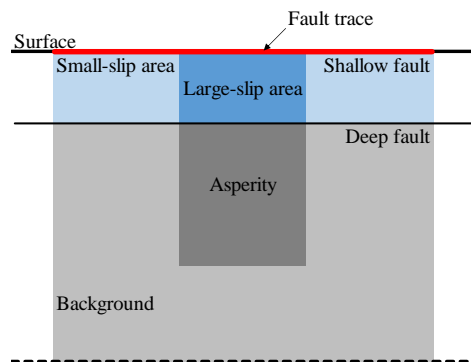
## 2016年熊本地震 Oana et al.(2019)

○Ikutama et al.(2018)を基に、深部断層と浅部断層から構成される2016年熊本地震の震源モデルが示されている。震源モデルの設定にあたり、Ikutama et al.(2018)の深部断層上端深さが速度構造に基づく地震発生層上端深さに整合するよう変更されている。

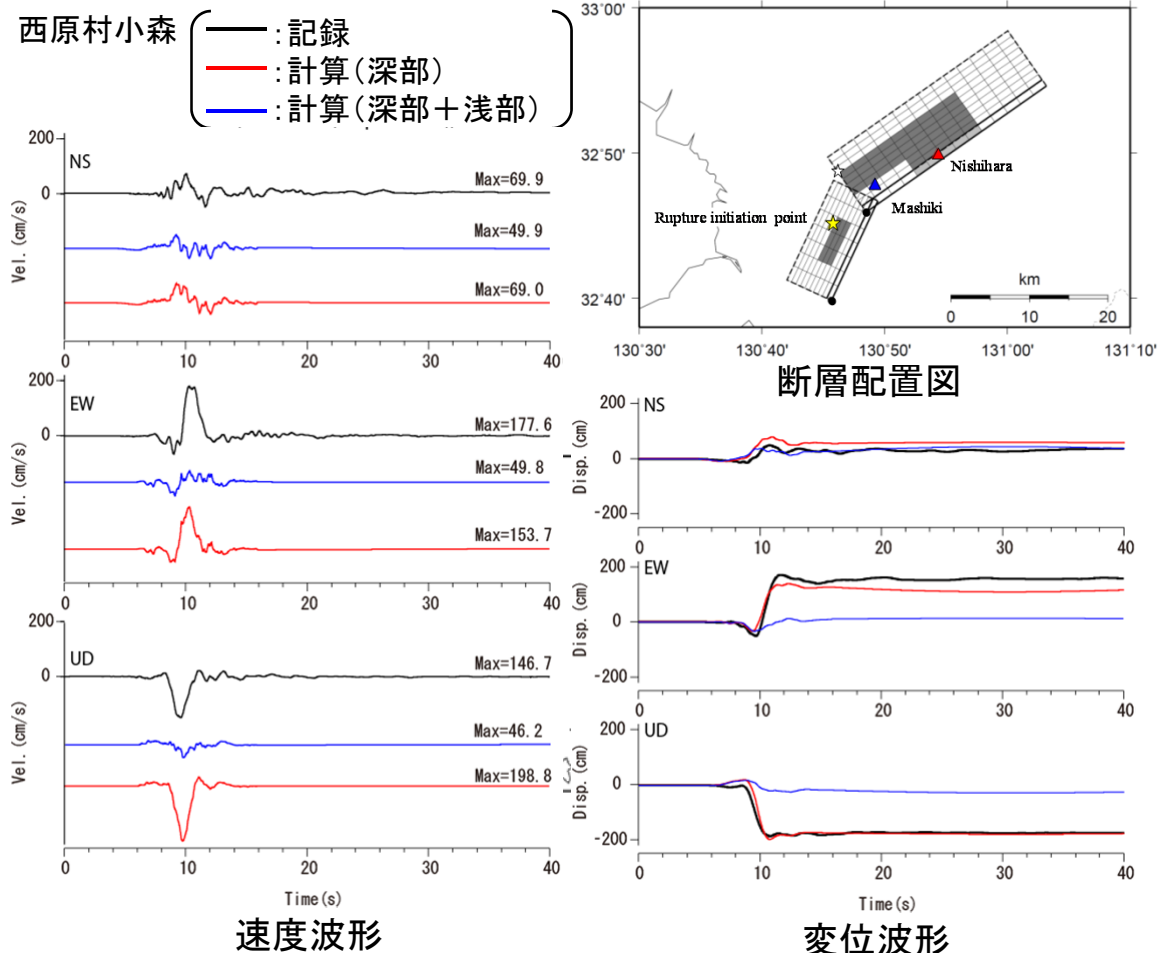
○地表地震断層近傍の観測記録を良く再現しており、震源モデルの妥当性が確認されたとしている。また、浅部断層の影響は、地表地震断層から0.7km離れた西原村小森の観測記録に見られた特徴的な速度パルスや永久変位に現れるとされている。

### ＜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0.02秒以上。
- 2016年熊本地震の再現解析では、Ikutama et al.(2018)の深部断層上端深さを、速度構造から想定される地震発生層上端深さに変更している。



断層モデル図



Oana et al.(2019)より抜粋・加筆

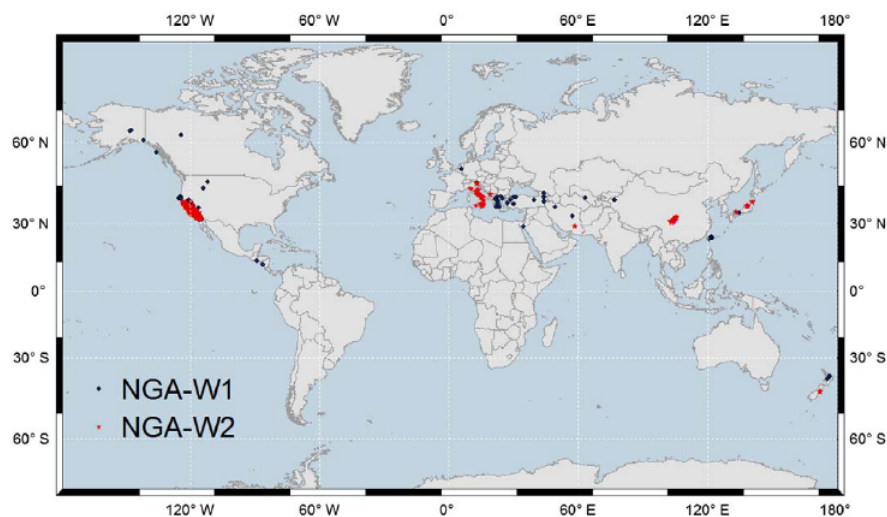
## 2016年熊本地震以外の検討: 文献の収集(1/2)

○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。

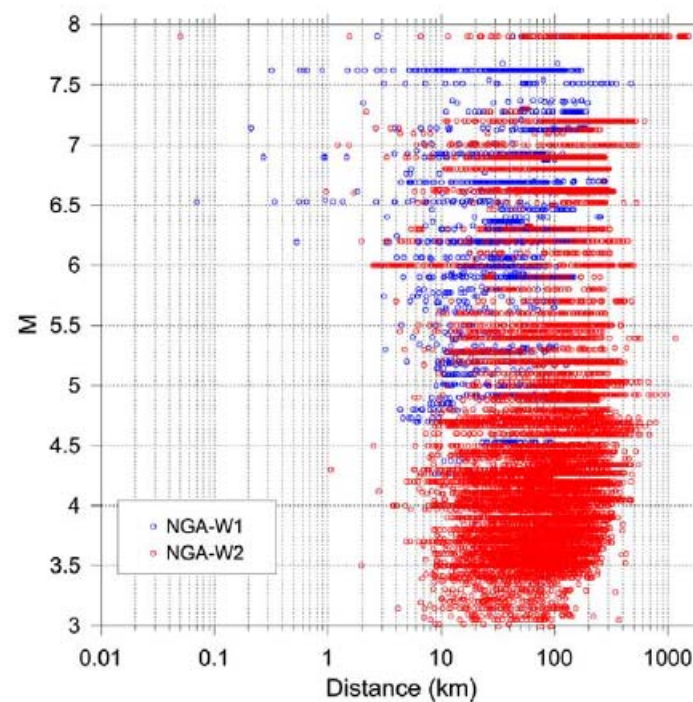
- ① NGA-West2の観測記録データベース(PEER Ground Motion Database)を利用し、断層最短距離 $R_{rup}$ 、地表投影断層最短距離 $R_{jb}$ が2km以内の記録を選定する。
- ② それらの中から、断層が地表まで達していると考えられる地震の記録を選定する。
- ③ 選定した記録の再現解析を通して短周期地震動の生成に関わるパラメータを推定している文献を収集し、浅い断層からの強震動生成の有無を確認する。

## ○NGA-West2のデータセット

- ・地震規模: Mw3.0 ~ 7.9
- ・震央距離: 0.05 ~ 1533km
- ・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)

ONGA-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
				"Lamont 1058"	0.21	0.21
Duzce_ Turkey	1999	7.14	strike slip	"Lamont 1058"	0.21	0.21
Tottori_ Japan	2000	6.61	strike slip	"ITRH02"	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

■: 観測点(15地点)

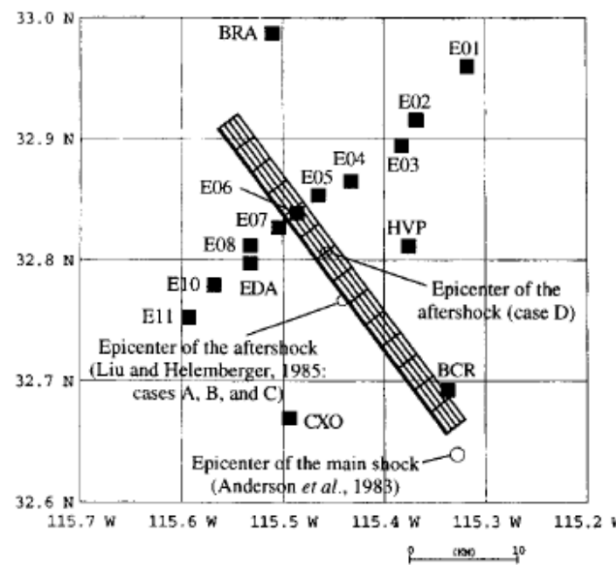


TABLE 1 MEDIUM AT THE SUB-FAULTS.

layer	depth [km]	density $\rho_{pq}$ [gram/cm <sup>3</sup> ]	velocity $\beta_{pq}$ [km/s]
top	q=1 0.98 ~ 3.94	2.1	1.9
	2 3.94 ~ 6.89	2.5	3.1
	3 6.89 ~ 9.85	2.7	3.3
bottom	4 9.85 ~ 12.8	2.8	3.8

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  $2.7 \times 10^{24}$  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  $\sigma_{pq}$  [bar] CALCULATED FROM THE MAXIMUM SLIP VELOCITIES  $V_{pq}$ .

		south	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	north
		p=1													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	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
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。

○課題は, 特に記載されていない。

断層近傍観測点

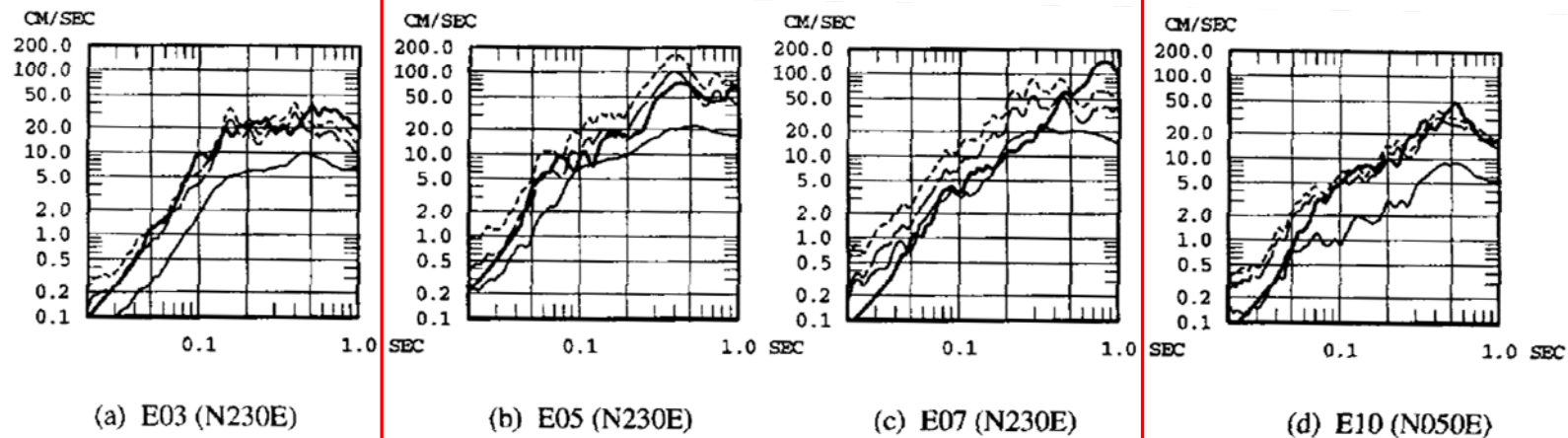


Fig. 5. Velocity response spectra with a damping factor of 5 % for the records of the aftershock indicated by the thin lines, for the records of the main shock by the thick lines, for the synthesized motions based on case A by the dotted lines, and for the synthesized motions based on case D by the broken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

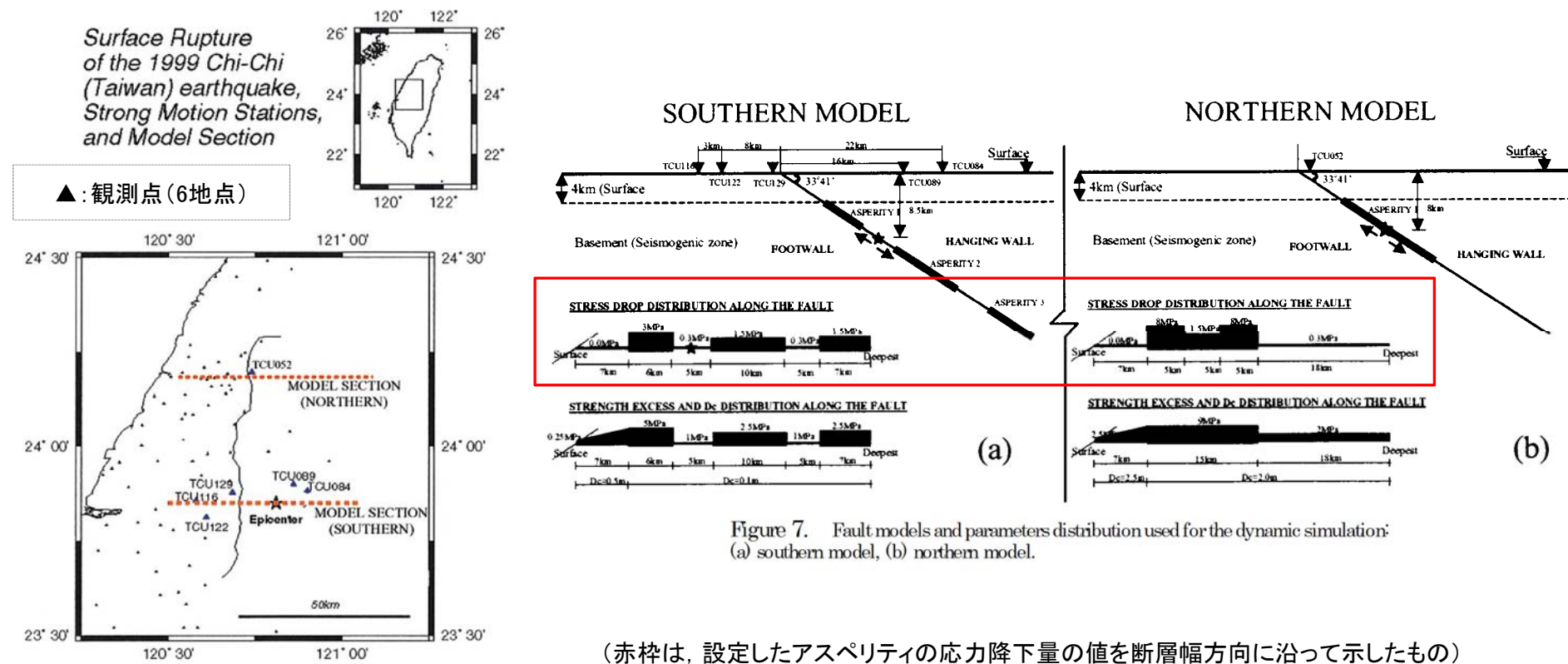


Figure 7. Fault models and parameters distribution used for the dynamic simulation: (a) southern model, (b) northern model.

(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。なお, 加速度波形に関する計算については, 記載されていない。
- 断層南部において, 地表では破壊伝播が非常に早い速度で到達しており, 議論の余地がある問題であるとされている。

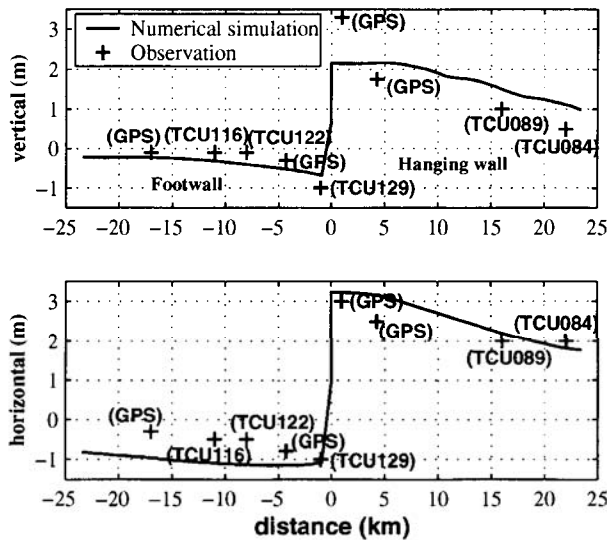


Figure 14. Comparison between the numerical simulation and the observations (GPS data and stations records) of the final displacements along the surface near the epicentral area (southern model).

### 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

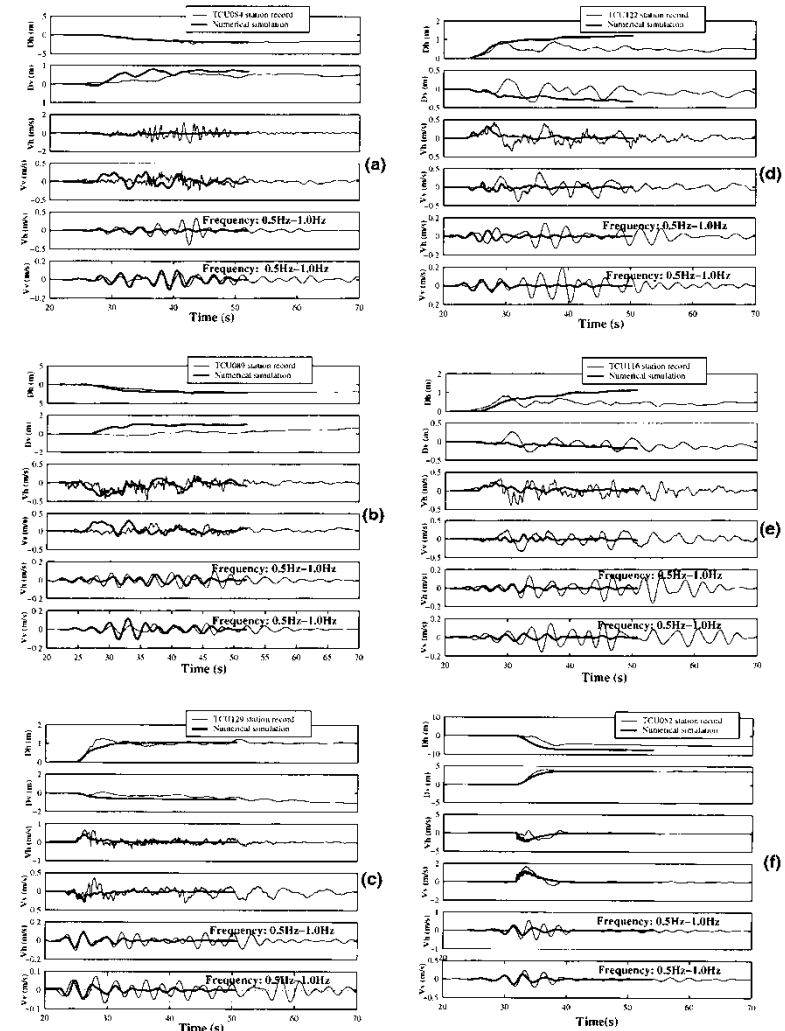


Figure 15. Comparison of the numerical simulation with stations records of horizontal (E-W) and vertical component of displacement, velocity, and velocity in frequency range of 0.5–1.0 Hz: (a) for TCU084 station, (b) for TCU089 station, (c) for TCU129 station, (d) for TCU122 station, (e) for TCU116 station, (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。
- 対象周期:0.1~10.0s(著者聞き取り)

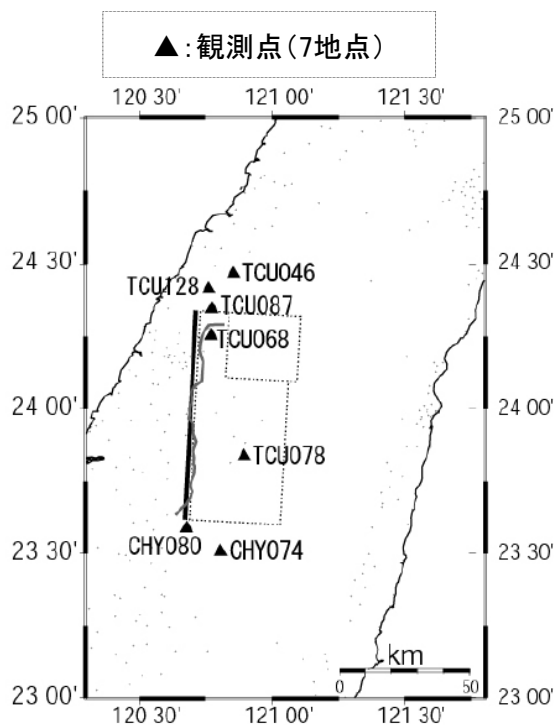


Fig. 5. Map showing strong motion stations, surface ruptures and the epicenter of the mainshock for the Chi-Chi earthquake

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

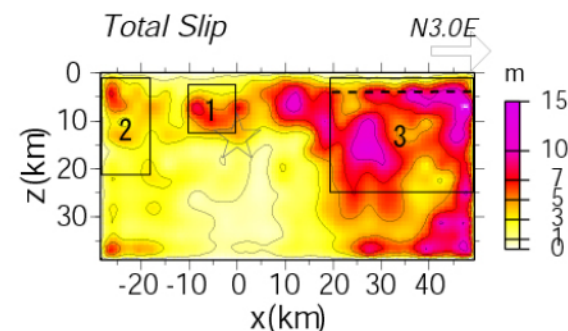


Fig. 6. Source model consisting of three asperities estimated from forward modeling for the Chi-Chi earthquake. Our model (rectangles) is superimposed on the inverted model by Iwata and Sekiguchi (2000)

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

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

※ 原論文では100MPaとされていた値を10MPaに修正(著者聞き取り)

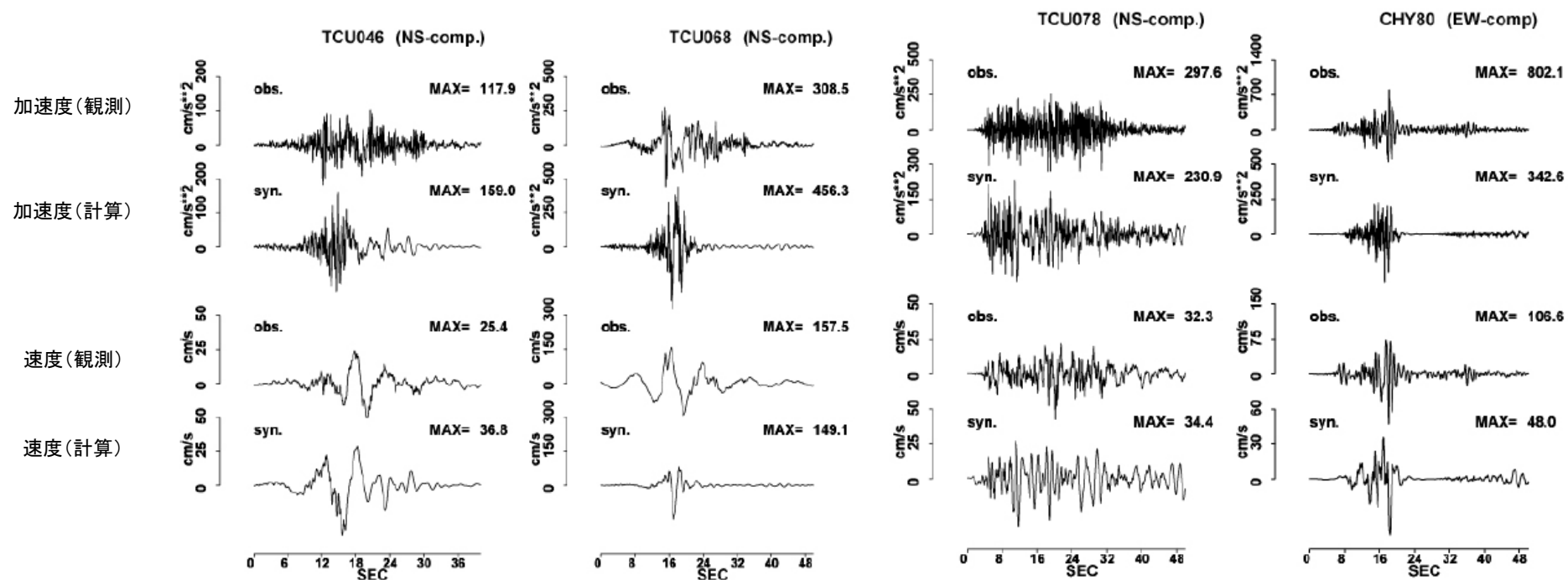
釜江・入倉(2002)より抜粋・加筆



## 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。

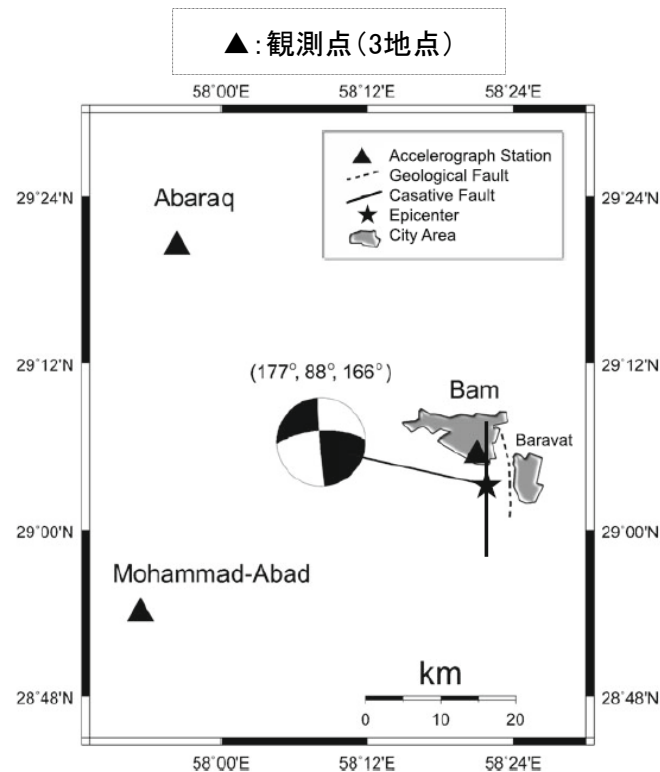


各観測点(TCU046, TCU068, TCU078, CHY80)における加速度波形, 速度波形

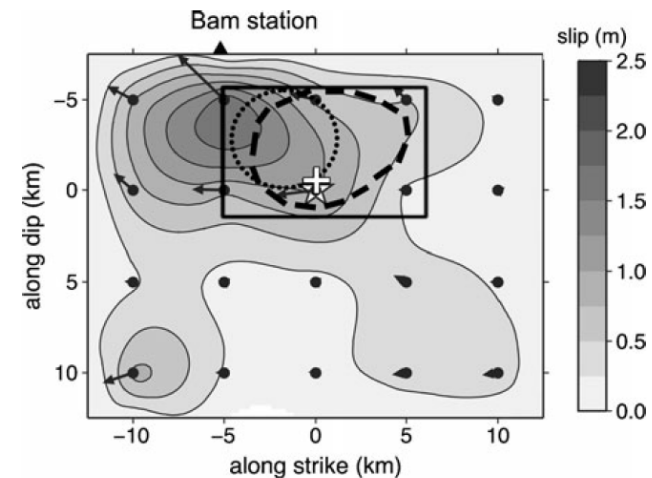
釜江・入倉(2002)より抜粋・加筆

## 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)

# 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。

○課題は, 特に記載されていない。

青線: 観測  
赤線: 計算

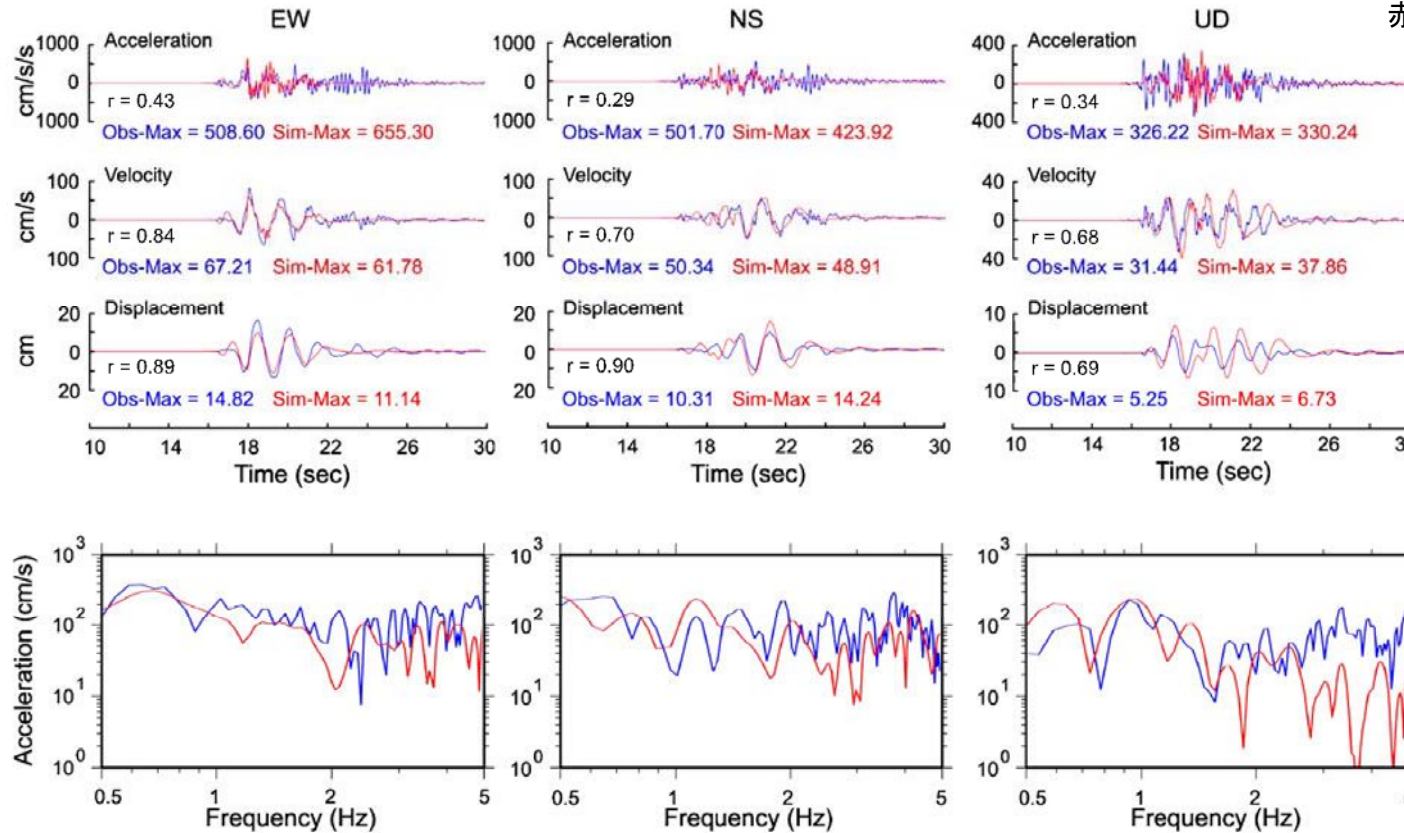


Fig. 10 Comparison of the observed (blue) and simulated (red) waveforms and the Fourier amplitude spectra of acceleration at the Bam station. Seismograms are band-pass filtered between 0.5 and 5.0 Hz

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

## 各知見の検討対象周期帯

「2.2 震源過程」で収集した知見の検討対象周期帯を下表のとおり整理する。

該当節	各知見で対象としている周期(s)		
2.2 震源過程 (インバージョン解析)			引間他(2015): 1.25~33.3s Kubo et al.(2016): 1.00~20.0s 引間(2016), 引間・三宅(2016): 1.25~20.0s Asano and lwata(2016): 2.00~20.0s Yoshida et al.(2017): 1.00~20.0s
2.2 震源過程 (フォワード解析, その1)			田中他(2017a) : 1.00~2.00s以上 金田他(2017) : 1.00~2.00s以上 田中他(2017b) : 1.25~20.0s 入倉・倉橋(2017): 1.00~20.0s 久田・田中(2017) : 1.00s以上
2.2 震源過程 (フォワード解析, その2)			Irikura et al.(2017): 0.10 ~5.00s, Yoshida et al.(2016)に基づく震源モデル Irikura et al.(2017): 0.10~3.33s, Kubo et al.(2016)に基づく震源モデル 佐藤(2017): 0.10~5.00s Ikutama et al.(2018): 0.2s以上 Oana et al.(2019): 0.02s以上 Dan and Sato(1998): 0.04~5.88s Dalguer et al.(2001): 0.50~2.00s 釜江・入倉(2002): 0.10~10.0s Sadeghi et al.(2013): 0.10~2.00s, Mohammad-Arab Sadeghi et al.(2013): 0.20~2.00s, Bam
	0.01	0.1	1.0 10

## 2.3 震源近傍における建物被害

<b>■知見整理の趣旨</b> 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
林(2000)	1999年集集地震	震源域全域における被害状況が整理されているため。
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	
久田他(2019)	2016年熊本地震	
鈴木他(2016)	2016年熊本地震	地表地震断層と建物被害の分布の特徴について検討されているため。
鈴木他(2018)		
中田(2017)		
山田(2017)	2016年熊本地震	倒壊建物の分布に基づき、被害集中の要因について検討されているため。

### ■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。
- ・ 地表地震断層と建物被害の分布の特徴について、鈴木他(2016)によると、現在の強震動の理論では地殻の浅い部分では強震動が発生しないと仮定しているが、狭い範囲の建物被害分布は地殻の浅い部分での破壊の寄与を示唆しているとされている。
- ・ 益城における被害集中の要因について、山田(2017)によると、建築年代の古い建物が多かったことおよび表層地盤構造の違いから地震動が増幅しやすい条件にあったという2点が考えられるとされている。

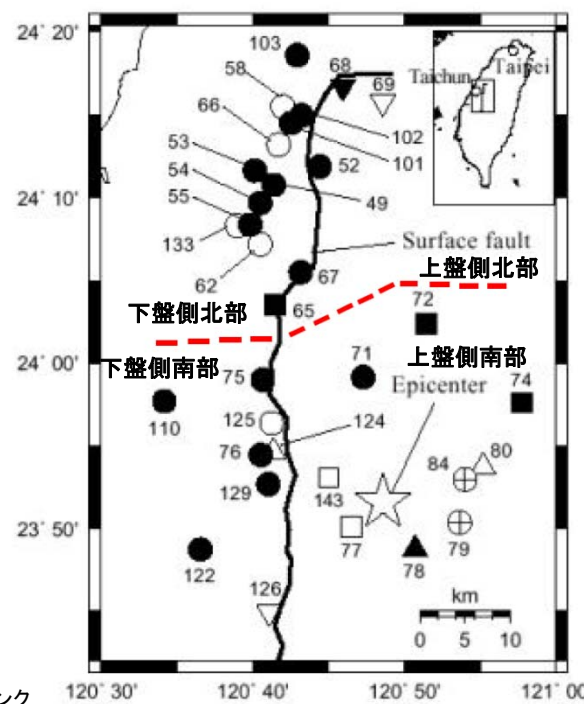
# 1999年台湾集集地震 林(2000)

○1999年台湾集集地震における活断層近傍で得られた強震観測記録と建物被害の関係が整理されている。

○宮腰他(1999), Miyakoshi et al.(2000)では、観測地点周辺の被害調査を行っており、学校校舎(体育館などを除く)の被災度判定調査と学校周辺の住宅(2~5階建てRC造建物)を対象として外観調査により大破率の算定を行っている。TCU72(國姓)地点とTCU143(中寮)地点周辺については、大破率が20%を越えているとされている。

○断層変位が確認された地点周辺の建物被害は、断層から離れるに従って減少し、断層直近でも被害軽微な建物が残っている場合があったため、断層近くの建物被害は、震動による被害が小さいことが示唆されている。

強震観測記録の地震動強さと周辺建物被害



□: 大破率Aランク  
 △: 大破率Bランク  
 ▽: 大破率Cランク  
 ○: 大破率D, Eランク  
 ⊕: 調査されていない地点  
 黒塗り: 観測記録有  
 白抜き: 観測記録無

震源域と強震観測地点

		PGA (cm/s <sup>2</sup> )	PGV (cm/s)	SI (0.1, 2.5s)	I <sub>JMA</sub>	SI (0.2, 0.9s)	PGA/ PGV	周辺 建物 被害 *	校舎 被害 指標 DI <sub>s</sub>	校舎 数	断層 ずれ	上盤	備考
北部	TCU103	149	70	26	5.0	17	2.1	E	0	5			
	TCU058	-	-	-	-	-	-	E	0	5			
	TCU102	299	92	71	5.7	37	3.3	E	0.09	7	○		
	TCU101	254	76	29	5.4	23	3.3	E	0.00	8			
	TCU066	-	-	-	-	-	-	E	0.01	4			
	TCU068	502	247	94	6.1	67	2.0	(C-D)	0.04	3	○	上盤	
	TCU069	-	-	-	-	-	-	C	0.03	4			上盤
	TCU052	439	172	114	6.3	54	2.5	(D)	0.01	2	○	上盤	
	TCU053	225	46	24	5.2	22	4.8	D	0	4			
	TCU049	274	63	30	5.2	24	4.3	D	0	3			
	TCU054	190	46	28	5.1	19	4.1	D	0.00	3			
	TCU055	257	49	32	5.4	25	5.2	D	0.01	3			
	TCU133	-	-	-	-	-	-	D	0	3			
	TCU062	-	-	-	-	-	-	D	0.01	2			
南部	TCU067	489	88	75	5.9	50	5.6	(D)	0.03	3	○		
	TCU065	775	124	80	6.1	53	6.3	(A)	0.30	7	○		液状化
	TCU075	326	107	59	5.5	30	3.1	(D)	0	3	○		
	TCU125	-	-	-	-	-	-	D	0.01	4	○		
	TCU110	188	57	51	5.4	22	3.3	D	0.00	13			液状化
	TCU076	420	62	51	5.7	45	6.7	E	0.11	8			
	TCU124	-	-	-	-	-	-	B	0.02	6			
	TCU129	984	60	56	6.0	61	16.4	D	0	4			設置状況 の影響
	TCU122	256	43	36	5.3	24	5.9	D	0.01	2			
	TCU126	-	-	-	-	-	-	B-D	0.01	1			
	TCU072	466	74	53	5.9	59	6.3	A	0.40	3			上盤
	TCU071	639	67	47	5.9	46	9.5	D	0.00	3			上盤
	TCU074	586	75	79	6.0	70	7.8	A-B	0.73	3			上盤
	TCU080	-	-	-	-	-	-	B	0.04	5			上盤
TCU084	989	126	152	6.5	113	7.8	-	-	-			上盤 地形効果他	
TCU143	-	-	-	-	-	-	A	0.80	4			上盤	
TCU077	-	-	-	-	-	-	A	0.20	3			上盤	
TCU079	580	73	57	6.0	70	8.0	-	0.30	2			上盤	
TCU078	440	40	36	5.6	40	10.9	(B)	0.31	2			上盤 地盤変状	

\* 大破率P<sub>CIS</sub>  
 A: P<sub>CIS</sub> > 0.2, B: 0.2 > P<sub>CIS</sub> > 0.1, C: 0.1 > P<sub>CIS</sub> > 0.05, D: 0.05 > P<sub>CIS</sub> > 0, E: P<sub>CIS</sub> = 0

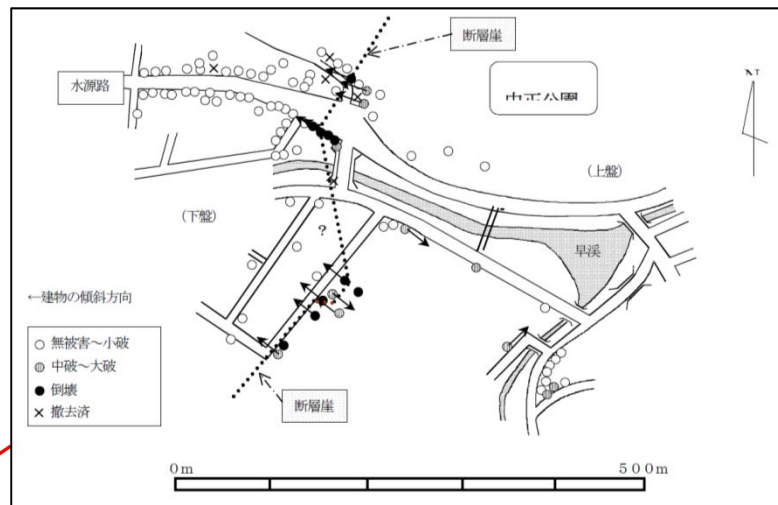
2. 知見の整理 2.3 震源近傍における建物被害

# 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

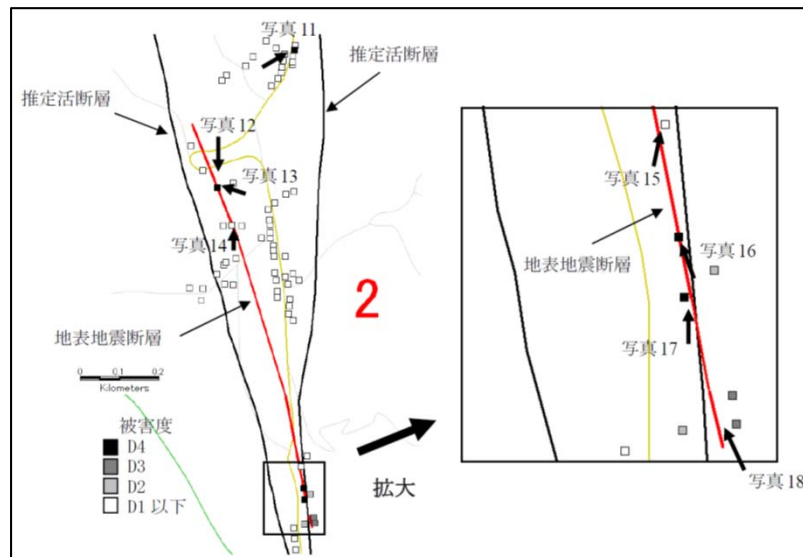
久田(2004)より抜粋・加筆

## 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)

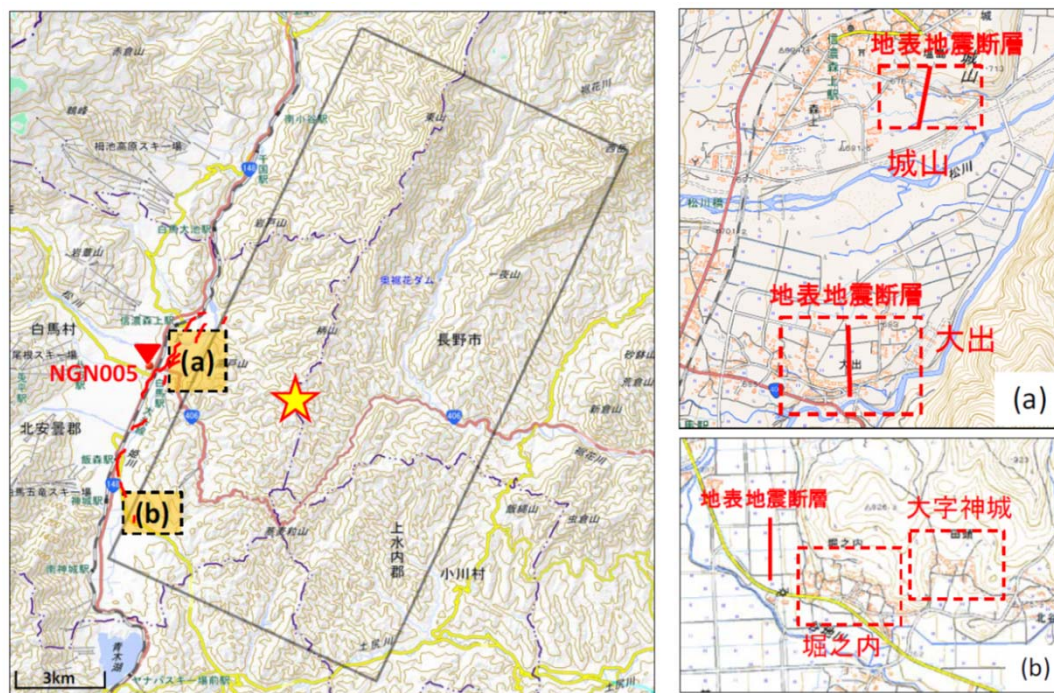
久田他(2012)より抜粋・加筆



## 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

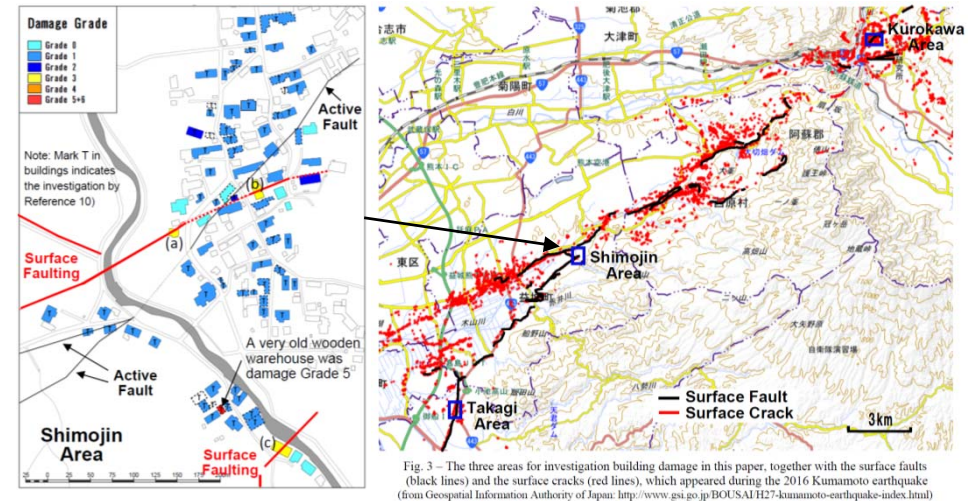


城山地区における地表地震断層  
(断層を実線で記載)

石川・久田(2017)より抜粋・加筆

## 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。



Hisada et al.(2017)より抜粋・加筆

## 2016年熊本地震 久田他(2019)

○2016年熊本地震発生直後から2年間計6回、主要な地表地震断層が出現した近傍の地域(地震断層から200m程度以内)を中心に建物の悉皆調査が実施され、さらにその後の現存・解体の状況が調査されている。

○全壊以上の甚大な建物の被害は、南阿蘇地域を除くと地震断層の直上に集中した。大半は古い木造建物であり、基礎が束基礎や無筋コンクリートの場合、断層変位により基礎が破壊され、上部構造も大きく変形した。ただし、古い伝統木造建物でも断層変位で躯体が変形しても倒壊には至らないケースが多数あったとされている。

○一方、南阿蘇地域では断層変位に加えて、揺れにより建物に甚大な被害が生じた。建物の倒壊は断層走向に直交する方向に卓越する傾向が見られ、破壊開始点との位置関係から震源特性(指向性パルス)の影響があったと推定されている。

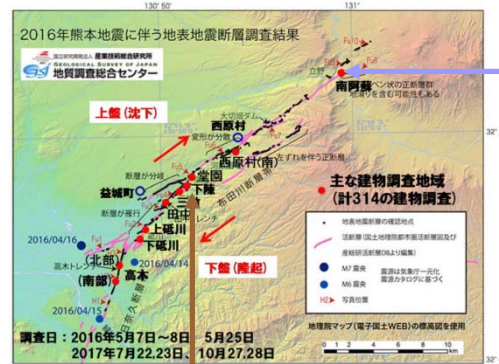


図1 活断層と出現した地表地震断層 および、断層の近傍での悉皆調査地点(文献16)に加筆

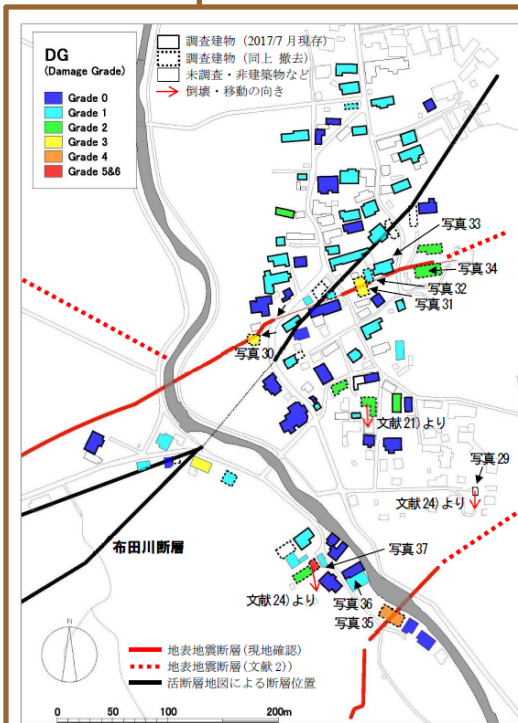


図8 下隈における地表地震断層と被害調査結果

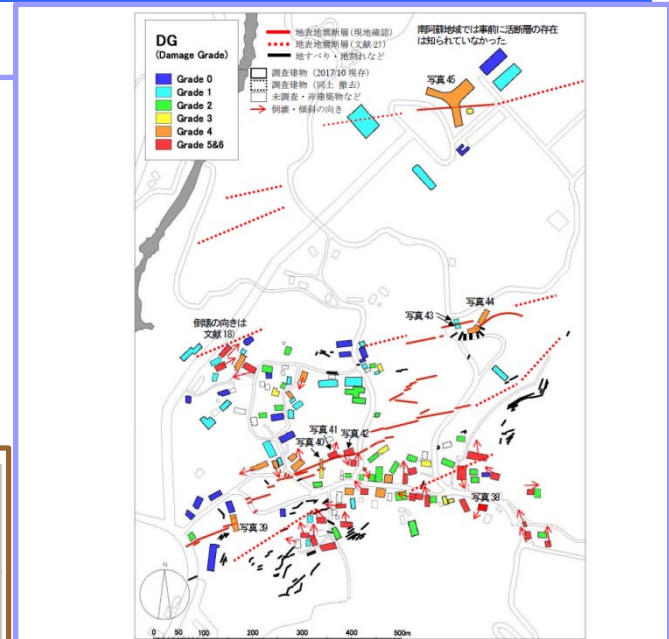


図9 南阿蘇地区における地表地震断層と被害調査結果



写真42 地表地震断層と3階建ての古い木造アパート(左:東南面,右:北東隅角部の柱脚部の拡大図,金物が無く,地震動で南面1階の駐車開口部が崩壊し,南向きに転倒,D5,撤去確認)



写真30 地表地震断層による道路の破壊(左)と非常に古い木造住宅(右:左の建物が対象,右の新しい倉庫は無被害,D3,撤去確認)

久田他(2019)より抜粋・加筆

## 2016年熊本地震 鈴木他(2016), 鈴木他(2018), 中田(2017)

### 鈴木他(2016)

○2016年熊本地震の発生をうけ、活断層防災に関する問題提起と提言がなされている。

○「強震動予測においては、今回の地震断層に沿う震度7 相当の揺れの分布が従来のモデルで再現できるかどうかを検討する必要がある。従来の強震動モデルでは一般に『浅部(深度約2km 以浅)は強震動を出さない』ことを仮定しているが、今回の震源断層モデルによれば、益城町や西原村付近に見られる顕著なずれは明らかに浅部にある。2014 年長野県神城断層地震においても主要なずれは浅部にあり、堀之内集落付近など極めて局地的に震度7 相当の揺れが起きている。そこでは建物が激しく倒壊するほか、墓地は壊滅的な破壊を被った。同様の現象が今回は断層全域にわたって確認されるが、その範囲(『震災の帯』)は断層線から概ね数百m 以内であり、局所的な被害集中が地下数km 以深で発生した地震動によるとは考えにくい。」とされている。

### 鈴木他(2018)

○2016年熊本地震での、益城町市街地における地震断層と建物被害集中について検討されている。

○「熊本地震の地震断層全域における①②③の関係には地域差がある。①(地震断層)は明瞭であるが、②(強震動)や③(地盤変状)を伴わなかった場所や、①(地震断層)は比較的小規模ながら、②(強震動)が顕著な場所もあった。そのため、地震断層と強震動の関係や、地震断層による直接被害の大小は慎重に整理される必要がある。」とされている。

### 中田(2017)

○2016年熊本地震で現れた地震断層と建物被害の分布の特徴について検討されている。

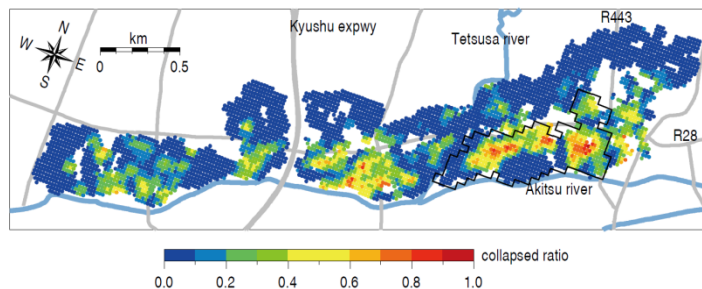
○「甚大な建物被害は、地震断層から数百メートル以内の幅狭い範囲に集中することから、破壊的な強振動が地震断層に沿って地下の極浅部から発生したと考えることができる。」とされている。

## 2016年熊本地震 山田(2017)

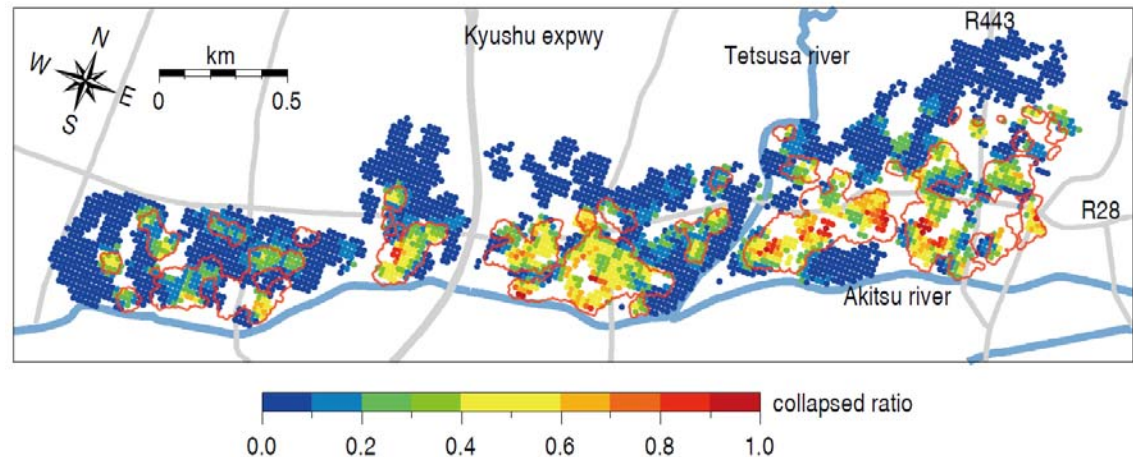
○2016年熊本地震における益城町の秋津川沿いの倒壊建物の分布について、空中写真を利用した調査がなされている。

○倒壊建物の多い地域と少ない地域ははっきりと分かれていて、島のように被害の集中している地域(震災の島)が分布していたことが指摘されている。

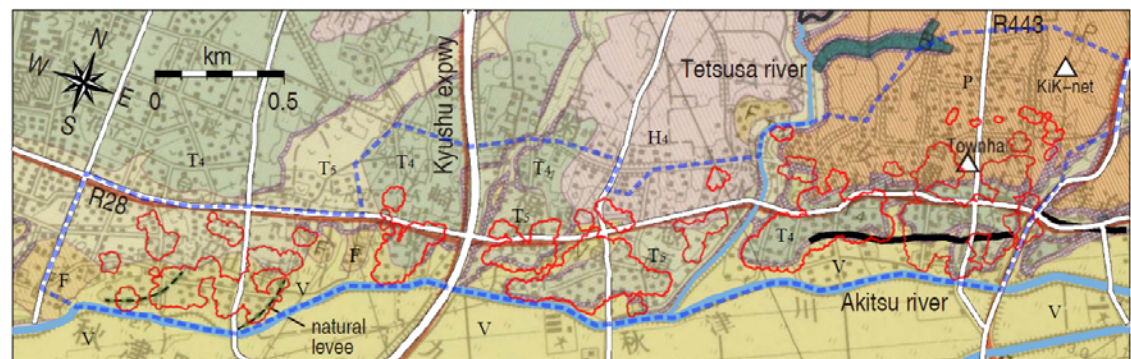
○鈴木他(2016)等の指摘を踏まえて、この震災の島の生成要因が検討されており、古くからの集落がそこに存在しており、建築年代の古い建物が多かったこと、および表層地盤構造の違いから地震動が増幅しやすい条件にあったという2点が考えられるとされている。



空中写真分析によって判別した本震後の建物倒壊率



建築基準法の改正前の比較的近い年代(1967年から1982年)  
に建てられた建物の本震後の倒壊率  
(赤色曲線は左図で建物倒壊率が20%を超えるエリア)



V: 沖積低地      T4: 段丘面4      H4: 火砕流堆積物よりなる小起伏丘陵地  
F: 扇状地・崖錐      T5: 段丘面5      P: 火砕流台地面

### 地形分類図と被害集中地域の比較

(青色点線は調査対象とした地域、赤色曲線は左図で建物倒壊率が20%を超えるエリアを示す。地表断層(黒太線)と地震観測点(三角印)も併せて示す。)

山田(2017)より抜粋・加筆

## 2.4 摩擦とすべり等の関係：摩擦構成則

### ■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ると考えられる。そこで、岩石の摩擦特性と断層のすべりの関係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)	摩擦の状態と断層のすべりの関係について整理されているため。

### ■知見整理結果

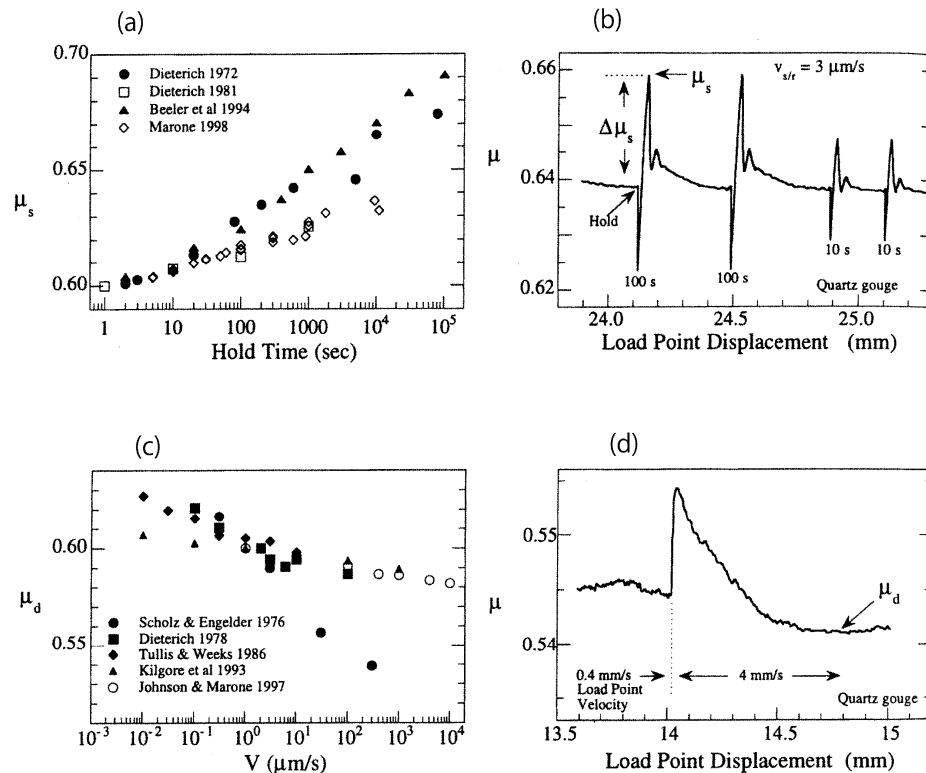
- ・ C.H.ショルツ(2010)によると、成熟した断層の浅部では、断層ガウジが存在することや2～4kmの深さで地震活動のカットオフが観測されることから、すべり安定(応力降下は生じない)となる領域の存在が指摘されている。

# 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。

- ・スライダ－ホールド－スライダ実験(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 $\mu_d$ 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。



### 速度－状態変数摩擦則

(Rate and State dependent friction law)

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

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

- $\mu$ : 摩擦,  $V$ : すべり速度,  $\theta$ : 時間に依存する状態変数
- $\mu_0$ : 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
- $D_c$ : 限界すべり距離
- $a, b$ : 摩擦パラメータ

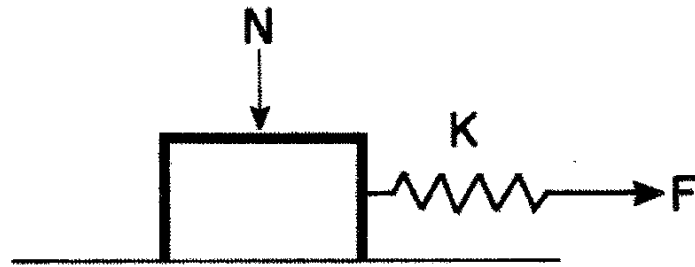
- (a) 静摩擦 $\mu_s$ に対するホールド時間の効果
- (b) 摩擦に対するホールド時間の効果。摩擦を変位に対して示している
- (c) すべり速度に対する動摩擦係数 $\mu_d$
- (d) すべり速度を突然変化させた時の摩擦応答

摩擦に対するすべり速度と時間の効果

C.H.ショルツ(2010)より抜粋・加筆

# すべりの安定, 不安定

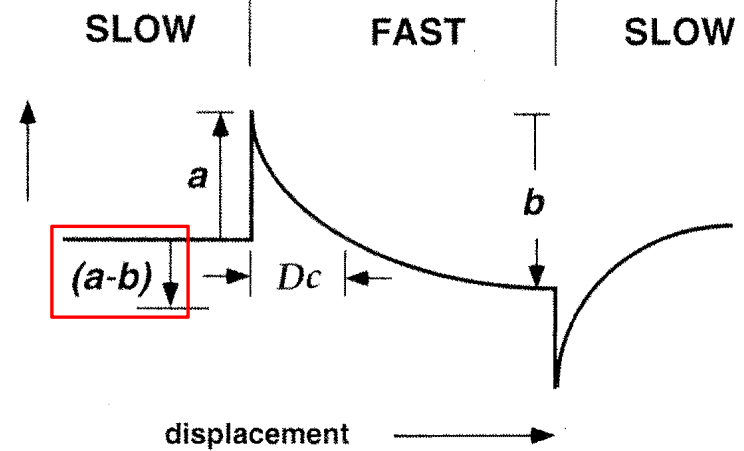
○C.H.ショルツ(2010)では, 下記のばね-スライダーシステムを考え, 摩擦スライダーが速度-状態変数摩擦則に従う場合のシステムの安定, 不安定について示されている。



ばね-スライダーシステム

- N: 直荷重
- K: スティフネス
- F: 摩擦抵抗カ

限界すべり距離 $D_c$ : ある一定すべり速度 $V$ のもとで, 現存の接触の集団が破壊され, 相関のないあらたな接触集団におきかわるのに必要なすべり距離である。(C.H.ショルツ(2010))



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(応力降下) → 不安定すべり

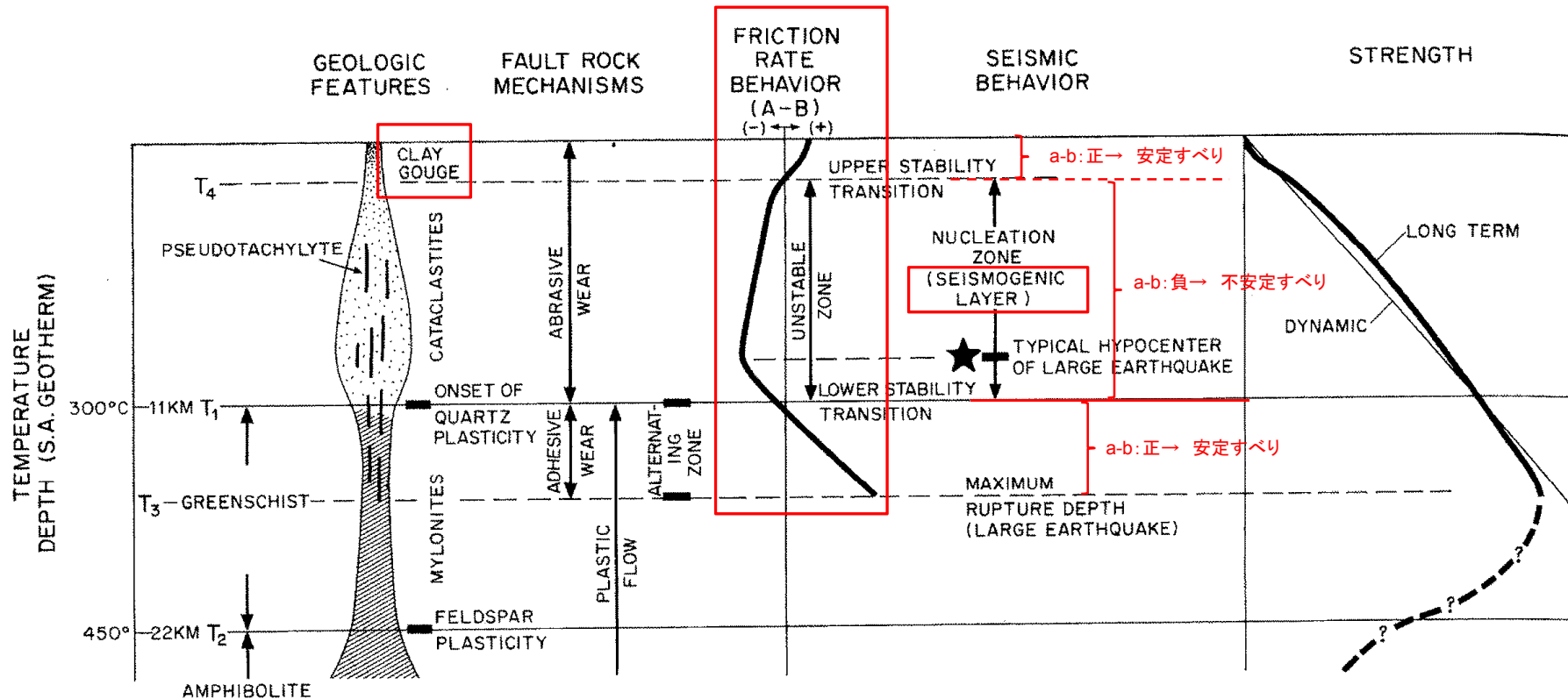
C.H.ショルツ(2010)より抜粋・加筆



# すべりの安定, 不安定と地震発生層の関係(1/2)

○C.H.ショルツ(2010)では, すべりレート変数 $A-B=(a-b)\sigma_n$  ( $\sigma_n$ :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の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, 未固化の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。

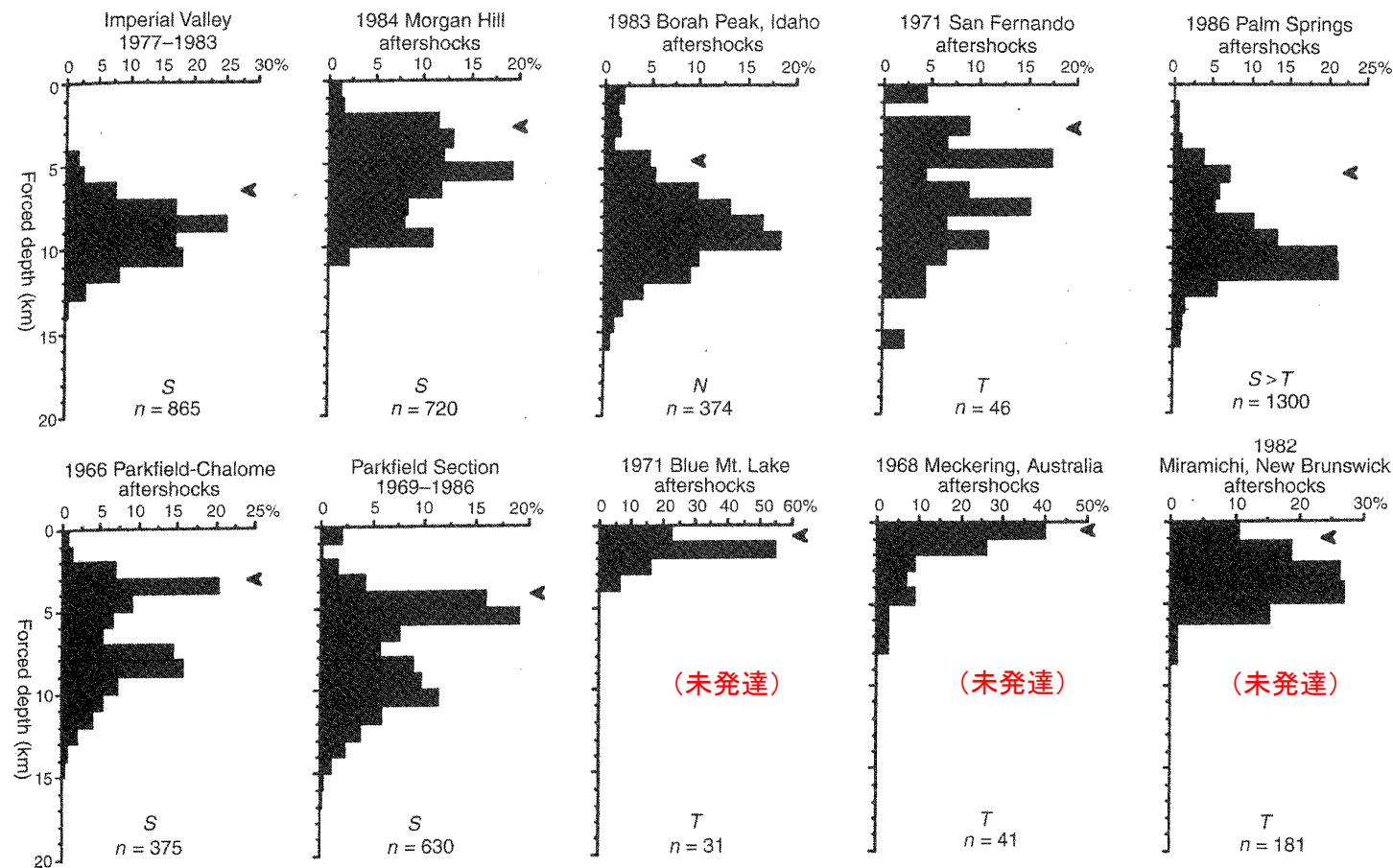


せん断ゾーンの断面の見取り図

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.シヨルツ(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.シヨルツ(2010)より抜粋・加筆

## 2.4 摩擦とすべり等の関係：断層掘削研究等

■知見整理の趣旨 断層掘削研究等に関する知見を収集し、断層浅部のすべりの特徴を整理した。		
文献	文献で扱っている地震	文献選定理由
佐藤他(2003) Hirono et al. (2007) Mori・加納(2009) Ma et al. (2006)	1995年兵庫県南部地震  1999年集集地震	断層やその周辺をボーリングして得られたコア試料の実験結果や温度計測した結果等に基づき、応力状態やエネルギーについて検討されているため。
Tanikawa and Shimamoto(2009) Ujiiie et al. (2013) Hirono et al. (2019)	1999年集集地震  2011年東北地方太平洋沖地震	
Zhang et al.(2003)	1999年集集地震	断層を直接ボーリングして取得したコアを用いた実験結果に基づき、断層浅部での大すべりの要因について検討されているため。
		断層浅部を含め、断層面上の応力分布が検討されているため。

## ■知見整理結果

- ・ 佐藤他(2003)では、野島断層とその周辺をボーリングして得られたコア試料の実験結果に基づき、断層面や破砕帯近傍ではせん断応力が常時小さいと推定されている。
- ・ Hirono et al.(2007)及びMori・加納(2009)では、断層を直接ボーリングして得られたコア試料の物質解析結果や温度計測した結果に基づき、1999年集集地震の際のChelungpu断層の動的せん断応力が1.25~1.85MPaと推定されている。
- ・ Ma et al. (2006)では、断層を直接ボーリングして得られたコア試料の分析結果等に基づき、Chelungpu断層は比較的成熟した断層であり、このような成熟した断層で大きな地震が発生した場合、若い断層に比べて破壊エネルギーの比率は小さいとされている。
- ・ Ujiiie et al. (2013)等によると、従来大きなすべりが伝播しないと考えられてきた断層浅部まで巨大地震性すべりが伝播した要因はthermal pressurization効果(高速すべりにより発生した摩擦熱により断層中の水が膨張することで引き起こされるせん断応力の低下現象)であったとされている。
- ・ Zhang et al.(2003)では、震源インバージョン結果を用い、差分法により1999年集集地震の断層面上の応力分布を求めており、断層浅部において静的応力降下量が0以下と推定されている。

## 1995年兵庫県南部地震 佐藤他(2003)

- 野島断層近傍の育波と平林で得られたコア試料に変形率変化法を適用して応力測定が行われ、水圧破碎法による結果と合わせて断層近傍の応力状態に関する特徴が述べられている。
- 変形率変化法および水圧破碎法から得られている地殻応力値を用いて、最大せん断面に対する最大せん断応力と法線応力との比  $\gamma$  を各測定深度に関して求め、断層面からの距離との関係を調べた結果、断層面から約100m以内の領域あるいは破碎帯の近傍で  $\gamma$  値が小さいという結果を得た。変形率変化法の結果が地震前の応力を反映しているとする、このことは断層面や破碎帯近傍ではせん断応力が常時小さいことを意味するであろうとされている。

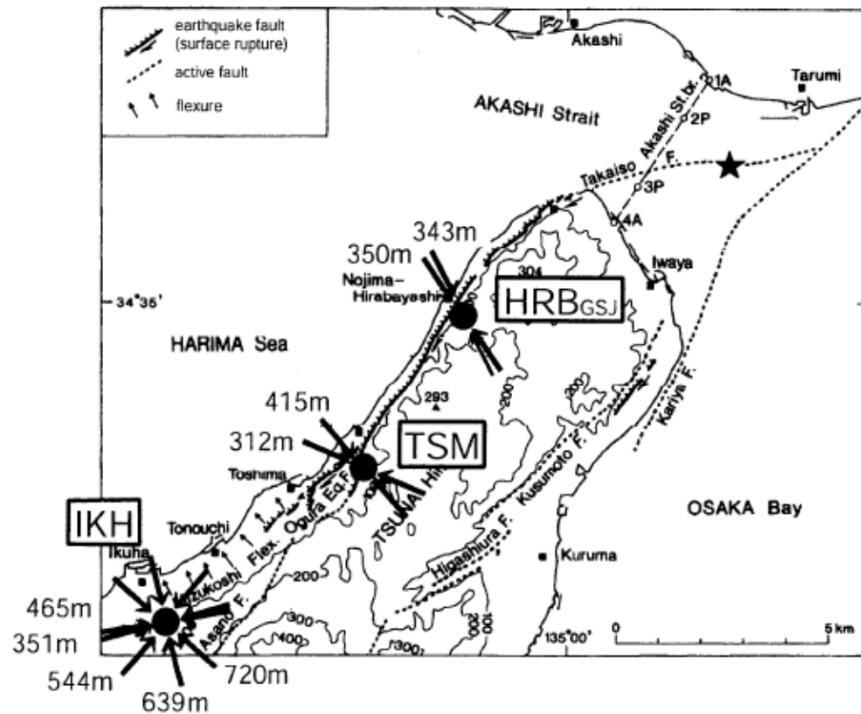


Fig. 1. Directions of the largest horizontal compressive stress obtained from the DRA method. Index map of the Nojima Fault is from Awata *et al.* (1996). IKH, TSM, and HRB denote the locations of Ikuha, Tushima, and Hirabayashi drilling sites, respectively.

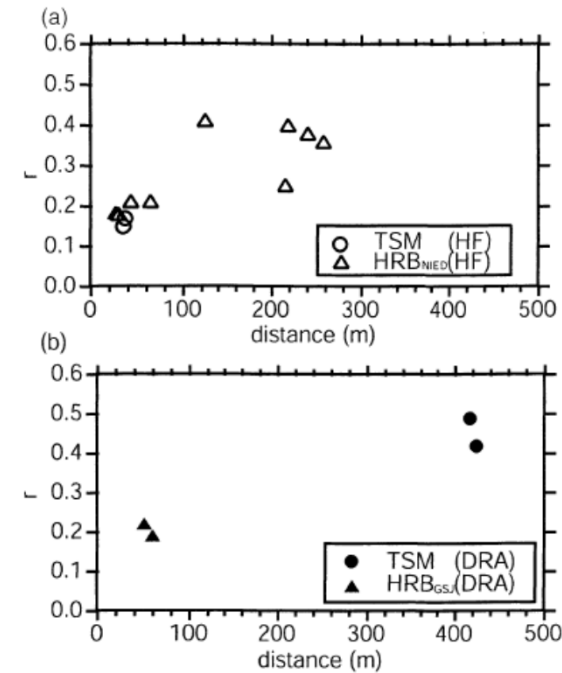


Fig. 10. Relationship between the  $r$ -value and the shortest distance from the fault to the measurement point. (a) TSM and HRB by hydraulic fracturing stress measurements (HF). The data are from Ikeda *et al.* (2001) and Tsukahara *et al.* (2001). (b) TSM and HRB by DRA.

佐藤他 (2003)より抜粋・加筆

## 1999年集集地震 Hirono et al.(2007)

- 摩擦加熱と熱伝導に伴う温度の経時変化を考慮した化学反応速度論的手法を用いて、Chelungpu断層から採取した断層ガウジ試料に含まれる炭酸カルシウム鉱物の熱分解を調査することで、1999年集集地震時のChelungpu断層の動的せん断応力が推定されている。
- 1999年集集地震時の動的せん断応力は1.25~1.85MPa、摩擦係数は0.04~0.05と推定され、この推定値はChelungpu断層沿いの摩擦が低いという仮説と一致するとされている。

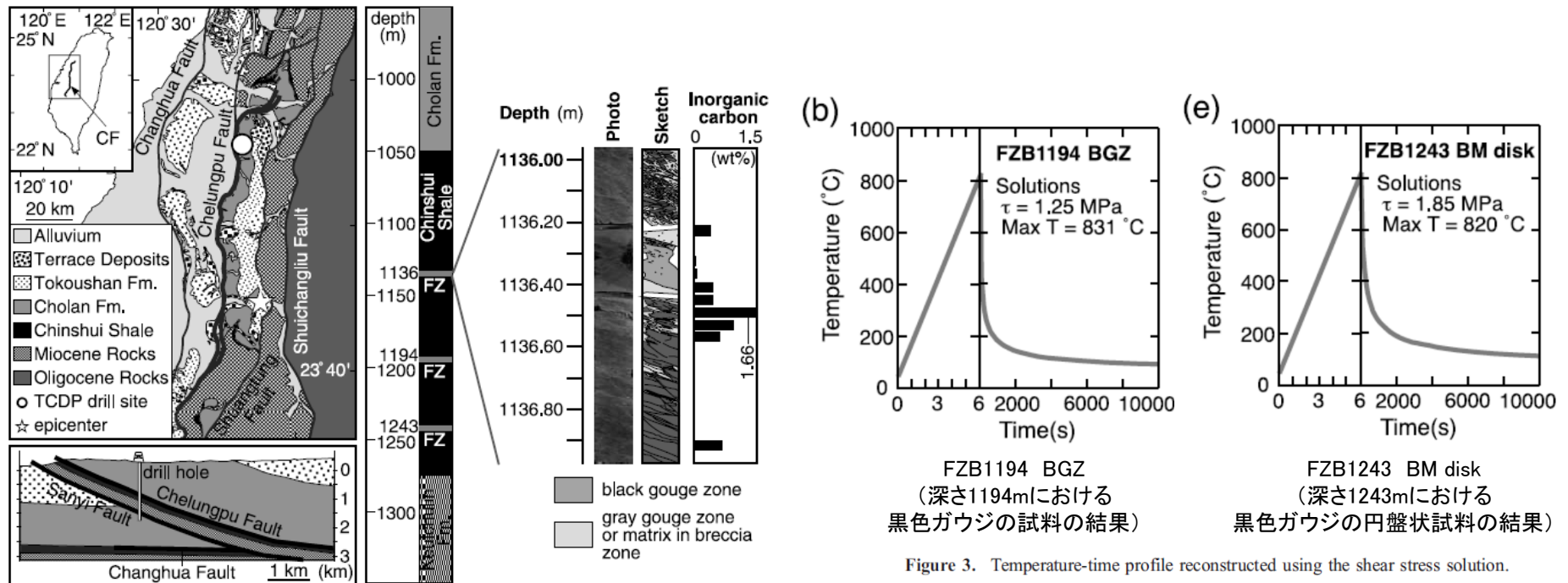


Figure 1. Geological map of central Taiwan showing the site of the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project (TCDP), an E-W cross section through the drill hole site, a core photo and interpretive sketch around the black gouge zone in FZB1136, and results of inorganic carbon content measurements. CF, Chelungpu fault; FZ, fault zone.

Figure 3. Temperature-time profile reconstructed using the shear stress solution.

## 1999年集集地震 Mori・加納(2009)

○1999年集集地震の断層帯を掘りぬいたボーリング孔の温度計測結果から、せん断応力が推定されている。

○観測された断層帯からの距離に応じた温度異常データを用いてグリットサーチにより熱拡散率 $\alpha$ と熱源強さ $S$ が推定されている。さらに、これらの値から温度異常を引き起こしたせん断応力は1.1MPaと推定されている。

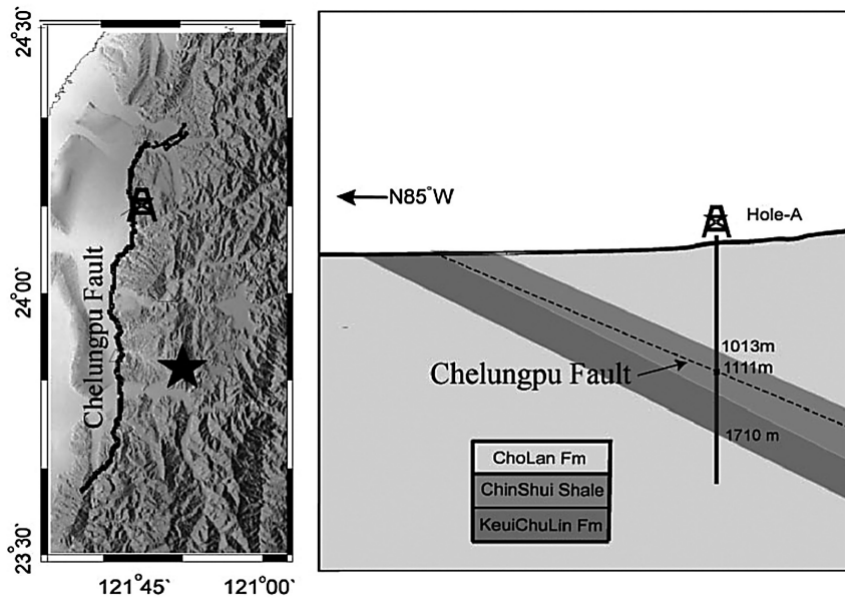


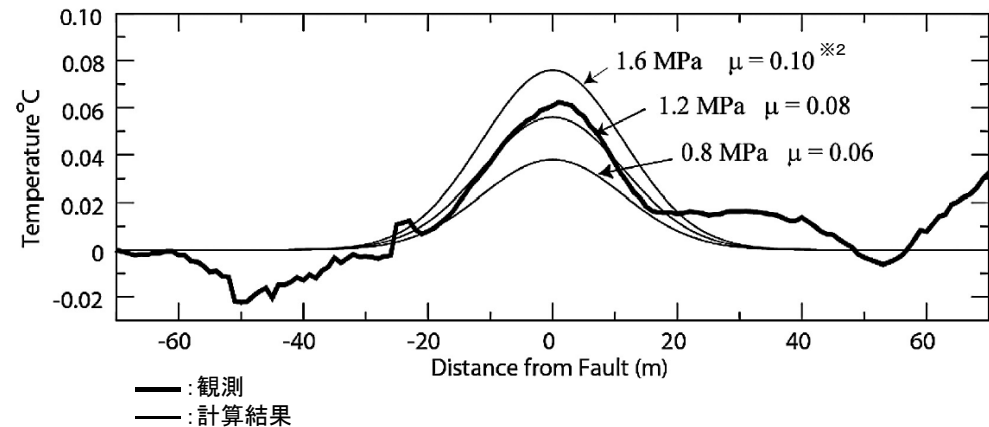
Fig. 3 Location and schematic diagram of the Taiwan Chelungpu fault Drilling Project (TCDP). Drilling tower symbol is the TCDP site and the star is the earthquake epicenter.

$$T(x, t) = \frac{S}{2\sqrt{\pi\alpha t}} e^{-x^2/4\alpha t} \quad (1)$$

$T(x,t)$ : 薄層の高温物質が無限媒質中に急激に挿入された場合の1次元熱伝導に対する解,  $t$ : 時間,  $x$ : 距離,  $\alpha$ : 熱拡散率

$$S = \frac{\tau u}{c\rho} \quad (2)$$

$S$ : 熱源の強さ,  $U$ : 断層変位,  $c$ : 比熱,  $\rho$ : 密度,  $\tau$ : せん断応力,  $\mu$ : 摩擦係数



Chelungpu断層における温度異常の観測結果 (Kano et al.(2006))

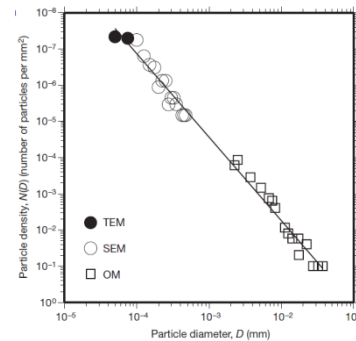
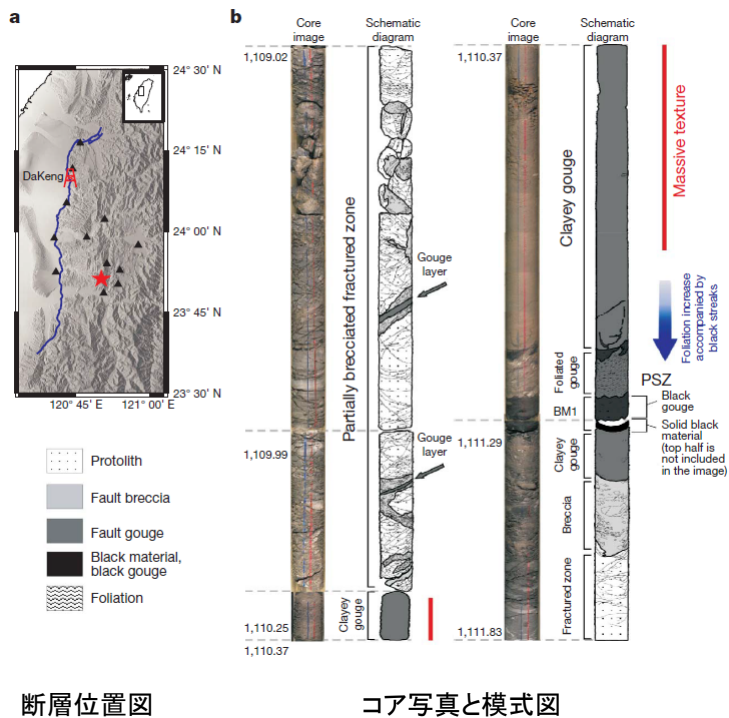
※2 Kano et al.(2006)では、1.6MPa  $\mu=0.12$ , 1.1MPa  $\mu=0.08$ , 0.7MPa  $\mu=0.04$ となっている。

Mori・加納(2009)より抜粋・加筆

# 1999年集集地震 Ma et al. (2006)

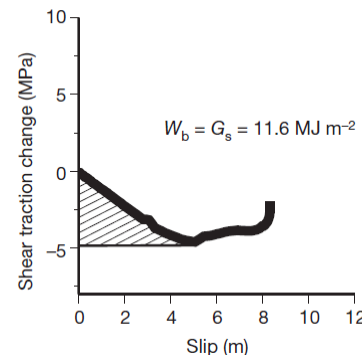
○1999年集集地震の断層を直接ボーリングして採取した断層コア試料を用いて、すべり帯内部の粒子の大きさを工学および電子顕微鏡観察により測定し、得られた粒径分布から破壊表面エネルギーを計算した。近地震計のデータから計算された地震の破壊仕事と比較した結果、破壊表面エネルギーは破壊仕事の6%にすぎず、残りはthermal pressurization効果や断層溶融のような動的なプロセスに関連している可能性があると考えられている。

○放射効率  $\eta'_R$  の推定結果0.88から、Chelungpu断層は比較的成熟した断層であり、このような成熟した断層で大きな地震が発生した場合、若い断層に比べて破壊エネルギーの比率は小さいとされている。



断層ガウジの粒径分布

断層ガウジの粒径分布や断層の厚さなどを考慮し、地震時の表面破壊エネルギーは0.71 MJm<sup>-2</sup>と推定されている。



地震観測記録を用いて推定した断層面の応力変化を積分して得られた破壊仕事

$$\eta_R = \frac{E_R}{E_R + E_G}$$

$\eta_R$  ※: 放射効率,  $E_R$ : 放射エネルギー,  $E_G$ : 破壊エネルギー

※表面破壊エネルギーが破壊エネルギーに主に寄与していれば、 $\eta'_R$ は $\eta_R$ に近い値になるとされている。

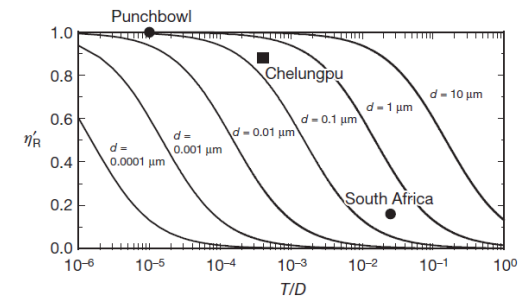


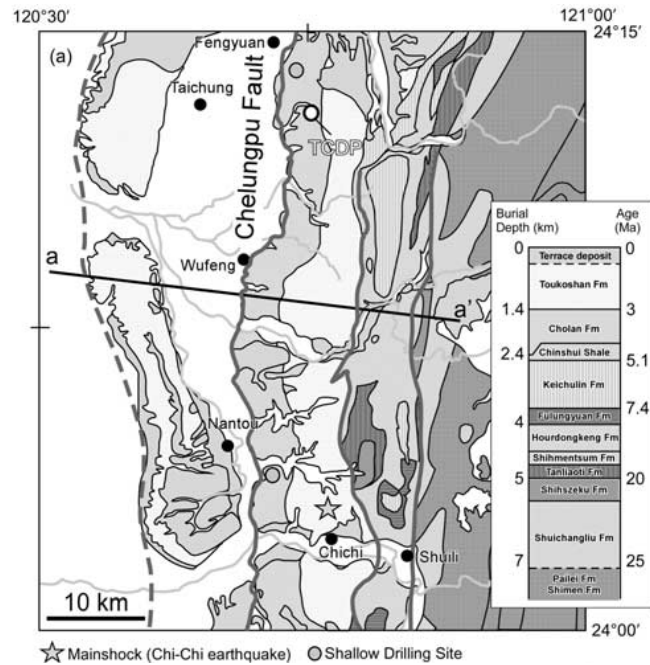
Figure 4 | The ratio of radiated energy to the summation of the radiated and surface energy as a function of the ratio of fault thickness ( $T$ ) to total fault displacement ( $D$ ). Curves show the values for various grain sizes. The values for the Punchbowl fault, South African mines (solid circles) and the Chelungpu fault (squares) are shown. The Chelungpu fault has intermediate values between the Punchbowl fault (1.0) and data from the South African mines (0.16).

Ma et al.(2006)より抜粋・加筆

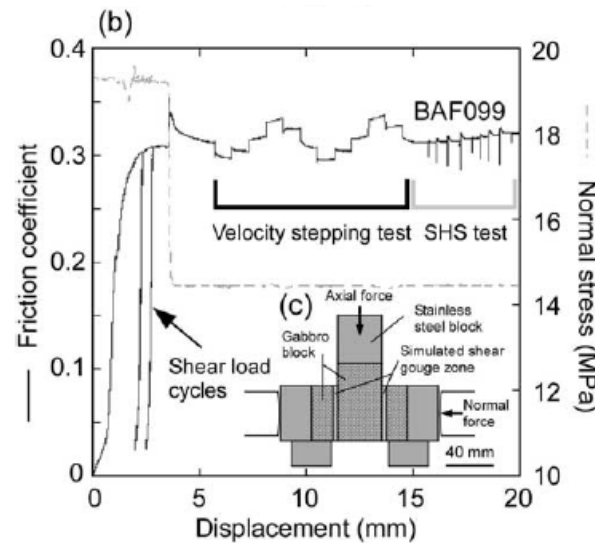
# 1999年集集地震 Tanikawa and Shimamoto (2009)

○断層の北部と南部で異なる地震時の断層すべりの挙動について検討するため、Chelungpu断層の浅いボーリング孔から採取した断層岩石試料を用いて、低速および高速摩擦試験等がなされ、その結果を踏まえた数値実験が行われている。

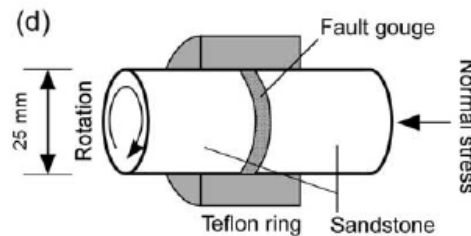
○南北の対照的な地震挙動は、主にすべり帯の流体輸送特性の違いに起因し、北部の大きなすべり変位は、南部より効率的なthermal pressurization効果によるものとされている。



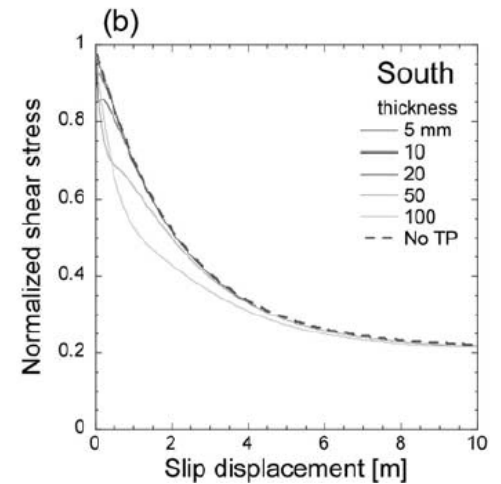
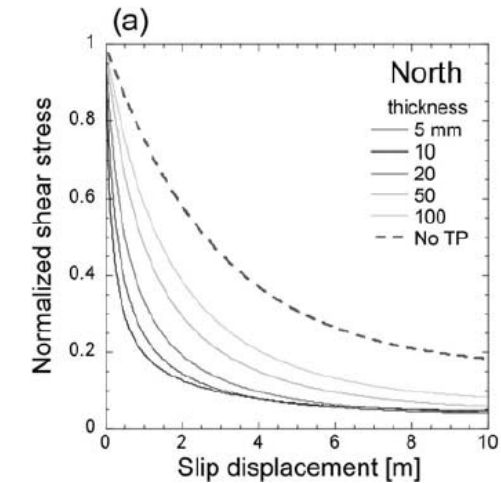
調査地域の地質図



(b)せん断応力と垂直応力の履歴  
(c)低速摩擦試験装置の模式図



(d)高速回転摩擦試験装置の模式図



数値実験結果(すべり変位-せん断応力曲線)

Tanikawa et al. (2009)より抜粋・加筆

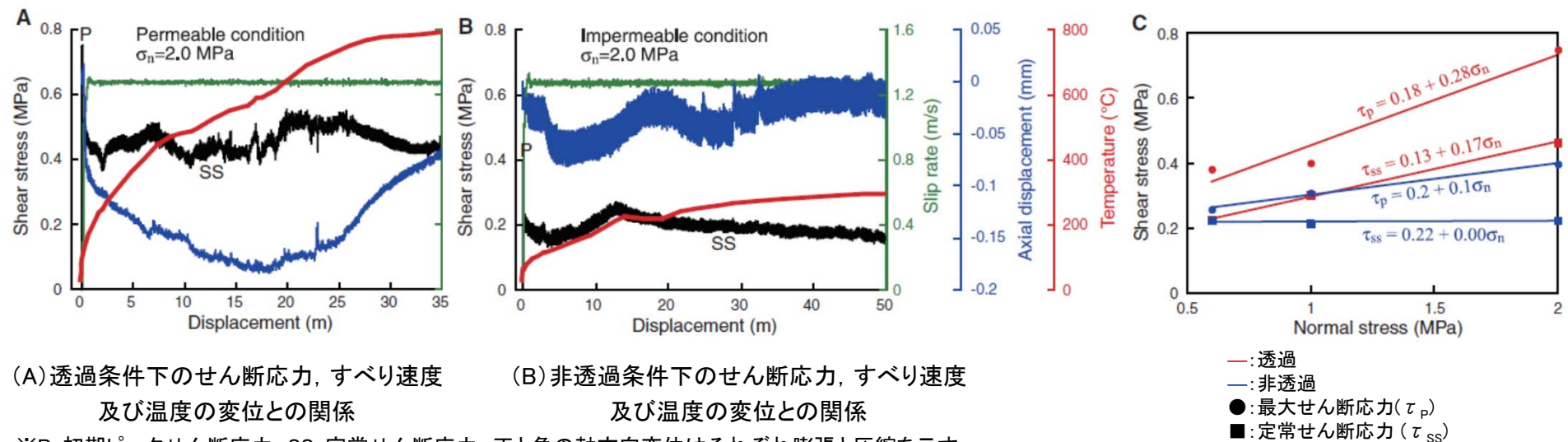


## 2011年東北地方太平洋沖地震 Ujiie et al. (2013)

○2011年東北地方太平洋沖地震の震源断層から収集した断層ガウジ試料を用いた高速摩擦実験が行われている。

○これまでプレート境界断層での巨大地震発生時には、浅部まで大きなすべりは伝播しないと考えられてきたが、東北地方太平洋沖地震では浅部巨大地震性すべりが発生し、巨大津波を引き起こした。そのメカニズムを探る為に、プレート境界断層から掘り出した試料を用いて、高速摩擦実験を行ったところ、地震時の断層におけるせん断応力は非常に小さいことが明らかになったとされている。

○その原因として、断層物質が強度の低い粘土(スメクタイト)を多量に含むことと、thermal pressurization効果(高速すべりにより発生した摩擦熱により断層中の水が膨張することで引き起こされるせん断応力の低下現象)があげられ、これにより大きな断層変位と、その結果としての巨大津波の発生を引き起こしたと考えられるとされている。



(A) 透過条件下のせん断応力、すべり速度及び温度の変位との関係

(B) 非透過条件下のせん断応力、すべり速度及び温度の変位との関係

※P: 初期ピークせん断応力, SS: 定常せん断応力。正と負の軸方向変位はそれぞれ膨張と圧縮を示す。温度データは、ガウジの最大温度。

(C) 主応力とせん断応力の関係

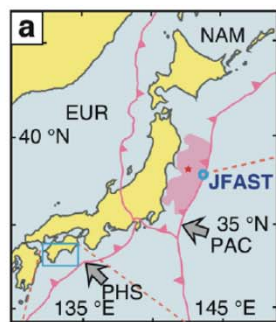
日本海溝から取得した試料を用いた高速摩擦実験結果

Ujiie et al. (2013)より抜粋・加筆

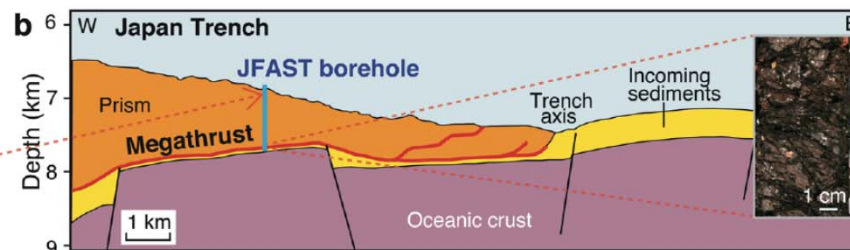
## 2011年東北地方太平洋沖地震 Hirono et al.(2019)

○これまで東北地方太平洋沖地震の発生時、日本海溝軸付近まで破壊が伝播したプレート境界断層がなぜ大規模にすべったのか、という原因については、断層が強度の弱い粘土鉱物(スメクタイト)から構成されることと、thermal pressurization効果の2つの説があり、どちらが主要因であるのか解明されていなかった。

○地球深部探査船「ちきゅう」で採取された日本海溝のプレート境界断層の試料分析値において、thermal pressurizationが機能した場合の摩擦係数と機能しなかった場合の摩擦係数を用いて、プレート境界断層での破壊伝播の動力学解析を実施することにより、主要因がthermal pressurizationであることを特定したとされている。

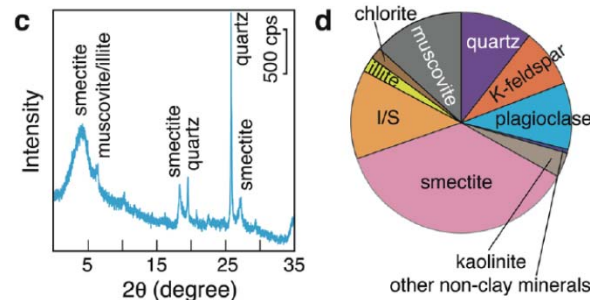


配置図



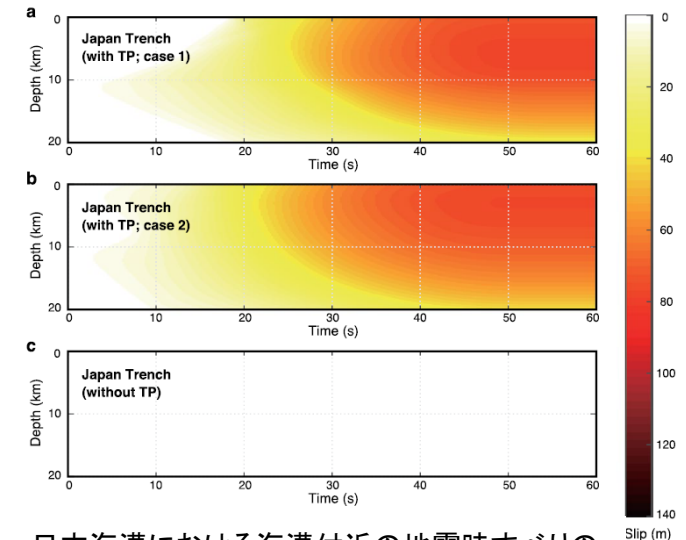
断面図

(写真はボーリング孔から回収したプレート境界断層試料)



断層材料のXRD解析結果

東北地方太平洋沖地震調査掘削(JFAST; Japan Trench Fast Drilling Project)による日本海溝掘削地点と採取された断層試料



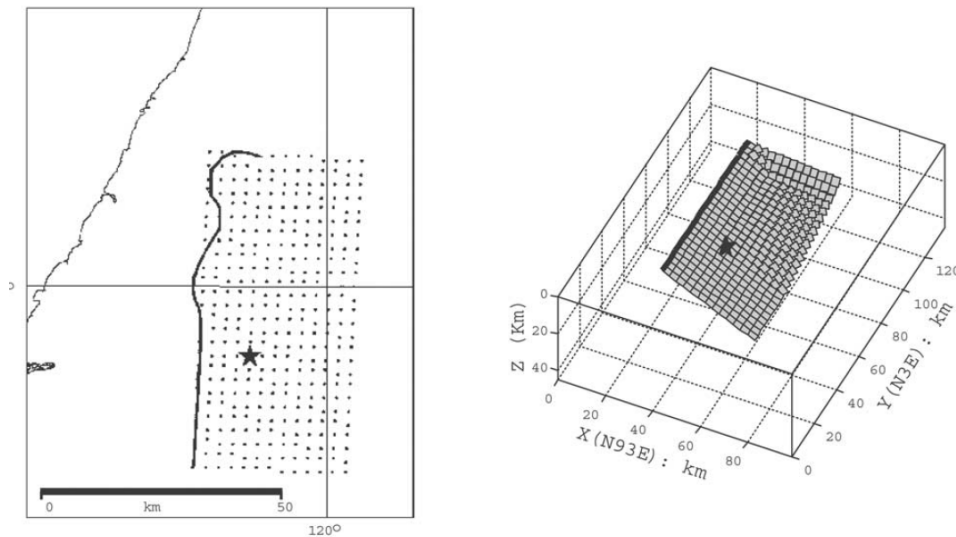
日本海溝における海溝付近の地震時すべりの時空間分布

- (a) スメクタイトを40～80%含む試料の摩擦パラメータを用いたケース (thermal pressurizationを考慮)
- (b) スメクタイトを40～55%含む試料の摩擦パラメータを用いたケース (thermal pressurizationを考慮)
- (c) thermal pressurizationを考慮しないケース

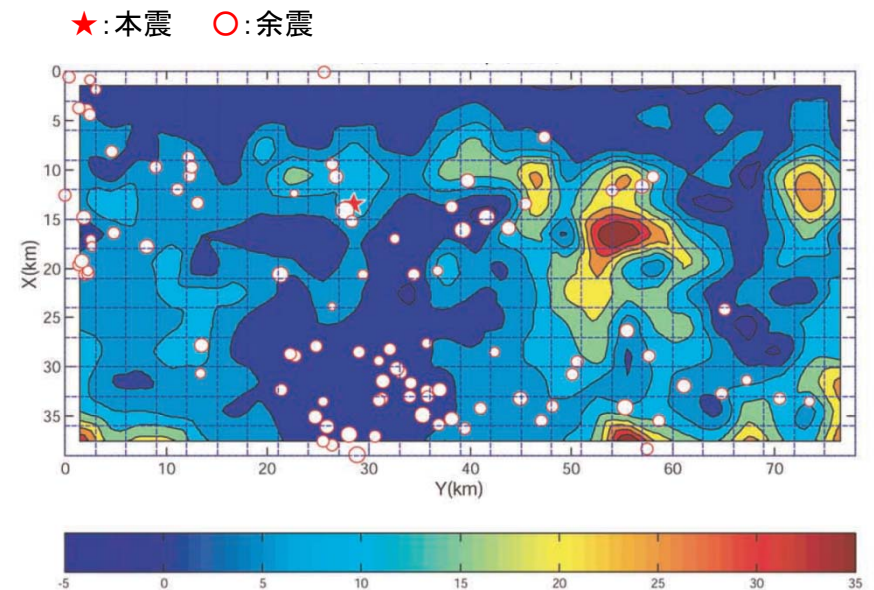
Hirono et al. (2019)より抜粋・加筆

## 1999年集集地震 Zhang et al.(2003)

- 既往の震源インバージョン解析結果(対象周期は2~20秒)を用い, 3次元差分法により1999年集集地震の断層面上における応力の時空間分布等が推定されている。
- 断層浅部において, 静的応力降下量は負(応力上昇)となっている。



解析に用いた3次元有限差分法モデル



静的応力降下量 (MPa)

Zhang et al.(2003)より抜粋・加筆

## 2章のまとめ(1/3)

### 2.1 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、1999年集集地震(北部)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。

### 2.2 震源過程(インバージョン解析)

- ・ 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、いずれの文献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。

### 2.2 震源過程(フォワード解析, その1)

- ・ 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。

## 2章のまとめ(2/3)

### 2.2 震源過程(フォワード解析, その2)

- ・ 佐藤(2017)では, 経験的グリーン関数法により広帯域の震源モデルが推定されており, 阿蘇付近の強震動生成域の上端は, 断層面上端に推定されている。
- ・ 佐藤(2017)を除き, 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なかった。

### 2.3 震源近傍における建物被害

- ・ 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。
- ・ 地表地震断層と建物被害の分布の特徴について, 鈴木他(2016)によると, 現在の強震動の理論では地殻の浅い部分では強震動が発生しないと仮定しているが, 狭い範囲の建物被害分布は地殻の浅い部分での破壊の寄与を示唆しているとされている。
- ・ 益城における被害集中の要因について, 山田(2017)によると, 建築年代の古い建物が多かったことおよび表層地盤構造の違いから地震動が増幅しやすい条件にあったという2点が考えられるとされている。

## 2章のまとめ(3/3)

### 2.4 摩擦とすべり等の関係:摩擦構成則

- ・ C.H.シヨルツ(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。

### 2.4 摩擦とすべり等の関係:断層掘削研究等

- ・ 佐藤他(2003)では, 野島断層とその周辺をボーリングして得られたコア試料の実験結果に基づき, 断層面や破砕帯近傍ではせん断応力が常時小さいと推定されている。
- ・ Hirono et al.(2007)及びMori・加納(2009)では, 断層を直接ボーリングして得られたコア試料の物質解析結果や温度計測した結果に基づき, 1999年集集地震の際のChelungpu断層の動的せん断応力が1.25~1.85MPaと推定されている。
- ・ Ma et al. (2006)では, 断層を直接ボーリングして得られたコア試料の分析結果等に基づき, Chelungpu断層は比較的成熟した断層であり, このような成熟した断層で大きな地震が発生した場合, 若い断層に比べて破壊エネルギーの比率は小さいとされている。
- ・ Ujiie et al. (2013)等によると, 従来大きなすべりが伝播しないと考えられてきた断層浅部まで巨大地震性すべりが伝播した要因は, thermal pressurization効果(高速すべりにより発生した摩擦熱により断層中の水が膨張することで引き起こされるせん断応力の低下現象)であったとされている。
- ・ Zhang et al.(2003)では, 震源インバージョン結果を用い, 差分法により1999年集集地震の断層面上の応力分布を求めており, 断層浅部において静的応力降下量が0以下と推定されている。

# 目次

---

1. 検討方針
2. 知見の整理
  - 2.1 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
  - 2.5 まとめ
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察
4. 基本震源モデルの地震動評価法
  - 4.1 震源モデルの設定及び計算手法
  - 4.2 2016年熊本地震の再現解析
  - 4.3 まとめ
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方
6. 浦底断層の地震動評価
  - 6.1 地下構造評価の概要
  - 6.2 基本震源モデルによる地震動評価
  - 6.3 不確かさを考慮した地震動評価
  - 6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
  - 6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
  - 6.6 まとめ
7. 全体まとめ
8. 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

### 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察： 知見の選定(1/5)

- 浅部断層からの短周期地震動の扱いを判断するため、2章で整理した知見の中から関連するものを選定し、記載内容に応じて分類する。また分類された知見に対する考察を行い、浅部断層からの短周期地震動の影響を見極め、震源モデルを検討する上での参考とする。
- 選定した知見について、論証された内容が確認できる学協会の査読論文もしくは報告・資料を中心に分類するが、より多くの知見を確認するため、学会大会発表や雑誌記事類についても整理する。

2.1 震源近傍における地震動の特徴⇒ 浅部断層からの短周期地震動の生成に関係する知見はないため、3章での検討対象とはしない。

文献名	著者	選定結果
地震動—その合成と波形処理	理論地震動研究会(1994)	—
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	野津(2006)	—
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	Hisada et al.(2003)	—
Effects of Sedimentary Layers on Directivity Pulse and Fling Step	Hisada et al.(2004)	—
台湾チェルンプ断層掘削における成果	Ma et al.(2003)	—
Why 1G Was Recorded at TCU129 Site During the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake	Wen et al.(2001)	—
益城町宮園・西原村小森本震記録の解析	岩田(2016)	—

2.2 震源過程(インバージョン解析)⇒ 検討対象周期帯が約1秒以上のため、3章での検討対象とはしない。

文献名	著者	選定結果
Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes	Kagawa et al.(2004)	—
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～	引間他(2015)	—
Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms	Kubo et al.(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	引間(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	引間・三宅(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	Asano and Iwata(2016)	—
Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records	Yoshida et al.(2017)	—



## 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察： 知見の選定(2/5)

2.2 震源過程(インバージョン解析)⇒ 検討対象周期帯が約1秒以上のため, 3章での検討対象とはしない。

文献名	著者	選定結果
Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes	Kagawa et al.(2004)	—
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～	引間他(2015)	—
Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms	Kubo et al.(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	引間(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	引間・三宅(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	Asano and Iwata(2016)	—
Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records	Yoshida et al.(2017)	—

2.2 震源過程(フォワード解析, その1)⇒ 検討対象周期帯が約1秒以上のため, 3章での検討対象とはしない。

文献名	著者	選定結果
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	田中他(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1) 1999年集集地震を対象とした検討	金田他(2017)	—
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	田中他(2017b)	—
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—	入倉・倉橋(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	久田・田中(2017)	—

## 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察： 知見の選定(3/5)

## 2.2 震源過程(フォワード解析, その2)

上段:文献名, 下段:選定理由	著者	選定結果
Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto Earthquake ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現した知見として3章での検討対象とする。	Irikura et al.(2017)	○
強震観測記録に基づく2016年熊本地震の広帯域震源特性 ..... 一部のSMGAが地表に近い浅部に推定されている知見として3章での検討対象とする。	佐藤(2017)	○
Source Modeling for Predicting Ground Motions and Permanent Displacements Very Close to the Fault Trace ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現した知見であるが、3章では、本知見の更新版であるOana et al.(2019)で代表して考察する。	Ikutama et al.(2018)	—
Source Modelling for Reproducing of Strong Ground Motions and Permanent Displacements Very Close to the Fault Trace of the 2016 Kumamoto, Japan, Earthquake ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現し、また、2.2節の文献の中で最も短周期側まで評価した知見であることから3章での検討対象とする。	Oana et al.(2019)	○
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 ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現した知見であるが、3章では、同様の結果が得られている2.2節の他の知見で代表して考察する。	Dan and Sato(1998)	—
Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter Area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現した知見であるが、3章では、同様の結果が得られている2.2節の他の知見で代表して考察する。	Dalguer et al.(2001)	—
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 ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現し、また、浅部からの短周期成分の影響に着目した検討がなされていることから、3章での検討対象とする。	釜江・入倉(2002)	○
Strong ground motion simulation of the 2003 Bam, Iran, earthquake using the empirical Green's function method ..... 浅部にSMGAを配置しなくても観測記録を再現した知見であるが、3章では、同様の結果が得られている2.2節の他の知見で代表させる。	Sadeghi et al.(2013)	—

## 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察： 知見の選定(4/5)

### 2.3 震源近傍における建物被害

上段: 文献名, 下段: 選定理由	著者	選定結果
台湾・集集地震の活断層近傍における建物被害 1999年集集地震の震源域全体に渡る被害分析を行っている。浅部断層からの短周期地震動の生成に関係する知見はないため、3章での検討対象とはしない。	林(2000)	—
震源域の強震動と被害 1999年集集地震での北部における建物被害について、揺れによる影響と断層食い違いの影響を区別して分析されており、浅部からの短周期地震動を検討する上で重要と考えられるため、3章での検討対象とする。	久田(2004)	○
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 久田(2004)と同様の観点でなされた知見である。3章では、久田(2004)で代表して考察する。	久田他(2012)	—
2014年長野県神城断層地震における建物被害調査 久田(2004)と同様の観点でなされた知見である。3章では、久田(2004)で代表して考察する。	石川・久田(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 久田(2004)と同様の観点でなされた知見である。3章では、久田(2004)で代表して考察する。	Hisada et al.(2017)	—
2016年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物の被害調査と活断層対策 久田(2004)と同様の観点でなされた知見であるが、2016年熊本地震の全域に渡り詳細な分析がなされていることから3章での検討対象とする。	久田他(2019)	○
2016年熊本地震を教訓とする活断層防災の課題と提言 浅部からの強震動生成を疑う知見であることから、3章での検討対象とする。	鈴木他(2016)	○
益城町市街地における地震断層と建物被害集中 浅部からの強震動生成を疑う知見であることから、3章での検討対象とする。	鈴木他(2018)	○
2016年熊本地震の地震断層の分布形状と家屋被害 浅部からの強震動生成を疑う知見であることから、3章での検討対象とする。	中田(2017)	○
2016年熊本地震で益城町に現れた震災の島とその生成要因の考察 山田(2017)は、上記鈴木他(2016)等の指摘も踏まえて検討されたものであることから、3章での検討対象とする。	山田(2017)	○

## 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察： 知見の選定(5/5)

### 2.4 摩擦とすべり等の関係

- ・ 摩擦の状態と断層すべりの関係について整理されたC.H.ショルツ(2010)から、断層浅部からの短周期地震動の生成を考察する上で参考となる知見が示されていることから3章での検討対象とする。
- ・ 他の知見は、断層掘削研究に基づく知見であり、地震学以外の観点から浅部断層のすべりを考察する上で参考になると考えられるため、3章での検討対象とする。

文献名	著者	選定結果
地震と断層の力学	C.H.ショルツ(2010)	○
変形率変化法により推定された野島断層近傍の地殻応力	佐藤他(2003)	○
A chemical kinetic approach to estimate dynamic shear stress during the 1999 Taiwan Chi-Chi earthquake	Hirono et al.(2007)	○
1999年台湾集集地震(Mw=7.6)と断層摩擦決定のための断層帯の温度計測	Mori・加納(2009)	○
Slip zone and energetics of a large earthquake from the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project	Ma et al.(2006)	○
Frictional and transport properties of the Chelungpu fault from shallow borehole data and their correlation with seismic behavior during the 1999 Chi-Chi earthquake	Tanikawa and Shimamoto(2009)	○
Low Coseismic Shear Stress on the Tohoku-Oki Megathrust Determined from Laboratory Experiments	Ujii et al.(2013)	○
Role of Weak Materials in Earthquake Rupture Dynamics	Hirono et al.(2019)	○
Heterogeneous distribution of the dynamic source parameters of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake	Zhang et al.(2003)	○

## 知見の分類(1/2)

前頁までで抽出した学協会の査読論文もしくは報告・資料について、記載内容に応じてA～Dに分類する。

分類	文献	浅部断層に関する内容
A 浅部から短周期地震動は発生すると指摘	—(該当なし)	—
B 浅部から短周期地震動は発生すると間接的に読み取れる	佐藤(2017)	・熊本地震におけるアスペリティ(1～5)を推定。 ・そのうち、アスペリティ5が地表面位置の付近に推定されている。
C 浅部から短周期地震動は発生しないと読み取れる または発生しないことが仮定されている	Irikula et al.(2017) <sup>※1</sup> Oana et al.(2019) 釜江・入倉(2002)	断層浅部にSMGAを配置しなくても断層近傍の観測記録の再現可能。
	久田(2004) 久田他(2019) 山田(2017) <sup>※2</sup>	断層近傍における被害は、断層変位によるものや建築年代、地盤構造の影響によるものが支配的。
	C.H.ショルツ(2010)	断層浅部はすべり安定となる。
D その他 (浅部からの短周期地震動の発生の有無に直接関係しないが参考となる知見)	佐藤他(2003) Hirono et al.(2007) Mori・加納(2009)	ボーリングデータの分析結果から、浅部の断層に働くせん断応力を推定している。
	Ma et al.(2006) Zhang et al.(2003) <sup>※3</sup>	地震観測記録を用いた検討により、浅部の断層における応力の変化について示されている。
	Tanikawa and Shimamoto(2009) Ujii et al. (2013) <sup>※4</sup> Hirono et al.(2019) <sup>※4</sup>	1999年集集地震や2011年東北地方太平洋沖地震の際に、従来地震発生時には大きなすべりは伝播しないと考えられてきた断層浅部において、地震性すべりが発生したことが指摘されている。

※1 Bに分類された佐藤(2017)に関する考察の中で説明。

※2 次頁の鈴木他(2016)等に関する考察の中で説明。

※3 Ma et al.(2006)に関する考察の中で説明。

※4 Tanikawa and Shimamoto(2009)に関する考察の中で説明。

## 知見の分類(2/2)

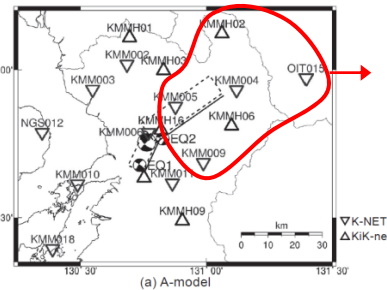
学会大会発表や雑誌記事類について整理する。

分類	文献	浅部断層に関する内容
<p>浅部から短周期地震動は発生すると主張はしていないが、「強震動」は発生すると間接的に読み取れる</p>	<p>鈴木他(2016) (同様の観点で検討された知見として、鈴木他(2018)、中田他(2017)がある)</p>	<p>熊本地震において、益城町や西原村付近では明らかに浅部にずれがみられる点を踏まえ、「レシピア」において、浅部から「強震動」を出さないことを仮定している点を疑問視。</p> <hr/> <p>熊本地震における建物被害について「その範囲(「震災の帯」)は断層線から概ね数百mの範囲内であり、局所的な被害集中が地下数km以深で発生した地震動によるとは考えにくい。」としている。</p>

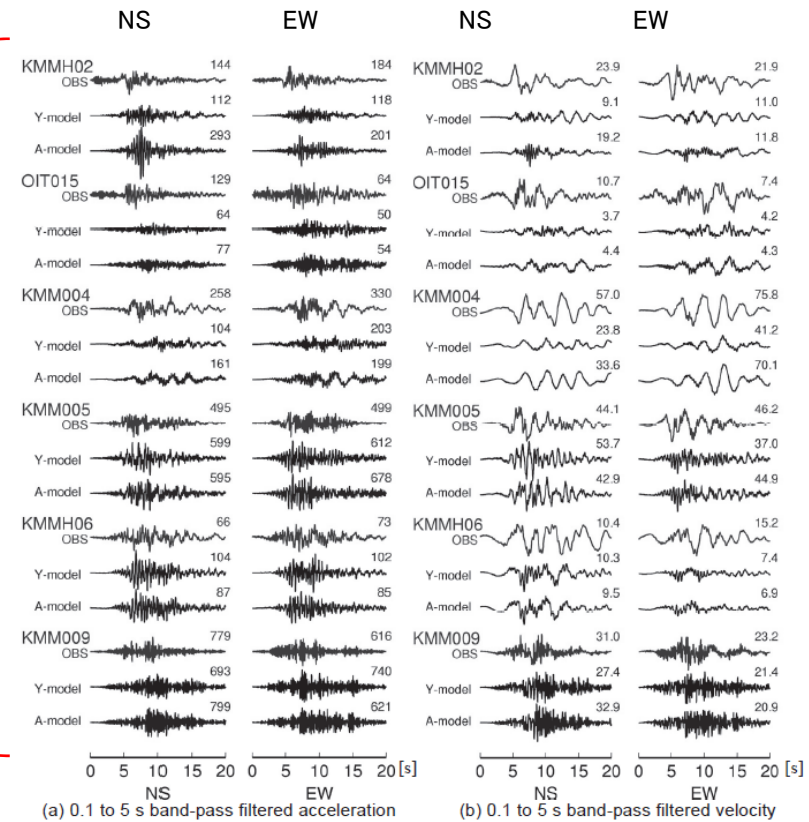
## 分類B: 佐藤(2017)に関する考察 (1/3)

○2つのSMGAモデル(Aモデル, Yモデル)の比較検討の結果, 地殻変動データ等との整合性の観点から, 北東側の断層面を南東傾斜としたYモデルが妥当とされている。

○YモデルのSMGA5は地表付近に推定されている。



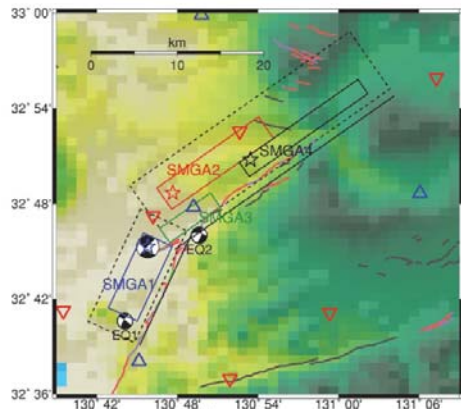
SMGA5付近の観測点を赤枠で示す。また、その観測点における評価結果を右図に示す。



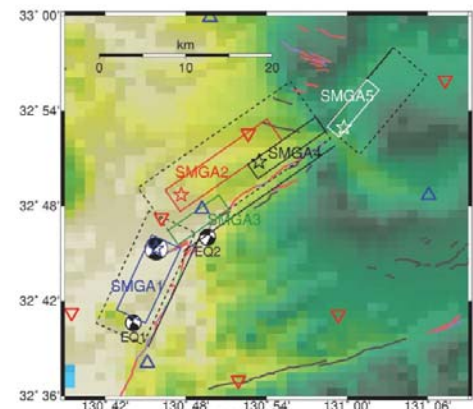
加速度波形

速度波形

佐藤(2017)より抜粋・加筆



Aモデル



Yモデル

■考察

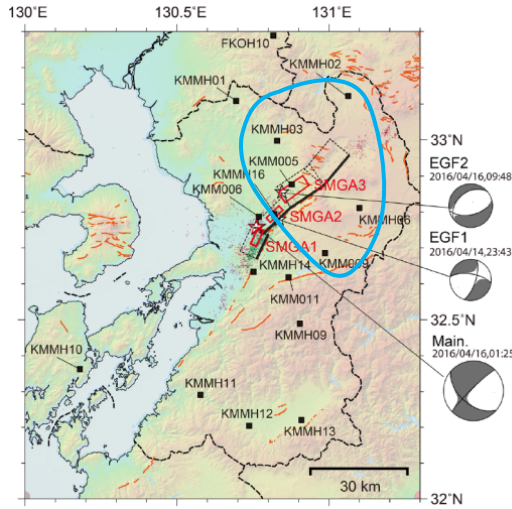
- ・ 佐藤(2017)のYモデルでは, SMGA5が地表付近に推定されているが, 傾斜角75度と高角であり, また解析に用いた観測点から離れていることから, SMGA上端深さの精度については留意が必要である。
- ・ YモデルでSMGA5が地表付近に推定されている一方, Aモデルでは浅部にSMGAは推定されていないが, 評価関数のmisfitはそれぞれ169.8, 170.9と, その差は小さく, 推定精度は大きく変わらない。また, SMGA5周囲の観測点に対する評価結果をみてもAモデルとYモデルの両方で大きな差異は見られない。

3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

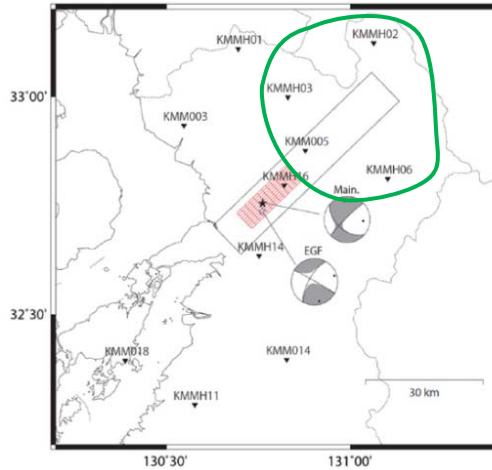
# 分類B: 佐藤(2017)に関する考察 (2/3)

○佐藤(2017)同様, 2016年熊本地震のSMGAを推定したIrikura et al.(2017)について考察する。

黒線: 観測  
赤線: 計算



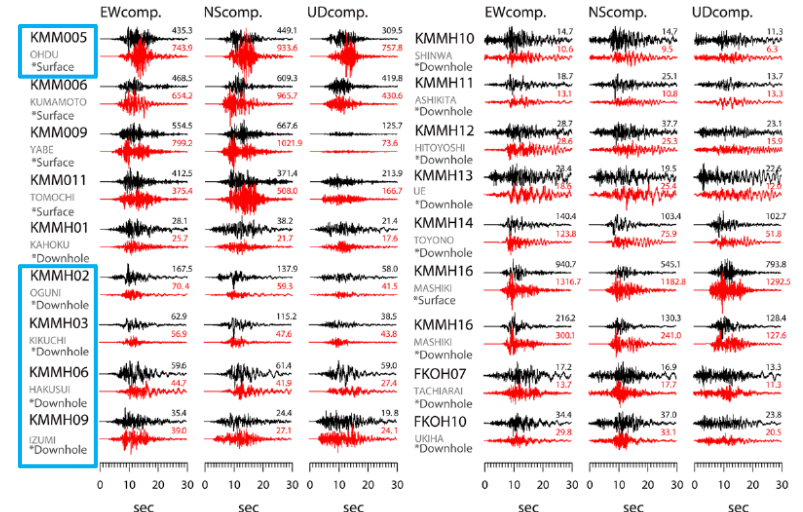
Yoshida et al.(2016)に基づく  
SMGAモデル



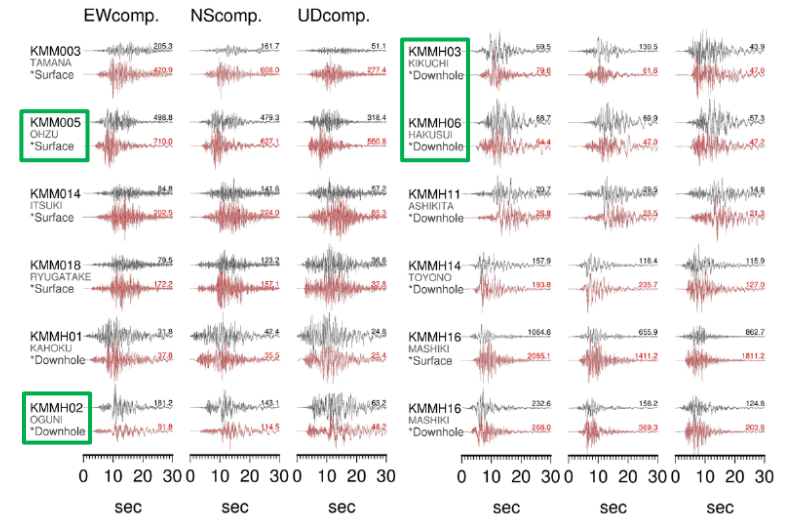
Kubo et al.(2016)に基づく  
SMGAモデル

上記2つのSMGAモデルにおいて, 佐藤(2017)のSMGA5付近の観測点を青線, 緑線で示す。  
また, その観測点における評価結果を右図の青線, 緑線で示す。

**■ 考察**  
Irikura et al.(2017)の2つのSMGAモデルでは, いずれも北東側の断層面内にSMGA5は推定されていないが, 佐藤(2017)のYモデルにおけるSMGA5の周辺観測点の記録を再現している。



Yoshida et al.(2016)に基づくSMGAモデルによる加速度波形



Kubo et al.(2016)に基づくSMGAモデルによる加速度波形

Irikura et al.(2017)より抜粋・加筆



## 分類B: 佐藤(2017)に関する考察 (3/3)

○佐藤(2017)において、北東側の断層面を地殻変動等に基づき南東傾斜とした震源モデル(Yモデル)に対して強震動生成域を推定した結果、SMGA5は地表付近に推定されていることに対して、当社見解をまとめる。

### ■当社見解

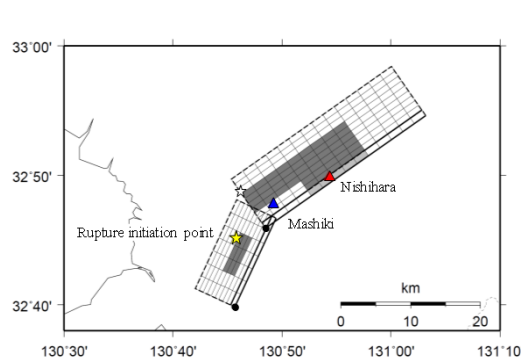
- ・ 佐藤(2017)のYモデルでは、SMGA5が地表付近に推定されているが、傾斜角75度と高角であり、また解析に用いた観測点から離れていることから、SMGA5上端深さの精度については留意が必要である。更に、YモデルでSMGA5が地表付近に推定されている一方、Aモデルでは浅部にSMGAは推定されていないが、評価関数のmisfitはそれぞれ169.8, 170.9と、その差は小さく、推定精度は大きく変わらない。SMGA5周囲の観測点に対する評価結果をみてもAモデルとYモデルの両方で大きな差異は見られない。
- ・ 経験的グリーン関数法によりほとんどの観測点の記録が概ね再現されているIrikura et al.(2017)のSMGAモデルでは、北東側の断層面内にSMGAは推定されていないにもかかわらず、佐藤(2017)のYモデルにおけるSMGA5の周辺観測点の記録を再現している。
- ・ 以上のことから、浅部断層からの短周期地震動を考慮しなくても地震動を評価できると考えられる。

3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

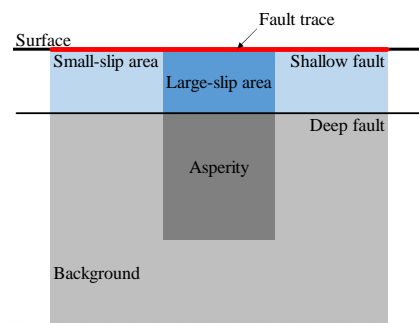
## 分類C: Oana et al.(2019)に関する考察

○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たIkutama et al.(2018)を基に、2016年熊本地震の再現解析が行われている。

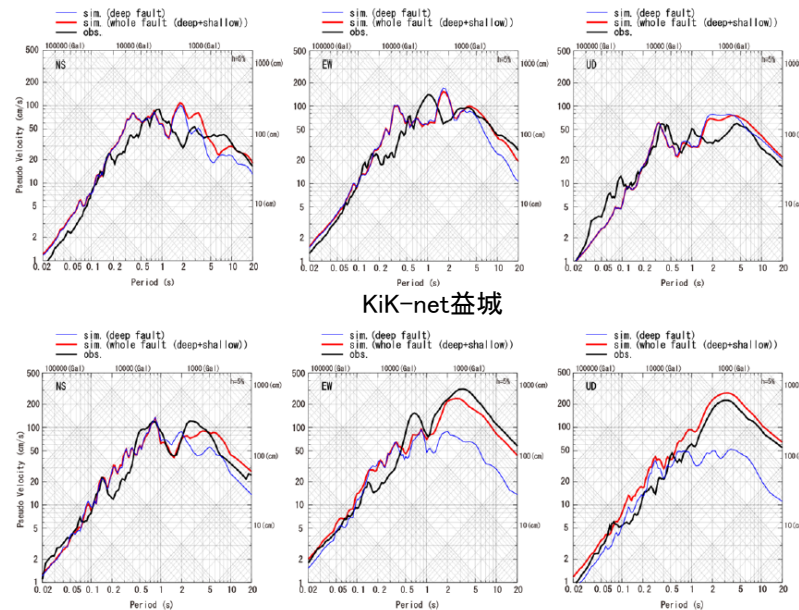
○地表地震断層近傍の観測記録を良く再現しており、震源モデルの妥当性が確認されたとされている。



断層配置図



断層モデル図



西原村小森

擬似速度応答スペクトル

Oana et al.(2019)より抜粋・加筆

■ 当社見解

断層浅部にSMGAを配置しなくても断層近傍の観測記録を再現できていることから、断層近傍における断層浅部からの短周期の影響は小さいと考えられる。

## 分類C: 釜江・入倉(2002)に関する考察

○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、観測波の再現が行われている。震源断層モデルは、3つのアスペリティが設定され、震源北部の第3アスペリティの浅部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。

○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。

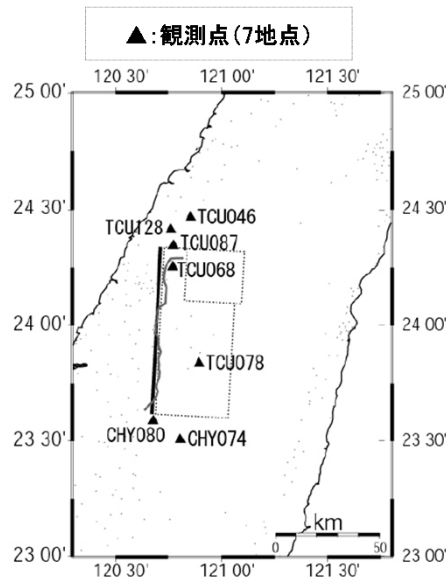


Fig. 5. Map showing strong motion stations, surface ruptures and the epicenter of the mainshock for Chi-Chi earthquake

下図:  
 ・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

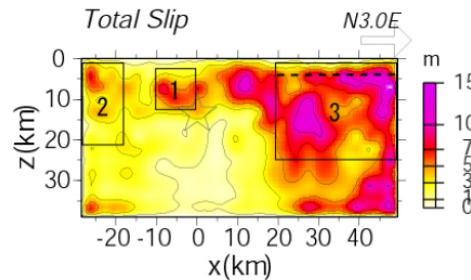
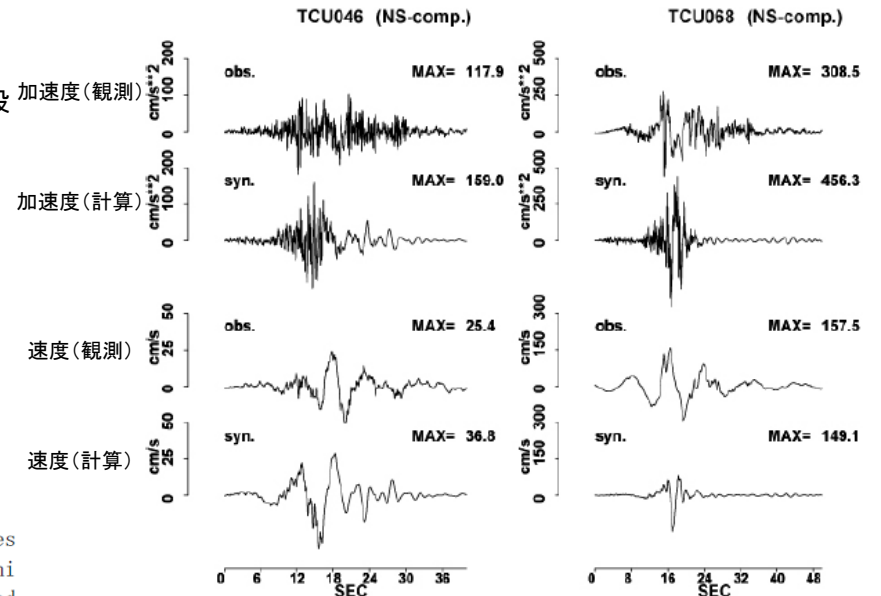


Fig. 6. Source model consisting of three asperities estimated from forward modeling for the Chi-Chi earthquake. Our model (rectangles) is superimposed on the inverted model by Iwata and Sekiguchi (2000)



各観測点(TCU046, TCU068)における加速度波形, 速度波形

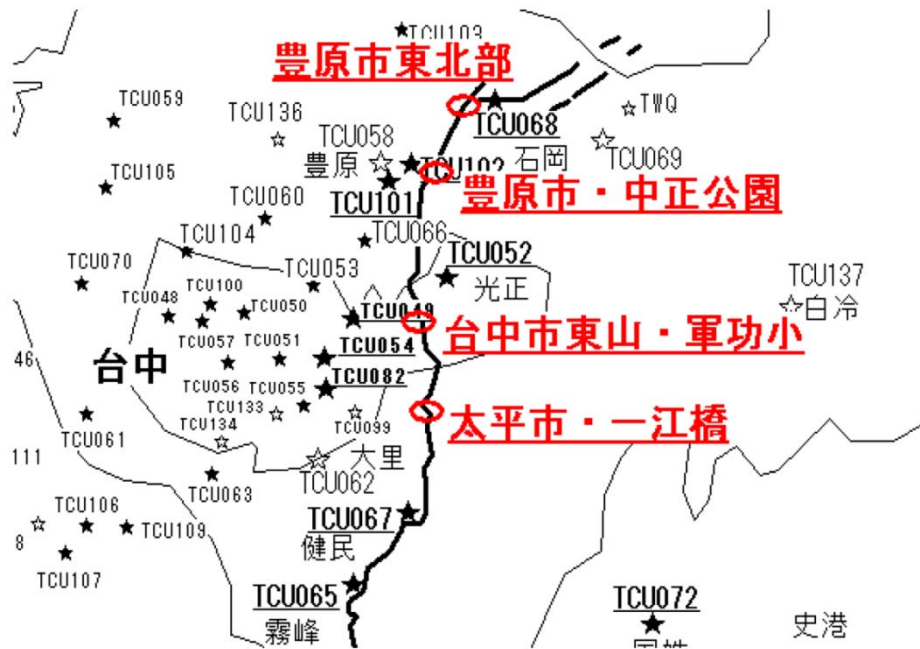
釜江・入倉(2002)より抜粋・加筆

### ■ 当社見解

断層浅部にSMGAを配置しなくても断層近傍の観測記録を再現できていることから、断層近傍における断層浅部からの短周期の影響は小さいと考えられる。

## 分類C: 久田(2004)に関する考察

○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、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



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

### ■当社見解

地表地震断層近傍における被害は、揺れによる被害は少なく、ほぼ断層変位に起因するとの上記分析結果を踏まえると、地表地震断層近傍における断層浅部からの短周期の影響は小さいと考えられる。

### 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

## 分類C: 久田他(2019)に関する考察

- 全壊以上の甚大な建物の被害は、大半は古い木造建物であり、基礎が束基礎や無筋コンクリートの場合、断層変位により基礎が破壊され、上部構造も大きく変形していたとされている。
- 南阿蘇地域では断層変位に加えて、揺れにより建物に甚大な被害が生じた。建物の倒壊は断層走向に直交する方向に卓越する傾向が見られ、破壊開始点との位置関係から震源特性(指向性パルス)の影響があったと推定されている。

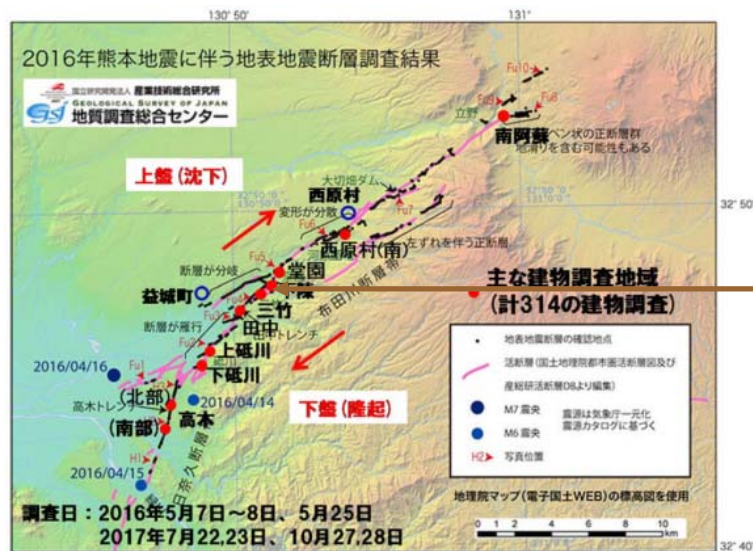


図1 活断層と出現した地表地震断層、および、断層の近傍での悉皆調査地点(文献16)に加筆

久田(2019)より抜粋・加筆

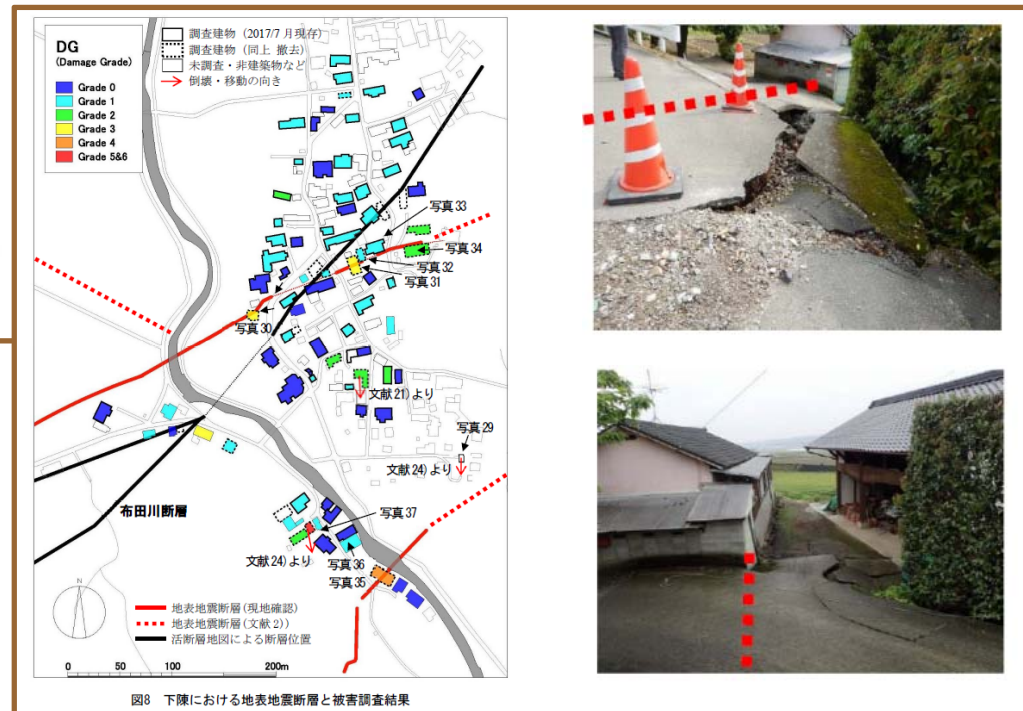


図3 下陳における地表地震断層と被害調査結果

#### ■ 当社見解

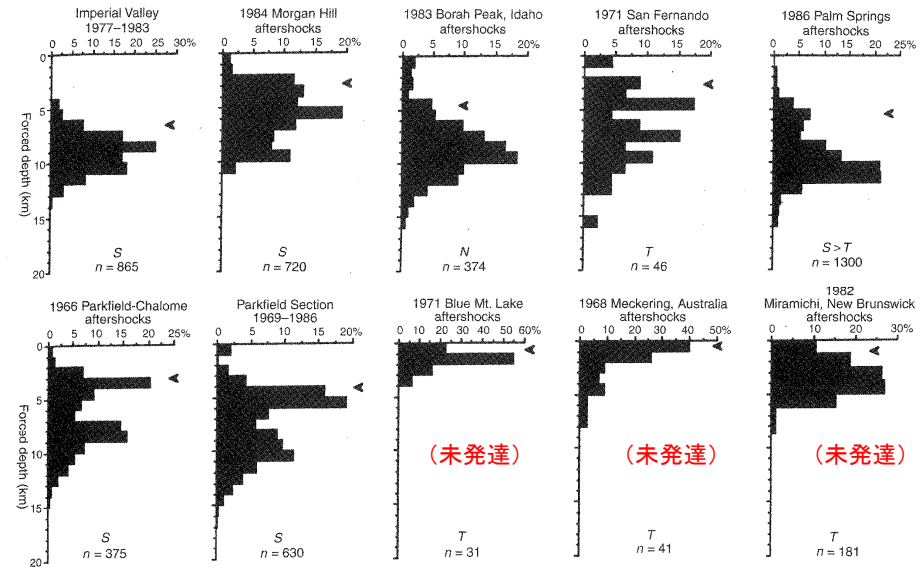
地表地震断層近傍における被害は、断層変位か、破壊開始点との位置関係による震源特性(指向性パルス)の影響に起因するとの上記分析結果を踏まえると、地表地震断層近傍における断層浅部からの短周期の影響は小さいと考えられる。

## 分類C: C.H.ショルツ(2010)を踏まえた考察(1/2)

OC.H.ショルツ(2010)における速度-状態変数摩擦則の扱い

- ・速度-状態変数摩擦則は、震源核形成に関する説明に用いられており、地震時における断層のすべりの進展には直接用いられていない。
- ・しかしながら、断層面上におけるすべり安定、すべり不安定の領域分け(せん断ゾーンの断面のモデリング)に際して速度-状態変数摩擦則に基づいた検討がなされている。

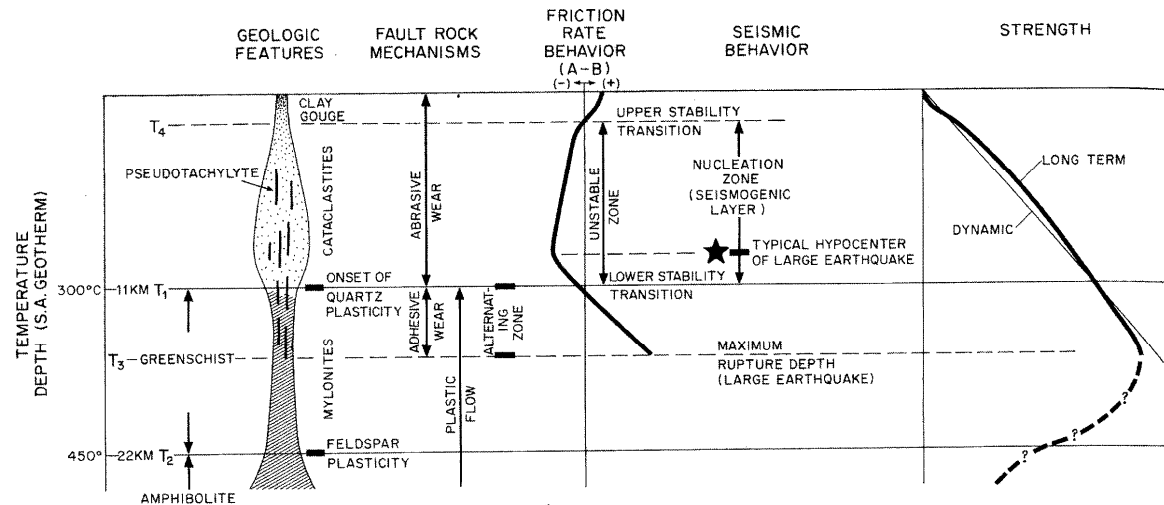
⇒ 断層浅部からの短周期地震動に関する考察を行う上で、せん断ゾーンの断面のモデリングの考え方を参照する。



よく発達した断層と未発達断層で起きる地震の深度分布

OC.H.ショルツ(2010)によるせん断ゾーンの断面のモデリング

- ・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。



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

## 分類C: C.H.ショルツ(2010)を踏まえた考察(2/2)

○短周期地震動生成の物理と、C.H.ショルツ(2010)で示された知見を踏まえ、断層浅部からの短周期地震動の生成について考察する。

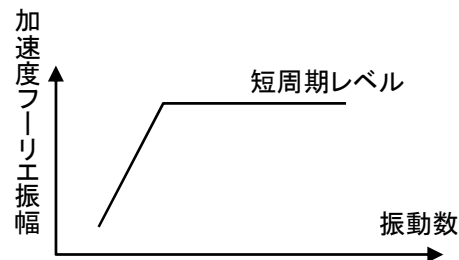
### ■短周期地震動生成の物理

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)より下式のとお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、

- $\beta$  : せん断波速度  
 $\Delta\sigma$  : 応力降下量  
 $r$  : 断層等価半径



加速度震源スペクトルのイメージ

### ■C.H.ショルツ(2010)

よく発達した断層浅部では、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。

### ■当社見解

- ・ 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。

3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

## 分類D: 佐藤他(2003)に関する考察

- 野島断層近傍の育波と平林で得られたコア試料に変形率変化法を適用して応力測定が行われ、水圧破碎法による結果と合わせて断層近傍の応力状態に関する特徴が述べられている。
- 変形率変化法および水圧破碎法から得られている地殻応力値を用いて、最大せん断面に対する最大せん断応力と法線応力との比  $\gamma$  を各測定深度に関して求め、断層面からの距離との関係を調べた結果、断層面から約100m以内の領域あるいは破碎帯の近傍で  $\gamma$  値が小さいという結果を得た。変形率変化法の結果が地震前の応力を反映しているとする、このことは断層面や破碎帯近傍ではせん断応力が常時小さいことを意味するであろうとされている。

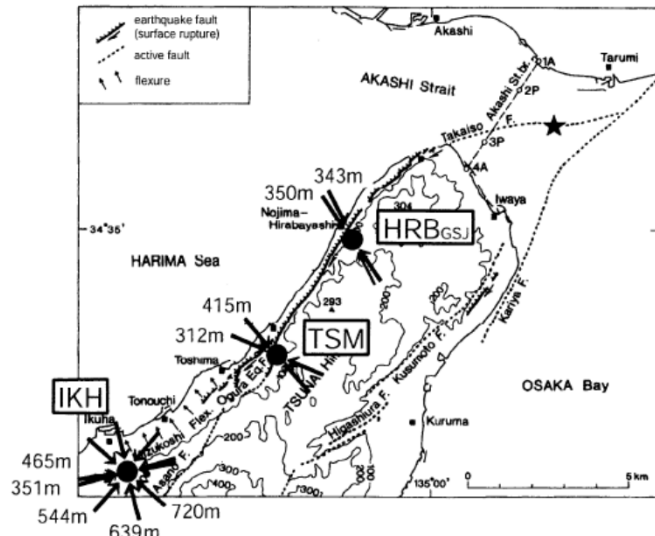


Fig. 1. Directions of the largest horizontal compressive stress obtained from the DRA method. Index map of the Nojima Fault is from Awata *et al.* (1996). IKH, TSM, and HRB denote the locations of Ikuha, Tushima, and Hirabayashi drilling sites, respectively.

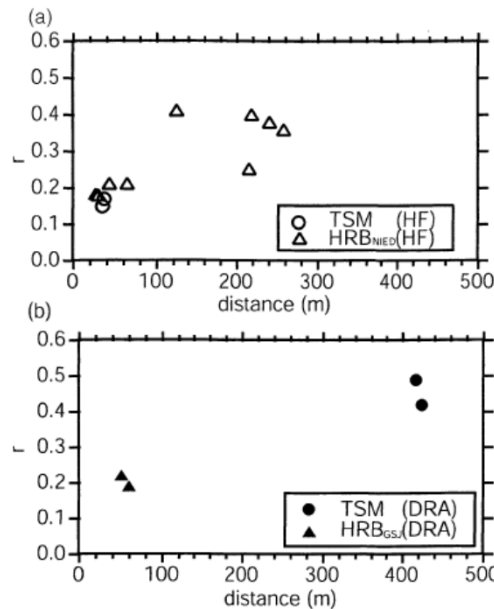


Fig. 10. Relationship between the  $r$ -value and the shortest distance from the fault to the measurement point. (a) TSM and HRB by hydraulic fracturing stress measurements (HF). The data are from Ikeda *et al.* (2001) and Tsukahara *et al.* (2001). (b) TSM and HRB by DRA.

佐藤他(2003)より抜粋・加筆

### ■ 当社見解

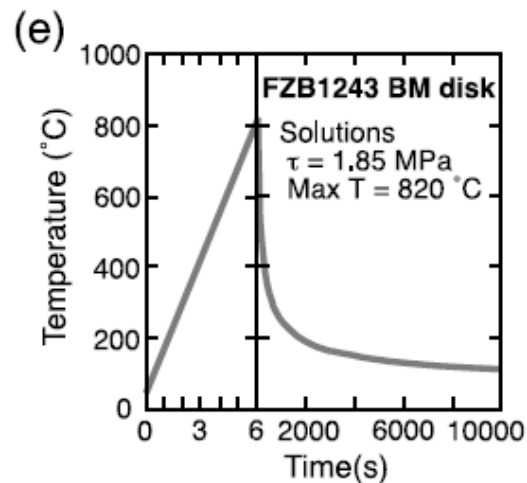
佐藤他(2003)では、変形率変化法および水圧破碎法から得られている地殻応力値から求めた、最大せん断面に対する最大せん断応力と法線応力との比  $\gamma$  の断層面からの距離との関係から、断層面や破碎帯近傍におけるせん断応力が常時小さいことを意味するであろうとされているが、検討されているのはせん断応力であり、応力降下量とは異なる。



## 分類D: Hirono et al.(2007), Mori・加納(2009)に関する考察(1/2)

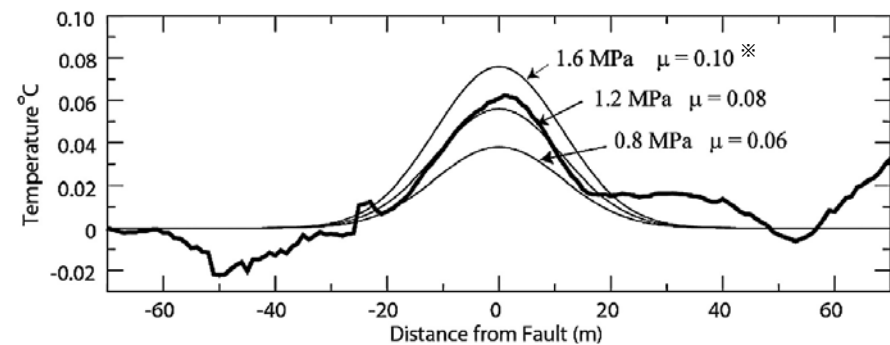
○Hirono et al.(2007)では、断層から採取したコアに含まれる炭酸カルシウム鉱物の熱分解を調査し、Chelungpu断層の動的せん断応力が1.25 MPa~1.85MPaと推定されている。

○Mori・加納(2009)では、集集地震の断層帯を掘りぬいたボーリング孔の温度計測結果から、温度異常を引き起こしたせん断応力は1.1MPaと推定されている。



Temperature-time profile reconstructed using the shear stress solution.

Hirono et al.(2007)より抜粋・加筆



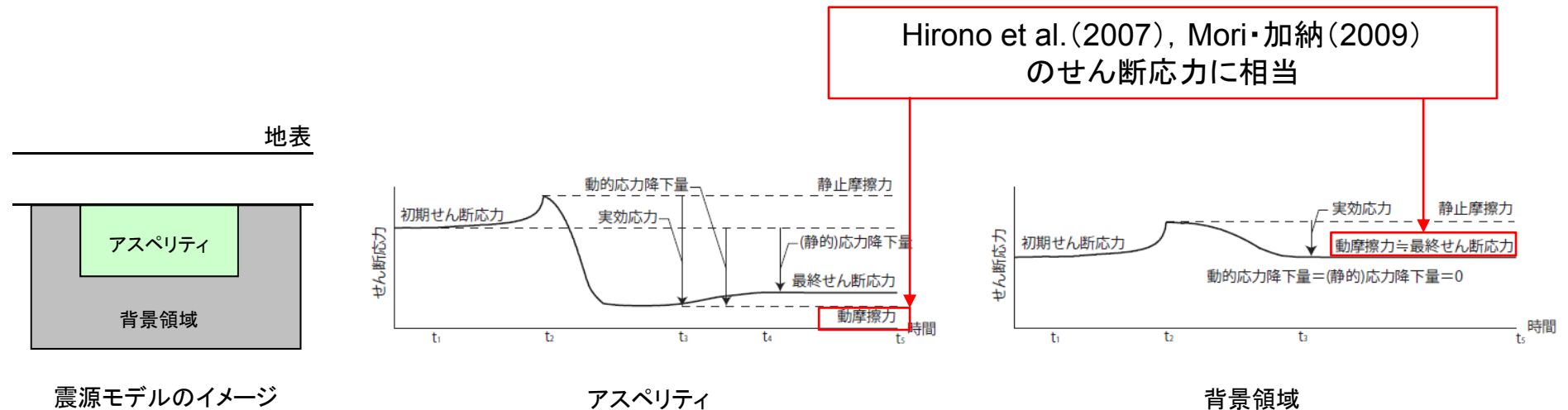
—: 観測  
—: 計算結果

Chelungpu断層における温度異常の観測結果(Kano et al.(2006))

※ Kano et al.(2006)では、1.6MPa  $\mu=0.12$ , 1.1MPa  $\mu=0.08$ , 0.7MPa  $\mu=0.04$ となっている。

Mori・加納(2009)より抜粋・加筆

## 分類D: Hirono et al.(2007), Mori・加納(2009)に関する考察(2/2)



小穴他(2015)より抜粋・加筆

断層面上におけるせん断応力の例

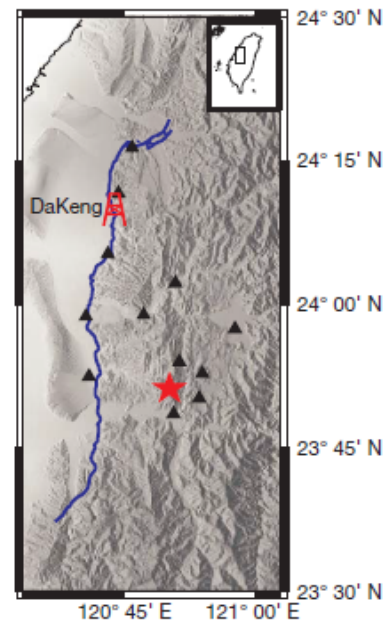
### ■ 当社見解

Hirono et al.(2007), Mori・加納(2009)では、断層を掘削した結果から推定された断層浅部におけるせん断応力は1.1MPa~1.85MPaと推定されているが、この値はせん断応力であり、応力降下量とは異なる。

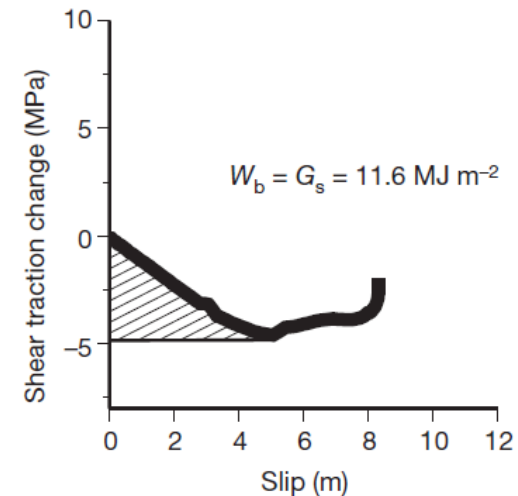
## 分類D: Ma et al. (2006)に関する考察(1/4)

- Ma et al. (2006)では、1999年集集地震の断層を直接ボーリングして採取した断層コア試料を用いて、地震時における破壊表面エネルギーを計算した。この値と地震計のデータから計算された地震の破壊仕事を比較した結果、破壊表面エネルギーは破壊仕事の6%と推定している。
- 破壊仕事は、ボーリング位置の断層面上におけるせん断応力とすべり量の時間変化から求めている。

DaKeng: ボーリング位置  
★ : 震央位置



断層とボーリング位置



ボーリング位置の断層面上におけるすべり弱化曲線  
(斜線部が破壊仕事に相当: 図中の $W_b$ )

Ma et al.(2006)より抜粋・加筆

### ■ 考察

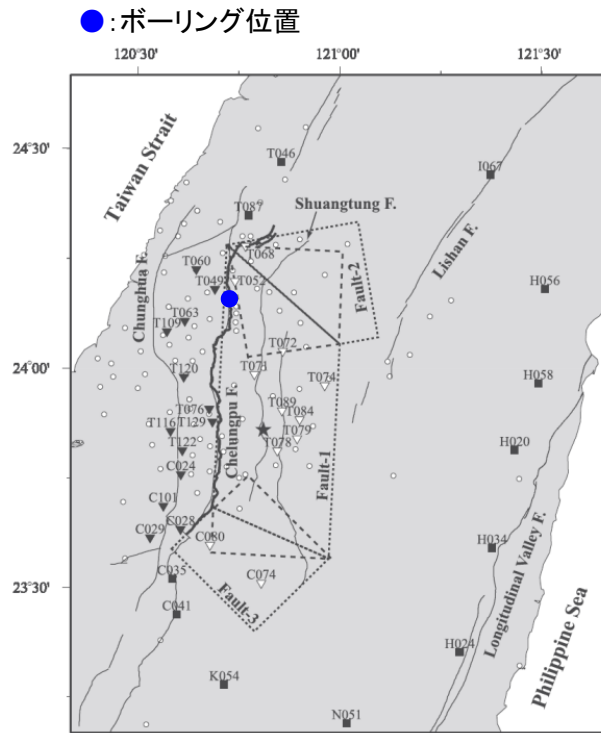
- ・ Ma et al. (2006)の地震観測記録を用いて推定したボーリング位置の断層面上のすべり弱化曲線から、5MPaのせん断応力の低下が読み取れる。
- ・ この低下量は、前提条件としてJi et al.(2003)の知見を用いていることからこの知見について次頁で考察する。

3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

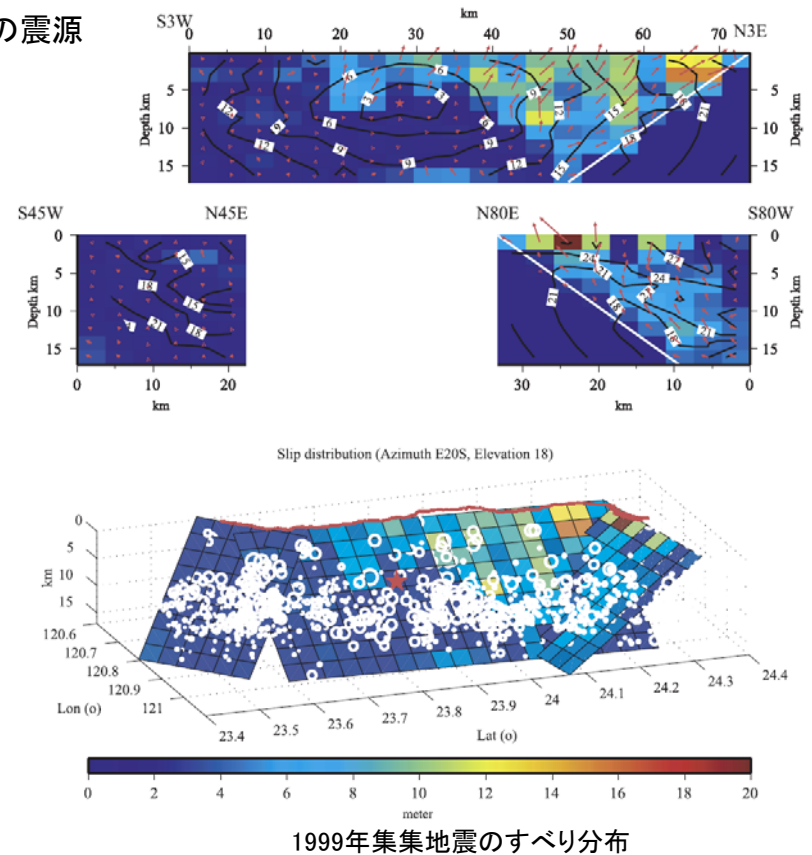
## 分類D: Ma et al. (2006)に関する考察(2/4): Ji et al.(2003)について

○Ma et al. (2006)で示された5MPaのせん断応力の低下は、ボーリング位置の断層面上の値としてJi et al.(2003)による1999年集集地震のすべりの時空間分布から求められたものである。

○Ji et al.(2003)は、0.8Hz以下の振動数成分を用いて1999年集集地震の震源インバージョン解析を行い、すべりの時空間分布を求めている。



震源インバージョン解析に用いた観測点  
(●: Ma et al.(2006)で用いられたボーリング位置)



Ji et al.(2003)より抜粋・加筆

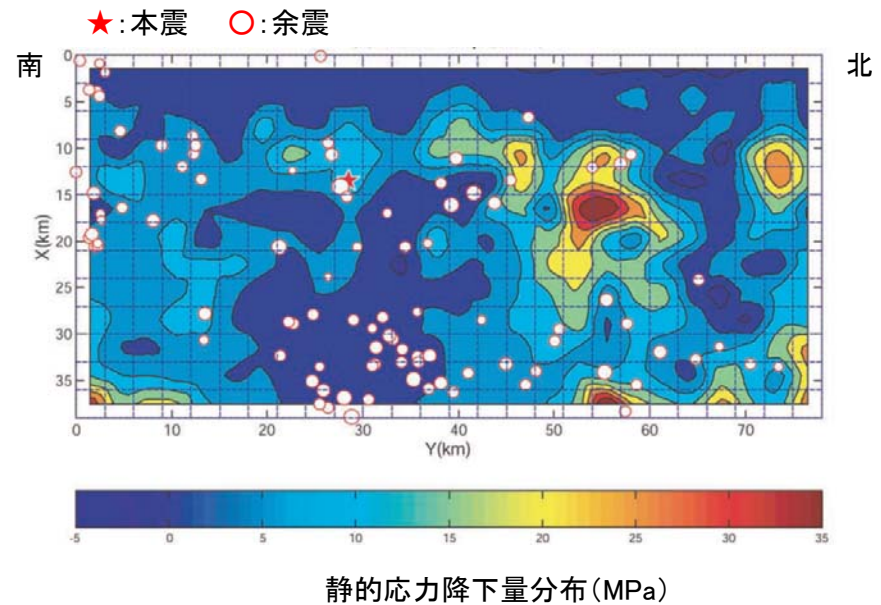
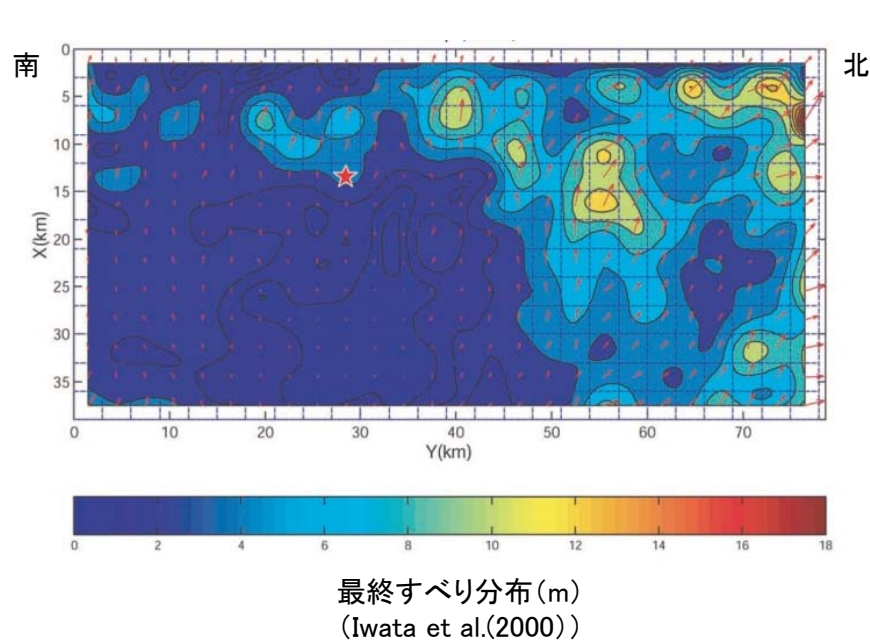
■考察

- Ma et al. (2006)で示された5MPaのせん断応力低下は、Ji et al.(2003)による地震観測記録を用いた震源インバージョン解析(0.8Hz以下の振動数成分)によるすべりの時空間分布から、断層北部のボーリング位置における断層面上の値として求めたものである。
- 震源インバージョンの結果が異なれば、得られるせん断応力低下の値も異なることが考えられることから、この点について次頁で考察する。

### 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

## 分類D: Ma et al. (2006)に関する考察(3/4): Zhang et al.(2003)について

- Zhang et al.(2003)では, Iwata et al.(2000)の震源インバージョン結果(0.05Hz~0.5Hzを対象)を用いて1999年集集地震の断層面上の応力の空間及び時間分布が推定されている。
- 断層浅部において, 静的応力降下量の値は小さい, または負となっている。



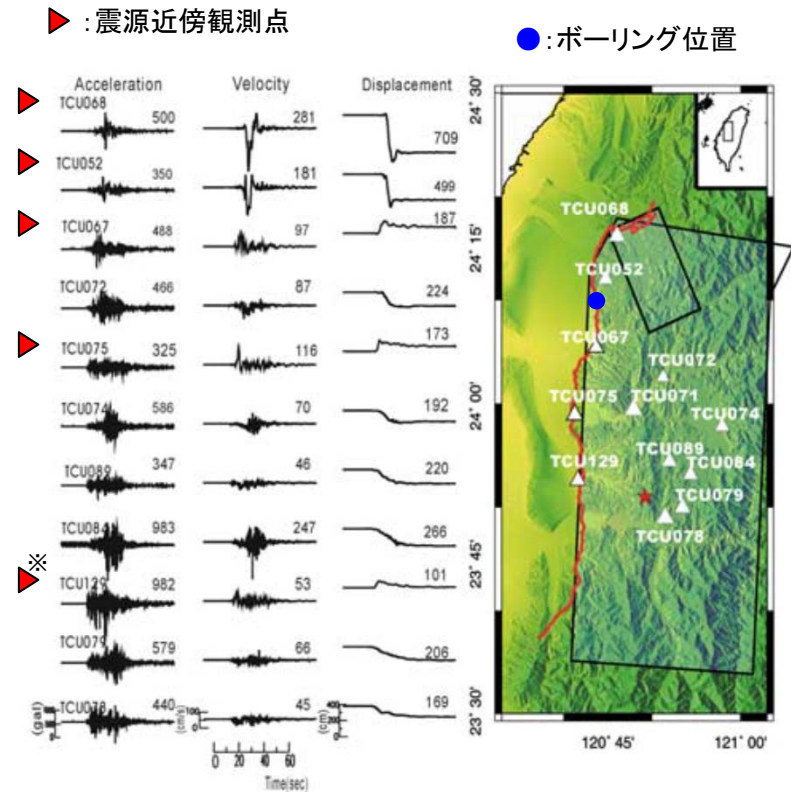
Zhang et al.(2003)より抜粋・加筆

#### ■ 考察

Iwata et al.(2000)の震源インバージョン結果を用いたZhang et al.(2003)では, 断層浅部における静的応力降下量の値は小さい, または負(応力上昇)となっており, それらの領域では短周期地震動の励起は小さいと考えられる。

## 分類D: Ma et al. (2006)に関する考察(4/4)

○Ma et al.(2006)において, 1999年集集地震の際, 断層北部のボーリング位置における断層面上で5MPaのせん断応力の低下が示されている点に対して当社見解をまとめる。



Ma et al.(2003)より抜粋・加筆

※ TCU129観測点については, Wen et al.(2001)(P19参照)により, 地震計が設置されているコンクリート基礎の影響を受けていると指摘されている。

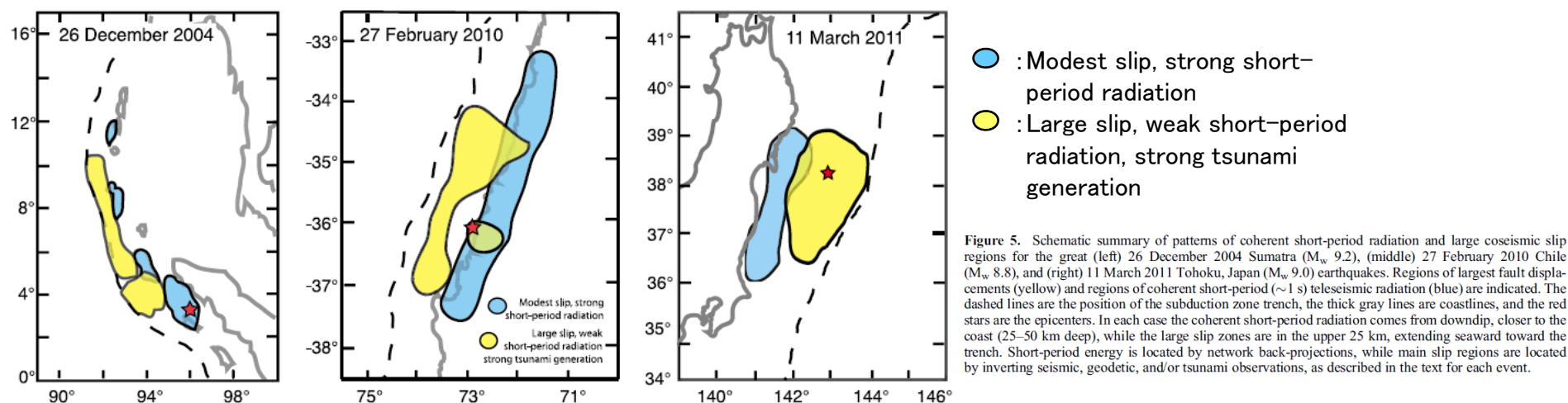
### ■ 当社見解

- Ma et al. (2006)で示された5MPaのせん断応力低下は, Ji et al.(2003) (P100参照)による0.8Hz以下の振動数成分の地震観測記録を用いた震源インバージョン解析によるすべりの時空間分布から, 断層北部のボーリング位置における断層面上の値として求められたものである。震源インバージョンの結果が異なれば, 得られるせん断応力低下の値も異なることが考えられる。
- そこで, Iwata et al.(2000)(前頁参照)の震源インバージョン結果を用いたZhang et al.(2003)を調査したところ, 断層浅部における静的応力降下量の値は小さい, または負(応力上昇)となっており, それらの領域では短周期地震動の励起は小さいと考えられる。
- 観測記録の加速度分布(左図, Ma et al.(2003)(P18参照))を比較しても, 5MPaのせん断応力低下が推定された断層北部のボーリング位置付近の加速度振幅が, 他の観測点に比べて大きくなる傾向は認められない。
- 分類Cの釜江・入倉(2002)(P91参照)では, 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, 北部観測点での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。
- 以上のことから, 断層浅部からの短周期地震動を考慮しなくても地震動を評価できると考えられる。

## 分類D: Tanikawa and Shimamoto(2009)等に関する考察

○震源断層を直接ボーリングした結果に基づき、断層のすべりの特徴について検討した、Tanikawa and Shimamoto(2009), Ujiie et al. (2013)及びHirono et al. (2019)によると、1999年集集地震や2011年東北地方太平洋沖地震では、従来地震発生時には、大きなすべりは伝播しないと考えられてきた断層浅部において、地震性すべりが発生したことが指摘されている。

○Lay et al.(2012)では、過去の巨大プレート間地震(2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 2011年東北地方太平洋沖地震)の断層破壊について、バックプロジェクション法を用いて、深さに応じた特徴が検討されており、その特徴は次の通り示されている。①15km以浅は津波地震を発生する領域, ②15km~35kmは大すべりを生じるがそれほど短周期成分は出さない領域, ③35km~55kmは短周期を強く放出する領域, ④30km~45kmはスロースリップなどが発生する領域とされている。



Lay et al.(2012)より抜粋・加筆

### ■ 当社見解

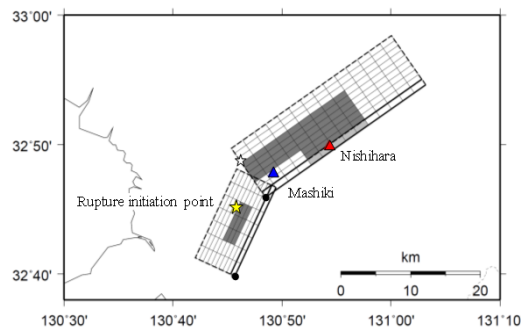
Lay et al. (2012)の知見を踏まえると、地震時に断層浅部で大きなすべりが生じたとしても、それが強震動の生成には直接結びつかないと考えられる。

### 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

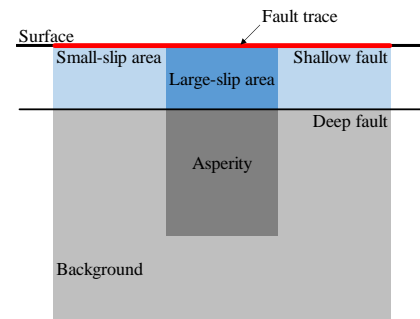
## 浅部から短周期地震動は発生すると間接的に読み取れる知見(鈴木他(2016)等)の考察(1/2)

鈴木他(2016), 鈴木他(2018), 中田他(2017)

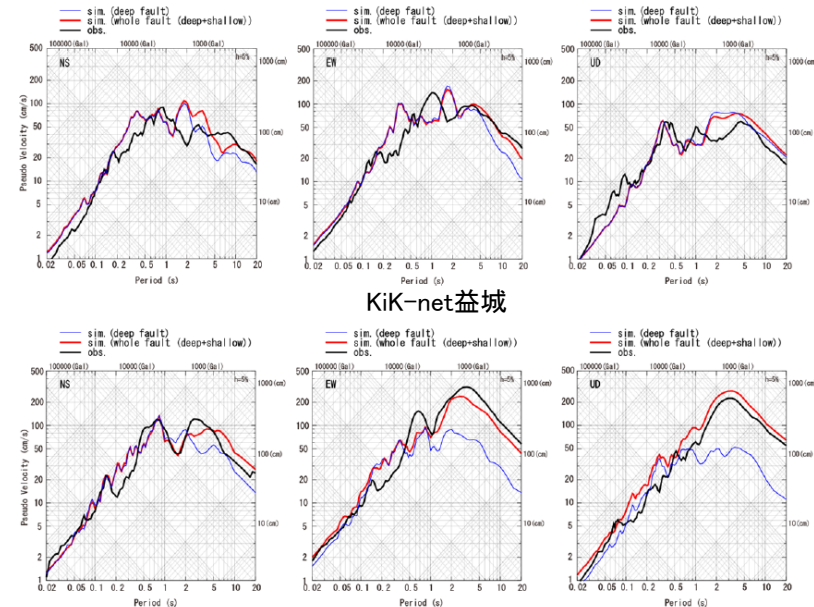
○従来の強震動モデルでは一般に「浅部(深度約2km 以浅)は強震動を出さない」ことを仮定しているが、熊本地震や長野県北部の事例で浅部に大きなずれがあったことが指摘されている。



断層配置図



断層モデル図



西原村小森  
擬似速度応答スペクトル

Oana et al. (2019)より抜粋・加筆

#### ■ 当社見解

レシピで対象外とされている断層浅部において顕著なずれが認められた点については、Oana et al. (2019)等において地表面まで含めたモデル設定がなされ、浅部においてすべりが大きいとするモデル化を行い、震源極近傍を含め観測記録を再現している。

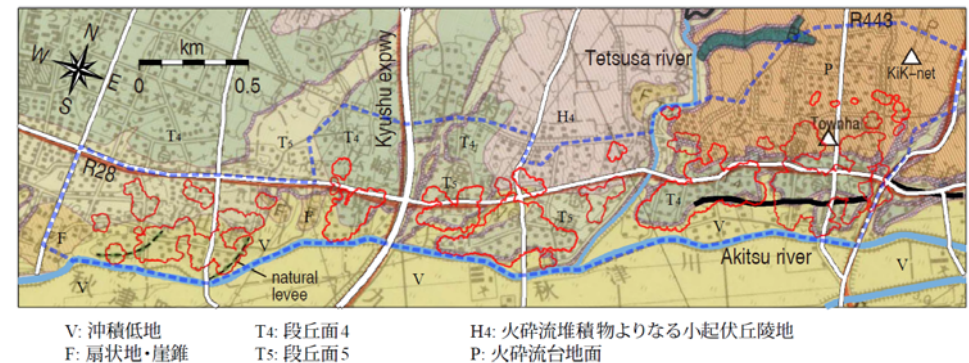
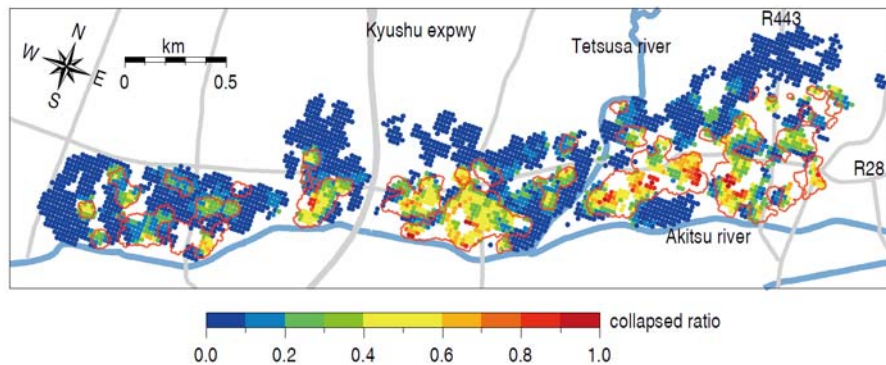


### 3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察

## 浅部から短周期地震動は発生すると間接的に読み取れる知見(鈴木他(2016)等)の考察(2/2)

鈴木他(2016), 鈴木他(2018), 中田他(2017)

○2016年熊本地震でみられた「震災の帯」は断層線から概ね数百m以内であり, 局所的な被害集中が地下数km以深で発生した地震動によるとは考えにくいとされている。



建築基準法の改正前の比較的近い年代(1967年から1982年)  
に建てられた建物の本震後の倒壊率  
(赤色曲線は左図で建物倒壊率が20%を超えるエリア)

地形分類図と被害集中地域の比較  
(青色点線は調査対象とした地域, 赤色曲線は左図で建物倒壊率が20%を超えるエリアを示す。地表断層(黒太線)と地震観測点(三角印)も併せて示す。)

山田(2017)より抜粋・加筆

#### ■ 当社見解

鈴木他(2016)の指摘を踏まえて検討された山田(2017)によると, 2016年熊本地震で被害が集中した要因は活断層ではなく表層地盤構造と建築年代の影響と考えられるとされていることから, 浅部断層から強震動は発生していないと考えられる。

## 3章のまとめ

浅部断層からの短周期地震動生成に関する知見について学協会の査読論文もしくは報告・資料を中心に分類し、考察した結果について下記のとおりまとめる。

- 浅部から短周期地震動は発生すると指摘する知見(分類A)はなかった。
- 浅部から短周期地震動は発生すると間接的に読み取れる知見(分類B)は1件あるものの、解析の条件や同様の検討がなされた他の知見との比較から、浅部からの短周期地震動を考慮する根拠になりうるまでは言えない。
- 浅部から短周期地震動は発生しないと読み取れるまたは発生しないことが仮定されている知見(分類C)は複数あった。
- 浅部からの短周期地震動の発生の有無に直接関係せず、上記A～Cに分類されなかった知見(分類D)についても浅部断層の性状を考える上で参考として整理した。
- 学会大会発表や雑誌記事類まで含めると、鈴木他(2016)等による浅部からの強震動の発生を疑う見解はあるが、分類Cの知見において既に解決されていると考えられる。

以上のことから、浅部断層からの短周期地震動を考慮する根拠となりうる知見はないと判断した。従って、地震動評価は浅部からの短周期地震動は大きくないとの前提で行うこととする。

# 目次

---

1. 検討方針
2. 知見の整理
  - 2.1 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
  - 2.5 まとめ
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察
4. 基本震源モデルの地震動評価法
  - 4.1 震源モデルの設定及び計算手法
  - 4.2 2016年熊本地震の再現解析
  - 4.3 まとめ
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方
6. 浦底断層の地震動評価
  - 6.1 地下構造評価の概要
  - 6.2 基本震源モデルによる地震動評価
  - 6.3 不確かさを考慮した地震動評価
  - 6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
  - 6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
  - 6.6 まとめ
7. 全体まとめ
8. 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

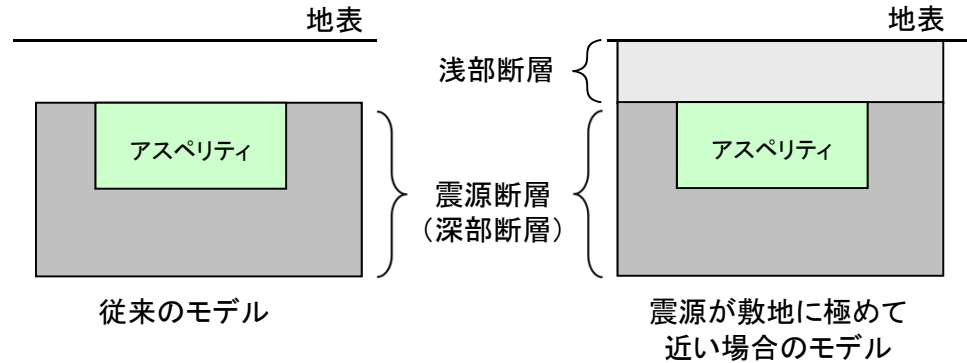
補足説明資料2 浦底断層の地震動評価(応答スペクトルに基づく手法)

補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

# 震源モデルの設定方針

○「2. 知見の整理」, 「3. 浅部からの短周期地震動に関する考察」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 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
    - ・インバージョン解析
    - ・フォワード解析(その1, その2)
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
- 3. 浅部からの短周期地震動に関する考察



領域	震源モデル設定方針	計算手法
浅部断層	<b>短周期</b> (SGF※1, EGF※2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。 ・2.1節, 2.2節(フォワード解析, その1)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。
	・3章より, 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。	
深部断層	<b>長周期</b> (理論的手法の対象とする帯域)	・SGF(または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。
	・2.2節(インバージョン解析), 2.2節(フォワード解析, 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, 上記節の知見に基づき, 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。	
	強震動予測レシピを参考にパラメータ設定を行う。	

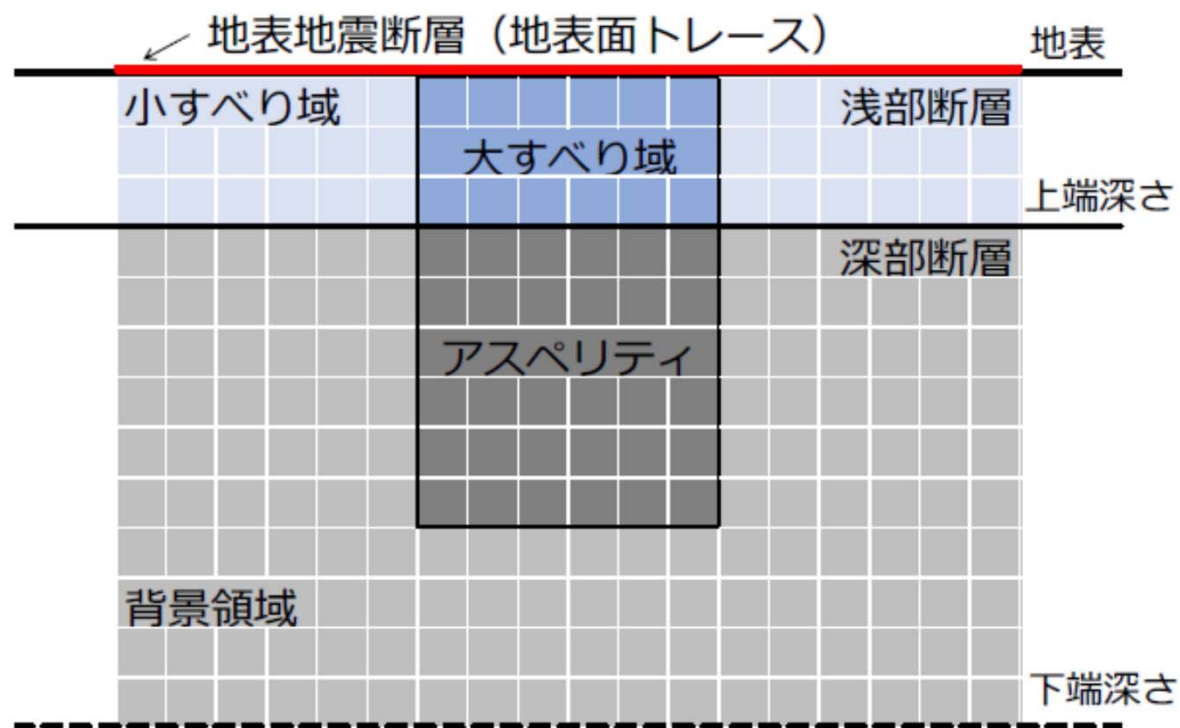
※1 統計的グリーン関数法, ※2 経験的グリーン関数法

## 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、深部断層のアスペ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、深部断層アスペ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)

- 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。
- 松田(1975)による設定  
松田式によりすべり量を設定する。 
$$\begin{cases} \log L = 0.6M - 2.9 \\ \log D = 0.6M - 4.0 \end{cases}$$
- 松島他(2010)を参考とした設定  
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。

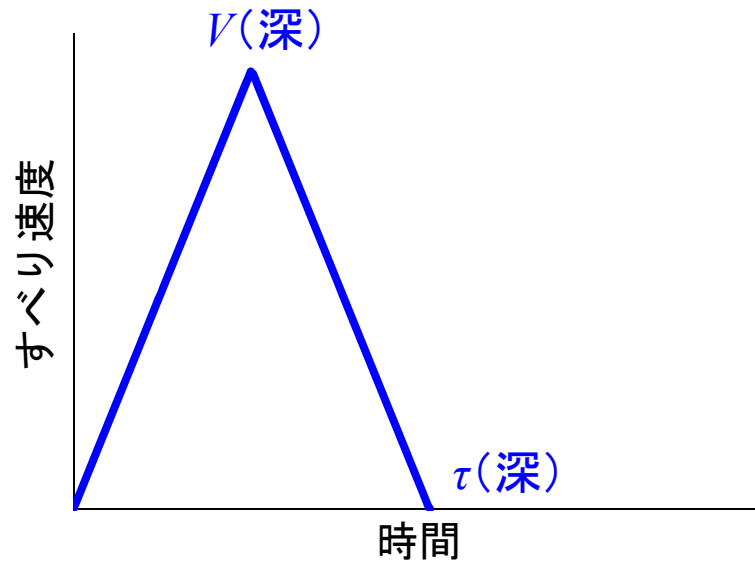
### 小すべり域のすべり量 $D_{small(浅)}$

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

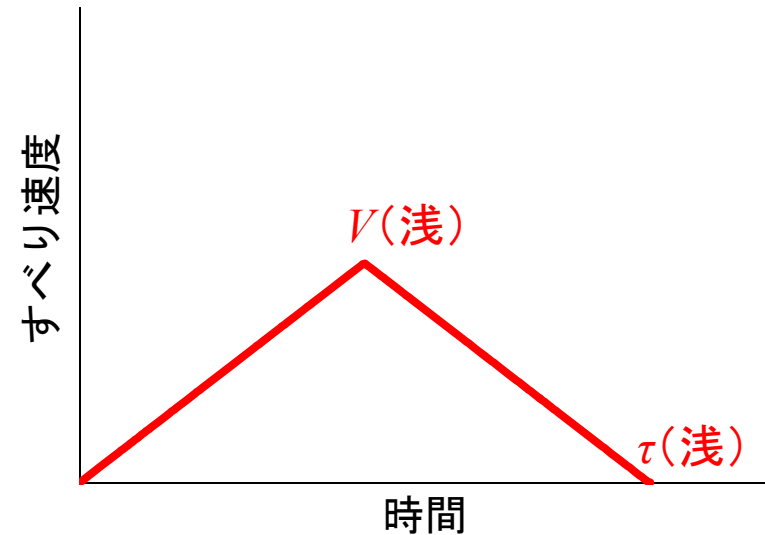
$$D_{small(浅)} = D_{large(浅)} \frac{D_{b(深)}}{D_{a(深)}}$$

## 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

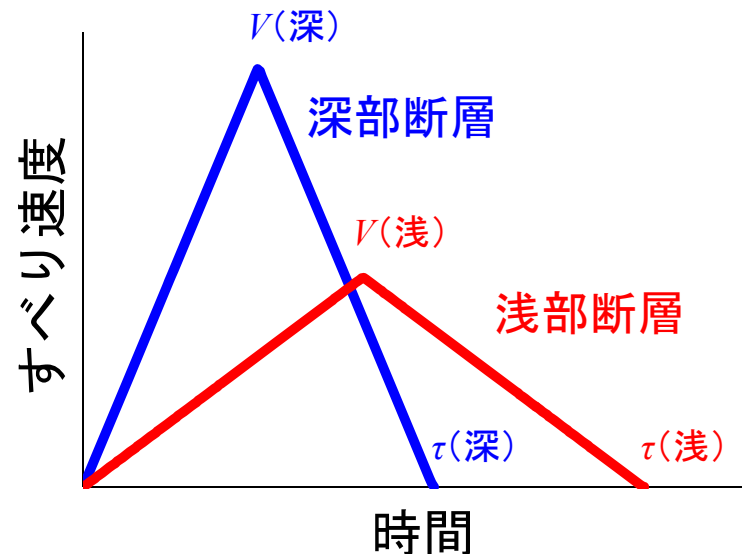
## 浅部断層の設定(③最大すべり速度, ④ライズタイム)

### ○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。

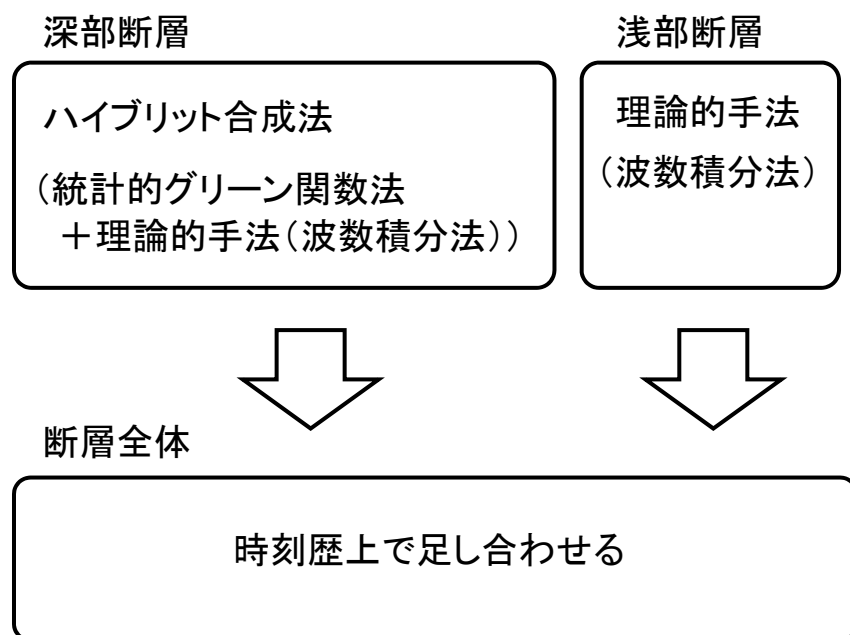


浅部断層と深部断層のすべり速度時間関数のイメージ



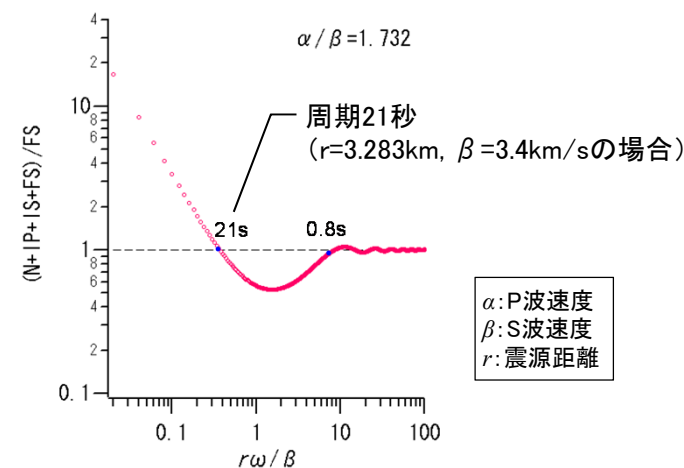
## 地震動の計算手法

- 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、Oana et al.(2019)における深部断層の上端深さを参考に、仮に3.283kmとする。また、同様にS波速度( $\beta$ )を3.4km/sとする。
- ・上記条件の場合、遠地項だけでは周期21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。



# 目次

---

1. 検討方針
2. 知見の整理
  - 2.1 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
  - 2.5 まとめ
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察
4. 基本震源モデルの地震動評価法
  - 4.1 震源モデルの設定及び計算手法
  - 4.2 2016年熊本地震の再現解析
  - 4.3 まとめ
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方
6. 浦底断層の地震動評価
  - 6.1 地下構造評価の概要
  - 6.2 基本震源モデルによる地震動評価
  - 6.3 不確かさを考慮した地震動評価
  - 6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
  - 6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
  - 6.6 まとめ
7. 全体まとめ
8. 参考文献

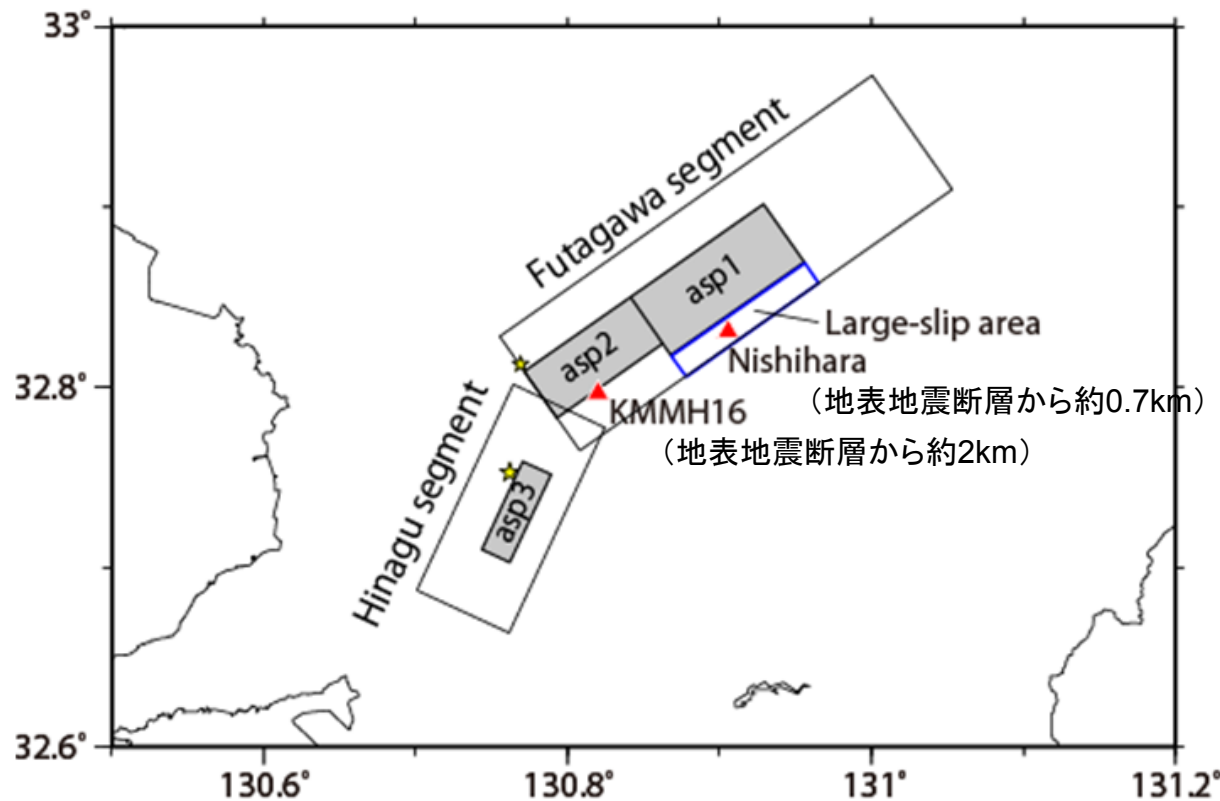
補足説明資料1 2016年熊本地震の再現解析について

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

## 4.2 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、Oana et al.(2019)を用いた(ただし一部パラメータを修正)。Oana et al.(2019)は、Ikutama et al.(2018)における震源モデルの深部断層の上端深さを地盤モデルの速度構造に基づく地震発生層上端深さに整合させたものである(補足説明資料1参照)。



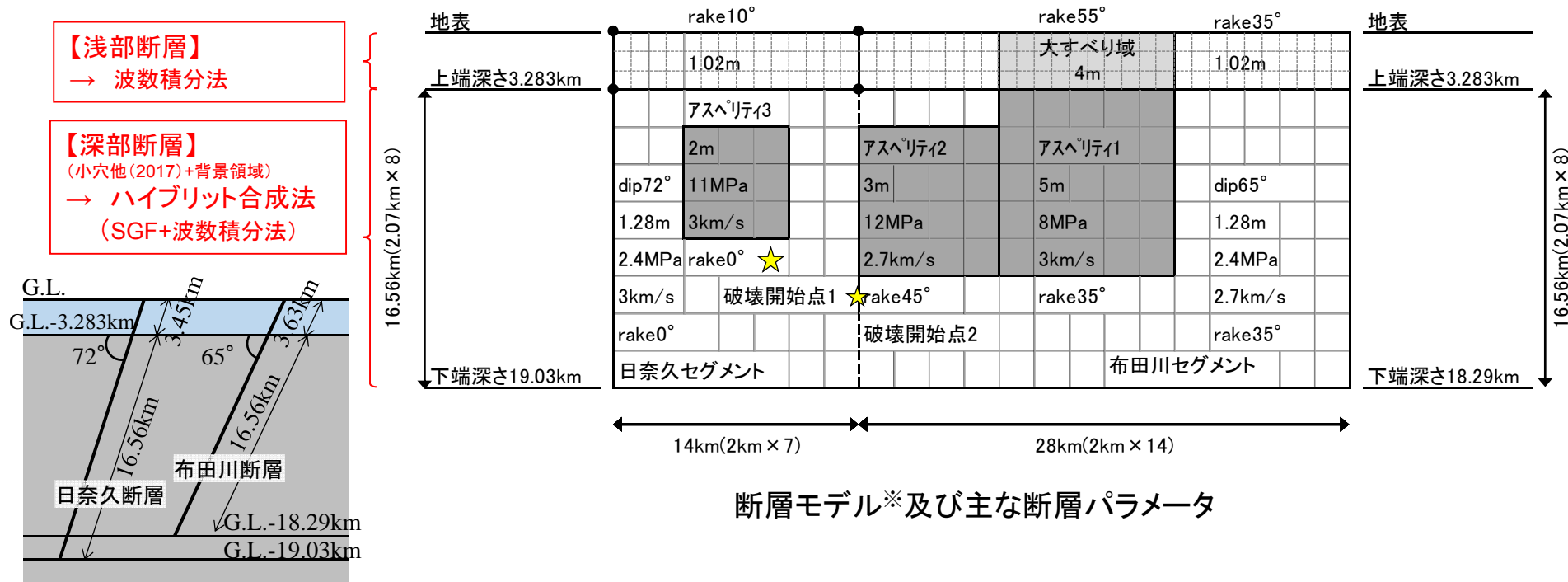
震源モデル及び観測点位置

Oana et al.(2019)より抜粋・加筆

## 震源モデルの設定(断層パラメータ)

○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。



断層モデル※及び主な断層パラメータ

布田川断層と日奈久断層の  
傾斜角, 断層幅の関係

Oana et al.(2019)に基づき作成

※図は模式的に記載されている。断層幅や断層下端等の詳細な関係は左図を参照。

# 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 Iwata(2016)	
	日奈久断層	—	—	25°	Asano and Iwata(2016)	
傾斜角	布田川断層	—	—	65°	Asano and Iwata(2016)	
	日奈久断層	—	—	72°	Asano and Iwata(2016)	
すべり角		—	—	0~45°	Asano and Iwata(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	3.283	Oana et al.(2019)	
断層長さ	布田川断層	L	km	28	Asano and Iwata(2016)	
	日奈久断層	L	km	14	Asano and Iwata(2016)	
	全体	L	km	42	Asano and Iwata(2016)	
断層幅	布田川断層	浅部	W <sub>s</sub>	km	3.63	Oana et al.(2019)
		深部	W <sub>d</sub>	km	16.56	Oana et al.(2019)
	日奈久断層	浅部	W	km	3.45	Oana et al.(2019)
		深部	W	km	16.56	Oana et al.(2019)
断層面積	浅部	S <sub>s</sub>	km <sup>2</sup>	149.9	Oana et al.(2019)	
	深部	S <sub>d</sub>	km <sup>2</sup>	695.5	Oana et al.(2019)	
	合計	S	km <sup>2</sup>	845.5	S=S <sub>d</sub> +S <sub>s</sub>	
剛性率		μ	N/m <sup>2</sup>	3.12 × 10 <sup>10</sup>	μ = ρ β <sup>2</sup>	
S波速度		β	km/s	3.4	小穴他(2017)による	
密度		ρ	g/cm <sup>3</sup>	2.7	小穴他(2017)による	
破壊伝播速度		V <sub>r</sub>	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 <sub>0</sub>	N・m	4.42 × 10 <sup>19</sup>	F-net	
モーメントマグニチュード		M <sub>w</sub>	—	7.0	M <sub>w</sub> =(logM <sub>0</sub> -9.1)/1.5	
平均すべり量		D	m	2.04	D=M <sub>0</sub> /(μ S <sub>d</sub> )	

## ＜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 アスベリテイ	地震モーメント	M <sub>0a</sub>	N・m	2.47 × 10 <sup>19</sup>	M <sub>0a</sub> =Σ M <sub>0ai</sub>
	短周期レベル	A	N・m/s <sup>2</sup>	1.18 × 10 <sup>19</sup>	A=(Σ A <sub>ai</sub> <sup>2</sup> ) <sup>0.5</sup>
	面積	S <sub>a</sub>	km <sup>2</sup>	207	S <sub>a</sub> =Σ S <sub>ai</sub>
	面積比	γ <sub>s</sub>	—	0.24	γ <sub>s</sub> =S <sub>a</sub> /S
アスベリテイ1	地震モーメント	M <sub>0ai</sub>	N・m	1.62 × 10 <sup>19</sup>	M <sub>0ai</sub> =μ D <sub>ai</sub> S <sub>ai</sub>
	短周期レベル	A <sub>ai</sub>	N・m/s <sup>2</sup>	6.67 × 10 <sup>18</sup>	A <sub>ai</sub> =4 π β <sup>2</sup> Δ σ <sub>ai</sub> (S <sub>ai</sub> /π) <sup>0.5</sup>
	面積	S <sub>ai</sub>	km <sup>2</sup>	104	Oana et al.(2019)による
	平均すべり量	D <sub>ai</sub>	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	Δ σ <sub>ai</sub>	MPa	8.0	Oana et al.(2019)による
	破壊伝播速度	V <sub>r</sub>	km/s	3.0	小穴他(2017)による
	ライズタイム	t <sub>ai</sub>	s	1.55	Somerville et al.(1999): t <sub>ai</sub> =2.03 × 10 <sup>-9</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup>
	すべり速度	V <sub>ai</sub>	m/s	6.47	V <sub>ai</sub> =D <sub>ai</sub> /t <sub>ai</sub> × 2
	アスベリテイ2	地震モーメント	M <sub>0ai</sub>	N・m	6.20 × 10 <sup>18</sup>
短周期レベル		A <sub>ai</sub>	N・m/s <sup>2</sup>	8.00 × 10 <sup>18</sup>	A <sub>ai</sub> =4 π β <sup>2</sup> Δ σ <sub>ai</sub> (S <sub>ai</sub> /π) <sup>0.5</sup>
面積		S <sub>ai</sub>	km <sup>2</sup>	66	Oana et al.(2019)による
平均すべり量		D <sub>ai</sub>	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		Δ σ <sub>ai</sub>	MPa	12.0	Oana et al.(2019)による
破壊伝播速度		V <sub>r</sub>	km/s	2.7	小穴他(2017)による
ライズタイム		t <sub>ai</sub>	s	1.55	Somerville et al.(1999): t <sub>ai</sub> =2.03 × 10 <sup>-9</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup>
すべり速度		V <sub>ai</sub>	m/s	3.88	V <sub>ai</sub> =D <sub>ai</sub> /t <sub>ai</sub> × 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＞

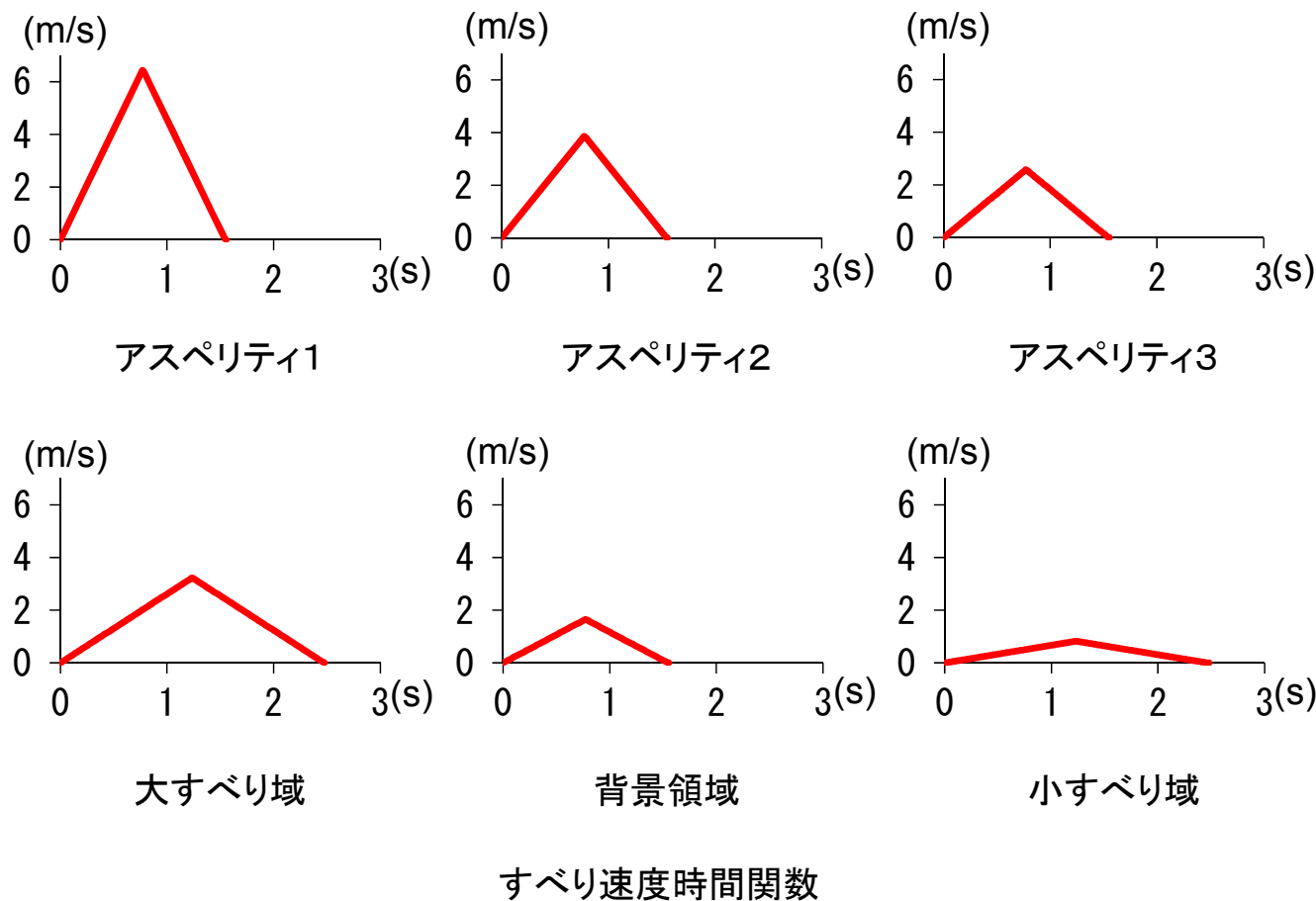
断層パラメータ		記号	単位	設定結果	設定根拠	
アスペリティ3	地震モーメント	$M_{0ai}$	N・m	$2.33 \times 10^{18}$	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	
	短周期レベル	$A_{ai}$	N・m/s <sup>2</sup>	$5.50 \times 10^{18}$	$A_{ai} = 4\pi \beta^2 \Delta \sigma_{ai} (S_{ai}/\pi)^{0.5}$	
	面積	$S_{ai}$	km <sup>2</sup>	37	Oana et al.(2019)による	
	平均すべり量	$D_{ai}$	m	2.0	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	2.59	$V_{ai} = D_{ai}/t_{ai} \times 2$	
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}$	N・m	$1.95 \times 10^{19}$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
	背景領域幅	$W_b$	km	16.56	$W_b = W$	
	面積	$S_b$	km <sup>2</sup>	489	$S_b = S_d - S_a$	
	平均すべり量	$D_b$	m	1.28	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	
	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	$\sigma_b$	MPa	2.4	$\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ (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	1.66	$V_b = D_b/t_b \times 2$		
Q値	$Q_0^{fs}$	—	$62f^{0.87}$	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	$4.53 \times 10^{18}$	$M_{0as} = \mu D_{as} S_{as}$	
	面積	$S_{as}$	km <sup>2</sup>	36	Oana et al.(2019)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	3.23	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	$M_{0bs}$	N・m	$3.63 \times 10^{18}$	$M_{0bs} = \mu D_{bs} S_{bs}$
		背景領域幅	$W_{bs}$	km	3.63	$W_b = W$
面積		$S_{bs}$	km <sup>2</sup>	114	$S_{bs} = S_s - S_{as}$	
平均すべり量		$D_{bs}$	m	1.02	$D_{bs} = D_{as} \times (D_b/D_{ai})$ ( $D_{ai}$ 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	0.83	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	$t_{bs} = D_{bs}/V_{bs} \times 2$	

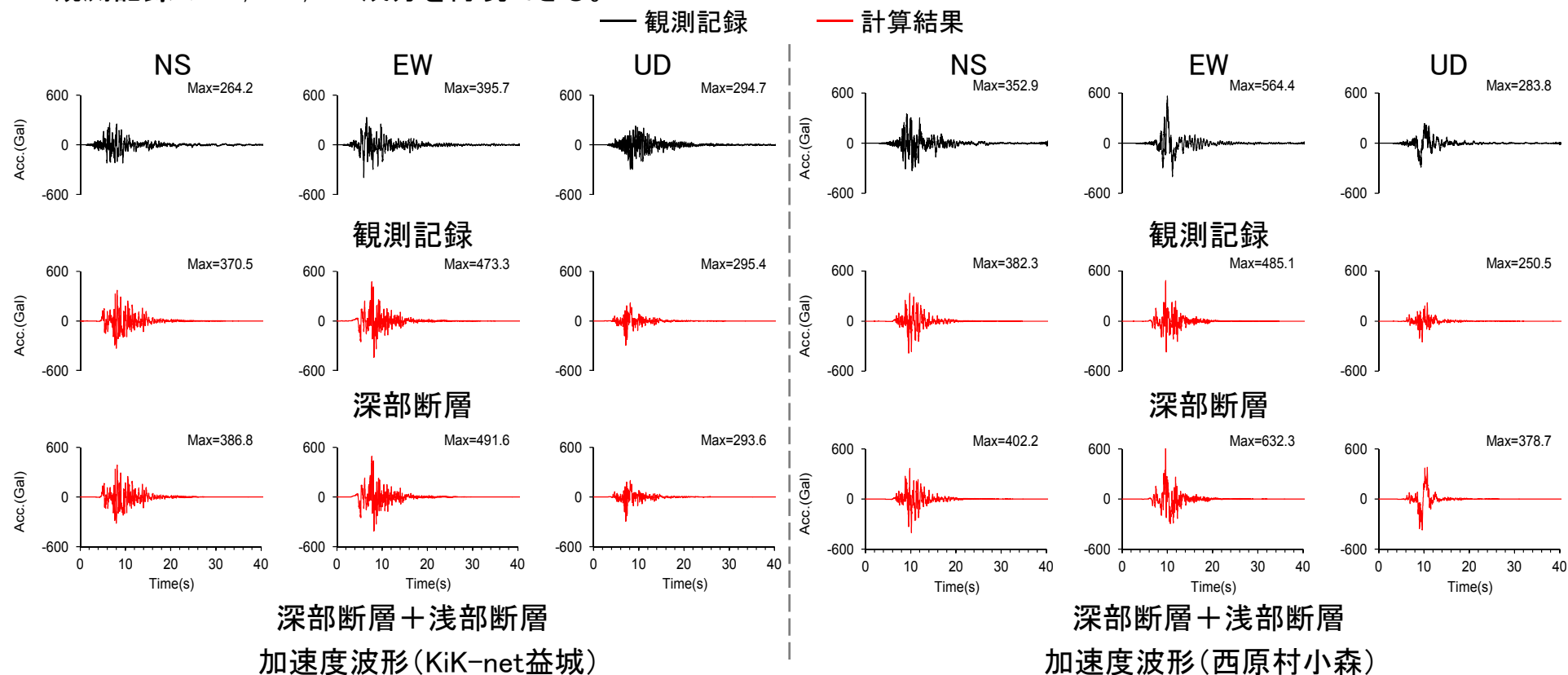
## 震源モデルの設定(すべり速度時間関数)

○4.1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。



## 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。

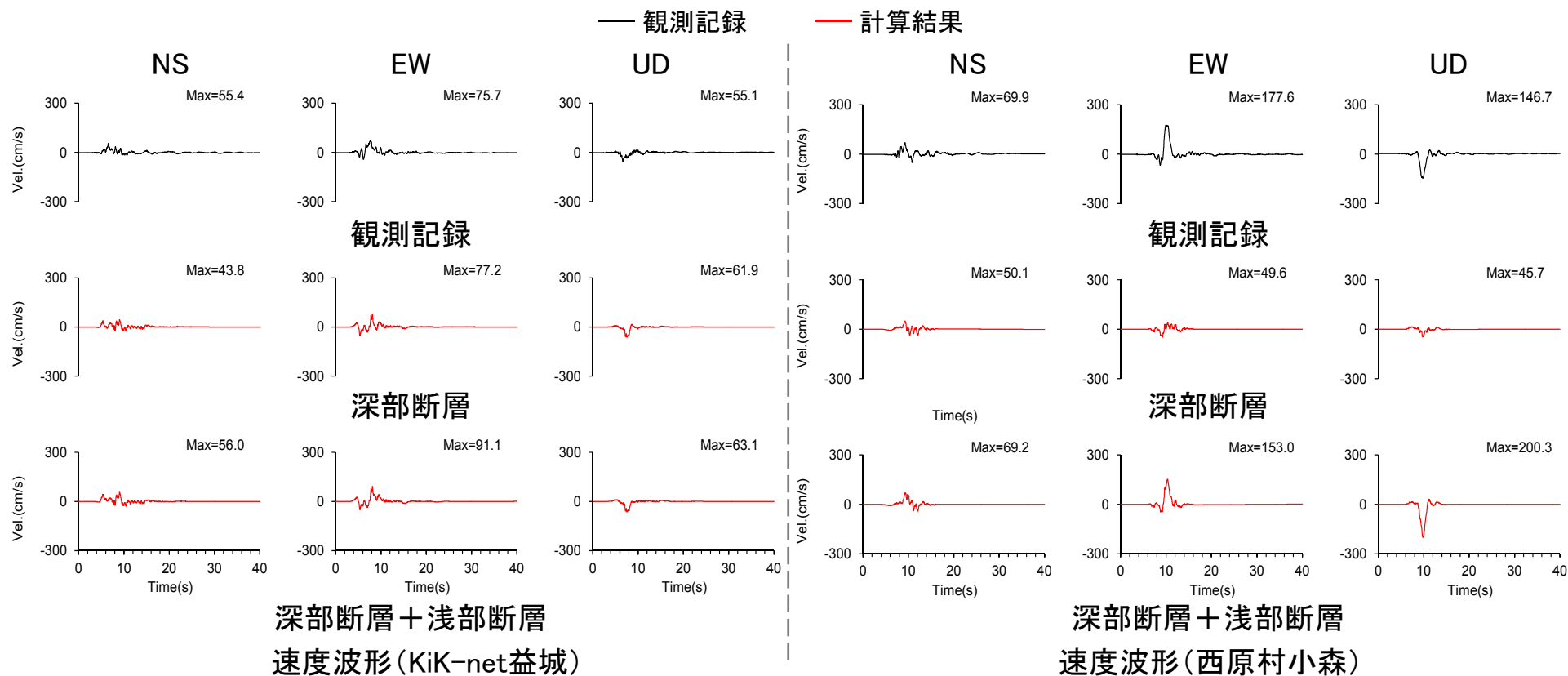


※・観測記録については、2016年熊本地震の本震記録に基づき同定した小穴他(2017)による地盤モデルを一部変更した上で、工学的基盤上面におけるはざとり波として評価。  
・計算結果については、全国1次地下構造モデルを小地震記録でチューニングした小穴他(2017)による地盤モデルを用いて工学的基盤上で評価。



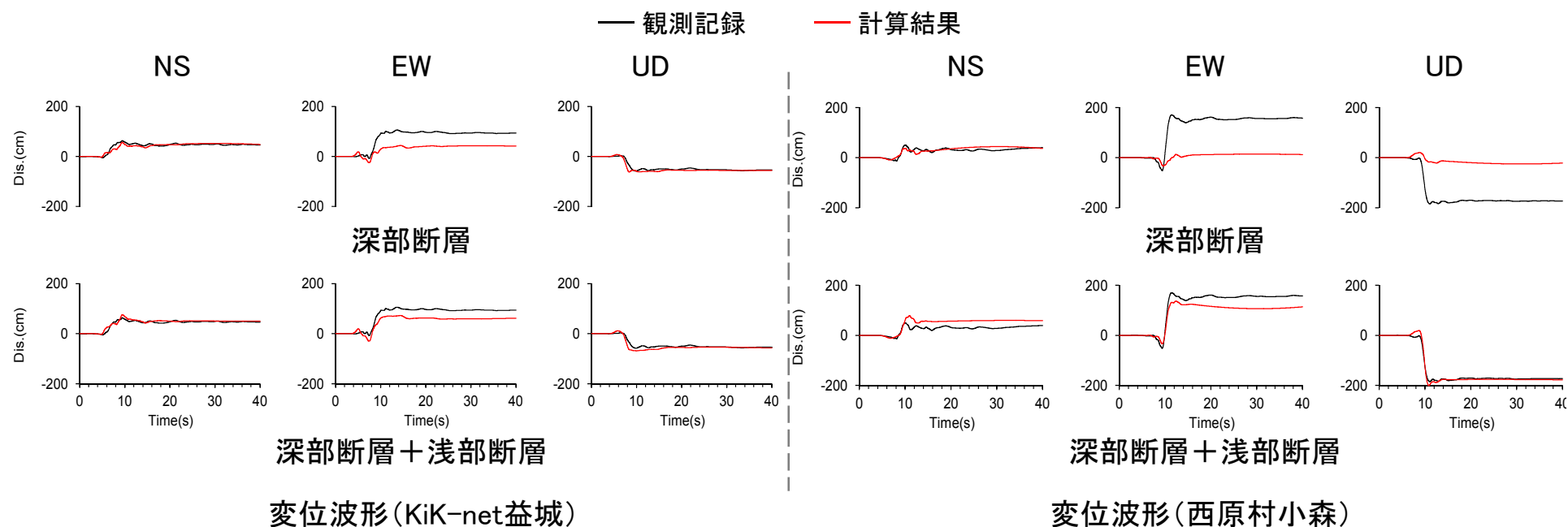
## 再現解析結果(速度波形の比較)

- 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。



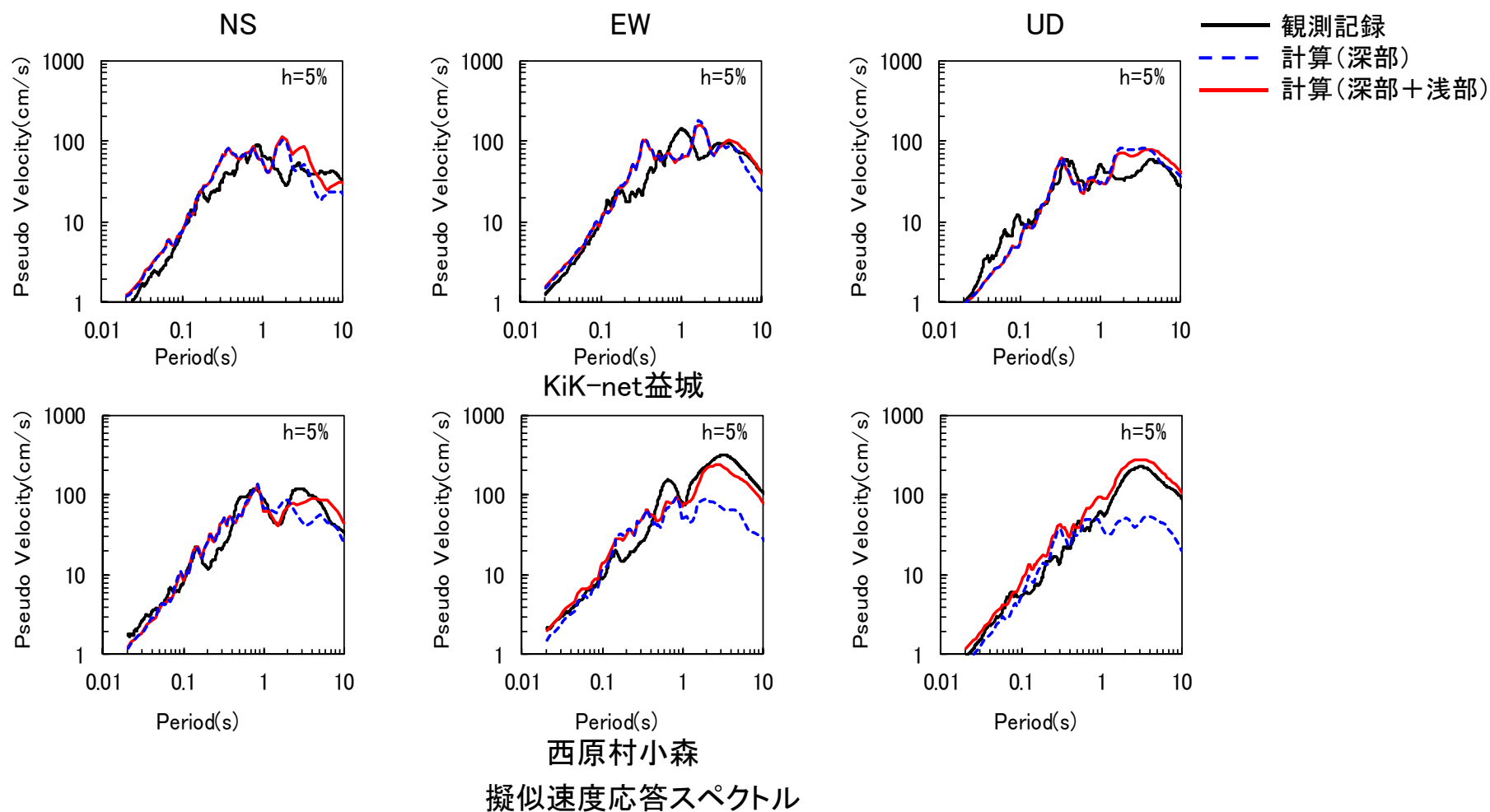
## 再現解析結果(変位波形の比較)

- 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。



## 4章のまとめ

### 4.1 震源モデルの設定及び計算手法

「2. 知見の整理」, 「3. 浅部からの短周期地震動に関する考察」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, その影響が長周期に現れることを踏まえて理論的手法で地震動を評価することとし, そのために必要なすべり速度時間関数を設定する。
- 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し, 両者を時刻歴上で足し合わせる。

### 4.2 2016年熊本地震の再現解析

上記の考え方をを用いて, 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)の再現解析を行った。

- 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でき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できていることを確認した。

4.1節で示した震源モデルの設定及び計算手法により, 2016年熊本地震の地表地震断層近傍の観測記録を再現できることを確認したことから, 本評価法を震源が極めて近い場合の地震動評価に用いる。

# 目次

---

1. 検討方針
2. 知見の整理
  - 2.1 震源極近傍における地震動の特徴
  - 2.2 震源過程
  - 2.3 震源近傍における建物被害
  - 2.4 摩擦とすべり等の関係
  - 2.5 まとめ
3. 浅部断層からの短周期地震動に関する考察
4. 基本震源モデルの地震動評価法
  - 4.1 震源モデルの設定及び計算手法
  - 4.2 2016年熊本地震の再現解析
  - 4.3 まとめ
5. 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方
6. 浦底断層の地震動評価
  - 6.1 地下構造評価の概要
  - 6.2 基本震源モデルによる地震動評価
  - 6.3 不確かさを考慮した地震動評価
  - 6.4 十分な余裕を考慮した地震動評価
  - 6.5 連動長さの不確かさを考慮した影響検討
  - 6.6 まとめ
7. 全体まとめ
8. 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)

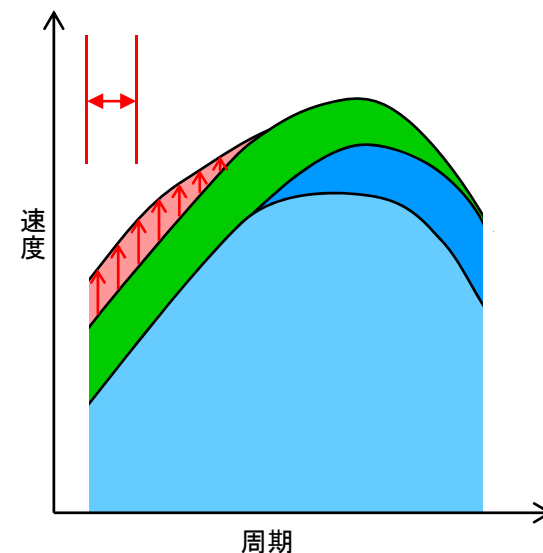
補足説明資料3 C.H.ショルツ(2010)の引用について

## 5 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価の考え方

ケース	考え方
基本	<p>深部</p> <p>レシピを参考にパラメータ設定を行い地震動評価を行う。</p> <hr/> <p>深部 + 浅部</p> <p>震源が極めて近いことを踏まえ、深部断層に浅部断層を加えて地震動評価を行う。 ⇒ 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る震源モデル(4.1節)とする。</p>
不確かさ	<ul style="list-style-type: none"> <li>・影響の大きいパラメータを不確かさとして考慮する。</li> <li>・特に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。</li> </ul>
十分な余裕	<ul style="list-style-type: none"> <li>・浅部断層からの短周期地震動の発生について文献調査したところ、その発生を考慮する根拠となりうる知見はないと判断した。</li> <li>・2016年熊本地震の再現解析において、浅部断層から短周期地震動が出ないことを前提とした震源モデルにより、地表地震断層近傍の観測記録の再現ができた。</li> <li>・このことから浅部断層からの短周期地震動への影響は、深部断層からの影響に比べて十分小さいと判断される。</li> <li>・しかしながら、地表地震断層近傍の観測記録自体がまだ少なく、また原子力施設にとって重要な短周期帯まで対象とした検証シミュレーションの数も少ないことから、これらの点を踏まえ、震源が極めて近い場合の地震動評価にあたっては、上記の不確かさに加え、更に十分な余裕を確保することとする。</li> </ul> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin-top: 10px;"> <p>原子炉施設にとって重要な短周期帯(0.2秒以下)の地震動レベルを下記の方針により大きくする。</p> <p>⇒ 断層全体から発生する地震動の短周期成分は深部断層の影響が支配的である。そこで深部断層に対する不確かさに加え、更に深部断層の短周期成分を保守的に設定し、地震動全体の短周期成分を増大させることで十分な余裕を確保する。</p> </div>

- : 基本ケースの深部断層に対する地震動評価結果
- : 基本ケースにおいて浅部断層の影響が現れる範囲
- : 不確かさを考慮した影響が現れる範囲
- : 十分な余裕を考慮した影響が現れる範囲

主要機器固有周期



擬似速度応答スペクトル  
(模式図)

十分な余裕の確保に関する具体的な方法は6章にて説明する。