

研究集会18K-06「使える地震予測を目指して-最近10年間の地震予知研究における成果と展望-」、

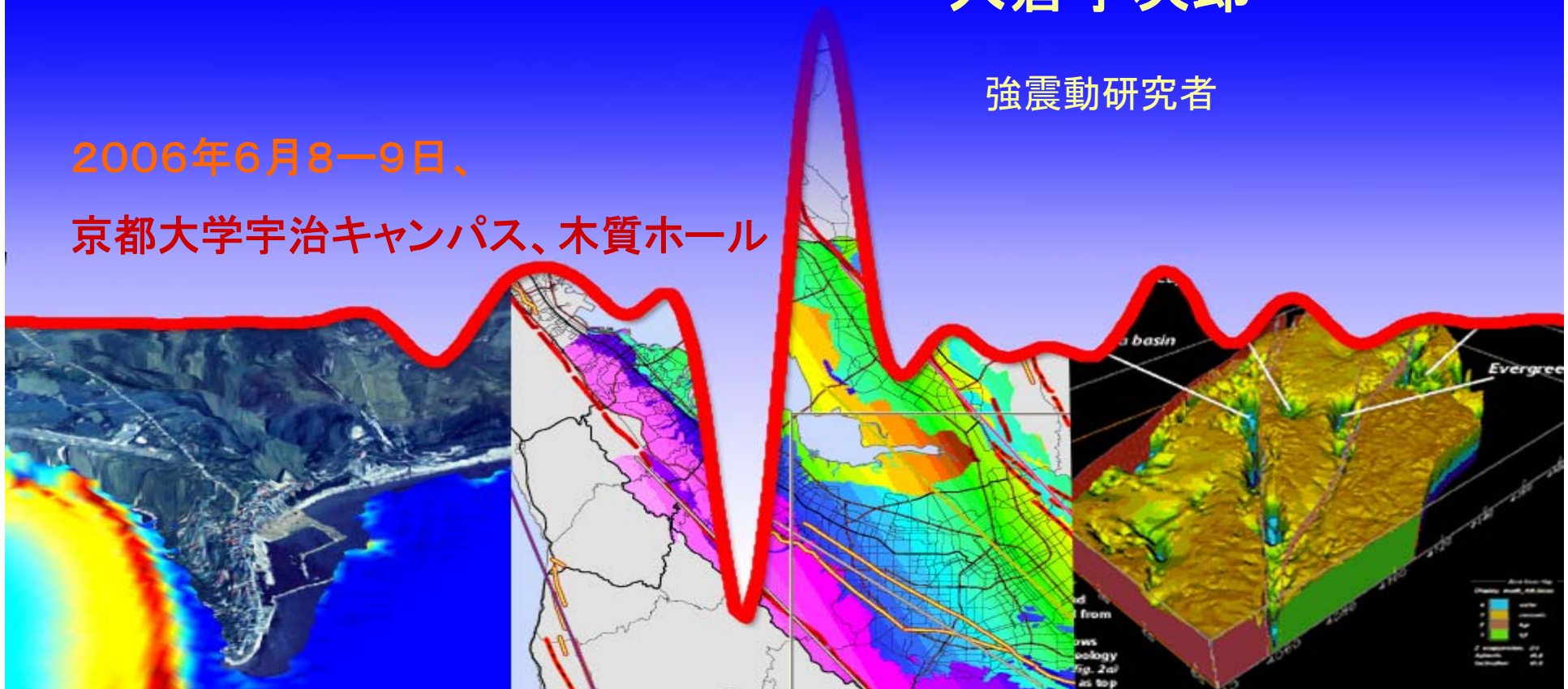
強震動予測とアスペリティ・モデル

入倉孝次郎

強震動研究者

2006年6月8-9日、

京都大学宇治キャンパス、木質ホール



入倉孝次郎（いいくら こうじろう）

所属：むかし京都大学防災研究所ではたらいていました。
愛知工業大学

出身地：中国 青島市（ビールで有名なところ）

専門：強震動地震学。
緊急地震速報の高度化の研究。
地震災害の軽減のための研究。

趣味：自転車乗り。
時間ができたら故きを温ね新しきを知る旅に出たいと
思っています。

強震動とは、地震時に構造物・施設・機械設備などに被害をもたらす**破壊力のある揺れ**。

その**レベル**は、例えば、加速度にして **100gal**以上、速度にして**10 cm/sec**以上。ただし、減衰の極めて小さい構造物では、小さな揺れでも共振現象により大きな揺れに成長し被害に至る場合もある。

強震動として問題となる**周期帯域**は、構造物・施設等の固有周期から**約20秒から0.05秒**の範囲。

1. 強震動の観測記録からわかったこと。

1. 震源スペクトル特性

変位震源スペクトルは、長周期（低周波数）域で平坦、
すなわち、 ω^0

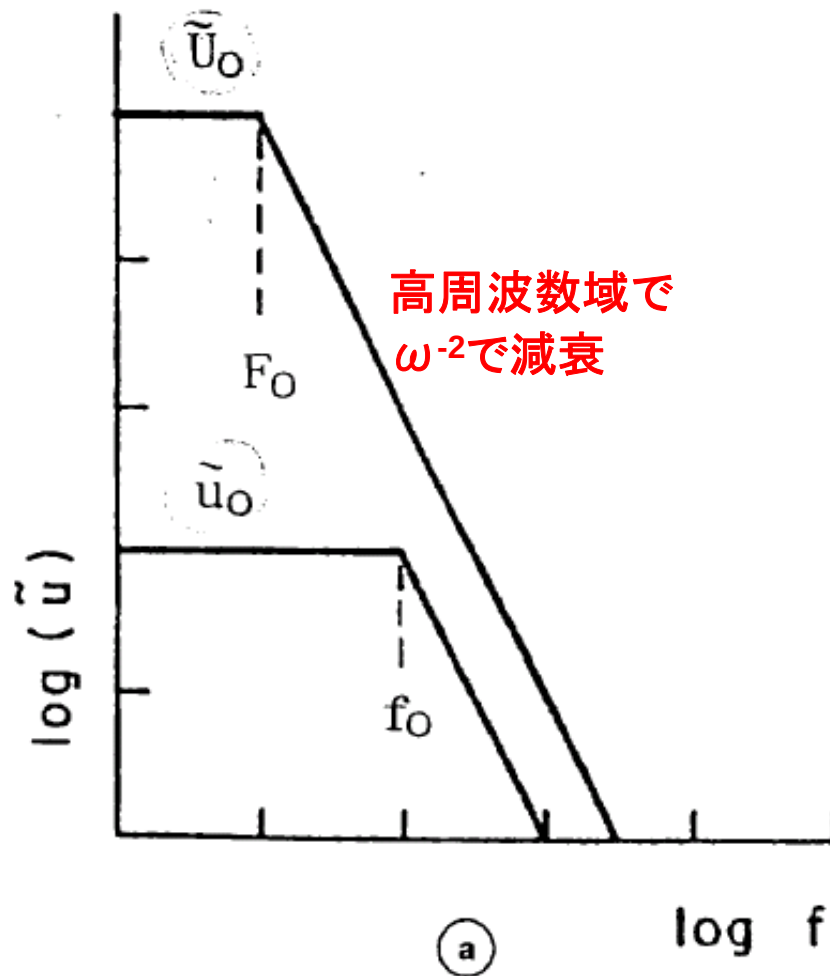
短周期（高周波数）域で
 ω^{-2} に比例して減衰。

一方、
加速度震源スペクトルは、長周期域（低周波数）域で
 ω^2 に比例して増大。

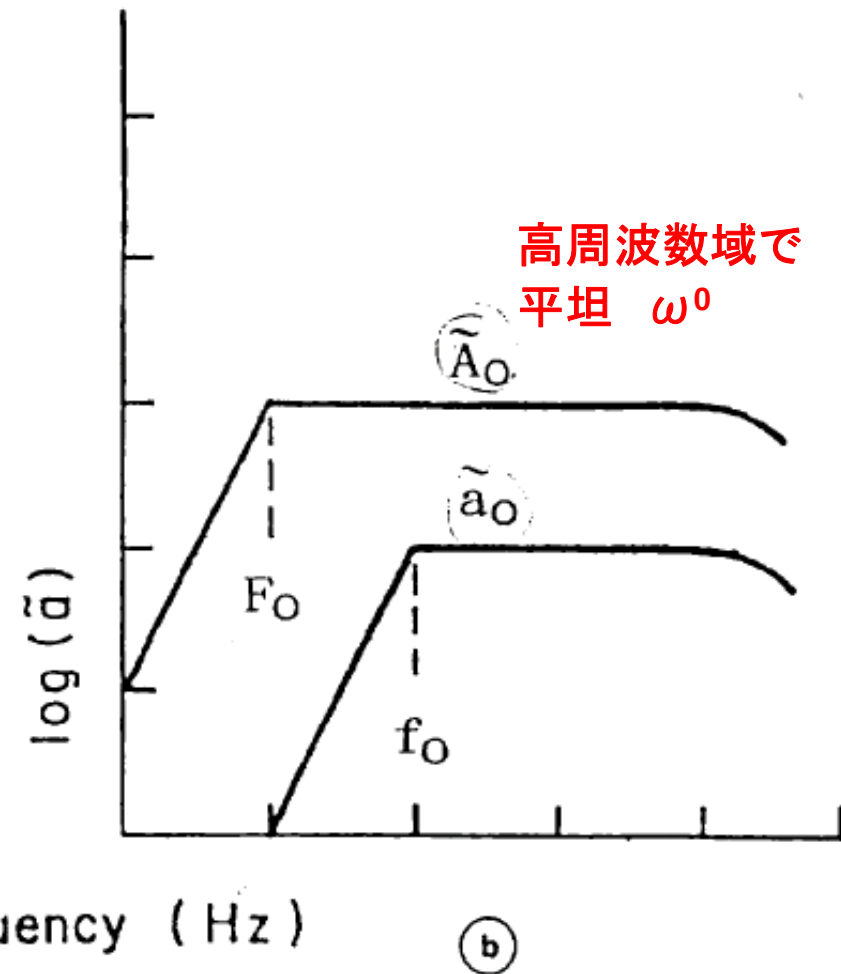
短周期（高周波数）域で平坦、
すなわち ω^0
(高周波限界、 $f_{\max}$ まで)

1. 震源スペクトル特性—その2—

変位震源スペクトル



加速度震源スペクトル



2. 断層破壊過程

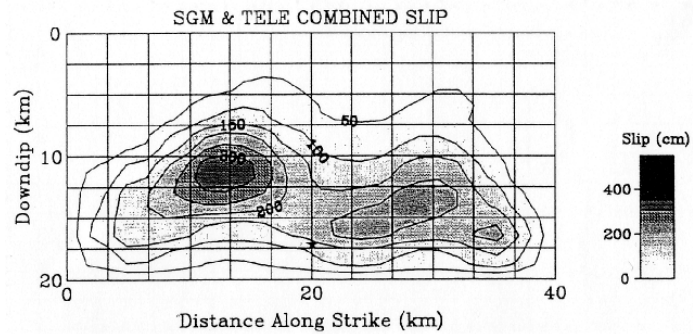
一強震動記録を用いた震源の波形インバージョンー

断層すべりは不均質 → 応力降下量が不均質

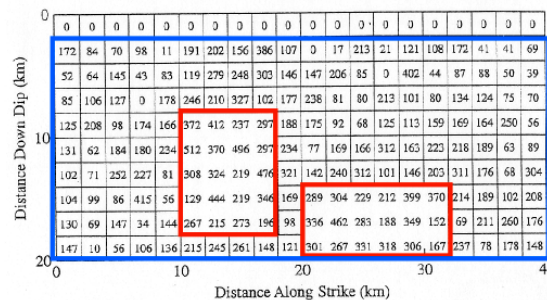
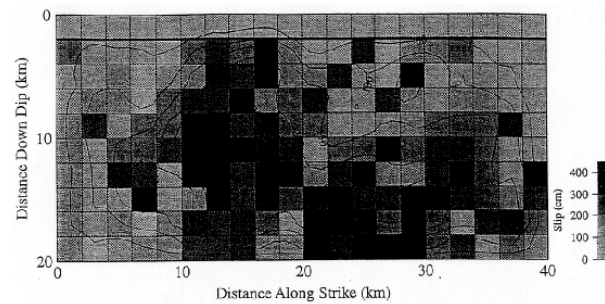
断層すべりが大きい領域を一定基準で抽出、すなわち
応力降下量が大きい領域を抽出 → **アスペリティ**

ここでのアスペリティの定義は応力降下量の大きい領域に対応。
地震前に固着しているところが地震時に応力降下が大きい、
すなわち、**アスペリティ**は**固着域**、地震前に**カップリング**
の強いところ

すべりの不均質と地震モーメントに関するスケーリング



Wald et al. (1991)



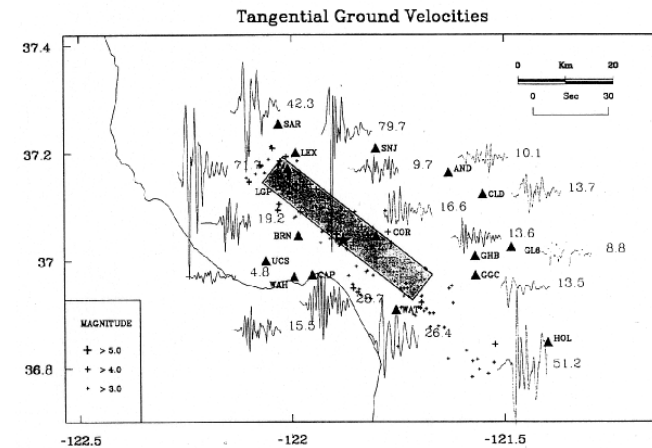
— Trim Line
 148 Slip in cm

Somerville et al. (1999)

rupture area
 $(\geq 0.3\Delta\bar{D}_{total})$

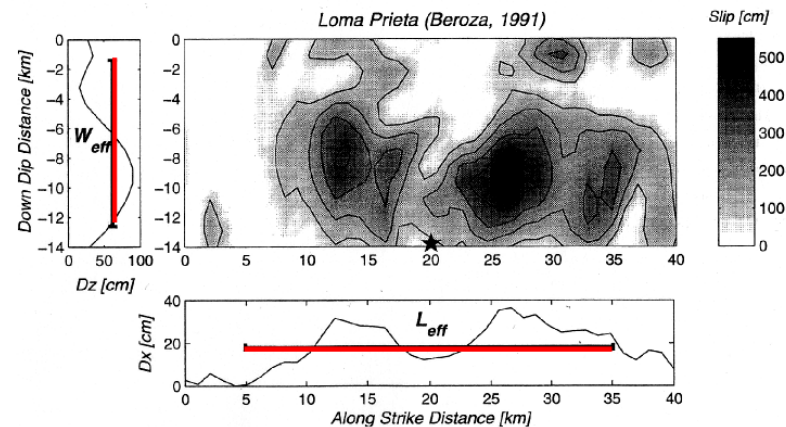
asperity
 $(\geq 1.5\Delta\bar{D}_{rup})$

1989 Loma Prieta earthquake ($M_w 6.9$)



effective source dimension

(L_{eff} , W_{eff} are derived by auto-correlation of slip distribution)



Mai and Beroza (2000)

3. 断層破壊の総面積およびアスペリティの総面積は地震モーメントに関して一定のスケーリング則で関係づけられる。

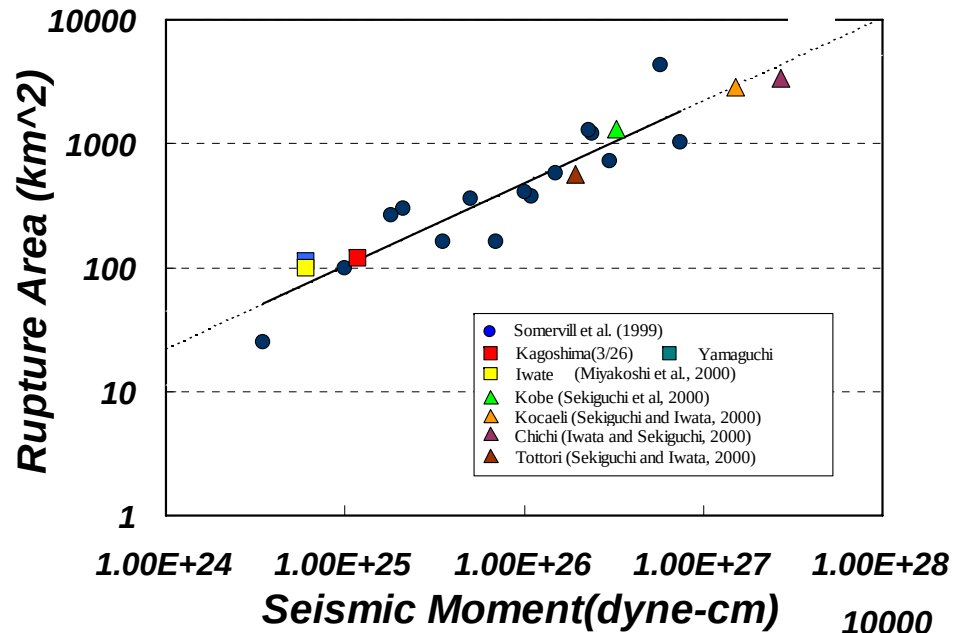
震源断層は断層パラメータに関する2つスケーリング則

(1) 巨視的断層パラメータに関するスケーリング則

震源の断層面積と地震モーメントの関係
結果として、平均すべり量、平均応力降下量が推定される。

(2) 微視的断層パラメータに関するスケーリング則

アスペリティ総面積と地震モーメントの関係
結果として、アスペリティでの応力降下量、アスペリティでの平均すべり量が推定される。

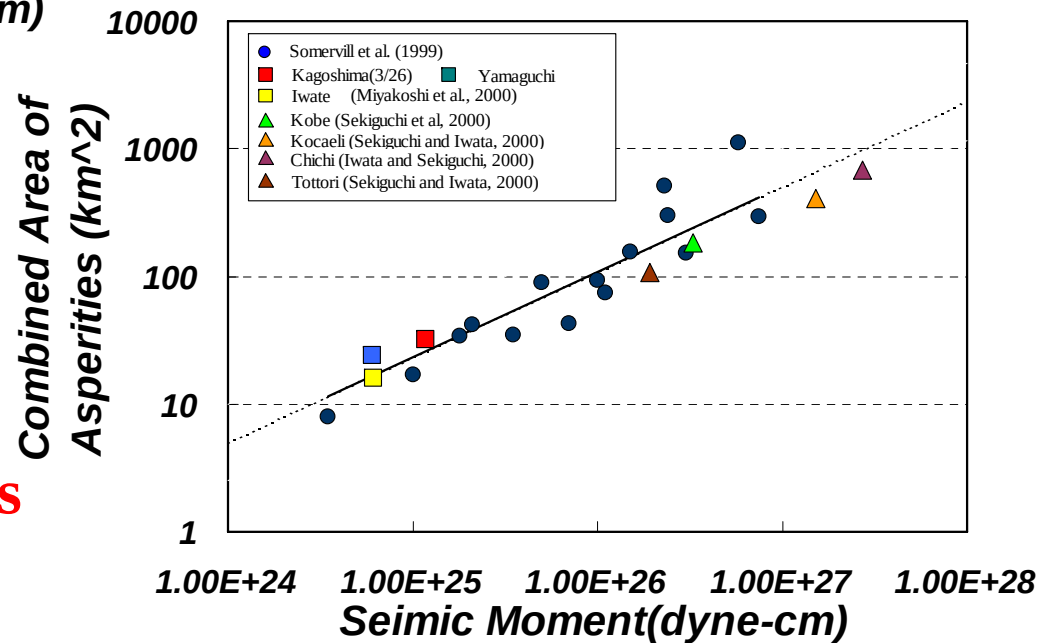


*Relation between
Rupture Area and M_0*

→ **Outer Fault Parameters**

*Relation between
Combined Area of
Asperities and M_0*

→ **Inner Fault Parameters**



Somerville *et al.* (1999) and Miyakoshi *et al.* (2001)

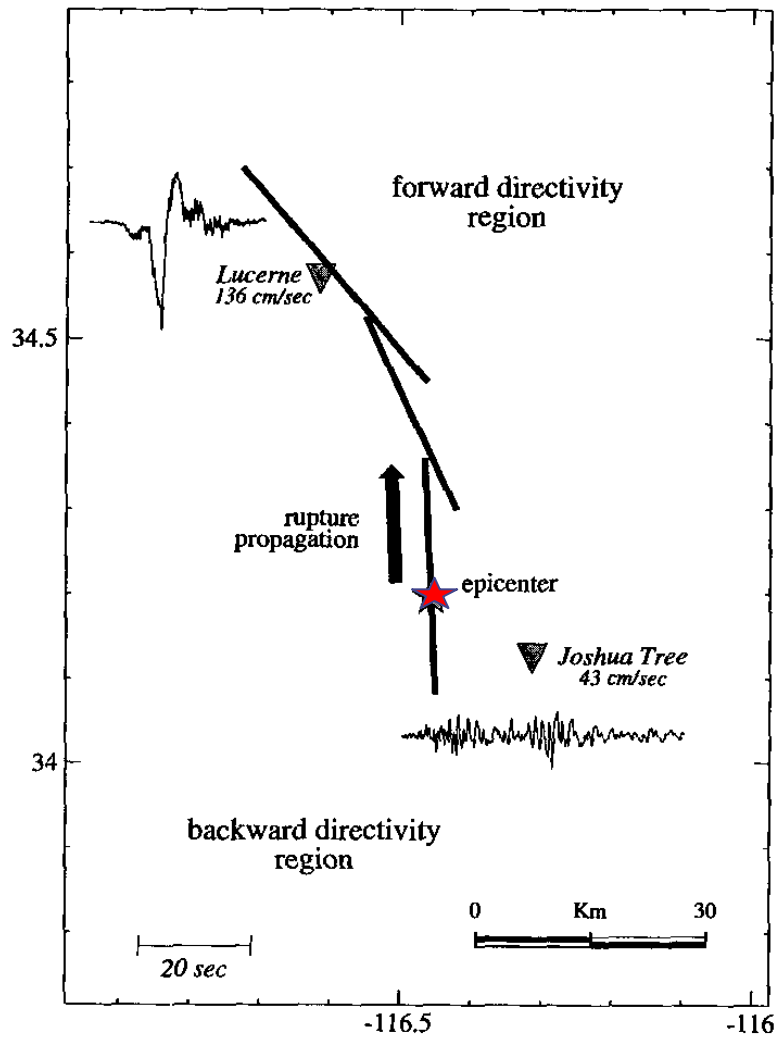
3. 強震動のシミュレーションと観測記録との比較

し震源断層面内のアスペリティから強い揺れ、強震動、が生成されている。

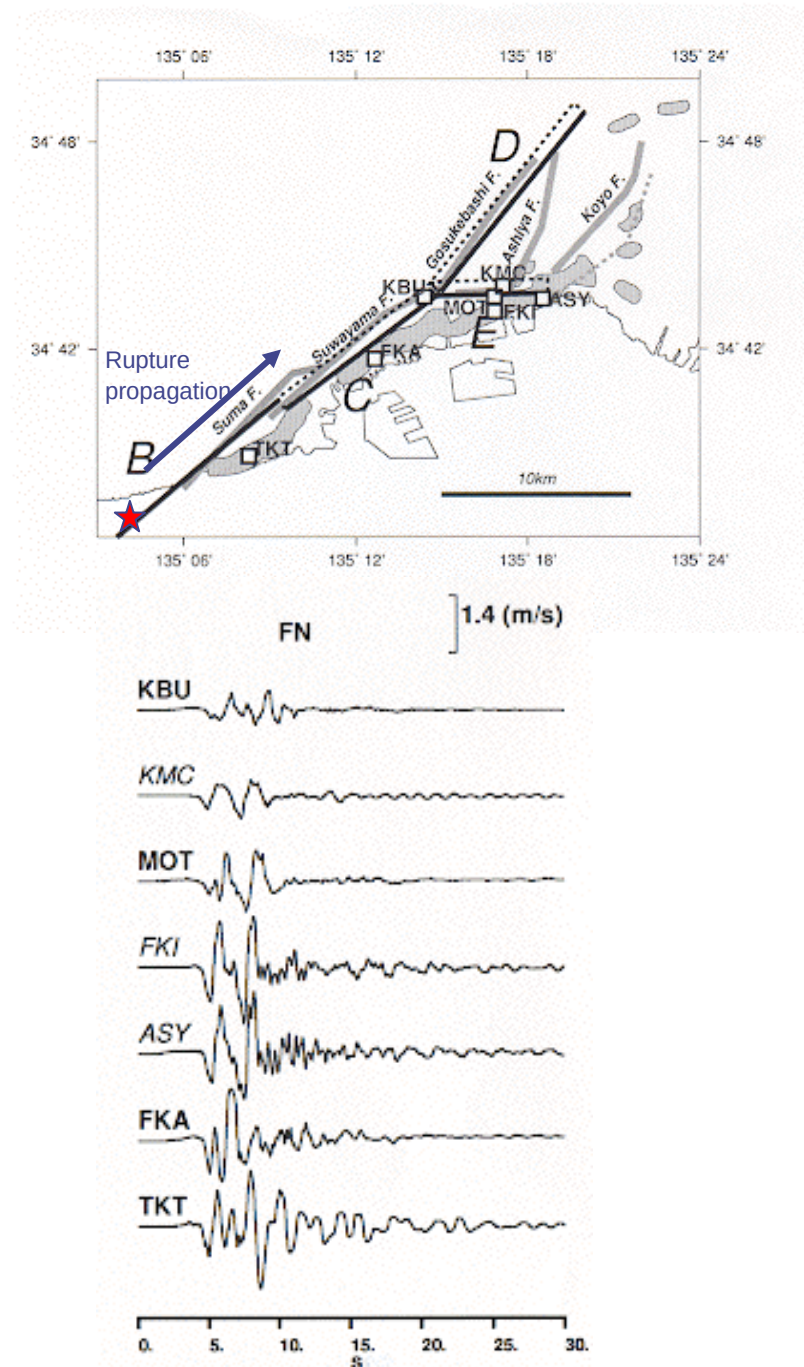
結果として、震源近傍域でアスペリティのサイズに対応するディレクティビティ・パルス（キラー・パルス）が生成される。

例. 1995年兵庫県南部地震、
2005年福岡県西方沖地震、など。

Rupture Directivity Pulse: Landers and Kobe



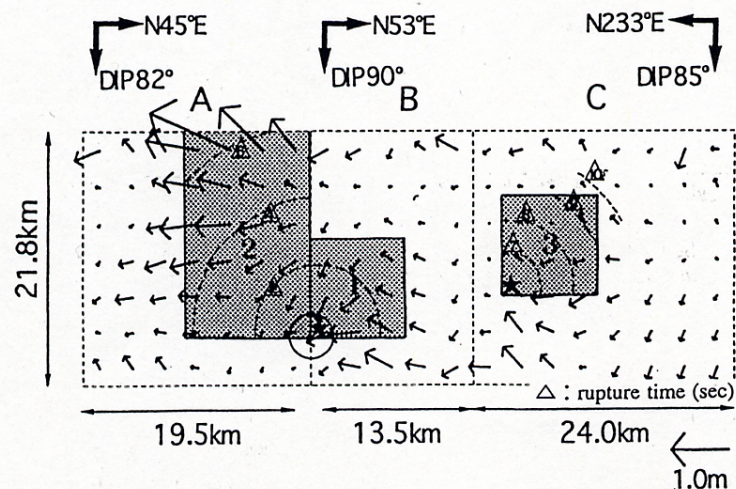
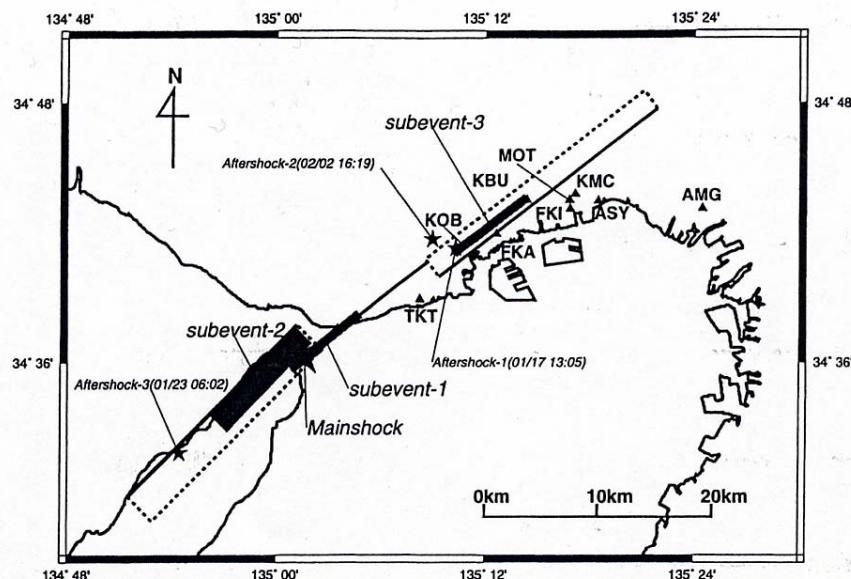
Somerville et al. (1997)



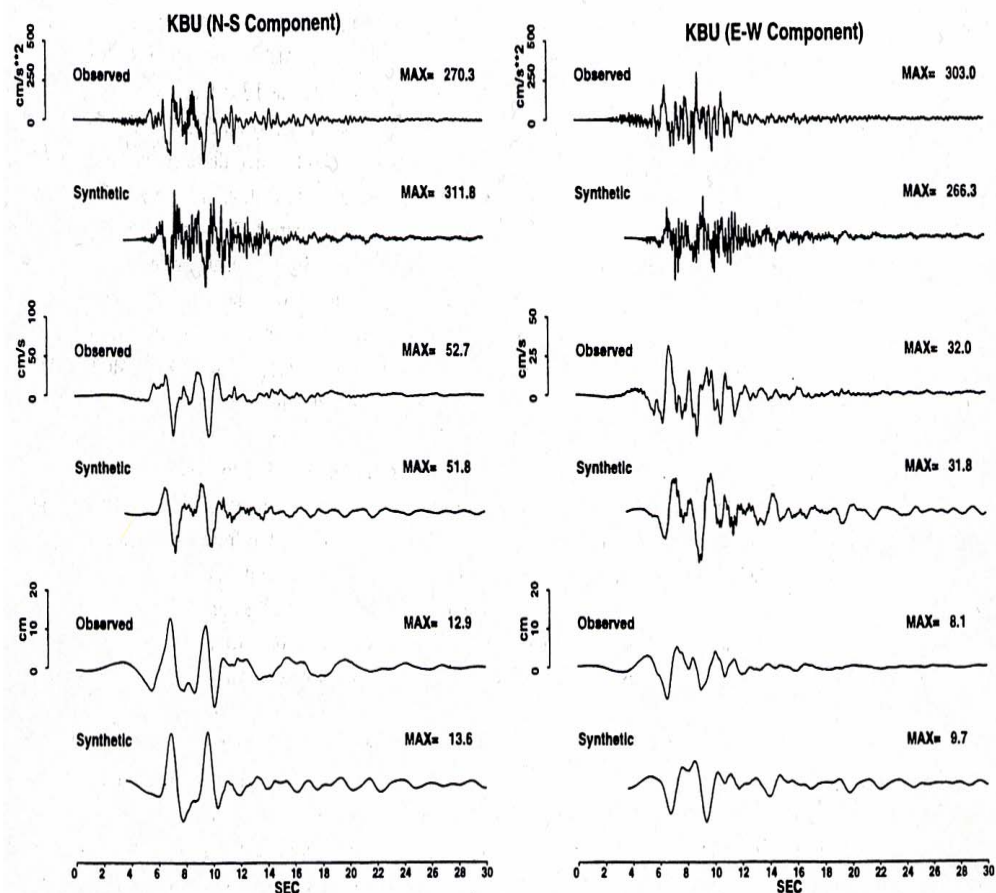
Irikura et al. (1998)

経験的関数法およびハイブリッド法による 強震動のシミュレーション

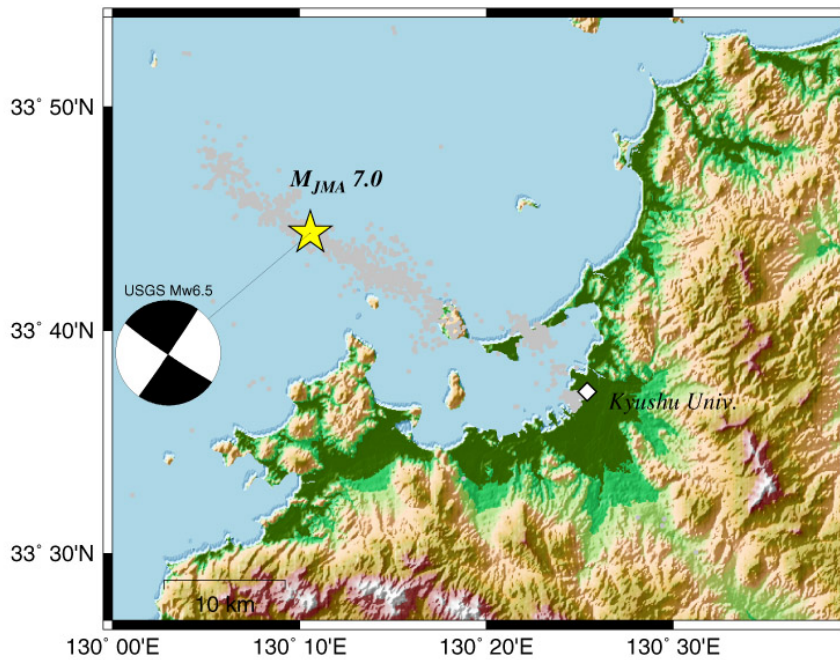
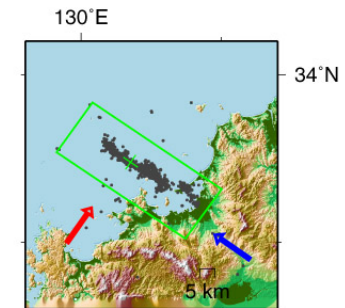
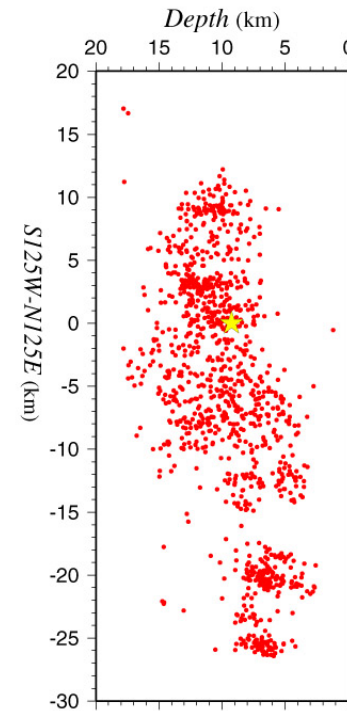
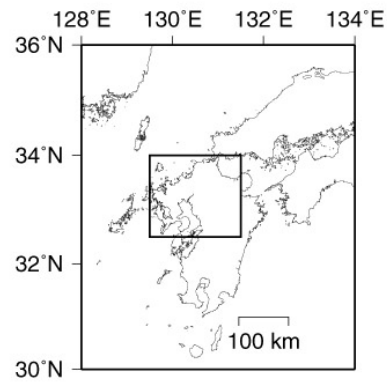
(Kamae and Irikura, 1998; Kamae et al., 1998)



3つのアスペリティをもつ震源モデル

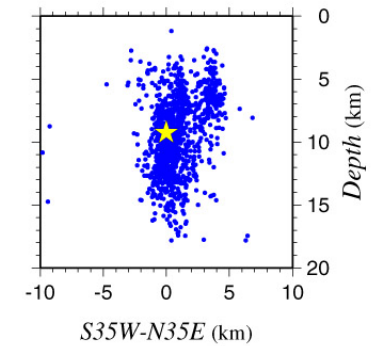


2005年福岡県西方沖地震



- ★ Mainshock
- Aftershock

情報は気象庁のHP

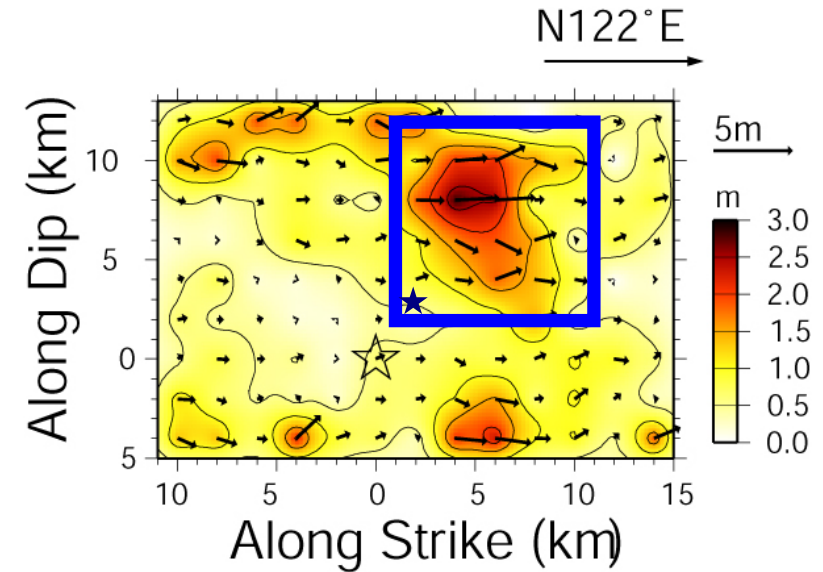
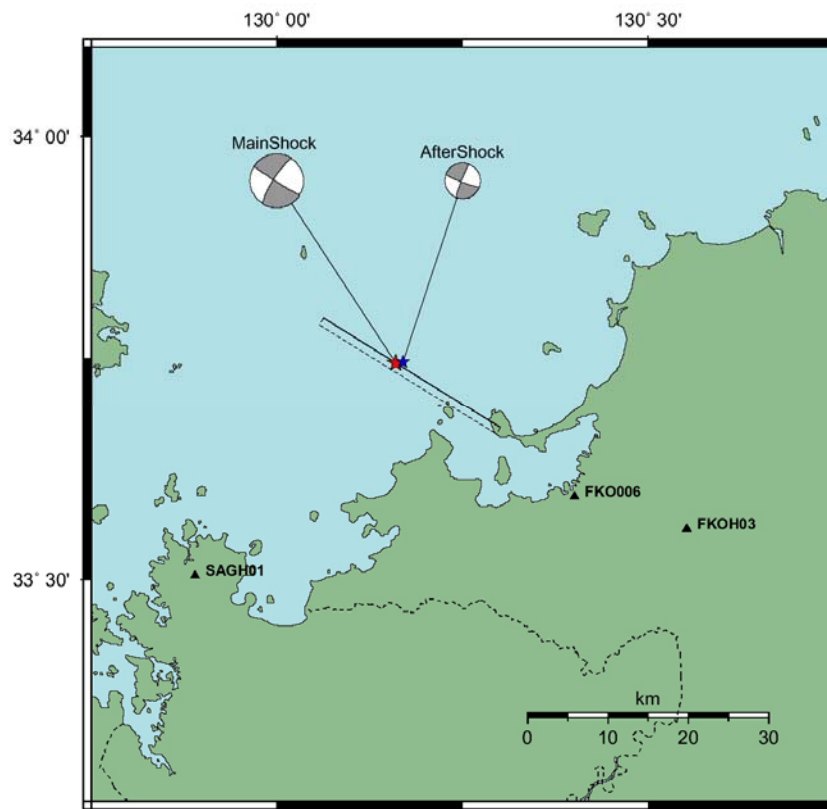


printed, 2005/04/01 02:33:26

Kamae et al., 2005

(2005年福岡県西方沖地震)

経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリング



アスペリティ(青)を配置した震源モデル

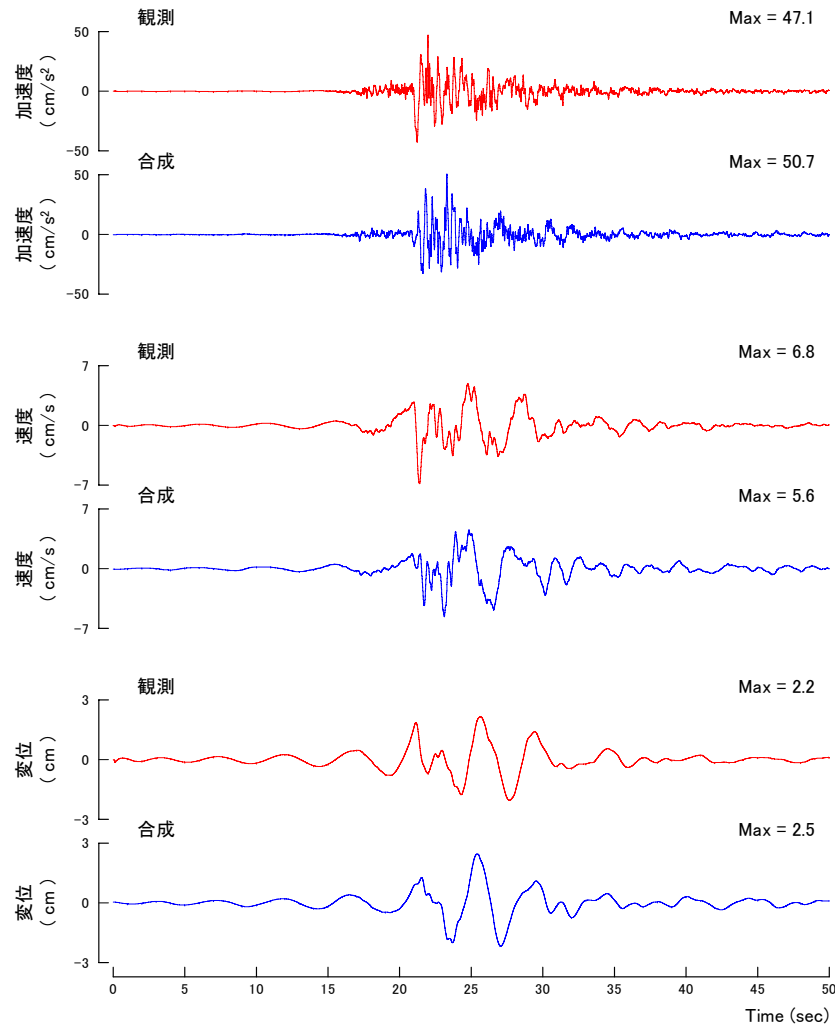
破壊はアスペリティ内の★から円状に伝播

用いたKiK-net観測点(FKOH03、SAGH01)と本震、余震の震央位置。K-NET観測点(FKO006:福岡)は震源モデルの有効性検証のために用いた。

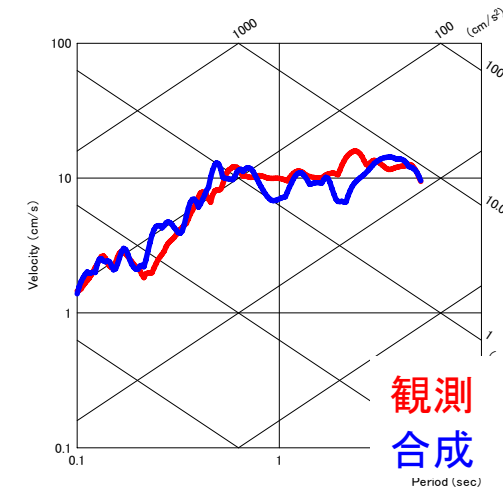
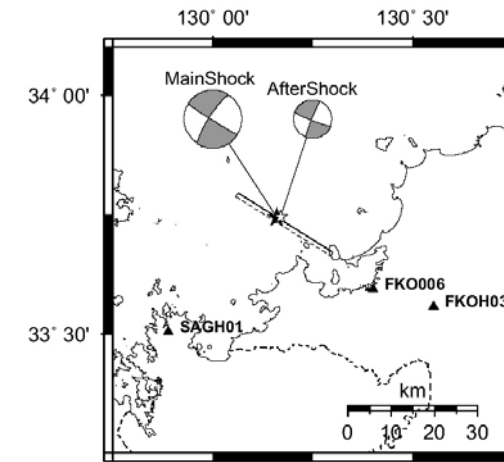
Kamae et al., 2005

(2005年福岡県西方沖地震)

合成結果 FKOH03(地中)



時刻歴波形



応答スペクトル(h=5%)

Kamae et al., 2005

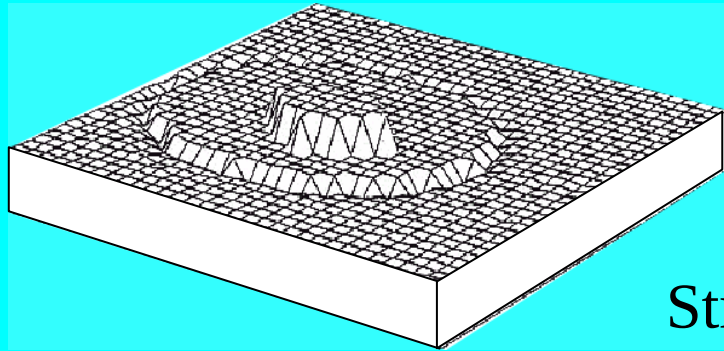
II. 強震動生成の理論的背景

強震動で取り扱う周期範囲は、地震研究の中では短周期（20秒以下）にあたる。

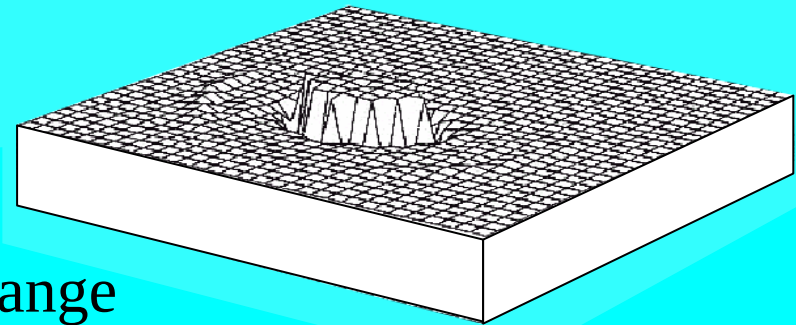
従って、短周期地震波がどのように生成されるかについて理論的検討が必要。

断層運動に伴う短周期地震波の生成について Madariaga (1977: 1983)、Boarwright and Quin (1986)、Das and Kostrov (1986)、Boartwright (1988)、Irikura and Kamae (1994)、中村・宮武 (2000) などの研究で以下のことがわかっている。

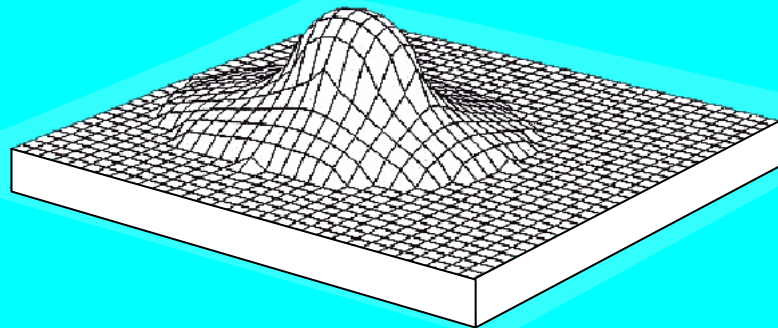
Asperity



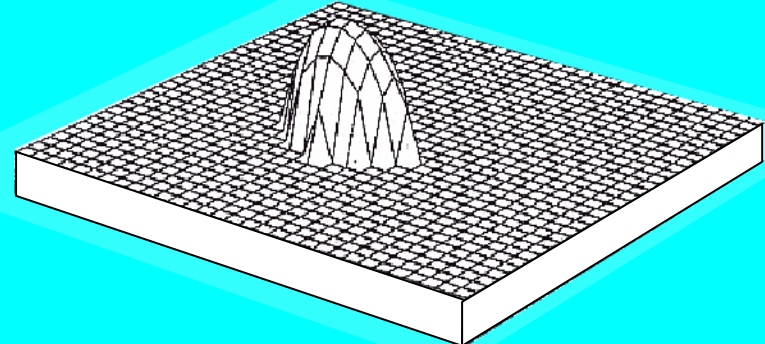
Crack



Stress change



Slip



Boatwright (1988)

1. 破壊速度の不連続による短周期の地震波の生成

断層破壊の進行中に、破壊速度が急激に変化する、すなわち、 $\Delta v_R = H(x-x_0)$ 、ここで $H(x)$ はステップ関数。

そのとき、そこから生成される変位地震波は短周期域で ω^{-2} の周期特性をもつ。

加速度地震波は短周期域で ω^0 の周期特性をもつ。

→ クラック・モデル、バリアで破壊が止まるケース。

2. 応力降下の不連続による短周期の地震波の生成

断層破壊の進行中に、破壊速度は変化せずに応力降下のみ急激に変化する、

すなわち、 $\Delta \sigma = H(x-x_0)$ 、ここで $H(x)$ はステップ関数。そのとき、そこから生成される変位地震波は短周期域で $\omega^{-2.5}$ の周期特性をもつ。

加速度地震波は短周期域で $\omega^{-0.5}$ の周期特性をもつ。

アスペリティ・モデルでは、断層破壊はすでに破壊された領域から未破壊のアスペリティ内部に進行する。

そのとき、破壊の先端部に応力集中、 $\Delta \sigma = (x-x_0)^{-1/2}$ が生じ、その応力が解放されるとすると、そこから生成される加速度地震波は短周期域で ω^0 の周期特性をもつ。

アスペリティ・モデルもクラック・モデルと同様の短周期が生成される (Madar iaga, 1983).

アスペリティ・モデルとクラック・モデル

Case 1 単一アスペリティを想定

短周期レベル

$$A_{0asperity}^1 = 4\pi\beta\nu_R\Delta\sigma_a a$$

長周期レベル

$$M_{0total}^1 = \frac{16}{7} \Delta\sigma_a a^2 R$$

応力降下量

$$\Delta\sigma_a = (7/16) M_0^1 / (Rr^2)$$

アスペリティ

短周期レベル

$$A_{0crack}^1 = 4\pi\beta\nu_R\Delta\sigma_c a$$

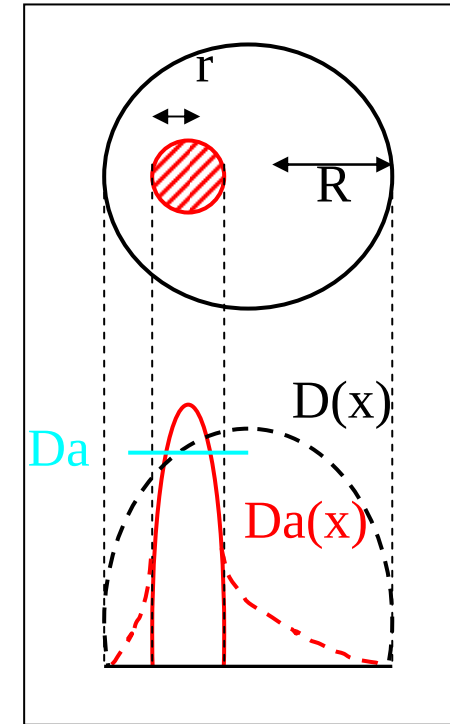
長周期レベル

$$M_{0crack}^1 = \frac{16}{7} \Delta\sigma_c a^3$$

応力降下量

$$\Delta\sigma_c = \frac{7\pi^{3/2}}{16} \frac{M_0^1}{S_a^{3/2}}$$

クラック



$$r \ll R$$

単一アスペリティの $\Delta\sigma (=9.5\text{MPa}) = \text{単一クラックの}\Delta\sigma (=9.6\text{MPa})$

アスペリティ・モデルとクラック・モデル

Case 2 複数のアスペリティを想定

短周期レベル

$$A_0^N{}_{asperity} = \left\{ \sum_{i=1}^N (4\pi\beta v_R \Delta\sigma_{ai} a_i)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} = 4\pi\beta v_R \Delta\sigma_{ai} a$$

長周期レベル

$$M_0^N = \sum_{i=1}^N \left(\frac{16}{7} \Delta\sigma_{ai} a_i^2 R_i \right) = \frac{16}{7} \Delta\sigma_{ai} a^2 R$$

応力降下量

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_{ai} = \frac{7}{16} \frac{M_0^1}{a^2 R}$$

多重アスペ
リティモデル

短周期レベル

$$A_0^N{}_{crack} = \left\{ \sum_{i=1}^N (4\pi\beta v_R \Delta\sigma_{ci} a_i)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} = 4\pi\beta v_R \Delta\sigma_{ci} a$$

長周期レベル

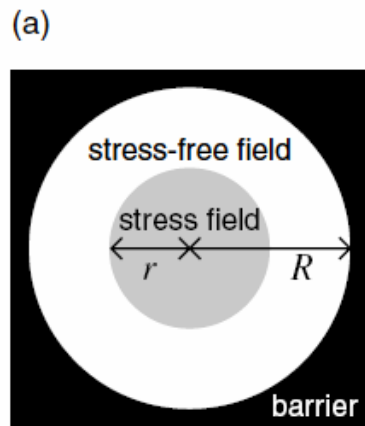
$$M_0^N{}_{crack} = \sum_{i=1}^N \left(\frac{16}{7} \Delta\sigma_{ci} a_i^3 \right) = \frac{1}{\alpha} \frac{16}{7} \Delta\sigma_{ci} a^3 \quad (1 < \alpha < \sqrt{N})$$

応力降下量

$$\frac{\Delta\sigma_{ci}}{\Delta\sigma_c} = \frac{A_0^N{}_{crack}}{A_0^1{}_{crack}} = \alpha \frac{M_0^N{}_{crack}}{M_0^1{}_{crack}}$$

多重クラック
モデル

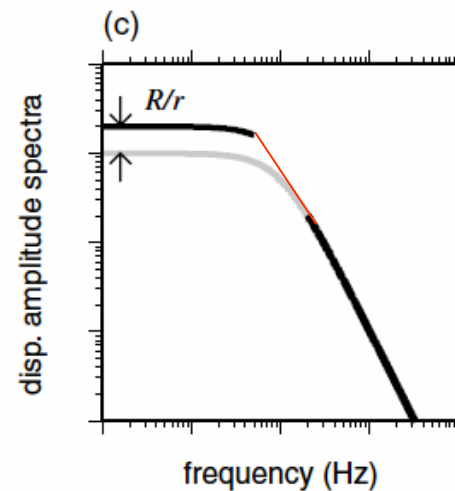
振幅スペクトルレベル アスペリティモデルとクラックモデル



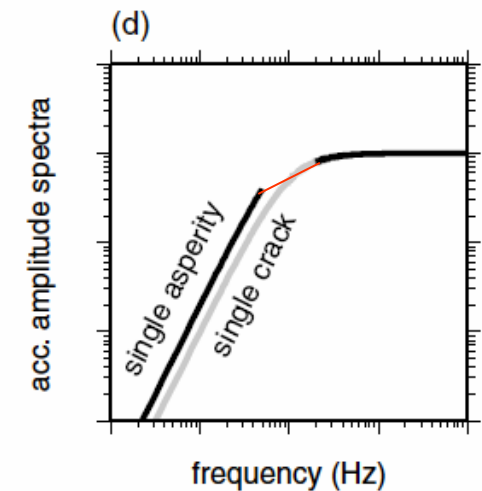
アスペリティモデル



クラックモデル



変位振幅スペクトル



加速度振幅スペクトル

4. 短周期地震波はアスペリティの縁部のみでなく内部からも生成される

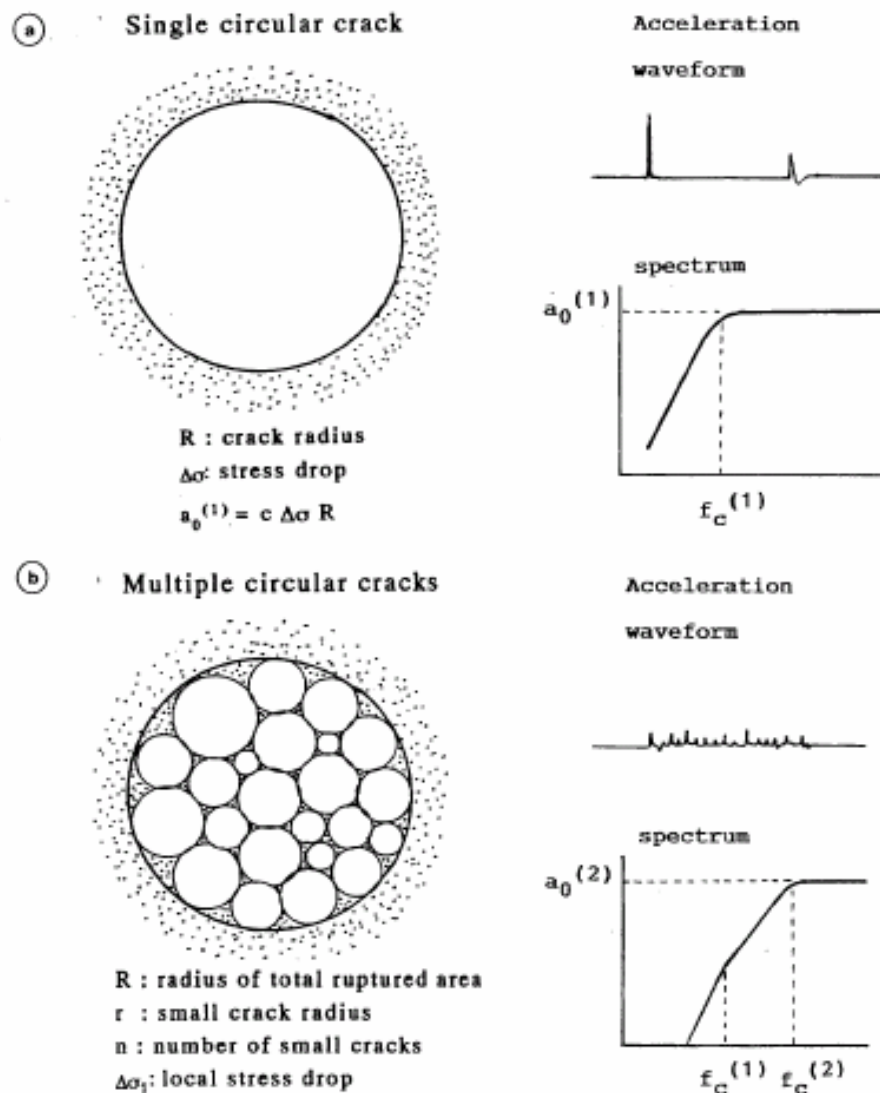
応力降下が一様なクラックからは加速度地震波はクラック端部でのストップ・パルスしか生成されない。

これは観測とは一致しない。

応力降下が一様なアスペリティからも同じような加速度地震波が生成される。

これも観測とは一致しない。

アスペリティの内部から短周期地震波の生成を考える必要がある。



If the crack radius and stress drop of each small crack are almost the same, then

$$\begin{aligned}
 a_0^{(2)} &= n^{1/2} \Delta\sigma_1 r \\
 &= c \Delta\sigma_1 R \quad (\because n = (R/r)^2) \\
 &= a_0^{(1)} \quad (\text{If } \Delta\sigma_1 = \Delta\sigma)
 \end{aligned}$$

1st stage: Small cracks are generated, and each crack stops at barriers.



2nd stage: Barriers between cracks are broken, generating larger cracks.



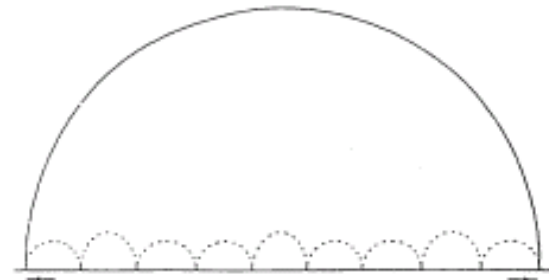
3rd stage: A larger crack sequence is generated, combining small cracks.



4th stage: Similar processes are going on all along the fault, increasing the size of cracks.

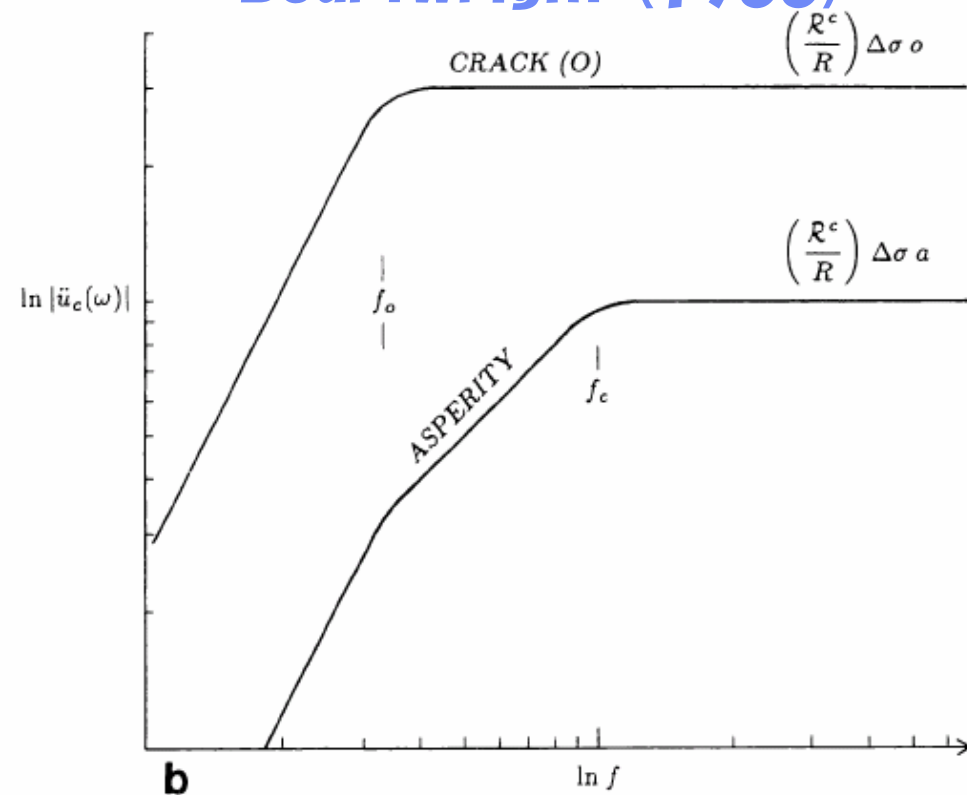
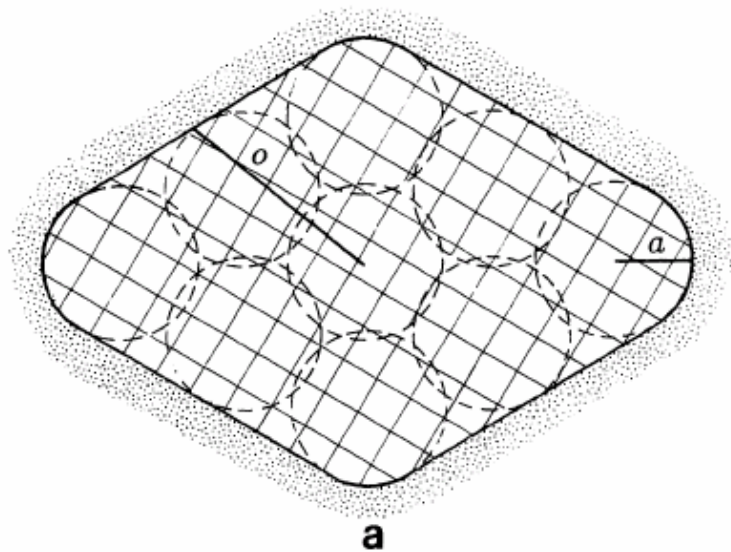


5th stage: Eventually, barriers inside the fault plane of the mainshock are all broken, producing a large crack.



Composite Faulting Model

クラックの内部がアスペリティで埋め尽くされている場合
1つの大きなクラックからの短周期地震波の生成に等価
Boartwright (1988)



フラクタル・アスペリティ・モデル

瀬野（2002）

アスペリティの内部に小さなアスペリティがフラクタルに分布。

特定の周期特性を持たないために小さなアスペリティはフラクタルなサイズをもつ。

結果として、短周期地震波はアスペリティの内部から生成せられる。

(a) Asperity model



Chile



Kuril

Asperity



Mariana

(b) FA/BI model

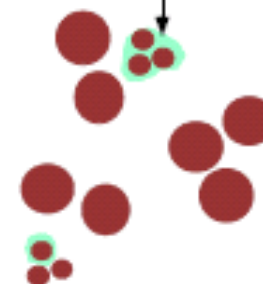
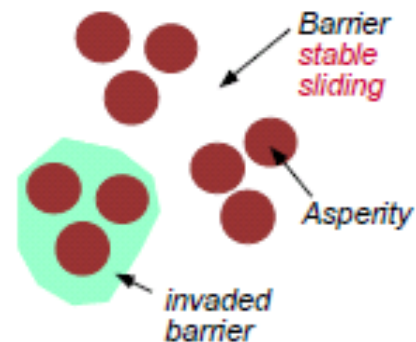
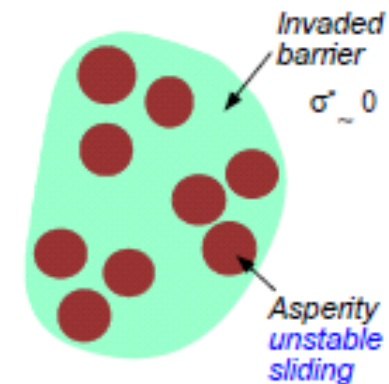


図3

強震動予測レシピのまとめ

巨視的断層パラメータ

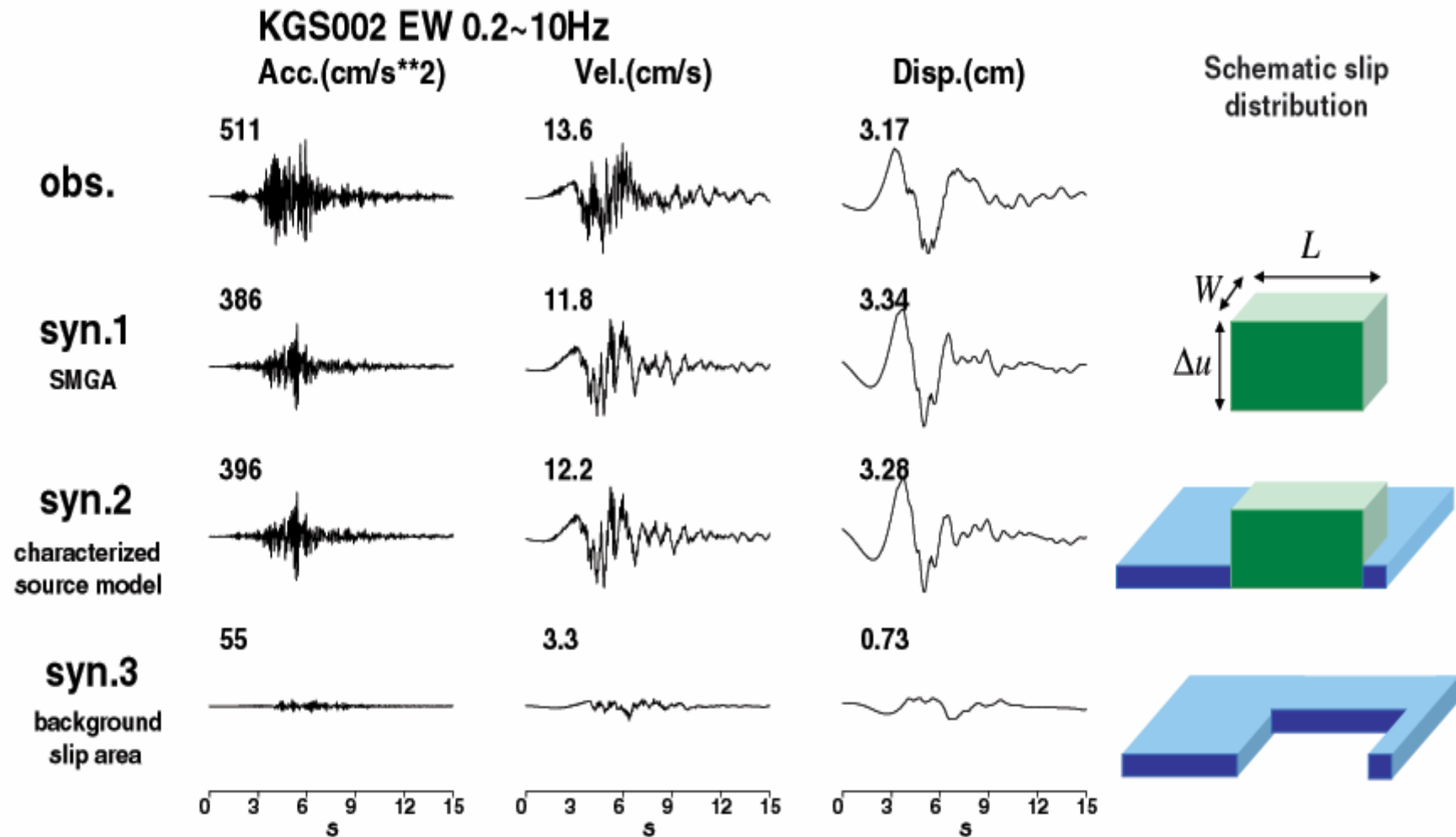
- Step 1* 断層全体の長さを与える
- Step 2* 断層長さから断層幅を与え, 断層総面積を求める
- Step 3* 断層総面積から地震モーメントを推定する

微視的断層パラメータ

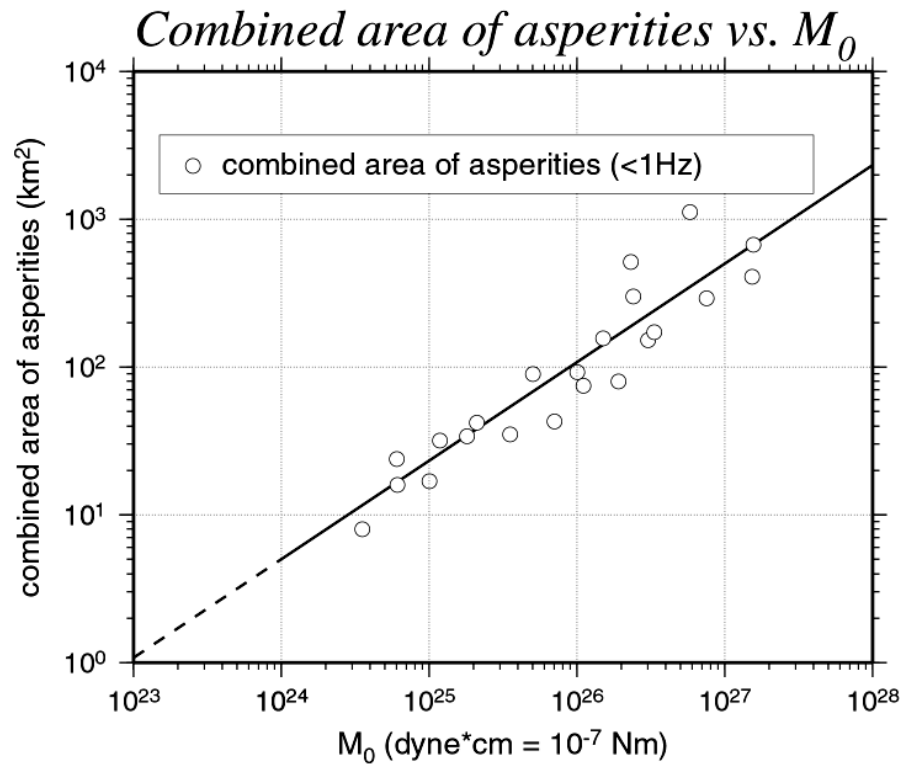
- Step 4* アスぺリティの個数と位置を与える
- Step 5* アスぺリティの面積を求める
- Step 6* アスぺリティの応力降下量を推定する
- Step 7* すべり速度時間関数のパラメータを設定する

強震動生成域を考慮した特性化震源モデルの構築

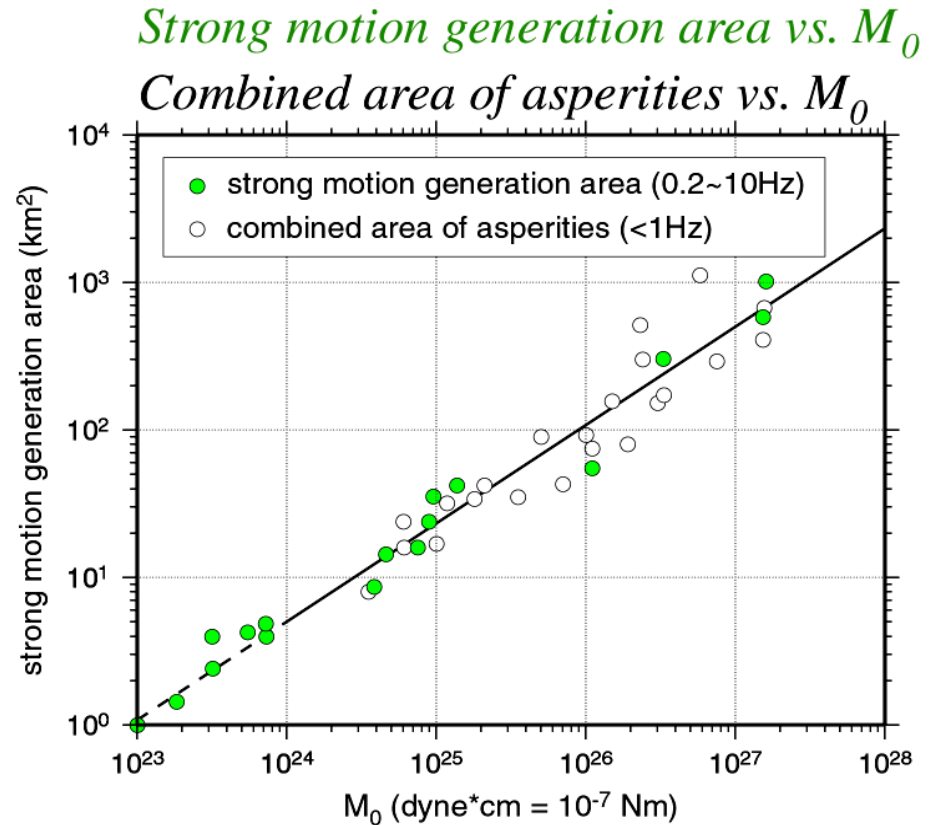
- 1997年3月鹿児島県北西部地震の例 -



地震モーメントに対するアスペリティ領域(すべり大)と 地震モーメントに対する強震動生成域(すべり速度大)の関係

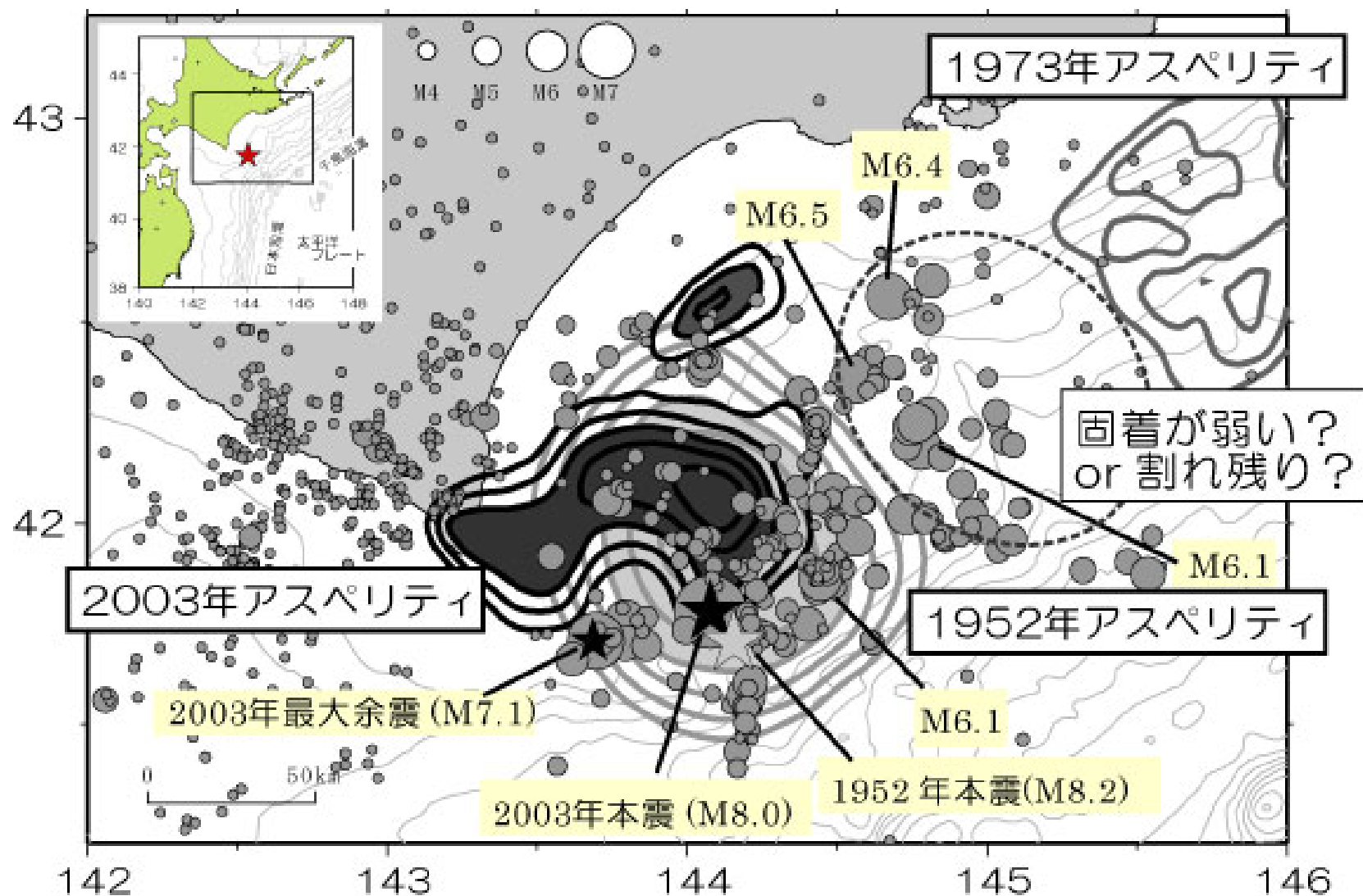


Somerville *et al.* (1999) and
Miyakoshi *et al.* (2001)



Kamae and Irikura (1998, 2000),
Kamae *et al.* (1999), and
Miyake *et al.* (2001)

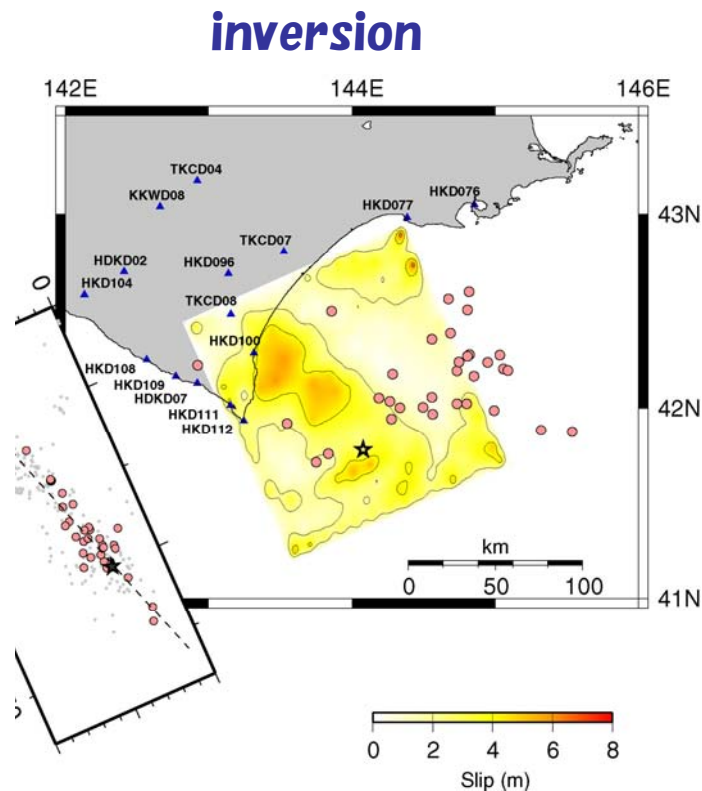
震源過程: 2003年と1952年の十勝沖地震



山中 (2004), Yamanaka and Kikuchi (2003)

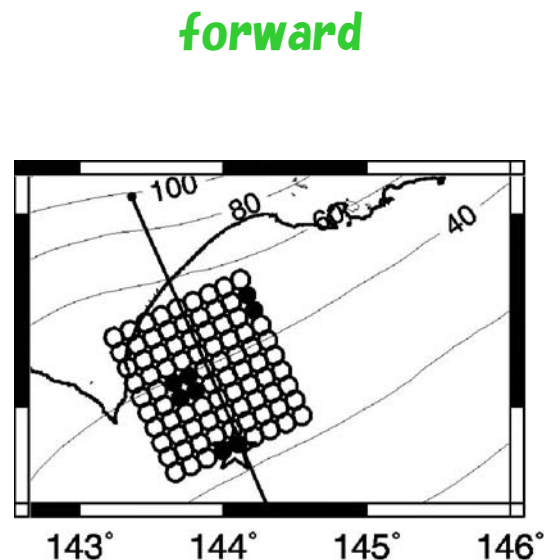
2003年 十勝沖地震

強震 Honda et al. (2004, EPS)



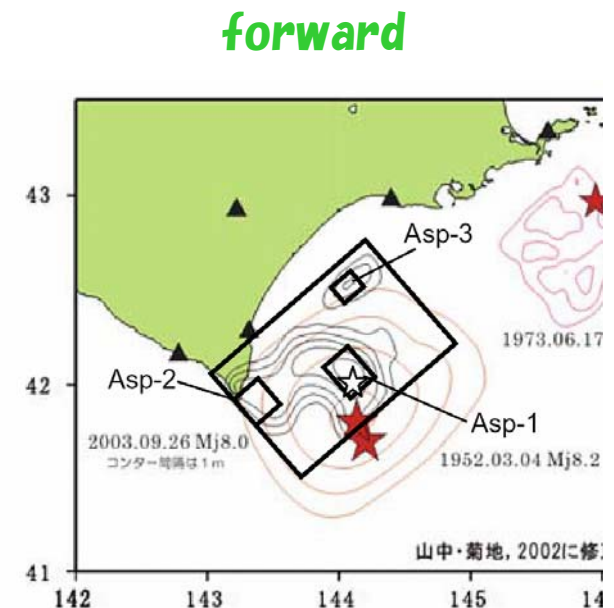
Vel.
50–5 sec
(0.02–0.2 Hz)

強震 防災科研&推本 (2004)



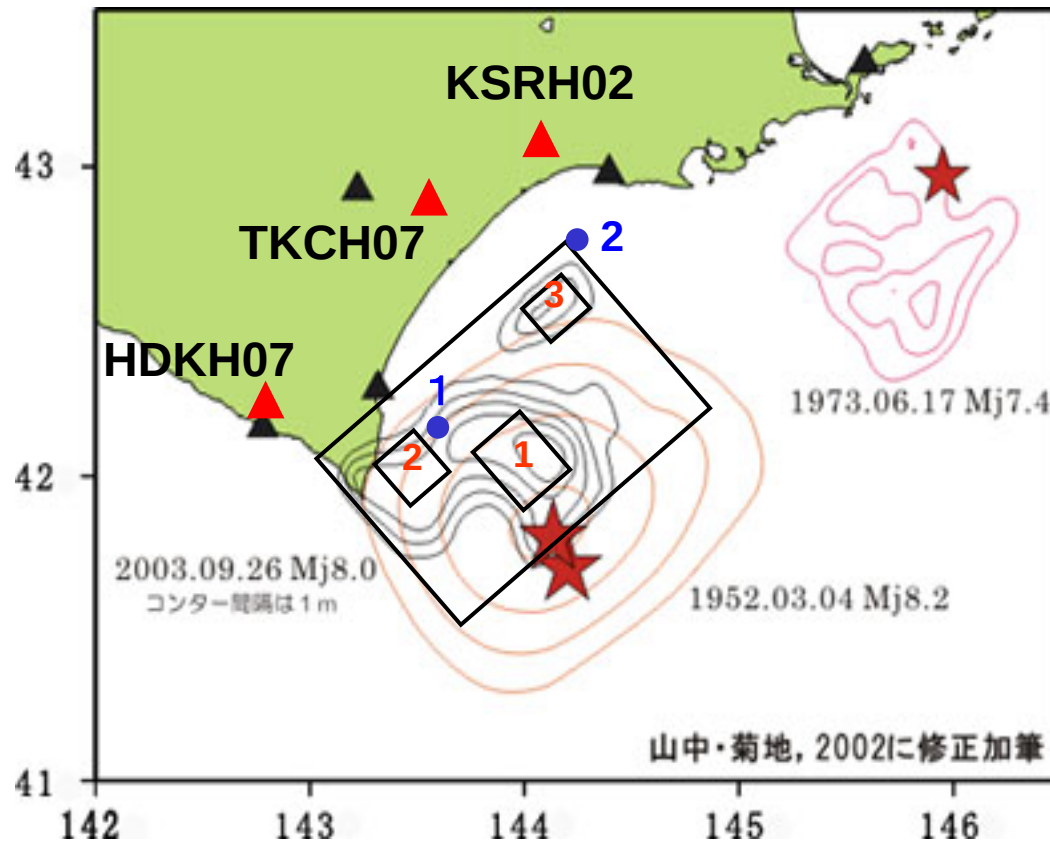
Acc. Vel. Disp.
10–0.1 sec
(0.1–10 Hz)

強震 Kamae and Kawabe (2004, EPS)



Acc. Vel. Disp.
10–0.1 sec
(0.1–10 Hz)

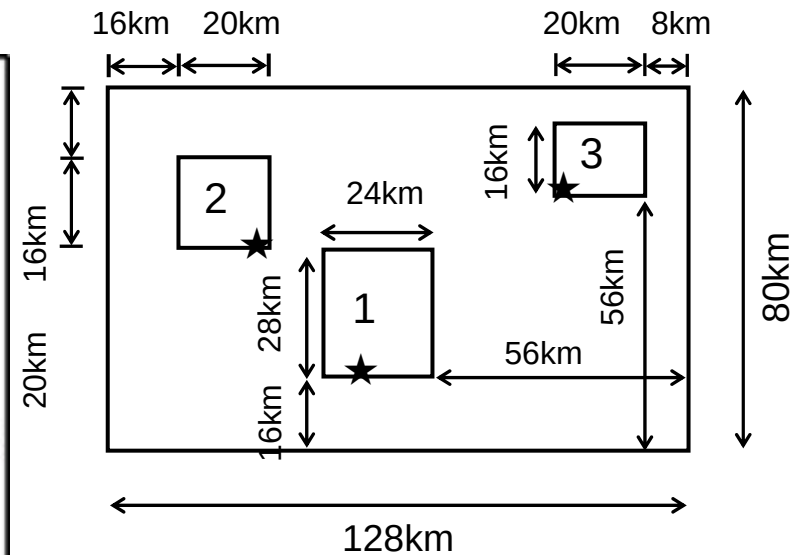
Applicability of Characterized Source Model for the 2003 Tokachi-oki Earthquake (Mw 8.0)



★ Epicenter of mainshock

● Epicenters of aftershock as empirical Green's function

Kamae and Kawabe (2004)



★ Rupture starting point

$V_s = 4.0 \text{ km/s}$

$V_r = 3.6 \text{ km/s}$

Asp-1 → Asp-2 3 sec delay

Asp-1 → Asp-3 7 sec delay

