

3.11大地震後の地震研究

飯尾能久

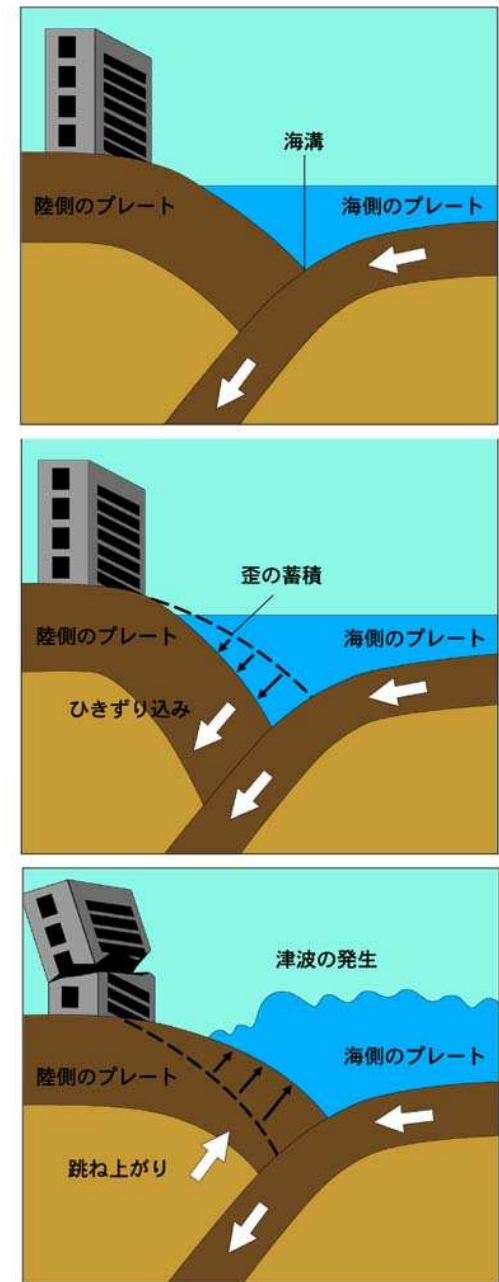
防災研究所 地震予知研究センター

1. 東北地方太平洋沖地震の特徴
2. 地震前の考え
3. 地震後に分かったこと
4. まとめ

プレート境界型地震 発生仕組み

海洋プレートの沈み込みによって、
陸側プレートが引きずり込まれる

耐えきれなくなって跳ね上がる



国土地理院 GPS連続観測システム

GEONET

がとらえた地殻変動

(変動量を誇張して表現しています)

1998/10/16 → 1998/10/16 (31日平均)

実長 60.0km

変動 55.0mm

109万倍誇張

実長 200km

変動 100mm

200万倍誇張

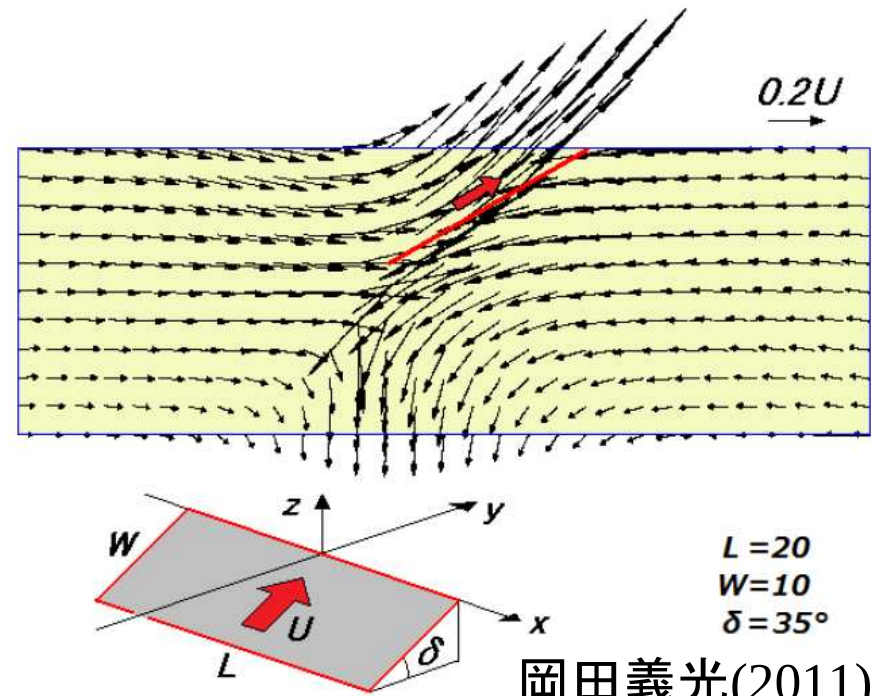
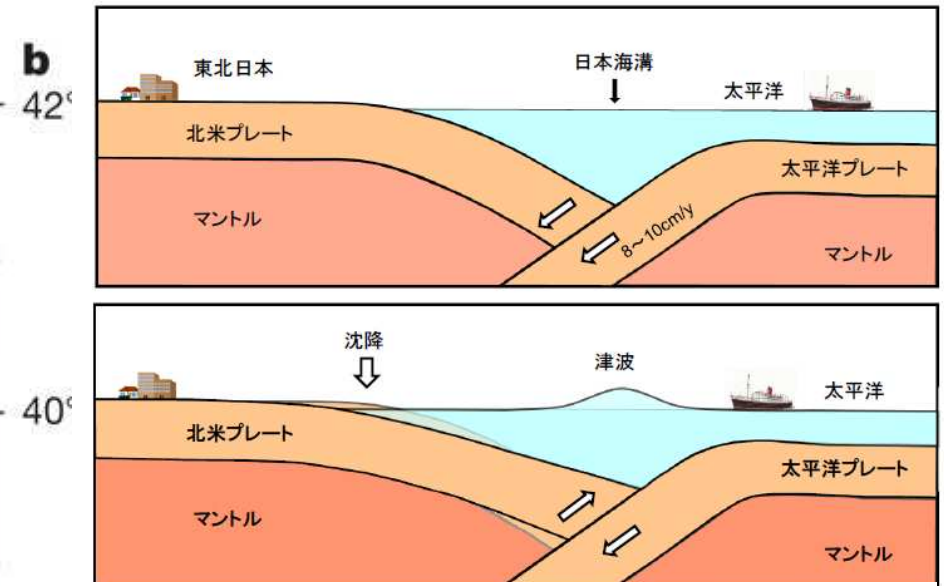
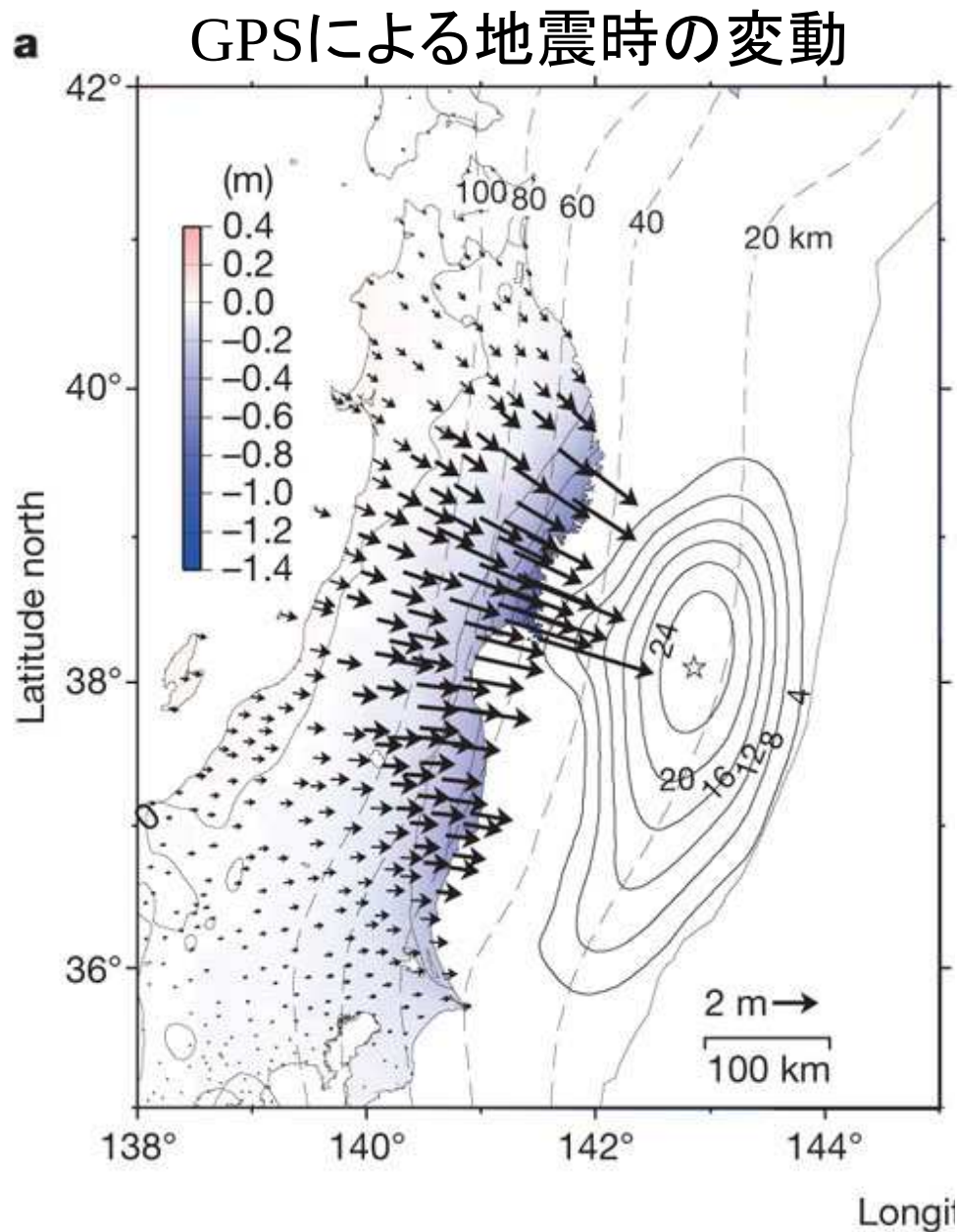
実長 190km

変動 95.0mm

200万倍誇張

- ・新潟県大潟町付近を固定して計算しています。
- ・各地の変動量は周りの電子基準点の変動量から補間しています。

Coseismic and postseismic displacements and estimated slip.

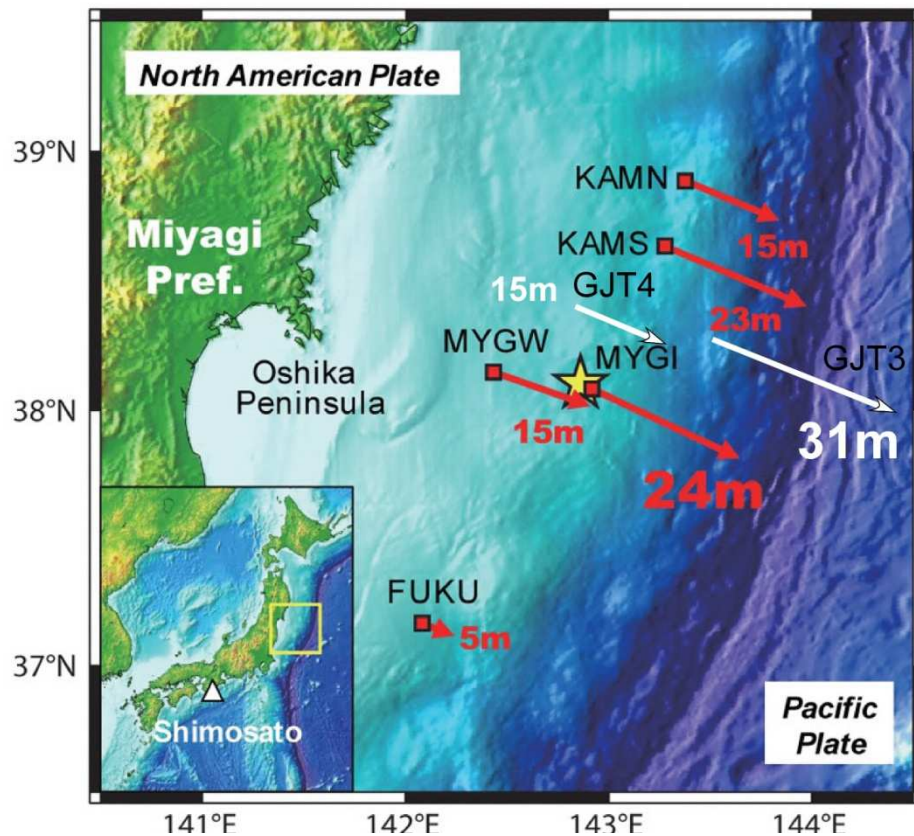


岡田義光(2011)

Coseismic displacements by seafloor geodetic observations using the GPS/acoustic combination technique

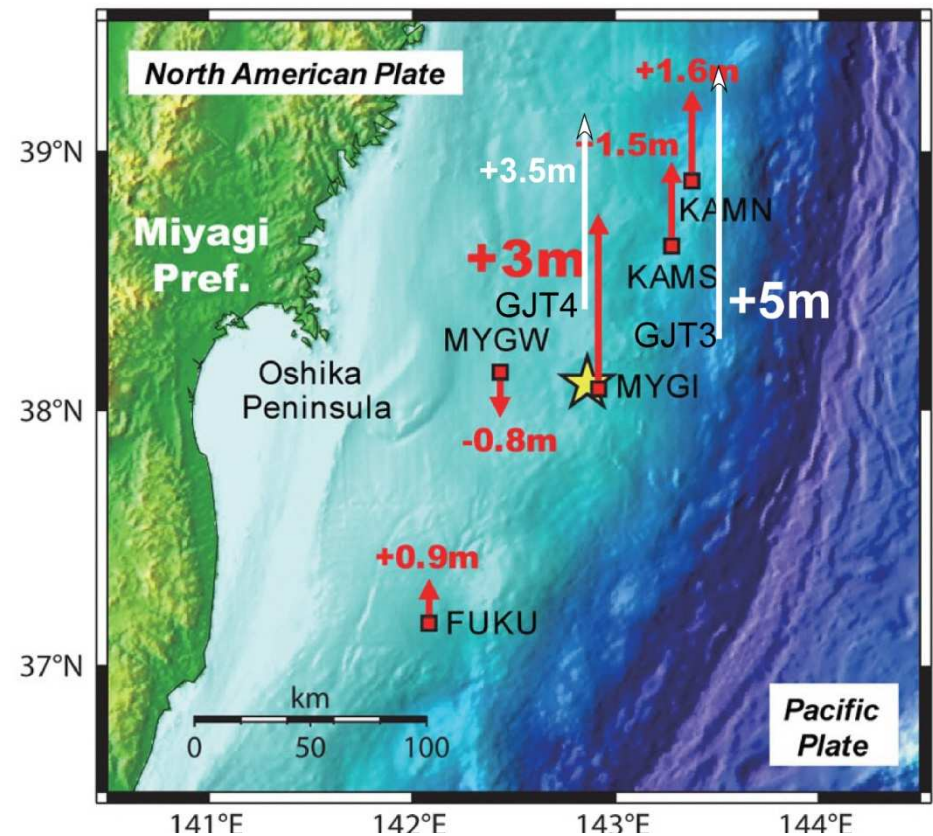
海底地殻変動観測結果 海上保安庁・東北大学

(A) Horizontal displacements



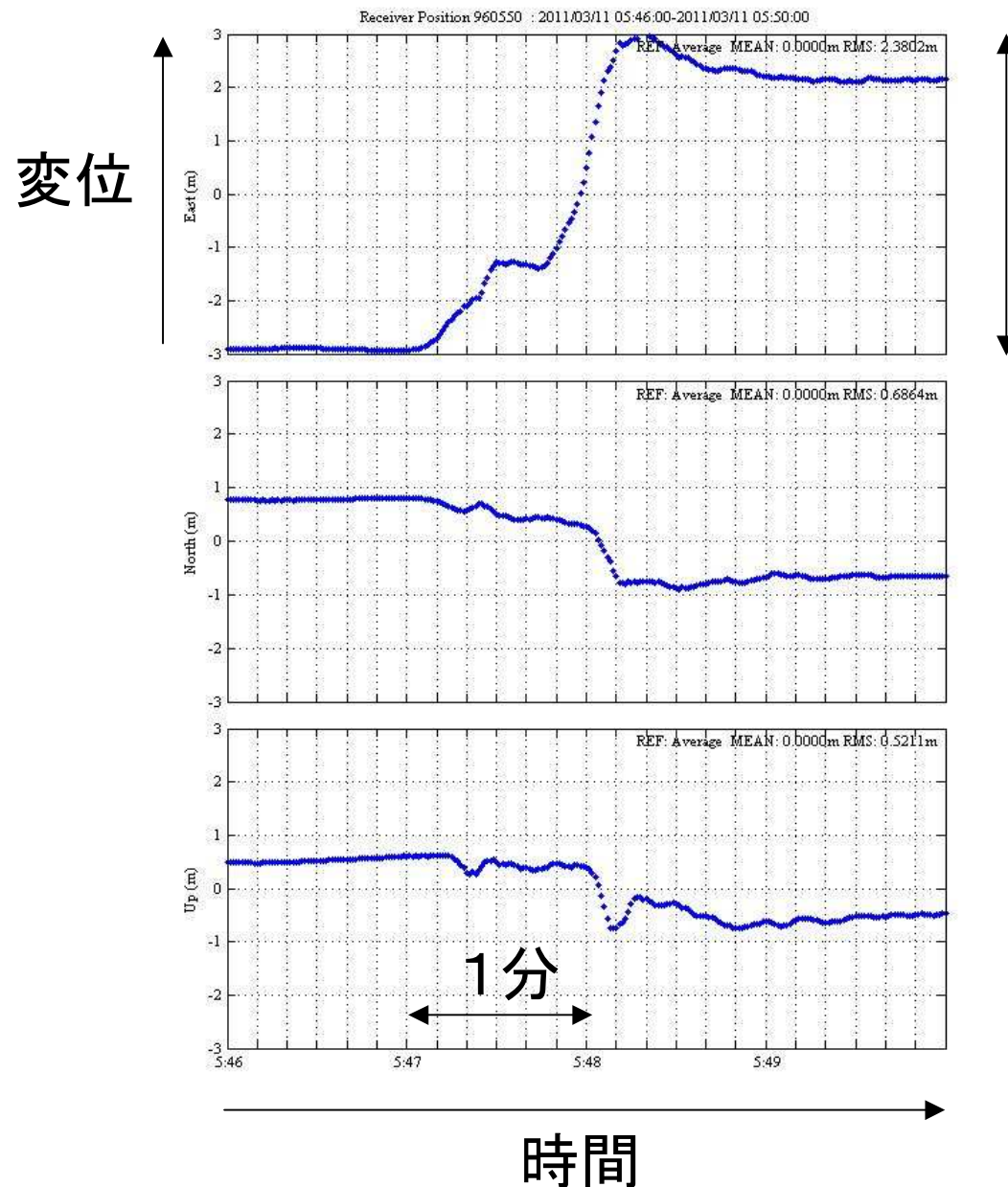
Sato et al. (2011)

(B) Vertical displacements



Kido et al.(2011)

東北地方太平洋沖地震による地面の動き



宮城県
牡鹿

国土地理院
GEONETデータを
加納(京大理学研究科)
が解析

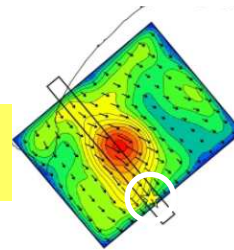
地震時すべり比較

2003十勝沖 $M_w 8.2$

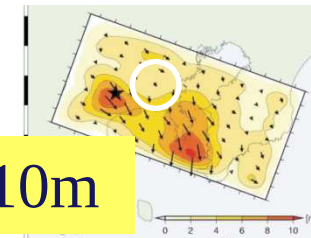
1923関東 $M_w 8.0$

データ期間 20110310-20110312 (F3解) 固定局: 補

最大すべり~8m



最大すべり~10m

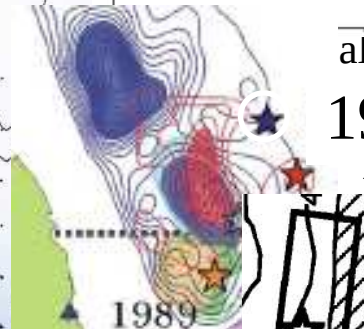


al.(2004)

1968十勝沖 $M_w 8.3$

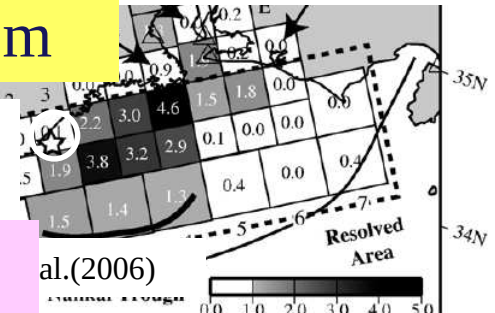
Kobayashi&Koketsu(2005)

最大すべり~8m



1944東南海 $M_w 8.1$

最大すべり~5m

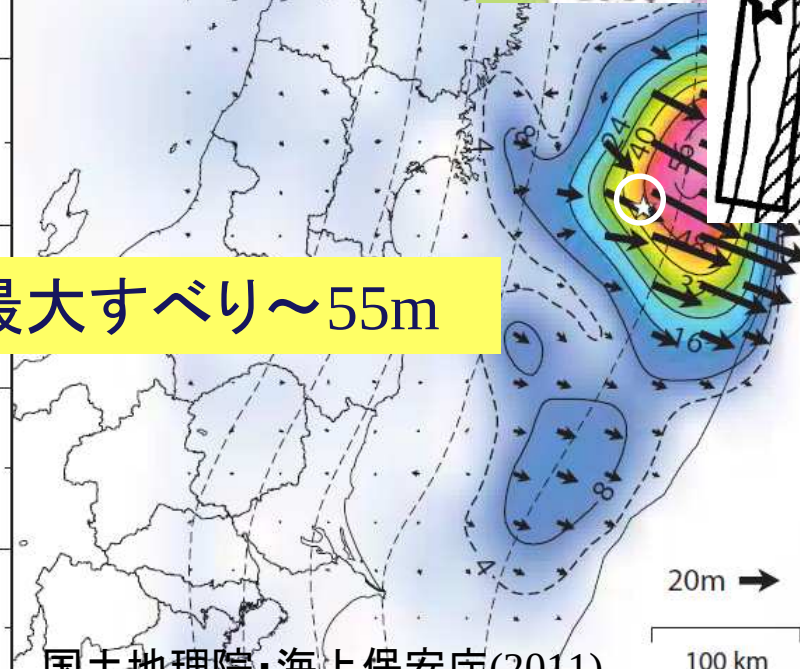


1896明治三陸 $M_w 8.0$

Tanioka&Satake(1996)

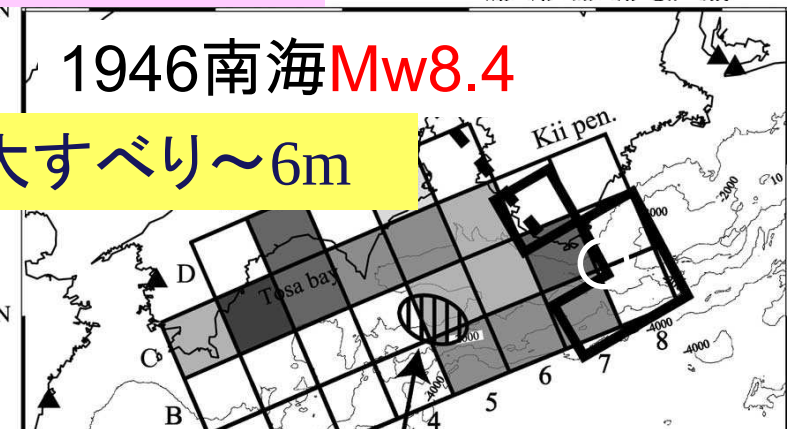
平均すべり~6m

最大すべり~55m



1946南海 $M_w 8.4$

最大すべり~6m

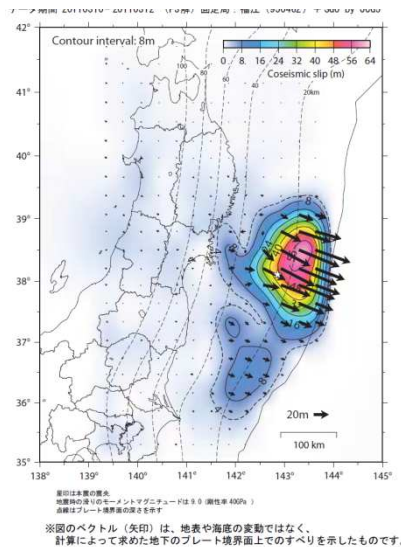


東北地方太平洋沖地震はアスペリティ内で破壊が始まっている

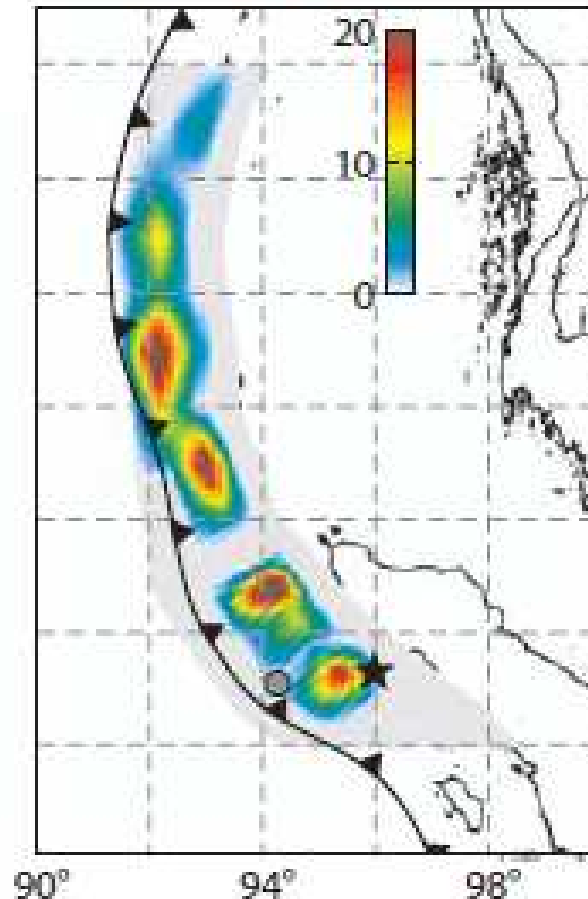
地震時すべり分布の比較Ⅱ (国外)

2004スマトラ地震 $M_w = 9.0$
Pietrzak et al. (2007), #3

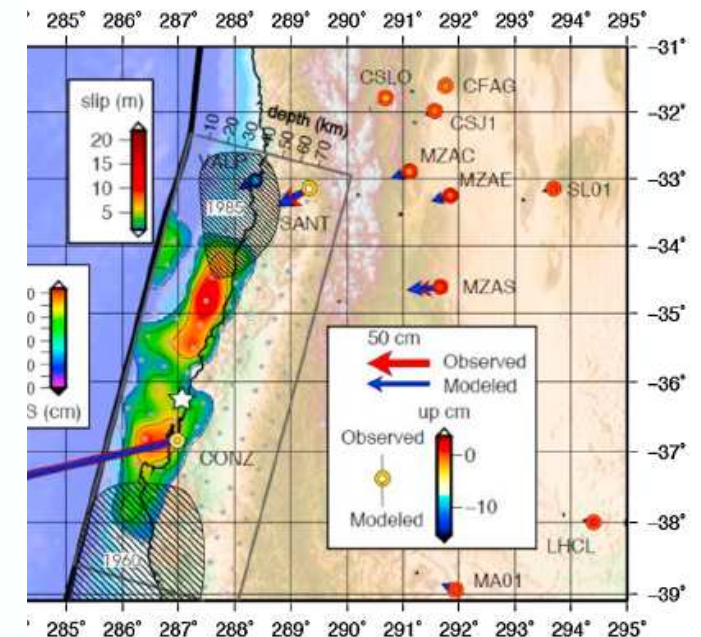
2011東北地方太平洋沖地震
 $M_w = 9.0$



国土地理院・海上保安庁



2010チリ・マウリ地震
 $M_w = 8.8$

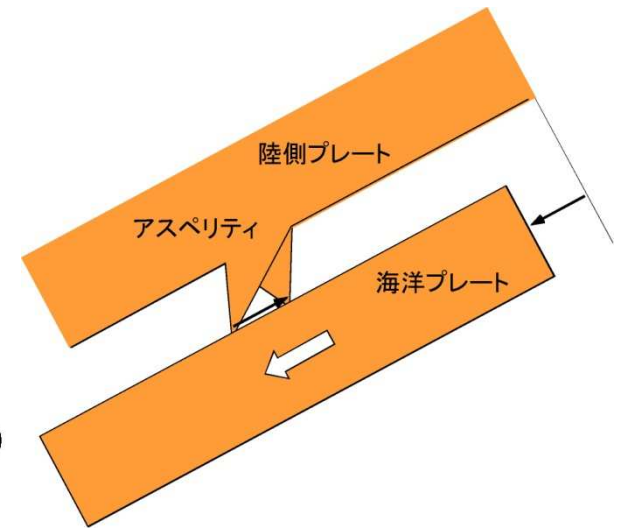
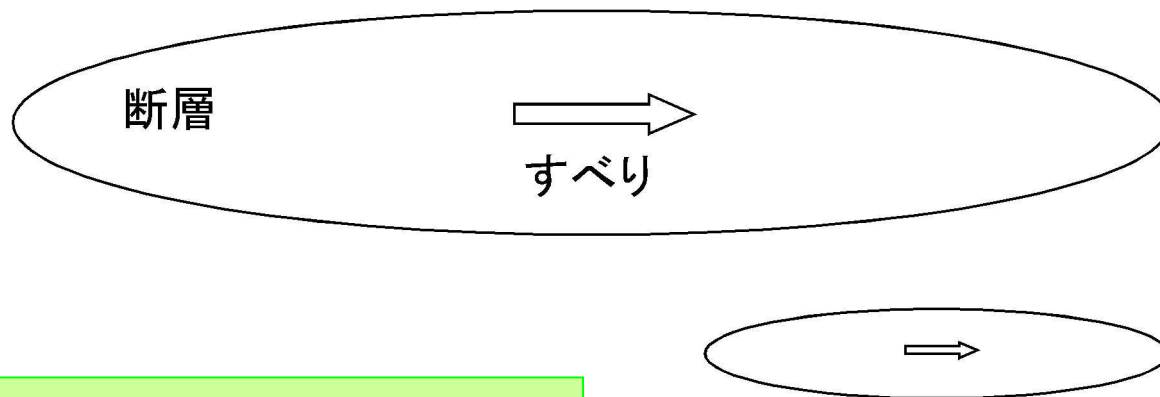


Delouis et al. (2010)

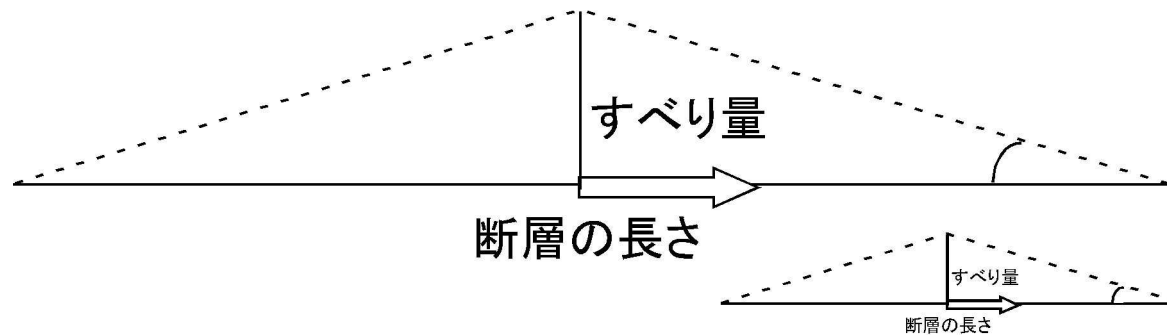
東北地方太平洋沖地震は大規模に連動して大きくなったのではない！

断層すべりと歪み変化(応力変化)

断層とすべり



断層近傍の歪み(応力)



$$\frac{1\text{m}}{10\text{km}} = \frac{20\text{m}}{200\text{km}}$$

断層サイズとすべり量が比例する場合は歪みは同じ
すべり量が同じ場合でも断層が大きいと歪みは小さい

1. 東北地方太平洋沖地震の特徴
2. 地震前の考え
3. 地震後に分かったこと
4. まとめ

アスペリティモデル

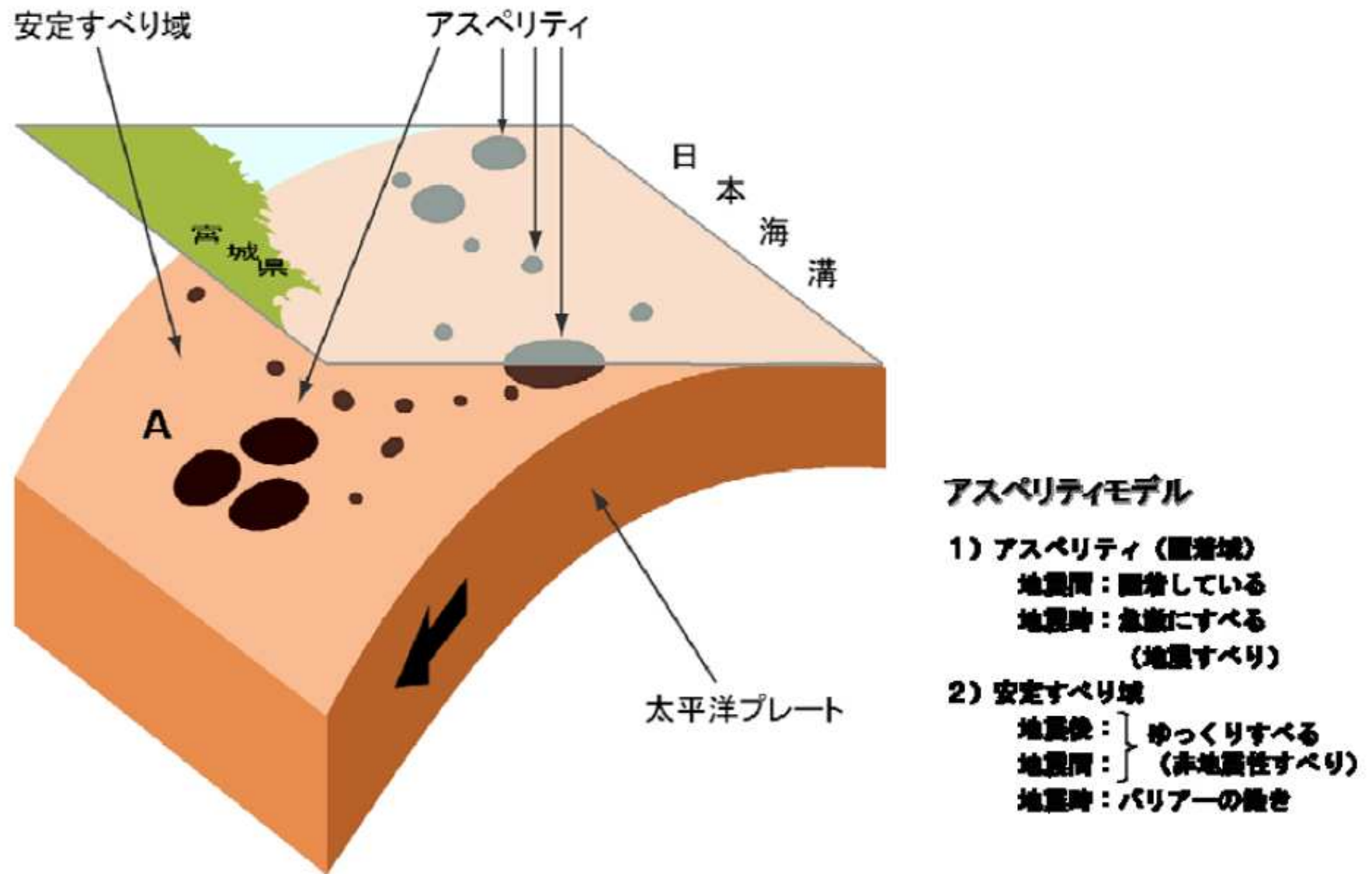
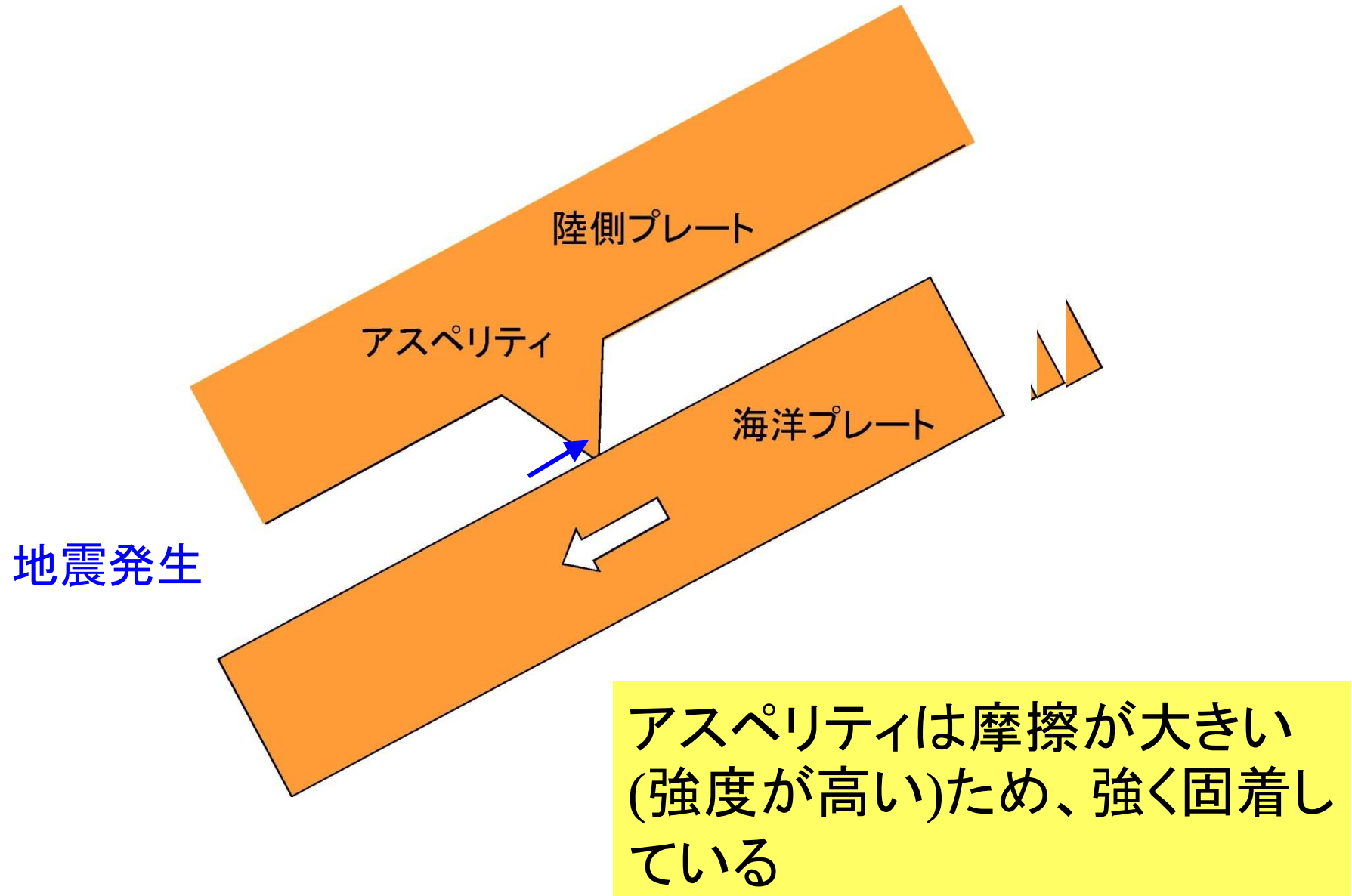


図1. プレート境界におけるすべり様式:アスペリティモデル

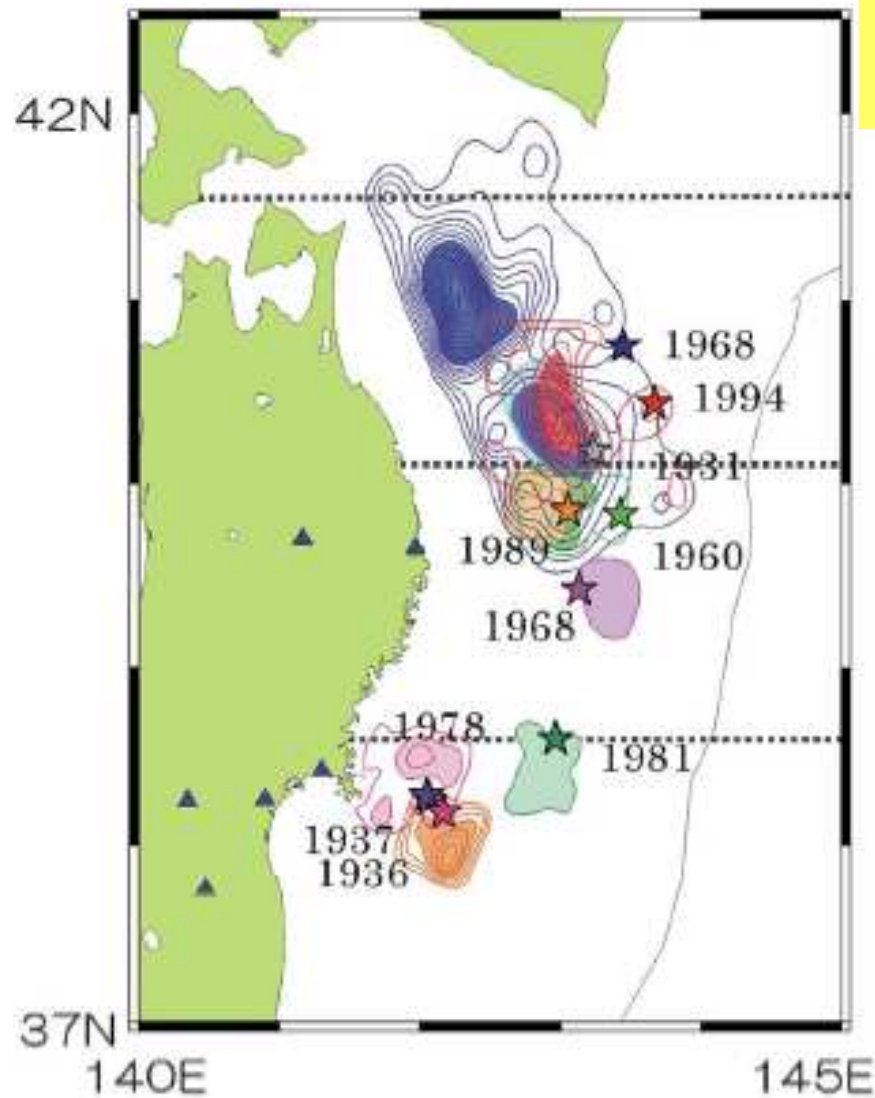
長谷川(2006)

アスペリティの破壊

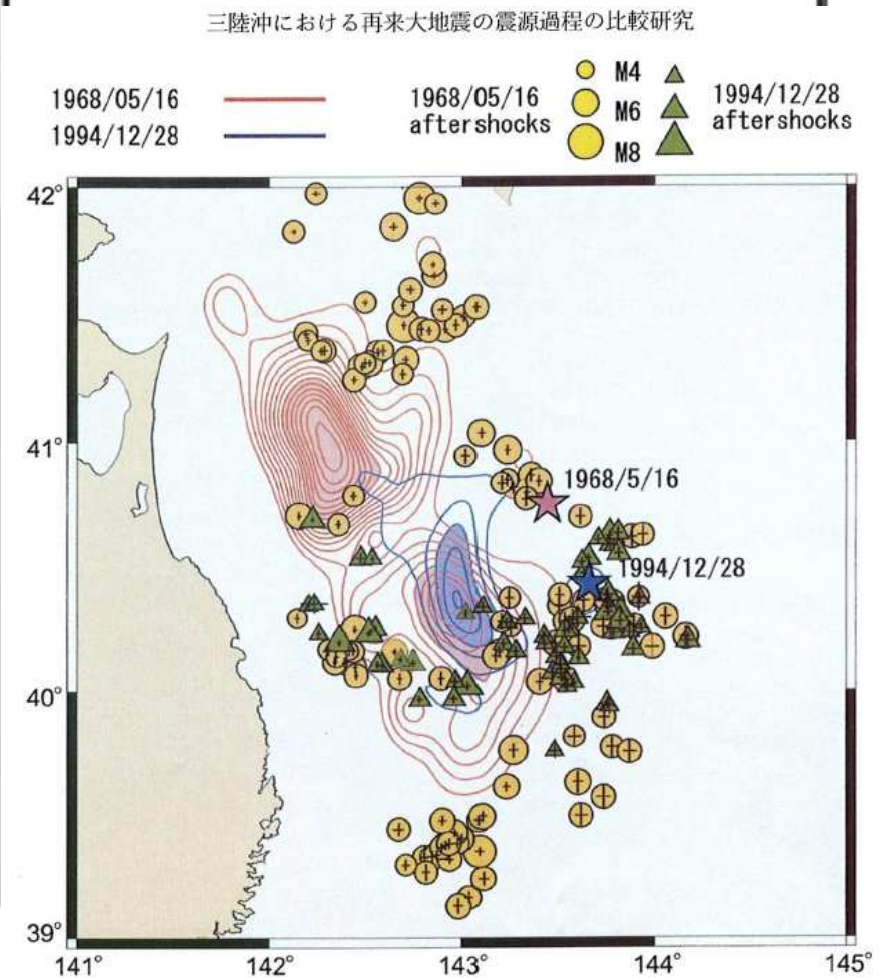


アスペリティーと破壊開始点

最大すべりの半分以上の領域を
色塗り



(Yamanaka & Kikuchi, 2004)



永井・他(2001)

Afterslip of M7 class events

Kawasaki et al. (2001)

M7クラスの地震の余効すべり

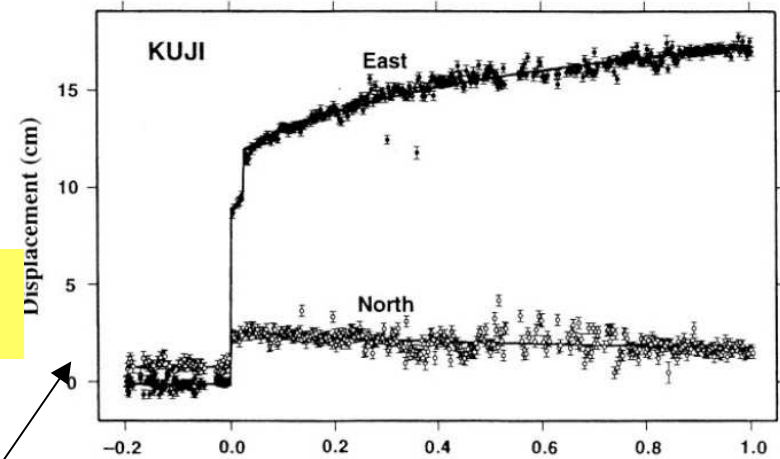
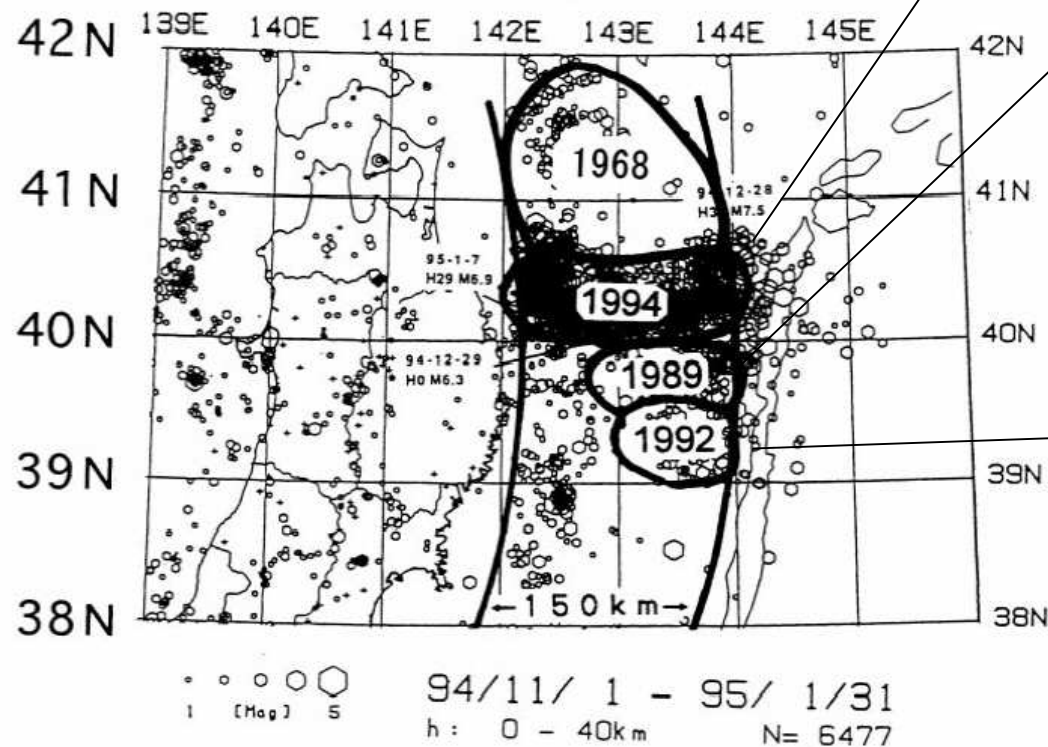
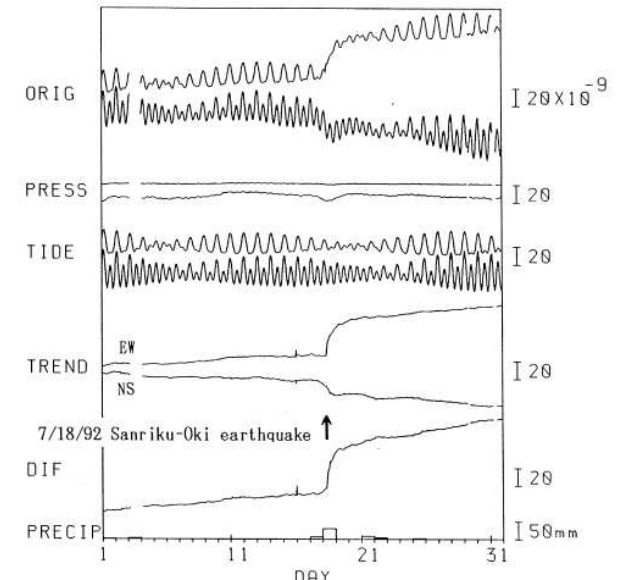
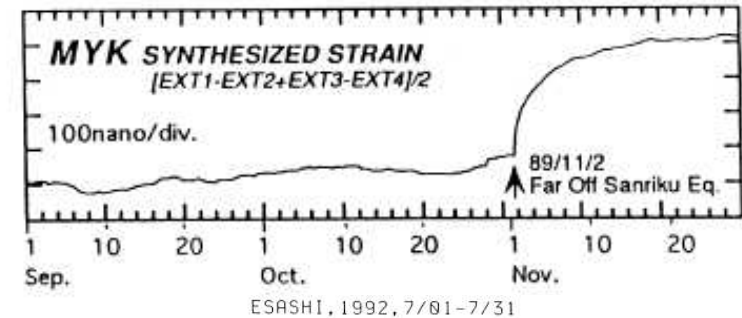


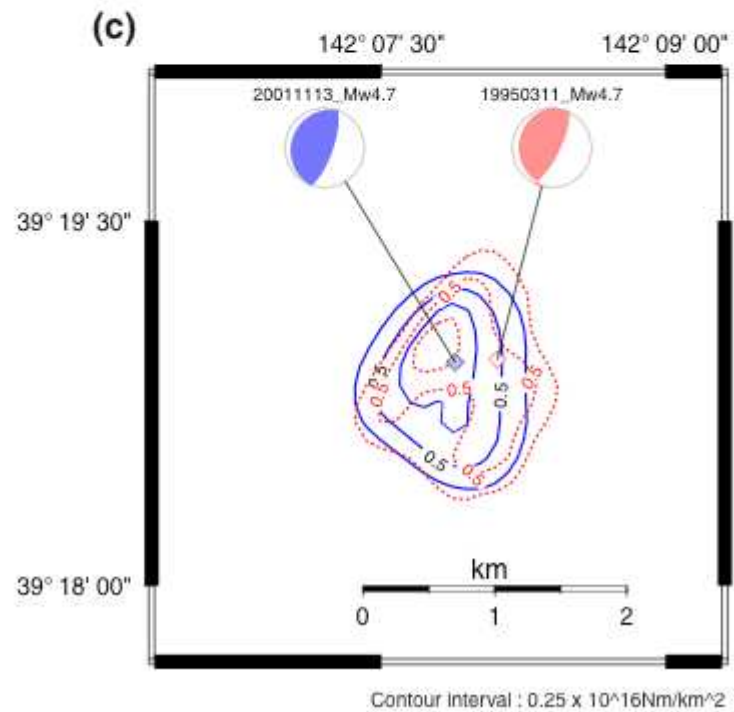
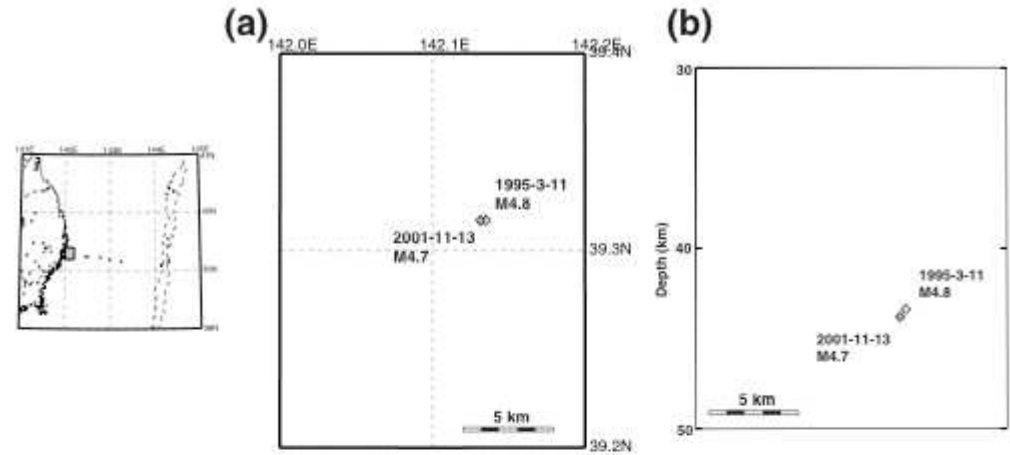
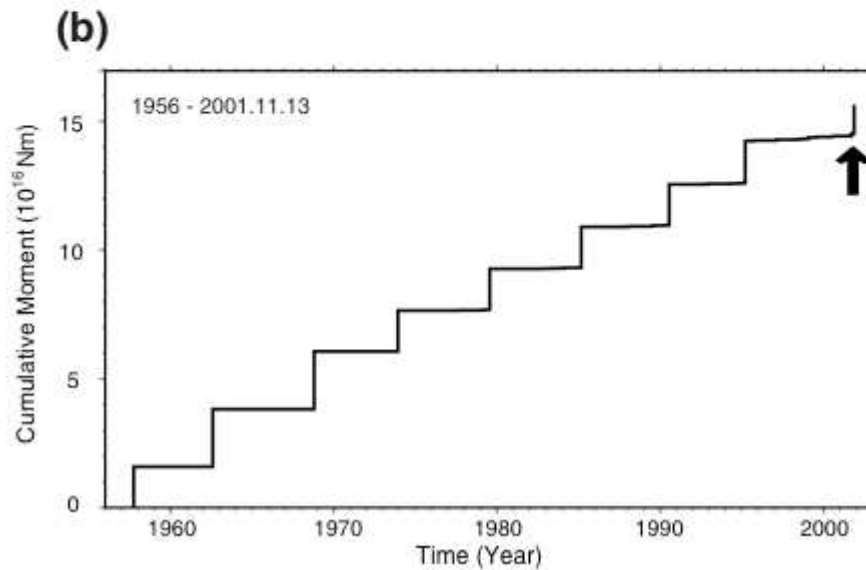
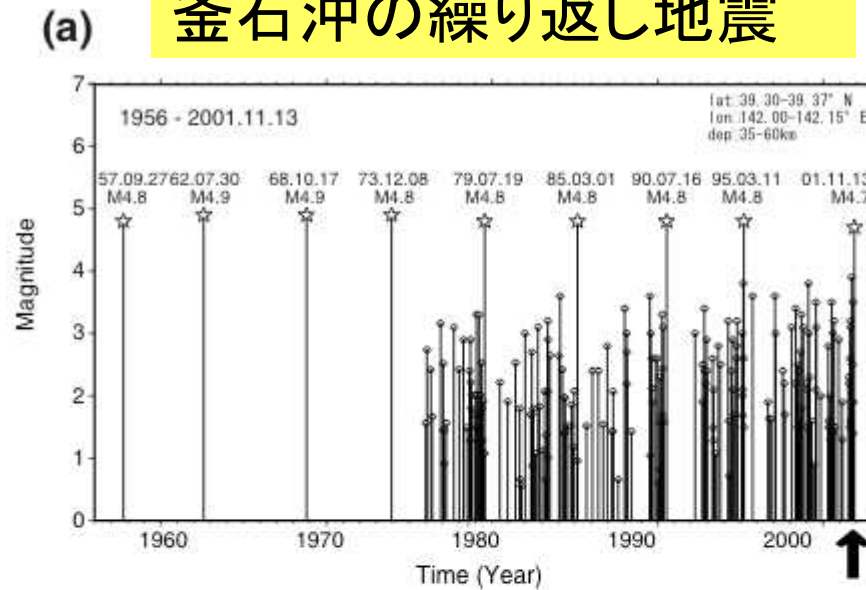
Fig. 6. GPS displacement of the 1994 Sanriku earthquake. 4.2×10^{20} N

(B)



M5 class repeating earthquakes in the off Kamaishi

釜石沖の繰り返し地震



Matsuzawa et al. (2002)

Asperity in the off Miyagi

東北地方太平洋沖地震のアスぺリティ

1978/ 6/12 M_w 7.5

1981/ 1/19 M_w 7.1

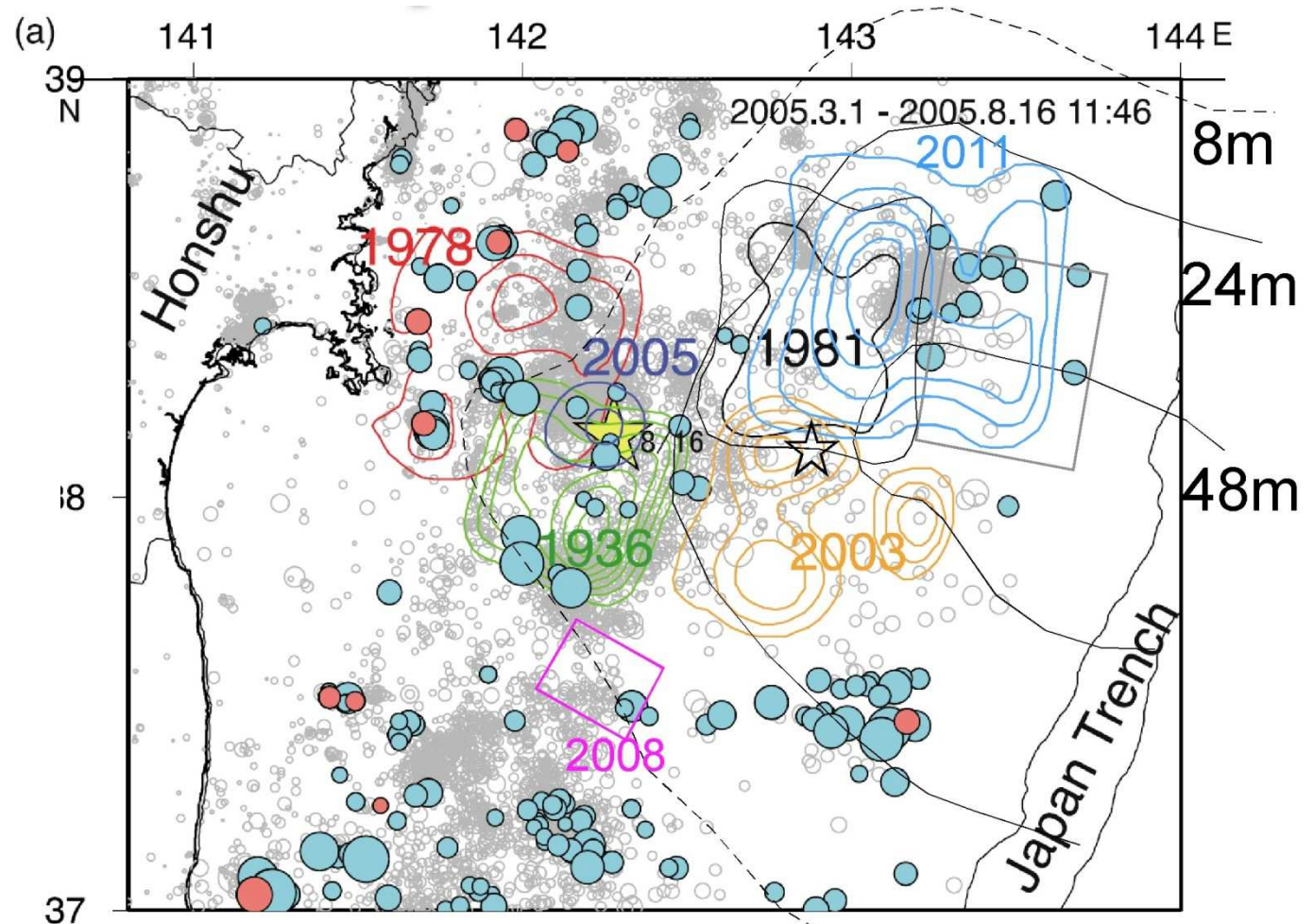
2003/10/31 M_w 6.9

2005/ 8/16 M_w 7.2

2008/ 7/19 M_w 7.1

2011/ 3/ 9 M_w 7.5

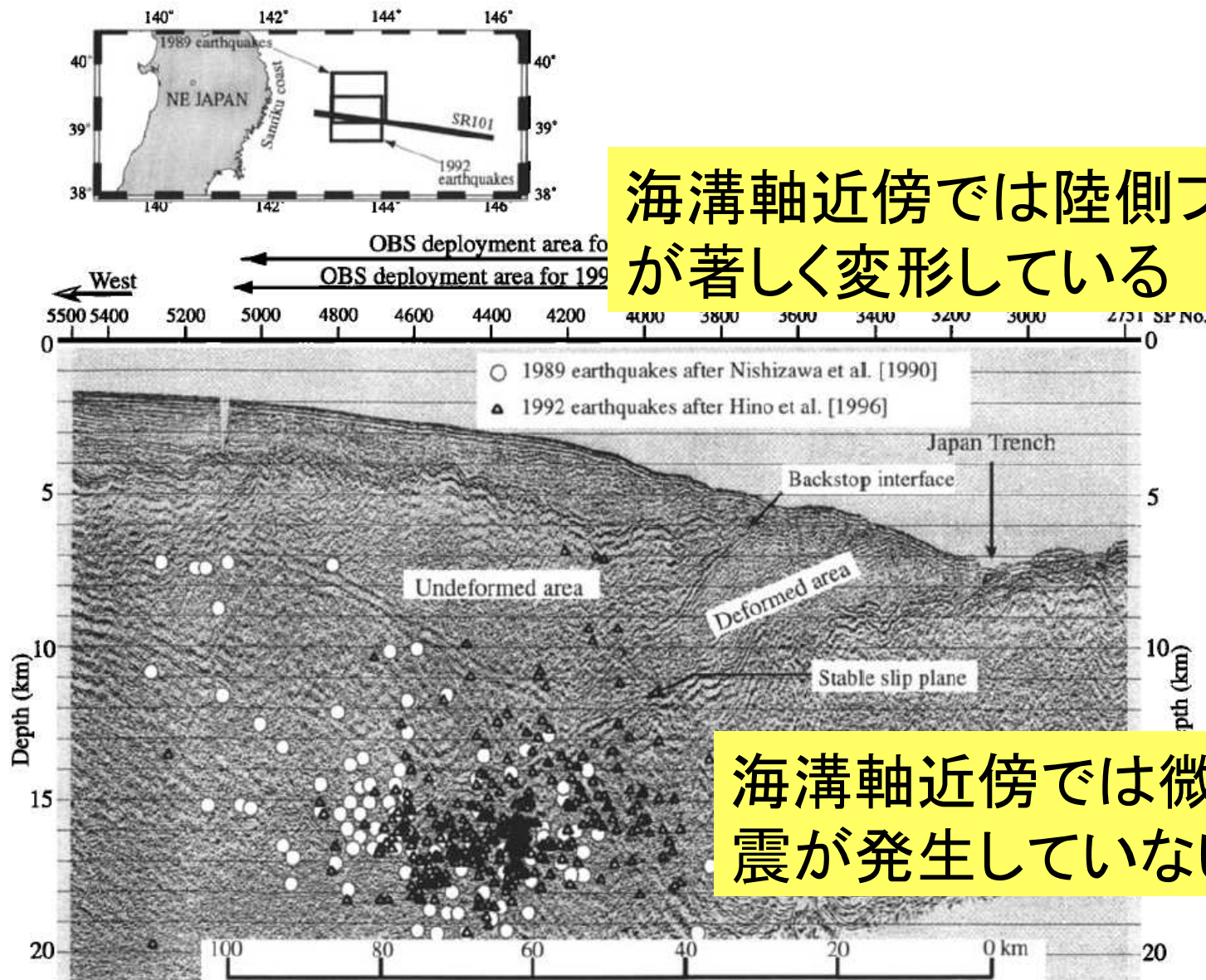
2011/3/11



Uchida et al.(2004), Yamanaka & Kikuchi (2004)
国土地理院・海上保安庁 (2011)

Structure near the trench Tsuru et al.(2000)

海溝近傍における構造探査と地震観測結果

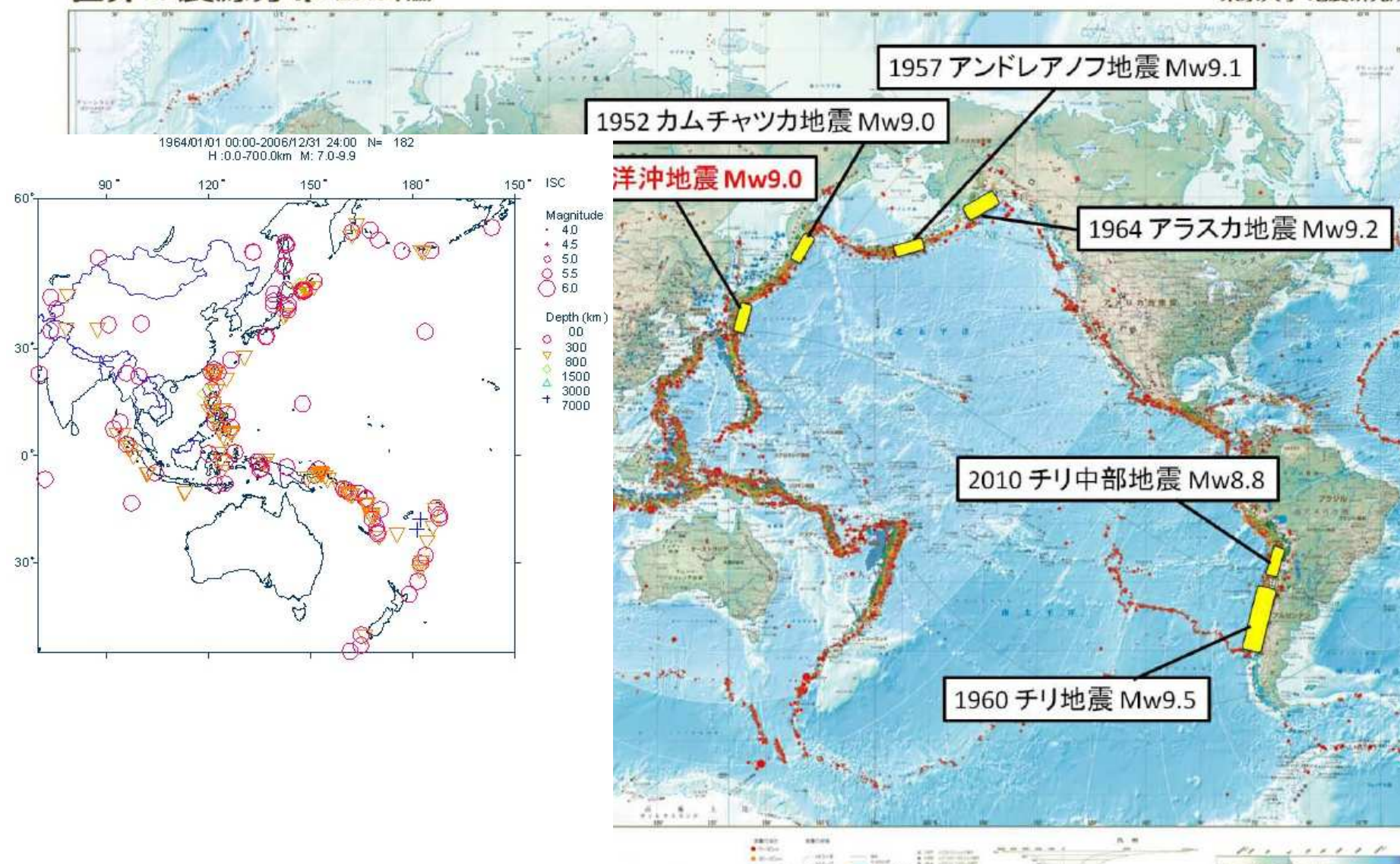


東北地方太平洋沖では巨大地震は起こらないという思いこみ

世界中の超巨大地震 ($M_w \geq 8.8$)

世界の震源分布 (2010年版)

東京大学 地震研究所



マグニチュードは理科年表による 9

プレートの年代とM9地震

2010年までのM9地震はすべて1億年より若いプレート上で発生していた

1957 アンドレアノフ Mw9.1

1952 カムチャッカ Mw9.0

世界で最も古いプレート

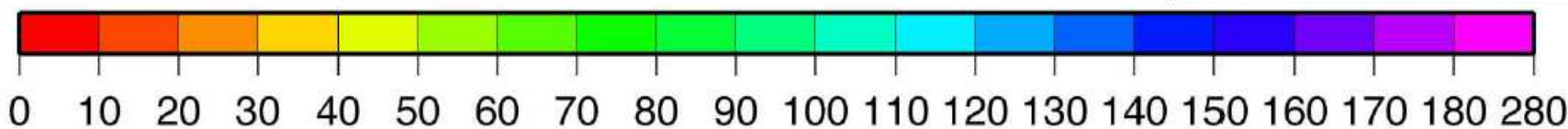
2011 東北地方太平洋沖 Mw9.0

1964 アラスカ Mw9.2

2010 チリ中部 Mw8.8

1960 チリ Mw9.5

2004 スマトラ Mw9.0

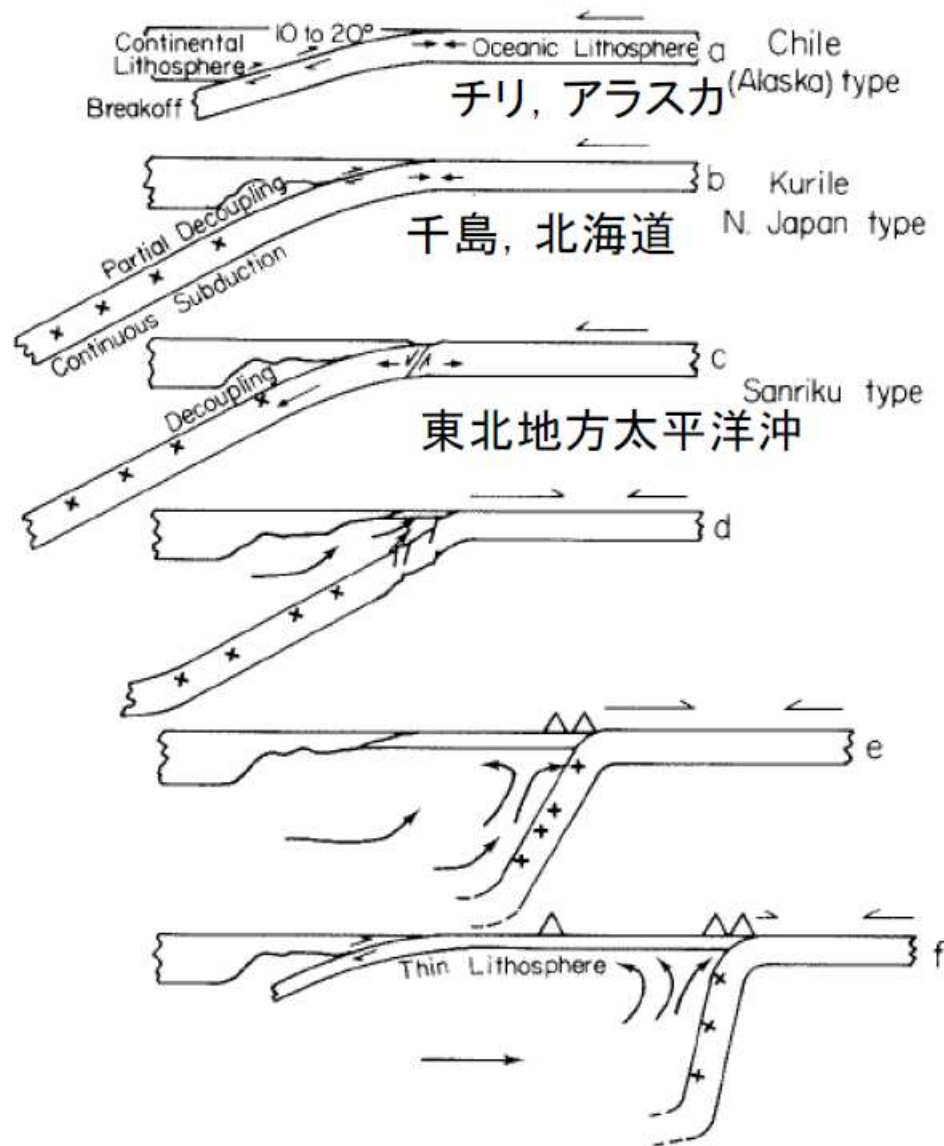


Muller et al. (2008) に加筆

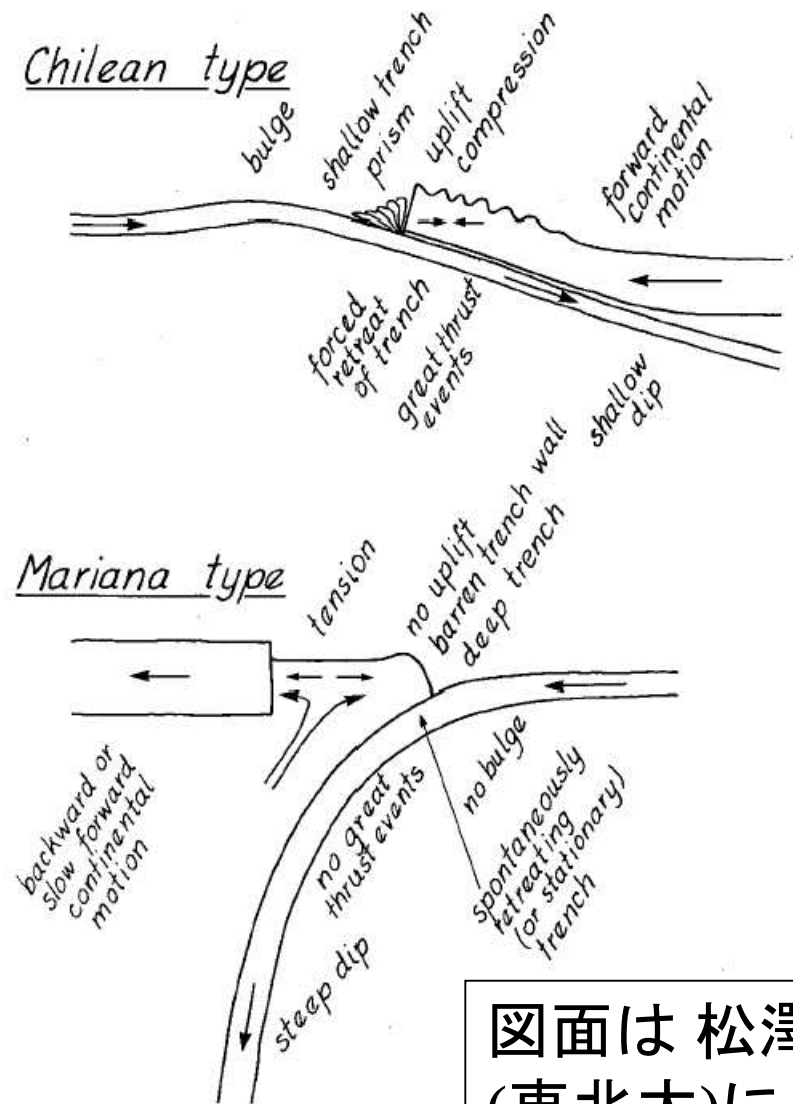
Age of Oceanic Lithosphere [m.y.]

図面は 松澤(東北大)I

プレート境界の固着の違いを説明するモデル



沈み込みが発達してくると固着が弱くなる
(Kanamori, 1977)



図面は 松澤
(東北大)による

背弧拡大域では固着は弱い
(Uyeda and Kanamori, 1979)

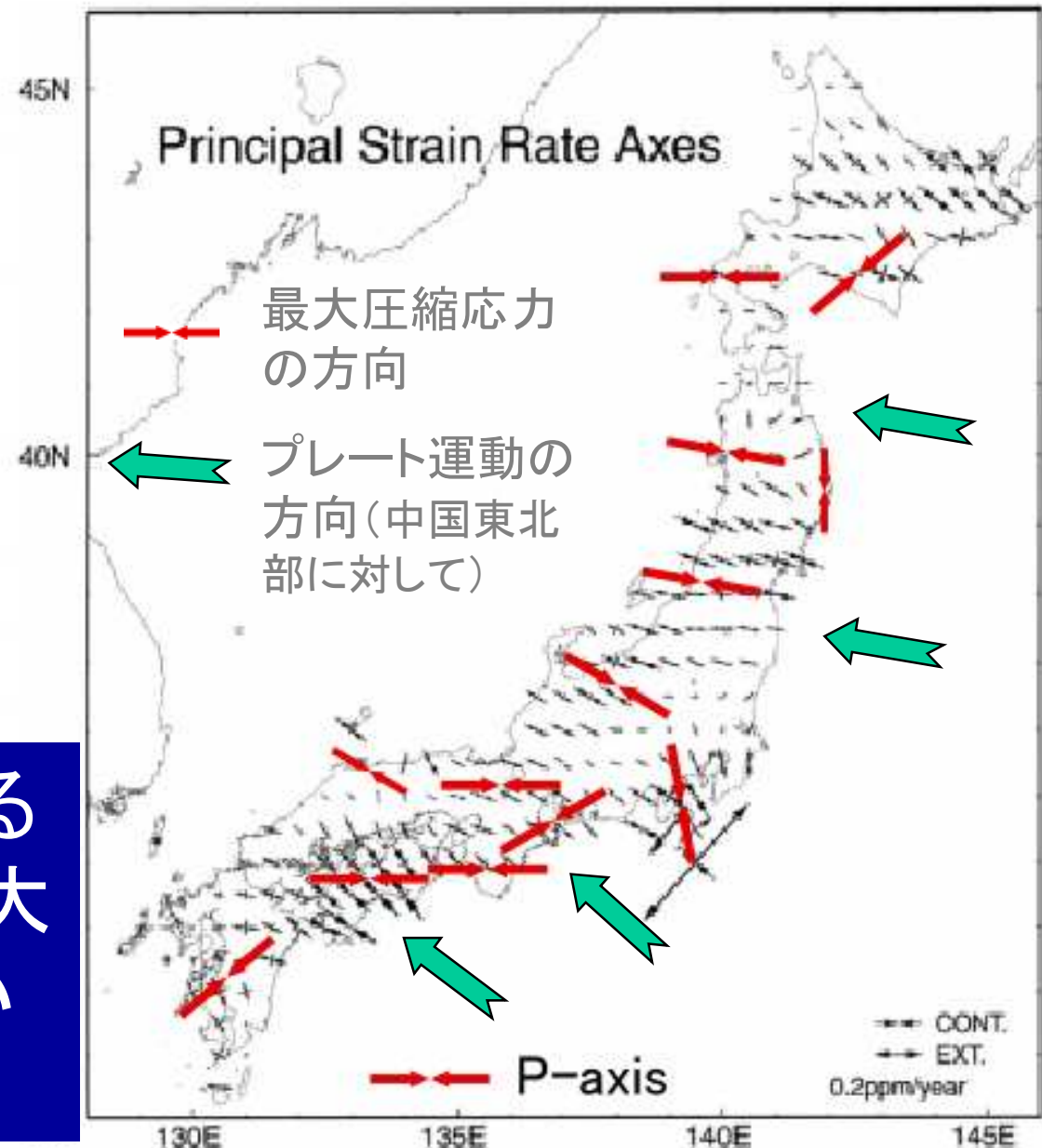
日本列島の応力場

Sagiya et al. (2000)に加筆

近畿地方はほぼ東西に圧縮されている。

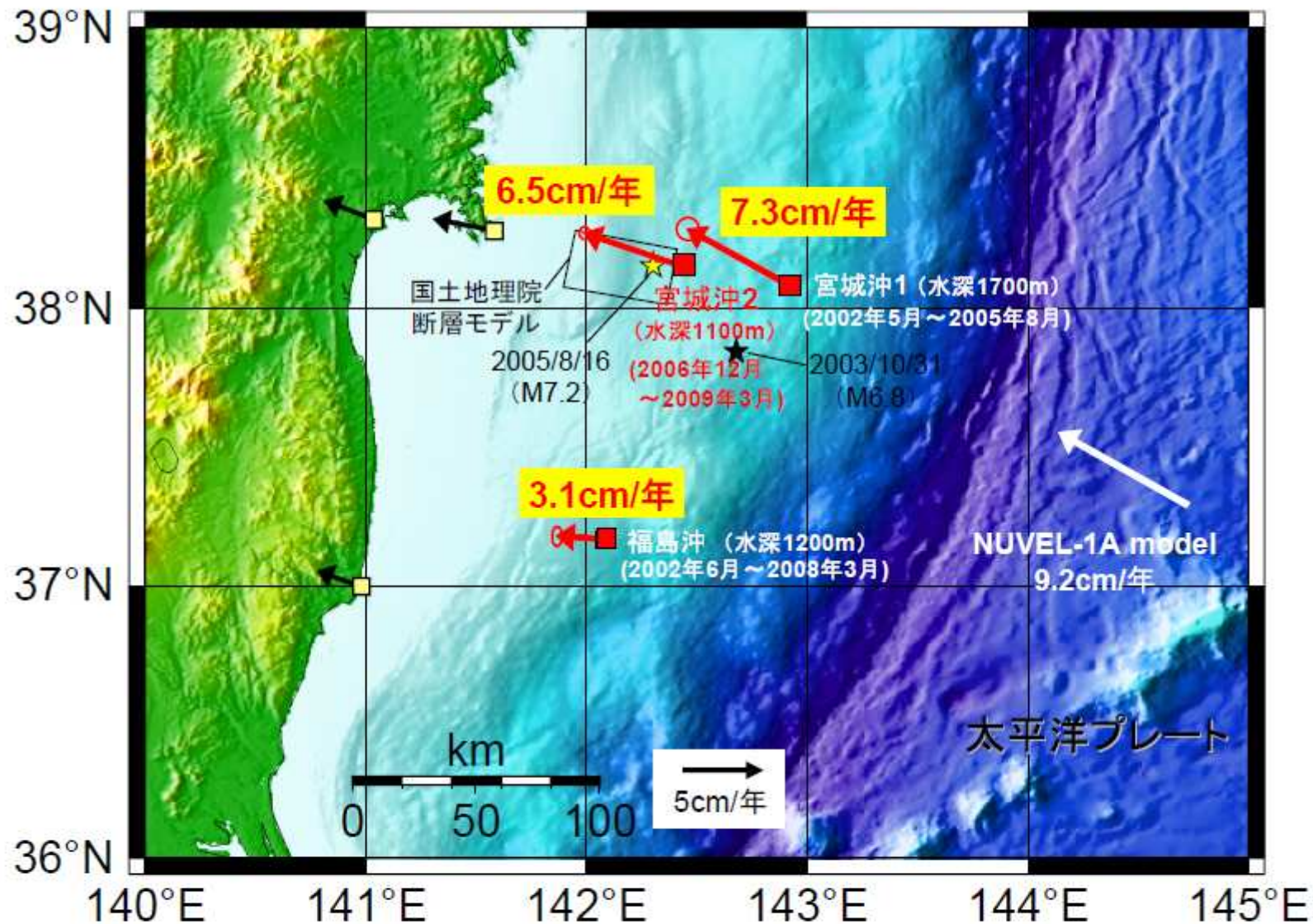
太平洋プレートの沈み込みに起因すると考えられる。

巨大地震の発生する南海トラフにおいて大きな応力が働いているわけではない。



1. 東北地方太平洋沖地震の特徴
2. 地震前の考え
3. 地震後に分かったこと
4. まとめ

海底地殻変動観測結果

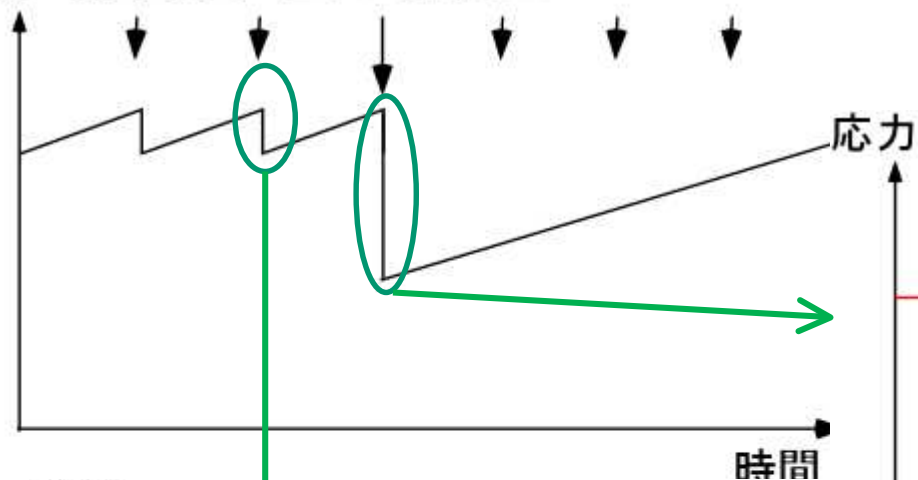


第1図 ユーラシアプレート安定域に対する速度ベクトル

海上保安庁(2010)

1. 海溝よりやや陸側の応力変化(M7クラスも発生)

応力 M7クラス 巨大地震発生



地震発生

通常のM7クラス

巨大地震

時間(非常に短い)

2. 海

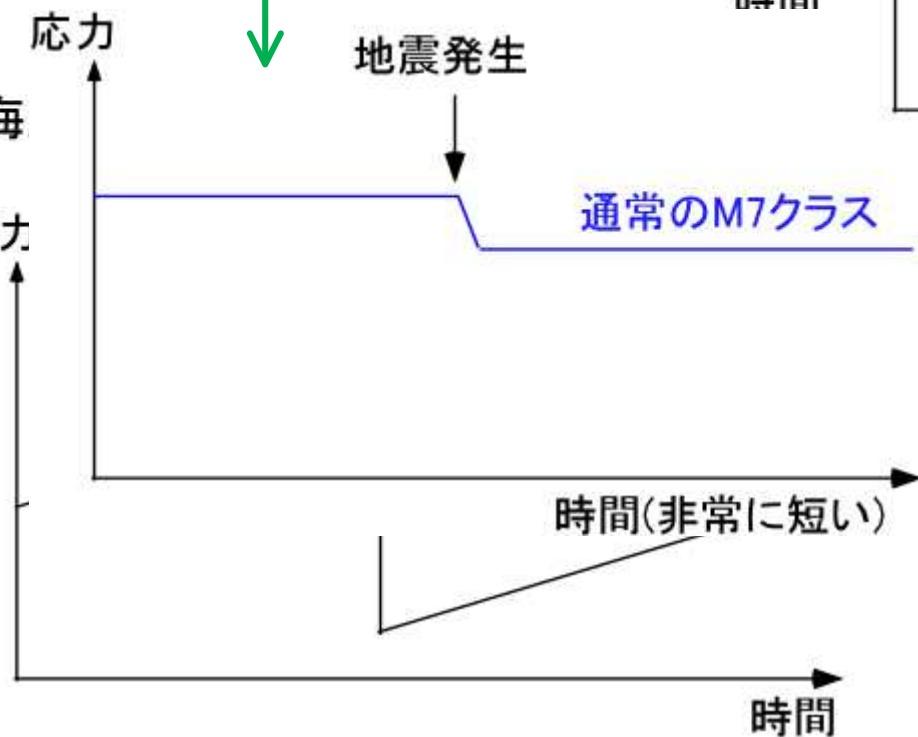
応力

地震発生

通常のM7クラス

時間(非常に短い)

時間



1. 東北地方太平洋沖地震の特徴
2. 地震前の考え
3. 地震後に分かったこと
4. まとめ

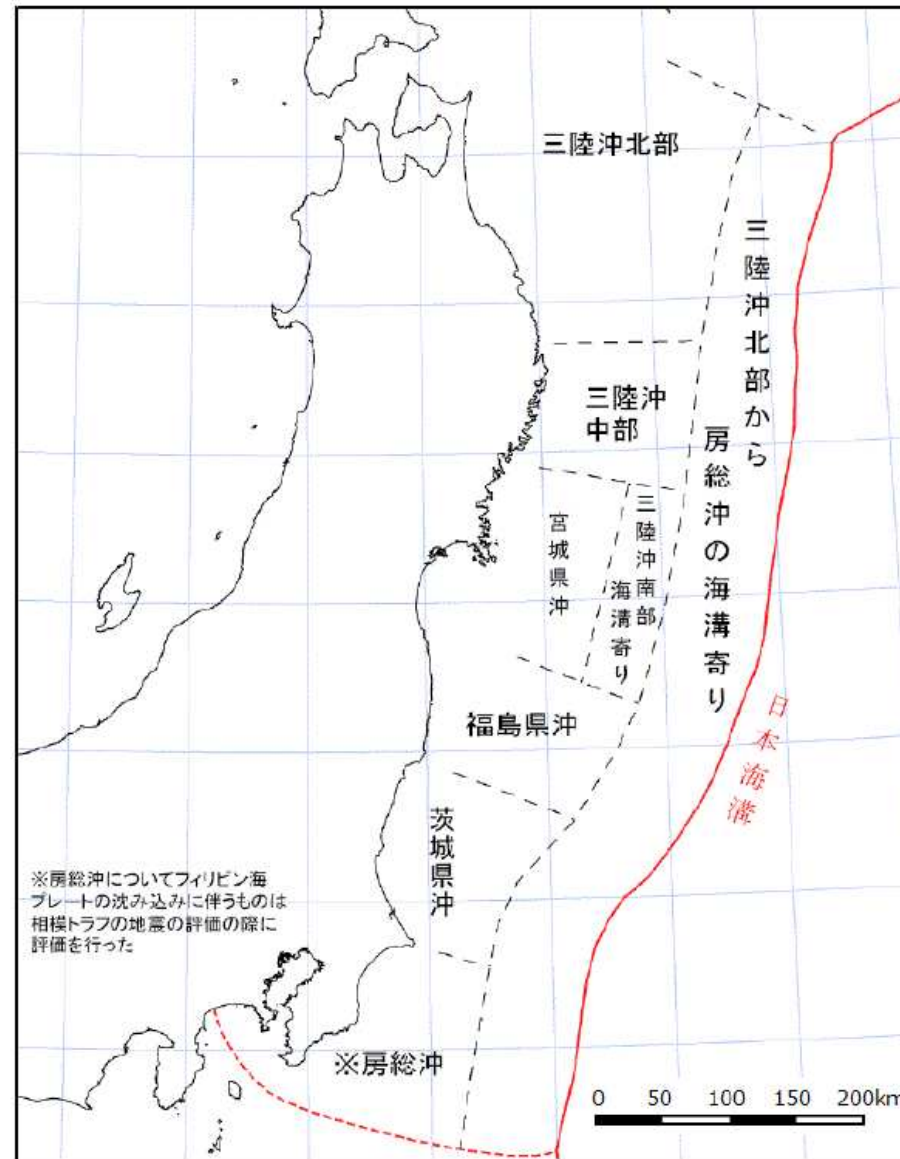


図 10 東日本太平洋沖における海溝型地震の発生領域分け（地震調査研究推進本部による）

長期評価

表1 東日本太平洋沖における海溝型地震の長期発生予測（地震調査研究推進本部による）

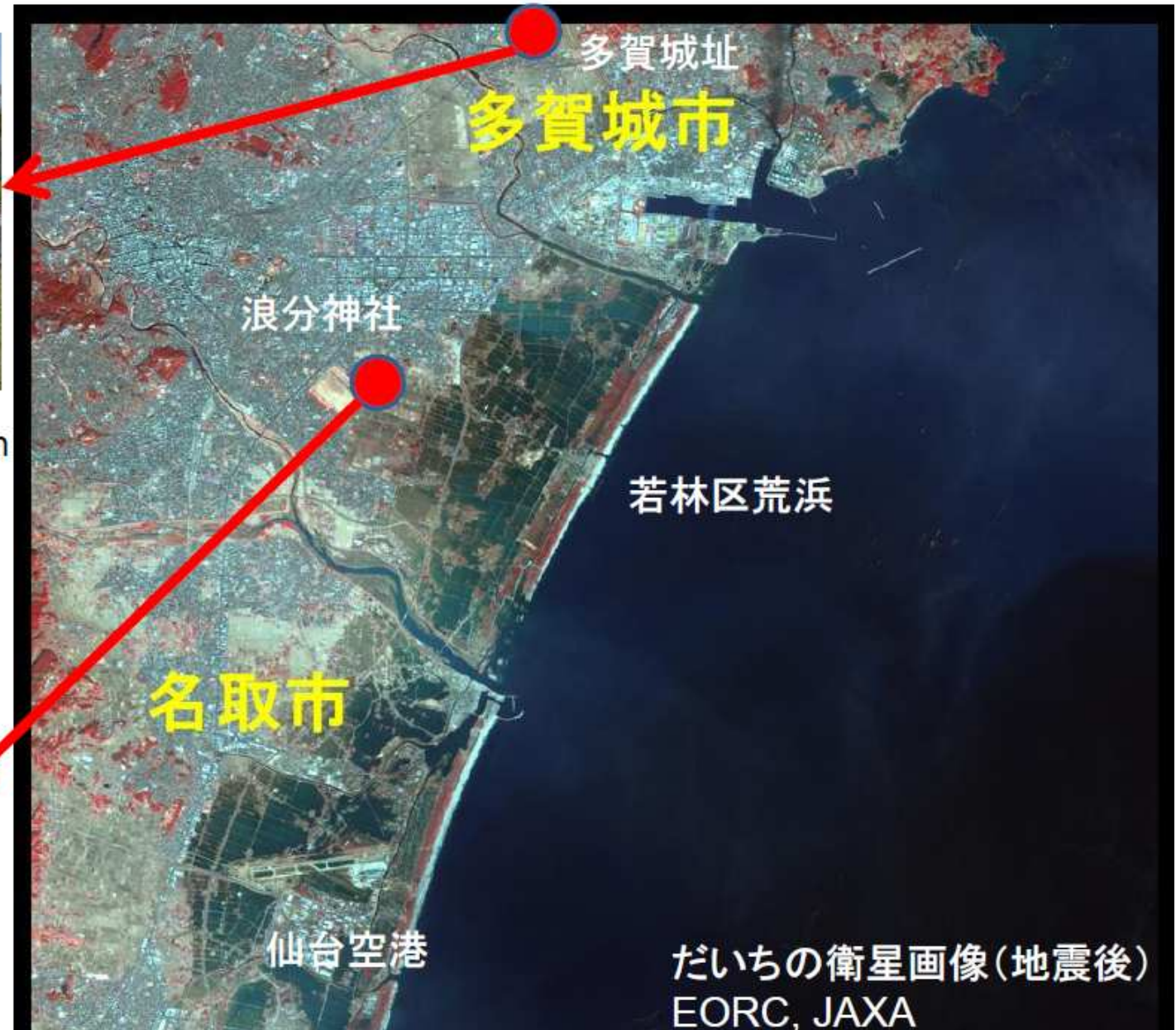
海 域	予想されるマグニチュード	今後 30 年以内 の発生確率	平均発生間隔
三陸沖北部	M8.0 前後	0.5%～10%	約 97 年
三陸沖中部	(過去に大地震がなく評価不能)		
三陸沖南部海溝寄り	M7.7 前後	連動時は M8.0 前後 80%～90% 99%	105 年程度
宮城県沖	M7.5 前後		37 年
福島県沖	M7.4 前後（複数地震が続発）	7%程度以下	400 年以上
茨城県沖	M6.7～M7.2	90%程度以上	約 21 年
房総沖	(過去に大地震がなく評価不能)		
三陸沖北部から	M8.2 前後（津波地震）	20%程度	133 年程度
房総沖の海溝寄り	M8.2 前後（正断層型地震）	4%～7%	400～750 年

869年 貞観地震津波

佐竹(2011)

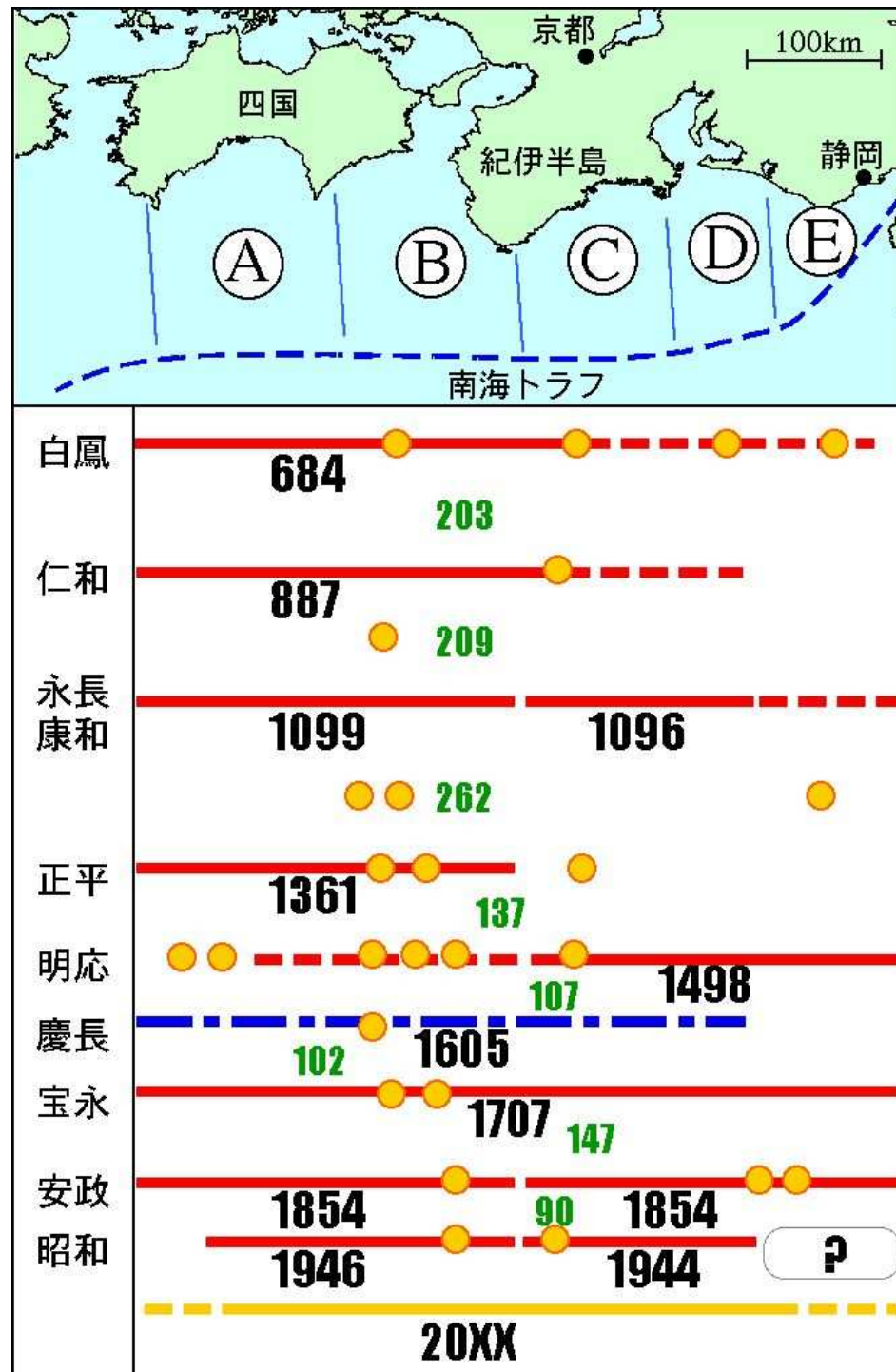


賀城址: 海岸から約5 km



東海・南海地震 の発生履歴.

A~Eのセグメント区分は, Ando(1975)ほかによる. 左に元号のついた横線が地震. 青い鎖線は津波地震. ●は, 遺跡にみつかった液状化跡. 石橋・佐竹(1998)に加筆修正.



南海地震と近畿の内陸地震の履歴 (都司, 1999)

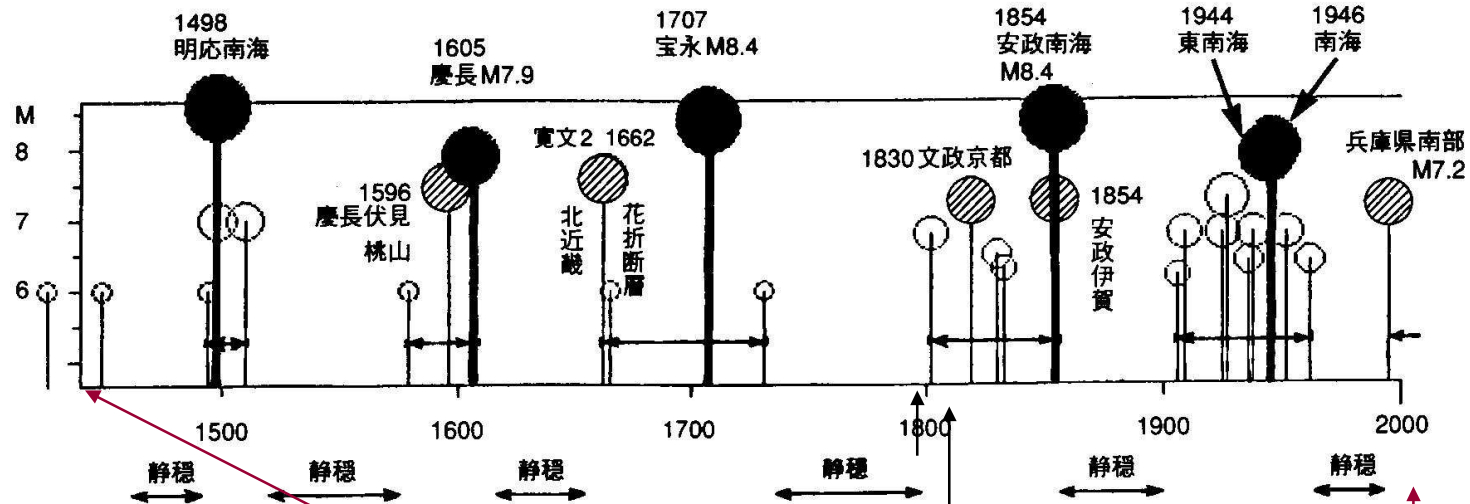


図5 中世以後現代までの南海地震(●)と図4の範囲内におきた中規模内陸地震。ハッチを付けたのは内陸地震のうち

南海トラフの巨大地震の
前50年および後10年の
期間では、それ以外の期
間に比べて、発生数が約
4倍

宇津(1974)

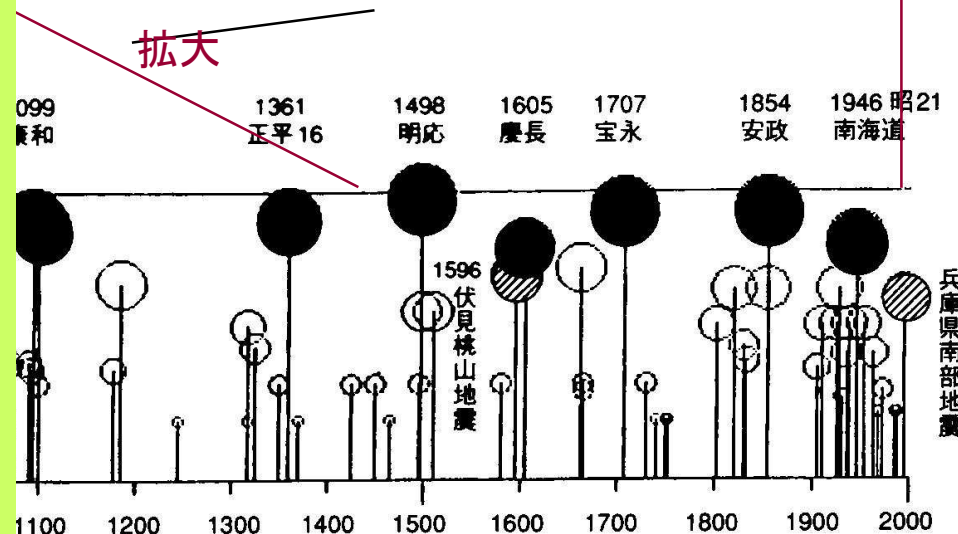


図6 南海地震と近畿地方の内陸地震。

2000

現時点のまとめ

- ・東北地方太平洋沖では、古くて重いプレートが沈み込んでいるため断層の摩擦力が小さく、大きな地震は起こらないという説を信じ込んでいた.
- ・近年発生したM7クラスの断層周辺ではゆっくりすべりが起こっており、地震すべりは起こさないと思いこんでいた.
- ・海溝近くは沈み込んで間もないため断層の摩擦が小さくずるずるすべっていると思いこんでいた.
- ・断層の摩擦力と地震の大きさは必ずしも関係ない.
- ・ゆっくりすべりの領域でも、条件によれば地震すべりが起こる場合がある.
- ・断層の摩擦は小さくてもずるずるすべっているとは限らない.

可能性1: 海溝付近で大きなすべりを起こすポテンシャルがあった

可能性2: 断層の摩擦は場合によっては2段階目の低下を示す