

強震動地震学の発展の歴史と

レシピへの展開

入倉孝次郎

強震動研究者

自己紹介

入倉孝次郎（いいくら こうじろう）

強震動研究者、愛知工業大学客員教授、防災科学技術研究所
客員研究員、もと京都大学防災研究所。

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。

略歴：1958年に京都大学理学部に入学、物理学科に進むが在学中に病気、挫折を味わうが何とか卒業。大学院では、なにか社会に役立つことを学びたい思い、理学研究科地球物理学専攻の応用地球物理学に入学、防災研究所の吉川教授の下で応用地震学を学ぶが、そこでも挫折の連続。ようやく学位がとれたときは43才（1983年）になっていた。

**京都大学大学院
時代の恩師**



吉川宗治先生

USCでの恩師



Professor Keiiti Aki
(安芸敬一先生)

強震動地震学とはなにか？

狭義にいうと、

「強震動記録に基づく地震現象の
解明, それに基づく強震動の予測
の科学」

広義には

強震観測に基づいて

- 地震の震源の破壊過程
- 深層・浅層媒質での地震波の伝播特性
- 強震時の表層地質の非線形挙動
- 強震動に対する建造物の耐震性

これらの研究成果の応用として

- 強震動予測
- 地震危険度評価
- 建造物・インフラの減災対策
- 都市計画、社会システムの整備
- 国の長期計画→国造り

強震動地震学とは、

広義でいうと

**「地震の物理・地殻構造の解明」
から**

**「安心・安全で質の高い生活ので
きる国造り」まで**

を含む総合科学

日本建築学会の地盤震動小委員会の活動は日本の強震動地震学を支えてきた。

これまでの地盤震動シンポジュームのテーマを見ると

1972.02.18 第1回「建築物の設計に考慮すべき地震動」

**1976.01.12 第4回「強震動におけるやや長周期成分について
—耐震解析用地震動の再検討—」**

1983.07.15 第11回「地震動研究の蓄積とその活用（東京）」

**1984.06.26 第12回「地盤震動に関わる今日の課題
—日本海中部地震をめぐって—」**

1985.07.09 第13回「地震動観測のあり方とその利用」

**1986.07.11 第14回「メキシコ地震を探る—日本の事例と比較
して—」**

1991.07.26 第19回「都市直下の地震と地盤震動」

**1992.12.11 第20回「地震動予測—設計のための地震動予測を
めざして—」**

**1994.10.31 第22回「地震動研究の新たな展開—面的・即時的
評価への取り組み—」**

私は地盤震動小委員会の活動から強震動地震学を学んだ！

1977年に地盤震動小委員会の委員にして頂いた(工藤先生の紹介)。それまで地震学会で細々とした研究発表をしてきたが、限りなく透明に近い存在！

主査が田治見宏先生(日大)、幹事が山原 浩先生(清水建設)の黄金コンビ。

その後、太田外氣晴、長橋純男、北川良和、・・・、歴代名主査の下で、建築学における地盤震動研究の重要性を体験的に学ぶことができた。

これまでの地盤震動シンポジウムにおける講演

1977.02.18 第5回「表層地盤による地震波の増幅特性への基盤岩地形の影響」

1978.03.28 第6回「地震地盤と地震動」

1982.04.06 第10回「地震動予測」

1983.07.19 第11回「震源モデルと地震波動」

1984.06.26 第12回「地震動予測—1983年日本海中部地震および余震群の震源パラメータのスケーリング則」

1992.12.11 第20回「震源のモデル化と地震動予測」

1996.10.30 第24回「大阪で想定される地震動とその震源」

強震動予測のためのレシピ の考えの源



「レシピ」とは、過去の地震の震源の特性、伝播経路や表層地盤の構造等に関する情報に基づいて、揺れの予測に必要なパラメータを順番に与える手続きを示すもので、

「レシピ」を用いると、同じ情報が与えられれば誰がやっても一定の信頼ある予測結果が得られる。

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

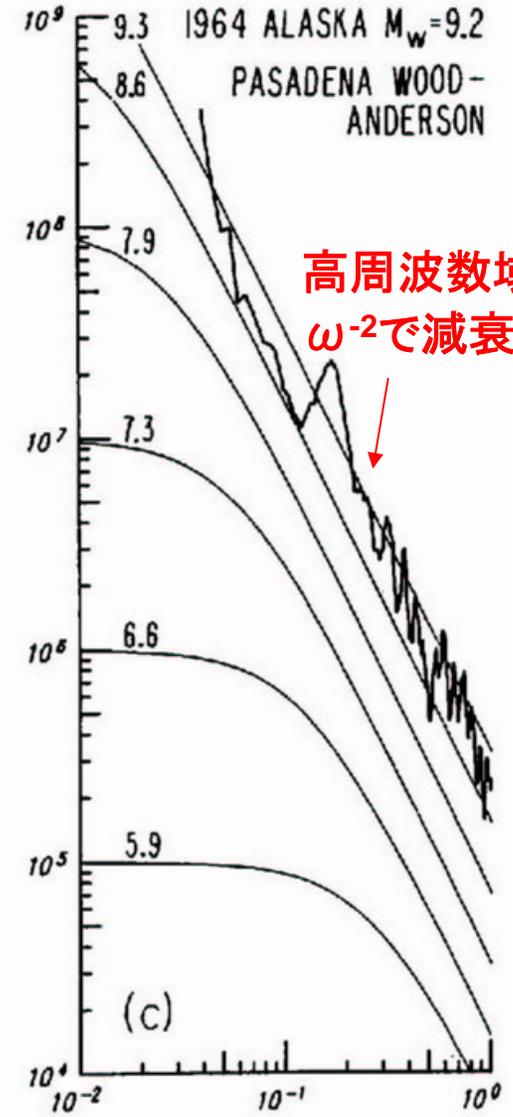
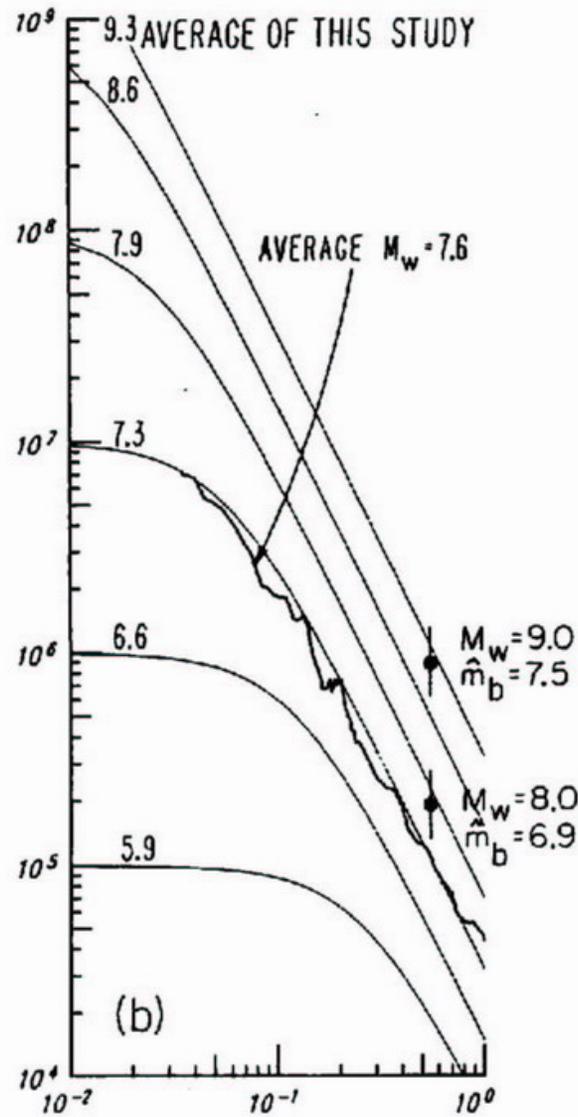
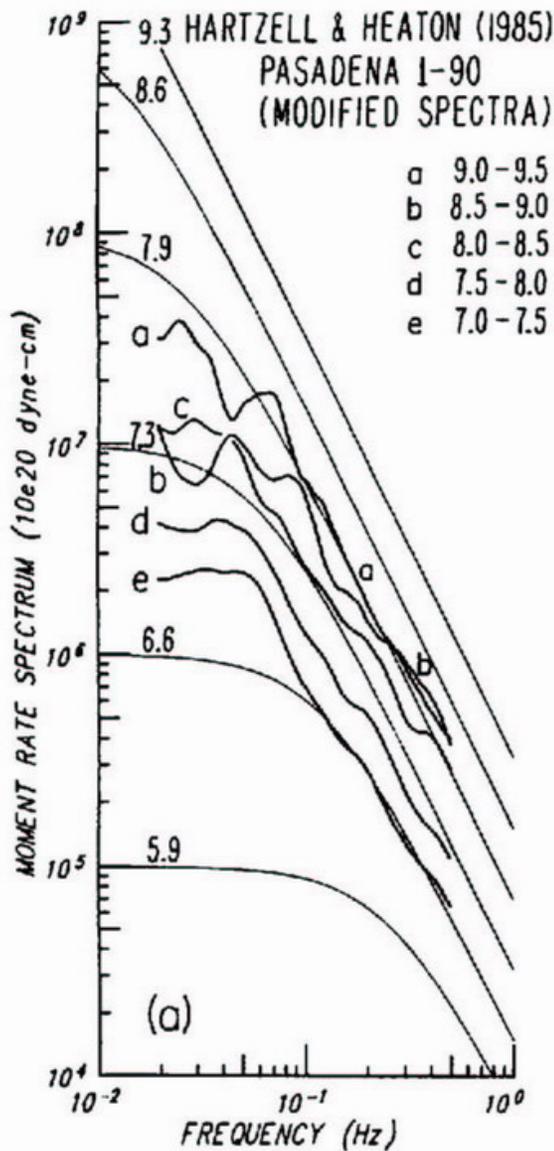
短周期（高周波数）域で
 ω^{-2} に比例して減衰。

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)

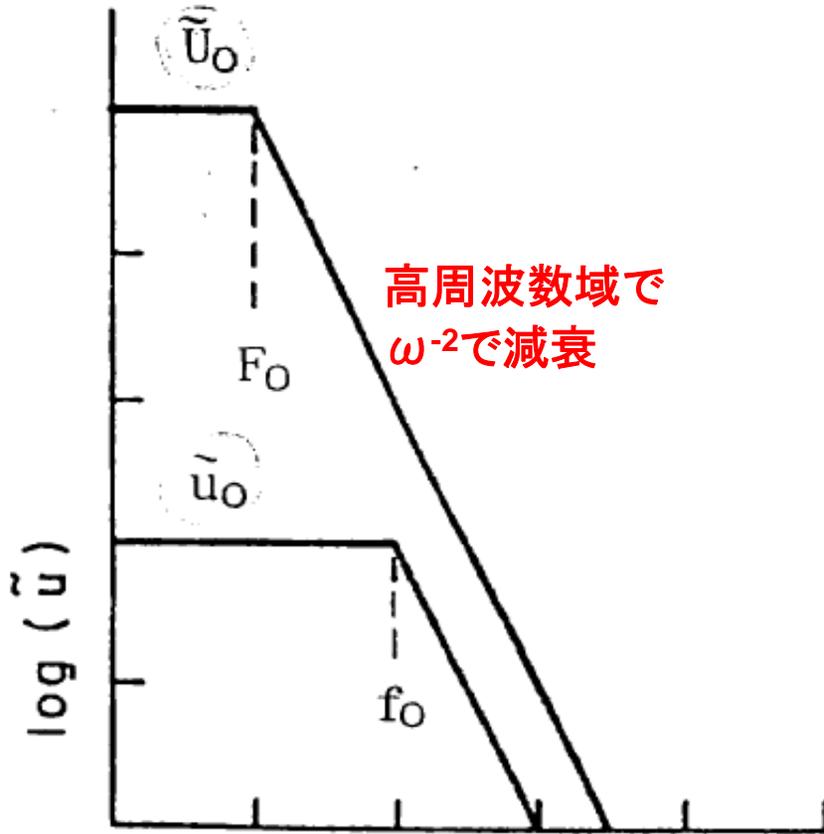
1. 震源スペクトル特性—その1—

巨大地震の変位スペクトル (Houston and Kanamori, 1986)



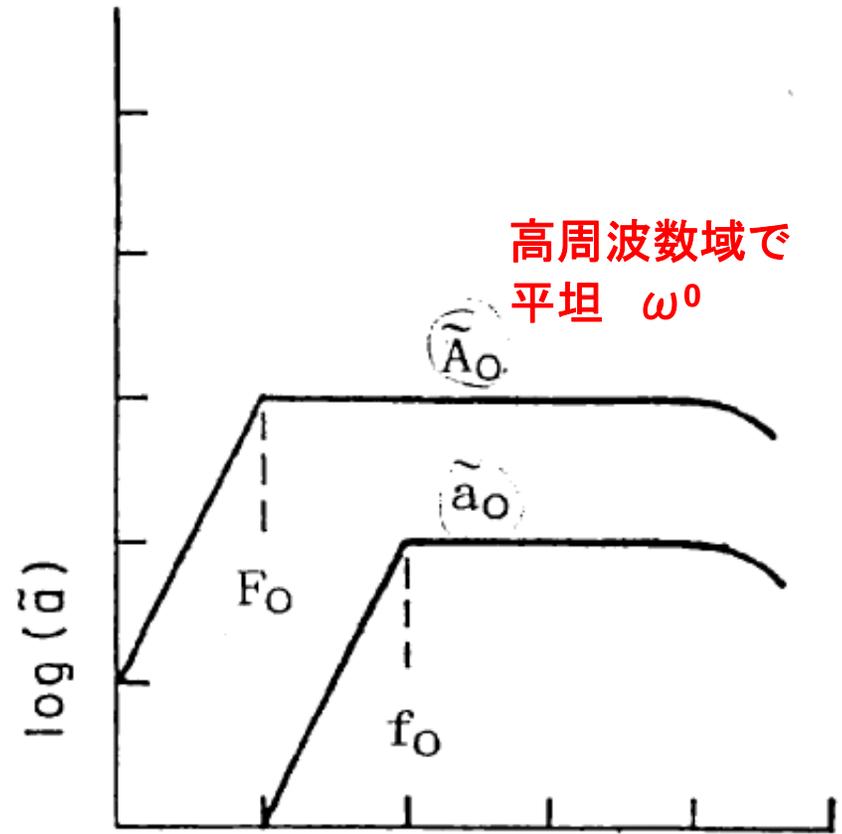
1. 震源スペクトル特性—その2—

変位震源スペクトル



(a)

加速度震源スペクトル



(b)

log frequency (Hz)

2. 断層破壊過程

— 強震動記録を用いた震源の波形インバージョン —

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

の

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。

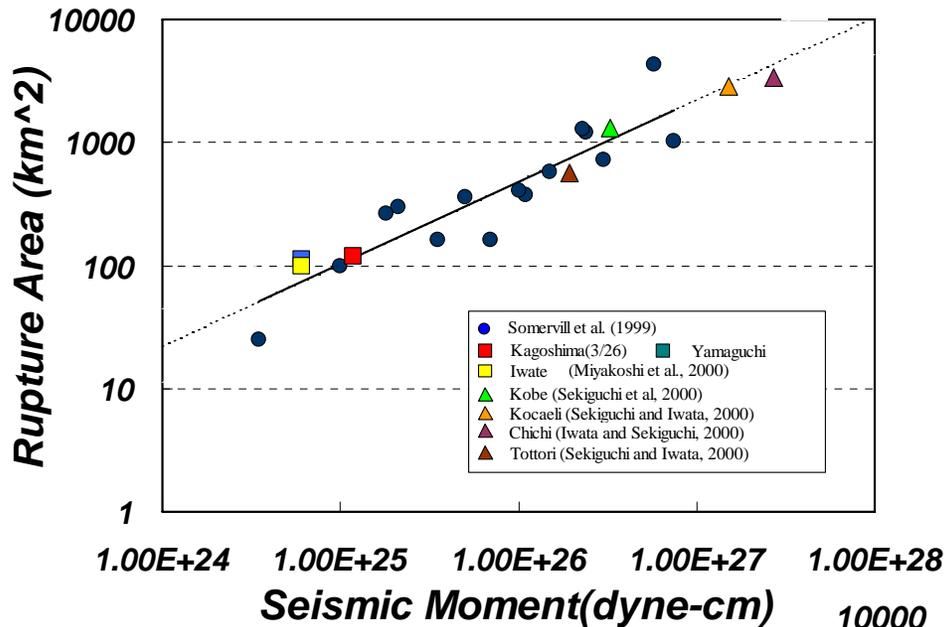
震源断層は断層パラメータに関する2つスケーリング則

(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。



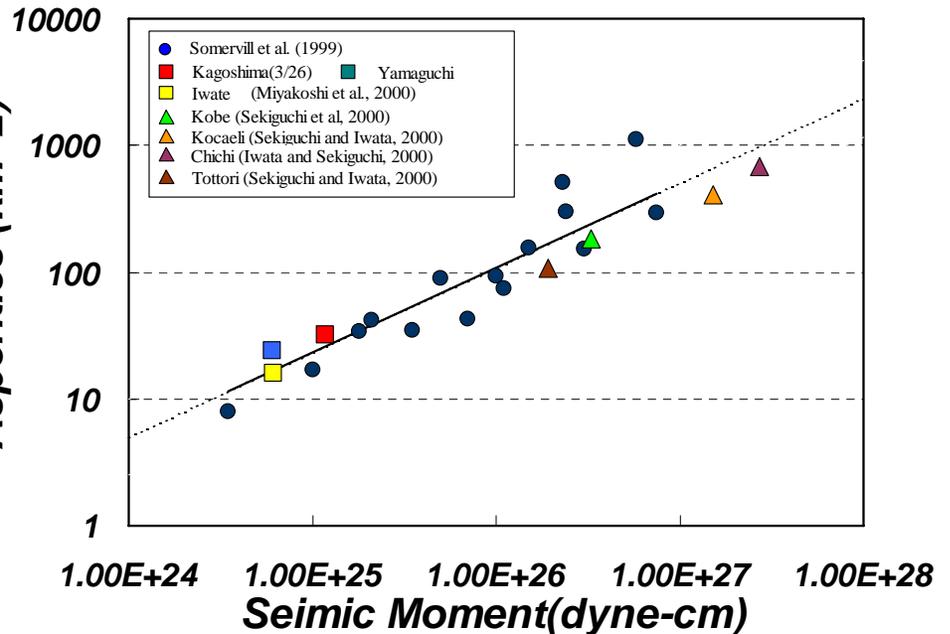
Relation between Rupture Area and M_0

→ **Outer Fault Parameters**

Relation between Combined Area of Asperities and M_0

→ **Inner Fault Parameters**

Combined Area of Asperities (km^2)



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

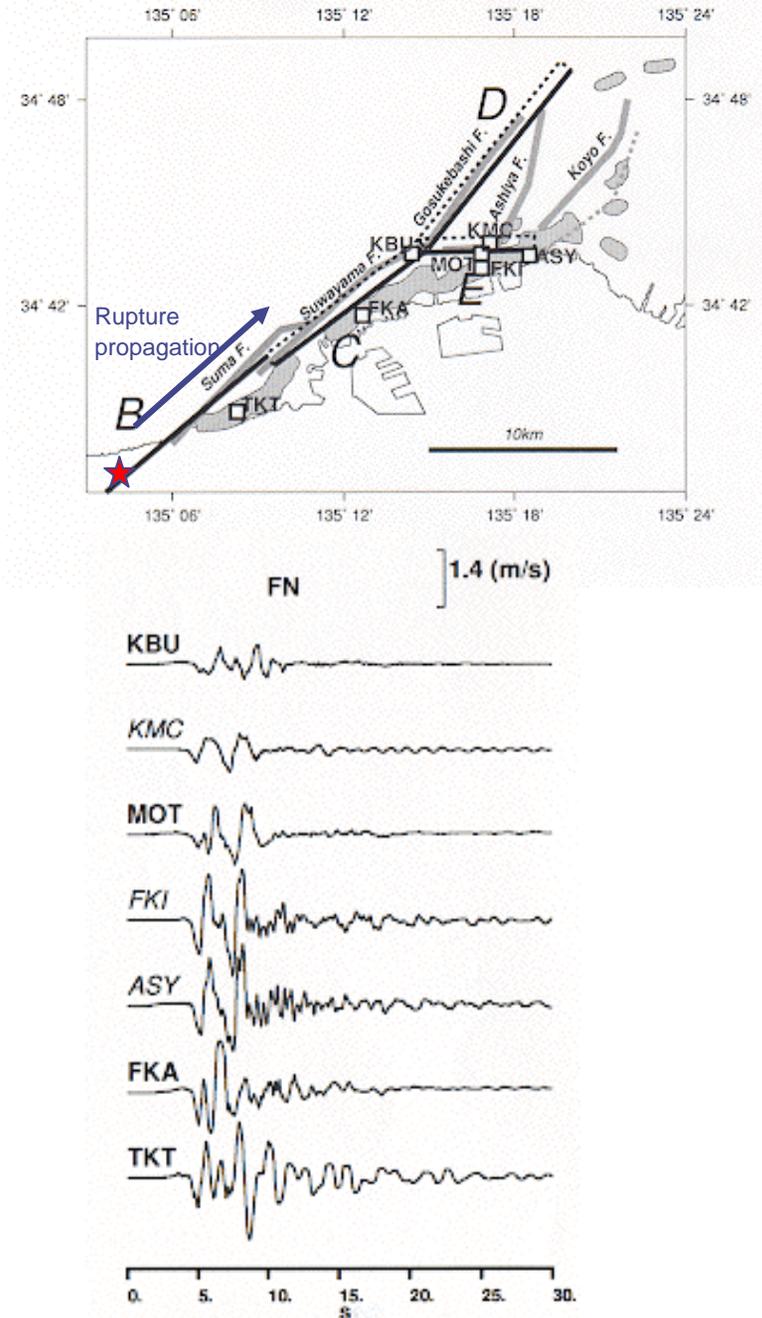
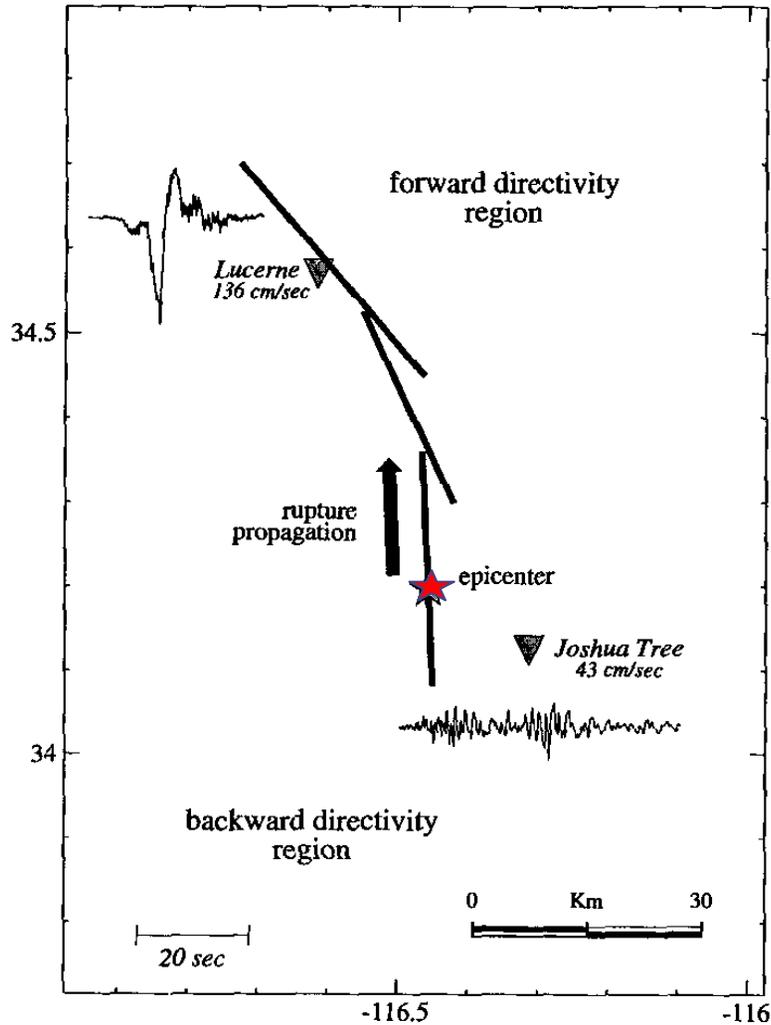
3. 強震動のシミュレーションと観測記録との比較

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。

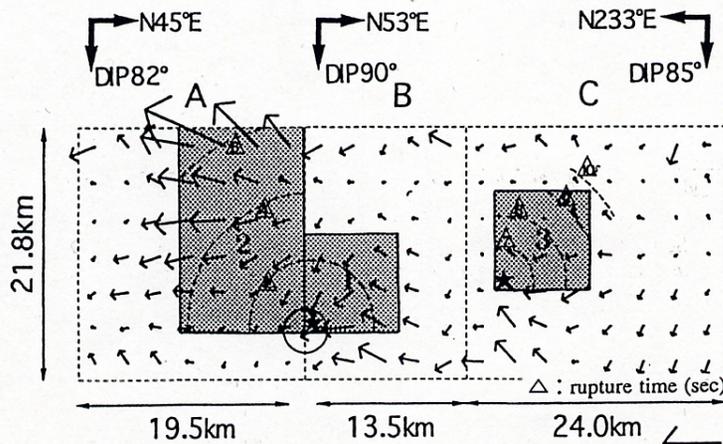
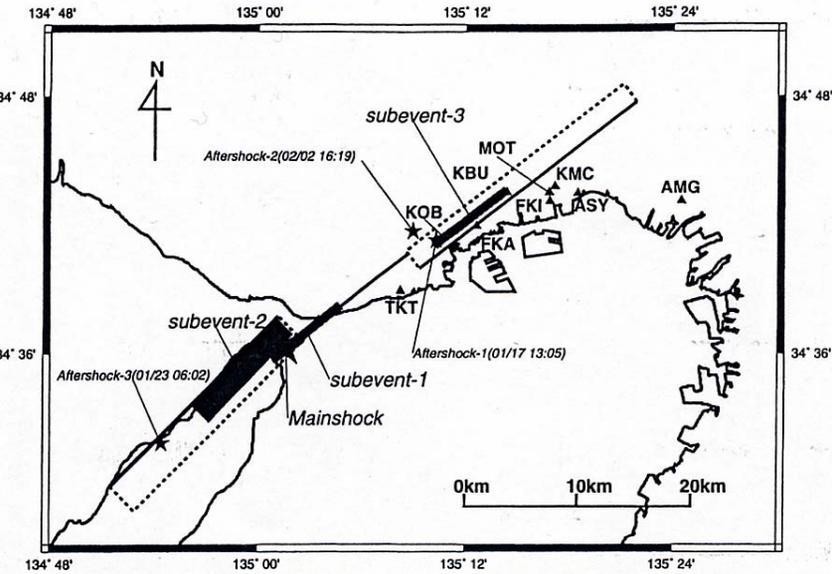
例. 1995年兵庫県南部地震、
2005年福岡県西方沖地震、など。

Rupture Directivity Pulse: Landers and Kobe

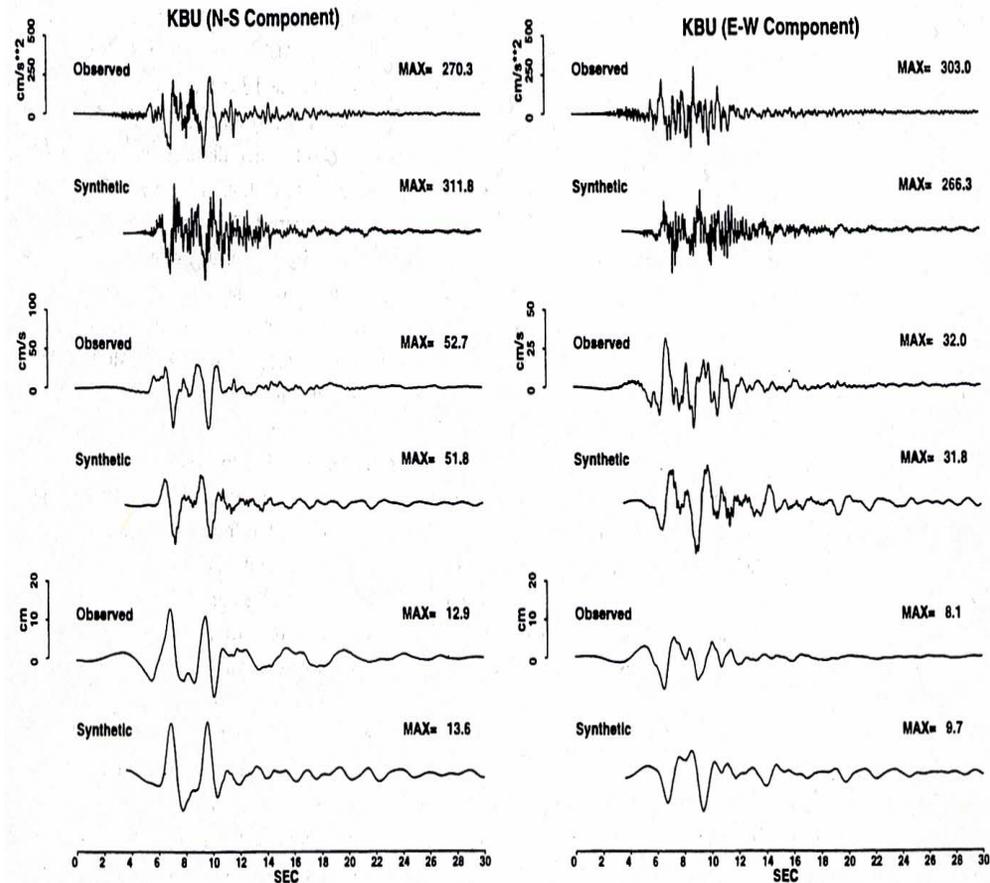


経験的関数法およびハイブリッド法による 強震動のシミュレーション

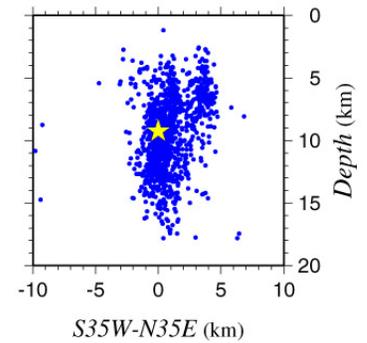
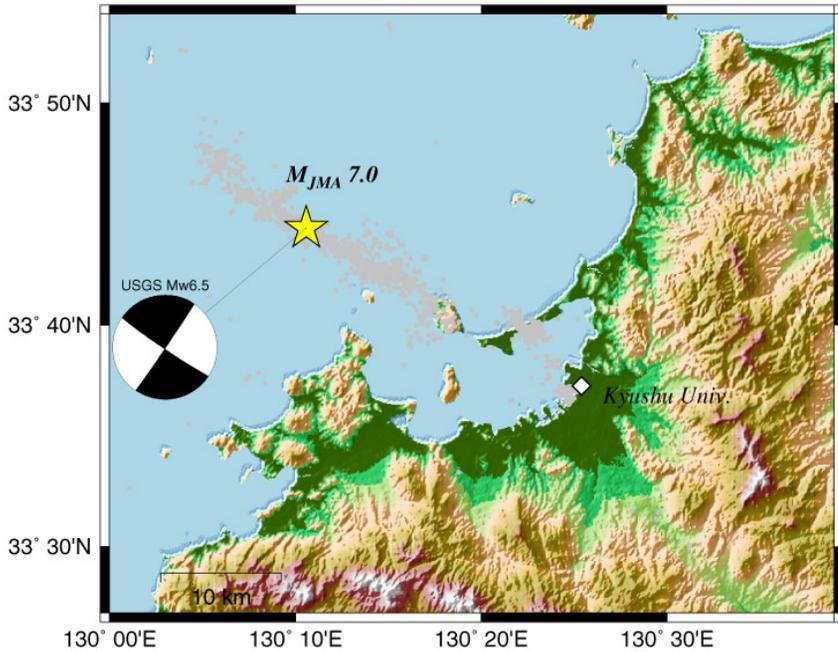
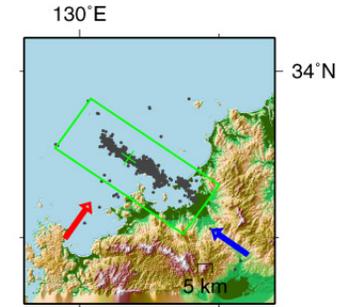
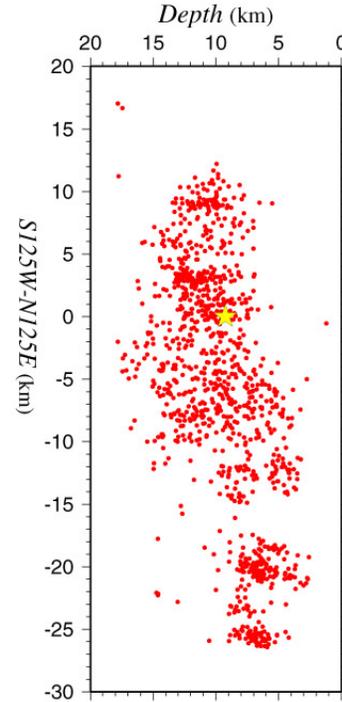
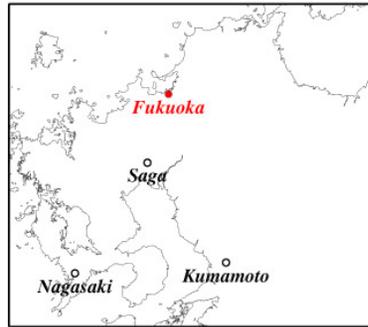
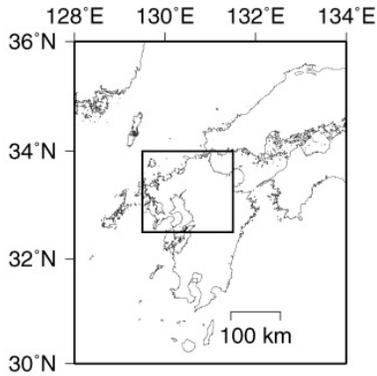
(Kamae and Irikura, 1998; Kamae et al., 1998)



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



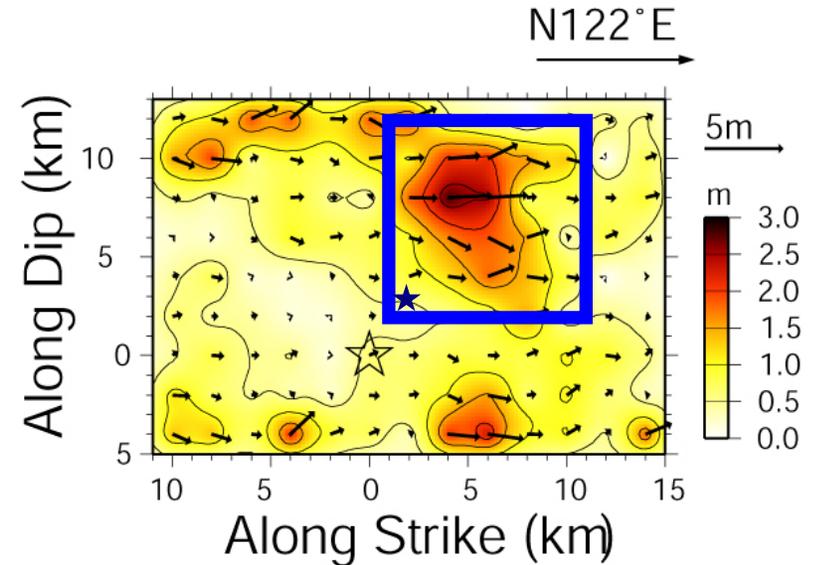
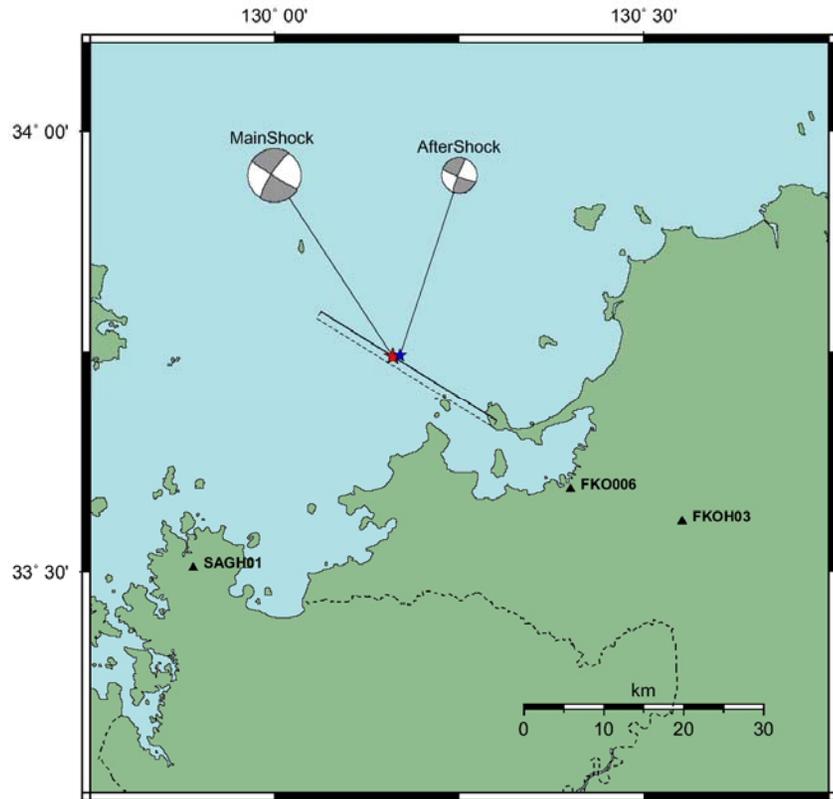
- ★ Mainshock
- Aftershock

情報は気象庁のHP

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

(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



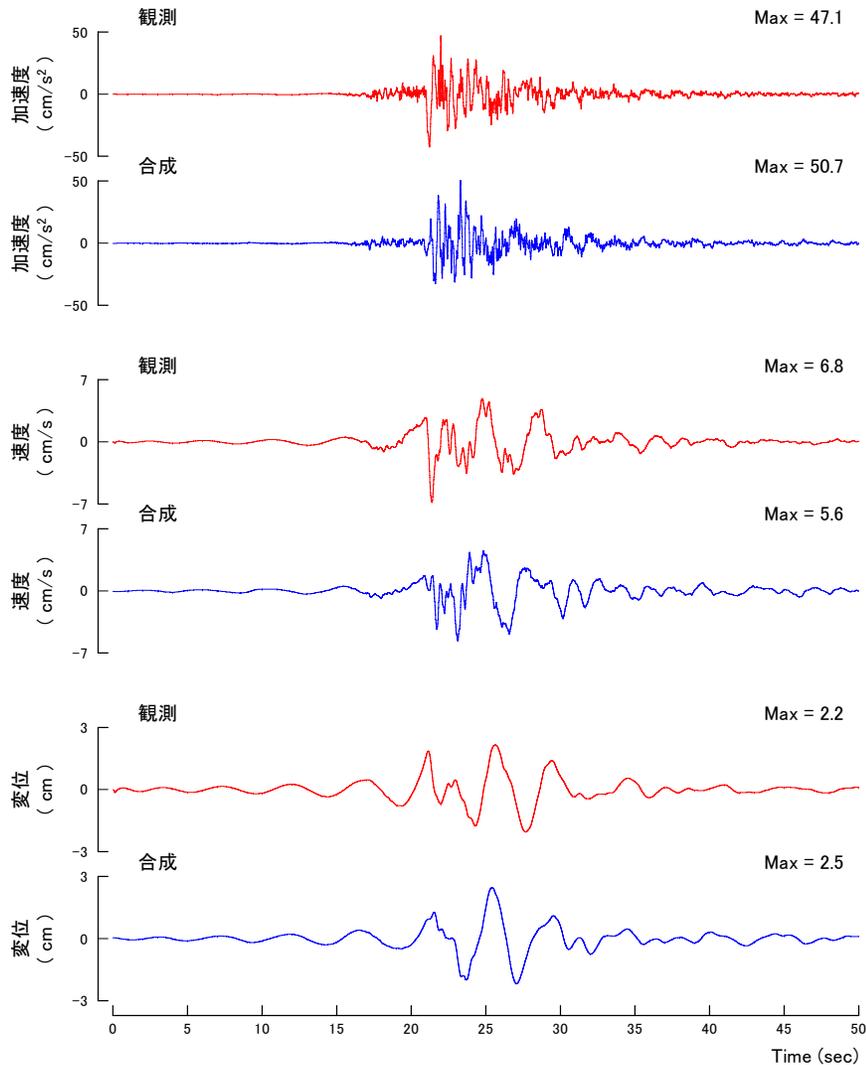
アスペリティ(青)を配置した震源モデル

破壊はアスペリティ内の★から円状に伝播

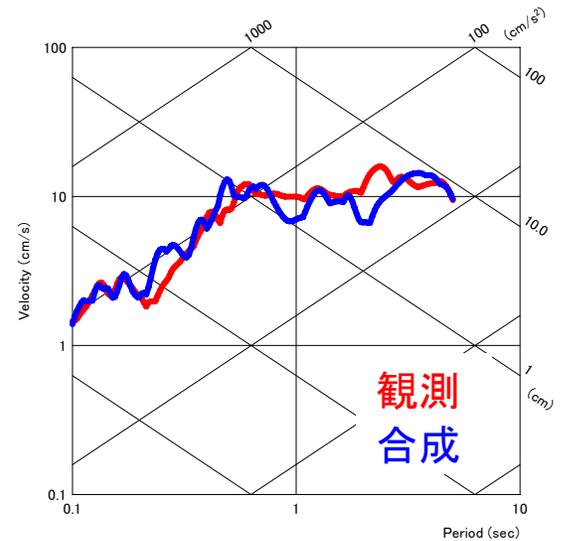
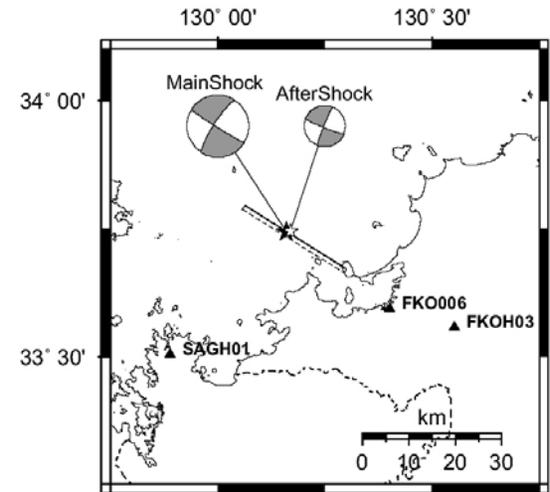
用いたKiK-net観測点(FKOH03、SAGH01)と本震、余震の震央位置。K-NET観測点(FKO006:福岡)は震源モデルの有効性検証のために用いた。

(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%)

II. 強震動生成の理論的背景

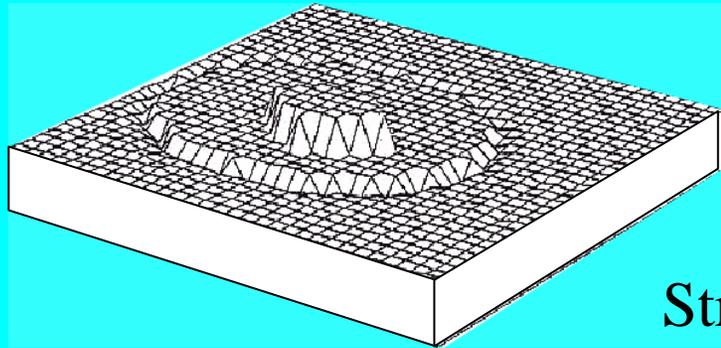
強震動で取り扱う周期範囲は、地震研究の中では短周期（20秒以下）にあたる。

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。

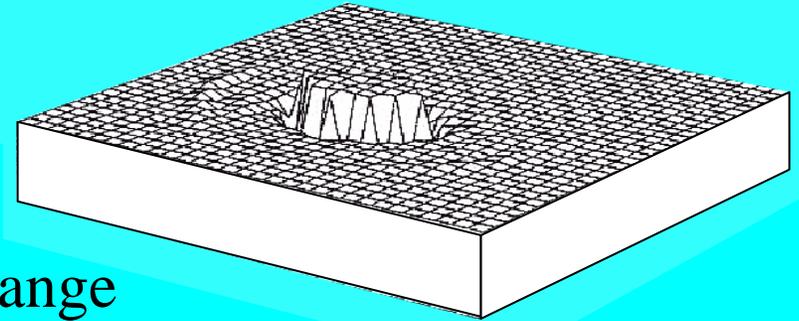
断層運動に伴う短周期地震波の生成について

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。

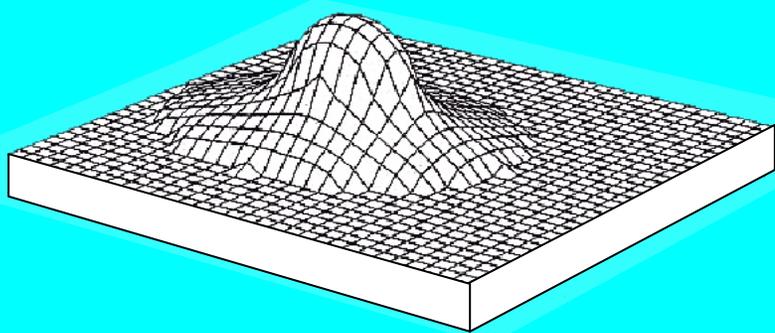
Asperity



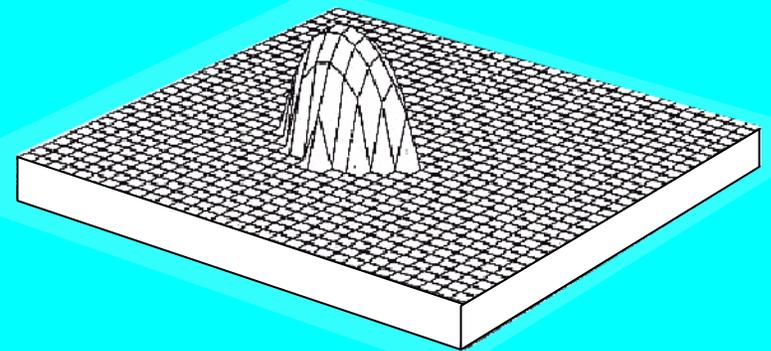
Crack



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

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

短周期レベル

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

長周期レベル

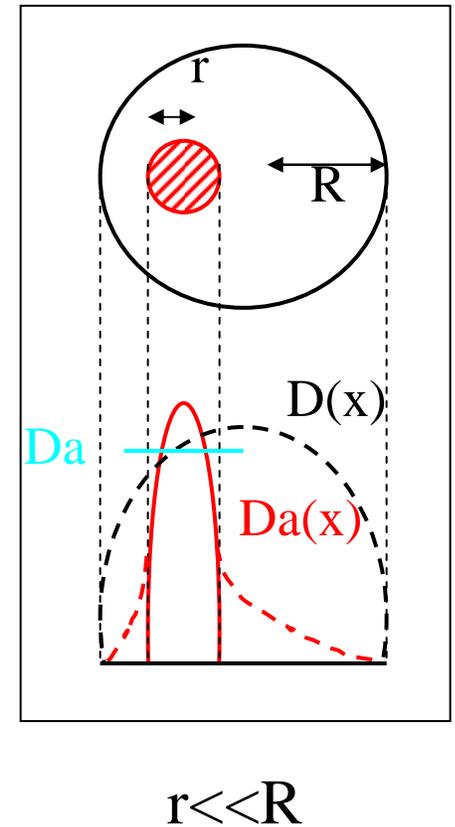
$$M_{0crack}^1 = \frac{16}{7}\Delta\sigma_c a^3$$

応力降下量

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

アスペリティ

クラック



単一アスペリティの $\Delta\sigma(=9.5\text{MPa}) =$ 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

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

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

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

長周期レベル

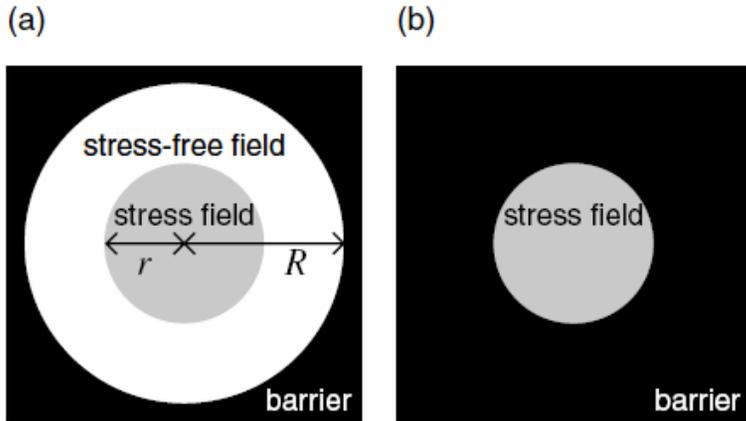
$$M_0^N{}_{\text{crack}} = \sum_{i=1}^N \left(\frac{16}{7} \Delta\sigma_{ci} a_i^3 \right) = \frac{1}{\alpha} \frac{16}{7} \Delta\sigma_{ci} a^3 \quad (1 < \alpha < \sqrt{N})$$

応力降下量

$$\frac{\Delta\sigma_{ci}}{\Delta\sigma_c} = \frac{A_0^N{}_{\text{crack}}}{A_{0\text{crack}}^1} = \alpha \frac{M_0^N{}_{\text{crack}}}{M_{0\text{crack}}^1}$$

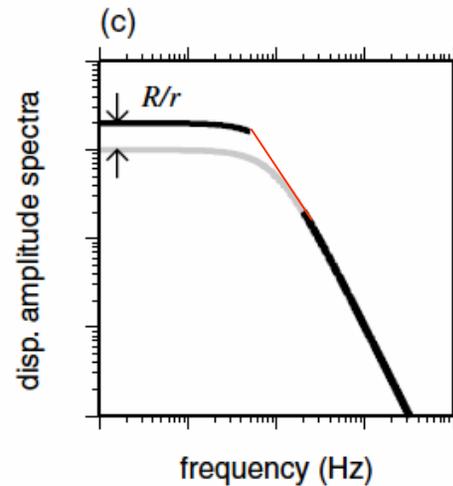
多重クラック
モデル

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

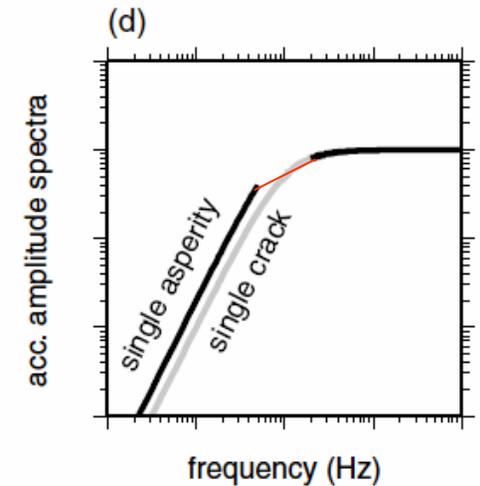


アスペリティモデル

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

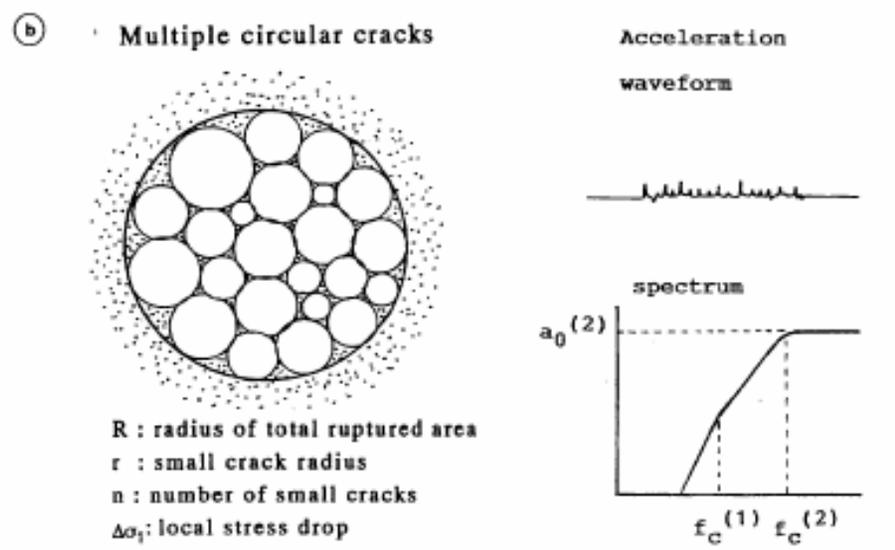
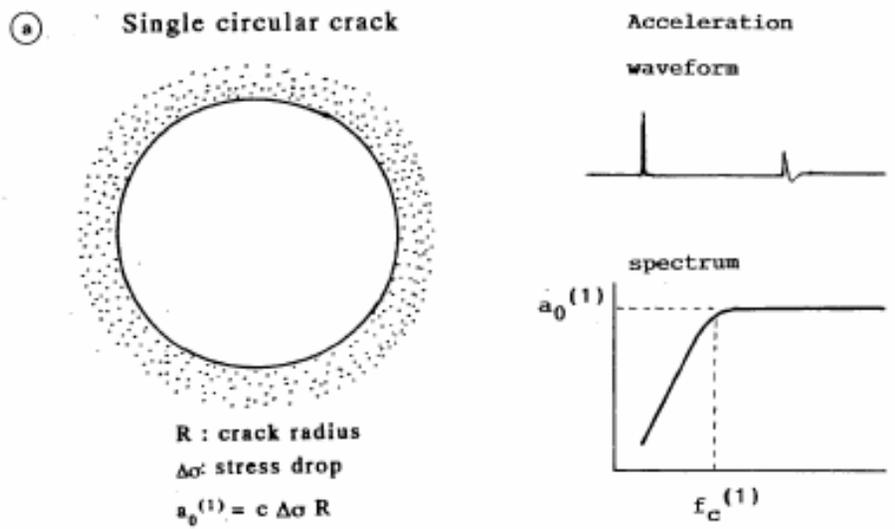
応力降下が一様なクラックからは
加速度地震波はクラック端部
でのストップ・パルスしか
生成されない。

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.



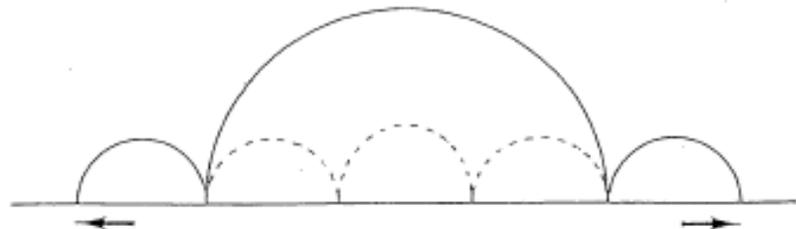
2nd stage: Barriers between cracks are broken, generating larger cracks.



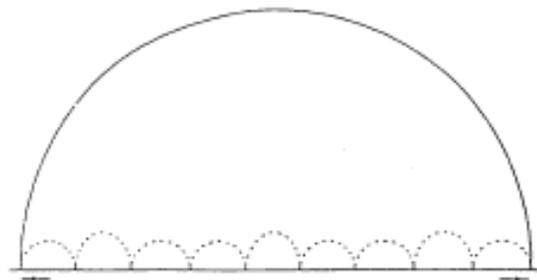
3rd stage: A larger crack sequence is generated, combining small cracks.



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



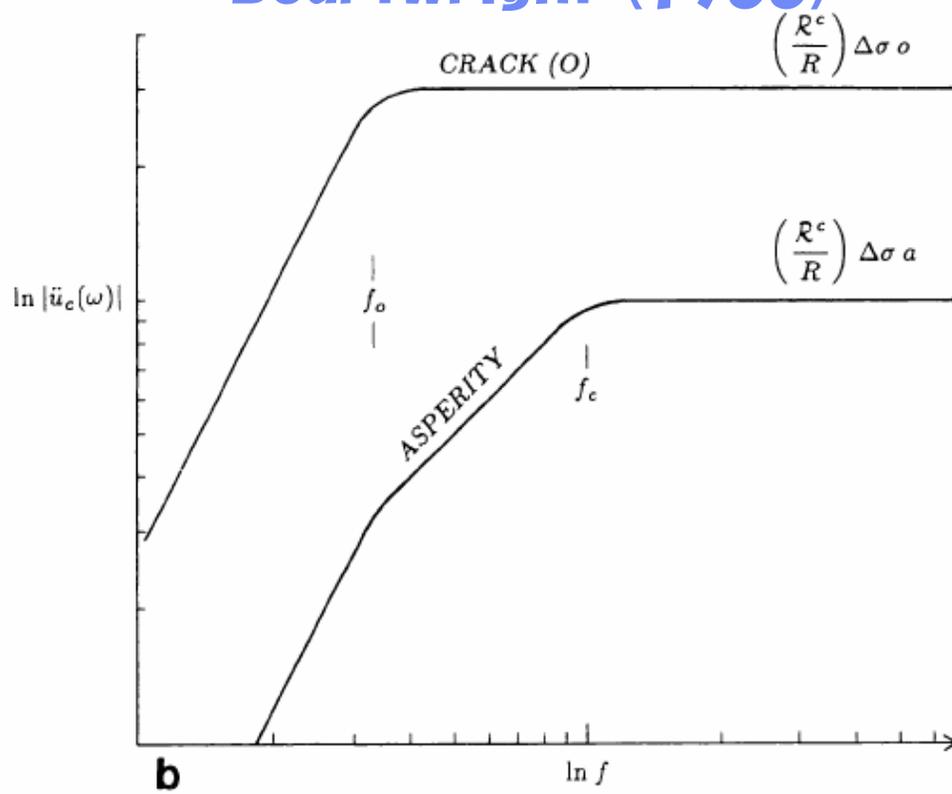
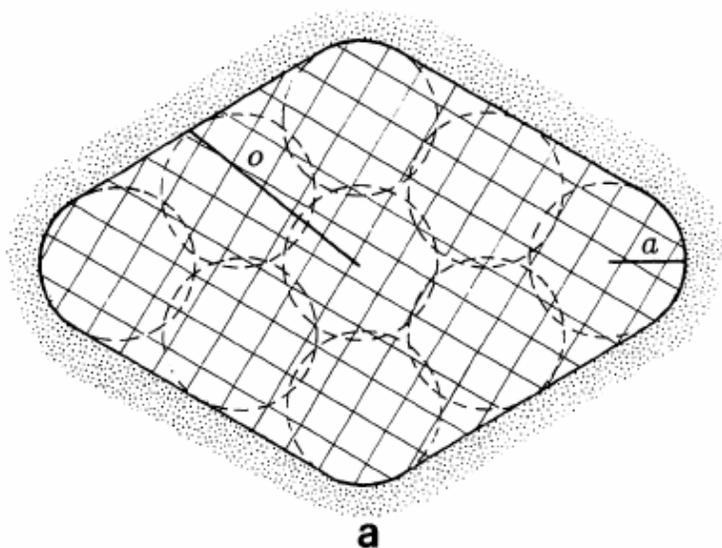
5th stage: Eventually, barriers inside the fault plane of the mainshock are all broken, producing a large crack.



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

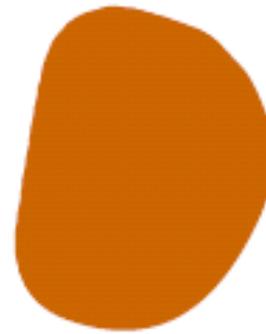
瀬野 (2002)

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



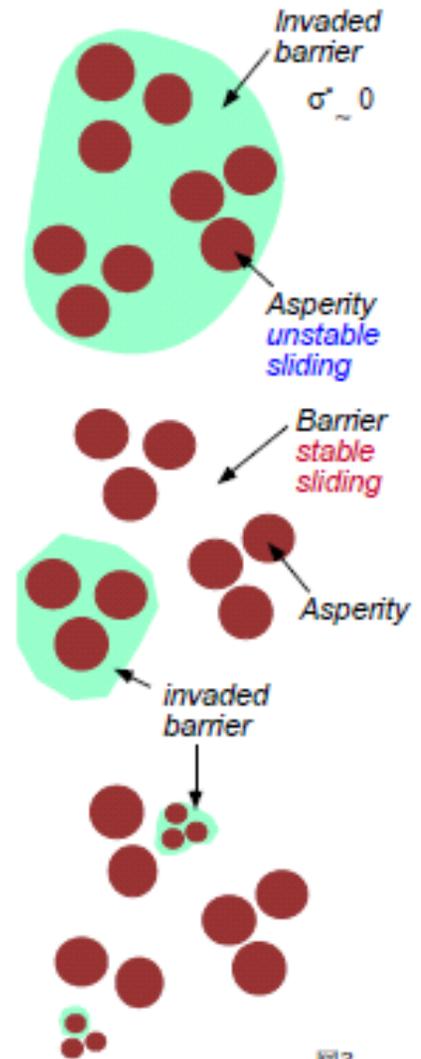
Kuril

Asperity

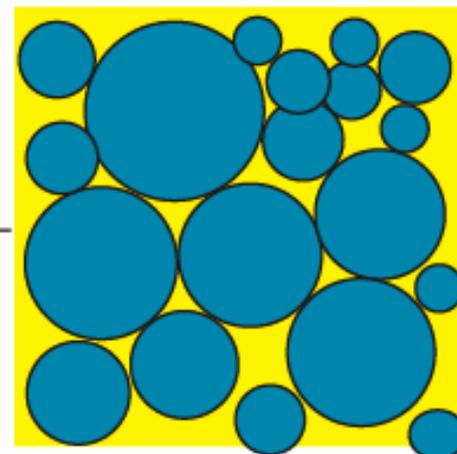
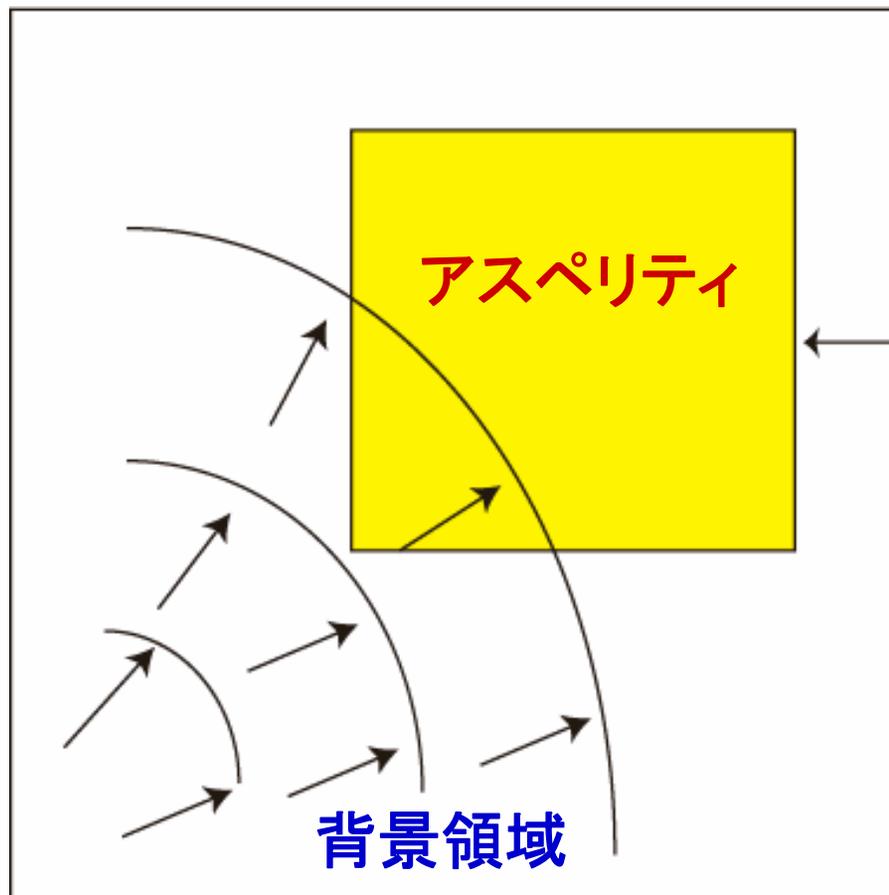


Mariana

(b) FA/BI model



強震動予測のためのアスペリティ・モデル



アスペリティ内部は決して一様ではない

アスペリティから ω^{-2} の周波数特性をもつ短周期成分を含む広帯域地震波が生成される。

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

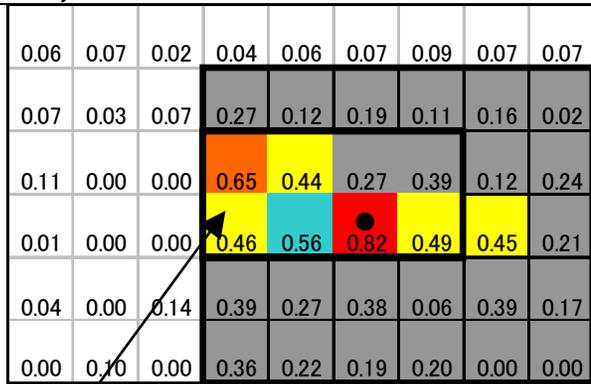
- Step 4* アスペリティの個数と位置を与える
- Step 5* アスペリティの面積を求める
- Step 6* アスペリティの応力降下量を推定する
- Step 7* すべり速度時間関数のパラメータを設定する

Source Model by Inversion Method

Kagoshima(3/26)



Strike ; N280E

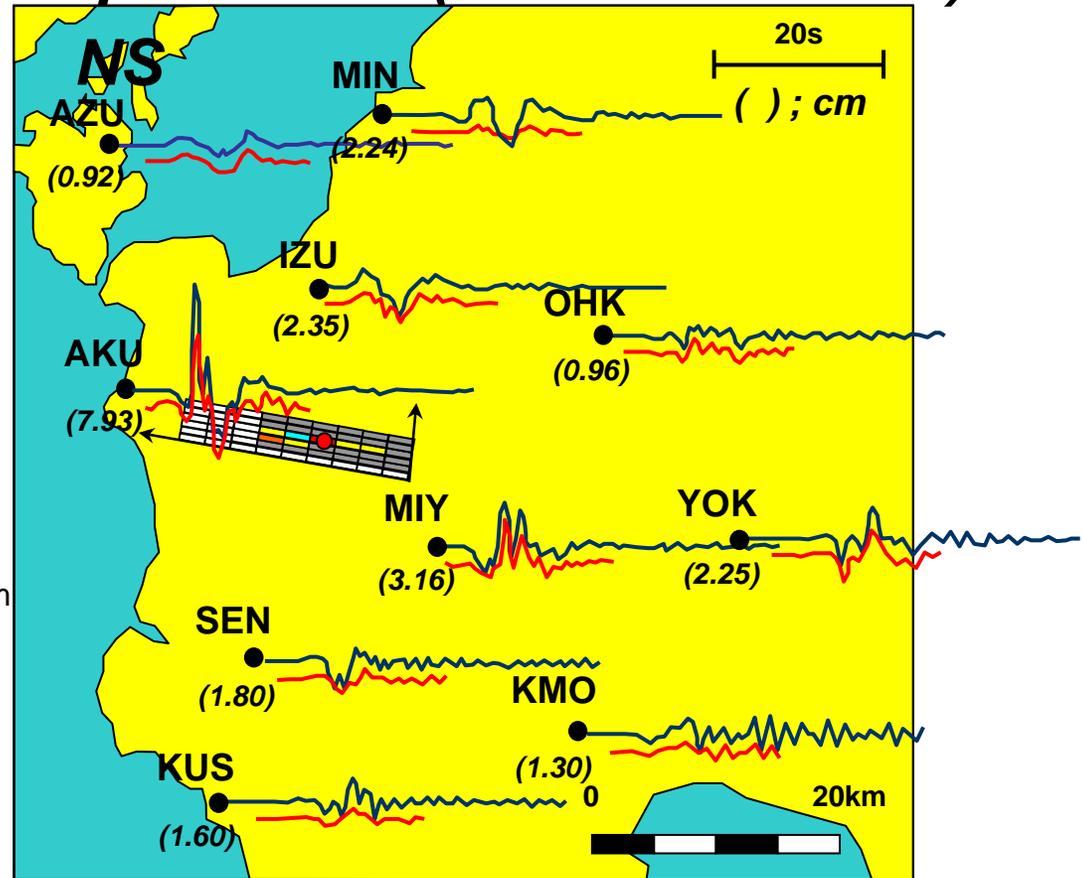


Asperity area

Rupture area

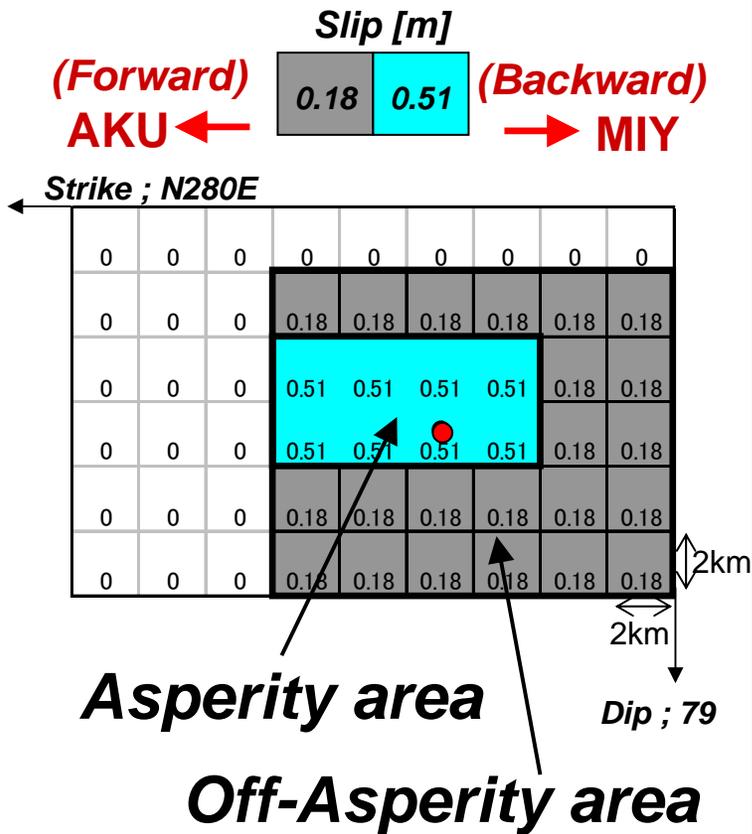
Dip ; 79

Displacement (B.P.F. :2 ~ 10sec)

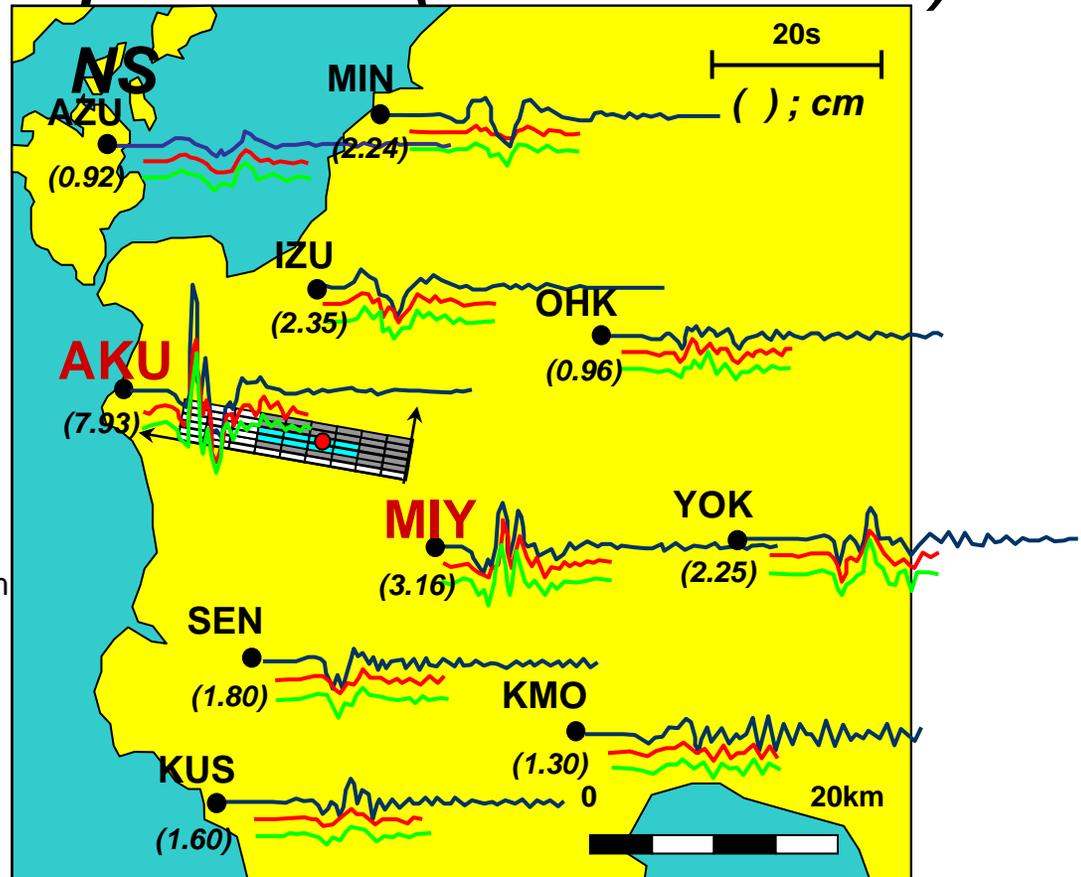


Characterized Source Model

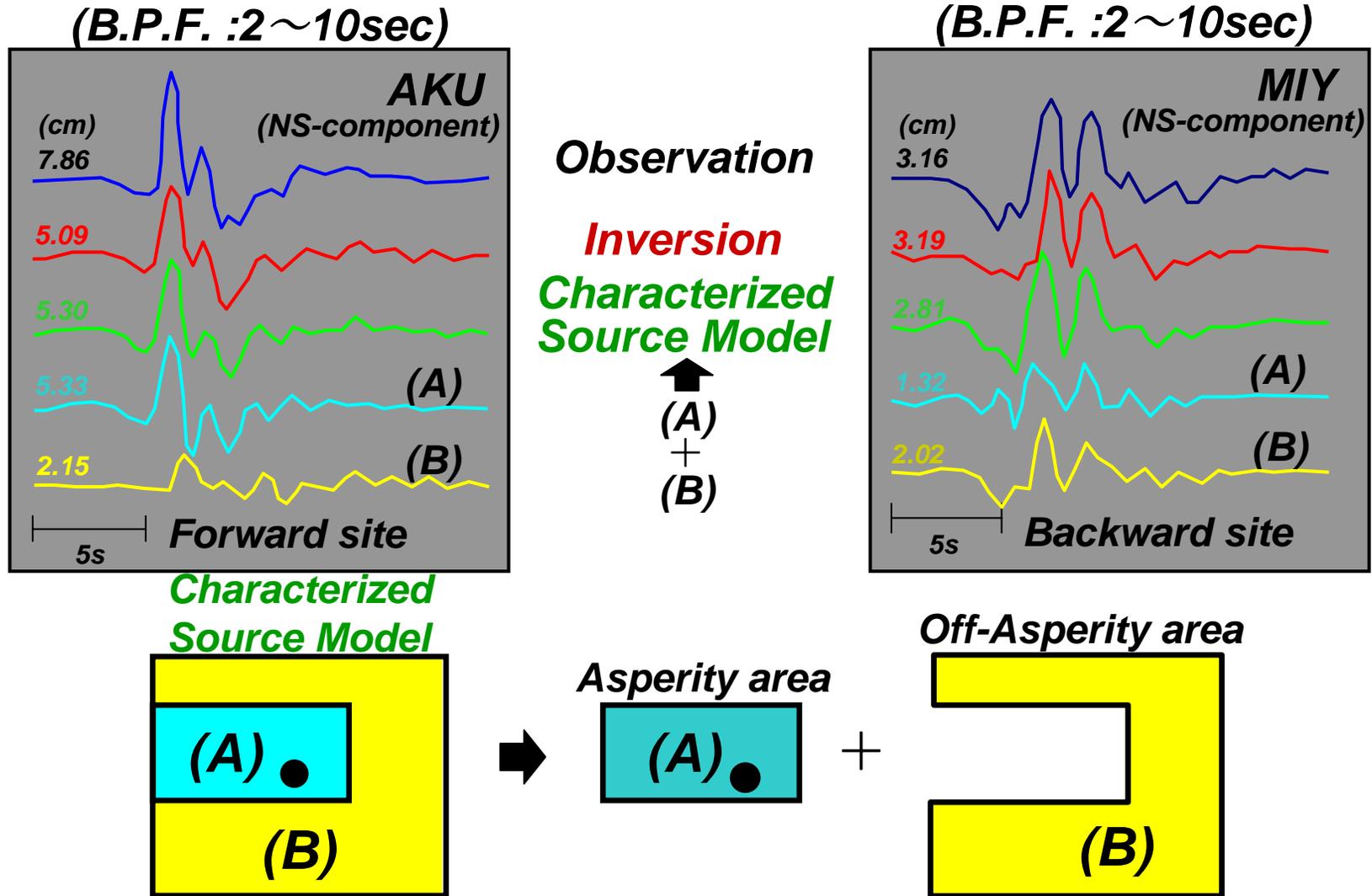
Kagoshima(3/26)



Displacement (B.P.F. :2 ~10sec)

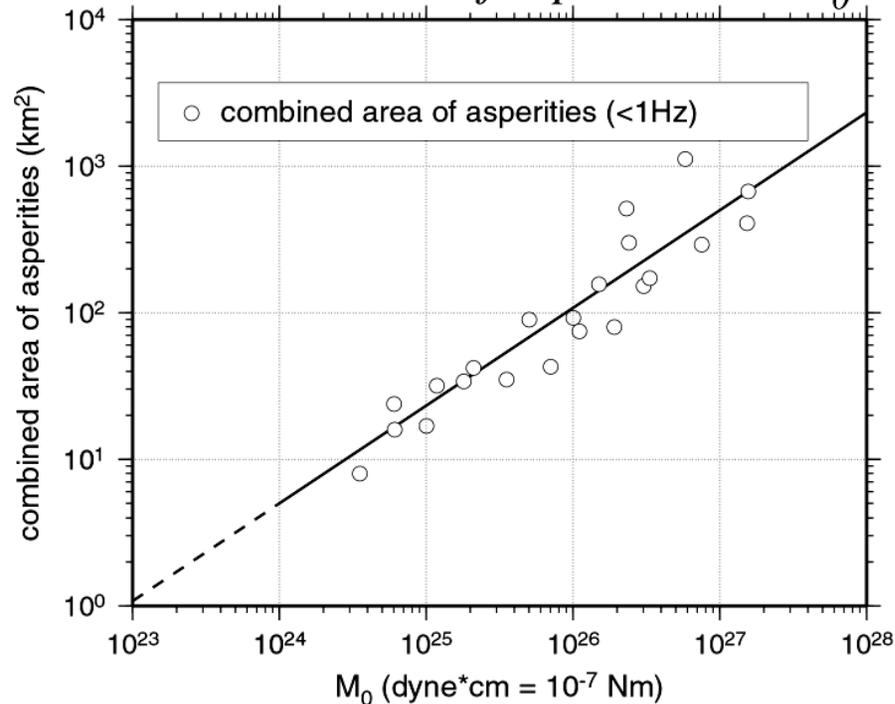


Asperity Area vs. Off-Asperity Area



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

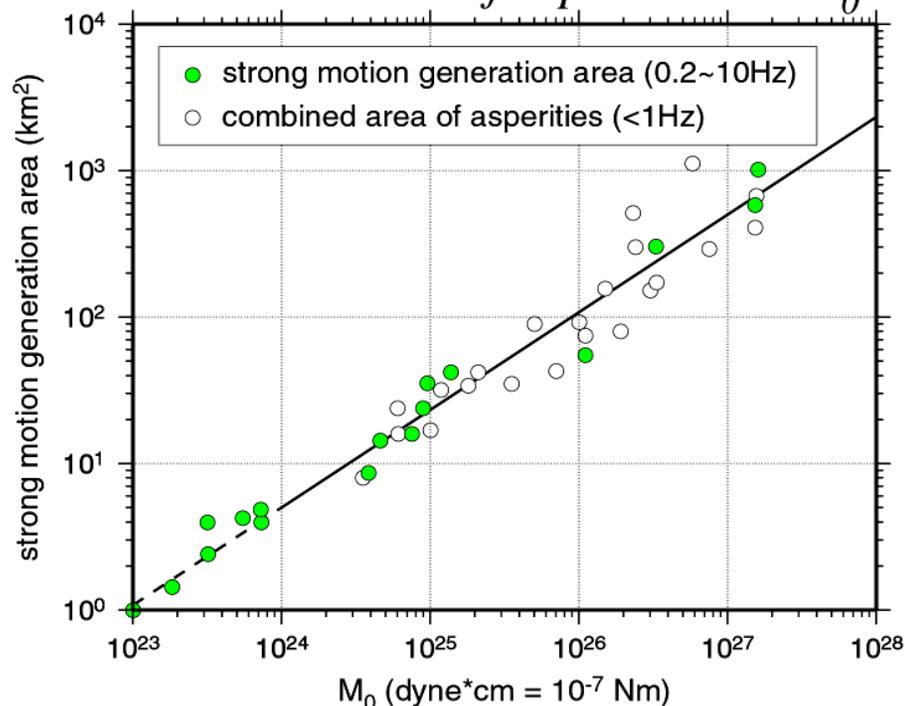
Combined area of asperities vs. M_0



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

Strong motion generation area vs. M_0

Combined area of asperities vs. M_0



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

1: Constructing of characterized source model

Procedure 1:

Recipe for predicting strong ground motions considering a hypothetical source model

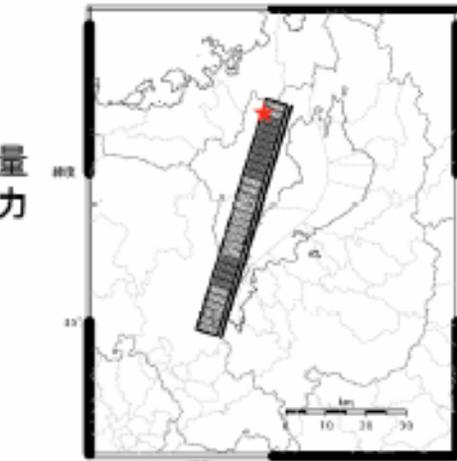
震源断層モデルの巨視的震源特性の設定

- 端点の位置
- 上端・下端深さ
- 傾斜角
- 長さ
- 幅
- 面積
- 地震モーメント
- 平均すべり量



震源断層モデルの微視的震源特性の設定

- アスペリティの個数
- アスペリティの面積
- アスペリティの位置
- アスペリティのすべり量
- アスペリティの実効応力
- 背景領域のすべり量
- 背景領域の実効応力
- 破壊開始点
- 破壊伝播速度
- 破壊様式



Procedure 2:

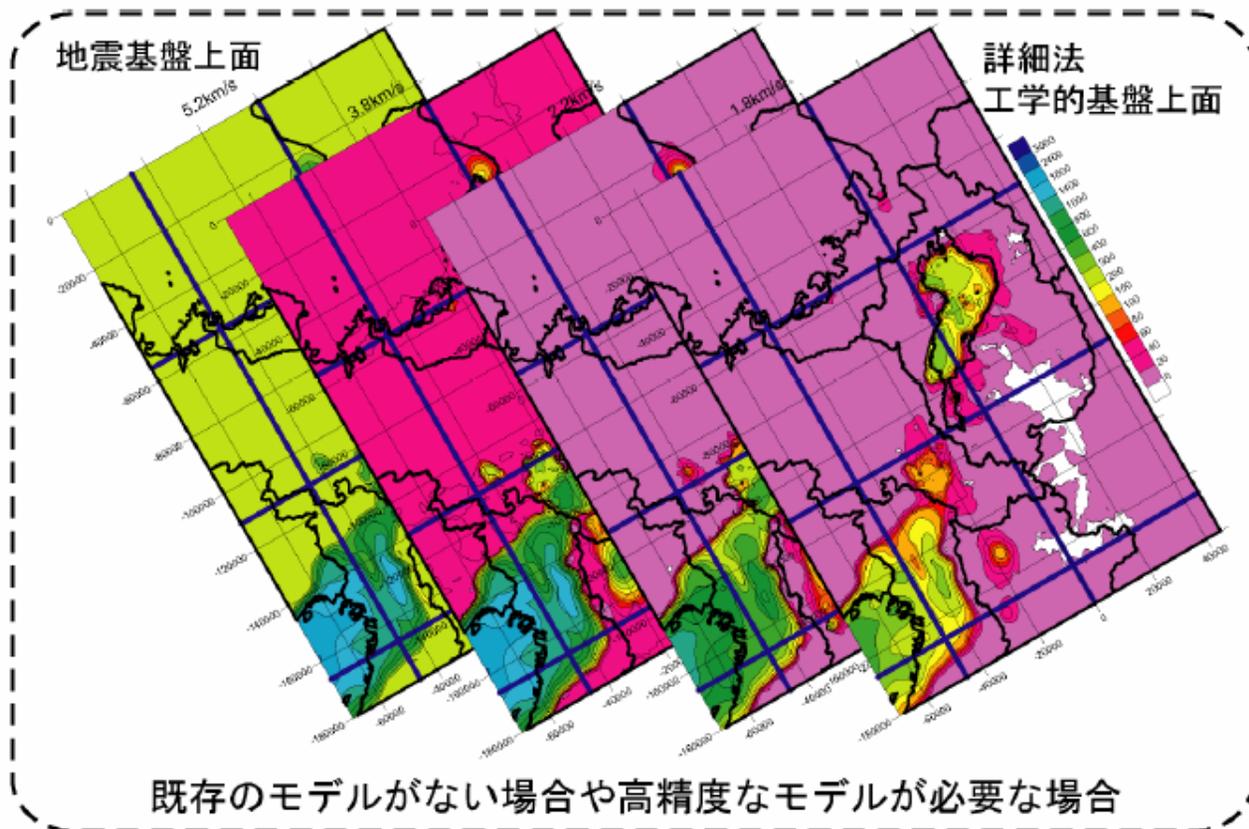
2. Construction of velocity structure

Recipe for
predicting
strong ground motions

地震基盤より深い地下構造のモデル化

減衰特性 (Q構造)

地震基盤から詳細法工学的基盤までの「深い地盤構造」
のモデル化・高精度化 (三次元地下構造モデル)

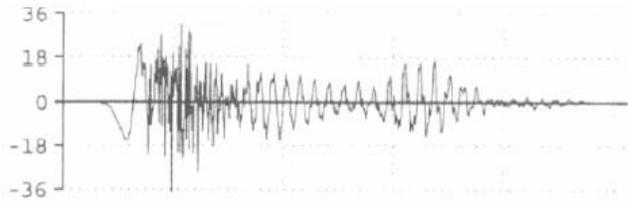
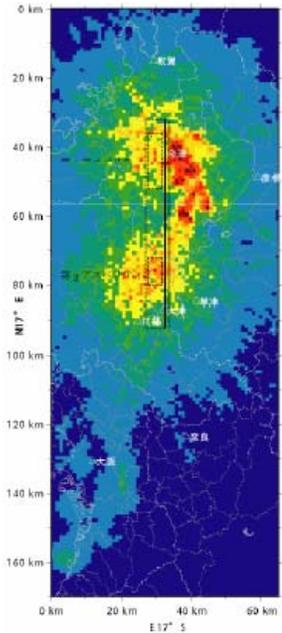


Procedure 3:

Recipe for predicting strong ground motions

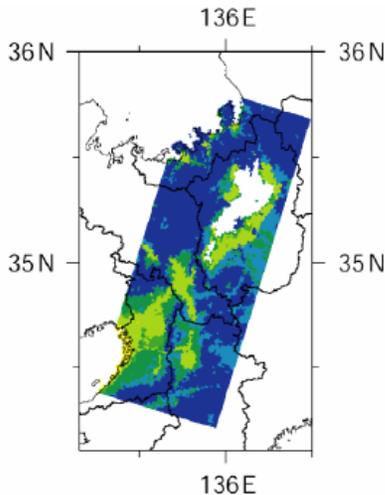
Ground motion time histories on the engineering bedrock

3. Ground motion simulation using the hybrid method



0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 150 cm/s
詳細法工学的基礎上面 速度最大値

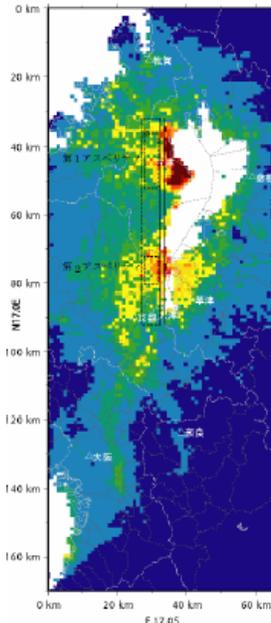
Amplification factor for PGV



増幅率

0.4 0.6 0.8 1.0 1.2 1.4 1.6 1.8 2.0 2.2 2.4 2.6 2.8 3.0

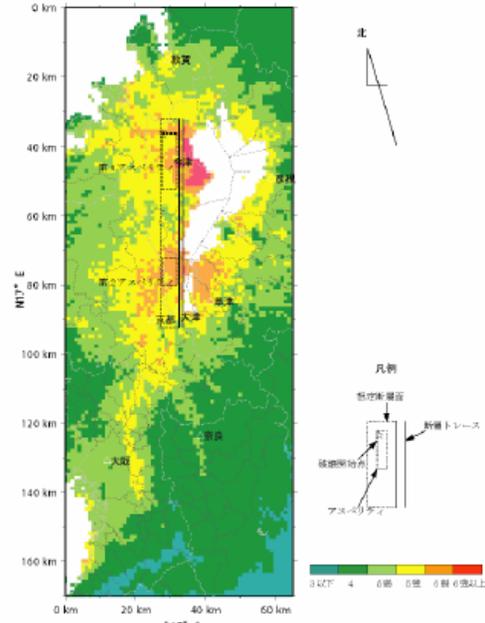
PGV



0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 170 cm/s
地表面における速度最大値

経験式

Seismic intensity



0以下 4 6 8 10 12以上

度

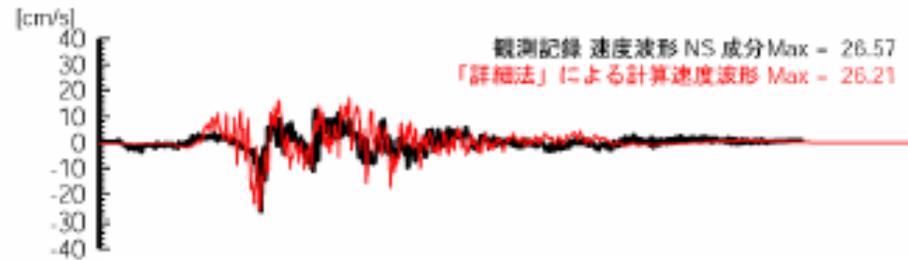
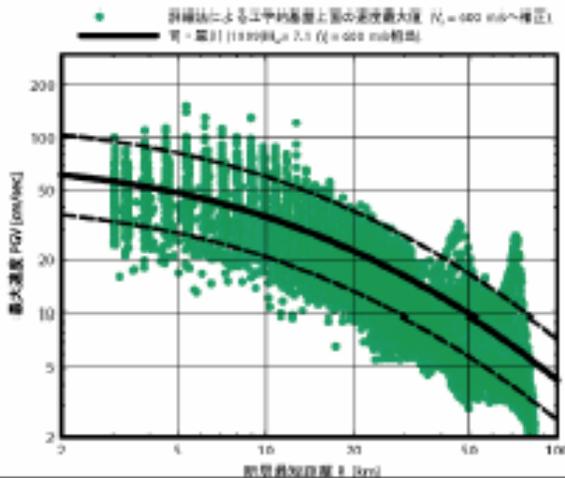
Procedure 4: Recipe for predicting strong ground motions

3. Ground motion simulation using the hybrid method



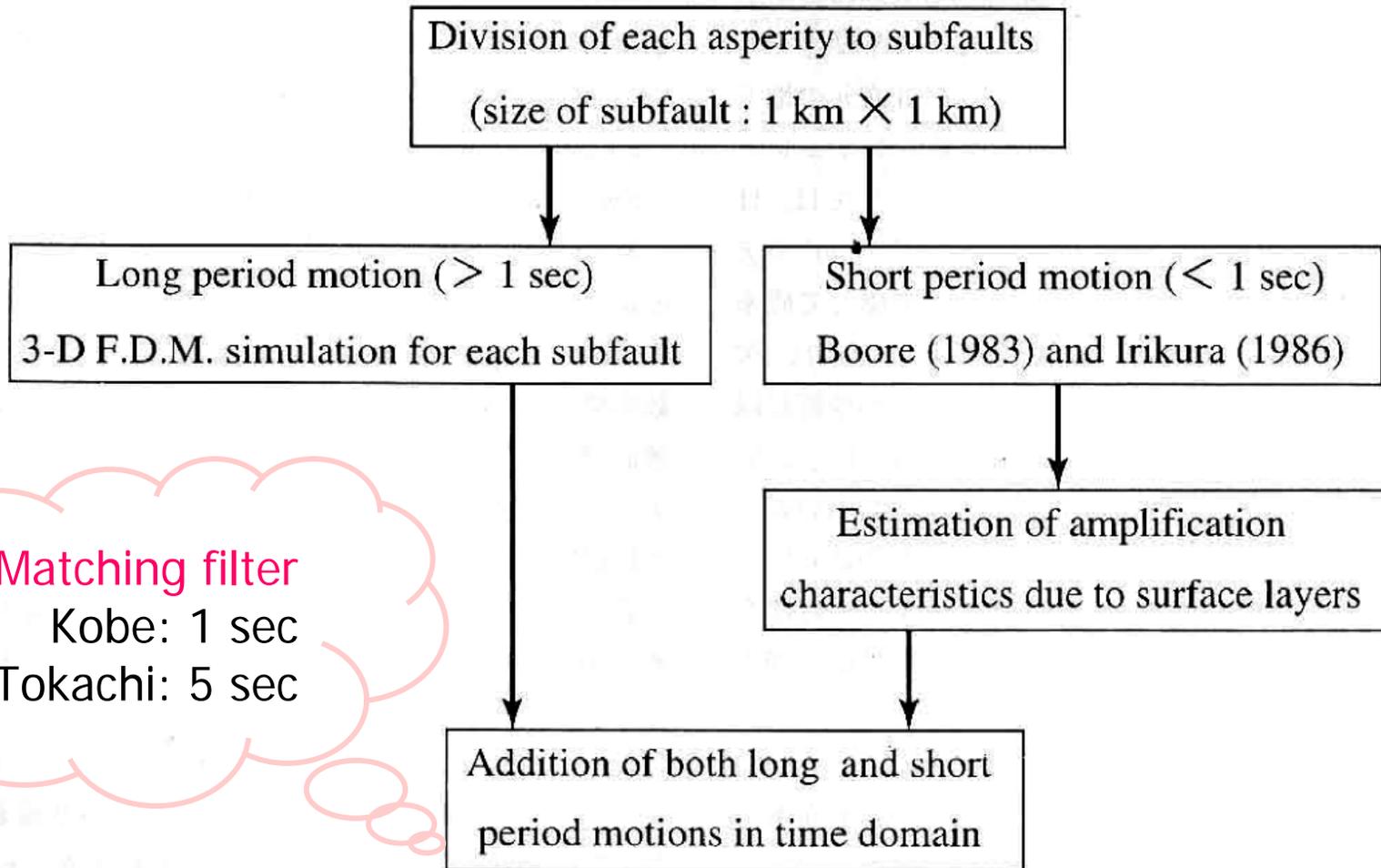
4. Validation of the result

Comparison of synthetics to attenuation curve

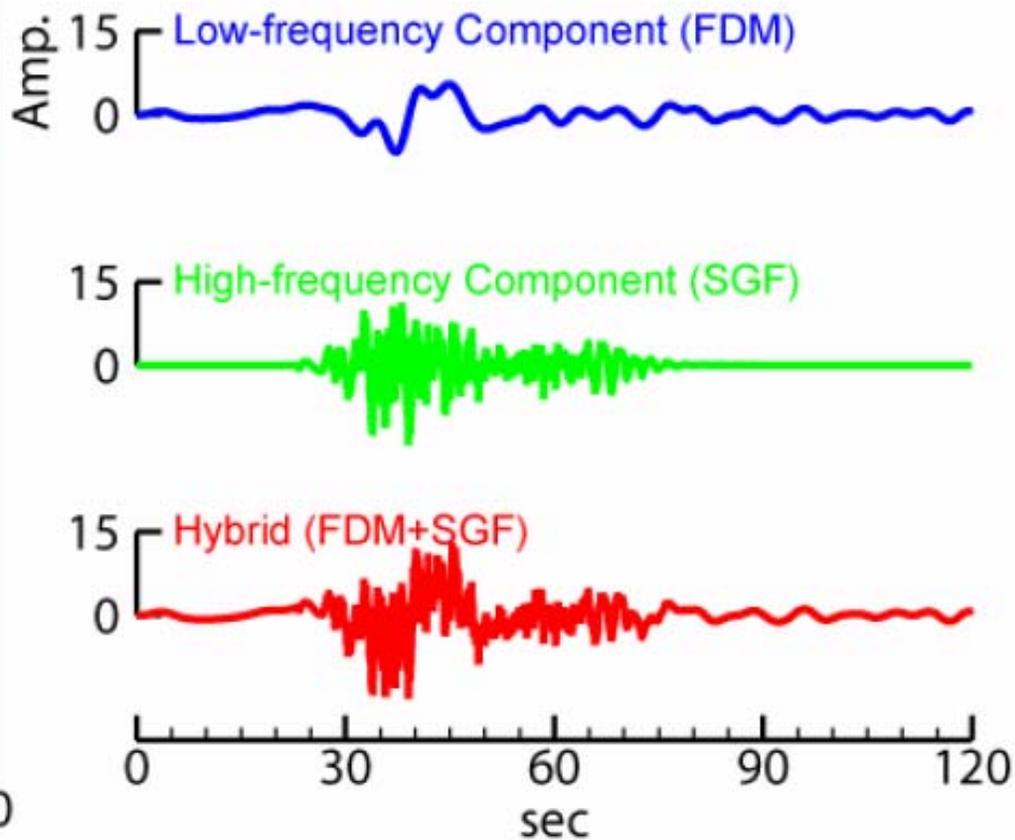
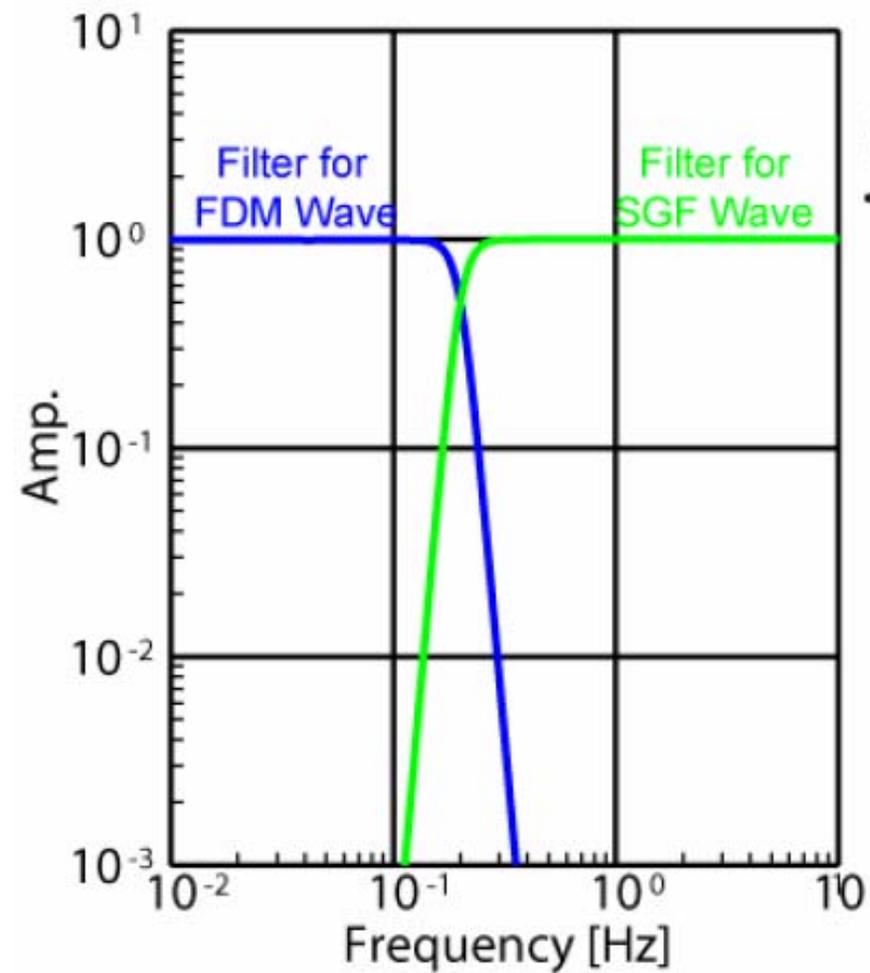


Comparison of synthetics to observation

Hybrid Method

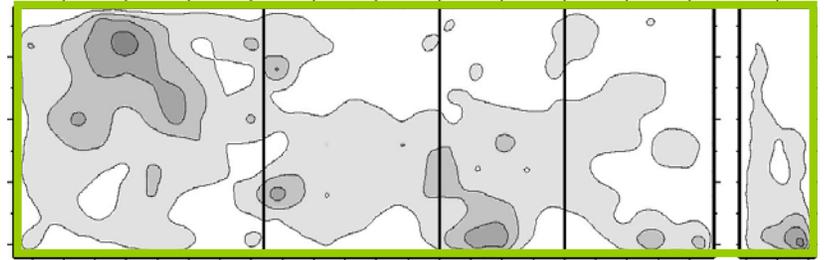


Matching Filter

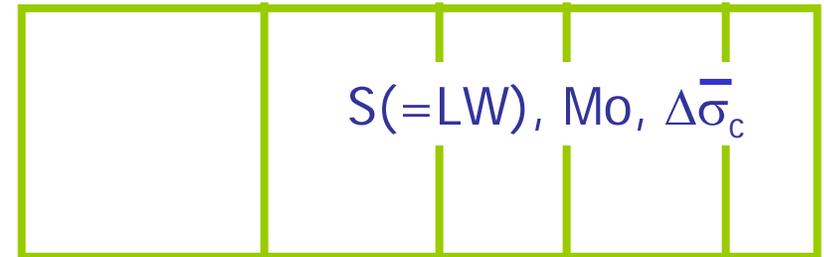


Source Characterization

Based on
heterogeneous slip by
waveform inversion...



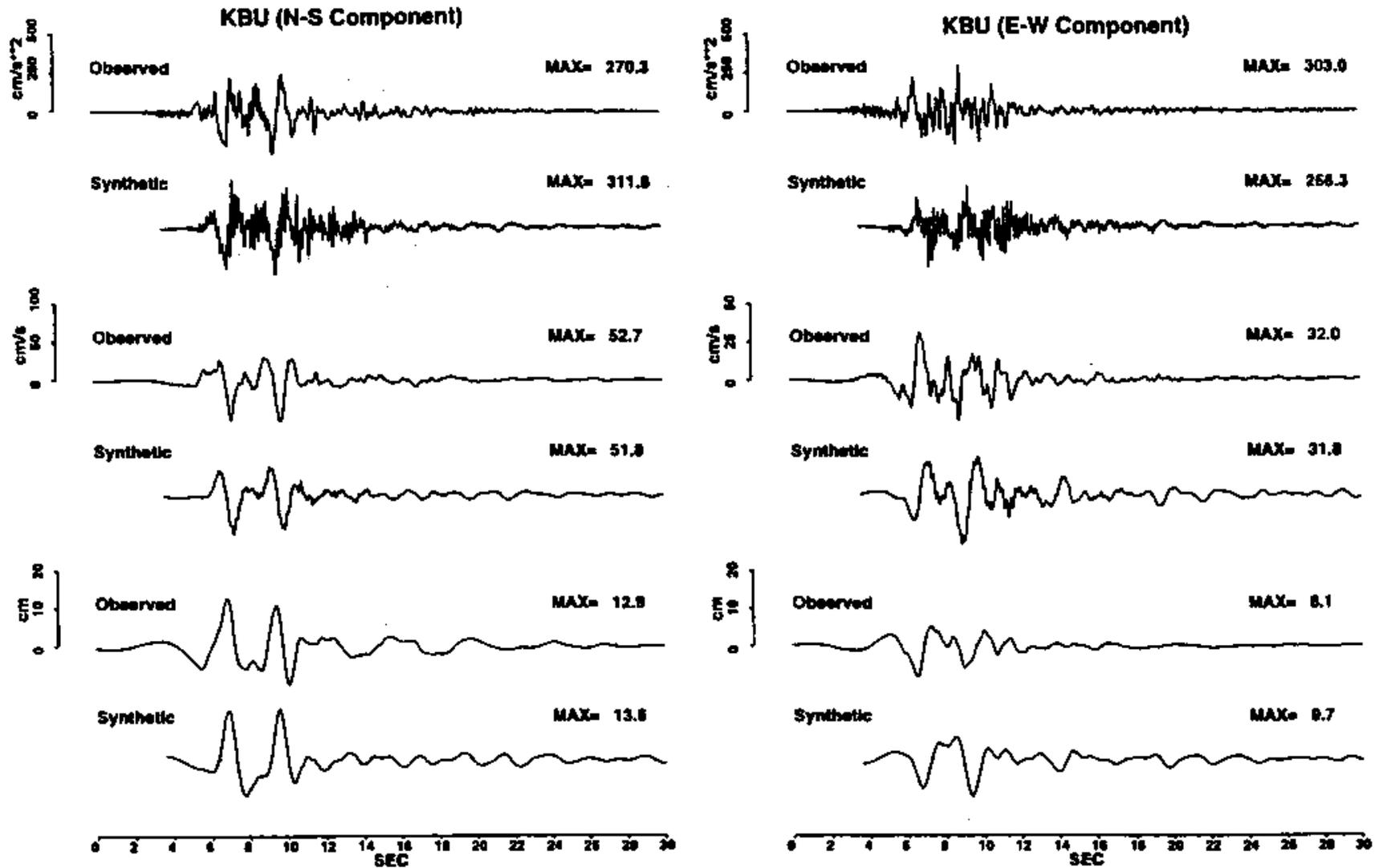
Outer Fault Parameters



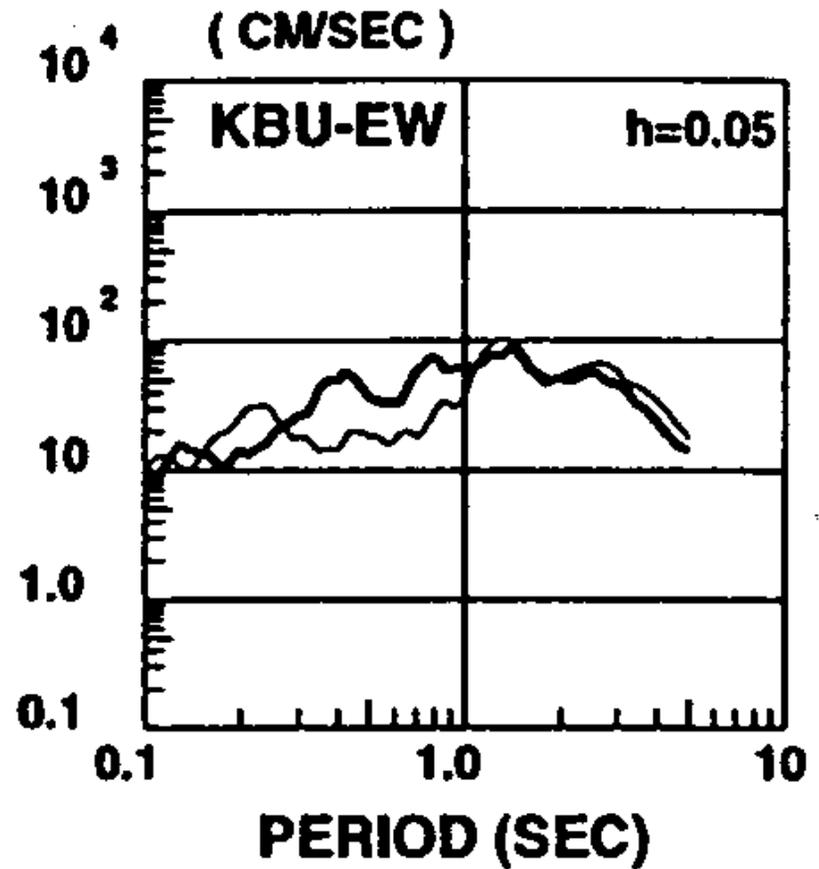
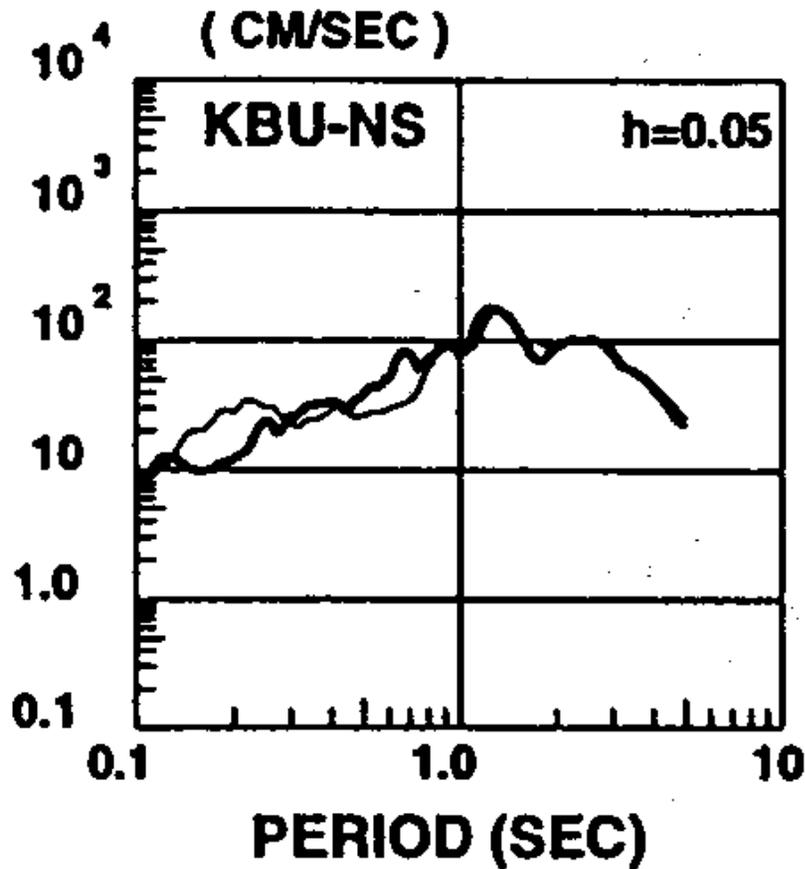
Inner Fault Parameters:
size and stress drop of asperities



Waveform Fitting at KBU Station



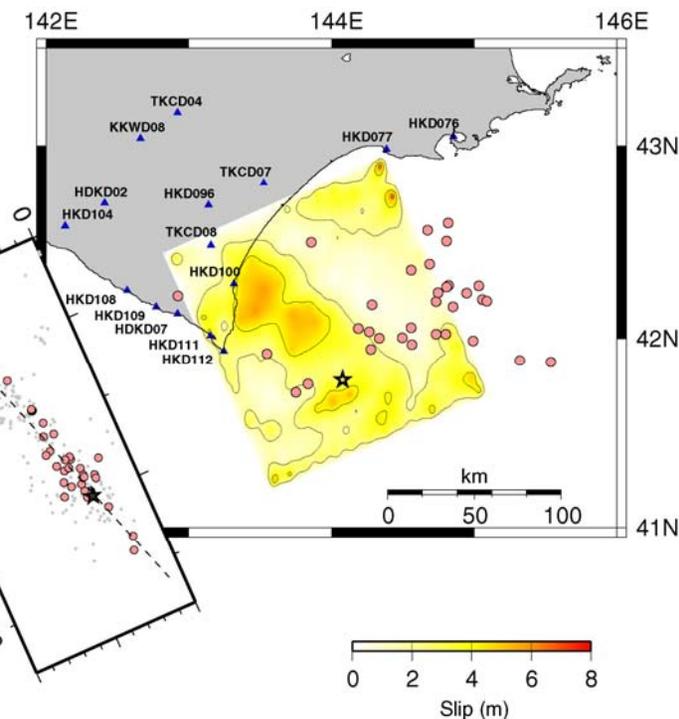
Response Spectra at KBU Station



2003年十勝沖地震

強震 Honda et al. (2004, EPS)

inversion



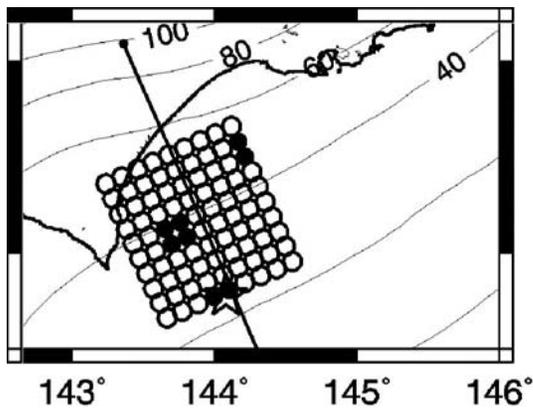
Vel.

50-5 sec

(0.02-0.2 Hz)

強震 防災科研&推本 (2004)

forward



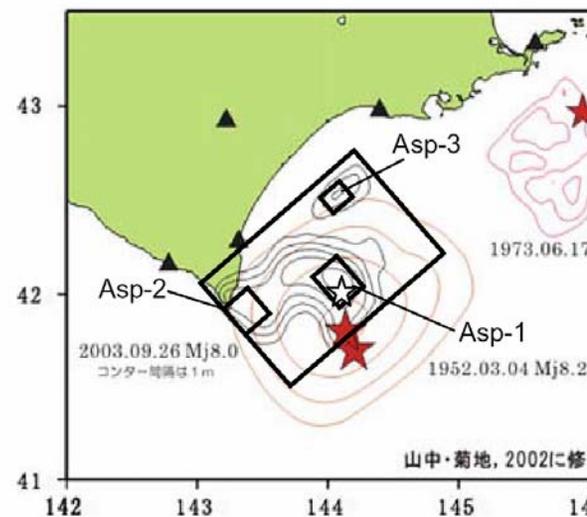
Acc. Vel. Disp.

10-0.1 sec

(0.1-10 Hz)

強震 Kamae and Kawabe (2004, EPS)

forward



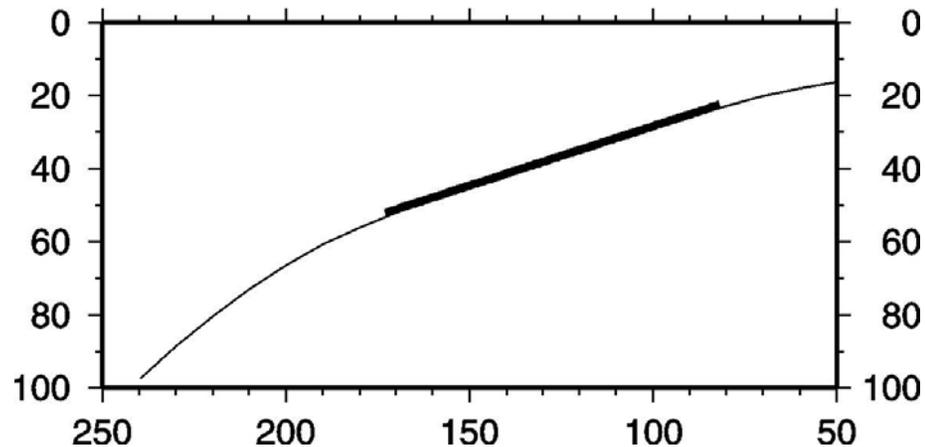
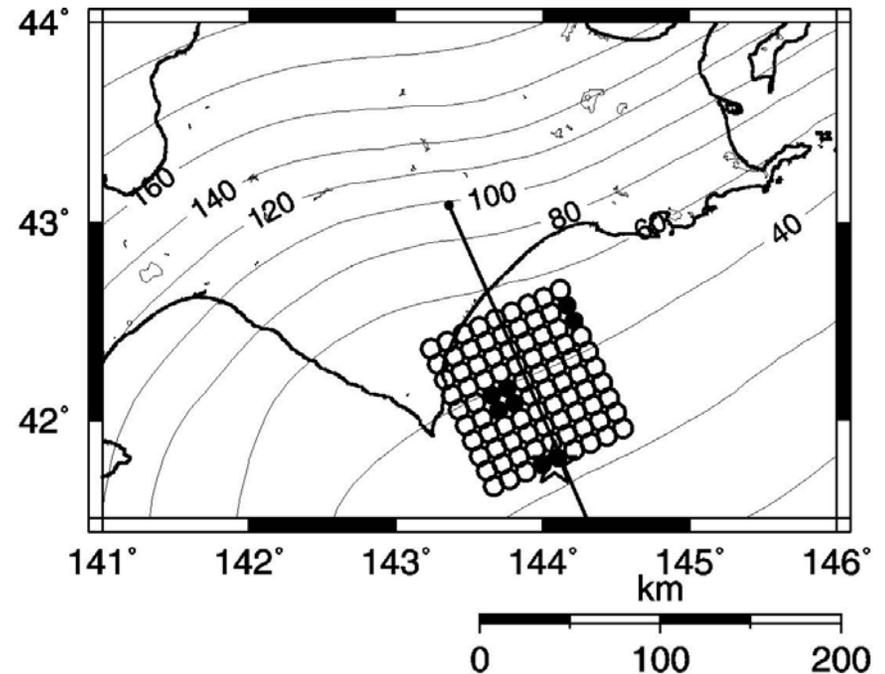
Acc. Vel. Disp.

10-0.1 sec

(0.1-10 Hz)

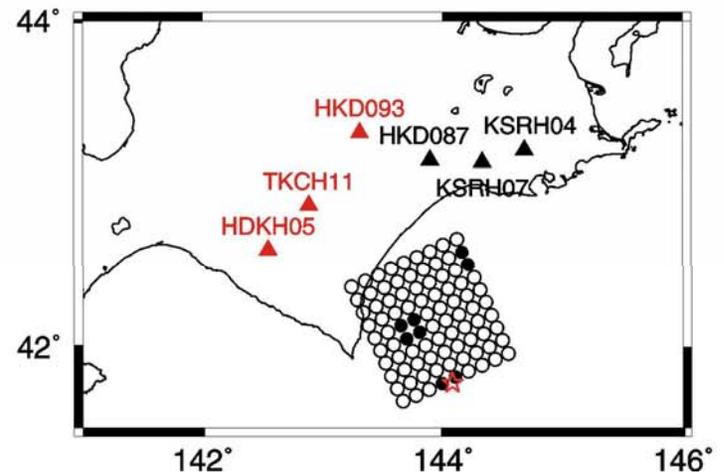
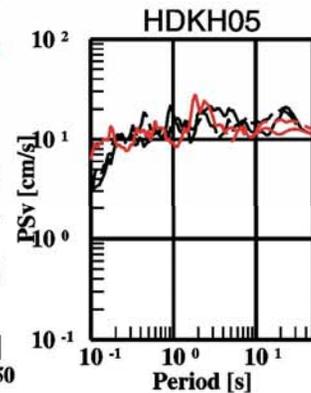
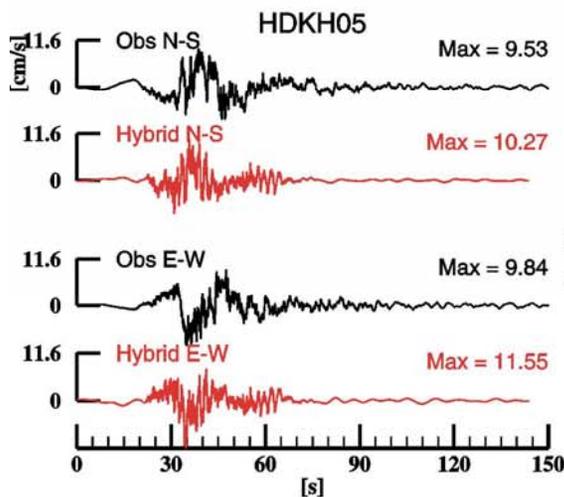
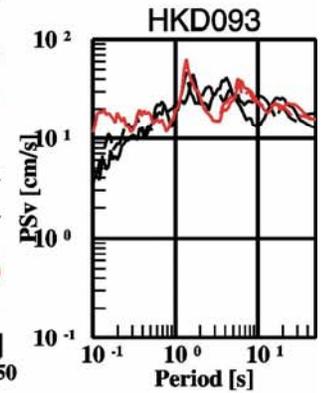
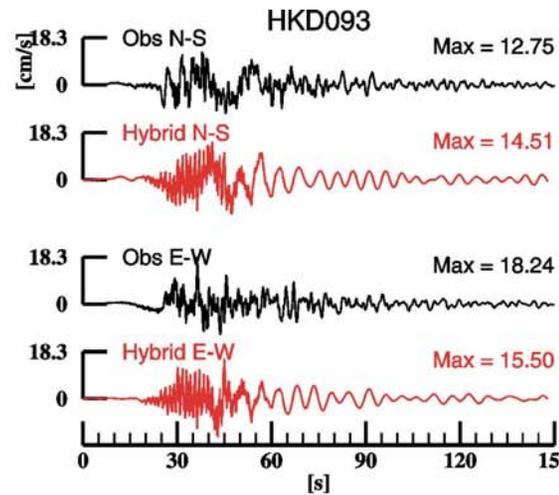
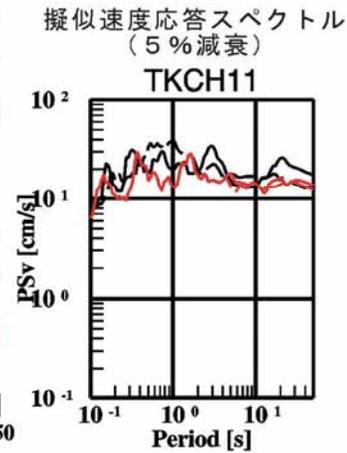
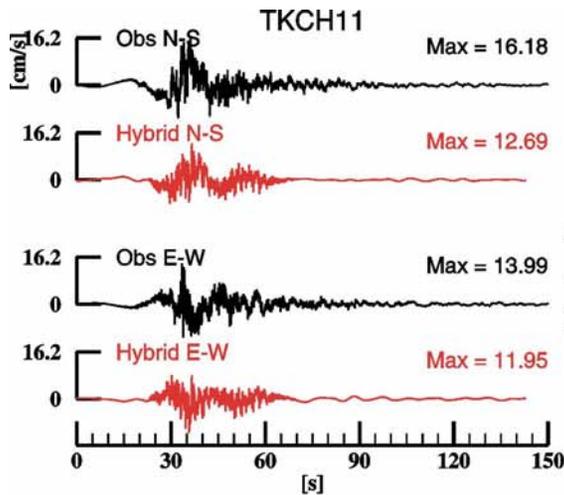
Characterized Source Model: Hypothetical Tokachi-oki

Fault Location		figure	
Rupture Area (S)		9000	km²
Rupture Starting Point		figure	
Rupture Propagation Style		circular	
Static Stress Drop ($\Delta\sigma_c$)		3.0	MPa
Seismic Moment (M_0)		1.05×10^{21}	N·m
Moment Magnitude		8.0	
Rigidity		4.68×10^{10}	N/m ²
Average Slip		249.6	cm
Vs		3.9	km/s
Vr		2.8	km/s
Combined Asperities	Seismic Moment	1.69×10^{20}	N·m
	Asperity Size (S_a)	722.4	km²
	Average Slip	499.3	cm
	Effective Stress (σ_a)	37.4	MPa
1st Asperity (close to hypocenter)	Acc. Spectral Level	9.34×10^{19}	N·m/s ²
	Seismic Moment	3.50×10^{19}	N·m
	Asperity Size	180.6	km²
	Average Slip	413.6	cm
2nd Asperity (middle)	Effective Stress	37.4	MPa
	Acc. Spectral Level	5.42×10^{19}	N·m/s ²
	Seismic Moment	9.89×10^{20}	N·m
	Asperity Size	361.2	km²
3rd Asperity (Northeastern)	Average Slip	584.9	cm
	Effective Stress	37.4	MPa
	Acc. Spectral Level	7.66×10^{19}	N·m/s ²
	Seismic Moment	3.50×10^{19}	N·m
Background Area	Asperity Size	180.6	km²
	Average Slip	413.6	cm
	Effective Stress	37.4	MPa
	Acc. Spectral Level	5.42×10^{19}	N·m/s ²
Background Area	Seismic Moment	8.83×10^{20}	N·m
	Background Size	8277.6	km ²
	Average Slip	227.8	cm
	Effective Stress	4.1	MPa
Background Area	Acc. Spectral Level	4.05×10^{19}	N·m/s ²



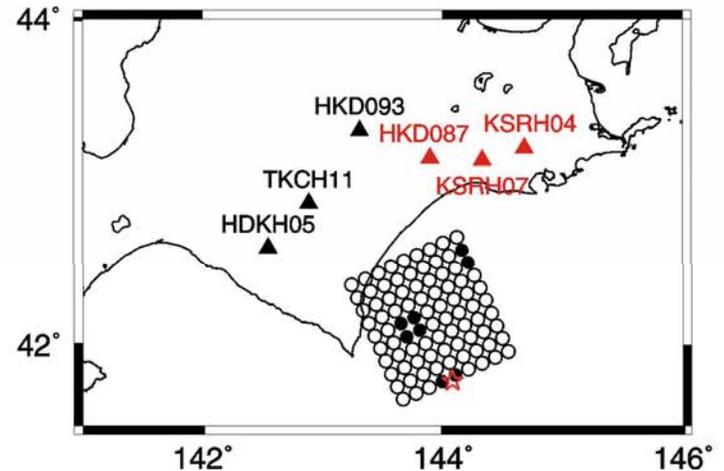
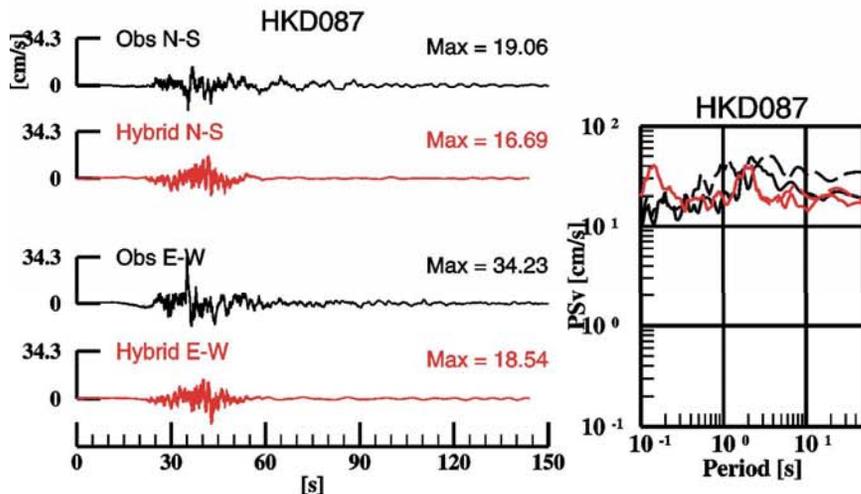
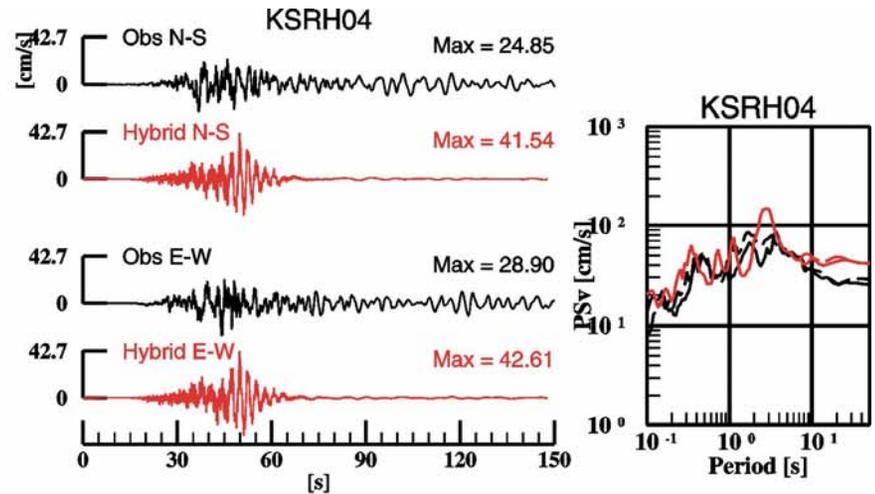
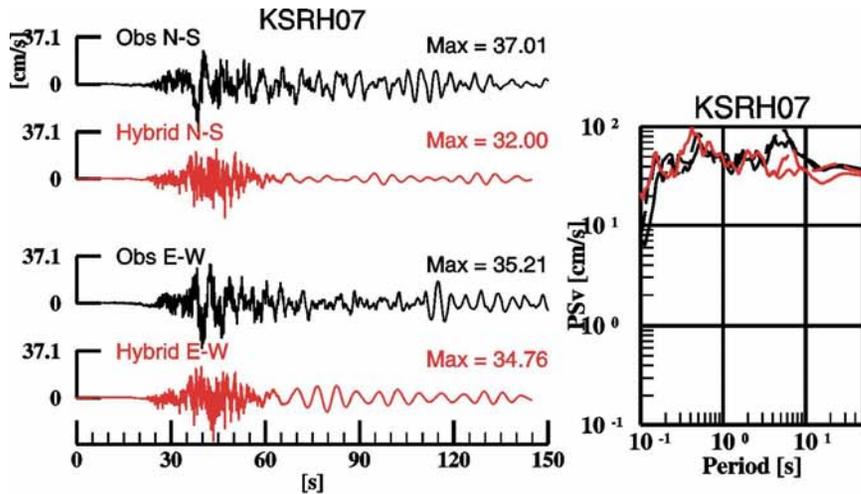
Hybrid Method (0.04-10Hz): Obs vs. Syn

NIED & Earthquake Research Committee (2004)

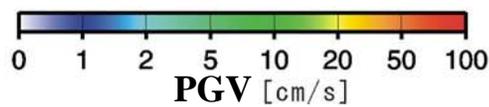
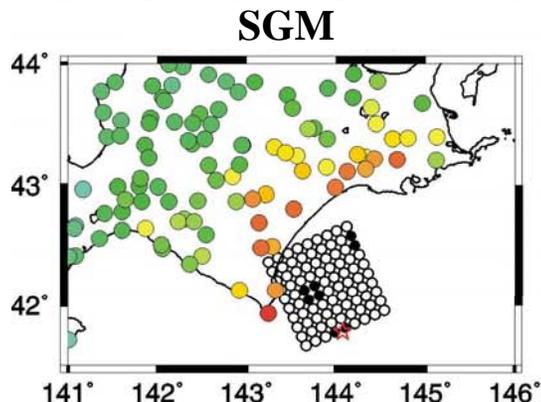
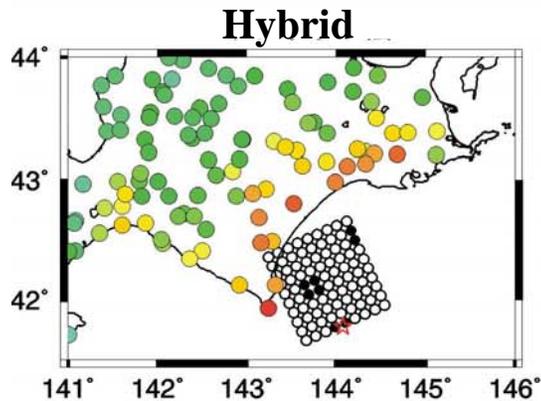
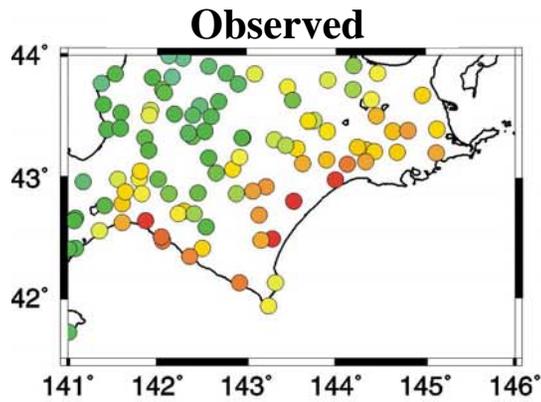


Hybrid Method (0.04-10Hz): Obs vs. Syn

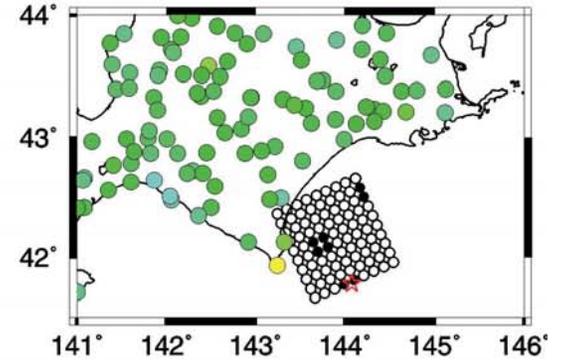
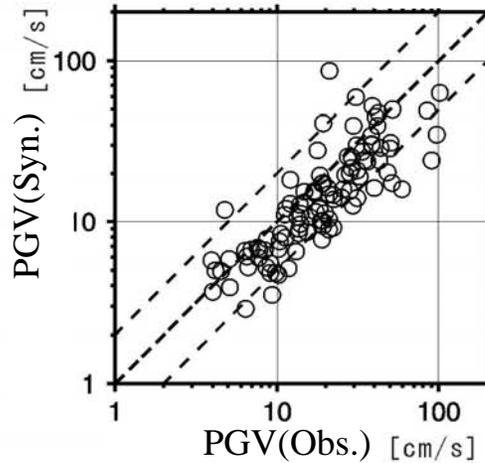
NIED & Earthquake Research Committee (2004)



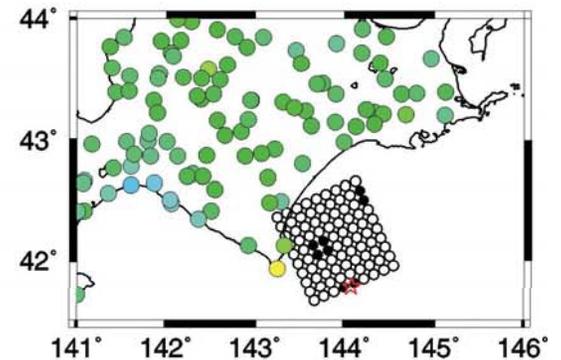
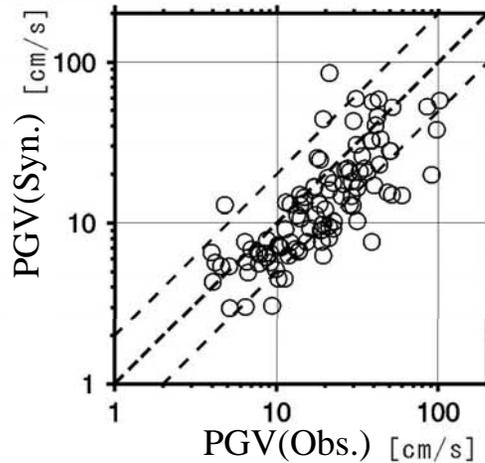
Comparison of Peak Ground Velocities



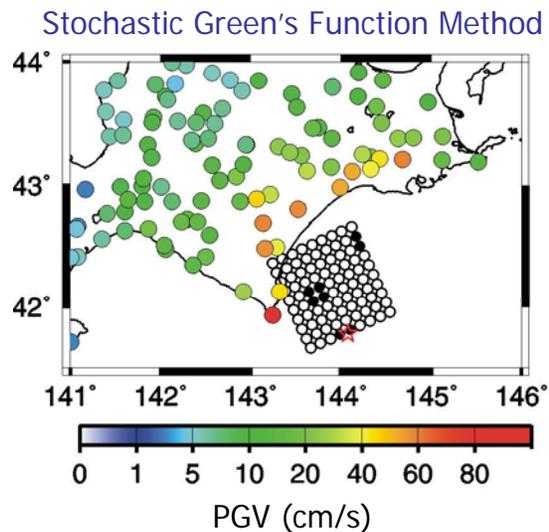
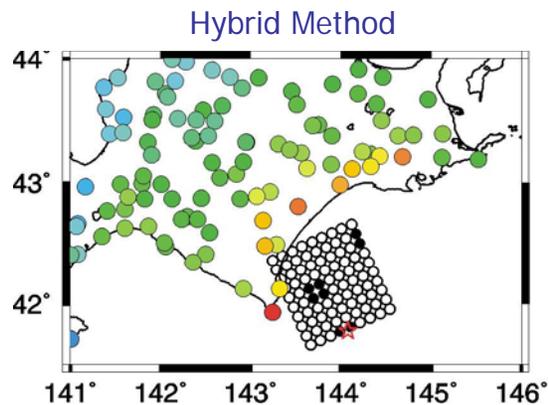
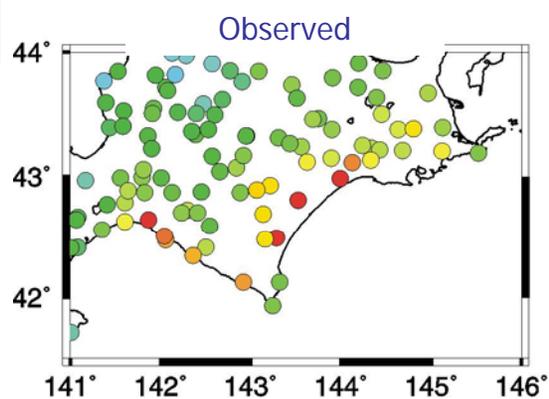
Hybrid method



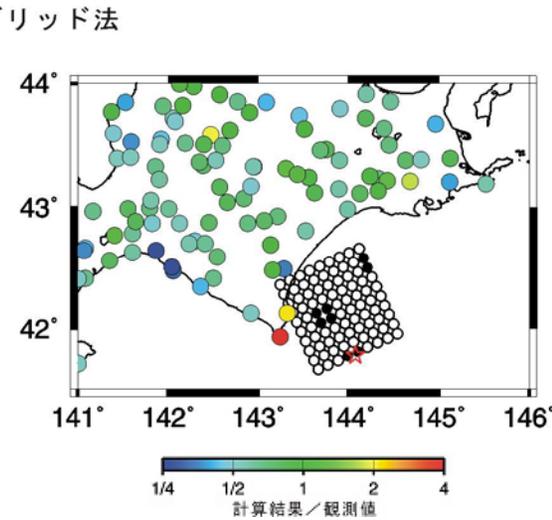
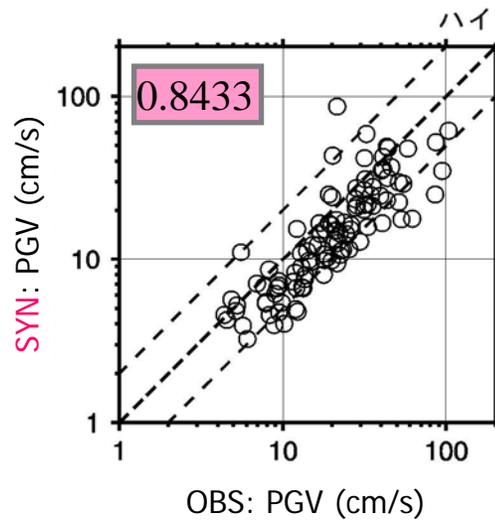
Stochastic Green's Function Method



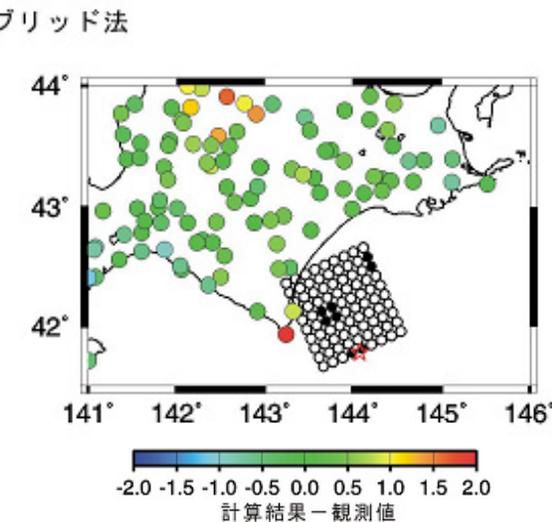
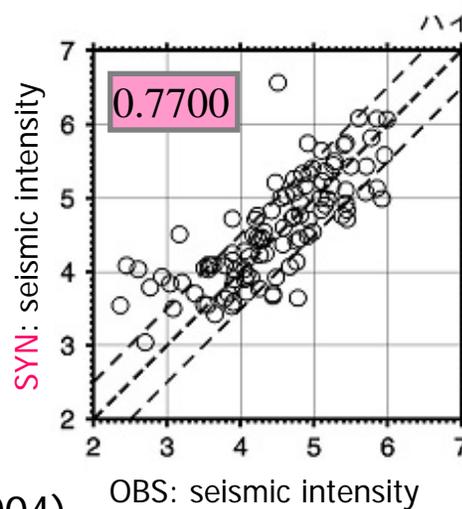
Hyb



PGV (0.04-10Hz): Obs vs. Syn



Seismic Intensity: Obs vs. Syn



微視的断層パラメータ Inner Fault Parameters

断層破壊の不均質性を表現するパラメータ

■ Step 9: すべり速度時間関数のパラメータを設定

最大すべり速度 V (目安)

アスペリティ領域

低周波数側は Day (1982) に従い

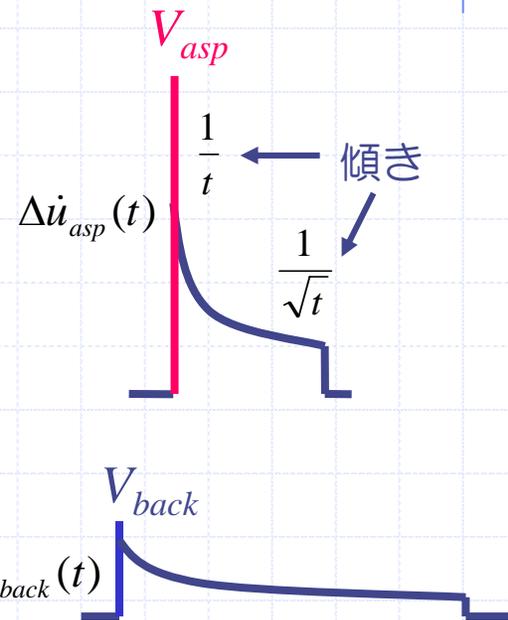
$$V_{asp} = \sqrt{2 f_{lowpass} W_{asp} v_R} \frac{\sigma_a}{\mu}$$

高周波数側は $V_{asp} \propto \sigma_a$

背景領域

$$V_{back} \propto \sigma_b$$

剛性率 μ , アスペリティと背景領域の実効応力 σ_a と σ_b
source-controlled $f_{max}: f_{lowpass}$, 領域の幅 W_{asp} , 破壊伝播速度 v_R



注意: すべり速度関数の傾きが $\frac{1}{\sqrt{t}}$ だけだと, マッチングフィルターの手前で
振幅スペクトルの落ち込みが出来てしまうため, $\frac{1}{t}$ の要素が必要

すべり速度時間関数のパラメータの設定

すべり継続時間 (目安)

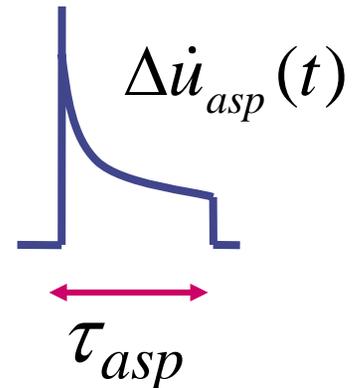
Day (1982)に基づき

◆アスペリティでは

$$\tau_{asp} = \frac{W_{asp}}{2v_R}$$

◆背景領域では

$$\tau_{back} = \frac{W_{total}}{2v_R}$$



ここでWは各領域の幅, v_R は破壊伝播速度を示す.

これからの重要課題 1

- 1. 動力学的震源モデルに基づく強震動予測
—地表および地中断層地震の震源のモデル化
と強震動評価—**
- 2. 長大断層で発生する地震の強震動予測
—固有地震と非固有地震の意味付けを、断層
破壊の動力学的性状と強震動特性の観点
から解明が必要—。**

これからの重要課題 その2

3. 巨大地震による長周期を含む広帯域地震動への対応

- 日本ならず世界の近代的大都市施設は未だ巨大地震による地震動に試されてない。
- 巨大地震に対応した強震動予測手法の確立とそれに基づく長大構造物および都市施設の耐震性の検討は緊急の課題。

4. 強震動研究の成果を緊急地震速報に生かす。

- 予測されている巨大地震が起こったとき緊急地震速報が有効に機能するにはどのような研究が必要か検討すべき！