

南海トラフ沿いの大規模地震の
予測可能性に関する調査部会
(報告 別冊一参考資料一)

委員提供資料集

平成25年5月

委員提供資料一覽

山岡 耕春 座長	1
井出 哲 委員	9
長尾 年恭 委員	26
掘 高峰 委員	45
松澤 暢 委員	64

有識者提供資料一覽

小泉 尚嗣 氏（独立行政法人 産業技術総合研究所活断層・ 地震研究センター 主幹研究員）	77
鷺谷 威 氏（名古屋大学減災連携研究センター・教授）	89

関係機関提供資料一覽

文部科学省	98
気象庁	108
気象研究所	137
国土地理院	186

委員提供資料

山岡 耕春 座長

提供資料

2009年ラクイラの地震と 実用的地震予測に関する国際委員会

Operational Earthquake Forecasting
State of Knowledge and Guidelines for Utilization
by
International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection
(ICEF)

名古屋大学環境学研究科地震火山研究センター
山岡耕春

Operational Earthquake Forecasting: State of Knowledge and Guidelines for Utilization

International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection

Thomas H. Jordan	(座長 南カリフォルニア大学)
Yun-Tai Chen	(中国地震局)
Paolo Gasparini,	(事務局 ナポリ大学)
Raul Madariaga	(パリ高等師範学校)
Ian Main	(エジンバラ大学)
Warner Marzocchi	(イタリア国立火山地球物理研究所)
Gerassimos Papadopoulos	(アテネ国立観測所)
Gennady Sobolev	(ロシア科学院)
Koshun Yamaoka	(名古屋大学)
Jochen Zschau	(ドイツ地球科学研究センター)

委員会設立の背景

2009.4.6 ラクイラ地震(Mw6.3)
死者約300、全半壊20000棟、避難65000人
活発な前震を伴っていた
地元の研究者のラドン観測による「地震予知発表」による混乱
INGVや市民安全局(DPC)による火消し情報

委員会のミッション

地震の短期予知と予測に関する知見の整理
大規模地震の地震ハザード確率評価の利用
大地震の有力な前兆現象を活用するためのガイドラインの提示

会議(主なもの)

2009. 5. 12-13 ラクイラ
2009. 8. 31-9. 2 ローマ
2009. 9. 30-10. 2 ラクイラ



最終報告書を2011.5.20 にDPCIに提出+公表
(Annals of Geophysics, 54,4,2011; doi:10.4401 / ag-5350)
サマリーと提言: 2009.10.2に記者発表

英訳は以下のサイトにある
http://www.protezionecivile.it/cms/attach/ex_sum_fi_nale_eng1.pdf

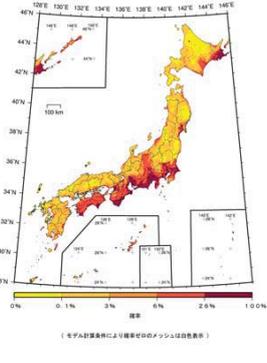
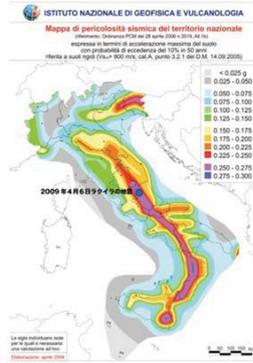
和訳は地震学会ニュースレター(Vol.21 No.6)に掲載

決定論から確率論へ

言葉の定義

予知: 決定論的 予測: 確率論的

地震の発生過程は大変複雑
 診断的前兆による決定論的予知は困難
 確率的・定量的予測が必要である



実用的地震予測の現状

実用的地震予測の目的

潜在的に起こりうる破壊的地震に先だてて意志決定できるように、地域社会に対し地震ハザードについての情報を提供すること

時間非依存の地震ハザードマップ

ギリシャ、イタリア、ロシア

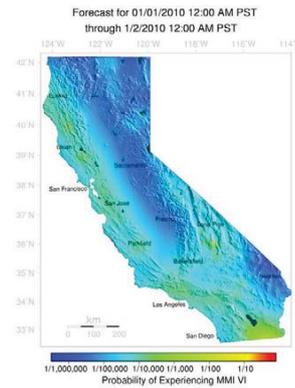
時間依存の地震ハザードマップ 日本、中国、米国

地震活動に基づく短期予測

カリフォルニア州

イタリアの地震ハザードマップ(INGV)

日本の地震ハザードマップ(地震本部)



カリフォルニア州の地震短期予測図(ETH, SCEC, USGS)

2

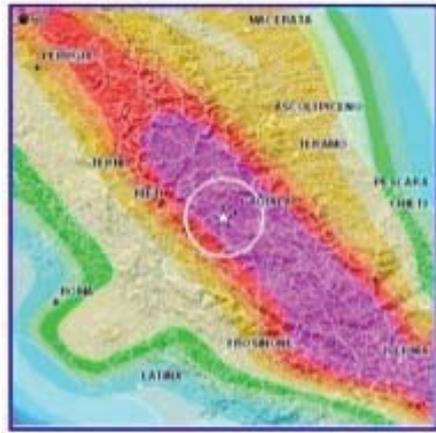
ICEFレポートの背景 — L'Aquila 地震

- 2009/6/3 3:32AM (Local Time)
- Abruzzo region 首都の L'Aquila 近傍が震源
- Mw 6.3
- 死者300人、被害家屋20000棟、65000人が家を失う
- 多くの歴史的建造物に被害

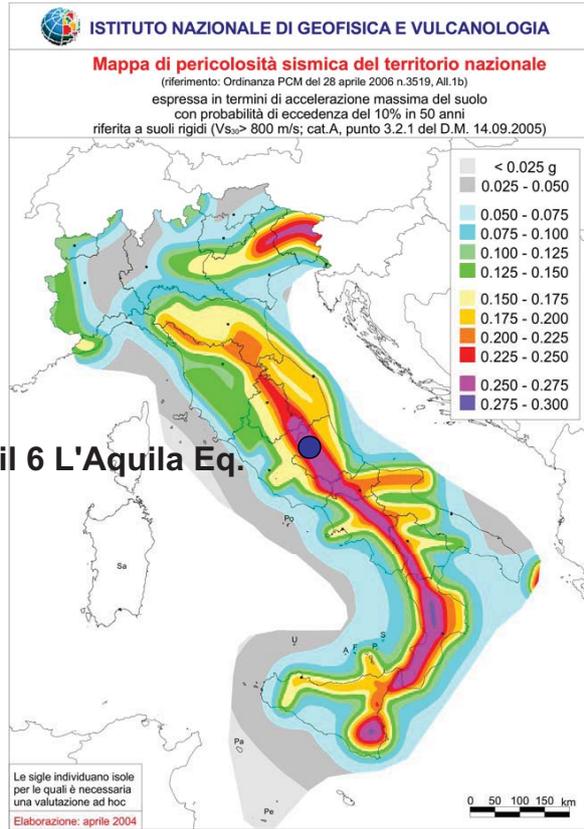


(ICEFレポートより)

3



April 6 L'Aquila Eq.



4

前震・本震・余震の震源分布

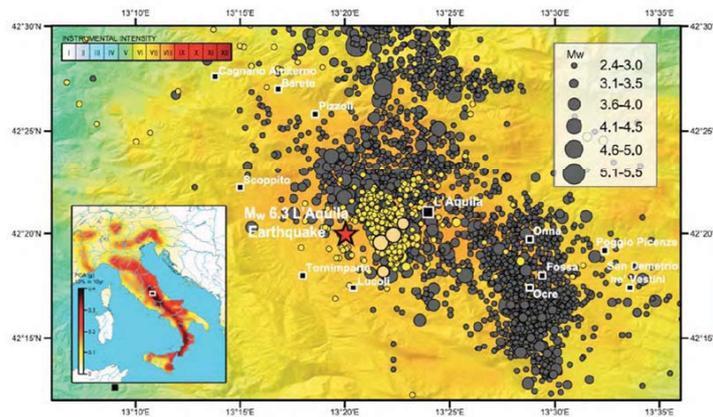


Figure 1.3. Map of the region affected by the 6 April 2009 L'Aquila M_w 6.3 earthquake (red star), including the ground motion predicted by the ShakeMap approach, the foreshocks between 1 November and 6 April (yellow), aftershocks between 6 April and 1 May (gray), and the settlements (black squares). Inset shows the national seismic hazard map [7] with the white box indicating the region in the main panel. Figure from van Stichhout et al. [267].

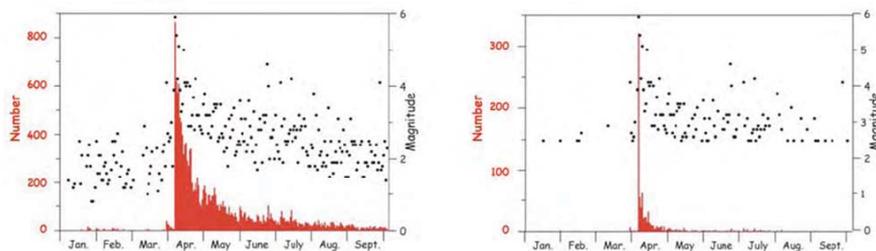


Figure 1.4. Time sequence of earthquakes in L'Aquila area from January 2009 through September 2009. (a) Total number of events located each day, in red (left scale); black dots show the highest magnitude event for each day (right scale). (b) Same plot filtered to include only events with magnitudes of 2.5 and greater. (Data from INGV.)

(ICEFレポートより)

5

ICEFレポートの背景 — 「地震予知」

- 2009年1月から群発地震が発生
- 住民は大地震発生を心配 → 学校の避難やその他対策がなされる
- 3月30日 M4.1, M3.5, M3.9の地震発生
- 地元の研究者がラドン観測を元に「地震予知」。社会的関心を集める。
- 3月31日にCGR(大規模災害対策委員会)が会合。「大きな地震につながる理由はない」と結論
- 4月6日 M6.3 L' Aquila earthquake



つきつけられた課題(ICEF reportより)

- 大きな地震と余震を予測するために最も良い科学的方法は何か
- 大地震を、防災に役立つ程度に短期的に予測することは可能か
- 地震の予測情報を、政府が防災に役立てるためにはどうしたらよいか
- どのように地震予測情報を流通させたらよいか

6

イタリア防災局(DPC)の諮問内容 と 国際委員会(ICEF)の方針

- 諮問内容
 - 現時点における、地震の予測と短期予知についての知見を整理する
 - 前兆現象(Forerunners)を防災にどのように役立てたらよいか。



- 検討方針
 - 地震予知と予測に関する科学の現状とそれらが防災に貢献できる程度を評価する
 - 地震が活発な国に於ける、実用的地震予測の現状を評価する
 - 新たな科学的知見を実用的な地震予測手法として使えるようにするためのロードマップを示す。
 - 平易な言葉で勧告を出す。

7

ICEFレポートの内容

まえがきから

Operational earthquake forecastingの考え方

1. 将来発生しうる被害地震に関する継続的な公式情報の更新
 2. 災害軽減対策のための公式情報の発信
- ・ 公式情報の無いところで、研究者と市民へ非公式の情報のやりとりがあり、混乱をまねく。
 - ・ イタリアの科学者はまさに実用的地震予測の必要性に迫られており、このレポートを作成した。
 - ・ *Cristechurch*や*Tohoku*の地震の前に執筆されたが、これらの地震も時間依存する地震ハザード情報の必要性を示している。

1. **Introduction (5ページ)**
2. **Science of Earthquake Forecasting and Prediction (28ページ)**
3. **Status of Operational Earthquake Forecasting (11ページ)**
 - 中国・ギリシャ・イタリア・日本・ロシア・アメリカ
4. **Key Findings and Recommendation (5ページ)**
 1. **Need for Probabilistic Earthquake Forecasting**
 2. **Earthquake Monitoring**
 3. **Research on Earthquake Predictability**
 4. **Development of Long Term Forecasting Models**
 5. **Development of Short-Term Forecasting Models**
 6. **Verification of Earthquake Forecasting Methods**
 7. **Utilization of Earthquake Forecasts**
 8. **Public Communication of Earthquake Information**
5. **Roadmap for Implementation (2ページ)**
 1. **Underway**
 2. **Outstanding Action**

8

国際委員会のDPCへの勧告

- A. 確率論的地震予測の活用
 - ・ 必要なインフラと専門的知識を取り入れるべき
- B. 地震のモニタリング
 - ・ DPCが地震学的・測地学的データを集められるようにすべき
 - ・ 震源とひずみ速度マップの適時な作成ができるようにする
 - ・ 地震発生プロセス研究のための「天然の実験場」を設立する機会を支援すべき
- C. 地震予知可能性
 - ・ 地震及び地震予知可能性に関する基礎研究プログラムを、バランスの取れた国家プログラムの一部として実施すべき
- D. 長期予測モデルの開発
 - ・ 時間非依存、時間依存の予測モデルを開発するための研究プログラムを継続すべき
- E. 短期予測モデルの開発
 - ・ DPCは余震を予測するための実用能力を配備すべき
 - ・ DPCは地震活動の変化に基づく地震予測手法の開発を支援すべき
- F. 実用予測手法の検証
 - ・ データと照合した科学的検証を後ろ向きと前向きの両方に対して行うべき
 - ・ 地震予測手法の前向き試験のための国際インフラを検証ツールとして利用すべき
- G. 地震予測の活用
 - ・ 予測手法の評価と解釈のため、専門家等による独立した委員会を創設すべき
 - ・ 地震確率が閾値を超えた際に取りべき防災行動を含めた意志決定のために、定量的で透明性のある手順を確立すべき
- H. 一般市民への地震情報の伝達
 - ・ 情報伝達に関する社会科学的原则に従い、確率的地震予測に関する情報を継続的に伝えるべき

9

「提案」の考え方(抜粋)

- 予知と予測を定義する
 - Prediction(予知) = 決定論的
 - Forecast(予測) = 確率的
- 予測は確率が用いられるべきである
 - 決定論的予知は困難である
 - 信頼できる診断的前兆現象(Diagnostic Precursor)は見つかっていない
 - それでも基礎的研究は継続すべきである
 - 「ゆっくりとした動き」に注目すべき
- 実用的予測モデルは長期的地震ハザード予測に比較して確率利得のあるモデルでなければならない
 - 予測法の評価基準が必要
 - Retrospectiveに加えprospective評価が重要
- 予測の評価
 - 「場所」「規模」「時期」の範囲を決め、予測の成績を評価する
 - 「長期評価(予測)=固有地震モデル and/or GR」に対して確率利得があることを示す
 - 基準を決め、将来予測で評価する
 - (ゲームの途中でルールを変えない)

10

各国の状況

- | イタリア | 中国 |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none">• 防災のため公式の地震情報を出す組織は<ul style="list-style-type: none">- Department of Civil Protection (DPC)- 地方レベルでは対処できない災害に対応する- 科学的評価はCGR(National Commission for the Prediction and Prevention of Major Hazards)が担当<ul style="list-style-type: none">• 21人の委員(地震・核・火山・風水害・化学・運輸・文化遺産・健康被害に対応)- 地震・火山の観測・研究はINGV(Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia)が担当<ul style="list-style-type: none">• 地震や火山の観測• 地震や火山ハザードの評価(地震ハザードマップの作成など)• どのような実用的予測がなされているか<ul style="list-style-type: none">- Long-term seismic hazard map (2004)<ul style="list-style-type: none">• 建築基準法(2008)の作成の基礎データとなる• 地震活動・地震発生可能性・地震波エネルギー伝達を考慮• 時間に依存しないハザードマップ(地震発生はポアソン過程)• 活断層調査は進行中• どのように市民に伝えられるか<ul style="list-style-type: none">- Webによる情報公開(地震ハザードマップ)• どのような発展が期待されるか | <ul style="list-style-type: none">• 防災のため公式の地震情報を出す組織は<ul style="list-style-type: none">- China Earthquake Administration (CEA)- 年1回の会議で各種観測データの評価と予測• どのような実用的予測がなされているか<ul style="list-style-type: none">- 長期・中期・短期・直前予測を行っている- Seismic Intensity Zonation Map (ver.3)- 各種観測データを用い、経験による地震予知• どのように市民に伝えられるか<ul style="list-style-type: none">- Act on the Management of Earthquake Prediction- 地震予知・予測の手続きを定める- 専門家の役割と非専門家の地震予知による社会コストを抑える• どのような発展が期待されるか<ul style="list-style-type: none">- 地震予知の難しさに直面- 観測データによる地震の理解をすすめる |

11

各国の状況

ギリシャ

- 防災のため公式の地震情報を出す組織は
 - Earthquake Planning and Protection Organization (EPPO)
 - 地震対策の基本方針、地震の予知・予測の評価
 - VAN予知に対応するため、政府はEPPOのもとに科学的地震災害・リスク評価委員会を設置(1992)
- どのような実用的予測がなされているか
 - 時間に依存しない地震ハザード予測と、それにもとづいた耐震基準
 - 予知・予測に関する公式なしくみはない
 - 研究レベルの予知はEPPOに提出される→委員会で評価・勧告
 1. 観測・解析の強化
 2. 地元の地震危機管理体制の強化
 - 論文に掲載された「地震予知=2007-2008年に〇〇でM7の地震が起きる」を評価した→「この予知は実用性に乏しいものの、観測は強化すべき。」と結論
- どのように市民に伝えられるか
- どのような発展が期待されるか

ロシア

- 防災のため公式の地震情報を出す組織は
 - Russian Expert Council for Earthquake prediction and Earthquake Hazard Assessment (REC)
- どのような実用的予測がなされているか
 - ロシアでは地震予知・予測手法の開発研究がさかんである。例)M8, RTL
 - 法律に則ったルートで「予知情報」が政府に伝えられる。
 - 「Kamchatka地域の地震に備える」計画
 - 2008-2103年にPetropavlovsk-kamchatskiyにM>7.5以上の地震が発生する確率は50%
 - Modified M8 → 660km x 660km の範囲で1993-1998にM>7.5の地震が起きる可能性の高い場所 (Zone of High Probability) ... <予測情報提出の20ヶ月後に地震発生>
- どのように市民に伝えられるか
 - 地域の委員会が科学委員会とともに予知情報の評価が行われる
 - RECに情報提供(実は、誰でも提供できる)
 - 実際に市民に伝達されることは希である
- どのような発展が期待されるか
 - Russian Academy of Scienceにより基礎的研究と観測が推進される

12

各国の状況

米国

- 防災のため公式の地震情報を出す組織は
 - USGS
 - 観測・ハザード評価・地震予測の責任機関
 - Natinal Earthquake Prediction Evaluation Council (NEPEC)が1978年に設立
 - 1990年代から不活発、2006年から再活動
 - CalEMA California Emergency Management Agency
 - CEPEC California Earthquake Prediction Evaluation Council
- どのような実用的予測がなされているか
 - National Seismic Hazard Map Project (NSHMP) — 連邦レベル
 - 建築基準法・保険料率・重要構造物・地震被害研究・耐震改修優先順位・土地利用計画の規準となっている
 - 時間に依存しないハザードマップ
 - UCERF2 (カリフォルニアのハザードマップ — 時間依存+時間非依存のハザードマップ)
 - 連邦レベルでは、確立した手順はない
 - カリフォルニア州では、CEPECが試行。
 - 3日間の地震発生確率を4つのランクD(0-0.1%), C(1-5%), B(5-25%), A(>25%) で評価。
 - 2009年3月M4.8のあと、SAFの南端にレベルCを出した。
- どのように市民に伝えられるか
 - CEPEC – CalEMAについては、きちんとした手順は決まっていない。
 - STEP(Short-Term Earthquake Probability)はWebで公開 (2005-)
 - 余震による地震動確率情報サービス
 - 場合によっては確率利得が10-100倍になることも
- どのような発展が期待されるか
 - UCERF3

13

委員提供資料

井出 哲 委員

提供資料

震源動的破壊過程の研究に基づく 地震予測の難しさについて

井出哲 (東大・理)



Dept. Earth Planetary Science
Earthquake Science Lab.

1

Dept. Earth Planetary Science - Earthquake Science Lab.

地震の予測はなぜ難しいか？

- ▶ 決定論的カオスの問題
 - バネーブロック系での実証
- ▶ そもそも決定論的でさえない事実
 - 密度、弾性定数・・・見かけ上小さい誤差で求められる
 - 応力、摩擦法則・・・本質的にマクロ量、ミクロに扱くと量子統計
- ▶ 大地震と小地震に差がない(かもしれない)
 - 「準備過程」があれば・・・は期待に過ぎない
 - 地震の前には「プレスリップ」が起きる・・・とは限らない

観測でわかる大小地震の相似性

- ▶ 地震時のエネルギー分配様式は大地震と微小地震の間に有意な差がない
- ▶ 断層での破壊すべりの時間発展は(その元になる観測地震波も)、大地震でも微小地震でも複雑 subevents, directivity, subshear rupture
- ▶ 地震には「初期フェーズ」があり、その長さは破壊継続時間に比例
- ▶ 「初期フェーズ」の破壊過程は小地震の破壊過程に類似

地震の(自己)相似性

Kanamori & Anderson (1975, JGR)

断層長さ L

破壊継続時間 T

断層幅 W

1次元スケールがすべて比例するなら相似形

断層すべり D

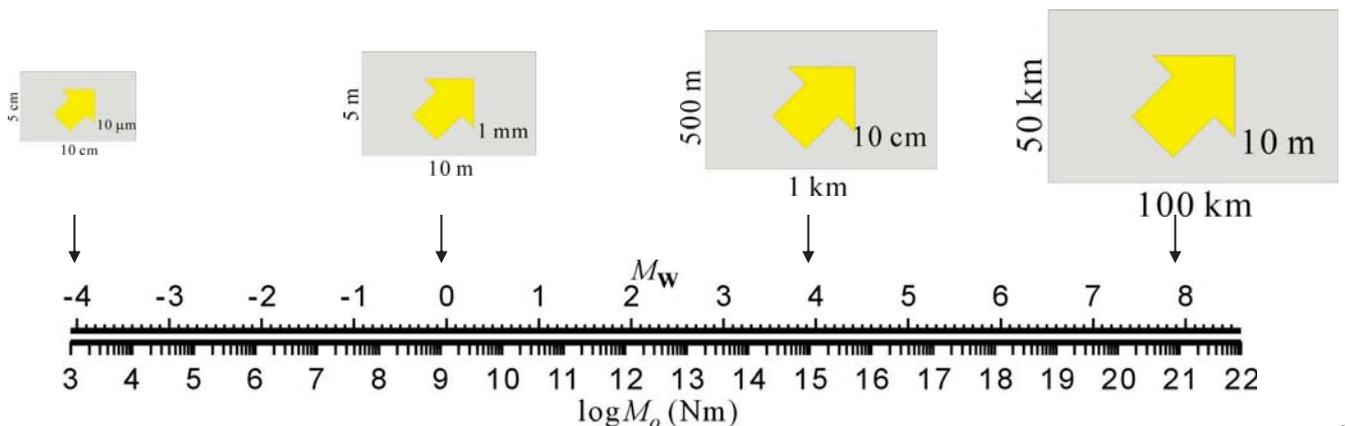
$$L \propto W \propto D \propto T$$

応力降下量 一定

破壊伝播速度 一定

$$\text{面積 } S \propto L^2$$

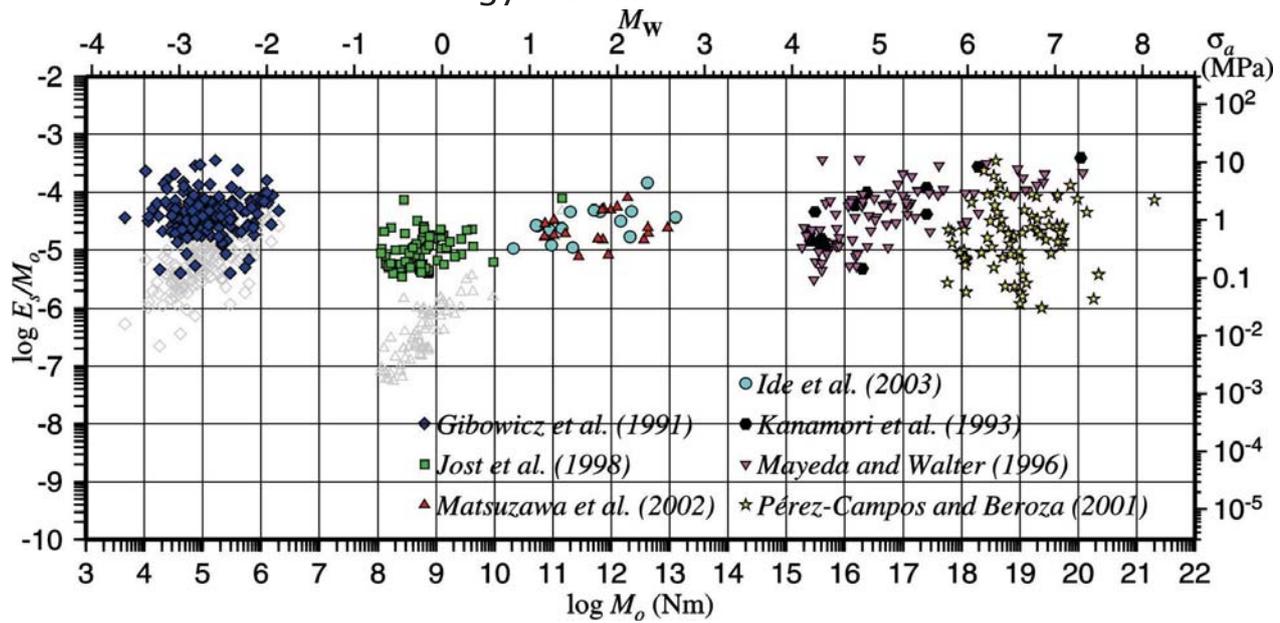
$$\text{地震モーメント } M_0 = \text{rigidity} \times DLW \propto L^3$$





Es / Mo scaling

Seismic energy vs. seismic moment



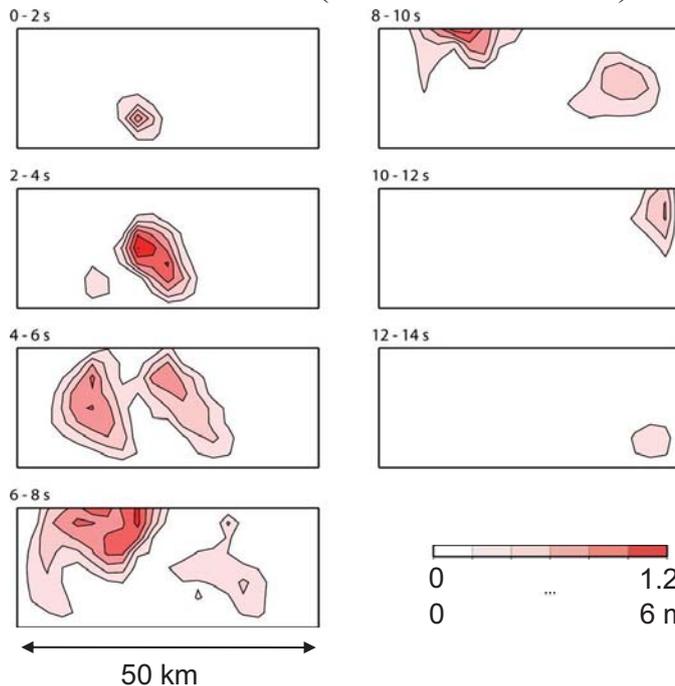
after Ide and Beroza (2001, GRL)

エネルギーの分配(歪解放=地震波+破壊+摩擦)は大地震でも小地震でも同じ？

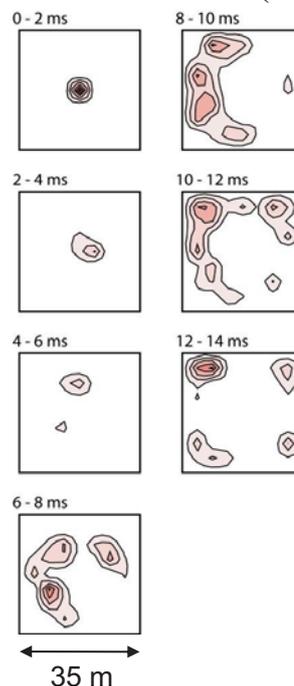


Kobe EQ and microEQ in SA

1995 Kobe Mw6.8 (Ide and Takeo 1997)

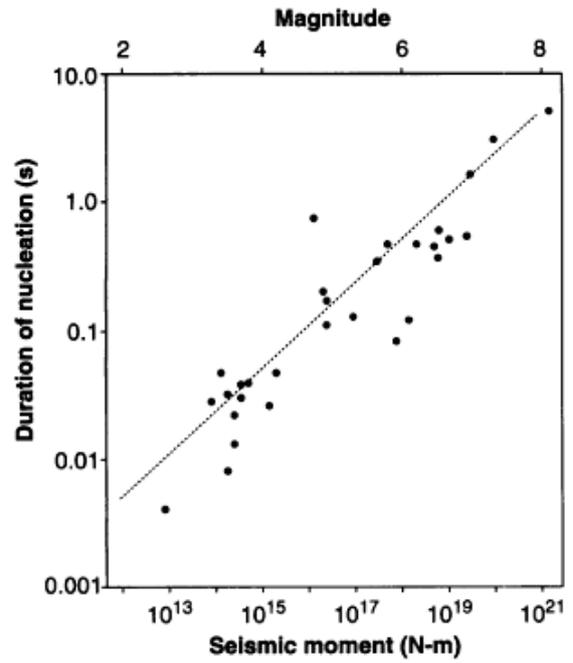
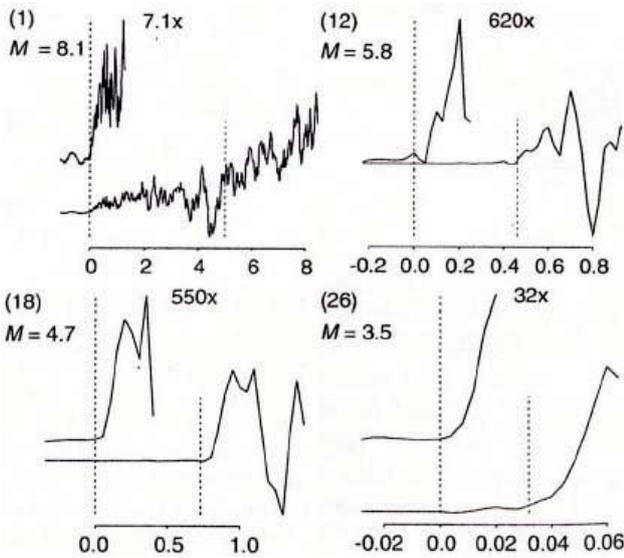


SA mine Mw1.4 (Yamada et al., 2004)



すべりモデルはどれも複雑、定数倍？

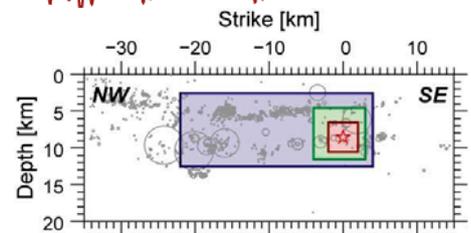
初期フェーズ



大きい地震ほど長い「初期フェーズ」?

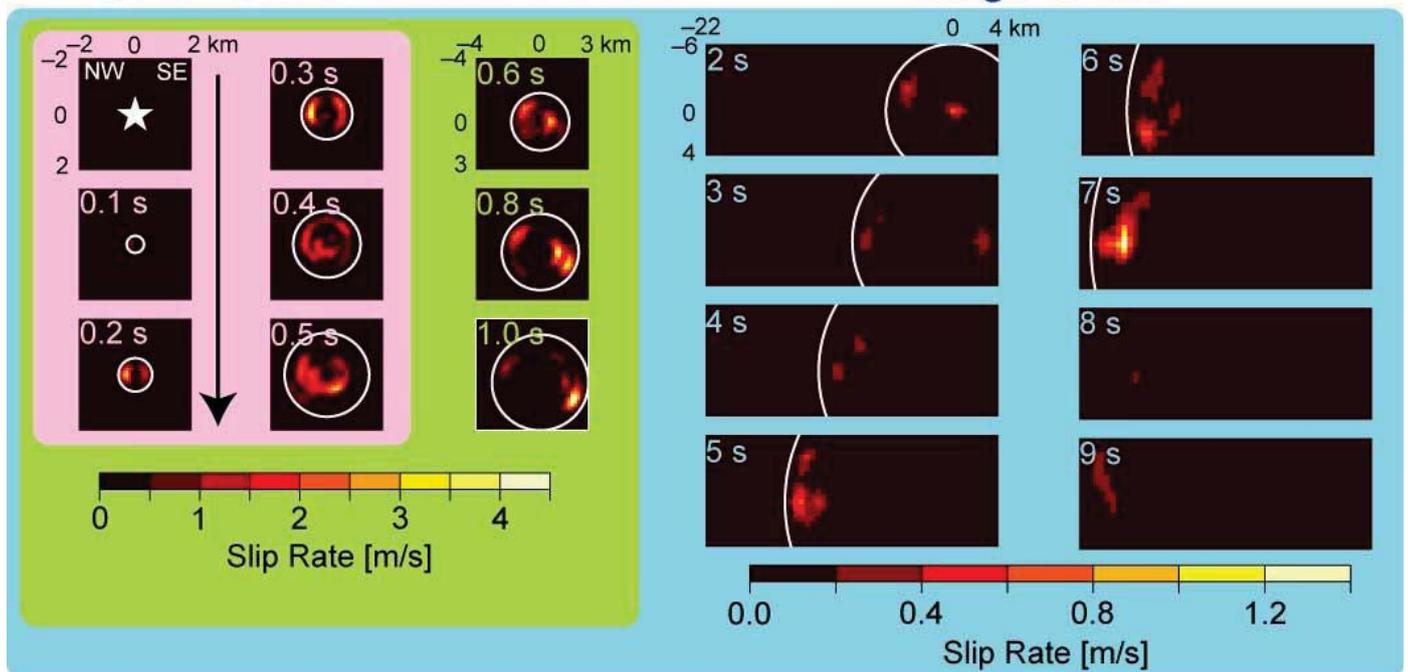
Ellsworth and Beroza (1995, Science)

Multiscale model for 2004 Parkfield (M6)



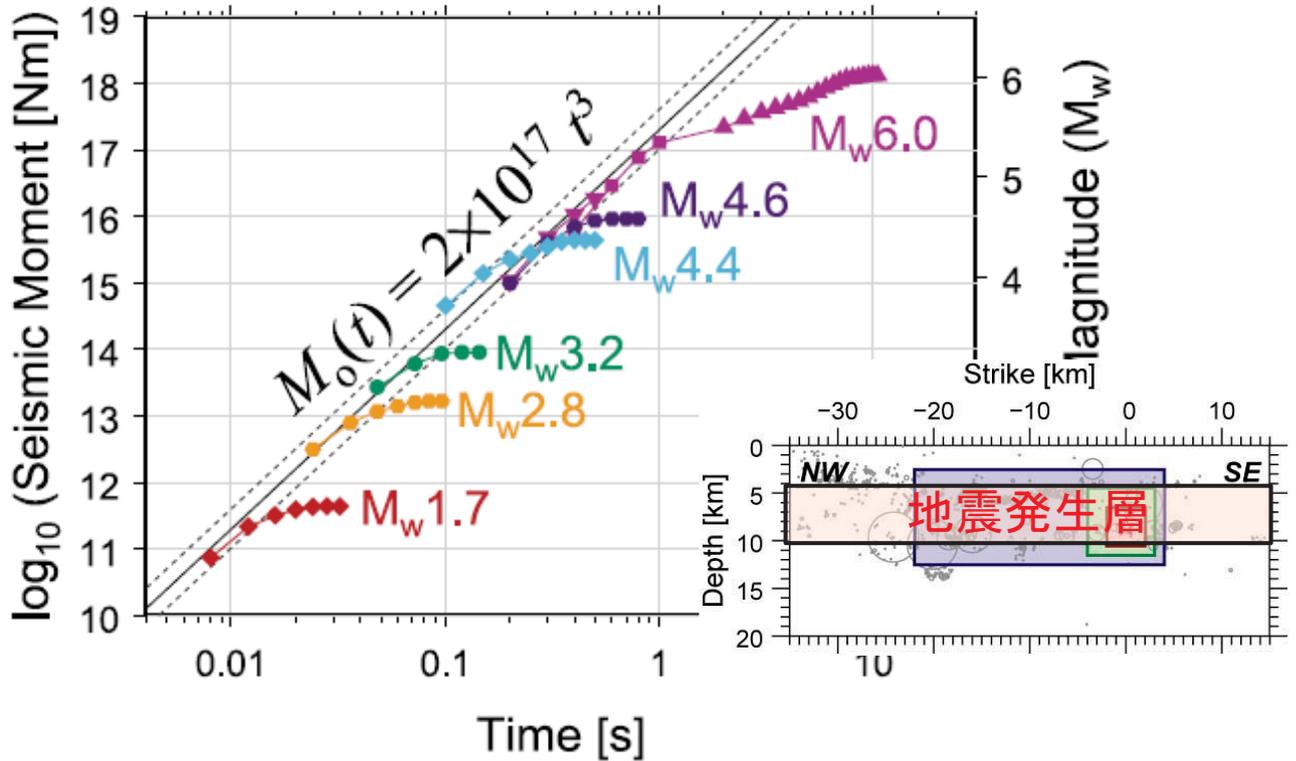
Small Scale Medium Scale

Large Scale



(Uchide et al., 2009) 8

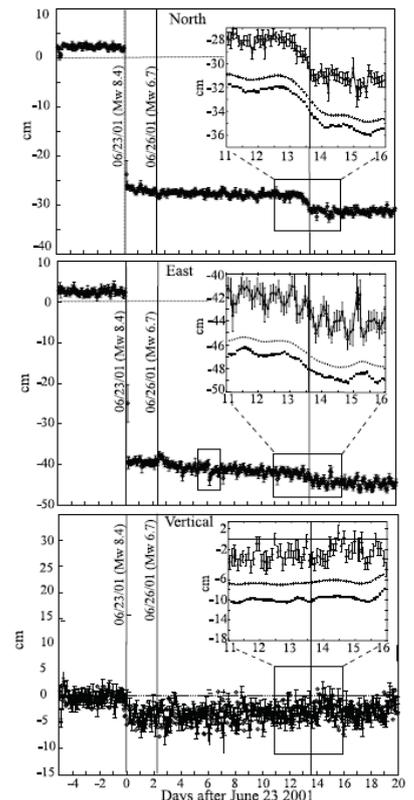
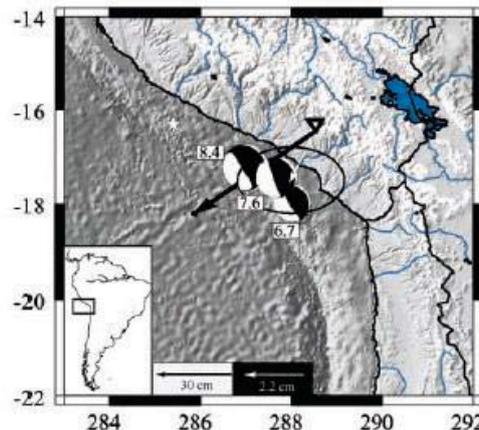
Scale-independent rupture growth



Uchide & Ide, (2010, JGR)

プレスリップはなぜ見えないか

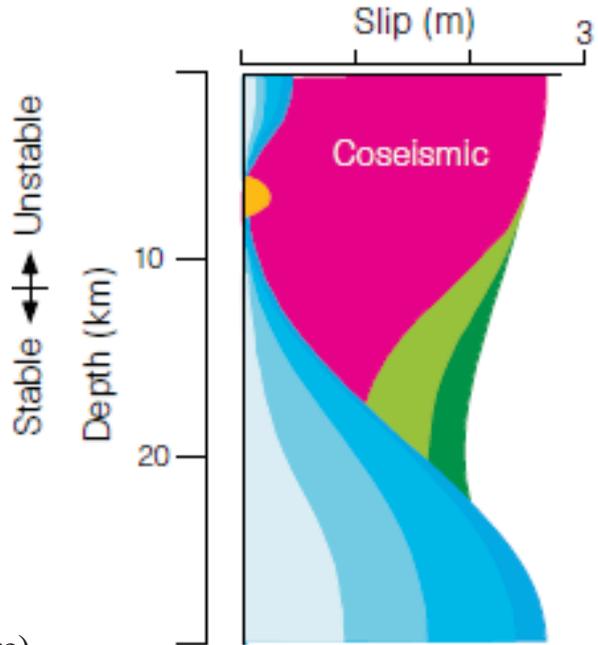
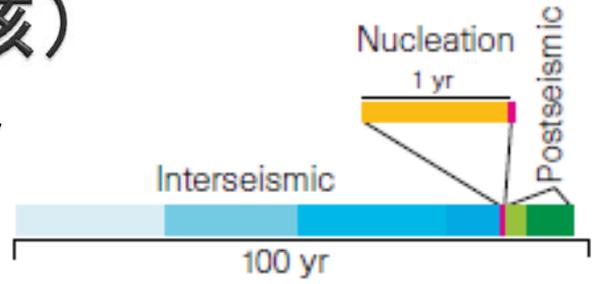
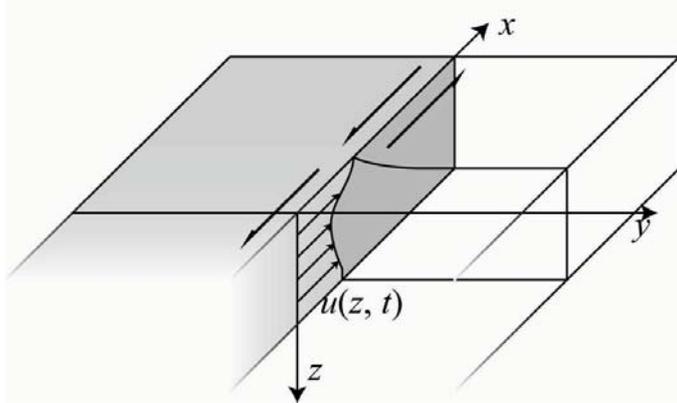
- ▶ なぜプレスリップは見えるのか
- ▶ 本来考えなければいけないこと



Melbourne and Webb (2002)

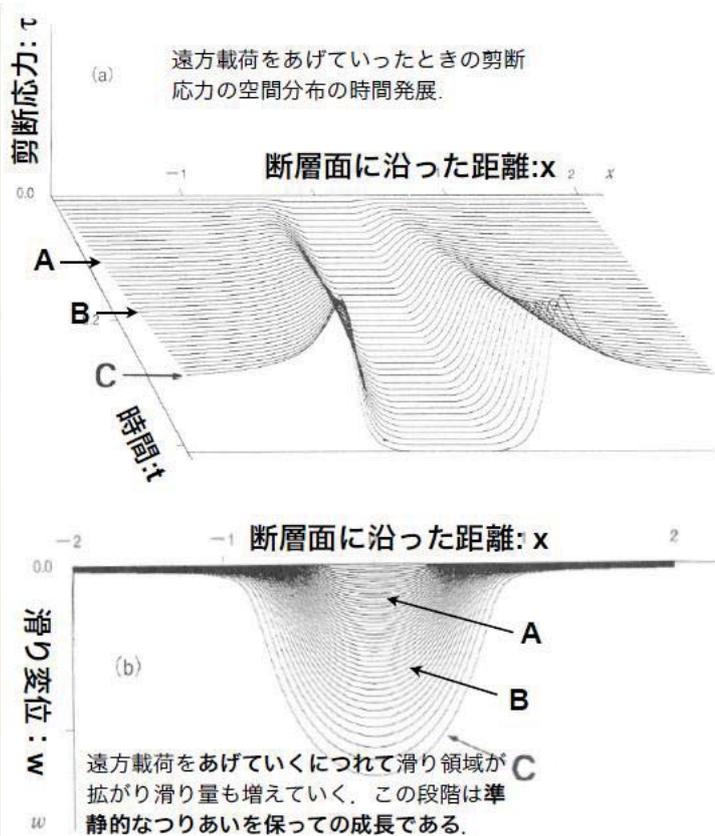
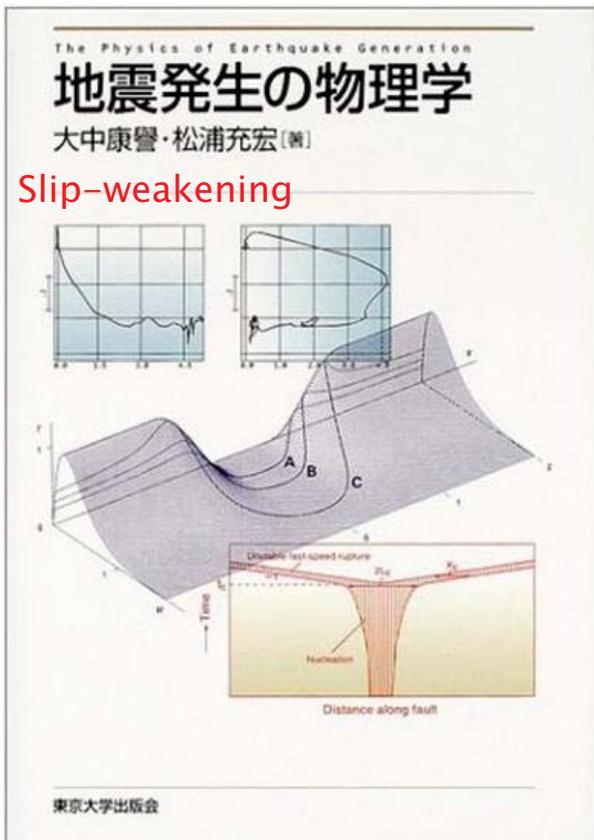
プレスリップ(震源核)

- ▶ Rate-State Friction Law
- ▶ 地震サイクル



Tse and Rice (1986, JGR), Scholz (1998, Nature)

Nucleation in numerical models

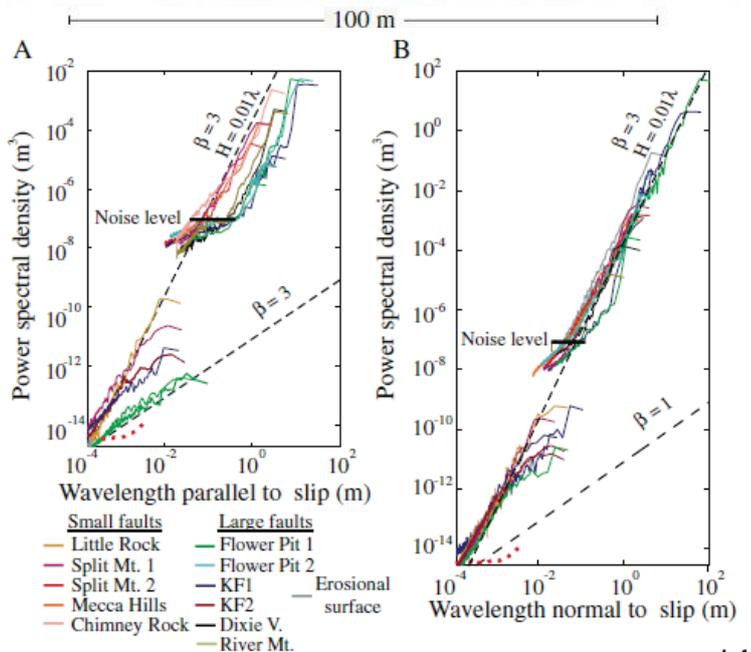
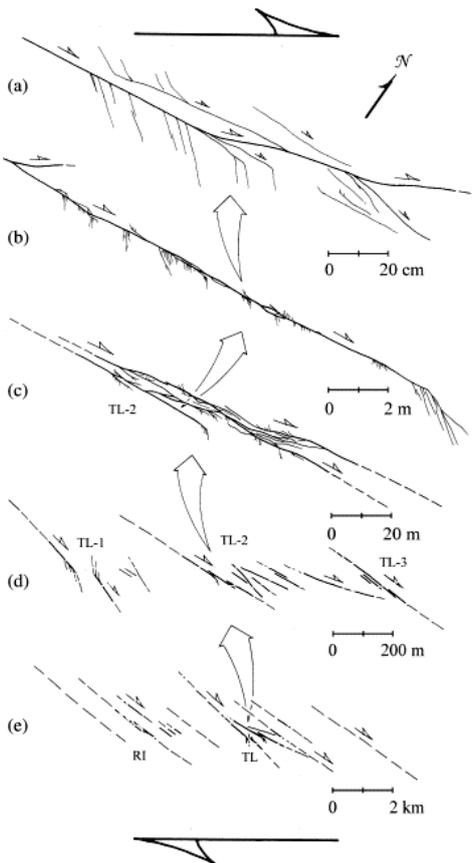


大きなプレスリップが起きるのは・・・

- ▶ 震源核サイズ $\propto D_c$ (多くは一定)
 - 計算可能な $D_c \propto$ 時空間グリッドサイズ
~?
- ▶ 小さい D_c なら小さいプレスリップ、大きい D_c なら大きいプレスリップ
- ▶ 大地震のシミュレーションでは計算機能力の制約で大きなグリッドサイズを使う必要有り
→ いつも大きなプレスリップが起きる

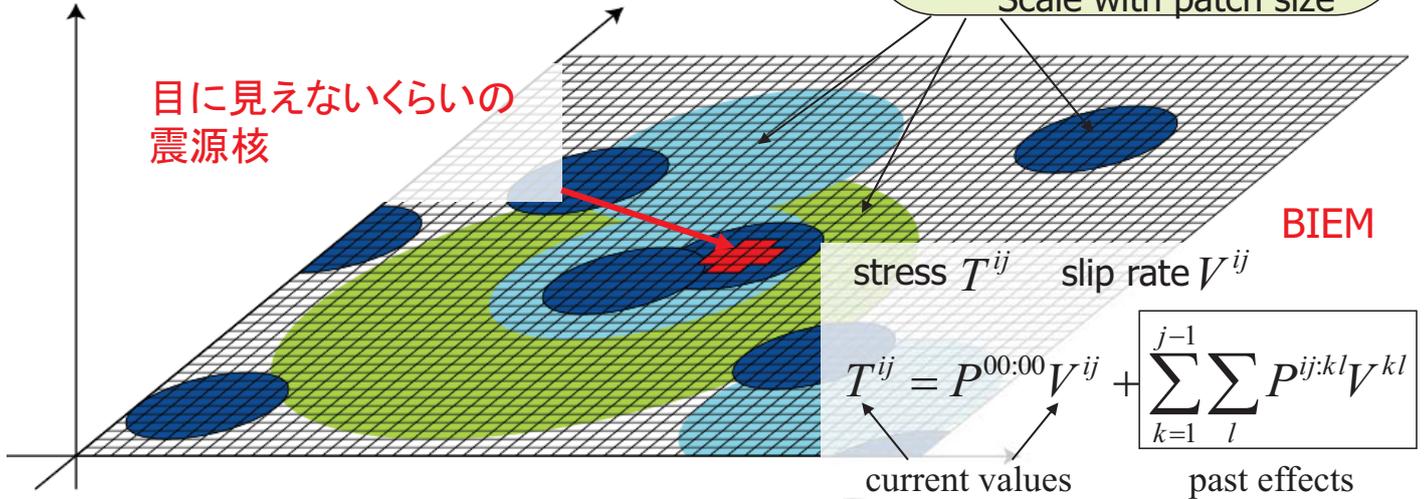
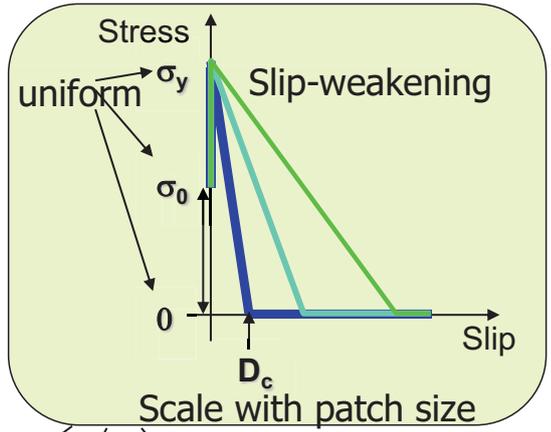
13

断層面の D_c は一定の大きな値なのか？



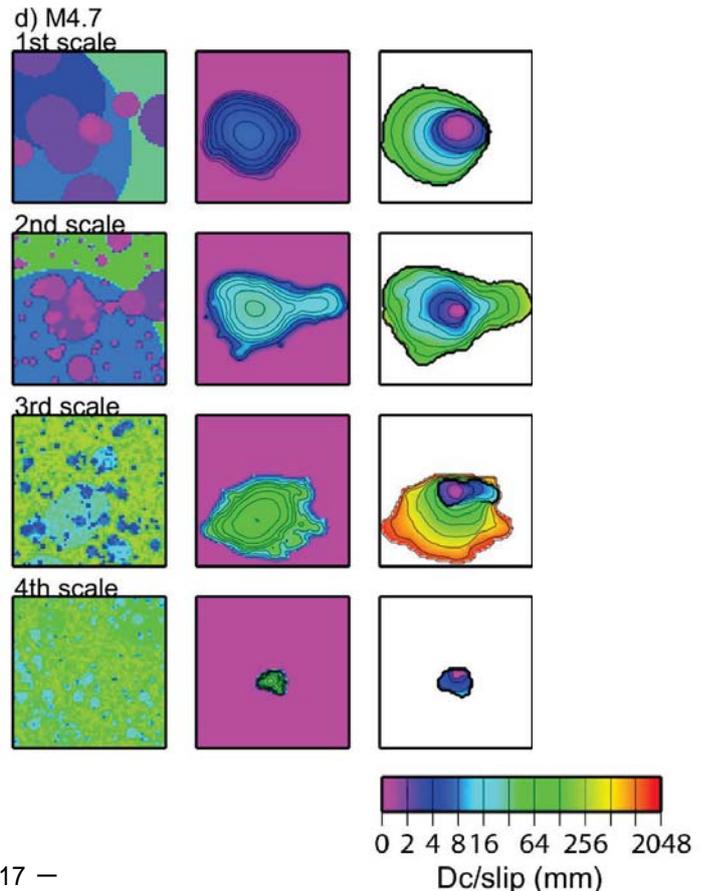
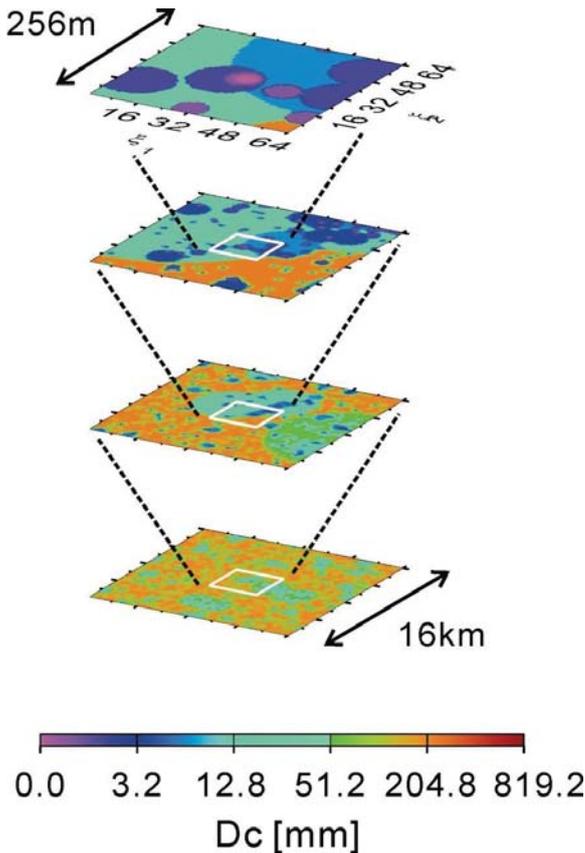
3D Fractal Patch Model (Ide and Aochi, 2005)

- ▶ 3D無限媒質中の円形クラック分布
 - 多数の小円と少しの大円(フラクタル的)
 - 統計的には自己相似的
- ▶ Slip-weakening摩擦則
 - 円の径に比例した D_c
 - 応力状態一様



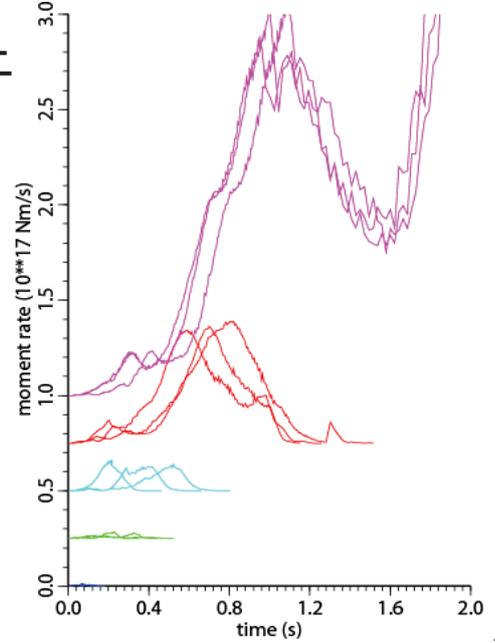
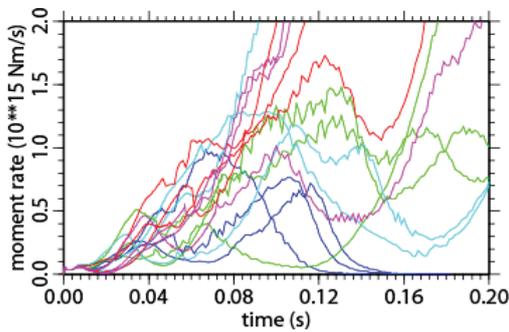
Example of dynamic rupture

Aochi and Ide (2004, GRL), Ide and Aochi (2005, JGR)



階層的不均質モデル

- ▶ 破壊エネルギーが何オーダーも空間的に変化
 - 目に見えるような初期破壊核は不要(動的連鎖)
 - 初期フェーズのようなモーメント解放
 - 終端速度に達しない破壊伝播&停止
 - 自己相似的ふるまい

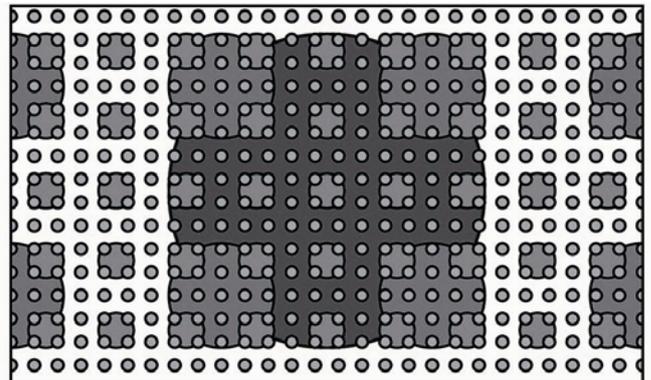
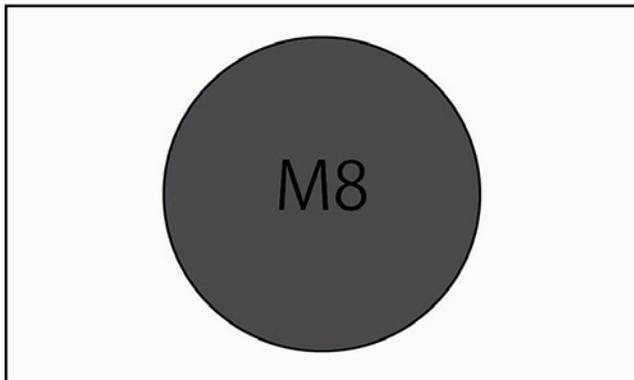


17

地震モデル: 2つのエンドメンバー

固有地震的アスペリティモデル

階層的不均質断層モデル



プレスリップ見える

プレスリップ見えない

実際の地震はこの間に位置する

さらにスロースリップや非弾性応答もあり

日本地震学会 秋季大会特別シンポジウム 行動計画「2012」 についての状況紹介

日本地震学会2012年秋季大会特別シンポジウム 「ブループリント」50周年—地震研究の歩みと今後

- 5月に課題募集

地震学会において重要と考えられる課題(学術的課題に限らず)について招待講演・一般講演や 討論を行い, 成果を何らかの形で公表する→企画1件、そのまま採用

- 実行委員会

ゲラーロバート(委員長)、井出哲、小原一成、津村健四郎、松浦律子

- 平成24年10月16日(火) 16:00-20:00

地震学会行動計画2012

- 平成24年度理事会(理事15名幹事3名)
加藤照之(会長)、西澤あずさ(副会長)、モリジェームズジロウ(副会長)、岡元太郎(常務理事)、井出哲、岡本義雄、香川敬生、加藤尚之、小泉尚嗣、関口渉次、武田哲也、田所敬一、堀川晴央、松原誠、八木勇治、川崎一朗(監事)、平原和朗(監事)、鈴木善和(監事)
- 平成24年10月17日(水)公表、19日(木)説明会、23日(火)web公開

2

秋季大会特別シンポジウム

- 津村建四郎(地震予知総合研究振興会)
– 「ブループリント」と「地震予知計画」—成果と問題点再考—
- 平田直(東京大学地震研究所)
– 地震予知のための観測研究の歩み—阪神・淡路大震災以降
- ロバート・ゲラー(東京大学大学院理学系研究科)
– 避けて通れない予知研究の総括
- 金森博雄(Caltech)
– ブループリントの目的と将来の方向
- 日野亮太(東北大学大学院理学研究科)
– 海陸統合観測網の時代～青写真と現実～
- 中谷正生(東京大学地震研究所)
– 地震発生物理と前兆現象

3

総合討論での論点

- ブループリントの時点での問題設定や見通しに関してはほぼ問題がない Yes 90%
- それから50年間に適切な見直しがあったか疑問 Yes 50%
- 研究進展(観測網整備、統計学進展)によって生じた状況変化 Yes 99%
- 確率的予測の高度化は現実的目標、直前予知も可能性は0ではないが副産物的 Yes 70%
- どうしたら研究予算を正当化する意義を示し、国民の支援を受けることができるか？

4

シンポジウムに対する報道(10/16)

毎日新聞

地震学会:予知研究の見直し求める声も 函館でシンポ

「…議論は平行線をたどった。」

産経ニュース

「前兆現象で発生の事前特定は困難」 地震学会シンポ

「これまでの地震予知のあり方に否定的な認識でほぼ一致する異例の事態となった。」

NHK

地震の「予測」将来は可能に

「地震を「予知」できるかどうかについては専門家の間で意見が分かれていましたが、時期や場所をある程度絞り込む「予測」は、将来、可能になるという意見が大勢を占めました。」

5

地震学会行動計画2012

- 行動計画作成に至る過程
 - 2011年地震学会秋季大会特別シンポジウム「地震学の今を問う—東北地方太平洋沖地震の発生を受けて」
 - 東北地方太平洋沖地震臨時対応委員会提言
 - 地震学会モノグラフ第一巻「地震学の今を問う」
 - 2012年連合大会ユニオンセッション「地震学の今後へ向けて」

6

地震学会を改革すべき点

- 1) 会員間の議論の場や機会を設けること
- 2) 地震・津波防災に関連する他学会との連携の枠組み作り
- 3) 国家によるプロジェクトに関する学会における議論の場の提供
- 4) “地震予知”への取り組みを見直すこと
- 5) 社会に対して、“等身大”の地震学の現状を伝えていくこと
- 6) 委員会構成の再検討
- 7) 学術情報発信のあり方を検討すること
- 8) 会員数減少に対する対策をとること

7

はじめに：“地震予知”

- “地震予知”研究に対する批判
- 引用符付きの“地震予知”とは・・・
 - 場所, 大きさ, 時間を特定して地震の発生を事前に予測すること(かなり漠然とした定義)
 - 現状で適切でないことは後述
- 1995年の兵庫県南部地震後の状況の再現？
 - 地震学の現状を社会に伝えるために, 各種委員会、事業によるアウトリーチ活動を開始
 - “地震予知”への対応
「地震予知検討委員会」
 - “地震予知”に対する社会からの過剰な期待に対しても現状を適切に説明することができなかった？

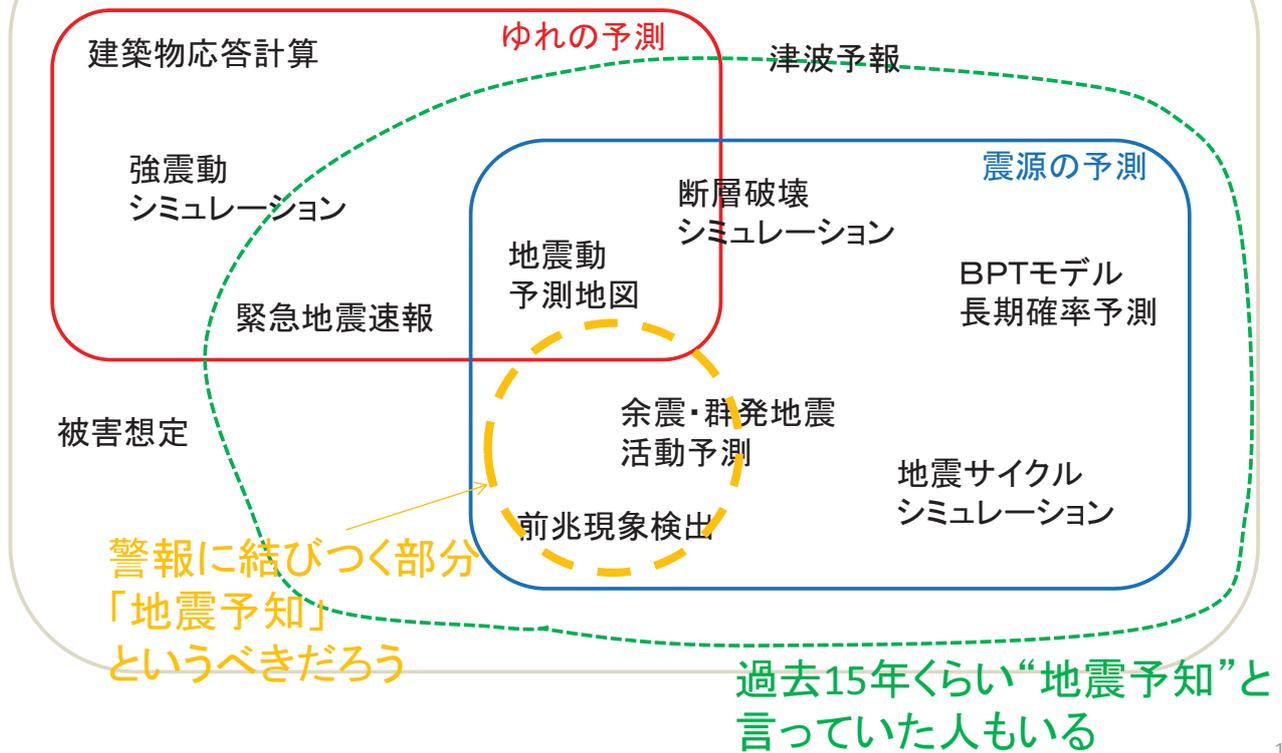
8

4) “地震予知”への取り組みを見直すこと

- 東北沖地震後に批判された“地震予知”
 - 多くは長期予測に関するもの
 - 直前予知に対する誤解も含まれるかもしれない
- ラクイラの報告書・・・国際的コンセンサス
地震の予測
 - (1)警報につながる確度の高いもの
(deterministic prediction) **地震予知**
 - (2)確率で表現され日常的に公表可能なもの
(probabilistic forecast) **より一般的な地震の予測**

9

地震に関する様々な予測問題



10

5) 社会に対して、“等身大”の地震学の現状を伝えていくこと

- 科学技術・学術審議会による報告(平成24年8月)
 - 社会との対話など多様な手段により、自ら積極的に社会に学ぶことで「社会リテラシー」を向上させ、社会の要請を十分に認識するとともに、自ら社会との関わり的重要性について認識する必要がある
 - 現状を国民に対して丁寧に説明するとともに、科学的見地から、自然災害に対して適切な防災対策がとられるよう、助言を行う取組が必要である
- アウトリーチ活動を中心的な活動として位置づけ、様々な企画・活動を戦略的に進める
- 「地震予知検討委員会(名称変更)」「普及行事委員会」「強震動委員会」「広報委員会」「学校教育委員会」の連携により「地震学を社会に伝えるワーキンググループ」創設

11

報道の例1

朝日新聞

地震予知は「用語的に不適切」 学会が検討委員会廃止へ

地震発生前に警報を出す「予知」の目標と地震学の実力差は大きく、委員会の名称は「用語的に不適切」と判断

日経新聞

「地震予知」の用語、使い方見直しへ 日本地震学会

地震直前の現象をとらえて警報を出すのは現在の研究水準では困難と認識。「地震予知検討委員会」が予知ができると連想させるとして名称を改める。

NHK

“地震予知困難”「予測」と使い分け

現在の地震学では、時間と場所と大きさを特定する地震予知は非常に困難で、予知できるという誤解を与えないよう、予知と予測ということばを使い分けるよう努めていく

12

報道の例2

毎日新聞

社説:地震学 「予測」の限界も語れ

「地震予知」は現時点で非常に困難

「確率的な予測」の意味で「予知」という言葉を使わない

以上は当然だが、言葉遣いを変えれば事足りるというものではない

「社会に対して、等身大の地震学の現状を伝えていくこと」が大事なことだ

産経新聞

主張:地震学会 予知に依存しない防災を

発生前に警報を出す「予知」について「現在の地震学では非常に困難」である

地震学の現状に即した社会貢献を実現するためには、国民に過度の期待を抱かせる「予知」という言葉を使わない方がよいと判断した。妥当な見解といえる。

「予知は難しいが、地震学は社会に貢献できる」ことを国民に示す必要がある。

13

委員提供資料

長尾 年恭 委員

提供資料

電磁気学的な先行現象研究の 過去・現在・未来

2012年9月13日

東海大学地震予知研究センター
長尾年恭

1

結 論

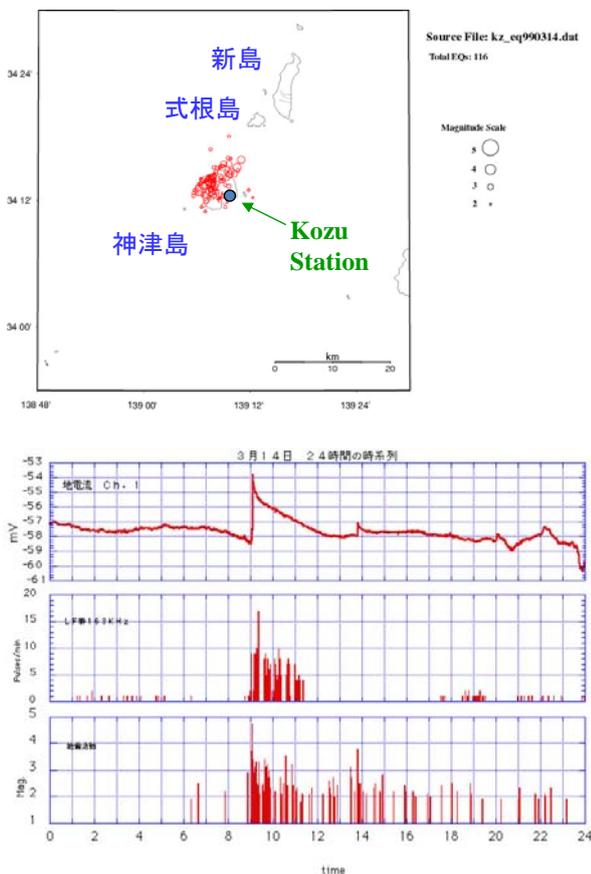
- 地震に先行する電磁気現象は存在する可能性が極めて高い(JGR等に統計的評価論文多数)
- 複数の周波数帯で異なる先行時間の先行現象が観測されていると考えられる
 - 電磁現象発現メカニズムは複数存在する
- 先行時間は数ヶ月から直前まで
- マグニチュードとの関係については、ギリシャのVAN法以外は、定量的な関係を見いだせているとは言えない
- そのほとんどは偶然発見されたもの
- 今後発生する南海トラフ沿い巨大地震の人的被害を考えると、直前予知研究(先行現象研究)は**驚異的なコスト・パフォーマンス**を持つ。1年1億円×10年程度の予算で短期予知が成功すれば、その効果は計り知れない

2

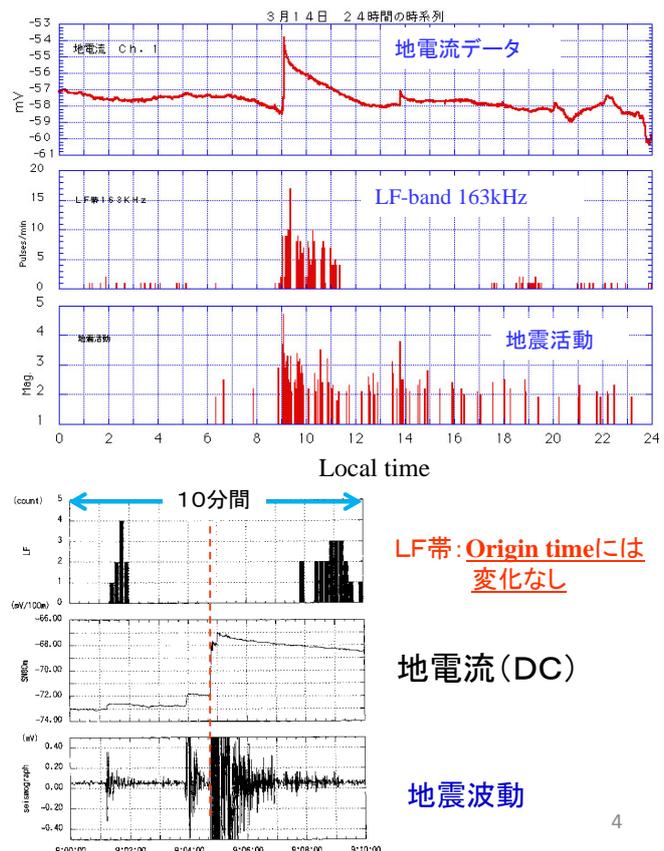
問題点

- 統計的有意性が示されているのは、電離層異常に関するものだけ (地上観測関係は事例が少ない)
- 電磁現象発現メカニズムには、マイクロクラック(微小破壊)を必要とするものが多い
 - マイクロクラックであれば地震計で観測可能
- (本震時に電磁異常が観測されない)
 - 最大の応力変化とは無関係
- 真の意味での電磁気学的先行現象の基礎研究の推進が困難な状況となっている(科研費の細目には「地震予知」は存在しない)

3



EQ990314 神津島直下



4

課題・今後の方針

- 地震と電磁現象の関係解明(あたりまえ)
- 統計物理学の知見の導入(臨界現象, 長距離相関, 地震現象を第二種相転移とする等の考え方)
- 電磁気学的な地震誘発の可能性研究
 - 地震現象と電磁現象をつなぐミッシングリングか
- 小型衛星観測の推進(GPS掩蔽観測含む)
- 電磁現象発現メカニズム解明のための実験
- GPS-TEC観測等の統計的有意性の研究推進
- 地震電磁気研究者への「地震学」「固体地球電磁気学」の啓発

5

文書に記載された最初の例？

地震の前にラジオに雑音が入る!

→ 1945年の三河地震(M6.8)

当時は第2次大戦中であり, 空襲警報を聞くためにラジオの電源が常に入っていた. 余震の前にはラジオに雑音が入るので, 地震の発生を前もって予測できた.

1979年, ソ連によるアフガニスタン侵攻

→ ソ連軍はNATOの攻撃から身を守るため全天をレーダーで監視

→ 突然, ものすごい妨害電波を観測

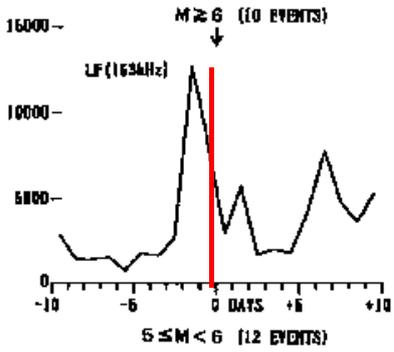
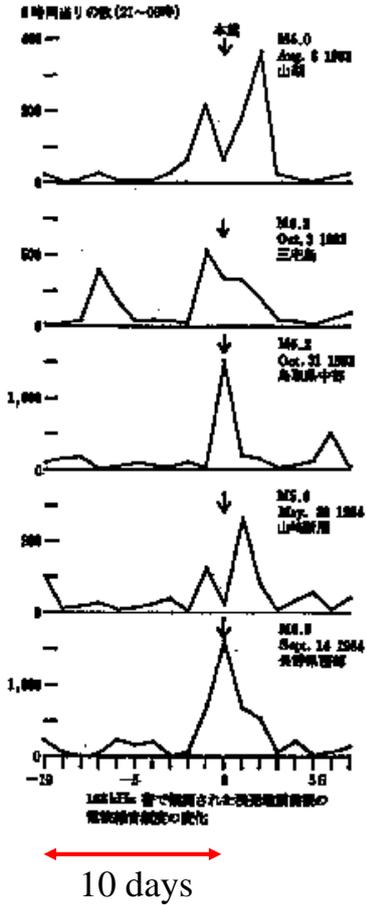
NATO軍の攻撃? 核戦争一歩手前!

→ 2日後隣国のイランでM7.0の地震発生!

妨害電波消滅!

6

1990年ごろまでのまとめ



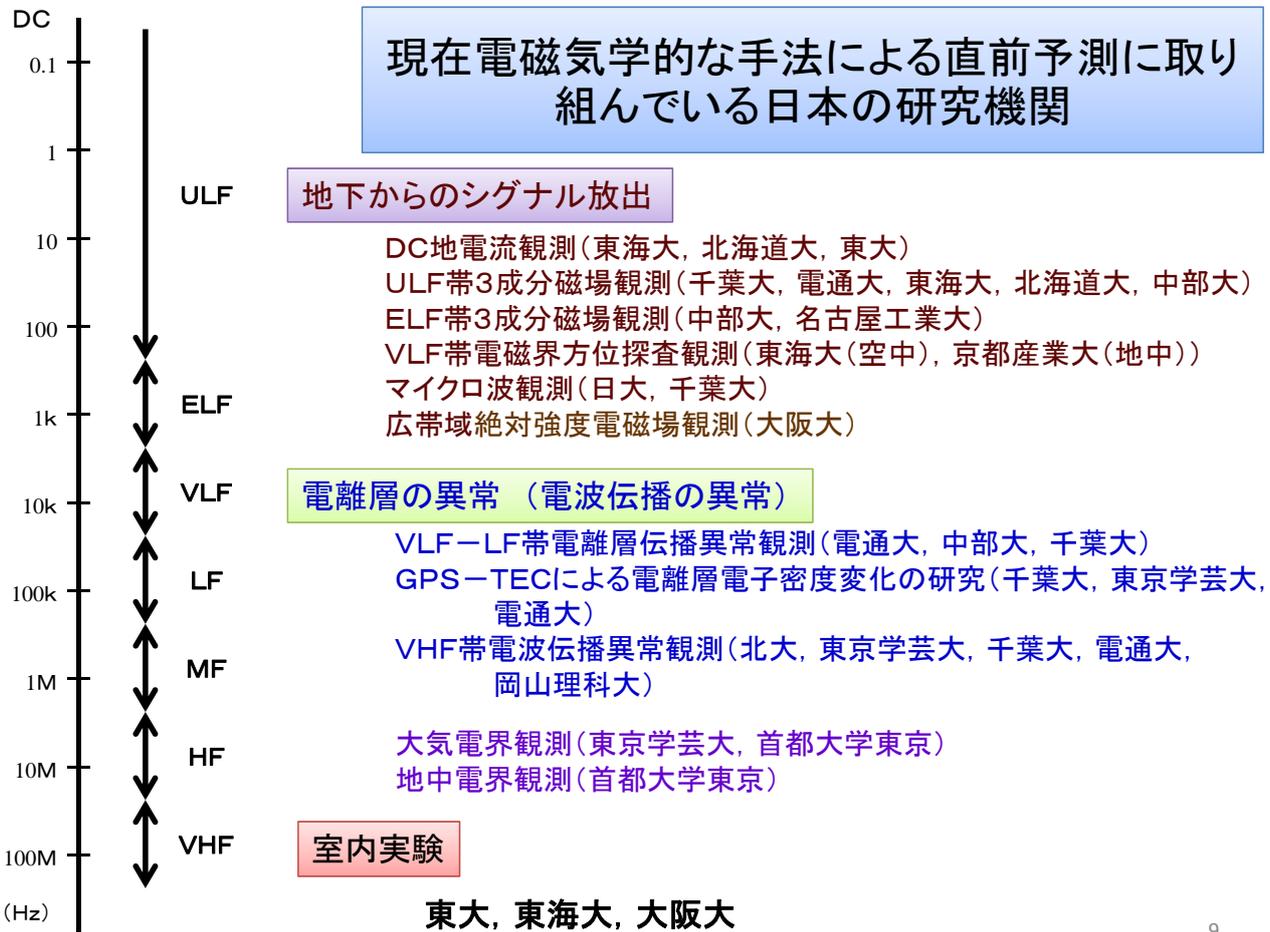
内陸地震
M ≥ 5
12 個

尾池和夫の先駆的结果

尾池らは163kHzのパルス状のノイズを数え、地震活動との相関を発見

尾池和夫(京大)らによるVLF帯, LF帯パルス状電磁ノイズ発生 の仮説

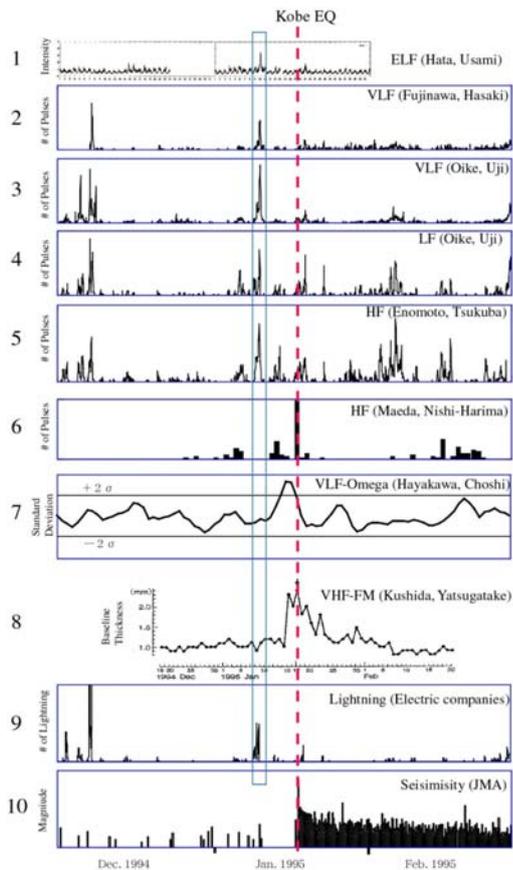
1. 地震の発生の前兆現象として、震源域での微小破壊などの発生により電磁パルスが発生する。
2. 広い地域で応力が増大し、地表付近でも微小破壊などが発生して電磁パルスが発生する。
3. 上記1または2のしくみで荷電粒子が空気中に放出され、地震前に空電(雷)を誘発する。
4. 落雷があり、それによる地電流が岩盤の破壊を誘発して地震が発生する。
5. 前線の通過などで空電が増えるとともに集中的な降雨が活断層帯に増水をおこし水が地震を誘発する。
6. 大気中の電気伝導度などが変わり、普段観測されない遠方からの空電が観測されるようになる。



9

兵庫県南部地震前に観測された各種異常

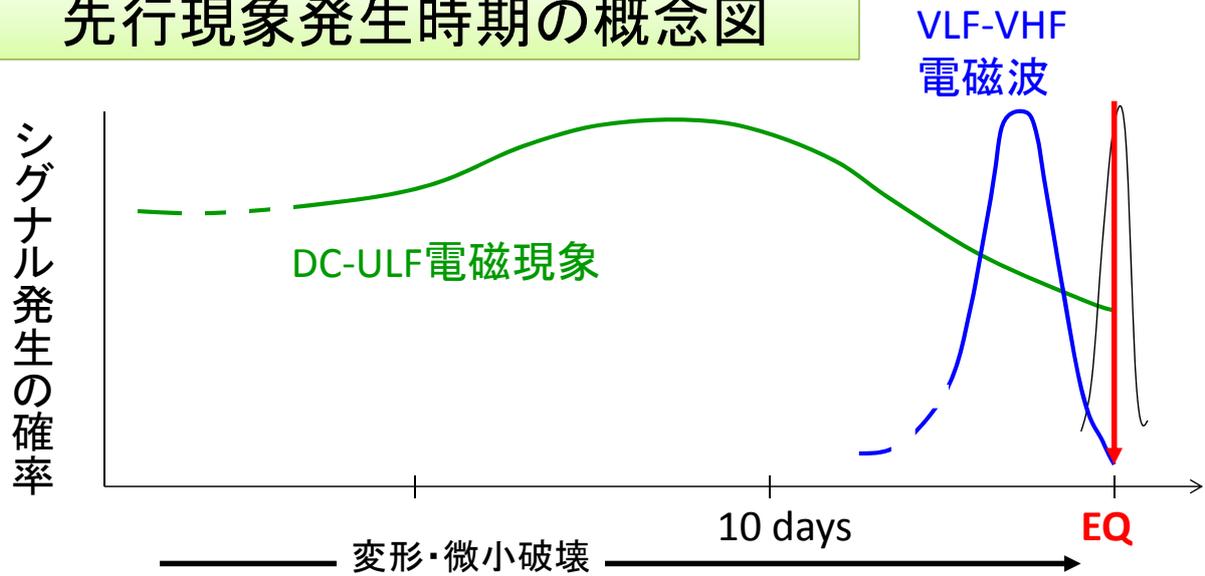
Nagao, T. et al., Electromagnetic anomalies associated with 1995 KOBE earthquake, J. Geodynamics, 33, 401-411, 2002.



- ELF帯狭帯域3成分磁場観測
- VLF帯ポアホールアンテナ電界観測
- VLF帯電磁ノイズ観測
- LF帯電磁ノイズ観測
- HF帯鉛直地電流観測
- HF帯電磁ノイズ観測
- VLF帯電離層伝播異常観測
- VHF帯電波伝播異常
- 電力会社による落雷データ
- 地震活動

1994年12月から1995年2月までの3ヶ月間の記録³⁰

先行現象発生時期の概念図



変形・微小破壊・
地下水・ガス異常(ラドン放出)
電荷発生・流動電位
電荷集積・大気重力波
電離層異常

信号放射
(DC-ULF, ELF, VLF, LF, MF, HF, VHF)

電波異常伝播
(OMEGA, VLF, FM(VHF))

11

提唱されているメカニズム(1)

モデル	必要な仮定	機構
流動電位	応力勾配・間隙水	岩石表面との電気的な相互作用により岩石中の空隙を圧力勾配によって流れる間隙水が電荷を運ぶ
クラック形成による電磁放射(Molchanovなど)	応力変化	クラック形成に伴い電荷分離が生じることによって電流が流れる
AE放出による誘導効果(Sukov, 1997)	応力変化・導体	微小破壊によって放出された弾性波がトリガーとなり地殻(導体)が地磁気中で振動する。このとき、導体中に誘導起電力が生じて電流が流れる
圧電分極の補償電荷(Ikeya, 1997)	応力変化・圧電物質・導体	圧電物質に応力が加わると分極が生じ、この分極を遮蔽するために自由電荷が再配置される。応力がなくなると、この自由電荷の対消滅によって電磁波が放出される
圧力誘導電流(Varotsos, 1998)	応力変化・格子欠陥	価数の異なる不純物イオンによって、結晶中に電気双極子が生成される。圧力が高くなるとこの双極子が回転し易くなり、ある圧力のとき外部電場の方向に向きが揃う。このとき、双極子の回転にともなって電流が流れる

12

提唱されているメカニズム(2)

モデル	必要な仮定	機構
転位の移動による電気双極子 (Slifkin, 1996)	応力変化・刃状転位・不純物イオン	帯電したジョグは不純物イオンなどによって遮蔽されている。応力変化に刃状転位は素早く追従できるが、不純物イオンは出来ないために電気双極子が生成される
欠陥電子 (Fruend, 1993)	格子欠陥・応力変化・結晶間隙水	岩石を構成する結晶 (MgOなど) に水が浸透していくと H_2 と O_2^{2-} が生じる。 O_2^{2-} は応力変化によって2つの欠陥電子 0^- に分解され拡散していく。 H_2 は 0^- よりも早く拡散するので過渡的に結晶内部がプラスに帯電する
脱水を伴う構造相転移 (Lazarus, 1996)	応力変化・刃状転位・結晶間隙水・不純物イオン	応力変化によって脱水にともなう構造相転移が結晶に生じる。この相転移は、体積変化を伴うので刃状転位や不純物イオンが再配置する。このとき、5と同じ機構で電気双極子が生じる。また、脱水によって生じた水は断層へ流入し、これを脆弱化し地震を起こしやすくする

13

提唱されているメカニズム(3)

モデル	必要な仮定	機構
プラズモン (Kamogawa & Ohtsuki, 1999)	地殻内部に (比較的自由に動ける電荷の存在)	微小破壊時に放出されたエキソ電子が縦波のプラズマの波を励起する。地中を伝播した縦波が地表でこぼこによって、横波の電磁波に変換される。
フラクトエミッション (榎本&橋本, 1990)	荷電粒子放射・エキソ電子活性	新しい固体表面が生成するとき発生するエキソ電子により高い周波数の変動が発生
正孔電荷キャリア (Fruend and Sornette, 2007)	格子欠陥・過酸化架橋・応力変化	SiO ₂ 結晶中の過酸化架橋は、positive hole pair (PHP)ともよばれ、加圧により正孔電荷キャリアが発生することにより電流が流れる
鉄の電気化学反応 (畑)	2価および3価の鉄の酸化還元反応	鉄イオンの酸化還元反応による電池と同様の反応が地中で発生し、電荷を放出

その他 Litostatic-Isostatic圧力解消仮説(榎本祐嗣:命名は長尾による)

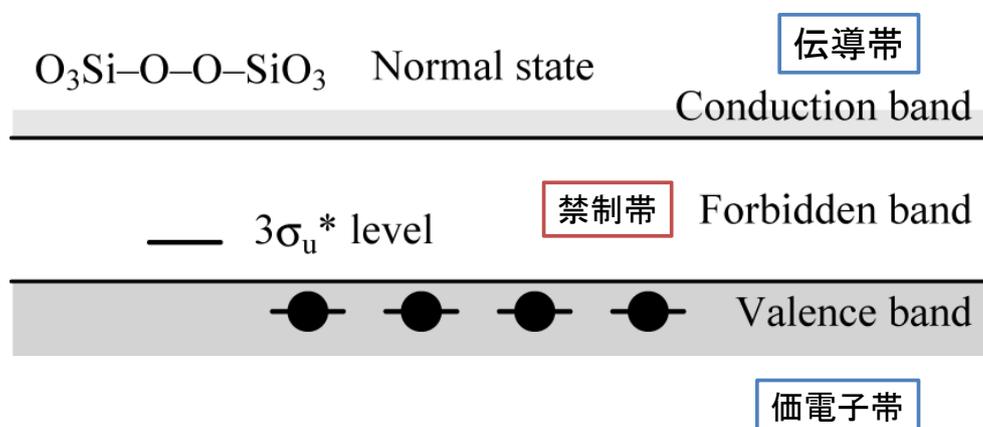
14

地震電磁現象発現メカニズムとしての正孔 (positive hole) 拡散仮説

- 微小破壊(micro crack)を必要としない
- 変形のみで電流を発生
- 地表を正に帯電させられる
- 多くの先行的変化を定性的に説明可能(赤外放射(温度上昇), 電離層中の電子密度増加等)
- ただし問題点もある(岩石がウエットだとメカニズムが効率的に働かない)

15

活性化メカニズム

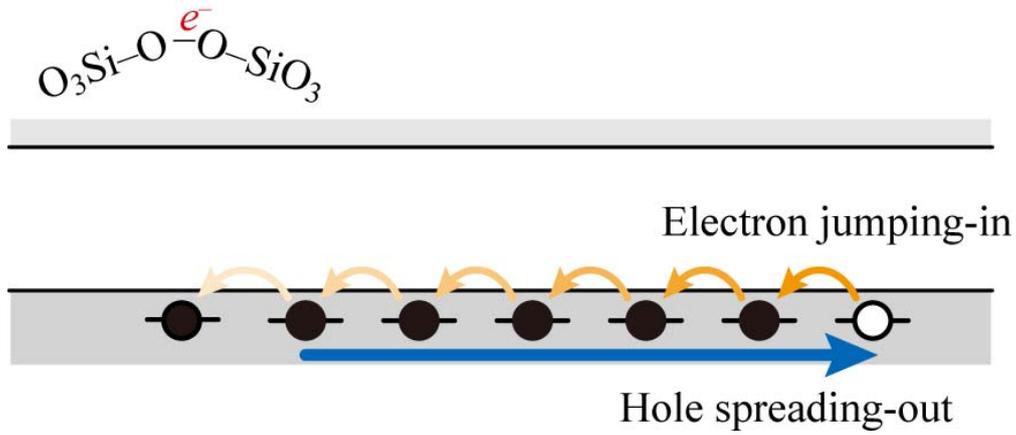


Takeuchi, A., Y. Futada, K. Okubo, N. Takeuchi, Positive electrification on the floor of an underground mine gallery at the arrival of seismic waves and similar electrification on the surface of partially stressed rocks in laboratory, Terra Nova, 22 (3), 203-207, 2010
[doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00935.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00935.x)

16

活性化メカニズム

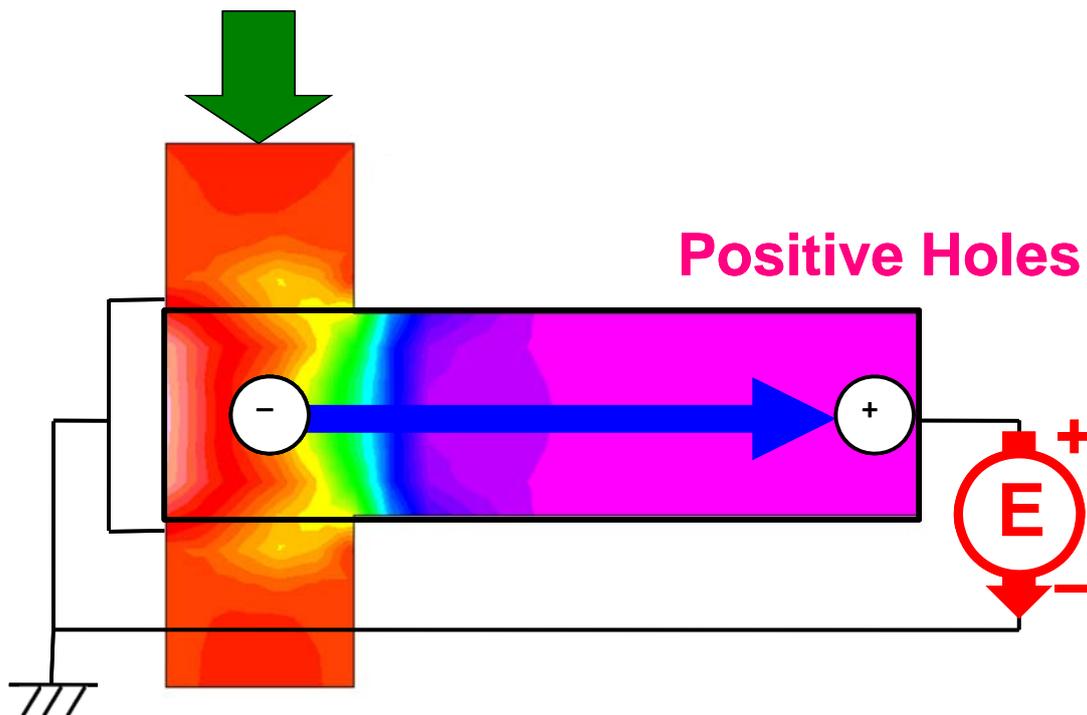
P-type 半導体



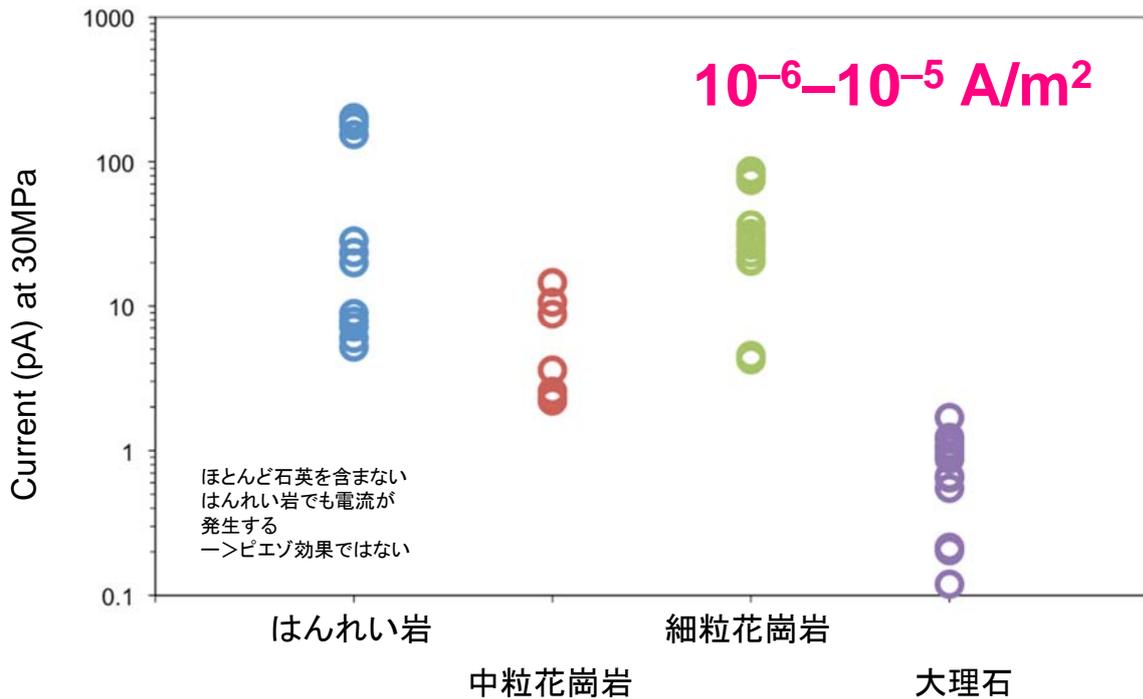
変形により禁制帯のエネルギー順位が低下

From Takeuchi *et al.* (2010)

考えられるメカニズム

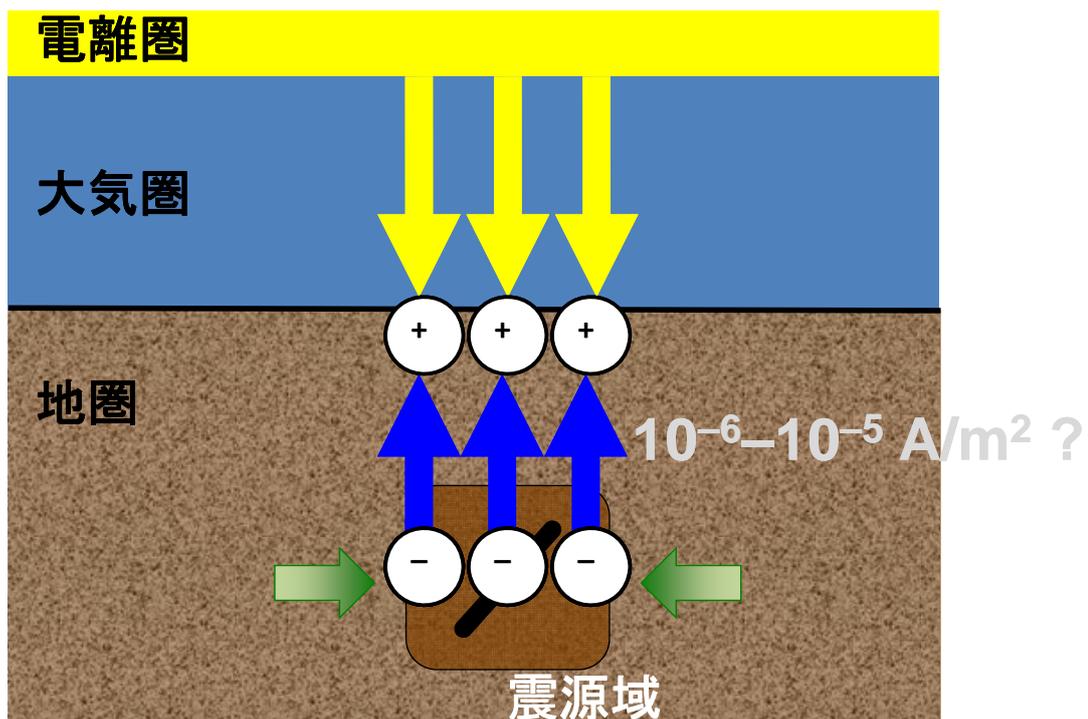


電流強度の比較



19

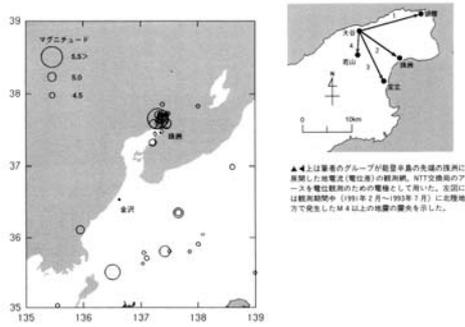
実際の地球では？



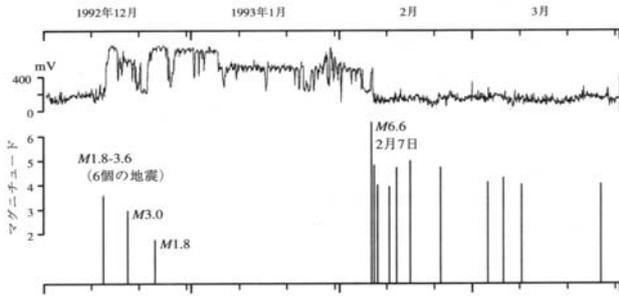
Takeuchi, A., B.W.S. Lau, F.T. Freund, Current and surface potential induced by stress-activated positive holes in igneous rocks, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31 (4-9), 240-247, 2006 [doi:10.1016/j.pce.2006.02.022](https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.022)

20

古典的事例



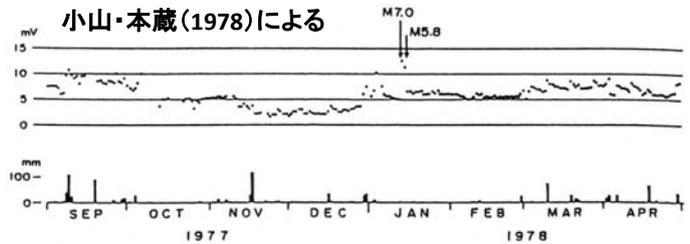
▲4とは東海グループが能登半島の先端の浅所に設置した地電位(電位差)の観測点。67交換後のデータを電位差測定のみの観測として出した。55には観測期間中(1991年2月~1993年7月)に北陸地方で発生したM4以上の地震の震央を示した。



能登半島沖地震前後の地電流の記録

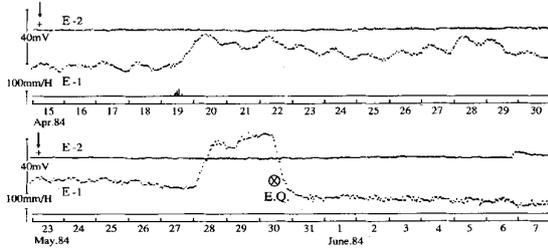
異常は本震発生まで続き、本震後約2時間かけて通常のレベルに戻った。

Nagao, T., Uyeda, S., Asai, Y. and Kono, Y. (1996): Recently observed anomalous changes in geoelectric potential preceding earthquake in Japan. in Critical Review of VAN (ed. Sir James Lighthill), World Scientific, London, Singapore, 292-300.



小山・本蔵(1978)による伊豆大島近海地震(M=7.0, 1978年1月14日)前後の静岡県中伊豆における地電流(上)と降水量(下)との関係

宮腰による山崎断層での測定



1984年5月30日に山崎断層観測点のほぼ直下で発生したM5.5の地震に先行したと考えられている地電流の変化

地電流の異常

21

土地比抵抗の変化(構造変化)

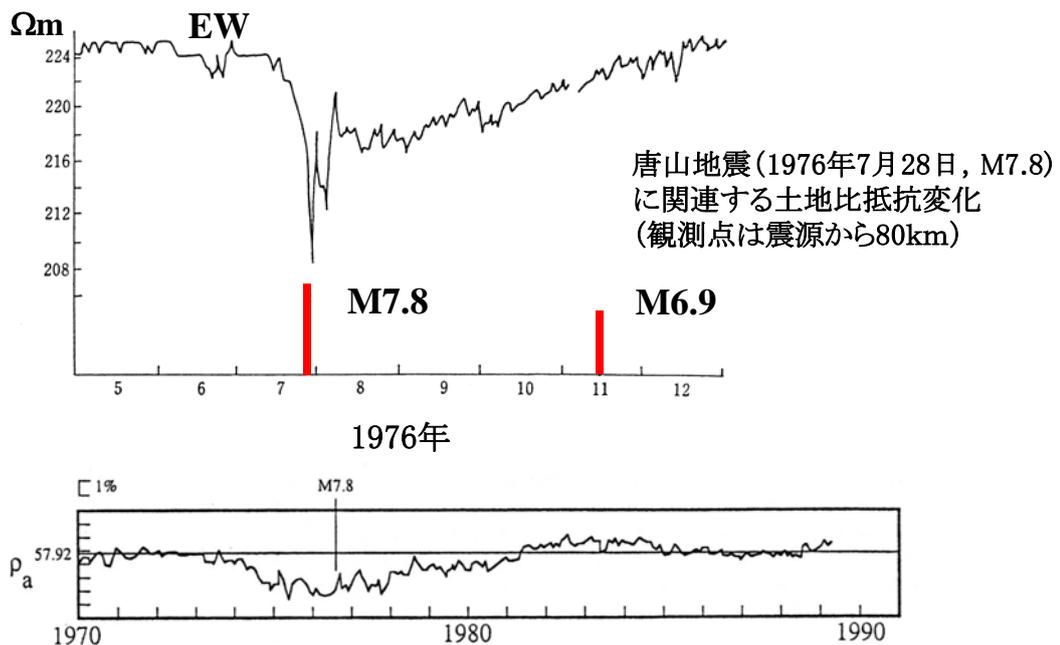
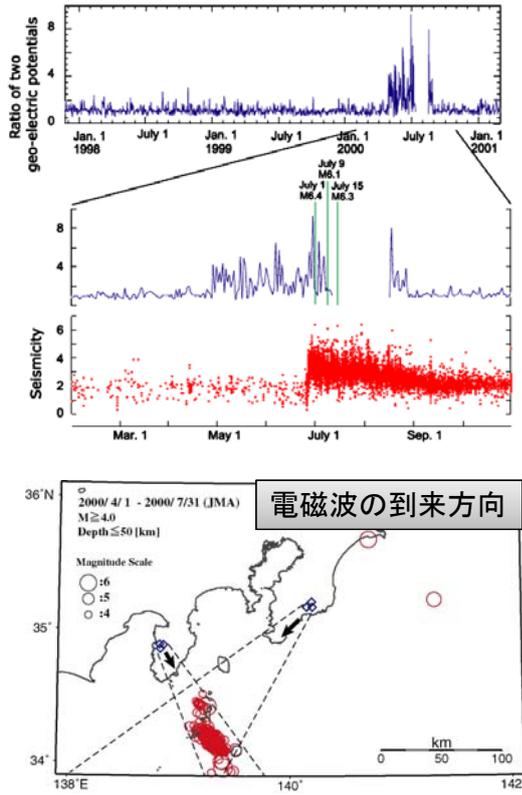


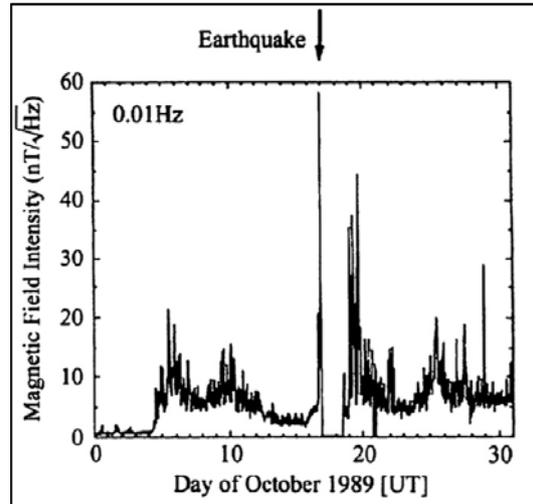
Figure 3. Resistivity variations measured with electrodes in a fixed Schlumberger configuration in China [after Zhao et al., 1991b]. Note the gradual decrease several years prior to the 1976 Tangshan earthquake (M 7.8) and the gradual increase afterward. These data were taken at a distance of 80 km from the epicenter, and error bars are approximately 0.4% for the monthly means of resistivity.

22

2000年三宅島噴火，伊豆群発地震の前に観測された電磁気の異常



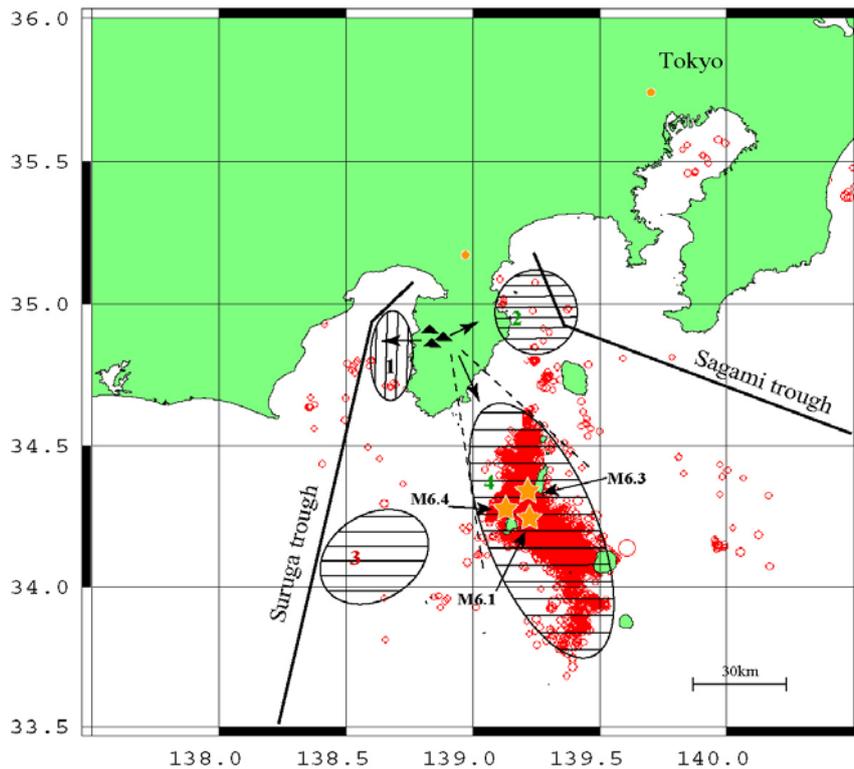
カリフォルニア・ロマプリータ地震前の地磁気の異常



Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell, and O. G. Villard, Jr., 1990, Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465-1468.

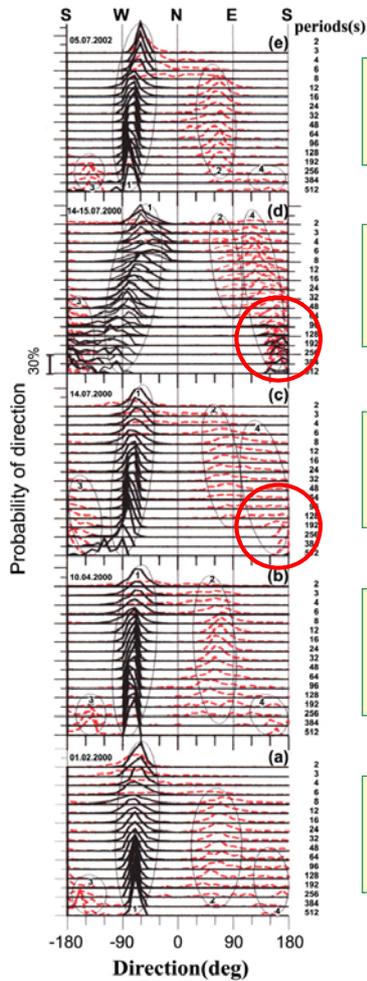
Uyeda, S., M. Hayakawa, T. Nagao, O. Molchanov, K. Hattori, Y. Orihara, K. Gotoh, Y. Akinaga, and H. Tanaka, Electric and magnetic phenomena observed before the volcano-seismic activity 2000 in the Izu Island Region, Japan, *The proceeding of the National Academy of Sciences*, 23 USA (PNAS), vol. 99, No. 11, 7352-7355, 2002.

2000年 三宅島噴火および伊豆諸島群発地震



電磁気学的な異常の到来方位が観測できようになった!²⁴

詳細なスペクトル解析による前駆的シグナルの到来方向



2002年7月5日
群発活動約2年後

2000年7月14-15日
地震群発活動期間内

2000年6月14日
群発活動約12日前

2000年4月10日
群発活動約2.5ヶ月前

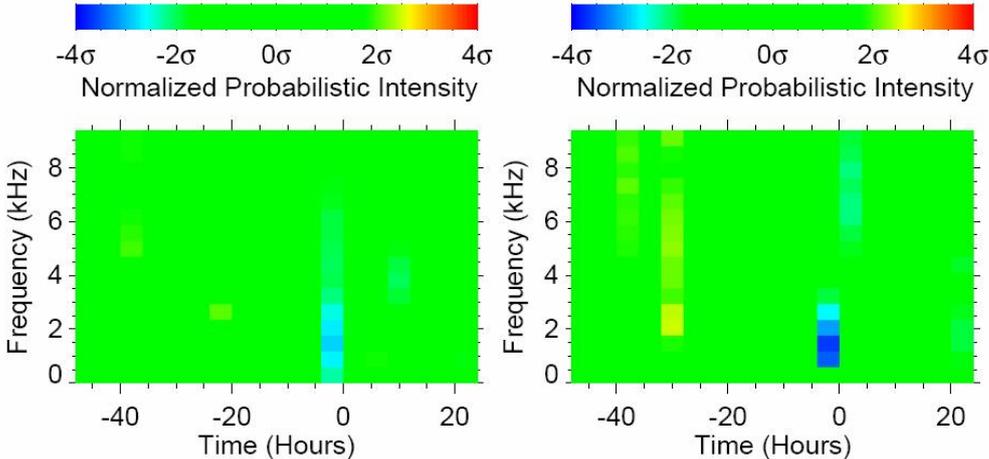
2000年2月2日
群発活動約4.5ヶ月前

群発地震活動の直前と最中のみ4の領域から強い電磁波が到来

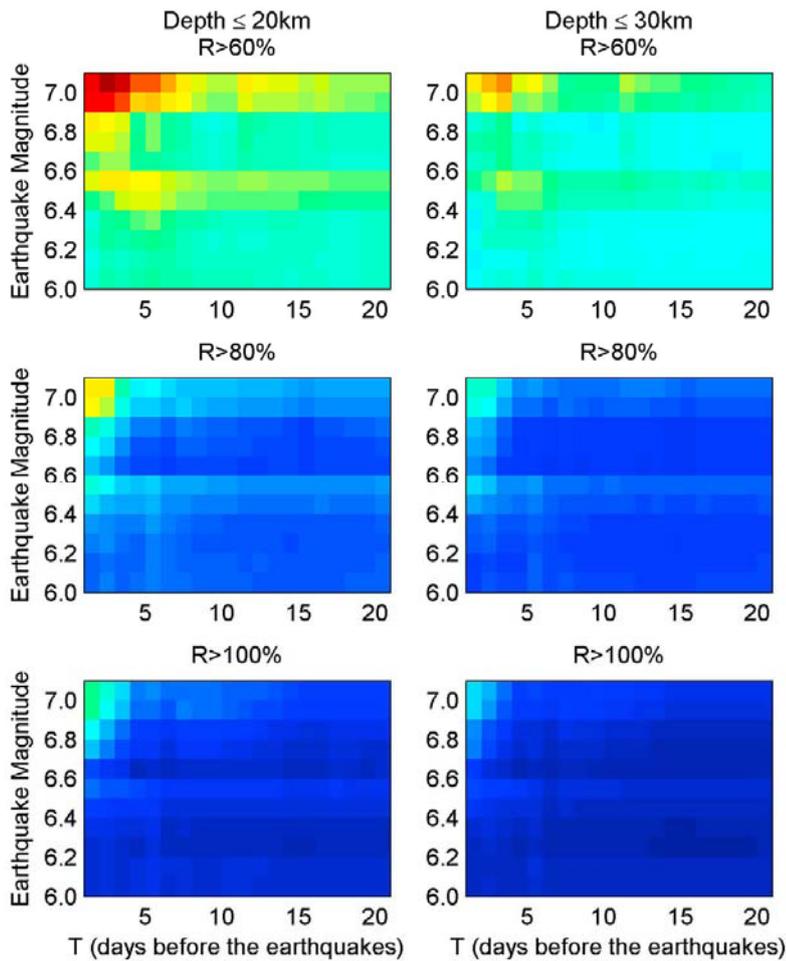
DEMETER衛星の結果

VLF帯の電波強度低下

Němec, F., O. Santolík, M. Parrot, and J. J. Berthelier (2008), Spacecraft observations of electromagnetic perturbations connected with seismic activity, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05109, doi:[10.1029/2007GL032517](https://doi.org/10.1029/2007GL032517).



9000個のM4.8以上の地震(左)及びM5.0以上の地震との統計解析結果(右) Mが大きくなると異常も大きくなる

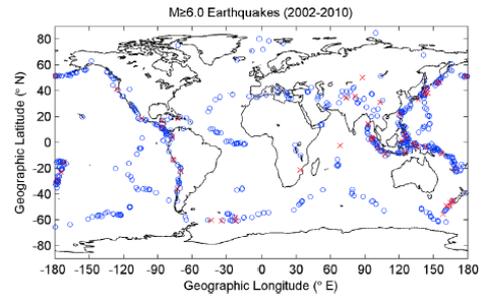


電離層電子密度の異常

2002年から2010年までの736個のマグニチュード6以上の地震で孤立して発生したものをすべて解析

その結果

- ・異常は0-7日前に集中
- ・浅い地震ほど異常が大きい
- ・大きな地震ほど異常が大きい



Le et al., JGR, Vol. 116, A02303, doi:10.1029/2010JA015781, 2011

世界の地震電磁気観測衛星・ミッション

打上げ

- | | |
|---|-------------------------|
| 2001.12.10 Kompass (IZMIRAN: ロシア) | 2001-056B |
| 2003.06.30 Quakesat (Quakefinder: アメリカ) | 2003-031F |
| 2004.06.29 DEMETER (CNES: フランス) | 2004-025C |
| 2004.12.24 Variant/Sich-1M (NKAU: ウクライナ) | 2004-052-A → decayed |
| 2005.02.28 LAZIO-SiRad (INFN: イタリア) | ISS (国際宇宙ステーション) |
| 2006.05.26 Kompass-2 (IZMIRAN: ロシア) | 2006-019-A → decayed |
| 2006.06.15 Arina/Resurs-DK1 (RKA: ロシア) | 2006-021A |
| 2006.09.18 Vsplesk Experiment (Energia: ロシア) | ISS (国際宇宙ステーション) |
| 2009.07.29 POISE/UK-DMC2 (SSTL: UK) | 2009-041C |
| 2009.09.17 ETP/Tatiana II (MSU: Russia /NCU: 台湾) | 2009-049D |
| 2012.07.23 Kanopus-Vulkan 1 (RKA: ロシア) | 2012-039-A |

打上げ予定

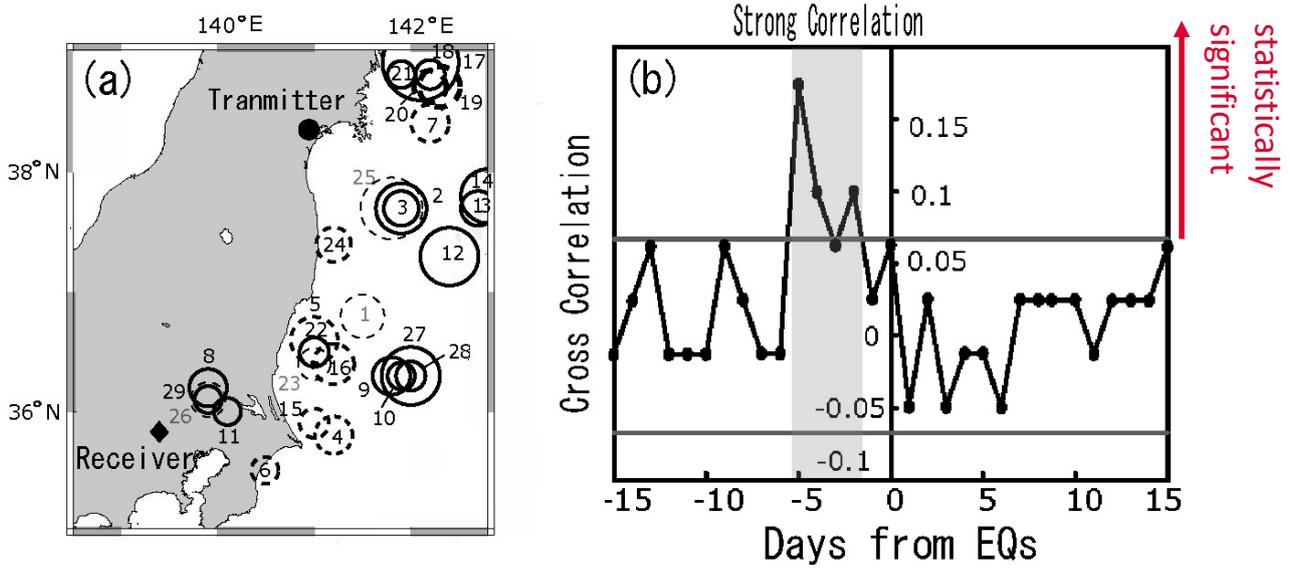
- | | |
|---|---------------------|
| 2012.11.12 UNAMSAT-3 (UNAM: メキシコ) | |
| 2012 IONOSATS (NKAU: ウクライナ) | |
| 2013 Kanopus-Vulkan 2 (RKA: ロシア) | |
| 2013 TechDemoSat-1 (SSTL: 英) | |
| 2014 CSES (CNSA: 中国) | 2017年までに2機追加 |
| 2015 TwinSat (UK- ロシア) | Micro&nanosatellite |

提案中

- OMIR (**カザフスタン**)
- Esparia (INFN: **イタリア**) この他ペルー、イラン及び韓国が計画中

* 太字は300kg以上の衛星・他はマイクロ衛星もしくは大型衛星や宇宙ステーションの搭載機器

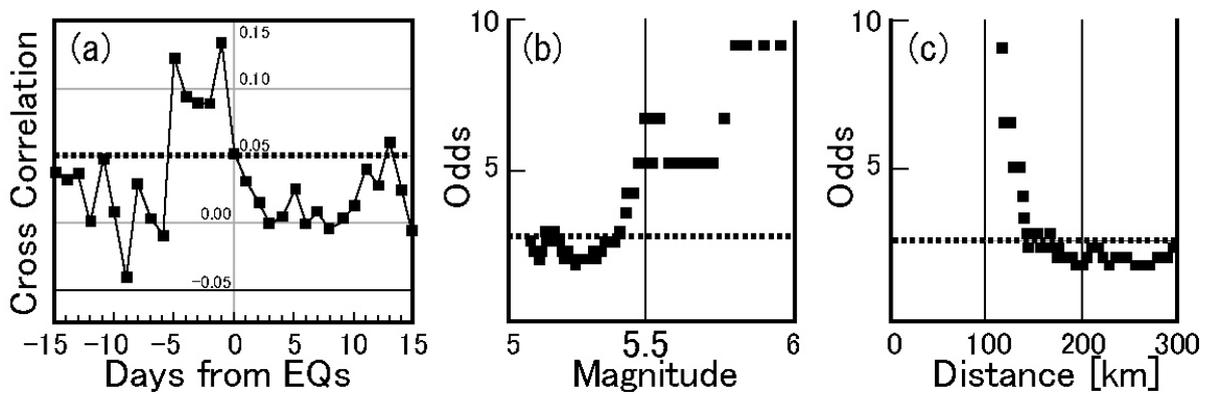
Fujiwara, Kamogawa et al., 2004, Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences, Geophys. Res. Lett., Vol. 31, L17110, doi:10.1029/2004GL019865



Cross-Correlation between Anomalies and EQs

VHF帯の電波伝搬異常と東北沖の地震活動との相関1日前から5日前にかけて有意

Liu et al., 2006, A statistical investigation of pre earthquake ionospheric anomaly, JGR Vol. 111, A05304, doi:10.1029/2005JA011333



416 Anomalies
307 Precursors
M ≥ 5.0

電離層電子密度の異常の統計的研究, 大きな地震ほど, 近くで発生した地震ほど, オッズが高い

VLF帯磁場観測

EQ961005, M4.4

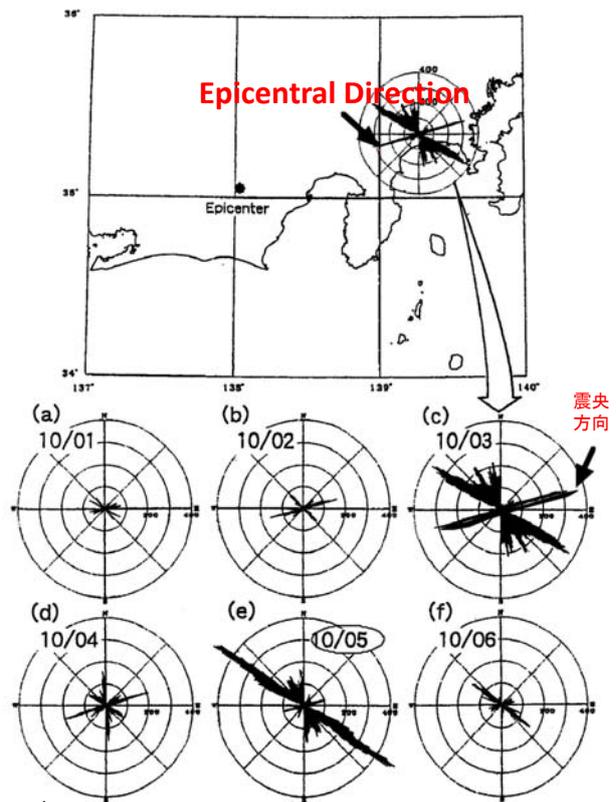
方位探査(馬場・浅田方式)

特徴

電磁波の見かけ到来方位を決定
波形記録から震央方向から到来する
電磁波の特徴を抽出

「地震電磁波」の特徴

- ・数日前から震央方向から到来し、動かない
→ 雷活動は前線とともに移動
- ・内陸の浅い地震に有効
- ・海域で発生する地震では感度が低い
陸域でも海洋プレート内部の地震では
検知困難か
- ・シグナルの強度は雷に比べて1ケタ小さい
- ・観測点から100km程度, M4.5以上



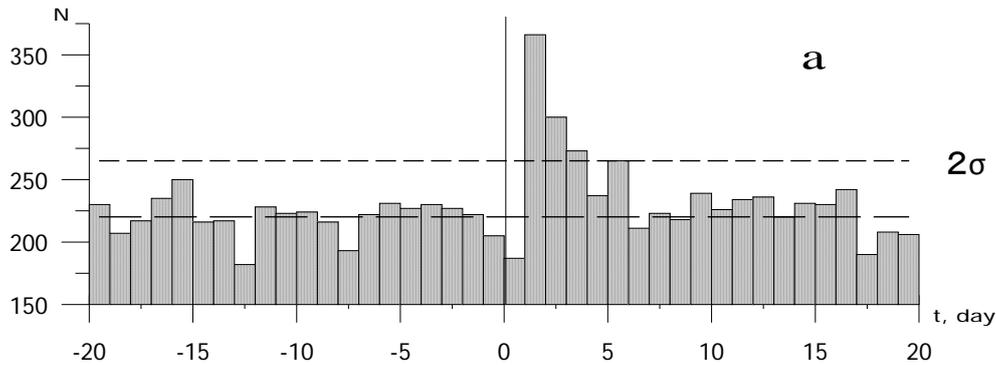
Asada, T., H. Baba, M. Kawazoe, M. Sugiura: An attempt to delineate very low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes. Earth Planets Space, 53, 52-62, 2001.

31
EQ961005

キルギスにおける能動監視・ 地震誘発実験 (予知から制御へ・究極の地震防災)

- 1980年代後半からMHD発電機を用いた実験が行われた
- 目的は発電の基礎研究+軍事目的
 - Star Wars
Short Pulse を作るため, “光の弾丸”
 - 潜水艦との交信
- その後, 固体地球研究に活用(物理探査)
- MHDは1989年に稼働停止
- MHDはロシア独自の技術

32



- 地震の発生数は送信後2日目に最大となり、その値はバックグラウンド・レベルの1.7倍.
- 最大値のあと数日かけて通常の値に戻る.

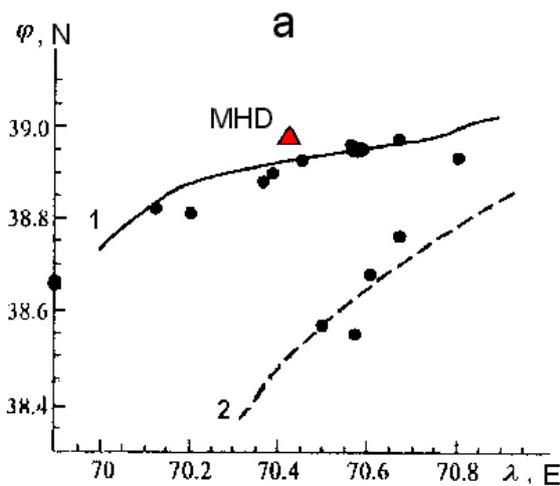
電磁パルスが、送信後2～6日かけてローカルな地震の発生数を高めたことを示唆.

送信前20日間で送信後20日間で発生した地震の総エネルギーを比較すると、送信後は 2.03×10^{15} Jであった。一方、MHD発電機から送出されたエネルギーは、 1.1×10^9 Jと、地震エネルギーの増加分よりも6桁小さい。つまり、電磁パルスが増加した地震のすべての原因ではない。

MHD送信によって通常のテクトニクス場において地殻に蓄えられたエネルギーの解放が加速したものと思われる。つまり、電磁パルスは **一種のトリガー** の役目を果たすと考えられる。

33

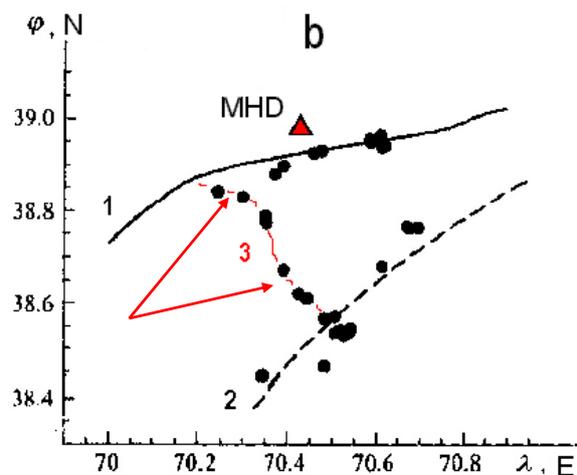
MHD実験により発見された潜在活断層 $M_b \geq 3.4$ and $h \leq 5$ km of Garm region



a) before MHD generator runs

既知の断層

- 1) Petrovskiy
- 2) Darvaz-Karakulskiy



b) after MHD generator runs

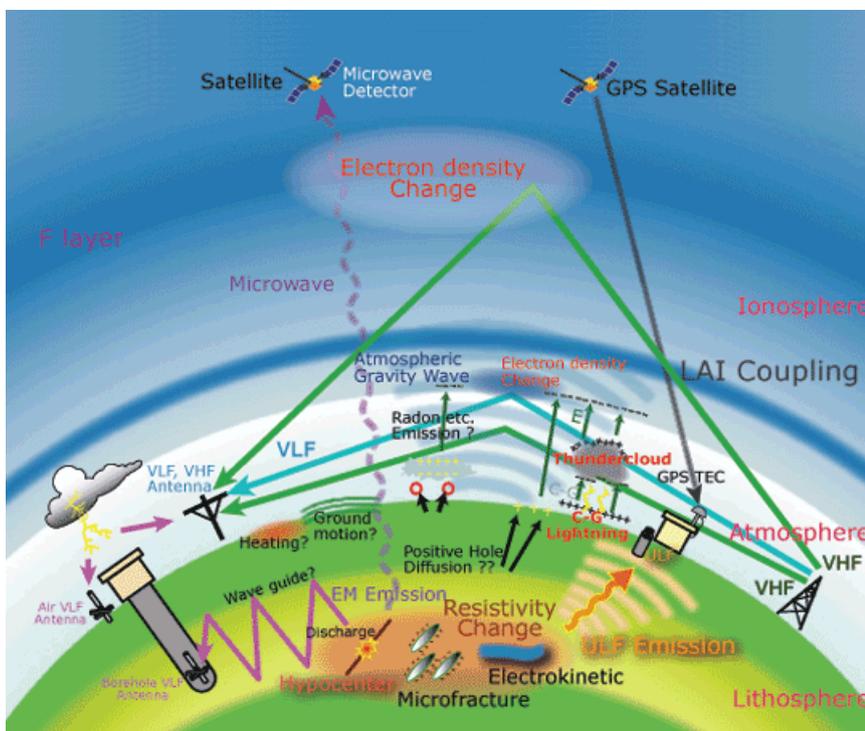
3) MHD実験によって発見された断層

34

国際的な動向

- 国際測地学・地球物理学連合(IUGG)はEMSEV(地震火山現象に関する国際ワーキンググループ)を2001年に設立
- アメリカは予知に悲観的だが、少しずつ変わりつつある(Tom Jordanがリーダー)
- イタリア(EU)、インドは短期予知のための電波伝搬異常監視の観測網を展開
- 統計物理学からのアプローチ(地震活動解析、物理学者の参入)
- 人工衛星観測の推進(短時間で大量のデータ取得が可能)

35



国際測地学
地球物理学連合: IUGG
(IAGA-IASPEI-IAVCEI)
Inter Association Working
Group on
Electromagnetic
Studies of
Earthquakes and
Volcanoes
(EMSEV)
[http://www.emsev-
iugg.org/emsev/](http://www.emsev-iugg.org/emsev/)

地圏—大気圏—電離圏結合

第1回国際地震電磁気観測衛星
ワークショップ(JAXA, 2008)



委員提供資料

掘 高峰 委員

提供資料



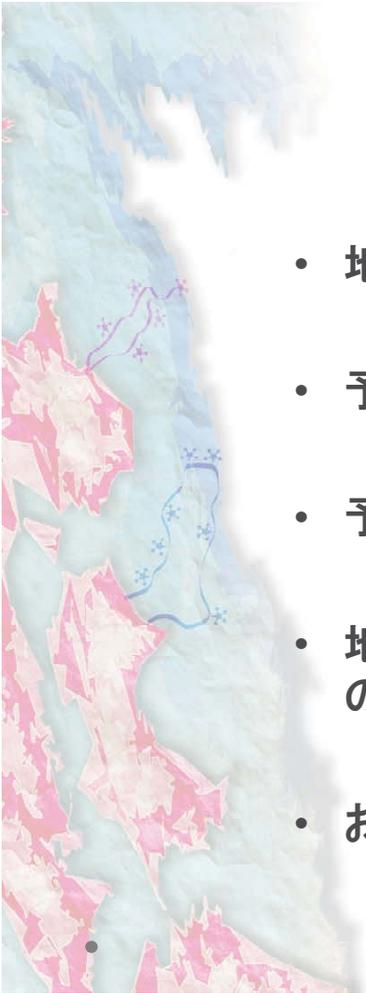
地震発生サイクルシミュレーション から得られた知見

海洋研究開発機構
地震津波・防災研究プロジェクト
堀 高峰

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会
@2012.09.13



1



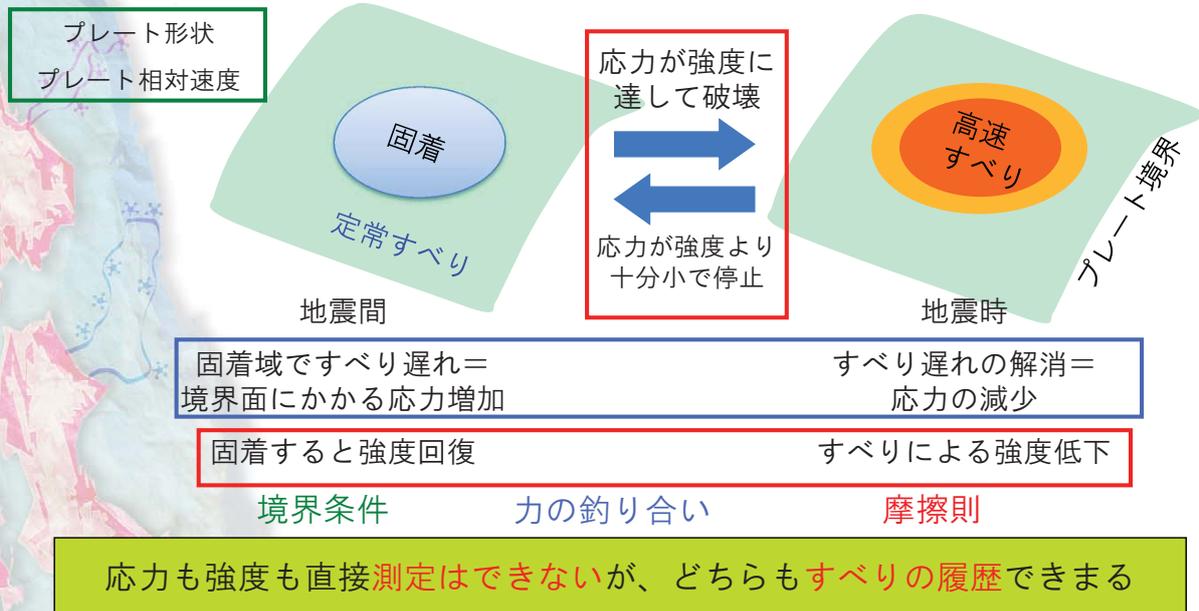
流れ

- 地震発生サイクルシミュレーションの枠組み
- 予測に向けた数値シミュレーション研究の流れ
- 予測精度は高められるか？
- 地震発生時期の情報を持つと地震発生サイクルの計算結果から期待される現象
- おわりに

2

地震発生サイクルシミュレーションの枠組み

地震の再来：プレート境界（既存弱面）でのすべりの時空間変化



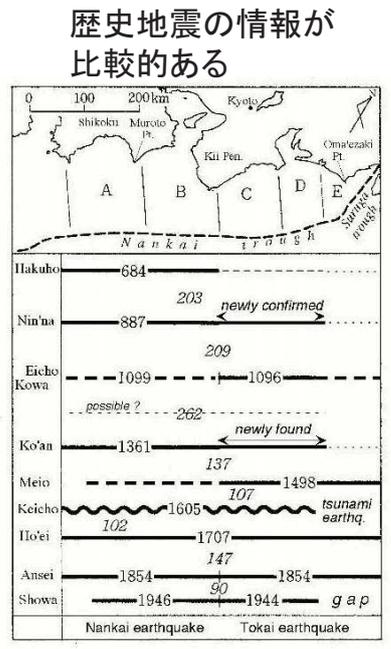
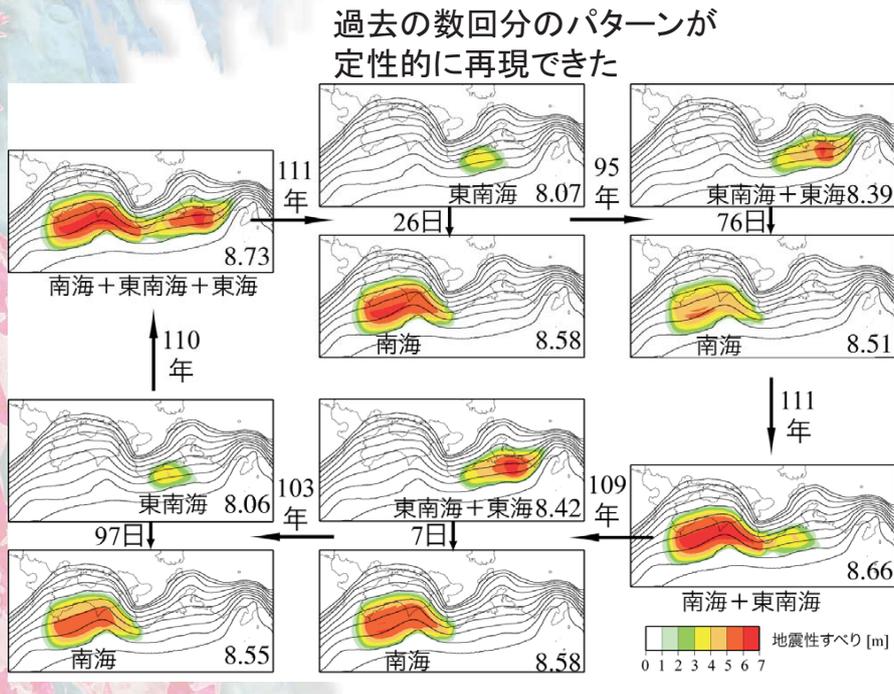
3

予測に向けた数値シミュレーション研究の流れ

シミュレーション手法	●長所	▲短所
フォワードモデリングによる長期地震サイクルの再現	●過去の地震活動履歴が分かれば試行可能 ⇒観測データが乏しい場合でもパラメータ推定をしやすい	▲貞観地震(869年)など、古い地震については様々なシナリオの可能性があり ⇒単一のモデルによって未来予測をするのは困難
すべり欠損による応力蓄積状態の推定に基づく動的破壊のシミュレーション	●破壊しやすいか否かを直接的に判断することが可能 ⇒多数モデルによって確率的な評価も可能	▲入力する観測データや仮定に強く依存 ⇒海溝付近の地殻変動データは分解能が低く、正確な評価が困難
逐次データ同化による推移予測	●複数のシナリオに対して確率的な評価をすることが可能 ●複数の見解に分かれた未確定のもの(摩擦構成則など)も取り入れが可能 ⇒確率的に低い事象でも見逃しにくい	▲多数のモデルを用意する必要がある(京コンピュータなどのHPCにより解決しつつある) ⇒事前に用意することができれば即時的な対応も可能

4

フォワードモデリングによる長期地震サイクルの再現

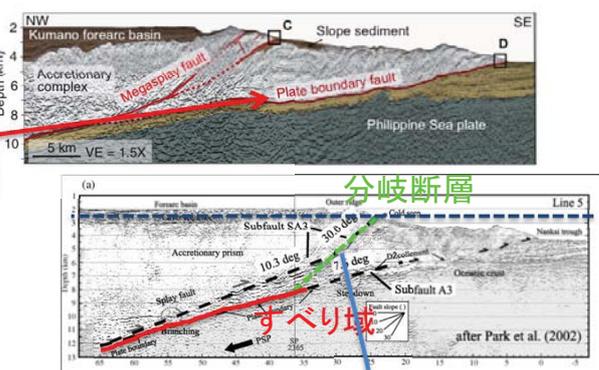
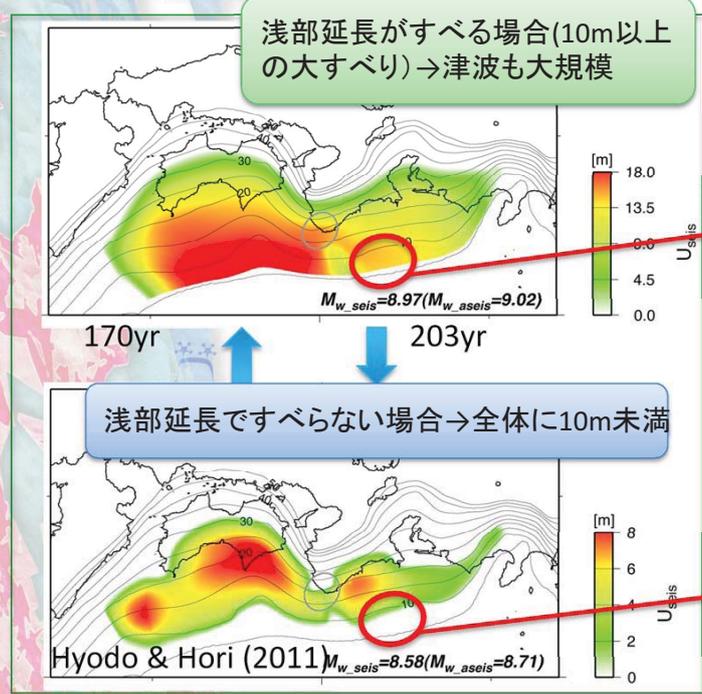


石橋(2002)

Hori (2006)

- ・ 歴史記録と矛盾しないシナリオを含む結果はデータ同化用に活かす
- ・ 課題：プレート境界以外の断層運動の導入
- ・ 自発的なサイクル計算で再現できない履歴をどう扱うか

フォワードモデリングによる長期地震サイクルの再現



超巨大地震が373年で繰り返す(その間にMw8.6が1回発生)
 (仮に373年の間にさらに安政東海Mw8.4+南海Mw8.4と同等の地震が起きるとしてそのモーメントを引いてもMw8.87で超巨大)

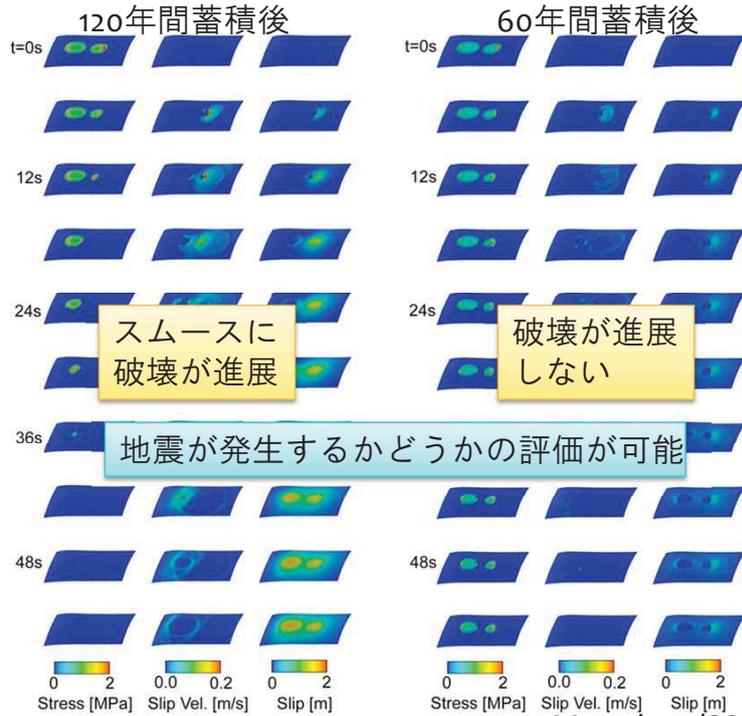
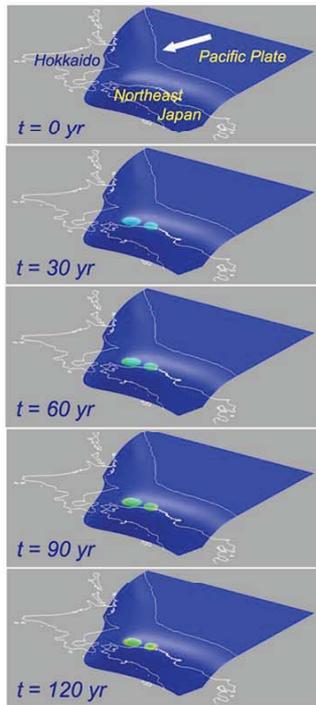
浅部延長がすべらない場合、分岐断層のせん断応力が大きく増加(+4MPa)

応力蓄積状態の推定に基づく動的破壊シミュレーション

準静的応力蓄積



動的破壊を誘発させ、その後の進展を調べる



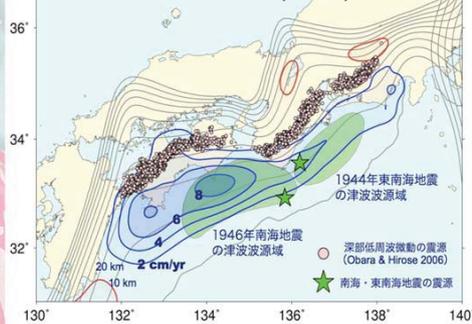
Matsu'ura (2005)

- ・ 誘発させるので、過去の履歴が比較的再現し易いアプローチ
- ・ 課題：強度変化を規定する摩擦則のパラメタの推定

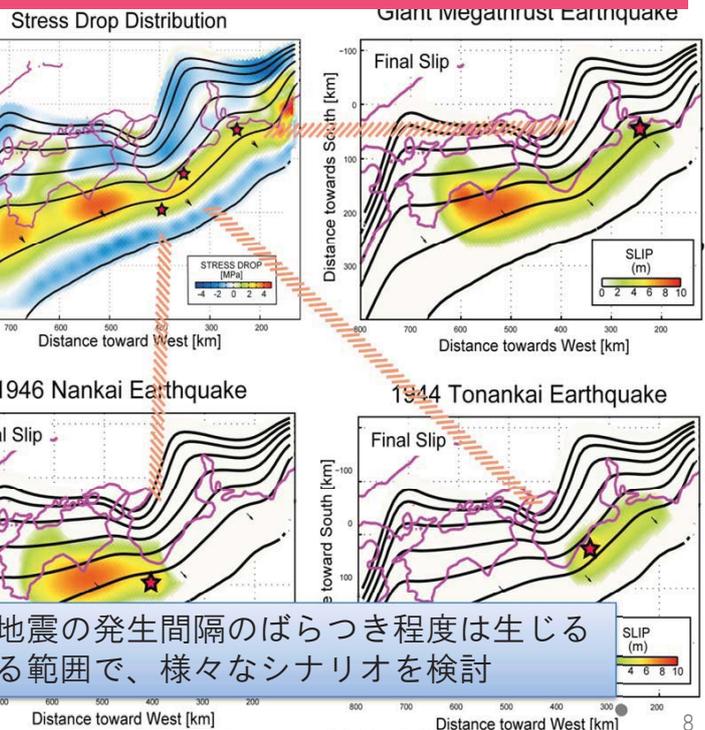
応力蓄積状態の推定に基づく動的破壊シミュレーション

GPS データにもとづくすべり欠損率

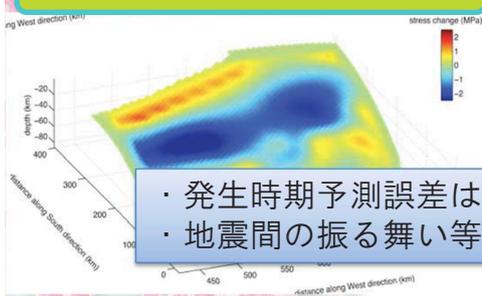
Hashimoto et al. (2009)



強度の低下の仕方を、構造探査結果など様々な情報をもとに仮定。さらに、破壊開始位置を仮定。これらの仮定次第で、発生時期や破壊域の広がりとして様々なシナリオがあり得る。



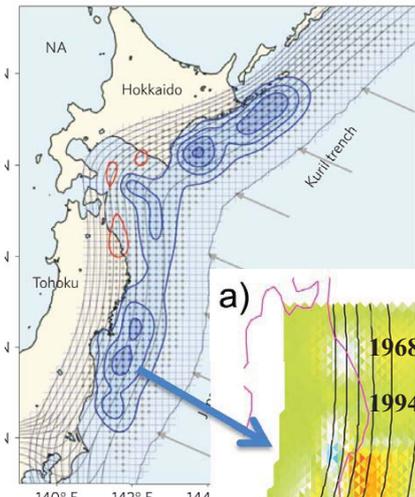
上記にもとづく応力降下量



- ・ 発生時期予測誤差は、過去の地震の発生間隔のばらつき程度は生じる
- ・ 地震間の振る舞い等が整合する範囲で、様々なシナリオを検討

(Hok et al., 2011, JGR)

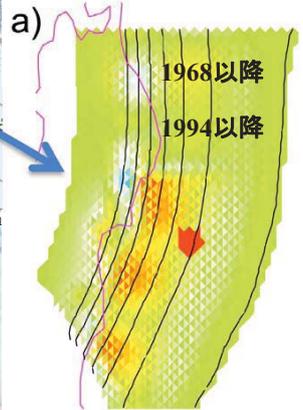
東北地方太平洋沖地震領域でのシナリオ



すべり遅れ量分布
(Hashimoto et al., 2009, NGeo)

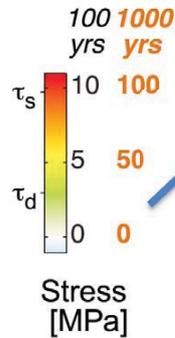
観測されていたすべり欠損分布等から、**M9まで見落としなくシナリオ計算可能**
→今後の予測にとって重要
先入観によって、観測と矛盾しないシナリオを排除しないこと

何年蓄積するかによって変わる

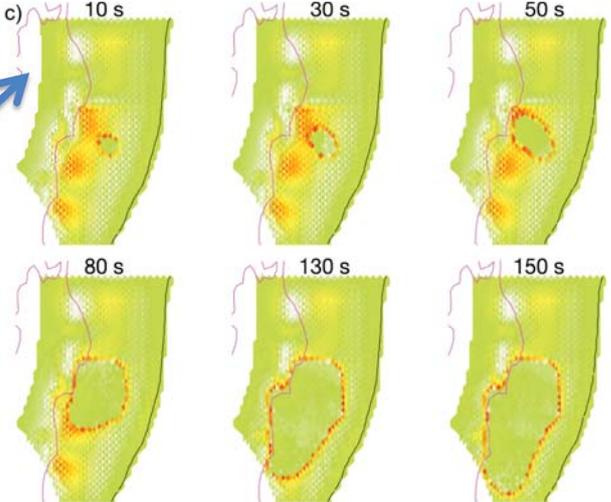


応力蓄積量分布
過去の地震発生を一部考慮

(Hok et al., 2011, JGR)



動的破壊進展のシミュレーション



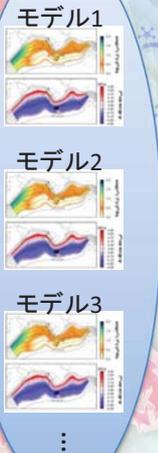
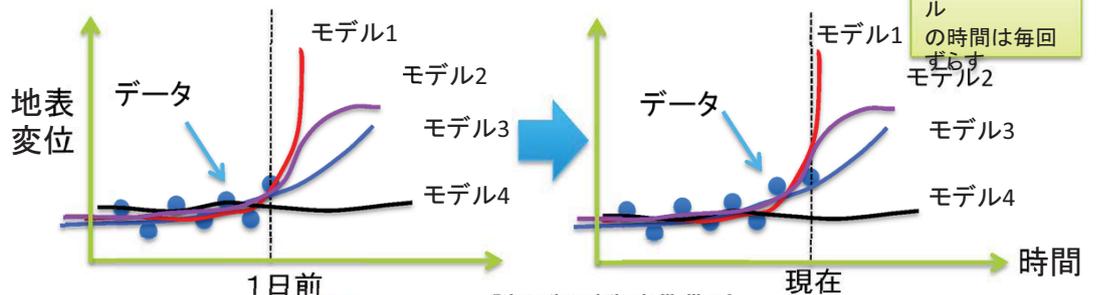
応力の時間変化(破壊進展の様子)

逐次データ同化による推移予測のイメージ

$x_k = F_k(x_{k-1})$ システムの時間発展: 地震発生サイクルシミュレーション(システムノイズなし)
 $y_k = Hx_k + w_k$ 観測方程式: すべりにともなう地殻変動 w_k : 観測ノイズ(正規分布)

データに最も合うようにモデルの時間は毎回ずらす

初期値やパラメタ値の異なるシミュレーション結果

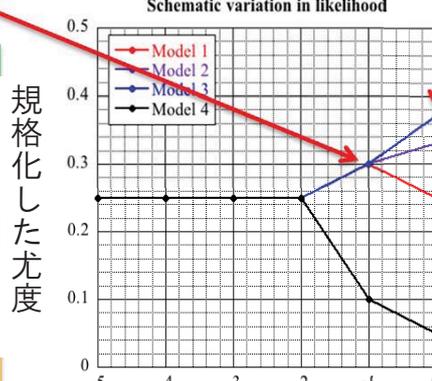


多数用意する

データが加わるたびにモデルとデータの合い具合(尤度)を評価
↓
何か変動があった際に、データにより適合したモデル群を抽出することが可能

最適なモデル1つを選択するのではなく、モデルの合い具合の評価なので、起こりうる様々な場合を、データとの合い具合の重み付きで予測することになる

規格化した尤度



今後の推移
モデル1: 直後に地震
モデル2: 加速してSSE
モデル3: 加速して地震
モデル4: 変化なし

現在
直後に地震の可能性が下がり、加速して地震かSSEの可能性が上がった

1日前
直後に地震、加速してSSE、加速して地震がほぼ同じ可能性

予測精度は高められるか？

- 予測精度を高めるために必要なこと
 - 仮定する数理モデルを改善する必要があるが、真のモデルを手にするには不可能であり、**モデル誤差は前提**とせざるを得ない
 - **観測データの改善が不可欠**であり、過去のすべりの履歴を可能な限り精度よく推定することは、シナリオの絞り込みにとって必要(ただし、**遡るのは限界**がある)
 - 様々なシナリオのうちの**どれに近い状況が起きつつあるか**を知らない限り、シナリオの絞り込みは困難であり、発生時期にしても破壊領域の広がりにしても予測精度を上げることは困難
 - したがって、さらに予測精度を高めるためには、**次の地震の発生時期や破壊域の広がりについての情報を持った何らかの現象**が、プレート境界で生じ、それを観測データで捉え、整合させることでシナリオを絞り込む必要がある
 - データ同化による予測システムは**シナリオの順位付け**を観測データにもとづいて行うものであり、1つの最適なシナリオを選択するためのものではない

11

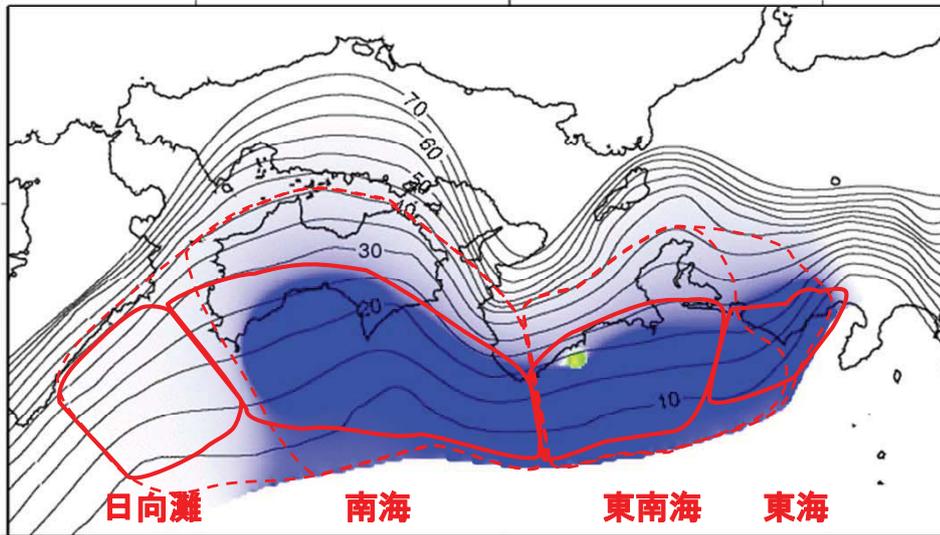
地震発生時期の情報を持つと地震発生サイクルの 計算結果から期待される現象

- 加速するプレスリップ
 - 破壊核に向けた加速
 - 南海トラフのように**固着度の高い**状況を再現した上で、**本震よりも一回り小さな部分的破壊が生じないと仮定する**(これまでの観測事実)と、加速する**プレスリップが発生する可能性**がある
 - ただし、規模が観測可能なくらい大きいかどうかは現状では拘束できておらず、確実に観測できるという保証はない
- 加速するプレスリップ以外の本震に先行するすべり
 - 震源近傍でのゆっくりすべり、前震活動、前震+余効すべり
 - 東北地方太平洋沖地震前に加速するプレスリップが観測されず、一方で上記のような現象が生じたが、こうした振る舞いは**階層的なアスペリティ**を仮定し、**固着度が低い**条件では、**本震前に期待される現象**として定性的にはシミュレーションで再現可能
 - 同じパラメタでも、先行するすべり無しで本震に至る場合もある
 - ゆっくりすべりは複数回起きてから本震に至るので「空振り」あり
 - 東北沖でプレスリップの加速が観測されなかったことを南海での発生可能性と結びつけるのは必ずしも適切とは言えない
- 近傍で発生した地震の余効すべり
 - 南海トラフ全域で地震が起こらず途中で破壊が停止した場合(例:1944東南海地震)、その周辺で発生する**余効すべり**の起こり方と、南海トラフ沿いで次に発生する地震(例:1946年南海地震)までの**発生間隔には相関**があるとシミュレーションから期待される

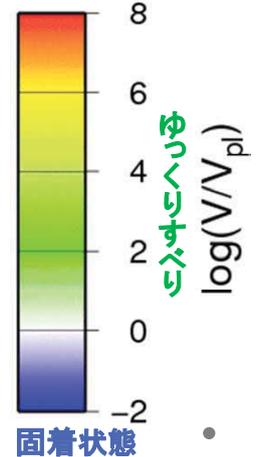
12

固着度の高い条件での地震発生サイクル計算とプレスリップ

01009y_297d_22h_14m_24s

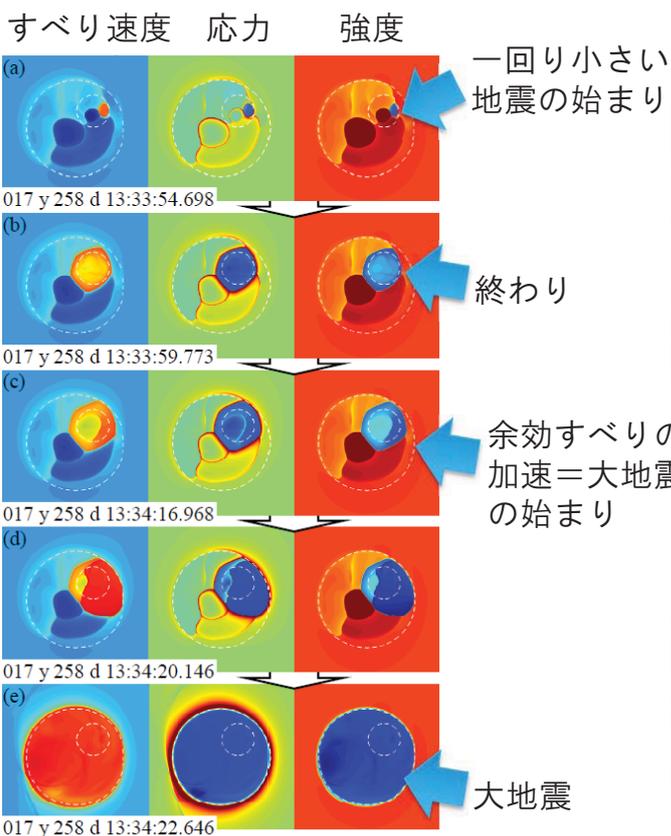


地震性すべり



13

固着度が低い場合に本震前に期待される現象



一回り小さい地震が発生、余効すべりが生じ、それが加速して大きな地震に至る。

加速が時間をかけて起こる場合とそうでない場合がある（後者では「すべりの加速」は観測でとらえられない）

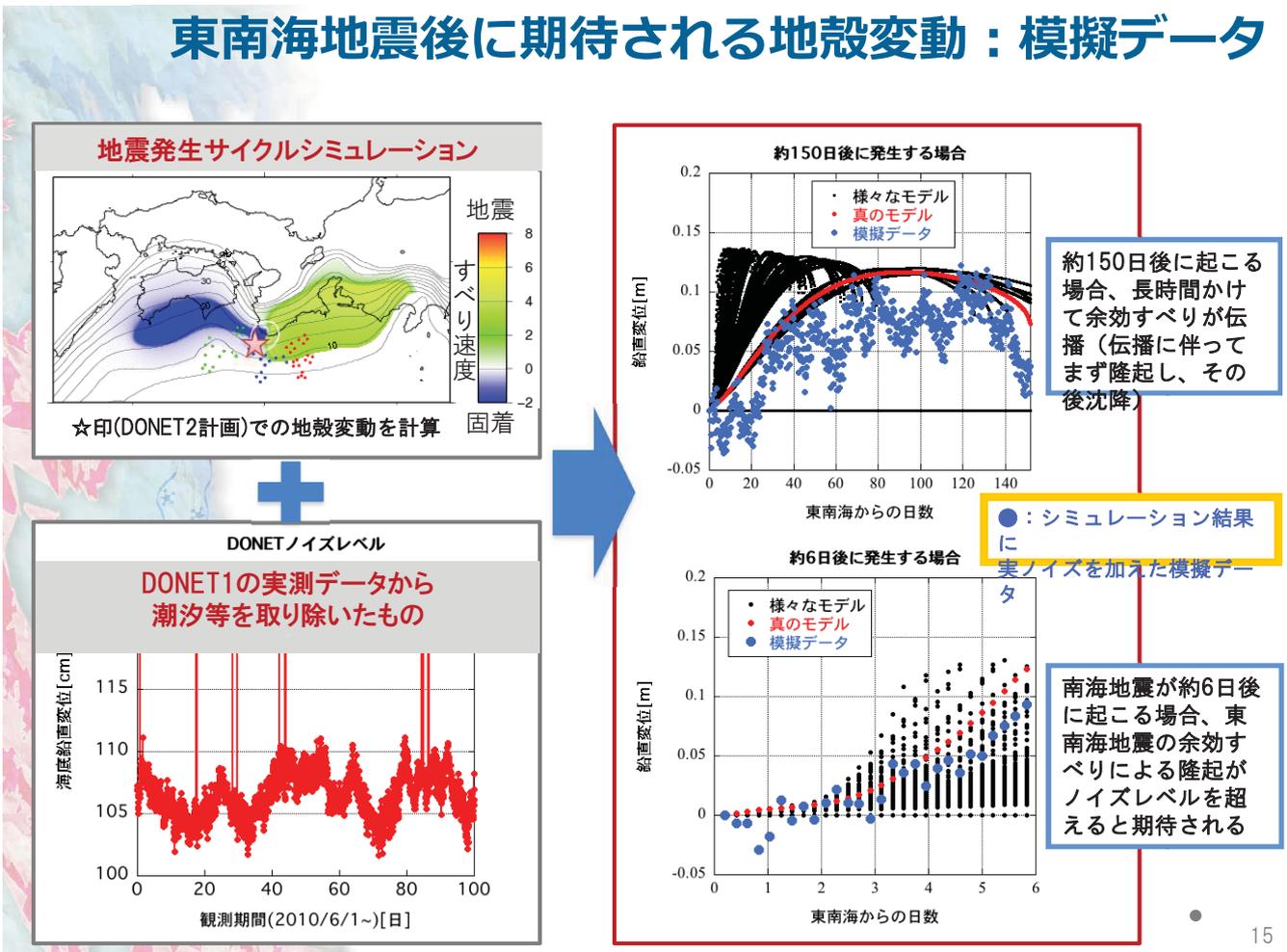
地震発生サイクルの後半に複数のゆっくりすべりが発生

同じパラメタでも、小地震で終わる場合、小地震から大地震にそのまま至る場合、すべりの加速から大地震に至る場合など様々な場合が起きる

(Noda et al., in prep.)

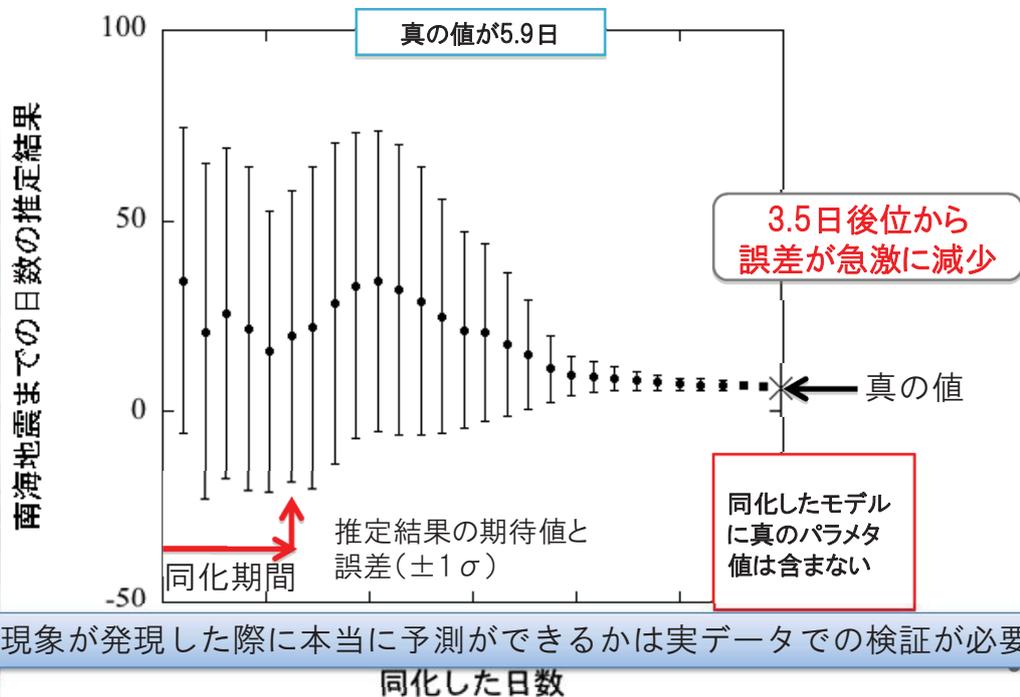
14

東南海地震後に期待される地殻変動：模擬データ



地震発生時期の予測：データ同化実験結果

東海・東南海地震が発生した後に、南海地震発生する間隔が約6日となる模擬データについて初期値とパラメタの異なる109のモデルで推定した結果

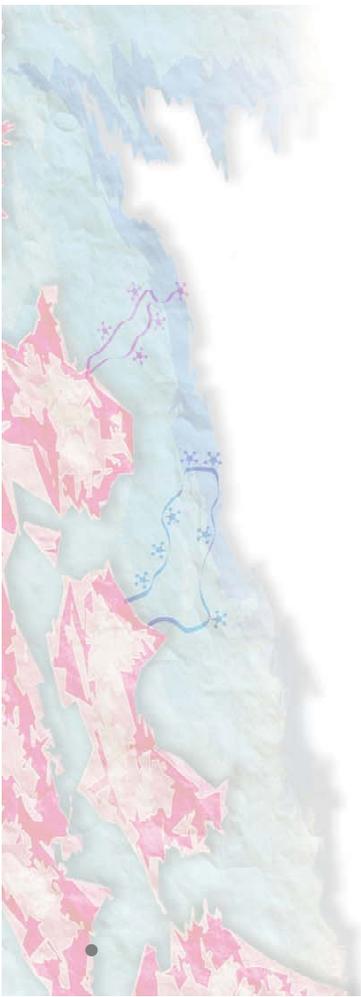


- 
- **巨大地震の空振り・見逃しを軽減するためには・・・**
 - データ同化をはじめとする、複数のモデルに基づいたシナリオを描くことが必要（確定的な予測の試み⇒確率的な評価）。これにより、最悪の事態や確率的に発生し易い事態などを事前に把握することが可能となる。
 - **減災対策へのコメント**
 - 観測と整合する残されたシナリオの中で、それによって生じる被害等の影響に応じた個別の対策が必要
 - 空振り・見逃しは十分あり得るので、耐震補強や避難対策は万全を期するのが大前提
 - その上で、さらに減災を進めるために予測情報を活用する必要がある、どのような活用が可能かは今後の研究課題

海域リアルタイム観測網 (DONET&DONET2)

海洋研究開発機構
地震津波・防災研究プロジェクト
堀 高峰・高橋成実・金田義行

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会
@2012.09.24



地震・津波観測監視システム (DONET)

白江産土河

尾鷲市
古江町

Node A
構築済観測点
水深 2,065m

Node B

Node D

Node C
最深観測点
水深 4,340m

Node E

分岐装置

分岐断層

沈み込むフィリピン海プレート

分岐装置

基幹ケーブル

拡張用分岐装置

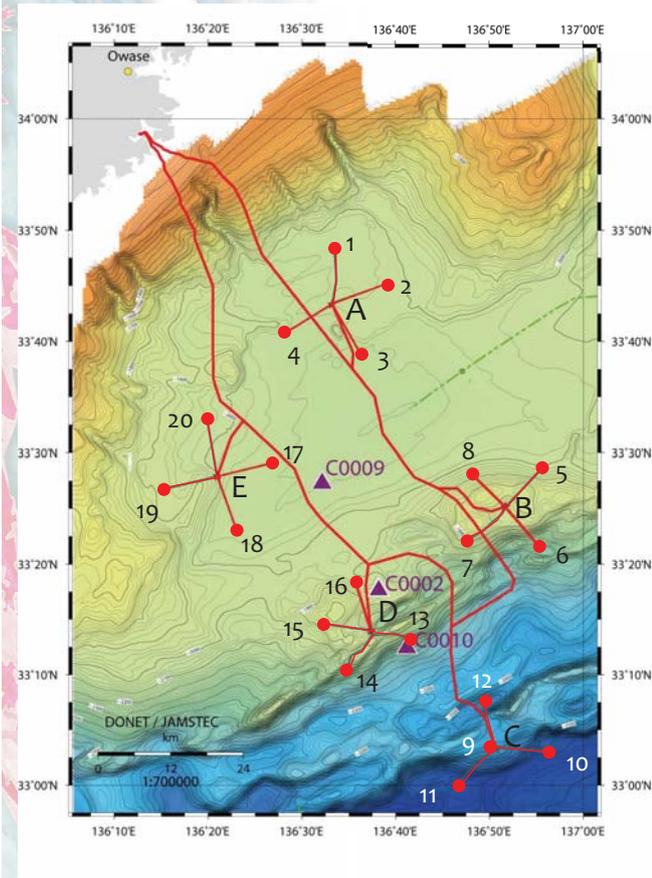
地動センサシステム：
強震計、広帯域地震計

圧力センサシステム：
水圧計、微差圧計、ハイドロフォン、温度計

海底で設置作業を行う
ROV

-先端技術を用いた地震津波の常時監視-

DONETの特徴



冗長性

1か所ケーブルが切れても給電とデータ
伝送が可能

拡張性

必要に応じて観測点を増設したり、新
たなセンサーを組み込むことが可能

置換性

老朽化したセンサーを交換したり、
ROVを用いて、観測点やノードのメン
テナンスが可能

マルチなセンサー

地殻変動、津波、強震動、微小地震な
ど広帯域、高ダイナミックレンジでの
地震・津波観測が可能

2

地動センサーシステム

観測対象

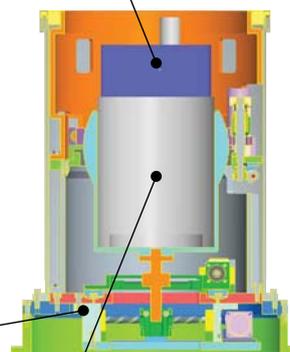
長周期地震動:
微小地震:
大地震:

広帯域な現象

0.001 - 0.1 Hz: $1 \times 10^{-9} \text{ m/s}^2$ - (at 0.05Hz)
0.1 - 100 Hz: $1 \times 10^{-7} \text{ m/s}^2$ - (at 10Hz)
0.01 - 100 Hz: -39.2 m/s^2 (at 10Hz)



強震計



ジンバル機構

広帯域地震計

3

圧力センサーシステム

観測対象：

広帯域な現象

- 地殻変動: 1day ~ 100 sec; >1 Pa
- 津波: ~ 100 sec; >1 Pa
- 長周期振動: 0.001 ~ 0.1 Hz; > 1 Pa
- 微小地震: 0.1 ~ 100 Hz; > 1 Pa
- 大地震: 0.01 ~ 100 Hz; > 3 MPa



水晶水圧計



高精度温度計

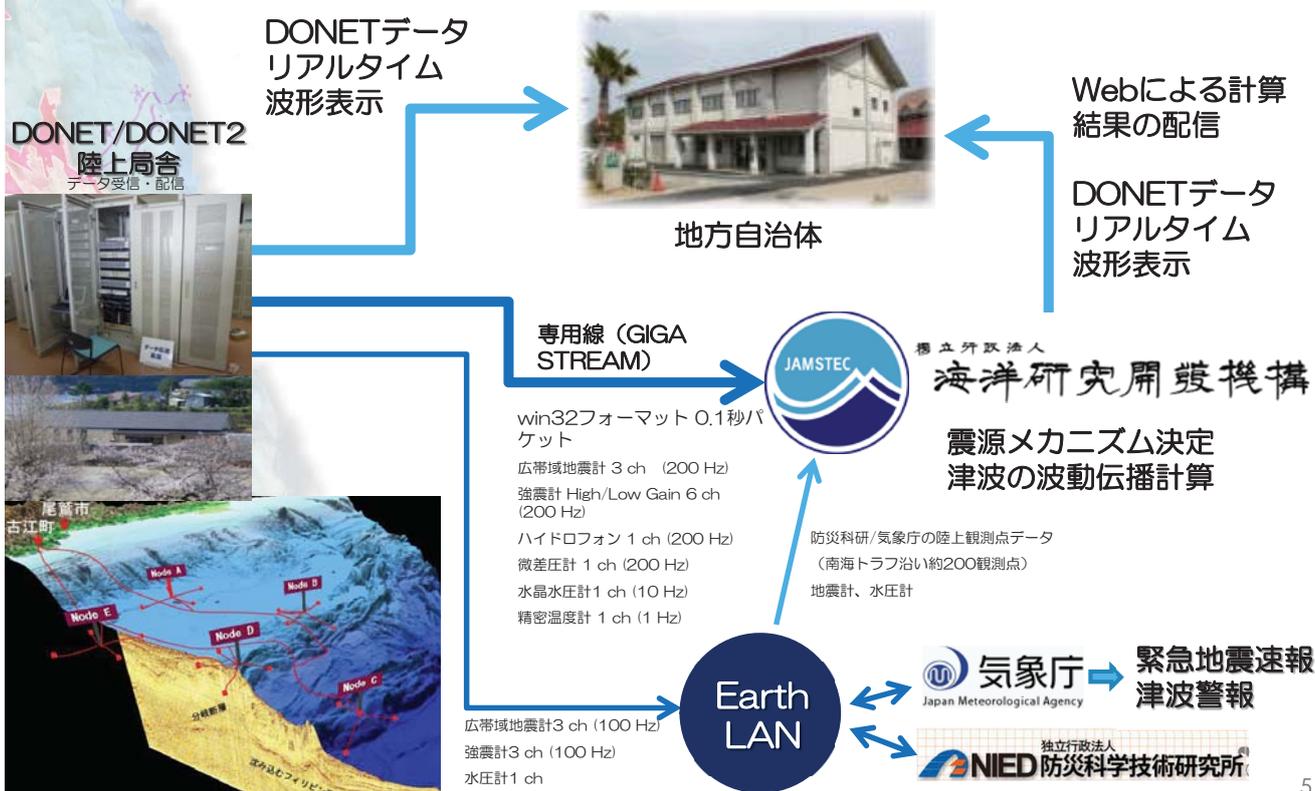


微差圧計

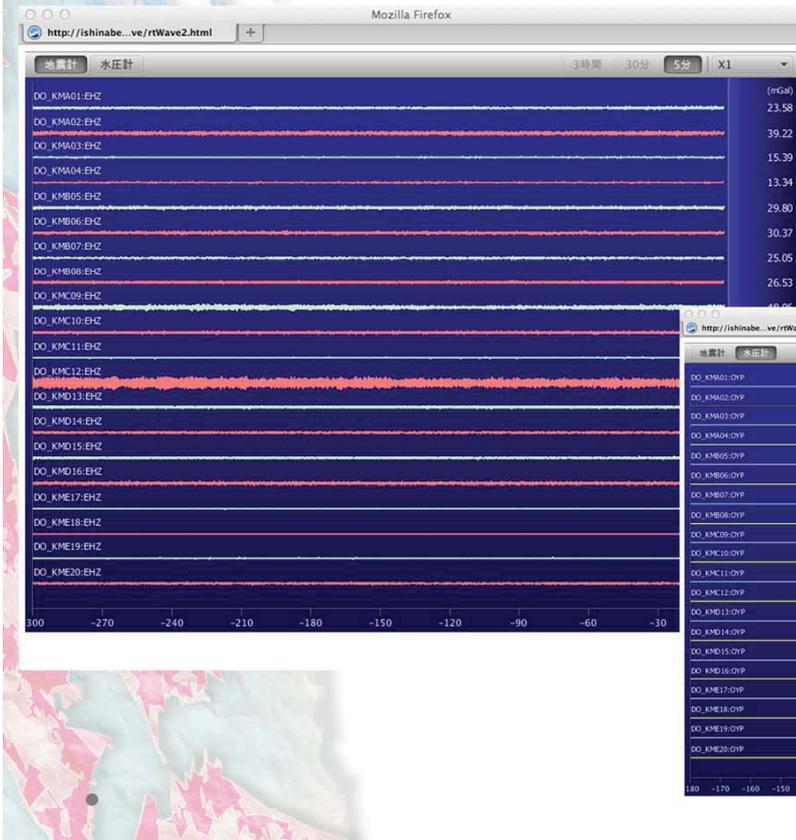


ハイドロフォン

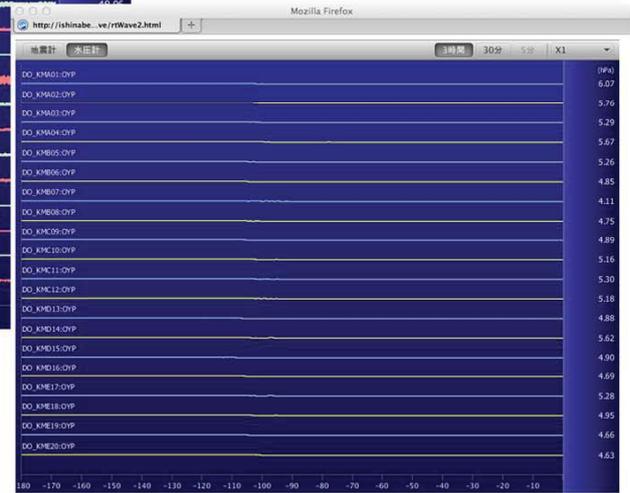
DONETデータのリアルタイム伝送



DONETデータのリアルタイム伝送

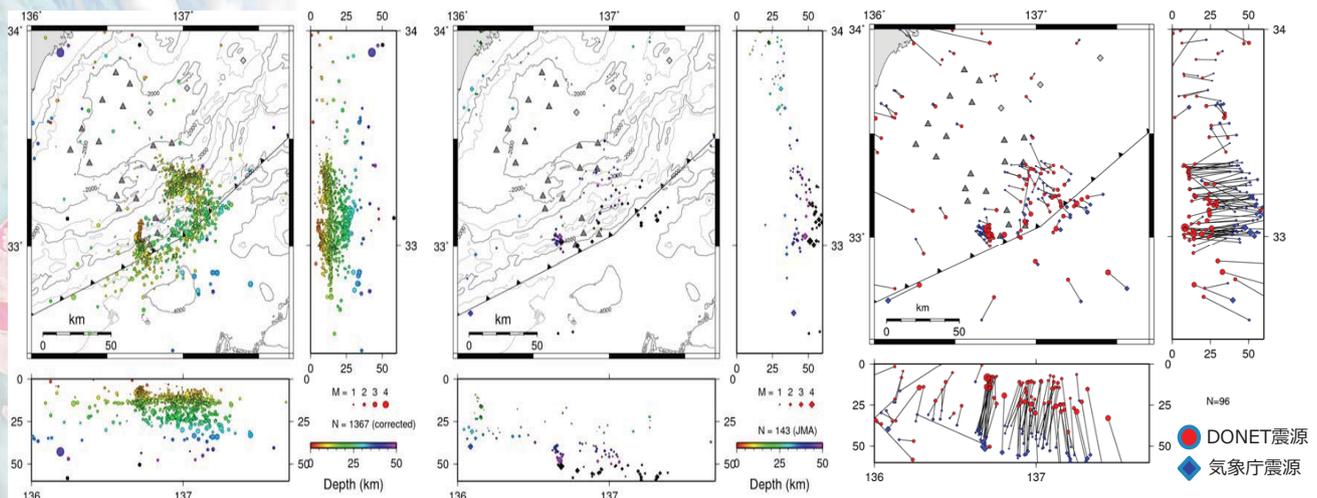


全20観測点でリアルタイムで確実にデータがとられ、陸上でモニタ可能となっている。
自動&手動震源決定も行われている。



6

海域の地震の検知能力および震源決定精度の向上



DONET観測から得られた震源分布 (2011年1月~8月末、1367個)

気象庁一元化処理による震源の分布 (左と同じ期間、143個)

DONETと気象庁一元化処理との比較

陸上観測網：震源域から離れているため、震源決定精度（特に深さ）がよくない

→DONET観測により

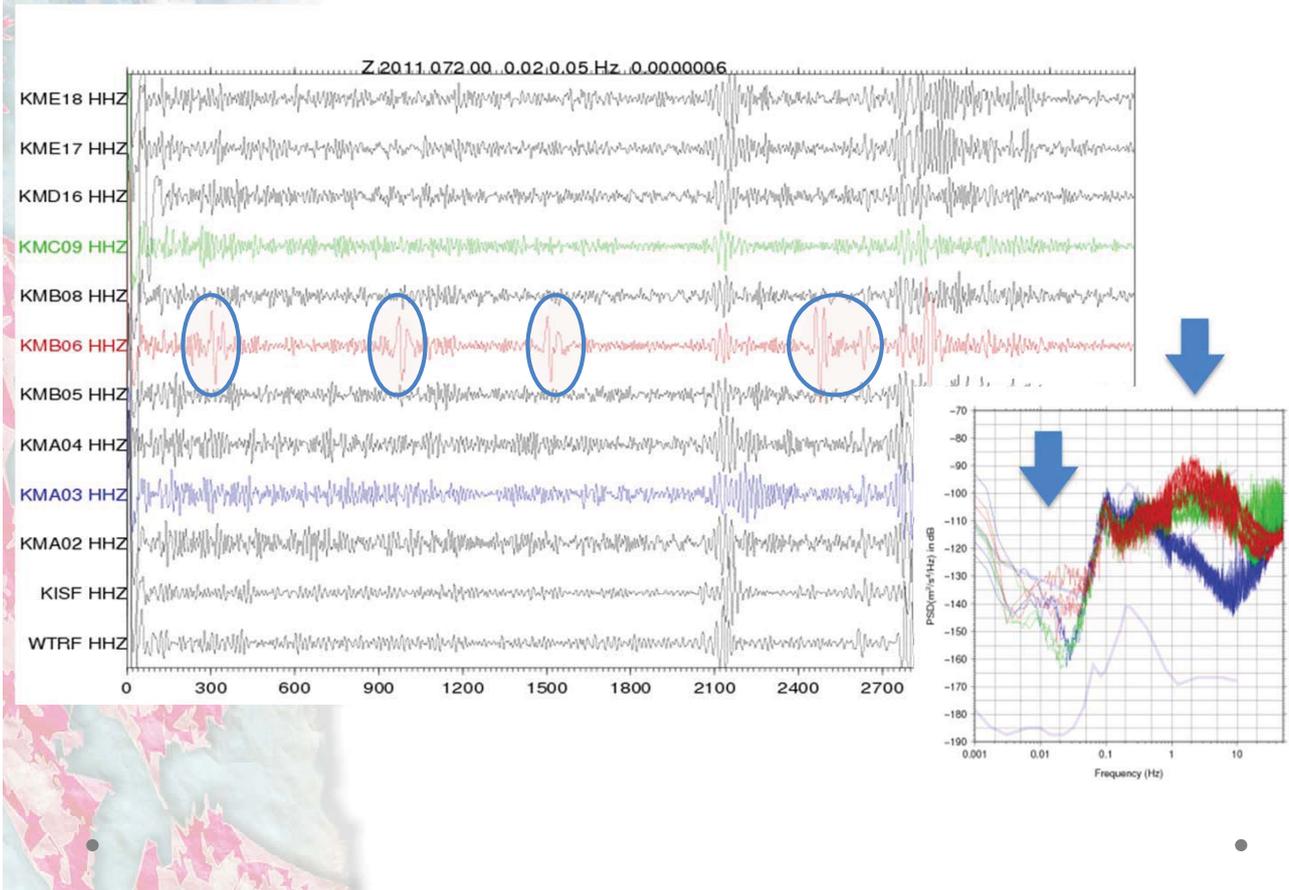
- ①紀伊半島沖の地震の検知能力が大きく向上し、②地震の震源位置の精度（特に深さ）が向上

* 現在、即時的な震源決定は気象庁の緊急地震速報等にも活用されており、震源決定精度の精度を向上させることはその高度化にも有用である。

(Nakano et al., 2012, EPS)

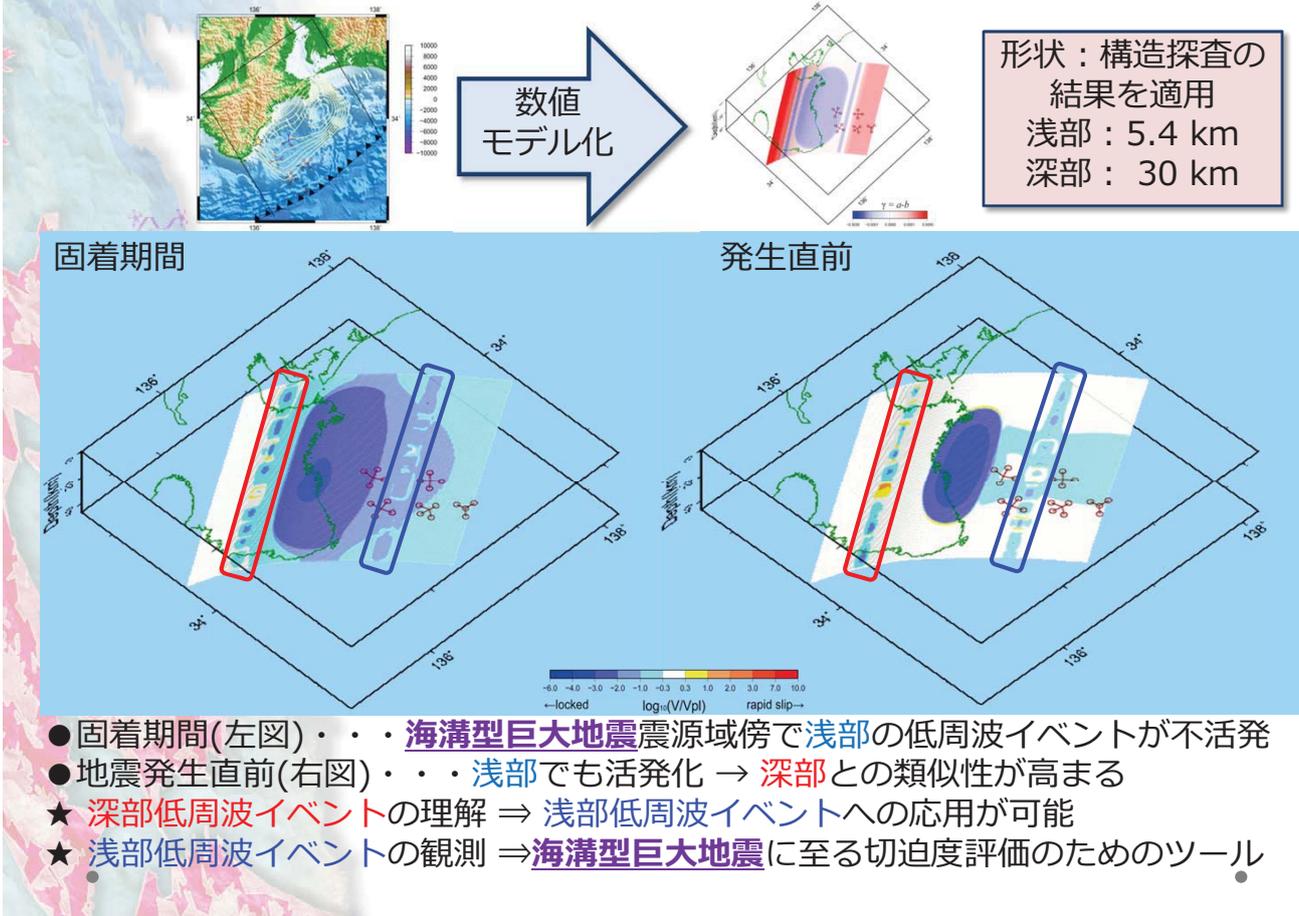
7

微小な浅部低周波地震の観測に成功



8

深部・浅部での低周波イベントの活動変化



9

DONET1水圧計データについて

- ・ 潮汐除去アルゴリズムを実装し稼働中。
- ・ 潮汐除去されたデータには半日～30日程度の変動(5-10hPa)が残っており(20日間のRMS変動量1.6-1.8hPa程度)、同一ノード内の観測点間相互で似ている。
- ・ ここで、1hPa=1cmの上下動に相当。
- ・ 隣接観測点間の差分データを取ると、同一期間の変動量がRMS 0.3-0.8hPa 程度の範囲まで縮小した。
- ・ 仮に0.3hPaで観測点間が20kmとすると、2点間傾斜変動で 1.5×10^{-7} 程度($0.15 \mu \text{ rad}$)に相当する。
- ・ 差分データの長期ドリフトの様相は、だんだんとドリフト率が低下する傾向にあり、大きな場合でも年10hPa程度。多くの場合年数hPa程度。

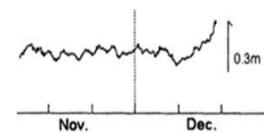
10

プレート境界すべりのシナリオの 絞り込みへの活用

○プレスリップ

・ 東北地方太平洋沖地震のような、プレート境界での固着度が低く、M6-7程度の地震が普段から起きているところでは、これらの地震が加速するプレスリップの肩代わりをするため起こりにくい。

・ 一方、南海トラフのように全体的に固着が強く、M6-7程度(本震よりひと回り小さな規模)の地震が普段からは起きていないところでは、**プレスリップが起こる可能性が十分あり**、それに起因すると思われる潮位変化が1946年南海地震の2-3日前にも記録されている(なお、1944年東南海地震前は震源付近の記録が無い)。したがって、その発生に備えたモニタリングが必要。



1946年南海地震における下津(紀伊半島北西部)に対する浦神(紀伊半島南端部、震源域の東端)の潮位変化(小林他, 2002)

○プレスリップ以外の先行現象

・ 巨大地震発生前に固着域の広がりや狭まり、**微動など周辺の活動のパターンに変化**が現れる(シミュレーション結果より: 前ページ)

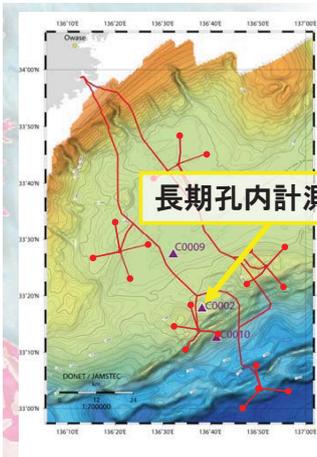
・ 東北地方太平洋沖地震前には、地震後に広い範囲の余効すべり、震源近傍でのゆっくりすべり、前震活動、前震+余効すべりの伝播した先で本震発生、など、**様々な先行現象**が観測された。

・ 南海トラフ全域で地震が起こらず途中で破壊が停止した場合、その周辺で発生する**余効すべり**の起こり方が、**次に発生する地震までの発生間隔と相関**すると期待される(シミュレーション結果より)。

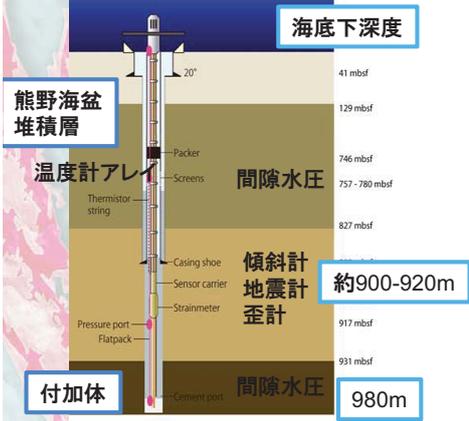
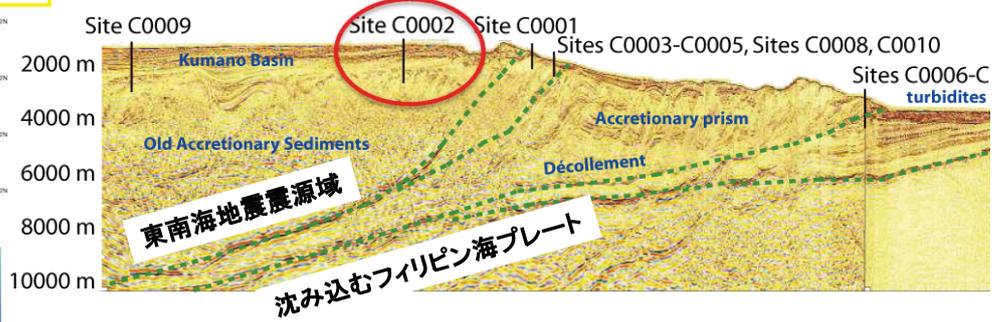
上述の現象が発生し、観測された場合、逐次データ同化によるシナリオの絞り込みが可能。ただし小規模で時空間変化するため、モニタリングにはDONETのような**稠密アレイ**がより有効。

11

掘削孔内計測システムの DONETへの接続



長期孔内計測点



[観測項目]
 地殻変動 (体積歪・傾斜)
 地震動 (強震・広帯域・高感度)
 間隙水圧
 温度
 ・地殻変動・地震動センサーは地中にセメンチングすることにより高感度なデータを長期間安定に得られる。
 ・DONETへ接続が行える (2012年度内予定)

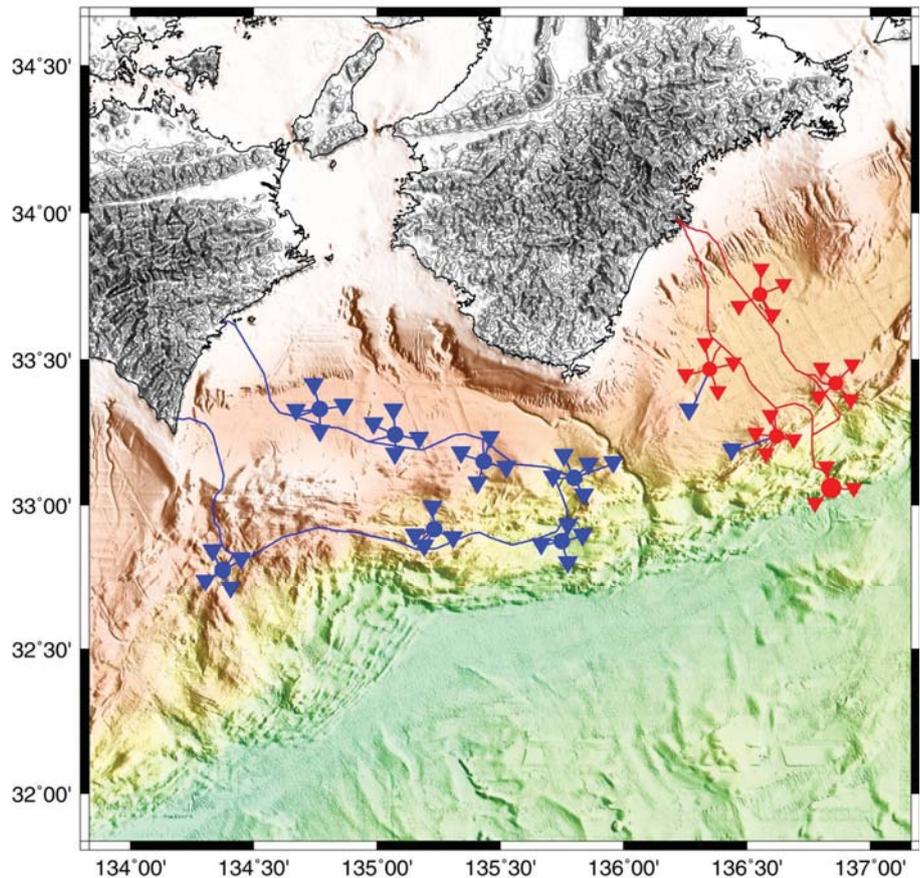
新しい地震・津波観測監視システム (DONET2)

システム構想
(カッコ内はDONET1)

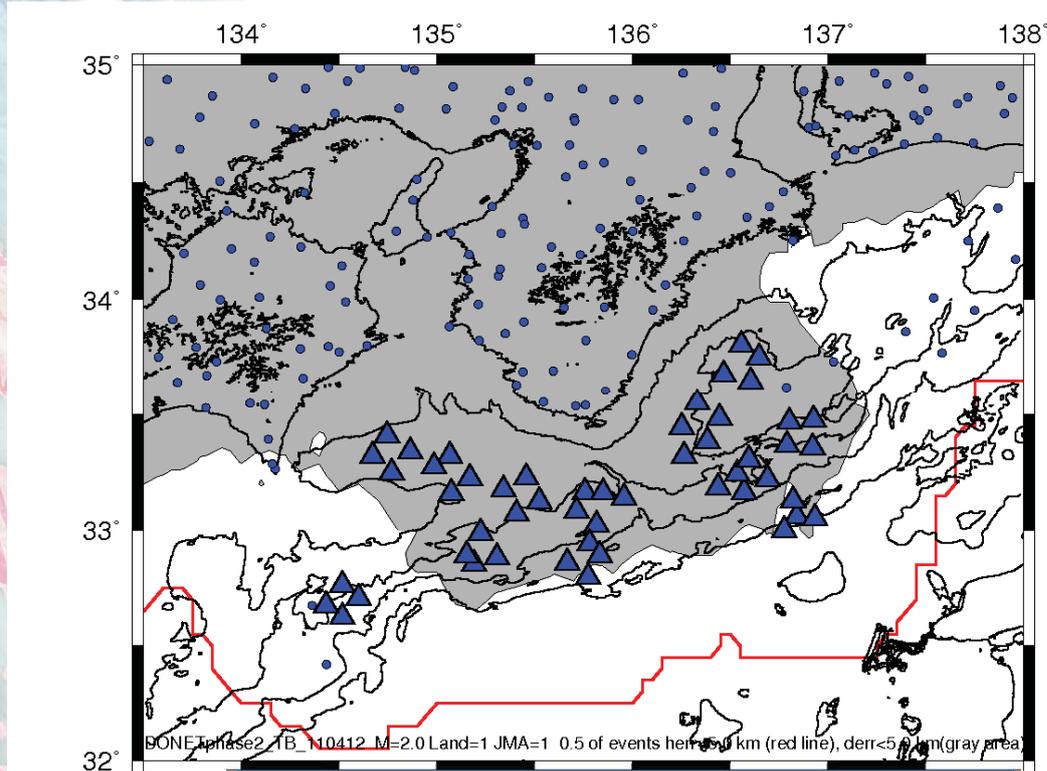
- ・基幹ケーブル長:
約350km(約250km)
- ・分岐装置:
7式(5式)
- ・ノード:
7式(5式)
- ・観測装置:
29式(20式+2式)

H27年度中に設置完了
の計画

※現在、最終ルート決定のための
事前調査実施中。

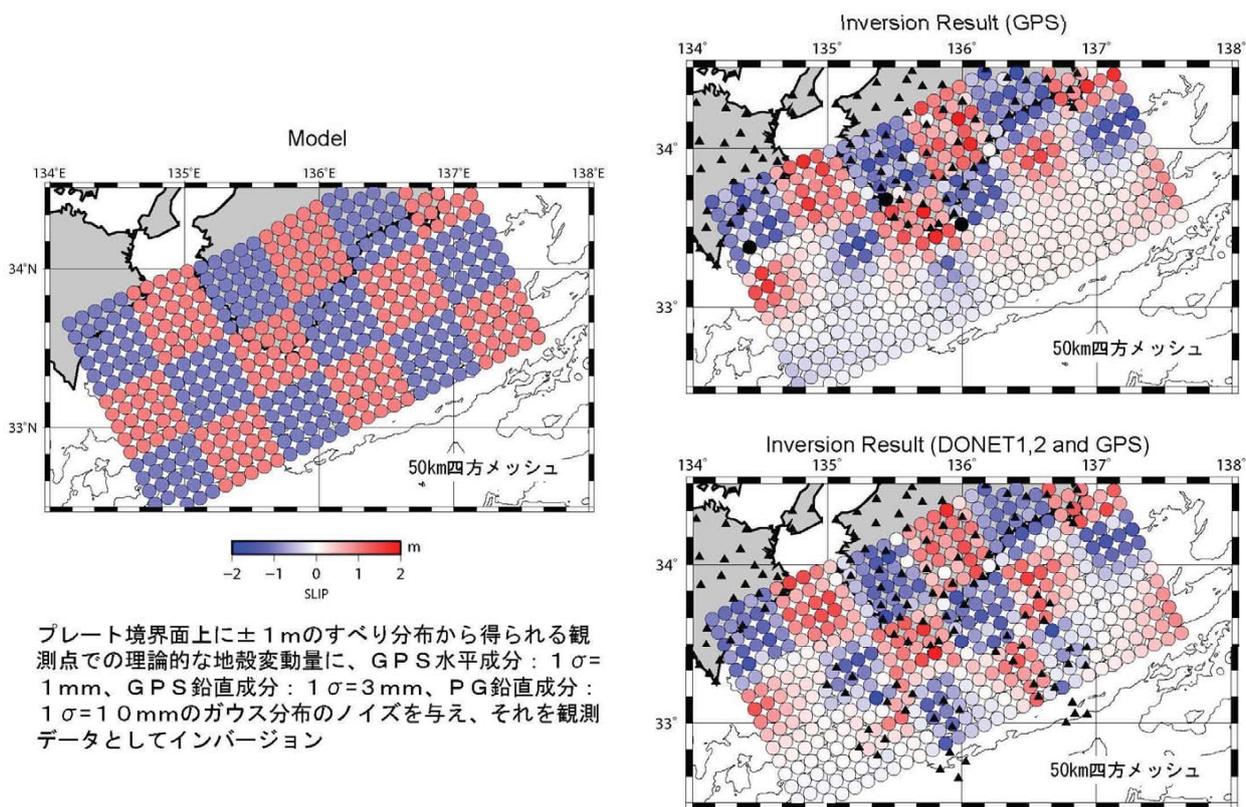


震源決定能力の向上



灰色：プレート境界のM2の地震が、震央・震源深さ5km以内の精度で決定できる確率が50%以上の領域

プレート境界でのすべりの検知能力



プレート境界面上に±1mのすべり分布から得られる観測点での理論的な地殻変動量に、GPS水平成分： $1\sigma = 1\text{mm}$ 、GPS鉛直成分： $1\sigma = 3\text{mm}$ 、PG鉛直成分： $1\sigma = 10\text{mm}$ のガウス分布のノイズを与え、それを観測データとしてインバージョン

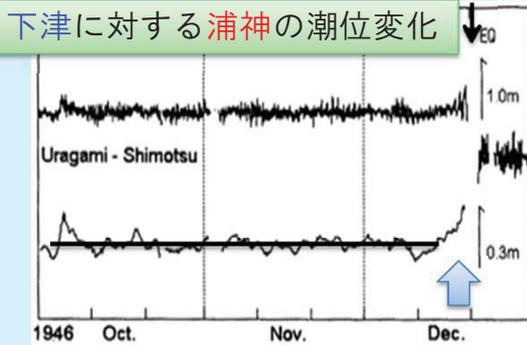
まとめ

- DONET観測網の全観測点でリアルタイムデータを着実に取得
- DONET観測網により、紀伊半島沖の巨大地震震源域内での震源決定精度が大きく向上
- 地殻変動についても、ゆっくりすべりなどtransientな変動については、海底上下変位の誤差が1cm未満で検知できると期待される
- 今後長期孔内計測と接続することにより、さらに精度向上が見込まれる
- またH27年度までに設置予定のDONET2観測網により、紀伊水道沖でも震源決定並びに地殻変動検知能力が向上することが期待される
- こうした高精度海域リアルタイム観測網は、先行現象にもとづいた巨大地震の切迫度評価やシナリオの絞り込みに役立つことが期待される

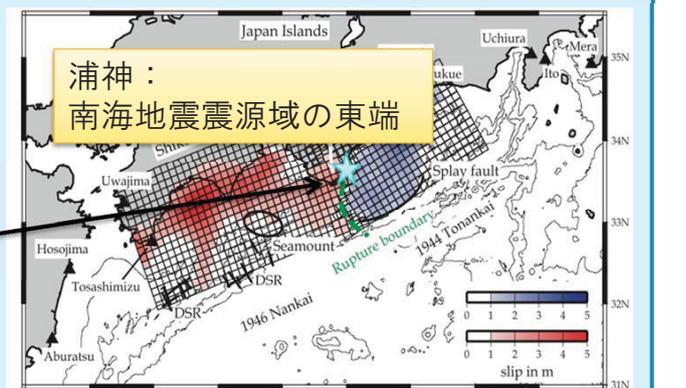
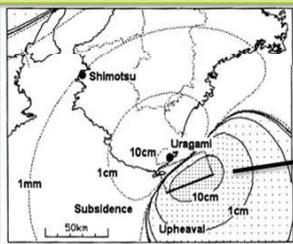
16

シナリオ絞り込みの補足

1946年南海地震



プレート境界におけるMw6.9規模のすべりを与えれば、上記の潮位変化は説明可能



小林他 (2002a, b)

Baba and Cummins (2005)

17

委員提供資料

松澤 暢 委員

提供資料

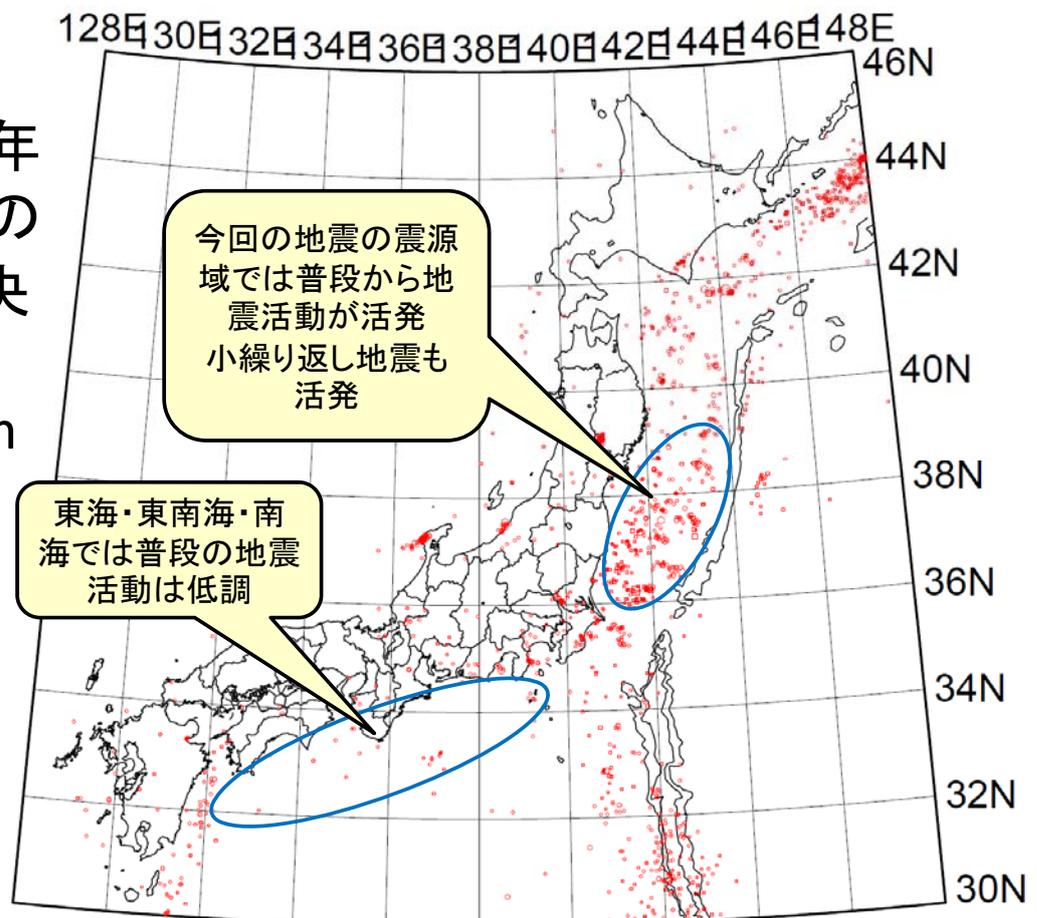
2011年東北地方太平洋沖地震

東北大学大学院理学研究科
地震・噴火予知研究観測センター
松澤 暢

2012年8月6日(月)16:00-19:00
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

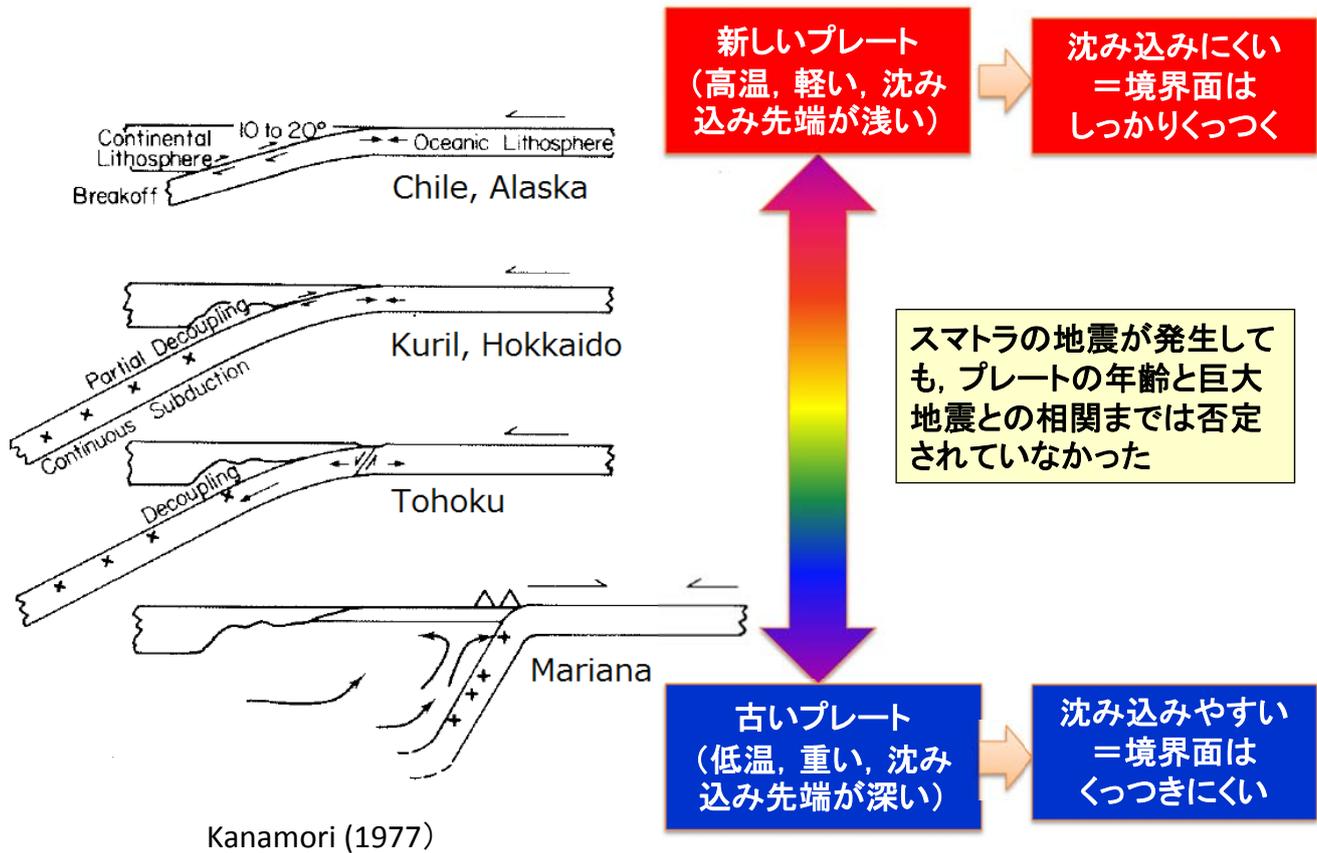
1

2006-2010年
のM4以上の
地震の震央
分布
(深さ60km
以浅)



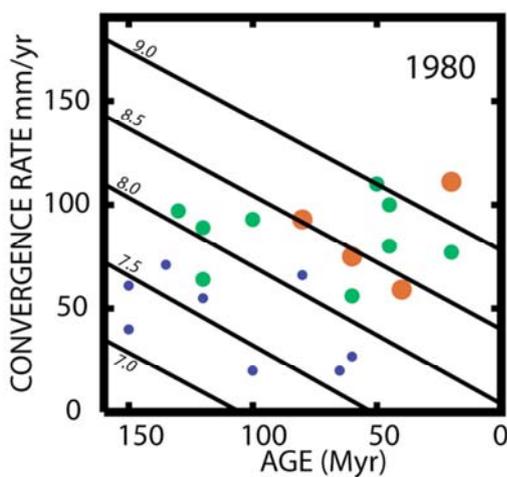
2

プレート境界の強度の違いを説明するモデル

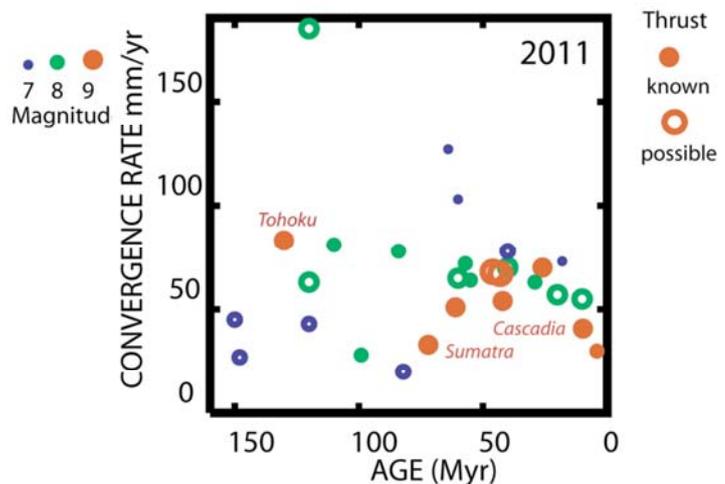


3

Ruff and Kanamori (1980) の結果の再検討 Stein and Okal (2007)



Ruff and Kanamori (1980)
(1900年-1974年の地震)



Stein and Okal (2007) によって改訂されたデータ(図はStein et al., 2012による)
(1700年-2004年の地震;
地域によって遡れる過去は異なる)
+2011年東北地方太平洋沖地震

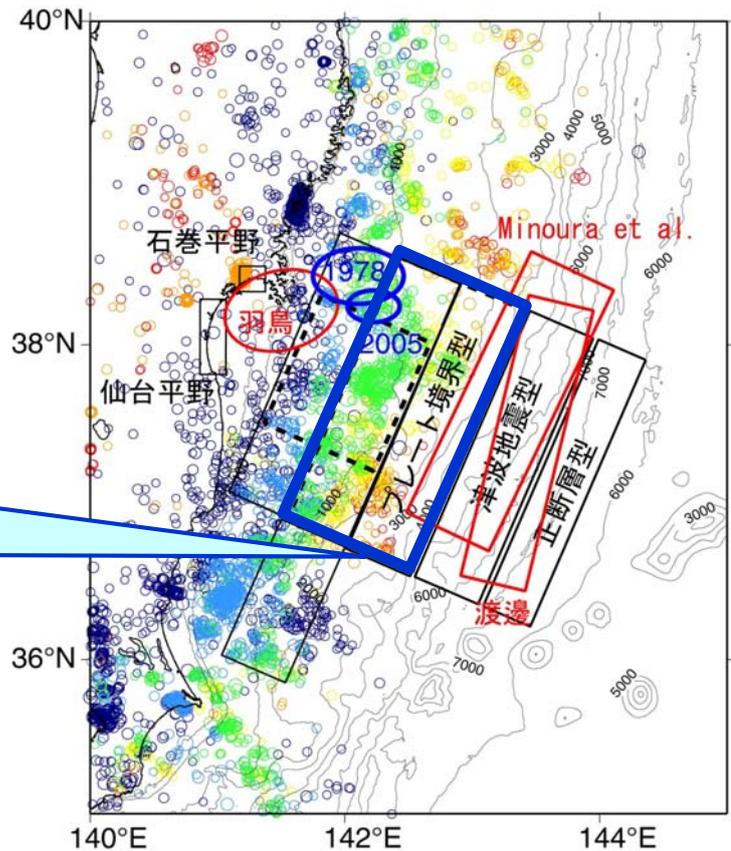
4

貞観津波のシミュレーションと津波堆積物との比較

シミュレーションによる浸水域
と津波堆積物の分布がよく一
致したのは...

Model 10
上端深さ: 15km
サイズ: 200km x 100km
すべり量: 7m
Mw: 8.4

岡村・他, 宮城県沖における重点的
調査観測 総括成果報告書, 2010



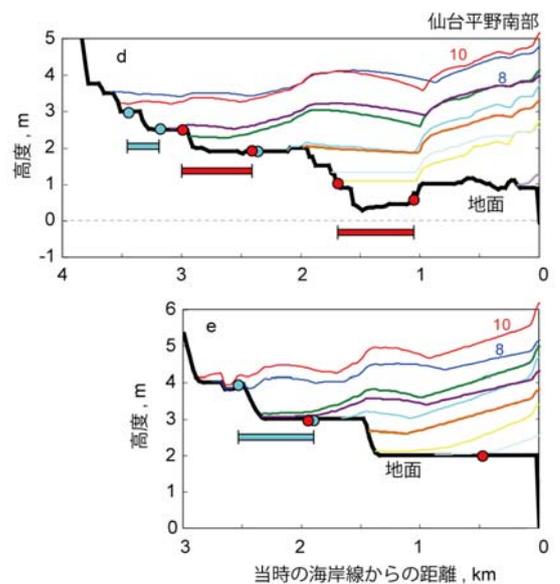
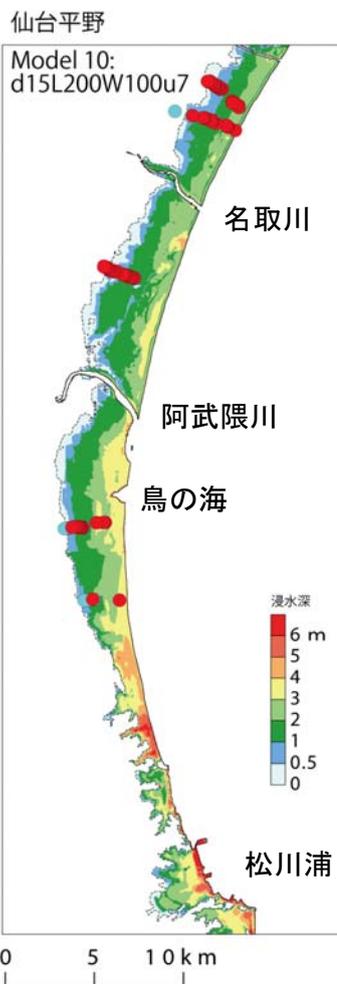
5

モデルから推 定される貞観 津波の浸水域

阿武隈川より北は
現在の仙台東部道
路, 南は6号線く
らまで津波が到達
⇒ 今回と同じ

この報告を受けて,
地震調査委員会では
海溝型地震の長期評
価の改訂版を今年の
4月に出して, 住民へ
の説明を強化しようと
していた矢先であった.

岡村・他, 宮城県沖に
おける重点的調査観
測 総括成果報告書,
2010

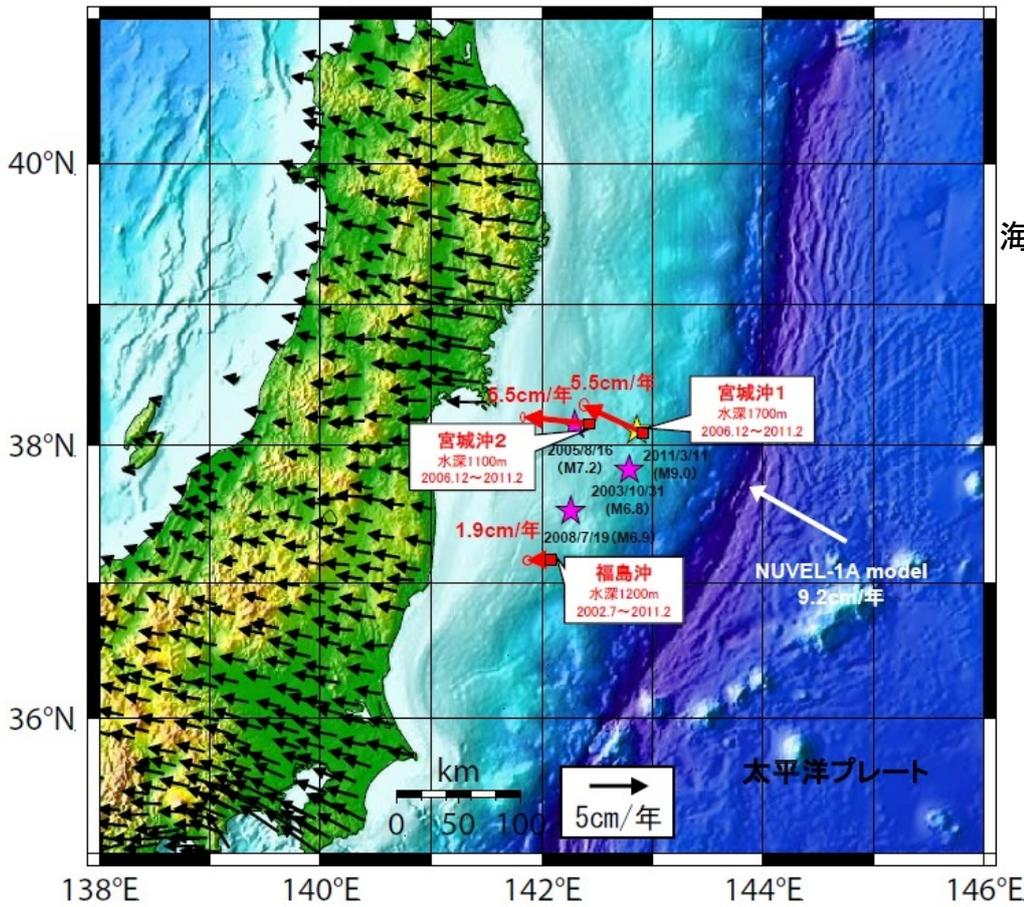


- 貞観津波の堆積物の位置
- 貞観津波と思われる堆積物の位置
- 1. 正断層型
- 2. 津波地震型
- 3. d15_L200_W50_u5
- 4. d31_L200_W50_u5
- 5. d15_L200_W100_u5
- 6. d31_L200_W100_u5
- 7. d31_L300_W50_u5
- 8. d31_L100_W100_u10
- 9. 仙台湾内の活断層
- 10. d15_L200_W100_u7

- 貞観津波の堆積物の位置
- 貞観津波と思われる堆積物の位置

6

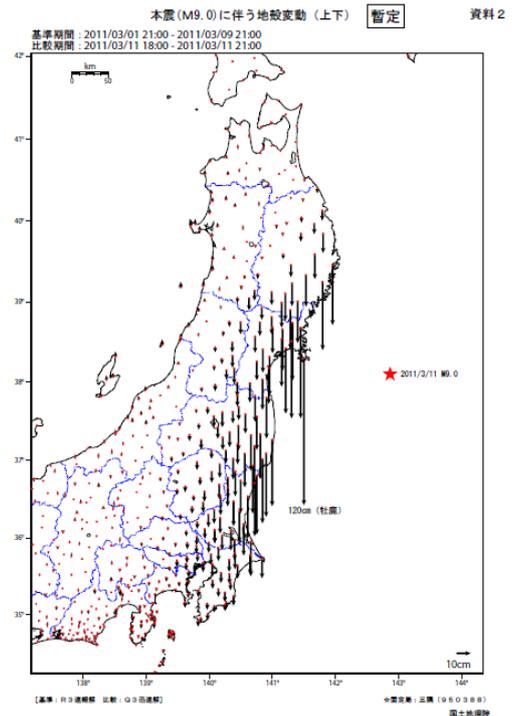
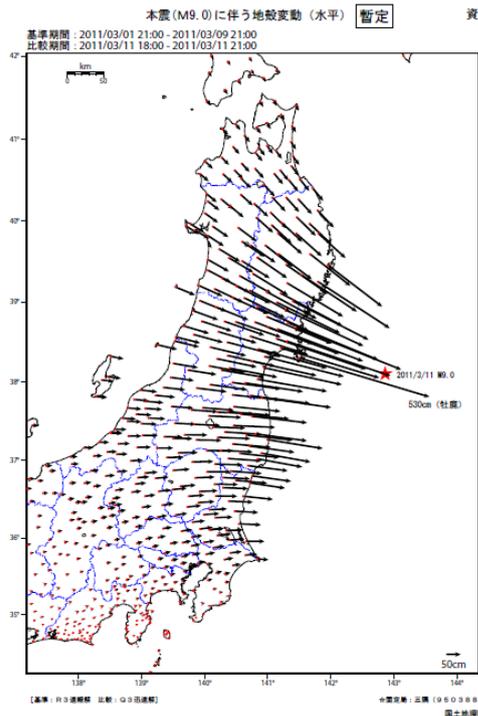
本震前の変位速度



7

GPSによる本震時の地殻変動

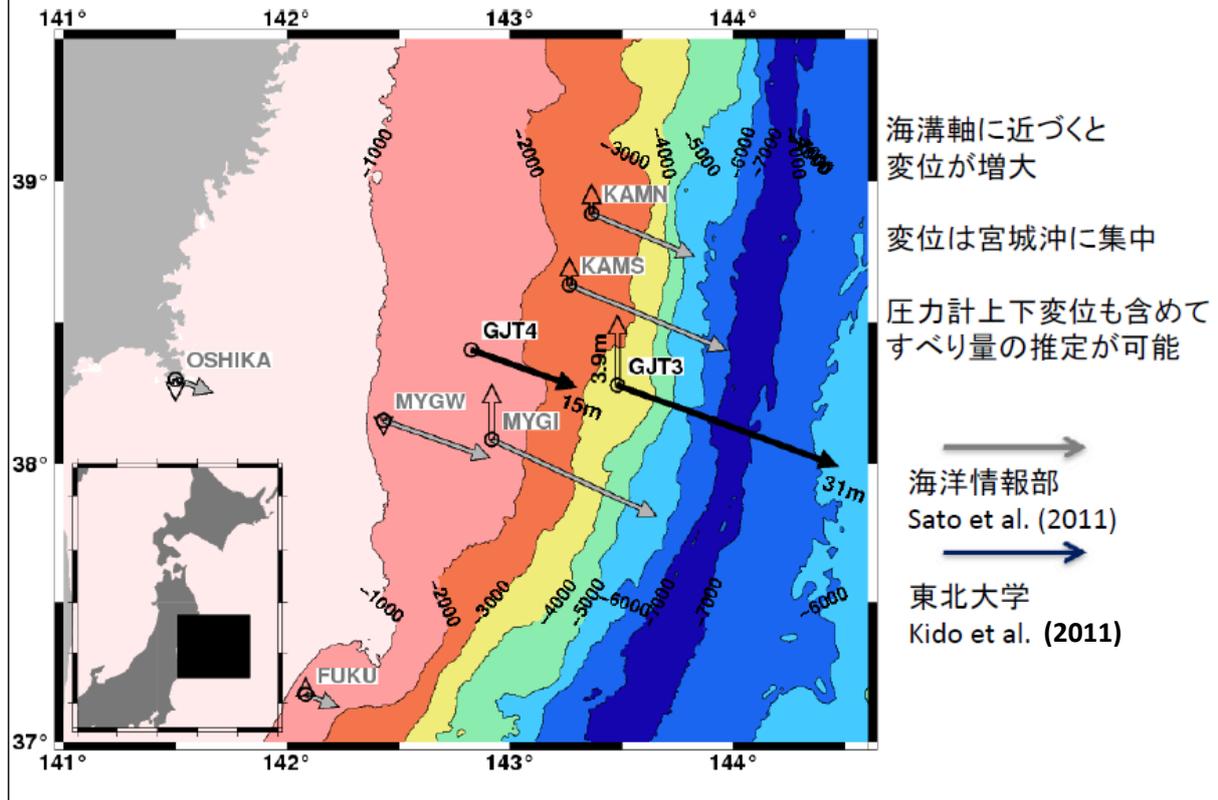
東北地方は太平洋沿岸が5m, 日本海沿岸が1m東に動いたので, この地震で4m広がったことになる。



国土地理院(2011)

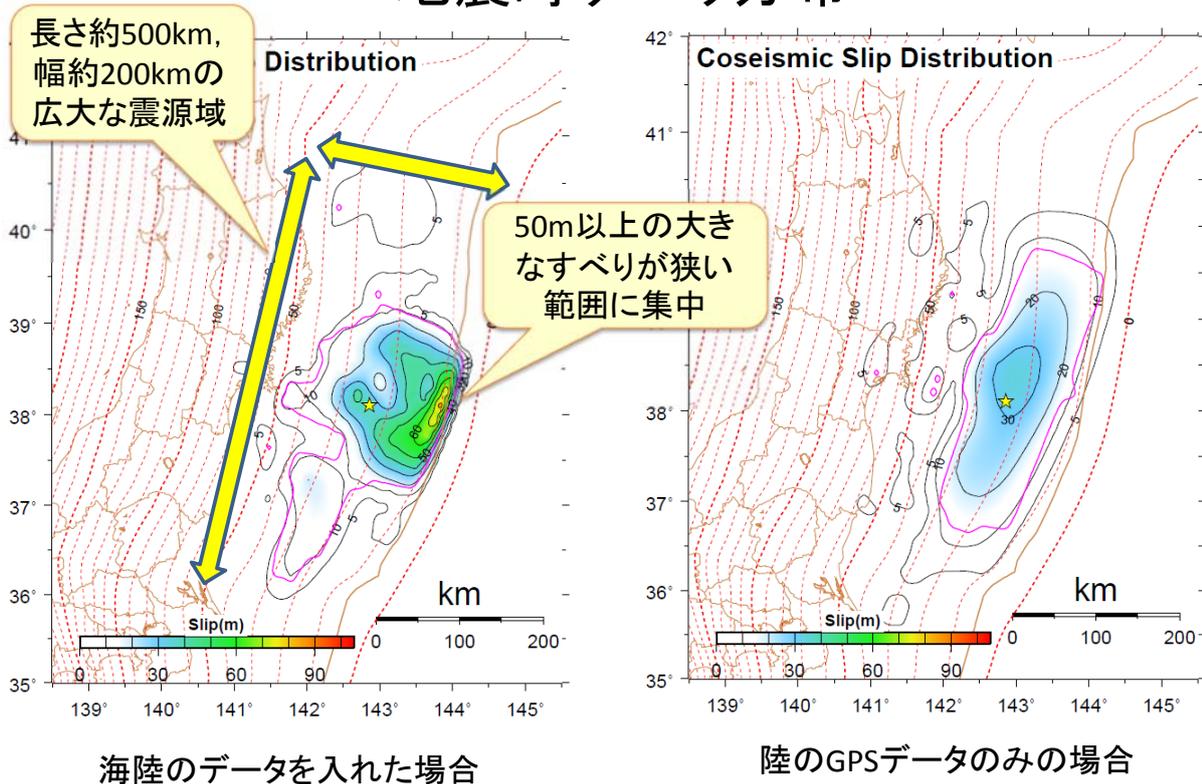
8

GPS/A観測による海底水平変動



9

海陸の地殻変動データから推定した地震時すべり分布

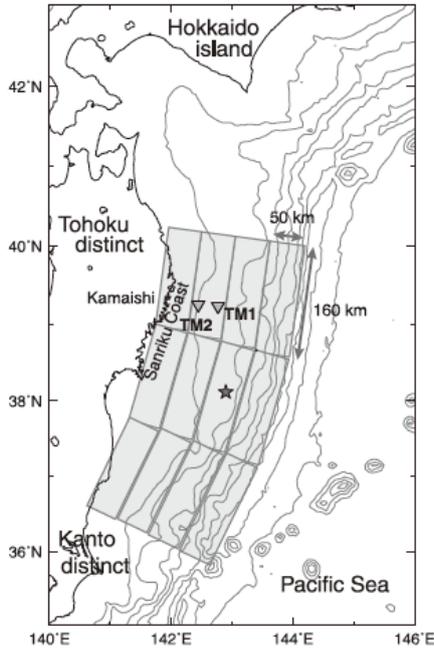


Iinuma et al. (2012)

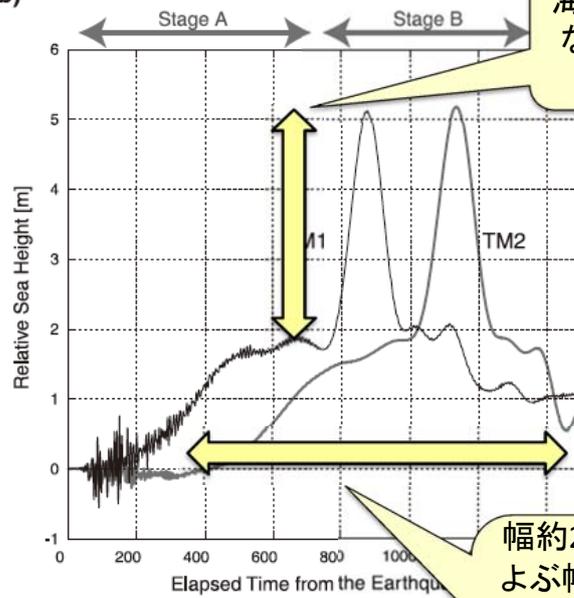
10

海底圧力計で捉えられた津波

(a)



(b)

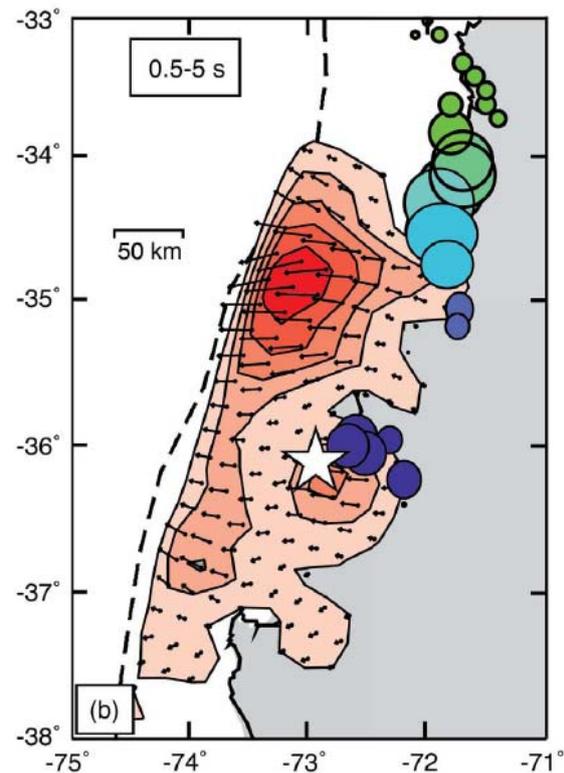
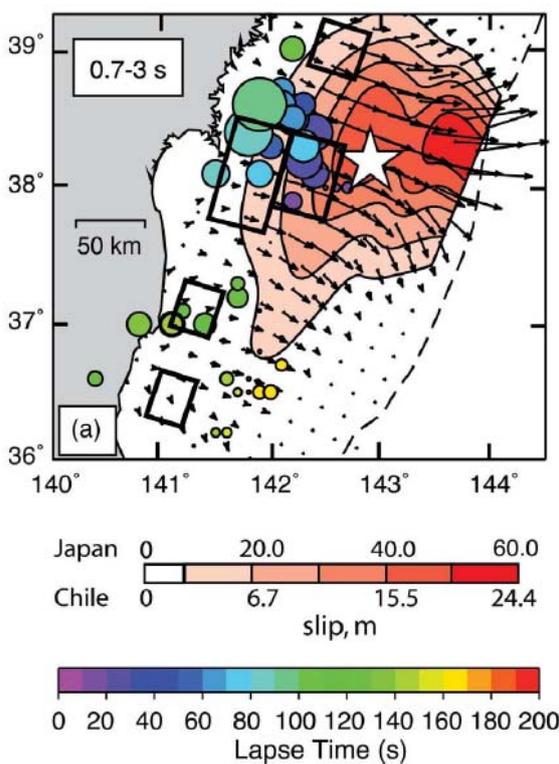


海溝付近の大きなすべりによる高い津波

幅約200kmにおよぶ幅広い震源域による継続時間の長い津波
⇒ 浸水が内陸奥まで及ぶ

Maeda et al. (2011)

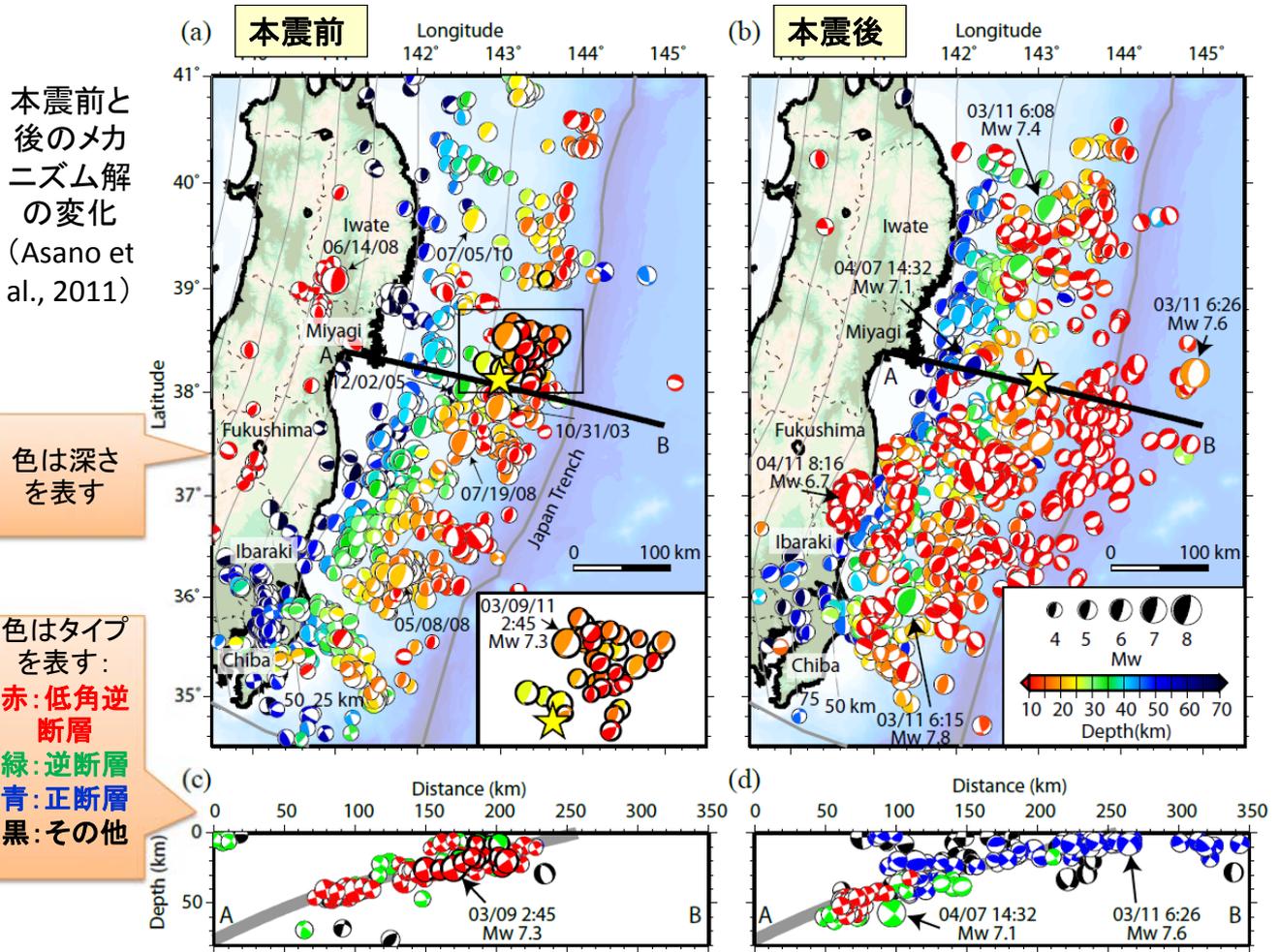
長周期と短周期の励起の違い



2011 Tohoku, Japan earthquake (Mw 9.0)

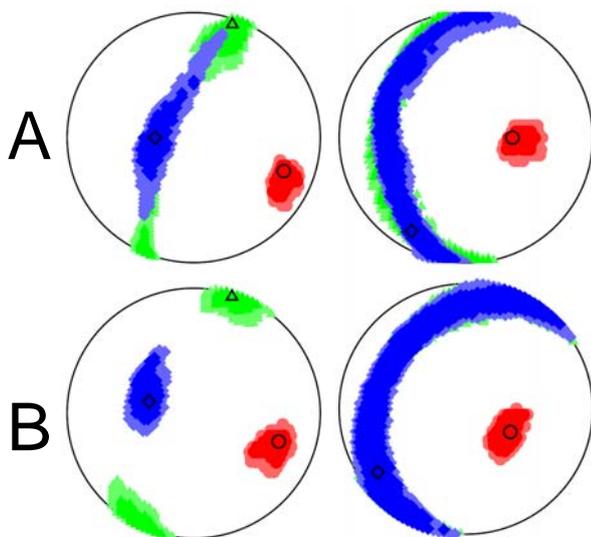
2010 Maule, Chile earthquake (Mw 8.8)

Lay et al. (JGR, 2012)

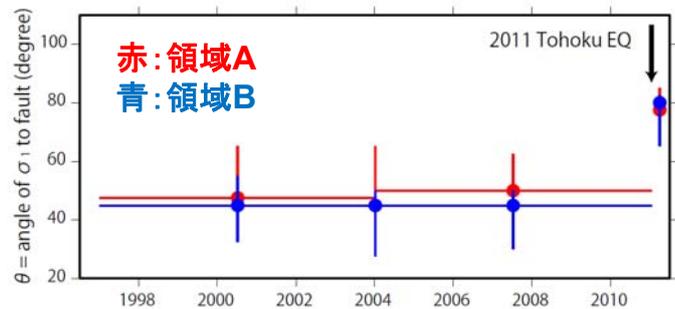
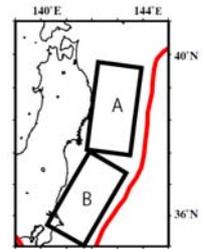


2011年東北地方太平洋沖地震前後の偏差応力変化から推定されたプレート境界の低強度と高間隙水圧

本震前 本震後 (Hasegawa, Yoshida, Okada, EPS, 2011)



赤: 最大圧縮力軸
 緑: 中間主応力軸
 青: 最小圧縮力軸



本震前後の応力の主軸方向の変化. 95%の信頼範囲を着色して示す.

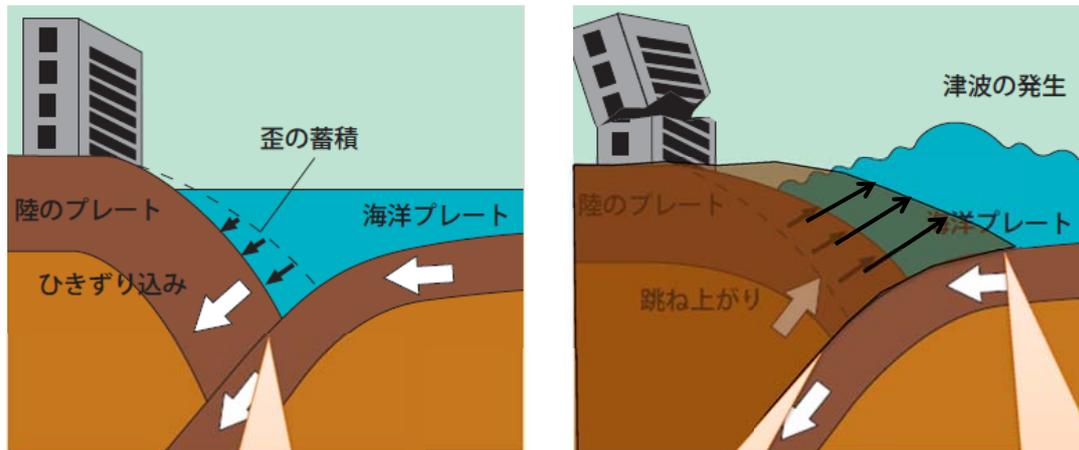
最大圧縮力軸の方向の時間変化

圧縮力軸方向が約30度変化⇒強度は20MPa程度⇒間隙水圧は静岩圧の約95%
 (間隙水圧が無ければ, 深さ25kmにおける強度は本来500MPa程度)

強度≒20MPa は, 見かけの摩擦係数 $\mu' \approx 0.03$ に相当

⇒ Furukawa & Uyeda (1989), Wang & Suyehiro (1999), Ariyoshi et al. (2007) と同等

現時点で考えられている今回のM9の地震の発生のしくみ



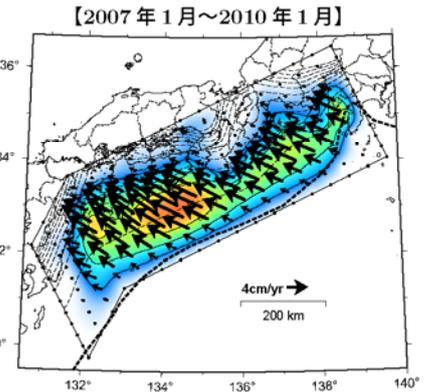
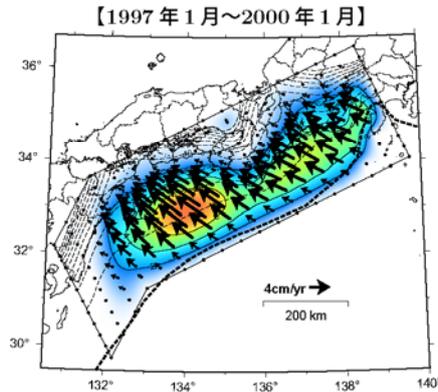
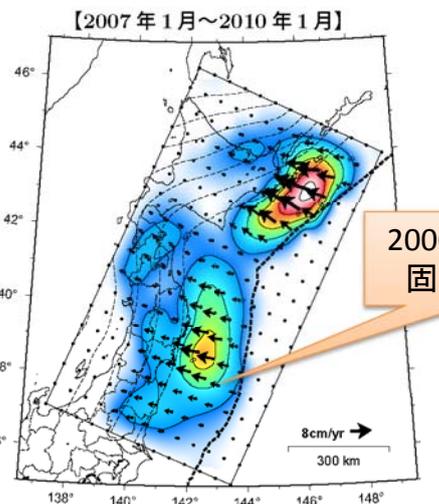
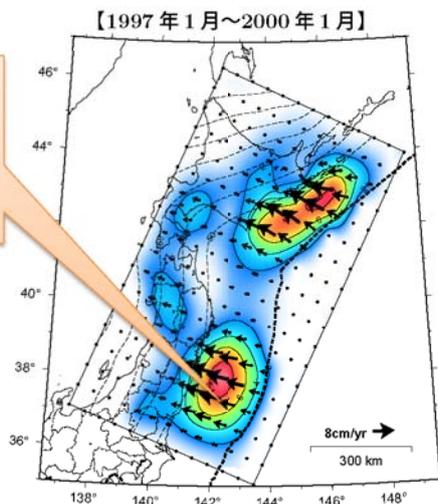
文部科学省(2004)に加筆

海溝近くで特に長期に渡ってひきずりこんだ領域があった

普段は滑っているときも摩擦抵抗が働く

今回は滑っているときに摩擦抵抗がゼロ近くになるまで上盤が完全に跳ね上がった

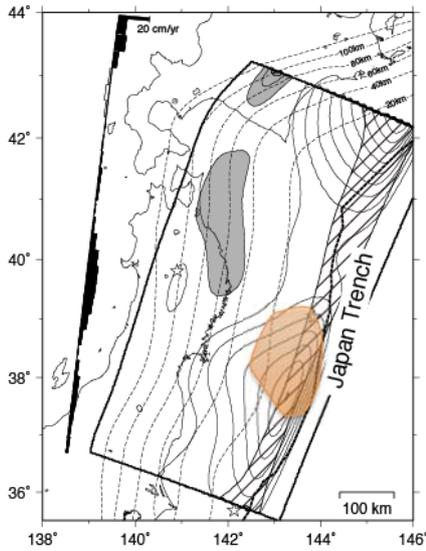
東北日本
および
西南日本の
すべり
欠損分布
(国土
地理院,
2011)



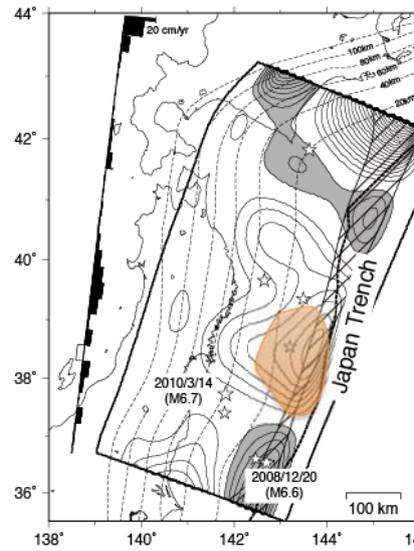
・それぞれの期間の3年間の平均変動速度からすべり欠損を推定している。
 ・2007年1月～2010年1月は、この期間内に発生した2008年5月9日茨城県沖の地震、2008年7月19日福島県沖の地震の影響は取り除いてすべり欠損を推定している。ただし余効変動の影響は取り除いていない。

解析領域端でのゼロ拘束の条件を外した場合の滑り欠損推定結果(西村, 2012)

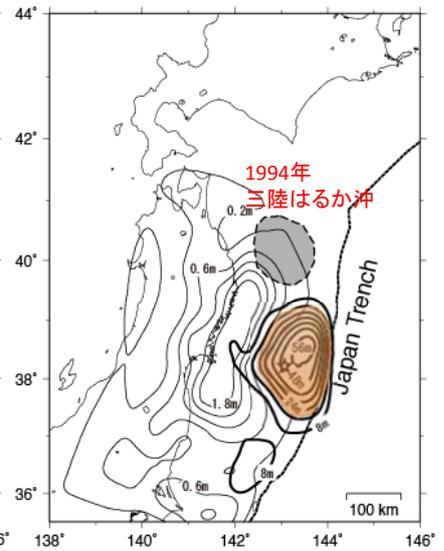
(a) 1997/10-1999/10



(b) 2008/10-2010/10



(c) 東北沖地震滑り分布



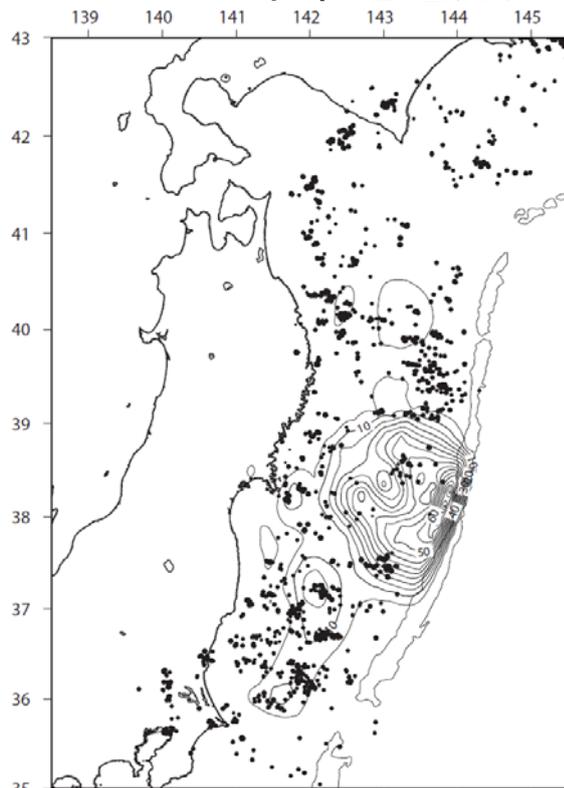
等値線間隔: 2cm/年, 灰色領域: フォワードスリップ
斜線領域: 誤差大(3cm/年)の領域

解析手法: Nishimura et al. (2004) とほぼ同じ. ただし
領域の端での滑り0拘束なし.

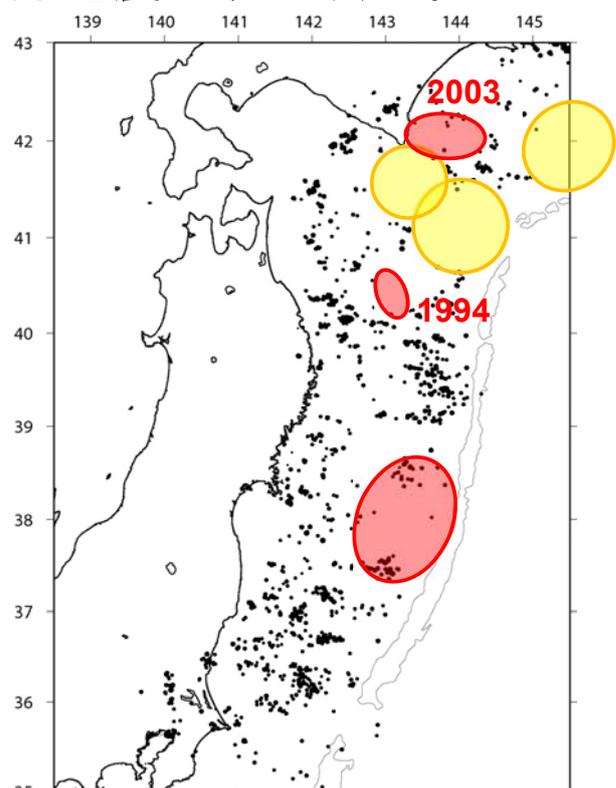
東北沖地震時滑り(太線), 余効滑りの解析(細線)は, 国土地理院(2011). 三陸はるか沖地震の滑り域は, Nishimura et al.(2000)

17

太平洋プレート表面の小繰り返し地震グループの分布と 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布



海陸の測地データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布 (Iinuma et al., 2012)

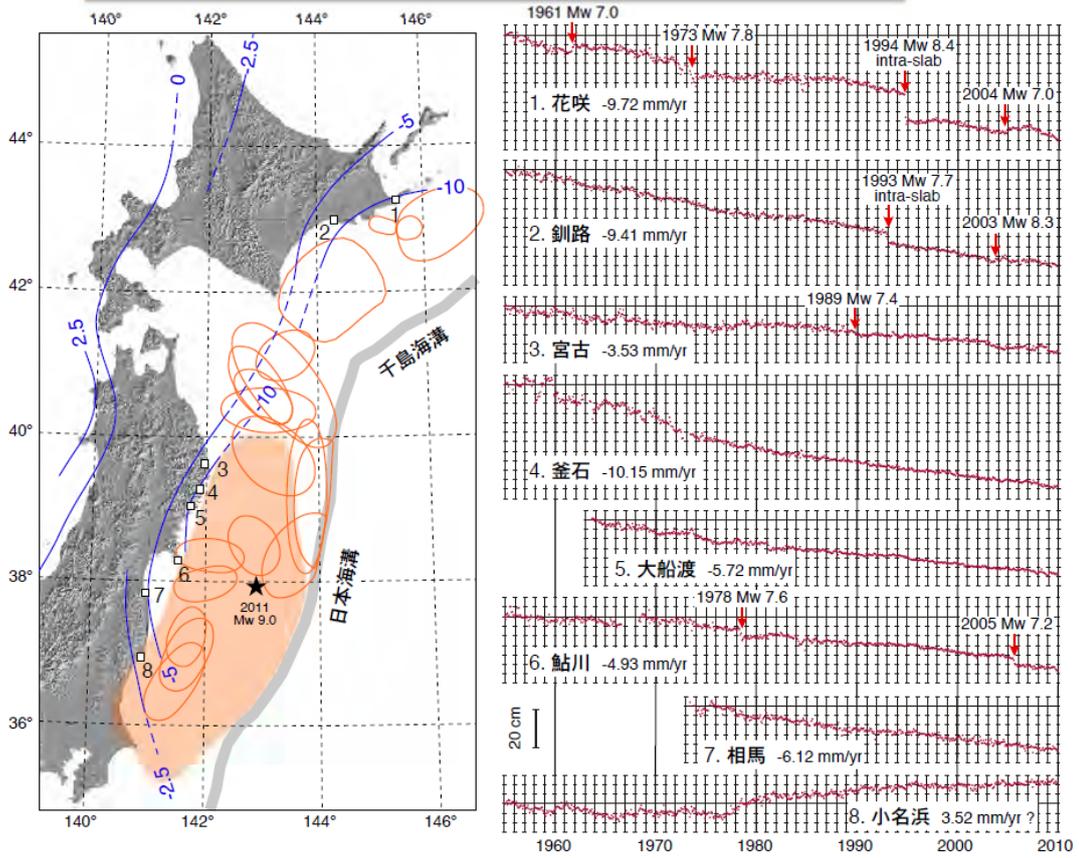


1984-2010.4.8のデータに基づく小繰り返し地震の分布 (Uchida and Matsuzawa, 2011)

18

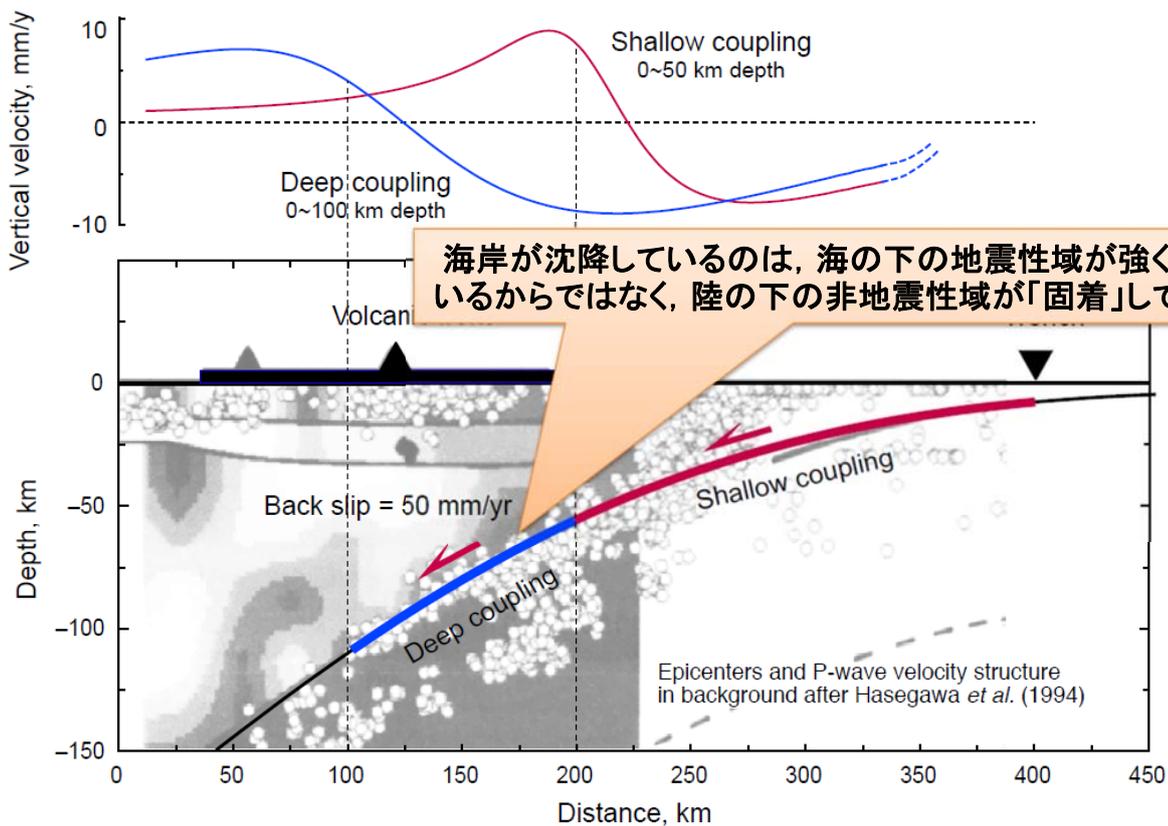
海岸の沈降と、それを説明するモデル(池田, 2011)

海岸は地震時も地震間も常に沈降を続けている



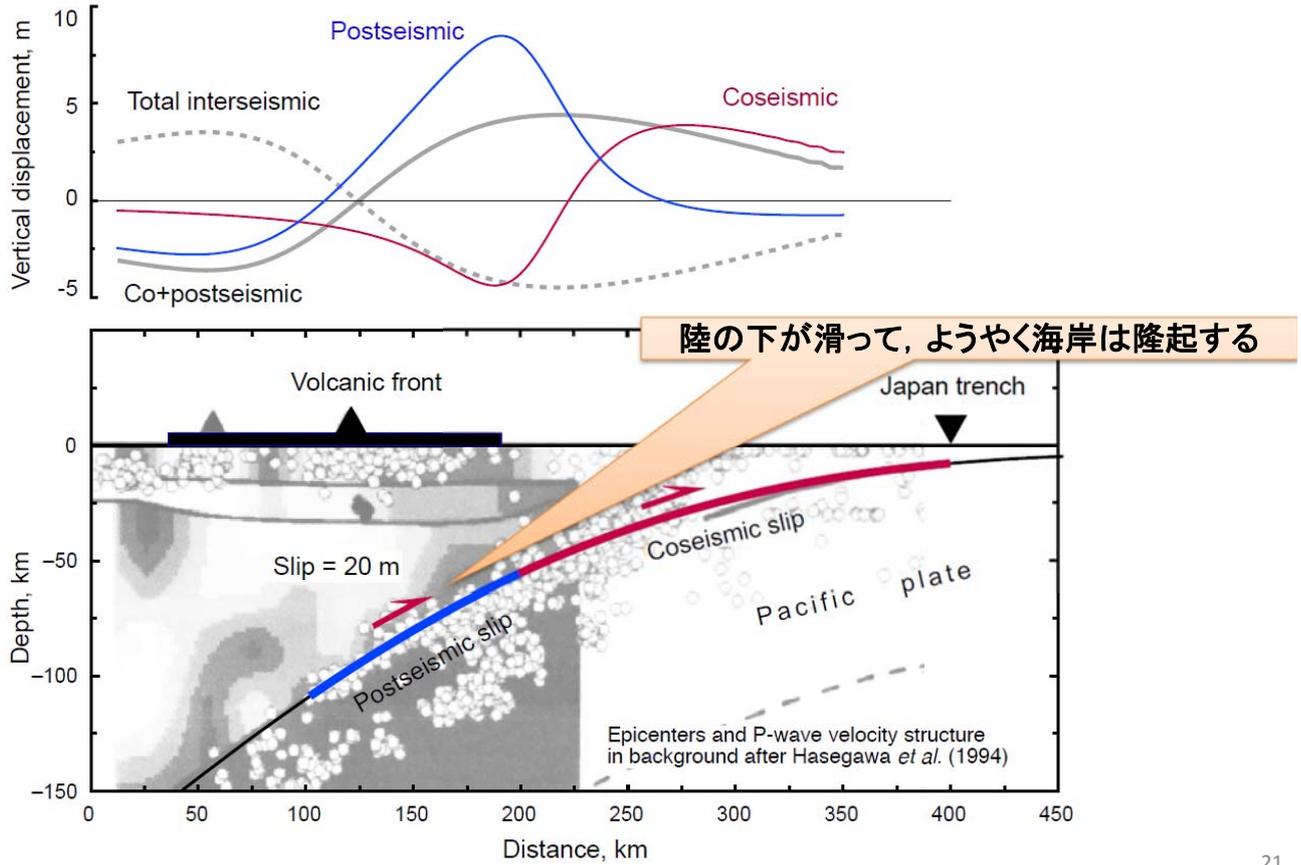
19

海岸の沈降と、それを説明するモデル(池田, 2011)



20

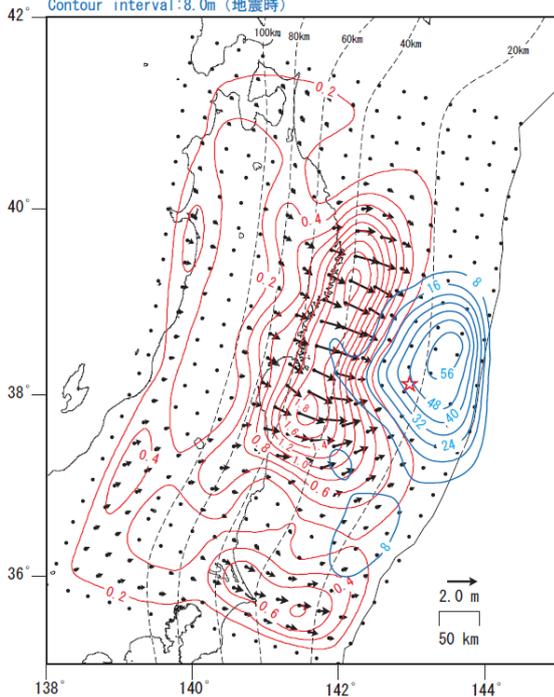
海岸の沈降と、それを説明するモデル(池田, 2011)



21

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震
地震時と地震後のプレート境界面上のすべり分布の比較 (暫定)
地震後のすべりは地震時のすべりの小さいところで起きている

データ期間 20110312 - 20110528 【F3 最終解 (R3 速報解も含む)】 固定局: 福江
Contour interval: 0.2m (地震後)
Contour interval: 8.0m (地震時)

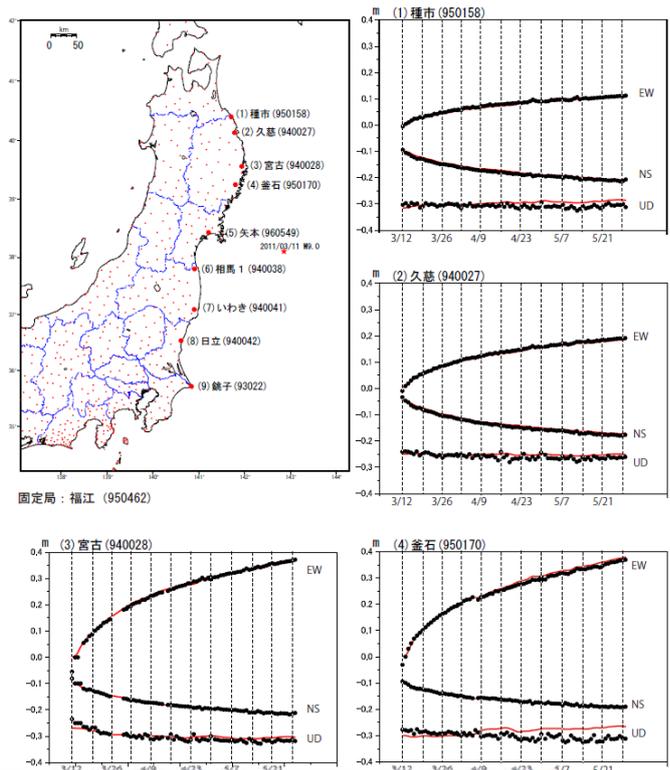


国土地理院・海上保安庁資料

陸の下の余効すべりは顕著ではなく、なかなか海岸が隆起しない

国土地理院(2011)

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震後の地殻変動時系列
観測値 (黒丸) と計算値 (赤線) (1) (暫定)



22

海岸はもとに戻るのか？

- 今のままでは東北の海岸は元に戻りそうもない
- 戻る可能性
 - 1) 海底下の余効すべりが停止し、陸域下の余効すべりだけが長期に継続
 - 2) 陸域下プレート境界で巨大なスローイベント発生
 - 3) 海岸に近い海底下で大きなプレート境界地震が発生してから、陸域深部で大きな余効すべり
 - 4) 海岸付近で陸域深部も含めたプレート境界大地震
 - 5) 上盤で大地震の発生(宮内, 2011)
 - 6) 隆起させる粘弾性変形がやがて優位になる
- 戻らない可能性
 - 7) 造構性侵食によるものなので戻らない(Heki, 2004)

23

反省と対策

- 海溝付近の小繰り返し地震の生じない場所は、非地震性すべりを生じていて固着していないと思い込んでいた。
⇒ **思い込みを排して海底地殻変動観測による検証の推進**
- 貞観地震のような巨大な地震はめったに起こらないと思っていた。
⇒ **地質学者や古地震学者との連携を強化**
- 貞観地震の存在は知っていたが、その発生機構として間隙圧の時間変化というモデルしか思いつけなかった。
⇒ **様々なシミュレーション研究者との連携強化**
- プレート境界の強度が低くても、応力をすべて解放する地震が生じれば、プレート境界が数十m動きうることに思い至らなかった。
⇒ **応力をすべて解放するメカニズムの解明の推進**
- 単純な二元論的アスペリティモデルに思考が制約された。
⇒ **摩擦構成則に基づく、より柔軟なモデルによる検討の推進**
- M9クラスの地震の経験が圧倒的に不足
⇒ **国際共同研究による全地球のM9地震の総合的研究の推進**

24

有識者提供資料

小泉 尚嗣 氏

提供資料

1946年南海地震前の地下水変化と地殻変動

小泉尚嗣・梅田康弘・板場智史

独立行政法人産業技術総合研究所
活断層・地震研究センター

独立行政法人 産業技術総合研究所

事実

- ・南海地震前の四国・紀伊半島における地下水変化→基本的に低下
 - a. 温泉の水位・湧出量低下
 - ・道後温泉・湯峯温泉の水位・湧水量低下
 - ・歴史的に繰り返している。地震前から変化したかどうかは不明。
 - ・地震時～地震後の低下については、静的な体積歪変化で定量的説明可。
 - ・勝浦(紀伊半島)の温泉の湧出量低下: 1946年南海地震の6時間前。
 - b. 太平洋沿岸部の浅い地下水の水位低下(井戸涸れ→数十cm以上)。
 - ・1946年南海地震と1854年南海地震前に水位低下の報告。
 - ・ただし、水位が上昇していた場合はわからなかった可能性がある。
 - ・広範囲だが出現率低い(10%以下)。
 - ・同じ場所(集落)の中でも水位低下する井戸としない井戸有り。
 - ・海岸近傍の井戸水位は変化せず、離れた井戸の水位が低下した例がある。

考えられる原因

- ・温泉: 被圧地下水と考えられ体積歪変化に対して敏感なので、前兆すべりによる体積歪変化で定量的にも説明可能。
- ・浅い地下水の場合: 不圧地下水と考えられ体積歪変化に対しては感度低い。定性的には前兆すべりによる海岸の隆起(数cm程度)で説明可能だが、定量的には数十cm以上の水位低下は説明できない。出現率の低さも説明出来ない。

調査1:地震前の海水位低下の有無。

あったかもしれないが、相互に矛盾する報告。局所的に小規模な津波？

調査2:地震前の海岸隆起の有無。

水路要報(1948)から→数十cm以上の隆起があった？

検潮記録から→10cm程度の隆起があった？

結論

1と2の結果→「広範囲だが出現率低い」浅い地下水位の低下を説明できない。

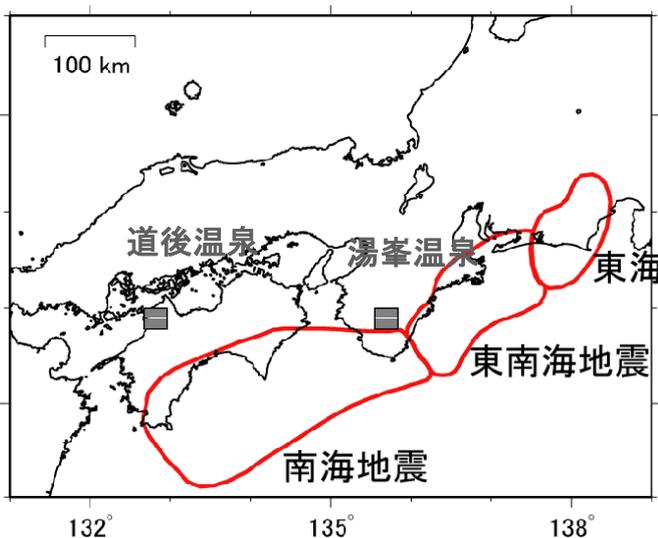
最大公約数的仮説

- ・広範囲に地震前に地殻変動が生じた。基本的には小規模だったが、局所的には大きい所もあったかもしれない。
- ・局所的に存在する、(地殻変動を増幅する)地下水位変化メカニズム。このメカニズムには複数説あり。

対応策

- ・GPS・海水位(検潮所・海底津波計)・歪計・傾斜計による地殻変動モニタリング。
- ・地下水位を観測して地殻変動データと比較検討し上記メカニズムを探る。

過去の南海地震と温泉水位・湧出量の低下

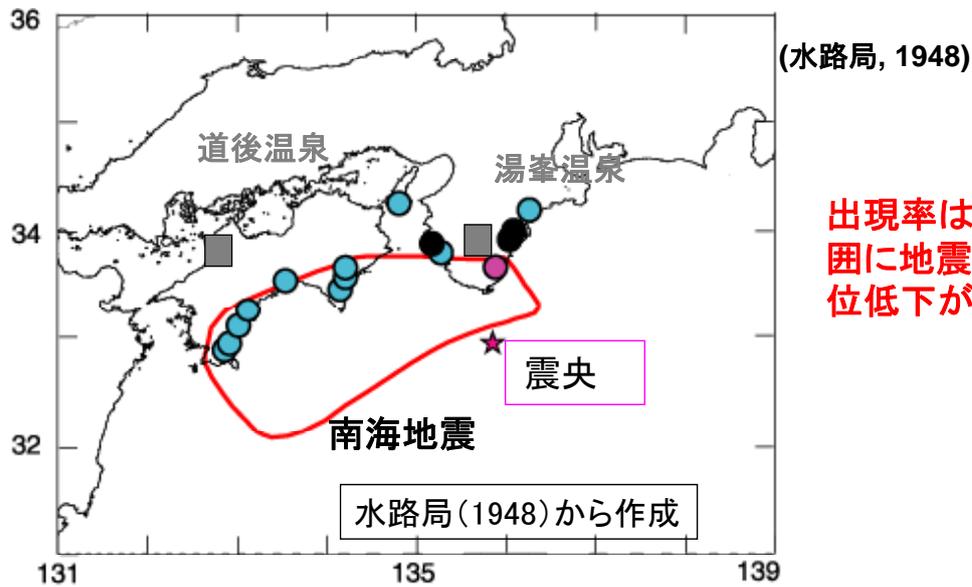


道後 湯峯

		南海地震	東南海地震	東海地震
▼	?	684		
?	?	887		
?	?	1099	1096	
?	▼	1361		
?	▼		1498	
?	?	1605		
▼	▼	1707		
▼	▼	1854	1854	
▼	▼	1946	1944	
▼	▼?			

ただし、地震前に低下があったかどうかは不明。
地震後の水位等低下の要因→静的体積歪変化>地震動

1946年昭和南海地震直前(1-10日前)の 浅い地下水の変化



出現率は低いが広範囲に地震前の異常水位低下が分布

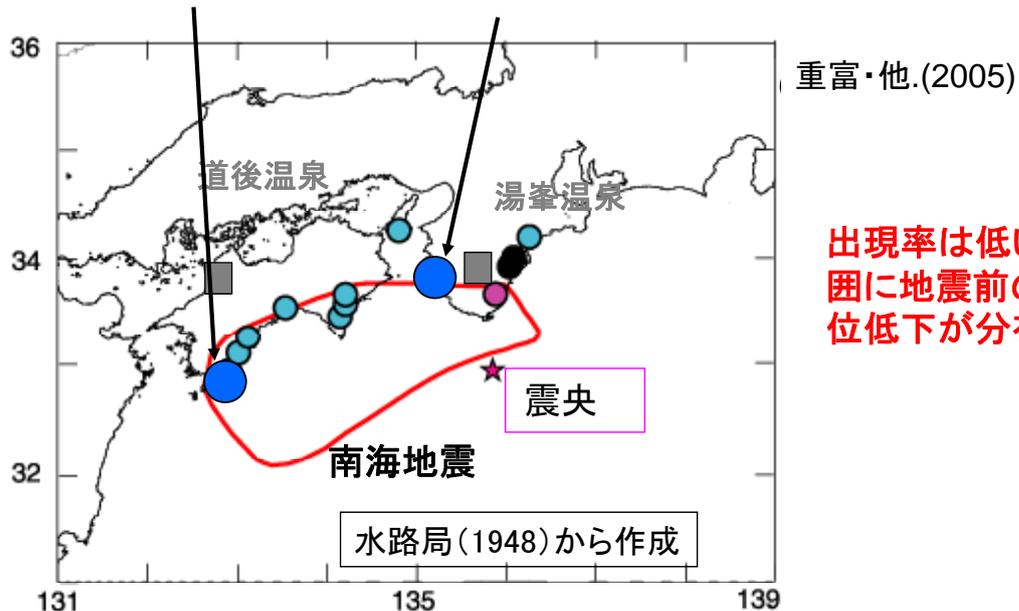
数十cm ?

- 11 : 浅い地下水の水位が地震前に低下
- 1 : 温泉の湧水量が地震前に低下
- 3 : 地震前の水の濁り

調査箇所は160箇所以上

独立行政法人 産業技術総合研究所

1854年安政南海地震前の 浅い地下水の変化



出現率は低いが広範囲に地震前の異常水位低下が分布

数十cm ?

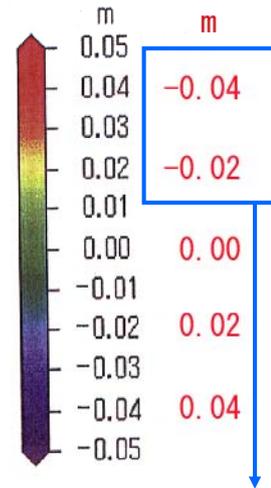
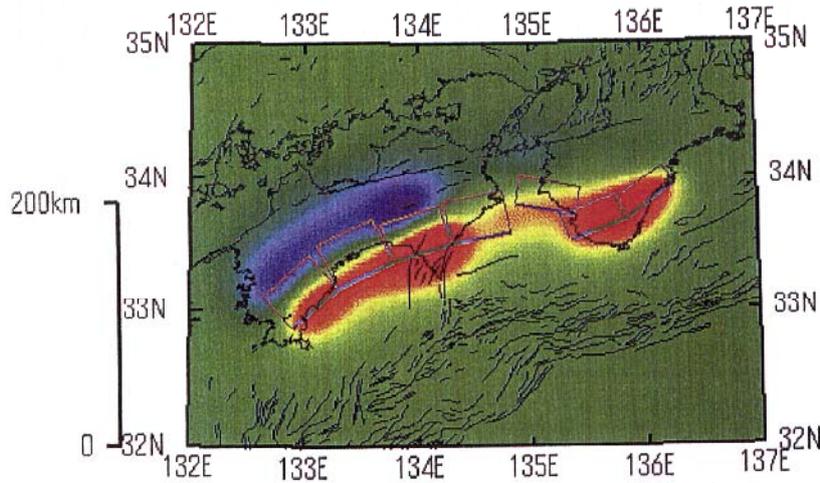
- 11 : 浅い地下水の水位が地震前に低下
- 1 : 温泉の湧水量が地震前に低下
- 3 : 地震前の水の濁り

調査箇所は160箇所以上

独立行政法人 産業技術総合研究所

PRESEISMIC VERTICAL MOVEMENTS AT THE SURFACE
EXPECTED FROM A PRE-SLIP MODEL FOR
THE 1946 NANKAI EARTHQUAKE

UNCONFINED
GROUNDWATER
LEVEL CHANGE



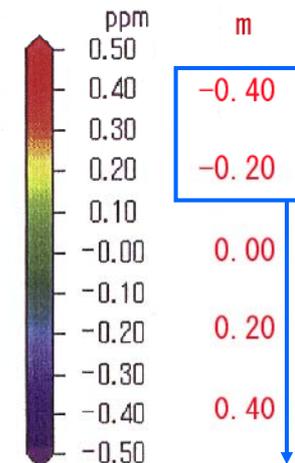
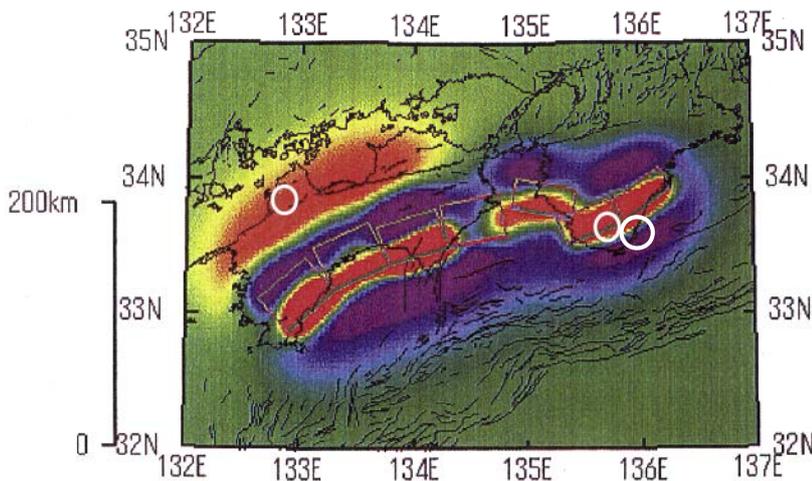
南海地震のプレスリップによる
地震前の地盤の隆起シミュレーション

予想される地震前の海岸部の浅い地下水の水位変化最大値
→ 小さすぎる！

(京都大学地震予知研究センター(2003))

PRESEISMIC AREAL STRAIN CHANGES
EXPECTED FROM A PRE-SLIP MODEL FOR
THE 1946 NANKAI EARTHQUAKE

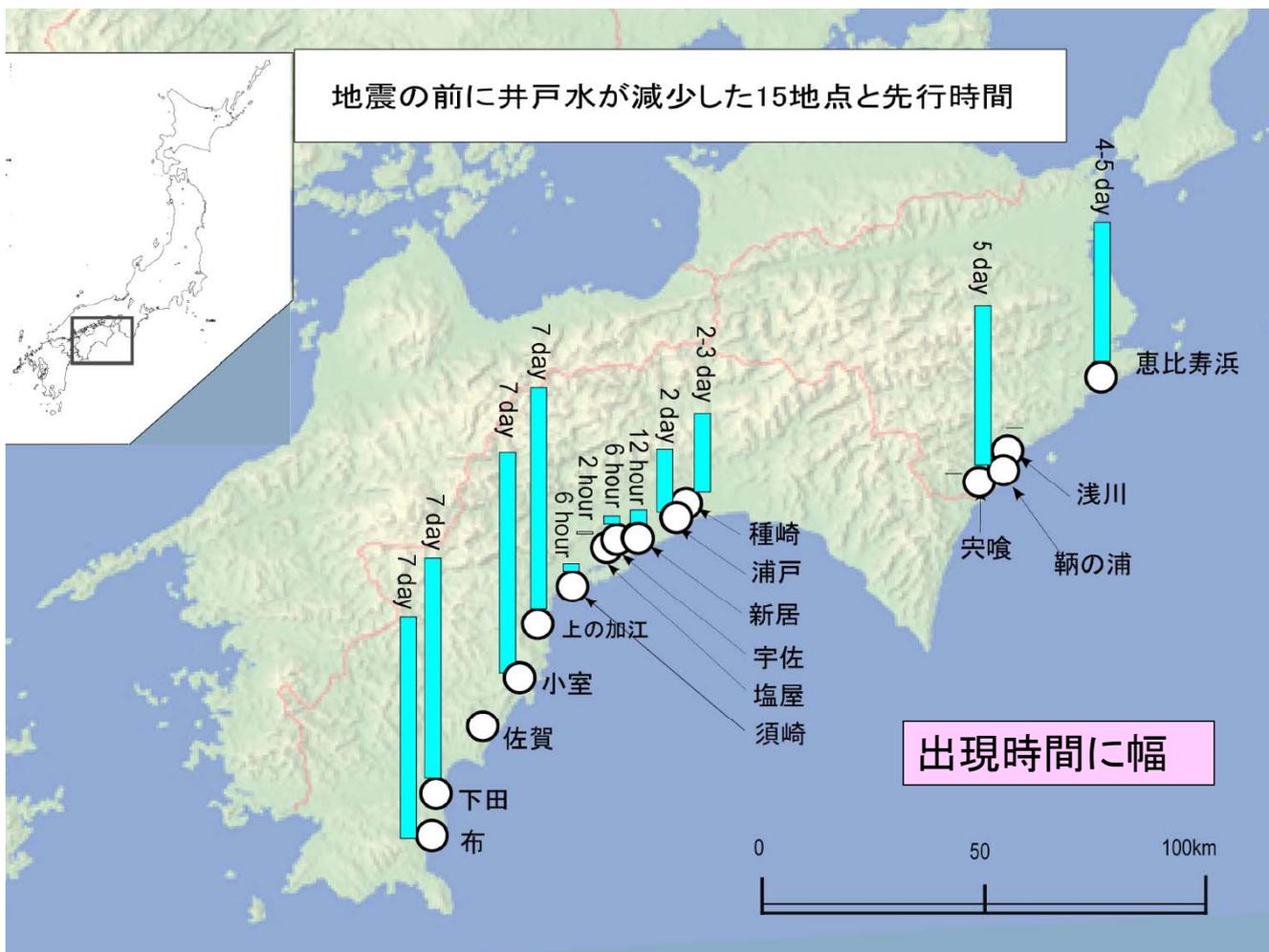
CONFINED
GROUNDWATER
LEVEL CHANGE
(-1m/ppm)



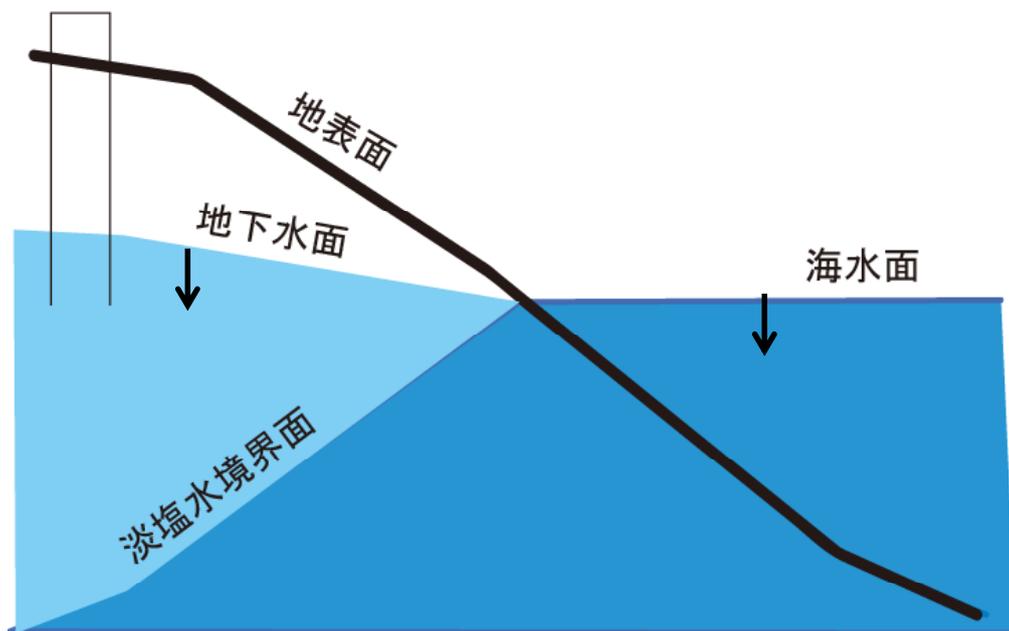
南海地震のプレスリップによる
地震前の地面の伸縮シミュレーション

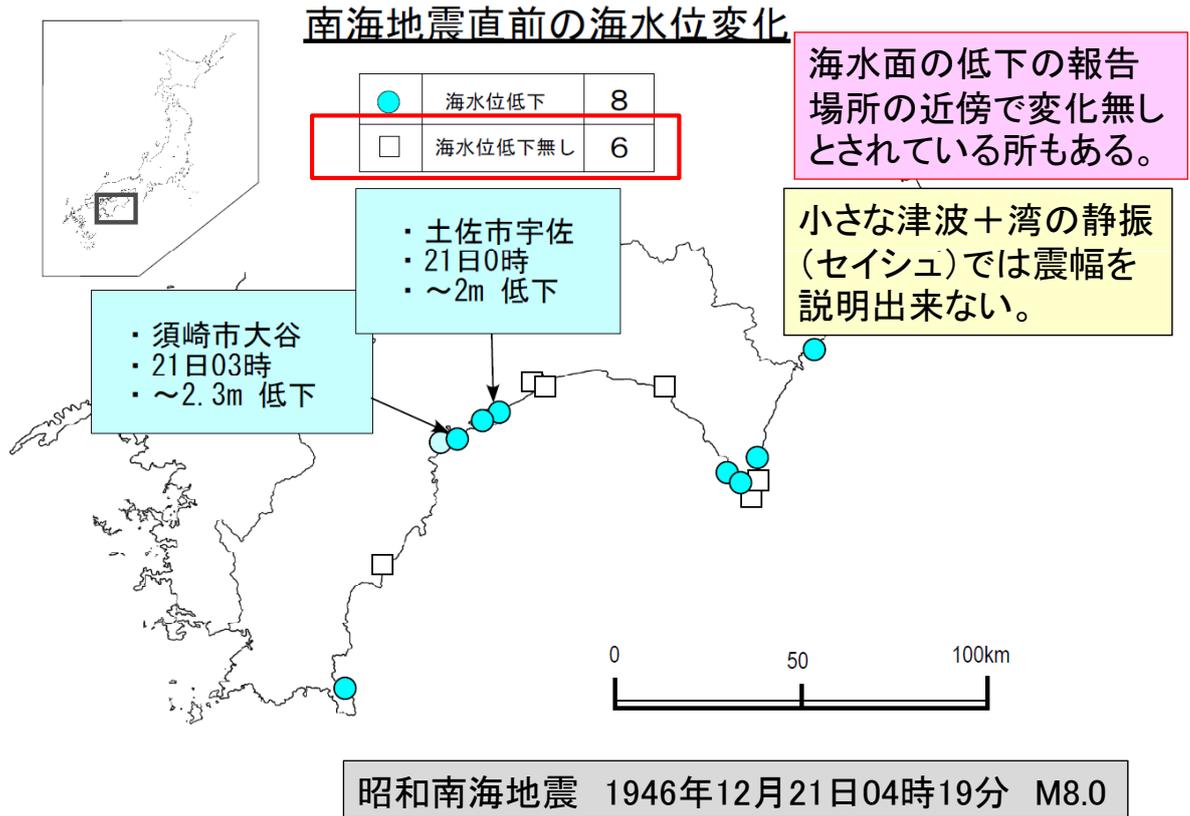
予想される地震前の温泉水の水位変化最大値
これなら検出可能か。

(京都大学地震予知研究センター(2003))



観測井戸





独立行政法人 産業技術総合研究所

1946年南海地震前の井戸水位と海水位

四国太平洋沿岸の広い範囲で異常が見られた

★ 井戸の水位低下

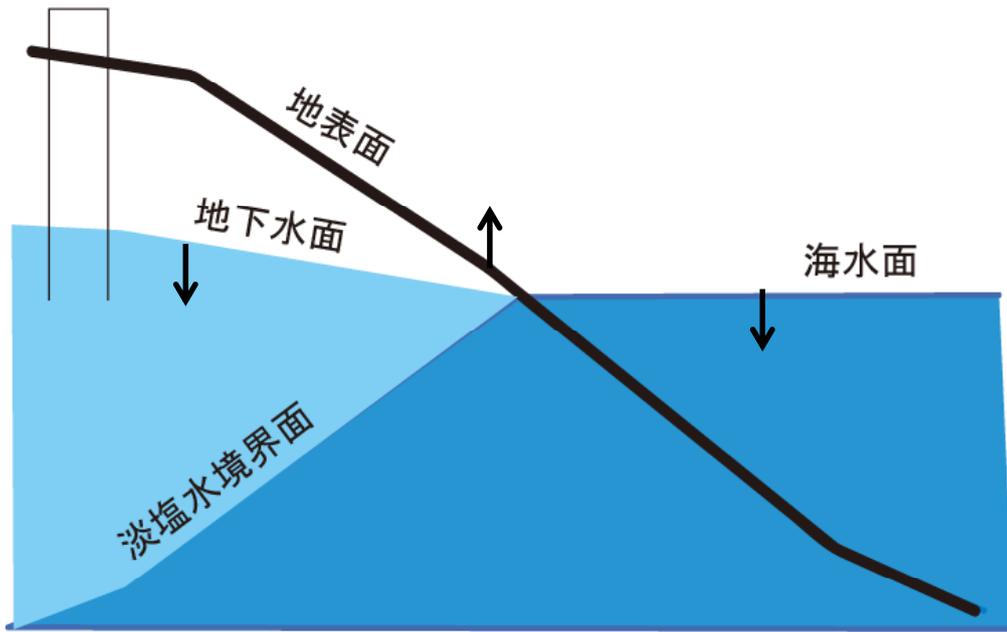
- 15カ所,
- 1週間前から直前と時間はばらつく。
- 低下量1.5m~3m
- 低下が認められなかった所:ほとんど**

★ 海水位の低下

- 9カ所,
- 前夜(8時間前)から直前(1.5時間前)
- 最大2m~2.3m(宇佐港, 野見湾)
- 異常が認められなかった港**6カ所**

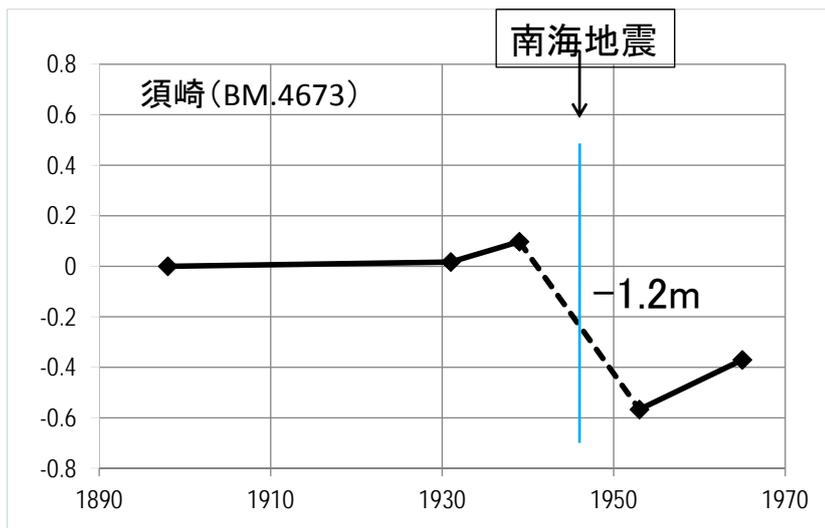
海水位の低下で井戸水位の低下をすべて説明するのは困難。

観測井戸



独立行政法人 産業技術総合研究所

地理調査所(現:国土地理院)のデータ

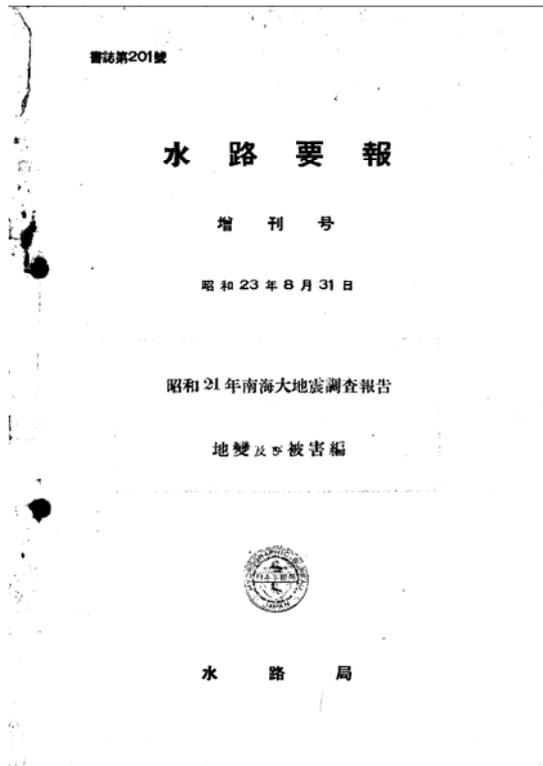


地理調査所

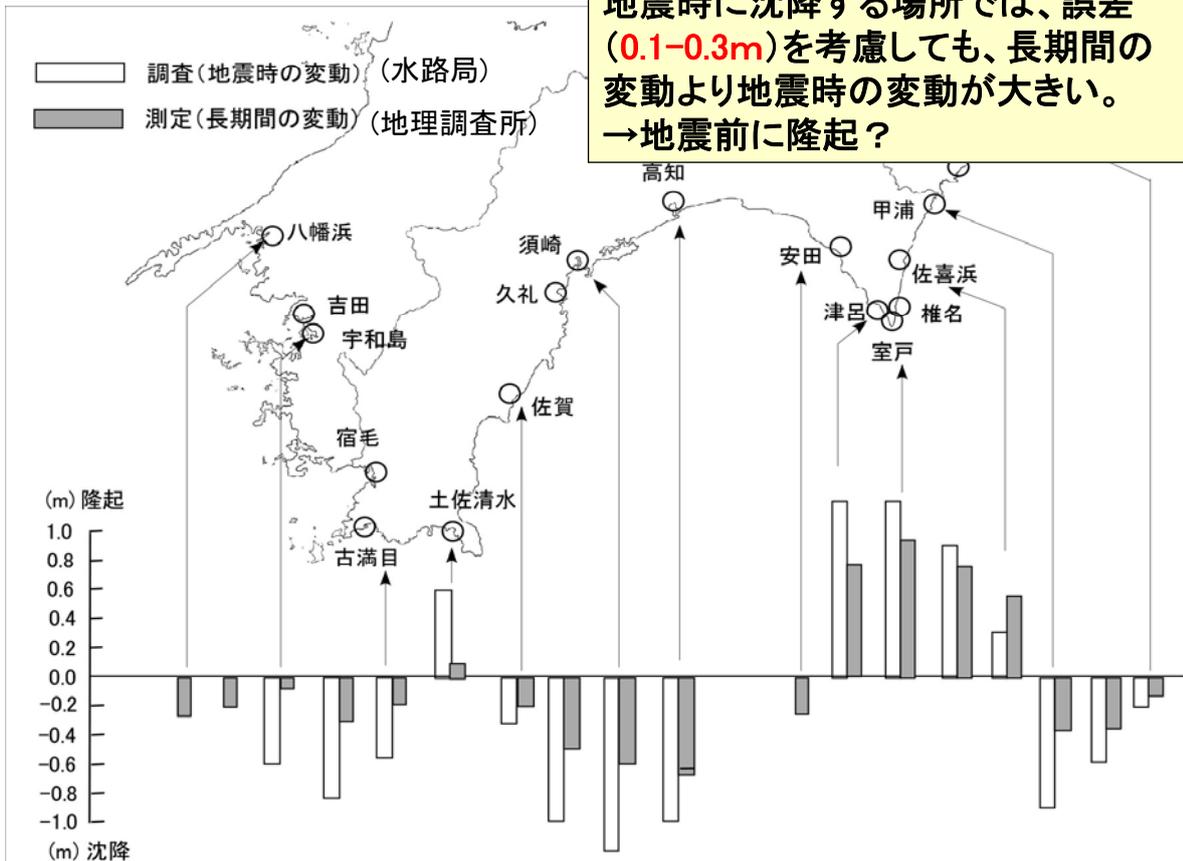
測定年	成果値(m)	差(m)
1898	5.5546	0
1931	5.5715	0.0169
1939	5.652	0.0974
1953	4.9874	-0.5672
1965	5.184	-0.3706

地震時の隆起・沈降については調査データがある

独立行政法人 産業技術総合研究所



海上保安庁水路局
(現:同庁海洋情報部)

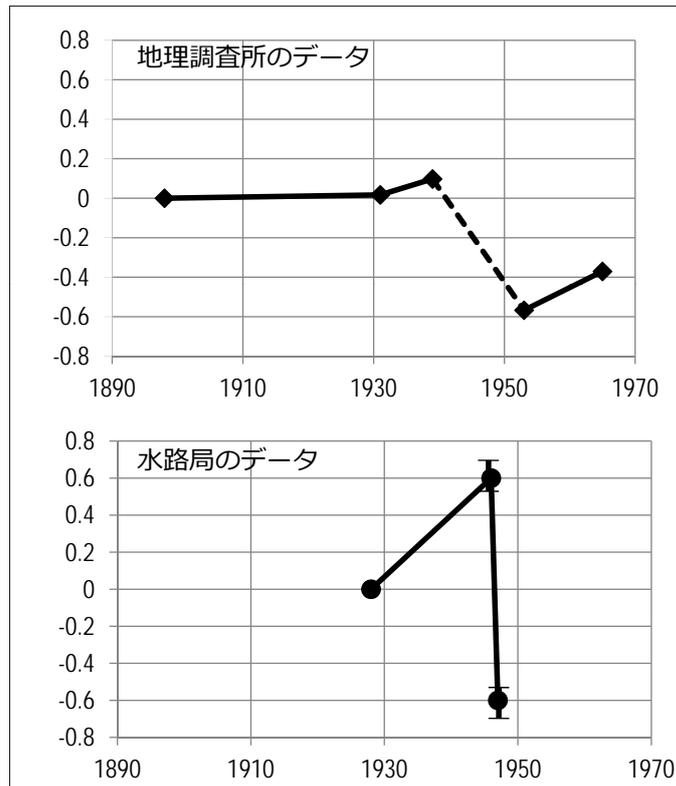


地理調査所

測定年	成果値 (m)	差 (m)
1898	5.5546	0
1931	5.5715	0.0169
1939	5.652	0.0974
1953	4.9874	-0.5672
1965	5.184	-0.3706

水路局

測定年	測定値の差	嵩上げ値
1928	0	0.015
1946	0.6	0.615
1947	-0.6	-0.585

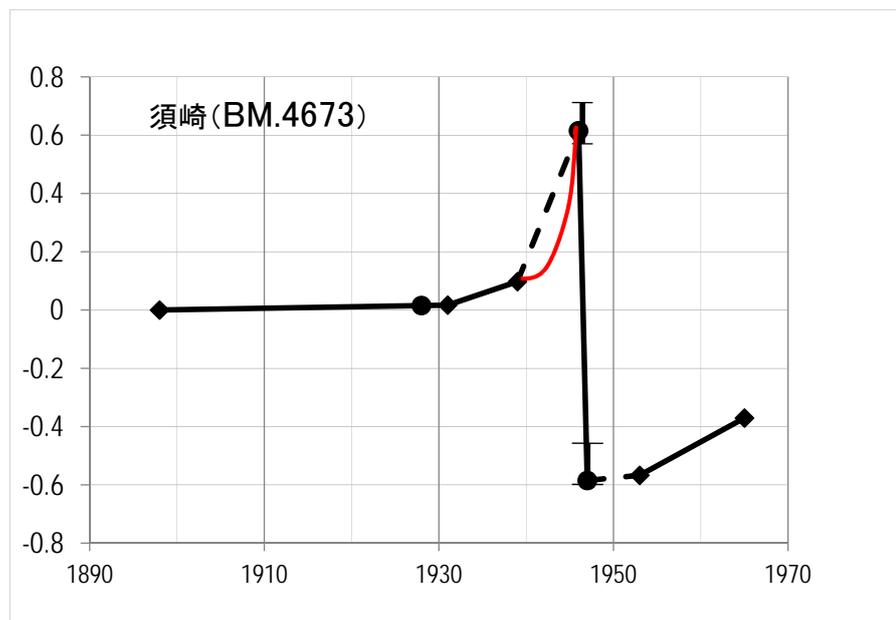


独立行政法人 産業技術総合研究所

地理調査所の成果値と水路局のデータを結合させた須崎 (BM.4673) の変動図

測定年	結合値 (m)
1898	0
1928	0.0154
1931	0.0169
1939	0.0974
1946	0.615
1947	-0.585
1953	-0.5672
1965	-0.3706

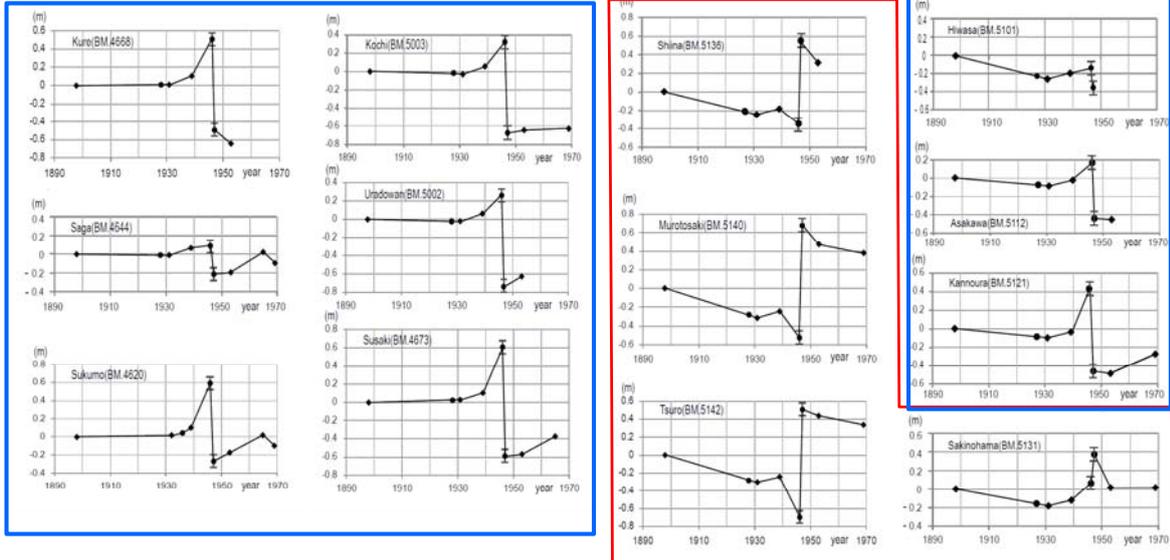
網掛けは水路局のデータ



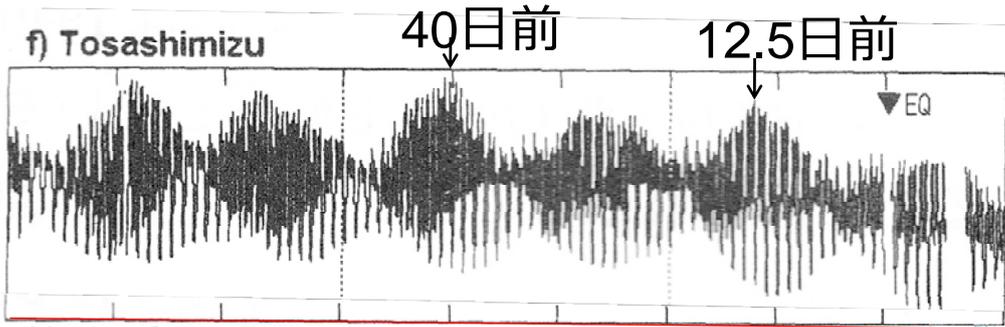
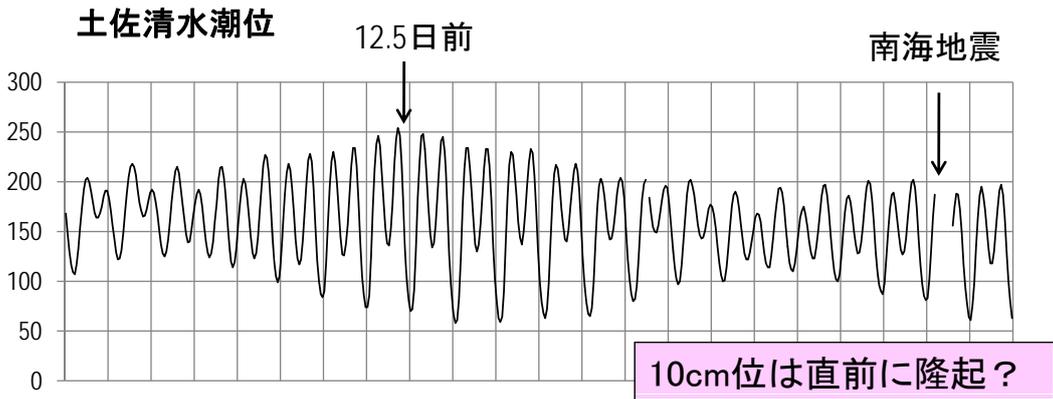
独立行政法人 産業技術総合研究所



数十cm以上の隆起量
 多くの人が気づくはず？
 多数の井戸が涸れるはず？



独立行政法人 産業技術総合研究所



小林・他 (2002)

事実1: 勝浦温泉の地震前湧出量低下→前兆すべりによる体積歪変化で説明可
 事実2: 浅い地下水の数十cm以上の水位低下。広範囲だが出現率低い。
 →前兆すべりによる海岸隆起のみでは説明不可能。

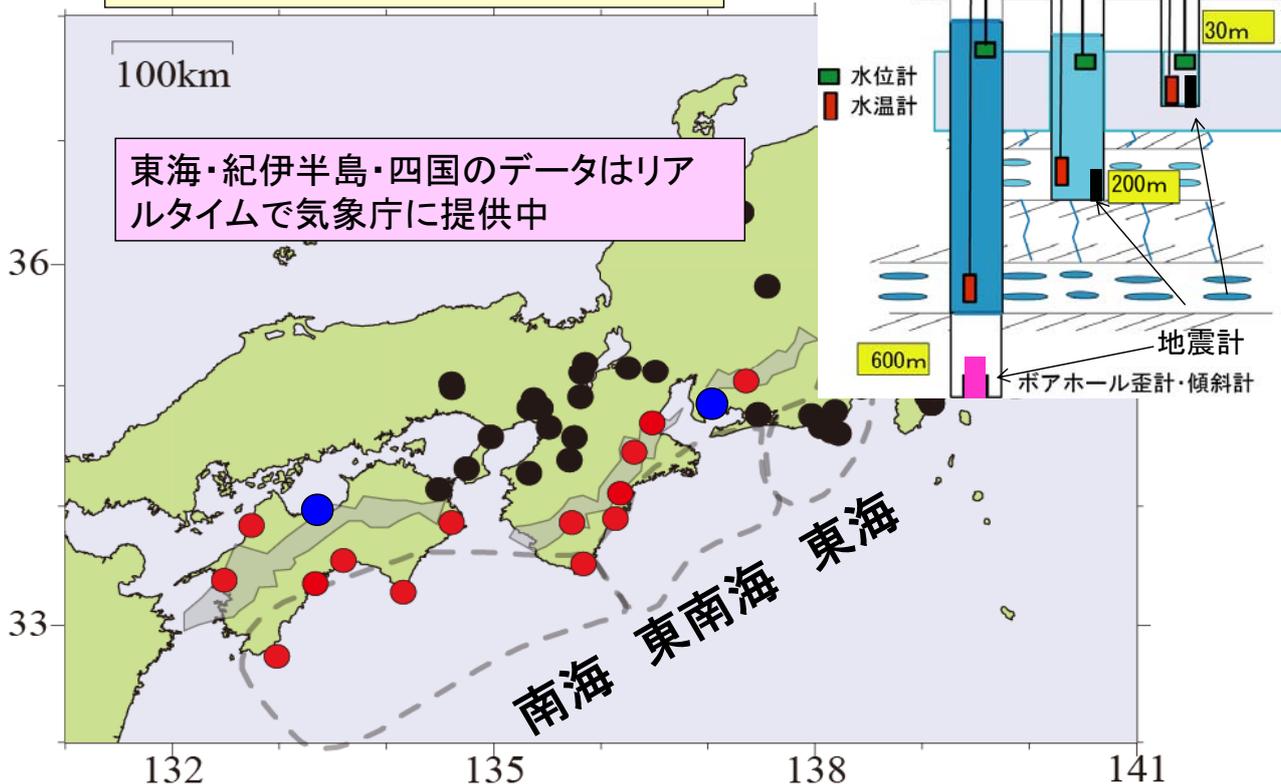
調査1: 地震前の海水位低下。
 あったかもしれないが、相互に矛盾する報告。
 調査2: 地震前の海岸隆起の有無。
 水路要報(1948)から→数十cm以上の隆起?
 検潮記録から→10cm程度の隆起?

結論
 1と2の結果→「広範囲だが出現率低い」浅い地下水位の低下を説明できない。

最大公約数的仮説
 ・広範囲に地震前に地殻変動が生じた。基本的には小規模だったが、局所的には大きい所もあったかもしれない。
 ・局所的に存在する、(地殻変動を増幅する)地下水位変化メカニズム。このメカニズムは不明。

対応策
 ・GPS・海水位(検潮所・海底津波計)・歪計・傾斜計による地殻変動モニタリング。
 ・地下水を観測して地殻変動データと比較検討し上記メカニズムを探る。

産総研の地下水等総合観測



有識者提供資料

鷺谷 威 氏

提供資料

1944年東南海地震時の 水準測量について

名古屋大学減災連携研究センター
鷺谷 威

2012.09.13

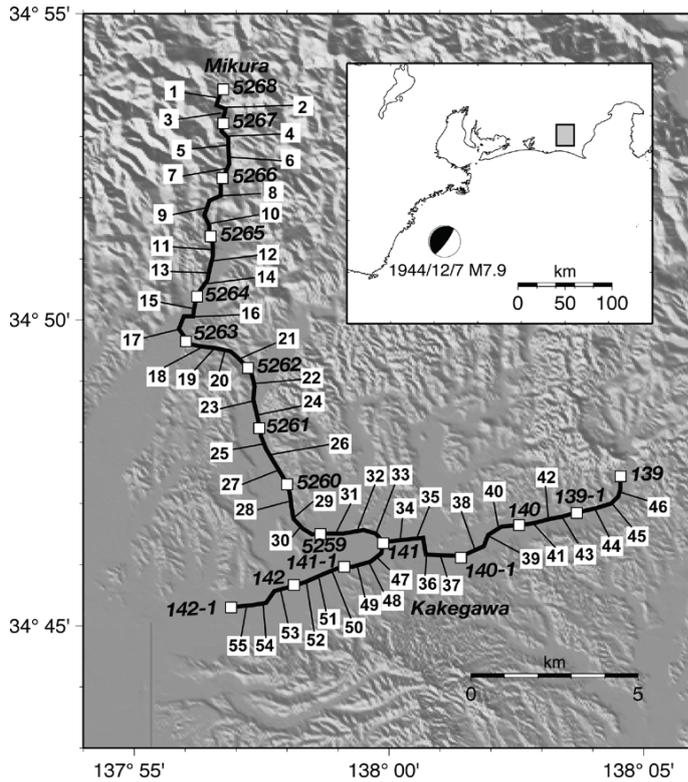
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

1

1944年東南海地震の前兆的地殻変動

- Mogi (1984, PAGEOPH)
- 1944年東南海地震(12月7日)発生時に掛川付近で陸軍陸地測量部が水準測量の作業中
- 当時の測量記録および測量手の手記に基づいて測量データを議論
- 700m程度の小区間毎に往復の比高値の差に注目
 - 通常の測量では往復の測定値の平均を採用
- 地震発生の日程度前から南上がりの傾斜変化が加速
- 大地震の前駆的地殻変動の例として注目

1944年東南海地震時の水準測量

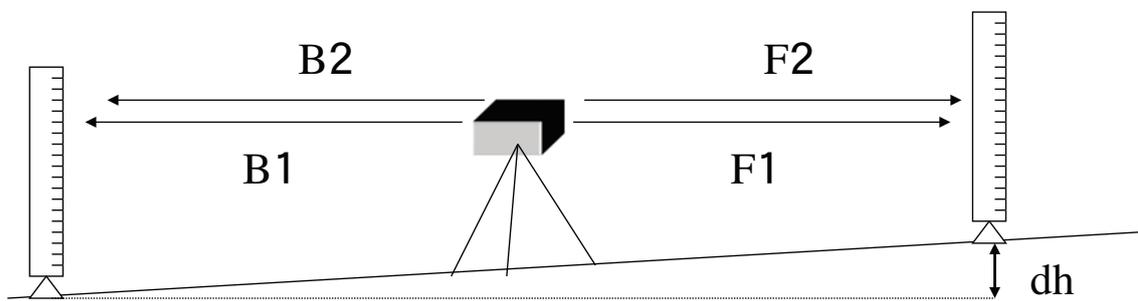


- 東大・今村明恒博士の依頼で陸地測量部が実施.
- 1944年11月24日～12月25日まで
- 測量班が行った観測全体の中で異常地殻変動を評価する
- もう1班が掛川～御前崎間に新路線設置

Sagiya (1998)、鷺谷(2004)

2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会



$$dh = (F1 - B1 + F2 - B2) / 2$$



進行方向

2012.09.13

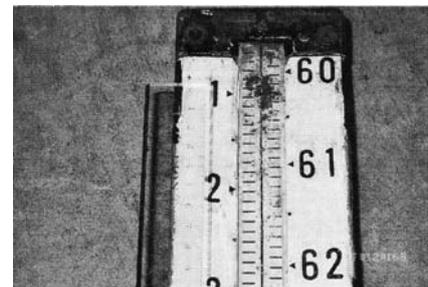
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

観測手簿の再点検(Sagiya, 1998)

B1 F1 B2 F2

1	30	0.12	X	9.88	821	825				6.05	X	3.95	338	333	5268	11/24
		X	5.73	4.27	413	419		414		X	9.81	10.19	925	924		1°
		X	5.85	4.15						X	5.86	4.14				7.30
2	39	2.03	X	7.97	622	624				7.96	X	2.04	104	103		
		X	6.61	3.39	237	232		377		X	0.69	9.31	700	722	-615	
		X	4.49	5.51						X	4.51	5.49				
3	40	1.71	X	8.29	603	601				7.64	X	2.36	32	29		
		X	6.83	3.17	532	540		32		X	0.90	9.10	102	106	-47	
		X	3.03	6.97						X	3.05	6.95				
4	40	1.51	X	8.49	423	421				7.43	X	2.57	832	831		
		X	5.77	4.23	946	949		-551		X	9.84	10.16	426	428	409	
		X	0.31	9.69						X	0.32	9.68				
5	40	1.27	X	8.73	321	323				7.19	X	2.81	736	743		
		X	6.24	3.76	608	607		-271		X	0.31	9.69	48	48	683	
		X	87.82	12.18						X	87.82	12.18				
6	40	1.32	X	8.68	521	522				7.25	X	2.75	21	8		
		X	8.74	1.26	843	846		-346		X	2.81	7.19	341	340	-352	
		X	87.88	12.12						X	87.88	12.12				
7	40	3.84	X	6.16	246	248				9.76	X	0.24	724	726		
		X	8.85	1.15	2	0		292		X	2.93	7.07	436	438	276	
		X	0.57	9.43						X	0.57	9.43				
8	40	4.01	X	5.99	452	443				9.93	X	0.07	946	949		
		X	7.57	2.43	347	346		102		X	1.65	8.35	848	848	99	
		X	2.15	7.85				49		X	2.15	7.85			-125	...A

Excelに数値を入力して
計算結果をチェック
大きな計算ミスはなし



Sagiya(1998)

2012.09.13

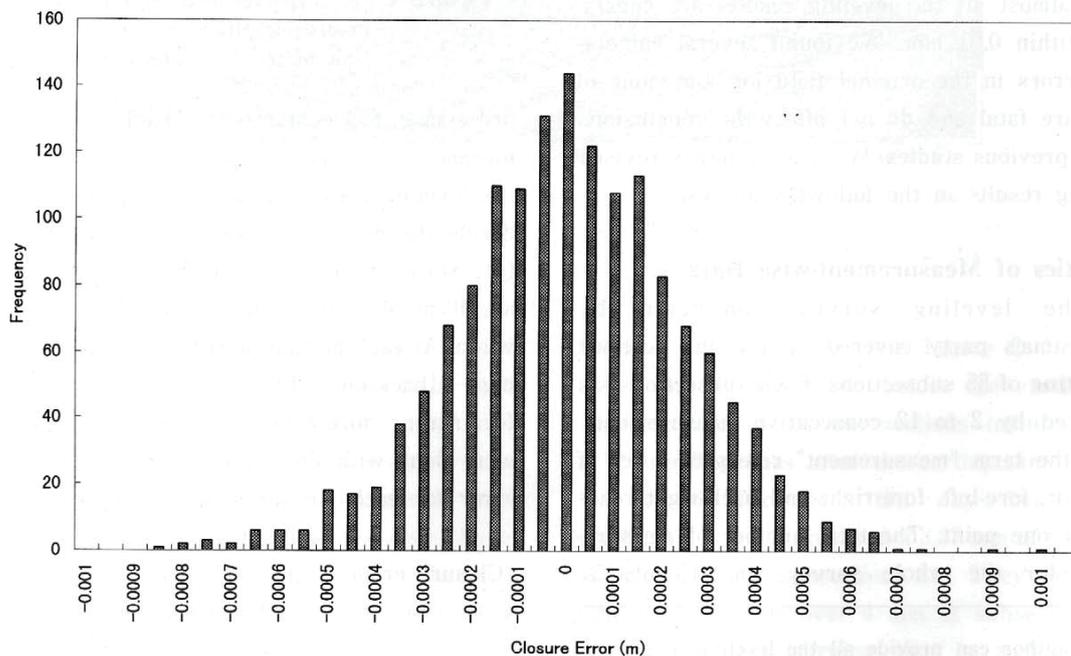
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

R= -7.85000
mC= -0.00038
-7.85038
-3.92519
(m)

5

測点毎の閉合差

Frequency Distribution of Measurement-wise Closure Errors



2012.09.13

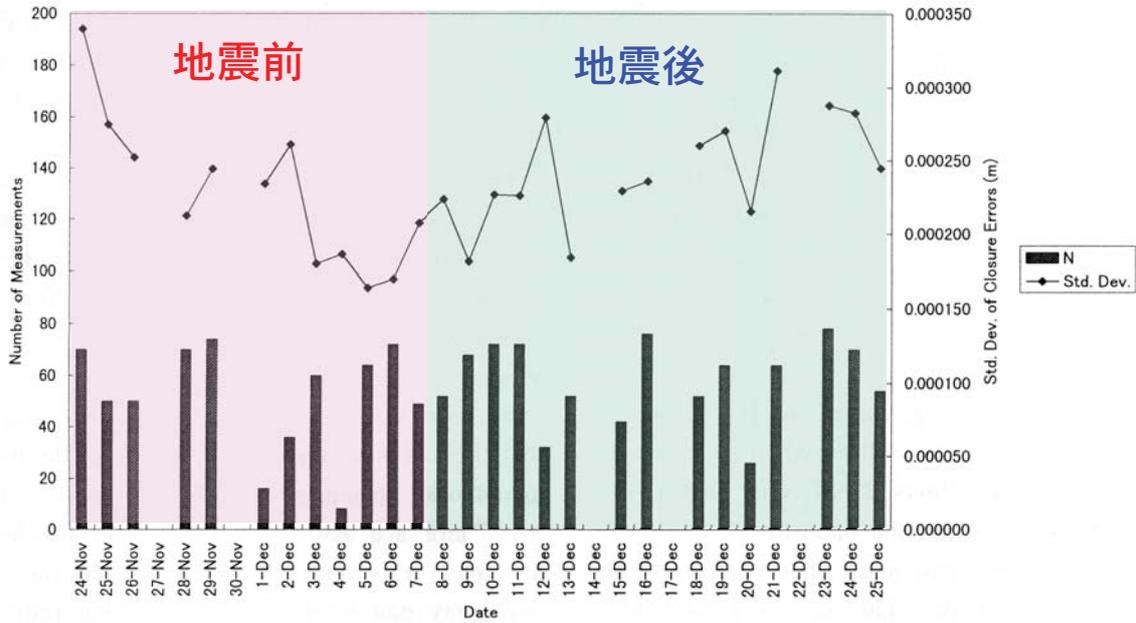
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

Sagiya(1998)

6

測点閉合差の日変化

Day-by-day statistics of Kakegawa Leveling



2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

Sagiya(1998)

7

測量結果のまとめ

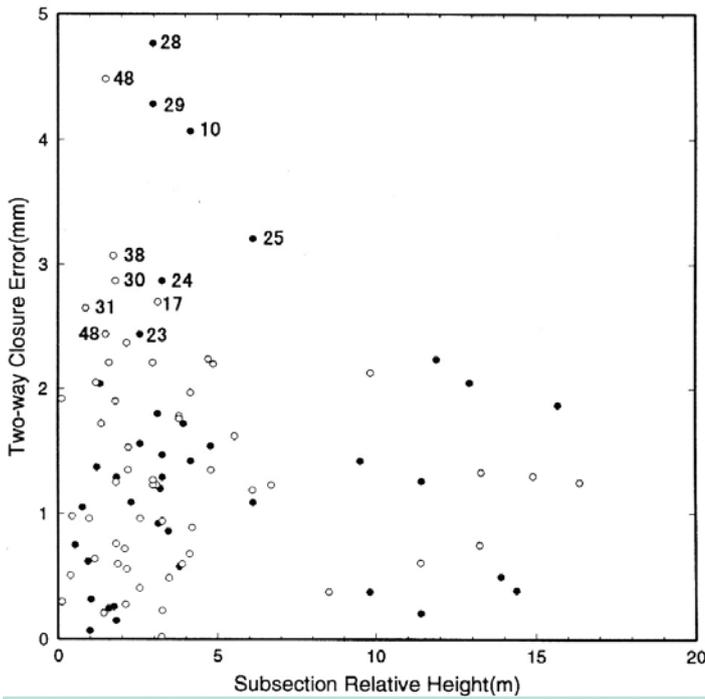
Date	Start	End	Sect.	Dir.	DH(m)
11/24	7:30		1	I	-3.92522
			2	I	-11.86593
	10:30		3	I	-3.10756
			4	I	+0.75349
			5	I	-14.37782
			6	I	-9.48921
	14:02		7	I	-0.92903
			8	I	-9.80134
	16:12		9	I	-3.43544
11/25	8:40	9:30	10	I	-4.15320
	9:43		10	II	+4.14913
			9	II	+3.43630
	11:42		8	II	+9.80096
			7	II	+0.92841
	13:11		6	II	+9.49063
	14:30		5	II	+14.37821
11/26	8:20		4	II	-0.75244
	10:02		4	I	+0.75364
	10:05	10:42	3	I	+3.10936
	10:54		3	II	+11.86369
			2	II	+3.92350
	15:42		1	II	+3.11733
11/28	7:10		16	II	+1.74813
			15	II	+3.18185
	9:27		14	II	+1.59108
			13	II	+3.78520
			12	II	+1.82061
	13:20		11	II	+3.24743
	13:20	14:30	10	II	+4.15055
	14:30		11	I	-3.24890
	15:42		12	I	-1.82190
11/29	8:05	8:13	12	I	-1.82120
	8:13		13	I	-3.78462
	10:00		14	I	-1.59083
			15	I	-3.18305
			16	I	-1.74839
	11:53		17	I	-3.11641
	12:50		18	I	-0.98029
			19	I	+12.89941
			20	I	+15.68253
	16:12		21	I	-13.88254
12/1	7:50		22	I	-11.39565
	9:30		23	I	-2.56305
12/2	8:15	9:03	24	I	-3.25408
	9:10		25	I	-6.11215
			26	I	-4.77644
	12:05		27	I	-1.20793
12/3	8:05		27	II	+1.20930
			26	II	+4.77490
	11:12		25	II	+6.11536
			24	II	+3.25537
			23	II	+2.56661
	15:00		22	II	+11.39691
	15:03	15:42	21	II	+13.88304
12/4	8:10		20	II	-15.68066
			19	II	-12.90146
	10:42		18	II	+0.98022
12/5	7:50		37	II	-1.02637
			36	II	-2.28049
			35	II	-1.32670
	11:19		34	II	+0.53462
	12:10		34	I	-0.53387
			35	I	+1.32466
			36	I	+2.28158
	15:30		37	I	+1.02605
12/6	8:20		33	II	-3.87071
			32	II	+0.44662
			31	II	-0.85715
	10:30		30	II	+1.80899
			29	II	+2.97965
			28	II	+2.97987
	14:03		28	II	+6.11427
	14:25	15:30	25	II	+3.25250
	15:30	16:30	24	II	+2.52520
12/7	7:10		23	II	+2.52617
	9:10		22	II	+11.39712
	9:40		28	I	-2.97510
			29	I	-2.97536
	12:13		30	I	-1.80914
	12:53	13:40	31	I	unfinished
12/8	10:10		28	I	-2.96403
			29	I	-2.96490
			30	I	-1.80901
	12:32		31	I	+0.86800
	13:40		32	I	-0.44293
			33	I	+3.87394
12/9	8:30		33	II	-3.87450
			32	II	+0.44195
	11:03		31	II	-0.85815
	11:10		30	II	+1.80281
			29	II	+2.96711
	15:30		28	II	+2.96526
			29	I	-2.96584
	16:40		30	I	-1.79994
12/10	8:20		47	I	-2.54835
12/10			48	I	-1.49324
			49	I	+0.12529
	10:20		50	I	-2.08041
			51	I	-1.36444
			52	I	+1.14100
	12:23		52	II	-1.14036
			51	II	+1.36616
	13:30		50	II	+2.07969
	15:36		49	II	-0.12337
	16:20		48	II	+1.49773
12/11	8:12	9:03	47	II	+2.54876
	9:10	10:03	48	I	-1.49529
	10:26	10:32	49	I	+0.12367
	10:51		53	I	+0.38545
			54	I	-2.20532
	13:53		55	II	-2.10185
			55	II	-2.10213
			54	II	+2.20379
	16:21		53	II	-0.38596
12/12	9:00		34	I	-0.59933
			35	I	+2.00960
			36	I	+1.29921
			37	I	+1.39120
	12:15		37	I	+1.72795
12/13	8:00		39	I	+2.19222
			40	I	+4.19231
	10:40		40	II	-4.19142
			39	II	-2.19087
	14:38		38	II	-1.73102
12/15	8:03		46	II	-7.26780
			45	II	+0.45580
	10:30		44	II	-3.23187
			43	II	-2.14598
			42	II	-4.70815
12/16	8:30	9:42	41	II	+1.43318
	10:04		41	I	-1.43339
			42	I	+4.70591
			43	I	+2.14361
	13:48		43	II	-2.14305
	14:03	14:55	43	II	+3.23189
	15:20	16:28	44	I	+3.23189
12/18	7:35		25	I	-6.09670
			26	I	-4.78211
	9:40		27	I	-1.19019
			27	II	+1.19224
	9:45		26	II	+4.78076
	12:20		25	II	+6.09551
	13:45		24	II	+3.25979
12/18			23	II	+2.55761
			22	II	+11.38614
12/19	8:12		21	II	+14.89684
			20	II	-16.35574
			19	II	-13.25561
		11:43	18	II	+0.97649
	12:47		18	I	-0.97745
			19	I	+13.25694
			20	I	+16.35699
	15:48		21	I	-14.89554
12/20	8:45		22	I	-11.38675
			23	I	-2.55857
	12:23		24	I	-3.25956
12/21	8:30		17	II	+3.11276
			16	II	+1.87239
		11:03	15	II	+3.06235
	12:35		15	I	-3.06112
			16	I	-1.87299
		14:22	17	I	-3.11546
	15:10		14	II	+1.59192
	16:37		13	II	+3.78002
12/23	7:45		12	II	+1.81356
		8:53	11	II	+3.24785
	9:05		14	I	-1.59413
			11	I	-3.24691
			12	I	-1.81481
		11:20	13	I	-3.78180
	11:23		10,9	I	-9.81807
			8	I	-3.46212
		15:10	7	I	-4.11136
	15:15		7	II	+4.11204
		16:32	8	II	+3.46261
12/24	7:45	8:40	9,10	II	+9.81594
	8:45		6	II	+4.15231
			5	II	+13.20708
		11:40	4	II	+6.68303
	12:50		3	II	+4.86264
			2	II	+8.49989
		15:21	1	II	+5.53689
	15:30	16:10	1	I	-5.53851
12/25	8:10		2	I	-8.50027
		9:33	3	I	-4.86044
	9:40		4	I	-6.68180
			5	I	-13.20783
	14:30		6	I	-4.15033
	15:40	15:52	12	I	-1.81405
	16:03	16:49	13	I	-3.78356

2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

Sagiya(1998)

4mm超の異常値は4回

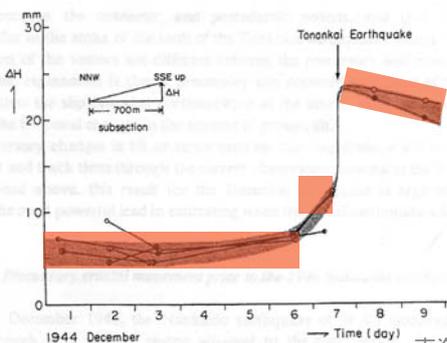


- 4mm以上の往復差は96データ中4個(2個)
- 3mm以上の往復差は6個(3個)
- 2mm以上の往復差は22個(6個)

section	Survey Date						Relative Height Changes (mm)				
	A	B	C	D	E	F	A-B	B-C	Coseismic	D-E	E-F
1	11/24	11/26		12/24	12/24		+1.72			-1.62	
2	11/24	11/26		12/24	12/25		+2.24		-1.69	-0.38	
3	11/24	11/26		12/24	12/25		-1.80			+2.20	
4	11/24	11/26	11/26	12/24	12/25		-1.05	+1.20		+1.23	
5	11/24	11/26		12/24	12/25		-0.39		+2.28	-0.75	
6	11/24	11/25		12/24	12/25		-1.42			+1.97	
7	11/24	11/25		12/24	12/25		+0.62			+0.68	
8	11/24	11/25		12/23	12/23		+0.38			+0.49	
9	11/24	11/25		12/23	12/23		-0.86		-3.09	-0.49	
10	11/25	11/25	11/28	12/23	12/24		+4.07	-1.42		+2.13	
11	11/28	11/28		12/23	12/23		-1.47		+0.79	+0.94	
12	11/28	11/28	11/29	12/23	12/23	12/25	-1.29	+0.70	+6.76	-1.25	+0.76
13	11/28	11/29		12/21	12/23	12/25	+0.58		+3.12	-1.78	-1.76
14	11/28	11/29		12/21	12/23		+0.25		-2.07	-2.21	
15	11/28	11/29		12/21	12/21		-1.20			+1.23	
16	11/28	11/29		12/21	12/21		-0.26		-3.71	-0.60	
17	11/28	11/29		12/21	12/21		+0.92		+2.76	-2.70	
18	11/29	12/4		12/19	12/19		-0.07		+3.28	-0.96	
19	11/29	12/4		12/19	12/19		+2.05			+1.33	
20	11/29	12/4		12/19	12/19		-1.87		+17.21	+1.25	
21	11/29	12/3		12/19	12/19		-0.50			+1.30	
22	12/1	12/3	12/7	12/18	12/20		-1.26	-0.21	+10.12	-0.61	
23	12/1	12/3	12/7	12/18	12/20		-1.56	+2.44	+5.19	-0.96	
24	12/2	12/3	12/6	12/18	12/20		-1.29	+2.87	-5.69	+0.23	
25	12/2	12/3	12/6	12/18	12/18		-3.21	+1.09	+17.82	+1.19	
26	12/2	12/3		12/18	12/18		+1.54		-5.77	+1.35	
27	12/2	12/3		12/18	12/18		-1.37		+17.40	-2.05	
28	12/6	12/7		12/8	12/9		+4.77		+12.84	-1.23	
29	12/6	12/7		12/8	12/9	12/9	+4.29		+11.56	-2.21	+1.27
30	12/6	12/7		12/8	12/9	12/9	-0.15		+7.84	-1.90	+2.87
31	12/6			12/8	12/9				+2.33	-2.65	
32	12/6			12/8	12/9				+4.18	+0.98	
33	12/6			12/8	12/9				+3.51	+0.60	
34	12/5	12/5		12/12			+0.75				
35	12/5	12/5		12/12			-2.04		+2.00		
36	12/5	12/5		12/12			+1.09				
37	12/5	12/5		12/12			-0.32				
38				12/13	12/13					+3.07	
39				12/13	12/13					-1.35	
40				12/13	12/13					-0.89	
41				12/16	12/16					-0.21	
42				12/15	12/16					-2.24	
43				12/15	12/16	12/16				-2.37	-0.56
44				12/15	12/16					+0.02	
45				12/15							
46				12/10	12/11					-0.41	
48				12/10	12/10	12/11				-4.49	+2.44
49				12/10	12/10	12/11				-1.92	+0.30
50				12/10	12/10					+0.72	
51				12/10	12/10					-1.72	
52				12/10	12/10					-0.64	
53				12/11	12/11					+0.51	
54				12/11	12/11					+1.53	
55				12/11	12/11					-0.28	

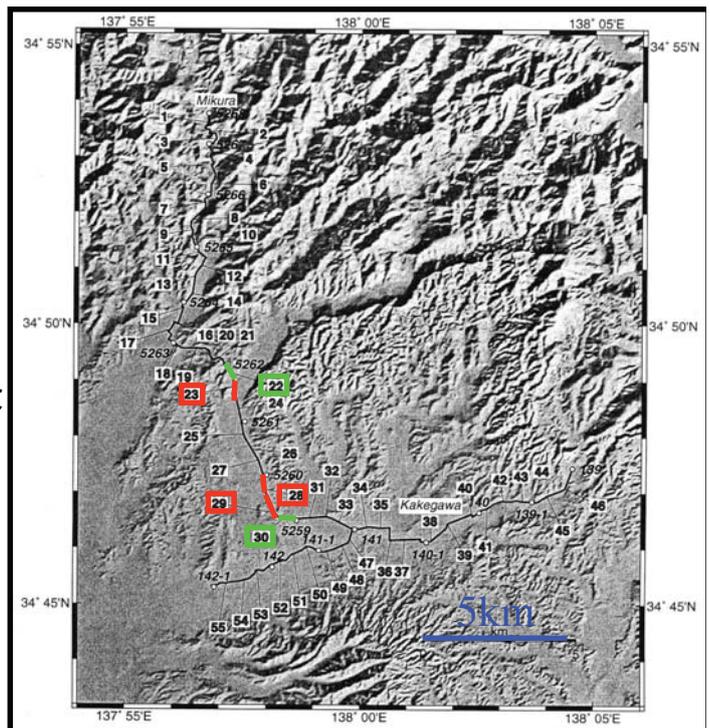
傾斜は加速していたか？

- 往復差の制限値: $2.5\text{mm} * S(\text{km})^{1/2}$
 - 700m → 約2mm
- 12/7午前の測量
 - 7:10 23: +2.44mm(12/3)
 - 9:10 22: -0.21mm(12/3)
 - 9:40 28: +4.77mm(12/6)
 - 29: +4.29mm(12/6)
 - 12:13 30: -0.15mm(12/6)
- 加速的な傾斜変化で無くても良い。
- 22と28の測量の間に生じた間欠的な変化でも説明可能



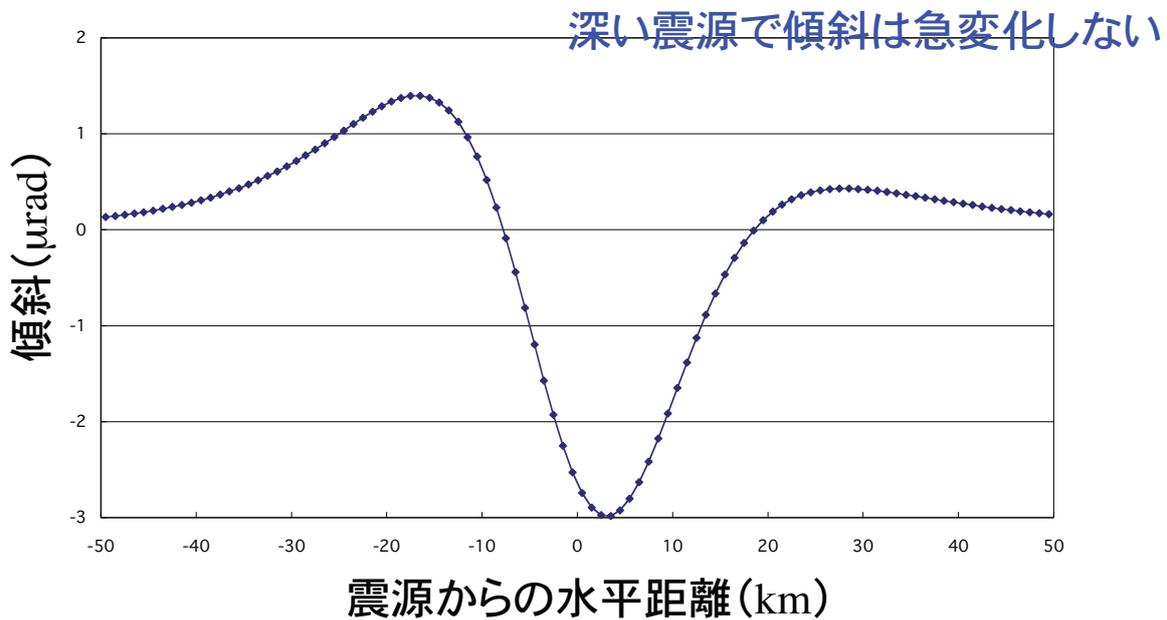
2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会



異常変動はプレート境界起源か？

D=25km, Dip=15, Rake=90, Mw6.3



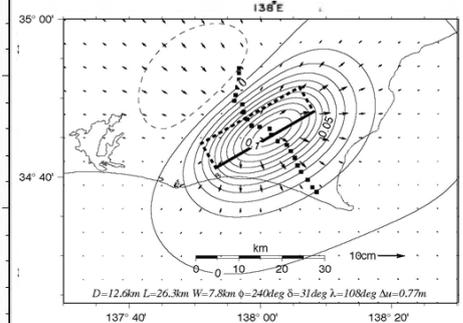
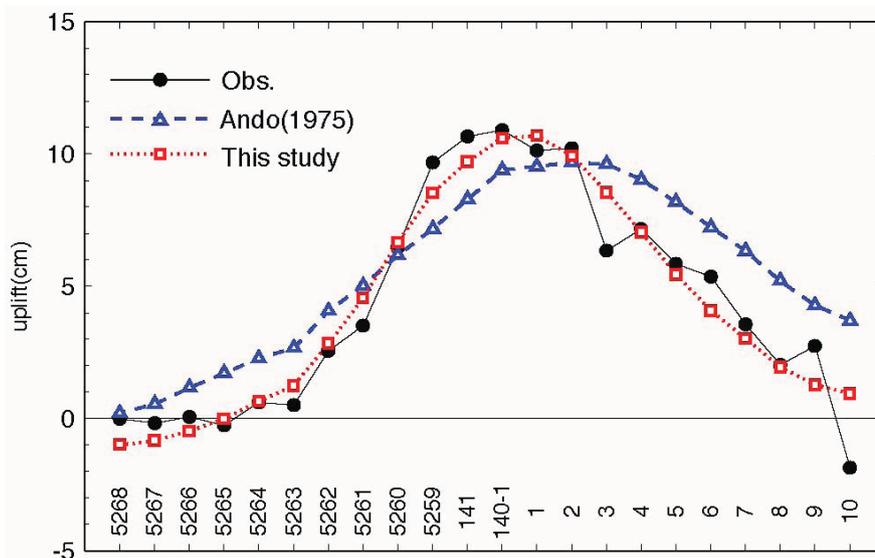
2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

11

1944年東南海地震時の上下変動

- プレート境界の断層では地震前および地震時の変動を説明できない
- 上端:12.6km, 下端16.6km, 長さ26.3km, 幅7.8km, すべり量0.8m (Mw6.4相当)



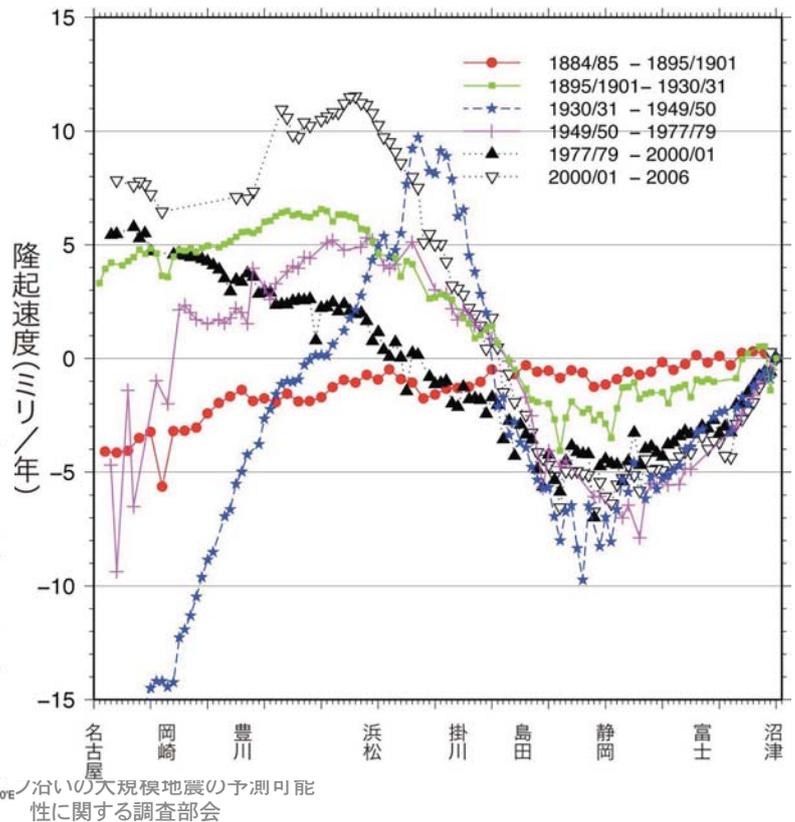
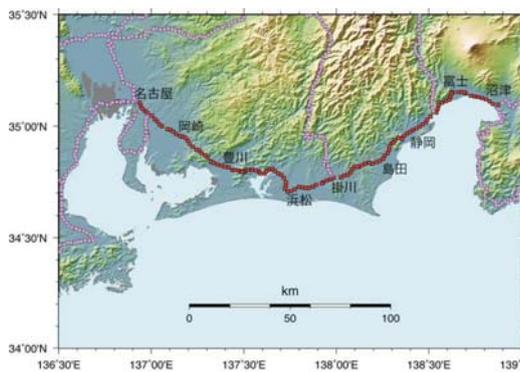
(注) 掛川～御前崎間の水準点の位置は現在の水準点の座標値で代替した

2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

沼津～名古屋間の上下変動

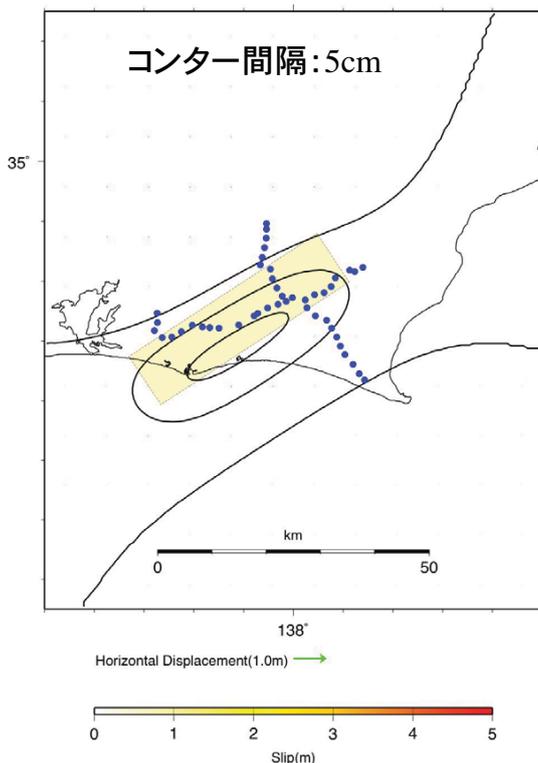
- 東南海地震時 (1930/31～1949/50)には島田～浜松間で最大10cm程度の隆起



南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

13

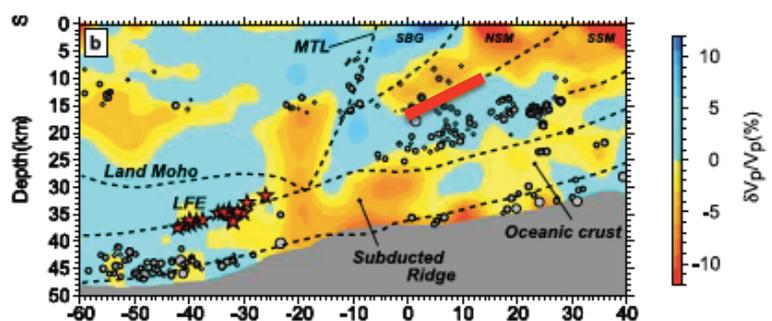
掛川隆起の断層モデル



2012.09.13

- 断層パラメータ
 - 上端深さ12.0km、長さ41.4km、幅12.2km、走向N237°E、傾斜29°、すべり角76°、すべり量0.58m
- $M_0 = 8.8 \times 10^{18} \text{Nm}$ (M_w 6.6相当)

プレート境界ではなく、地殻下部付近の断層運動の方が上下変動分布を説明し易い。
プレート境界深部からの分岐断層？
地質構造境界？



南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

14

掛川水準の解釈に関する問題点

データ解析による知見

- 700mの区間に対する4mm超の往復差は他にも存在
- 傾斜変化を認めても、データは連続的な加速を必ずしも示していない
- 傾斜変化が本物だとしても、プレート境界の断層すべりとして解釈しづらく、地殻内の断層運動による可能性



震源物理からの知見

- 震源は紀伊半島沖なのに、なぜ掛川で前駆すべりが起きるのか？



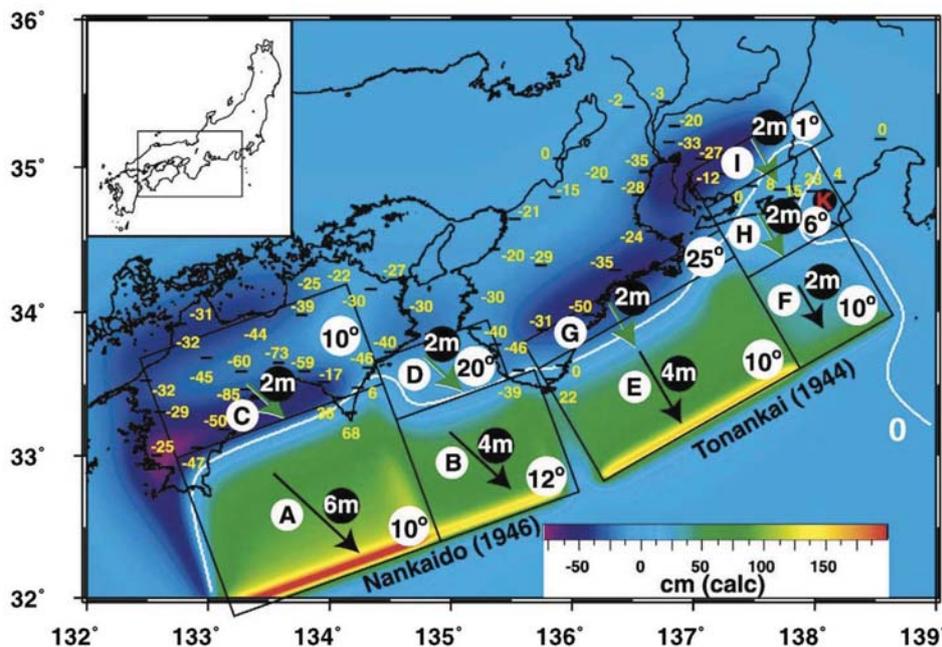
結論：既存のデータで確定的な結論を得ることは困難
ただし、掛川～御前崎間の測量手簿が見つければ解決の可能性有り
否定はできないが、重要施策の根拠とするほどの信憑性も無い。

2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

15

震源と前兆の乖離に対する解釈



Linde and Sacks (2002)

東南海(+南海)地震の震源域全体の深部延長で前駆すべりの発生を仮定
潮位データから東南海地震前には顕著な潮位変化無し(小林・他, 2002)

2012.09.13

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

關係機關提供資料

文部科学省提供資料

科学技術学術審議会測地学分科会における 地震発生先行過程の研究について

文部科学省研究開発局
地震・防災研究課
測地学分科会事務局
平成24年10月26日

背景

- 地震予知については、昭和40年度(1965年度)から、当時の文部省測地学審議会(現・科学技術・学術審議会)が、文部大臣(現・文部科学大臣)をはじめ関係大臣に建議した地震予知研究計画に沿って、大学法人や関係機関が協力・連携し、取り組んできた。
- しかしながら、平成7年(1995年)兵庫県南部地震を契機として、短期的な地震予知は当面できないと判断され、まずは地震の観測により、その発生メカニズムなどの解明とその結果としての地震動の予測に重点を置き、その成果を将来実現されるであろう地震予知につなげていくために、「地震予知のための観測研究計画」に一変され、現在に至る。



防災・減災のための地震研究

応用的
実用的

競争的研究

- ・ 地震防災研究戦略プロジェクト
- ・ JST-JAICA
- 他

政府主導の国家プロジェクト

- ・ 緊急地震速報
- ・ 津波予測
- ・ 長期予測
- ・ 強震動ハザードマップ
- ・ 「東海地震予知」

基礎的

「地震・火山噴火予知研究
(建議)」

科研費:特別研究促進費

運営費・科研費等による学術研究(研究者の自由な発想な研究)

基盤的

基盤的モニタリングシステム:基盤的観測網
Hi-net, GEONET, DONET, 新海底地震津波観測システム、活断層調査

地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について (建議) の概要

地震予知研究

- 地震予知計画(第1~7次)(昭和40年度~平成10年度)
 - 地震予知のための新たな観測研究計画(第1~2次)(平成11~20年度)
- 地震発生に至る全過程の把握により、その最終段階で発現する現象を理解し、地震発生の時期、場所、規模の定量的な予測を目指す

火山噴火予知研究

- 火山噴火予知計画(第1~7次)(昭和49年度~平成20年度)
- 火山の構造を把握し、前兆現象や噴火機構など火山活動の理解を深めることにより、噴火の時期、場所、規模、様式及び噴火開始後の推移の定量的な予測を目指す

現段階の目標到達度

プレート境界で発生する大地震
→ 場所と規模の予測に一定の見通し
内陸地震
→ 発生機構のモデル化を開始

現段階の目標到達度

適切な観測体制が整備された火山
→ 噴火時期をある程度予測可能
(噴火警戒レベルの導入)

「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」

●二つの計画を統合した本計画のポイント

- ・ 現計画の成果を引き継ぎ、地震予知研究及び火山噴火予知研究を着実に推進するため、平成21年度から5年間を見据えた計画
- ・ 特に、これまでの基礎的な観測研究やモニタリングの成果に基づき、「予測システムの開発」をより明瞭に志向した研究を推進
- ・ 共通する地球科学的背景を持つ地震・火山現象を共同で観測研究することは、それぞれの現象理解に有効
- ・ 稠密な地震・地殻変動の観測網などの研究資源を有効活用することにより、効率的で効果的な研究を実施

地震・火山現象解明のための観測研究

- 予測システムの基礎となる観測研究を行う。
- ・ 日本列島及び周辺域での長期的・広域的現象
 - ・ 地震・噴火に至る準備過程
 - ・ 地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程
 - ・ 地震発生・火山噴火素過程

地震・火山現象予測のための観測研究

- モニタリングを更に発展させ、そのデータを用いて地震・火山現象の予測システムを開発する。
- ・ モニタリングシステムの高度化
 - ・ 地震発生・火山噴火予測システムの構築
 - ・ データベースの構築

新たな観測技術の開発

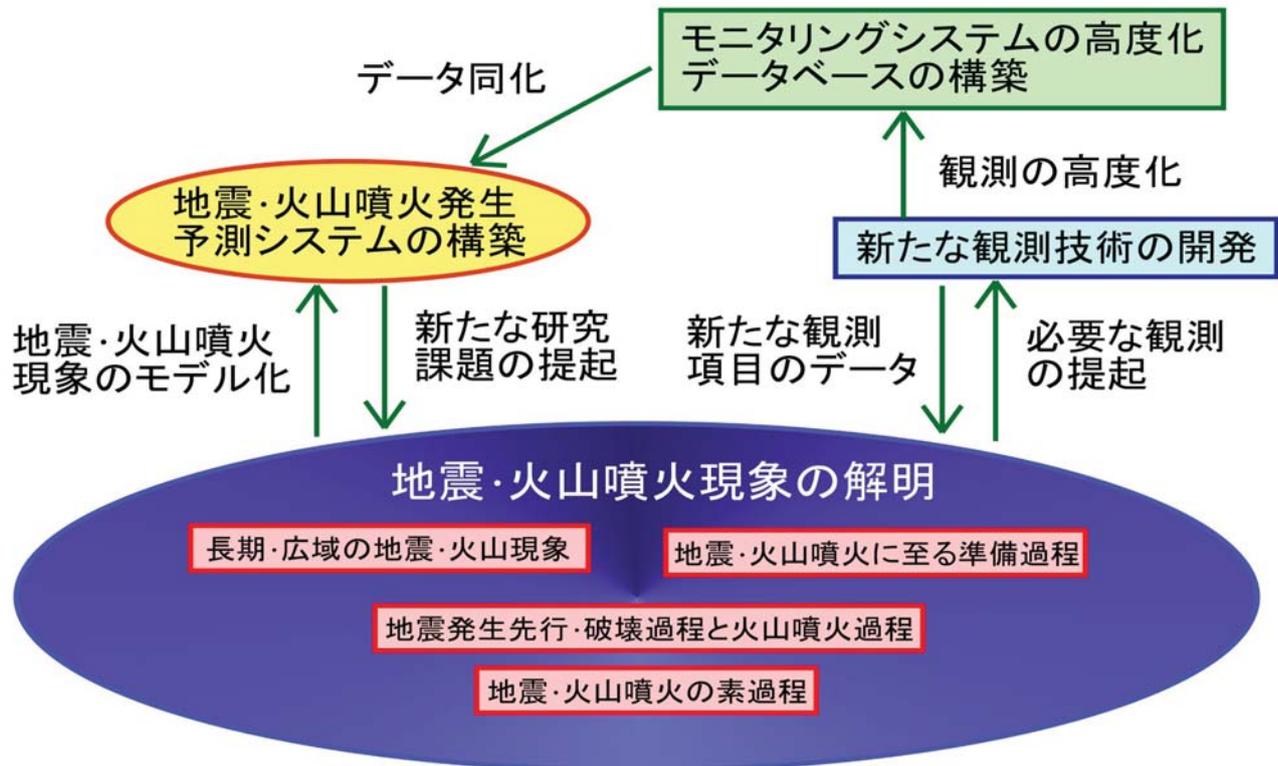
- 地震・火山噴火予知に資する新たな観測技術の開発を行う。
- ・ 海底における観測技術の開発と高度化
 - ・ 宇宙技術等の利用の高度化
 - ・ 観測技術の継続的の高度化

計画推進のための体制の強化

- 計画推進体制の整備
- 観測研究体制の強化
- 予算・人材の支援
- 人材の養成・確保
- 国際協力・共同研究の推進
- 研究成果の社会還元

安全・安心な社会の実現に寄与

地震及び火山噴火予知のための観測研究



4

地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について(建議) (平成20年7月17日 科学技術・学術審議会)

1. 地震・火山現象予測のための観測研究の推進

- (1)地震・火山現象のモニタリングシステムの高度化
- (2)地震・火山現象に関する予測システムの構築
地震発生予測システム, 火山噴火予測システム
- (3)地震・火山現象に関するデータベースの構築

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

- (1)日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象
- (2)地震・火山噴火に至る準備過程
地震準備過程, 火山噴火準備過程
- (3)地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程
地震発生先行過程, 地震破壊過程と強震動, 火山噴火過程
- (4)地震発生・火山噴火素過程

3. 新たな観測技術の開発

- (1)海底における観測技術の開発と高度化
- (2)観測技術の高度化
- (3)宇宙技術等の利用の高度化

4. 計画推進のための体制の強化

- (1)体制の整備・強化
- (2)予算的措置
- (3)人材の育成・確保
- (4)国際共同研究・国際協力の推進
- (5)研究成果の社会への還元

5

計画の骨子

全部で192の個別課題

- 1 地震・火山現象予測のための観測研究
- 2 地震・火山現象解明のための観測研究
 - (1) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象
 - (2) 地震・火山噴火に至る準備過程
 - (3) 地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程
 - (3-1) 地震発生先行過程
 - ア. **観測データによる先行現象の評価** (7 課題)
 - イ. **先行現象の発生機構の解明** (4 課題)
 - (3-2) 地震破壊過程と強震動
 - (3-3) 火山噴火過程
 - (4) 地震発生・火山噴火素過程
- 3 **新たな観測技術の開発**

地震発生先行過程

【目的】

- ・ 地震発生の予測の時間精度を高め、短期予測を可能にするためには、地震発生の直前に発生する非可逆的な物理・化学過程（直前過程）を理解して、予測シミュレーションモデルにそれらの知見を反映させ、直前過程に伴う現象を的確に捕捉して活動の推移を予測する必要がある。このために、地震に先行する地殻等の諸過程を地震発生先行過程と位置付けて研究し、そのメカニズムを明らかにして、特定の先行過程が地震準備過程や直前過程のどの段階にあるかを評価する研究を行う。

地震発生先行過程個別課題

【観測データによる先行現象の評価】			
①	地震に関連する電磁気現象の観測研究	北海道大学	茂木透
②	大地震サイクルと関連した地震活動変化の詳細な解明	東京大学地震研究所	鶴岡弘
③	地殻流体のフラックス測定に基づいた化学的地震先行現象発現機構の解明	東京大学大学院理学系研究科	田中秀美
④	地震波干渉法による構造変化の検出手法の開発	京都大学防災研究所	大見士朗
⑤	南アフリカ大深度金鉱山における準備期・直前期の地震破壊域近傍の岩盤挙動の観測	立命館大学	小笠原宏
⑥	電磁気学的広帯域先行現象の観測的検証とその発現メカニズムに関する研究	東海大学	長尾年恭
⑦	伊豆半島東部における地磁気全磁力及び自然電位観測	気象庁	笹岡雅宏
【先行現象の発生機構の解明】			
⑧	準静的滑りの時空間変化に基づく地震発生切迫度評価の研究	東北大学	内田直希
⑨	南アフリカ大深度金鉱山における応力パラメタの先行変化の発生機構の解明	東京大学地震研究所	加藤愛太郎
⑩	大地震サイクルと地震活動の関連を説明する物理メカニズムの提案	東京大学地震研究所	中谷正生
⑪	近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明	京都大学防災研究所	片尾浩

8

地震発生先行過程の実施状況①

【観測データによる先行現象の評価】

大学は、鉱山の採掘に伴って発生する地震の震源域ごく近傍で地震・地殻変動を観測し、地震やゆっくり滑りの先行過程について調べた。また、日本全域の応力場を推定するために、国立大学観測網地震カタログ（JUNEC）のP波初動極性を用いて、1985年7月から1998年12月までに日本で発生した約14,000個の地震の発震機構解を推定し、カタログ化した。

大学は、巨大地震前にGPS観測で得られる総電子数（TEC）の異常が現れるかを検証した。また、地震発生に先行してVHF帯の電波が見通し外に伝播（でんぱ）する異常現象（地震エコー）を検出するために、観測手法の高度化と連続観測を実施した。

大学は、大気中ラドン濃度連続データから、気象由来の変動成分を評価することによって、地殻応力に起因する変動を推定するモデルを作成した。また、地下水溶存ガスの連続観測を継続するとともに、観測装置の改造を行った。大学と気象庁は、地殻構造の時間変化を監視する新しい手法として、地動の雑微動記録に地震波干渉法を適用し、観測点間の相互相関に基づいてプレート境界からの反射波を検出する試みを行った。

9

地震発生先行過程の実施状況②

【先行現象の発生機構の解明】

大学は、室内実験データの詳細な検討により得られた新しい摩擦則を用いて、地震活動の消長から応力変化を推定するための理論モデルを構築し、地震サイクルのシミュレーションを行った。

大学は、1995年（平成7年）兵庫県南部地震などの前後に微小地震活動度が大きく変化したことが指摘されている北近畿の丹波山地において、高密度の多項目観測を実施した。

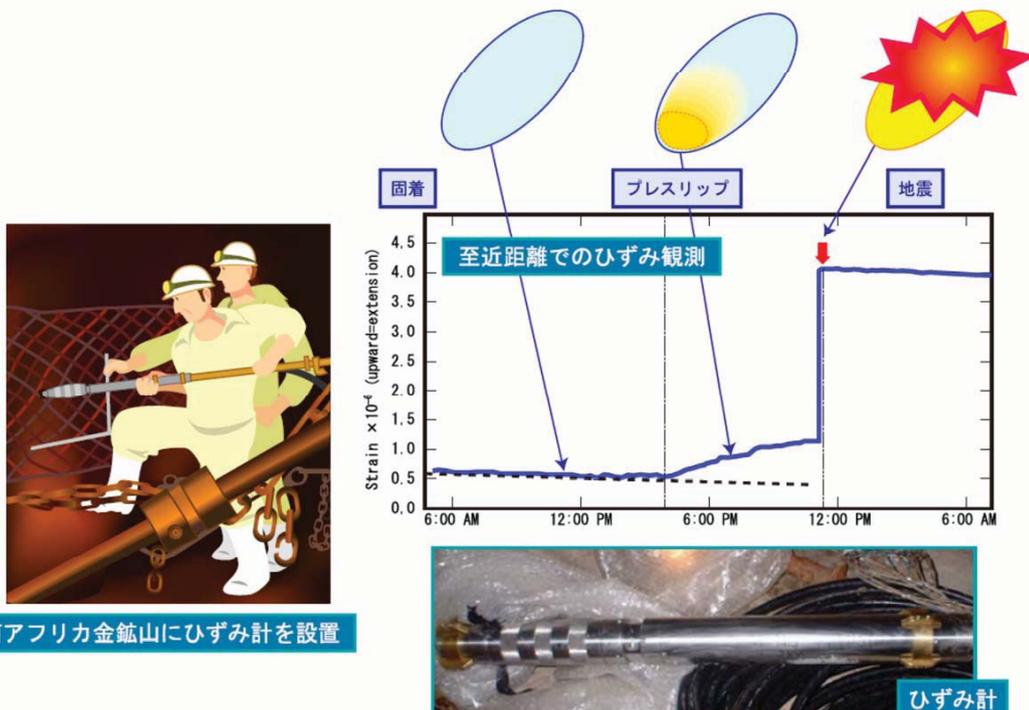
防災科学技術研究所及び海洋研究開発機構は、西南日本における深部低周波微動と、その浅部延長にあるプレート境界巨大地震のアスペリティを載荷する深部の準静的滑りとの関係を明らかにするために、プレート境界深部の準静的滑り域の中に、多数の微小なアスペリティを仮定したシミュレーションを行った。

大学は、電磁気現象と地震発生との関連を明らかにするため、電磁場が応力によって変動する機構の理論的・実験的研究を進めた。

10

⑤⑨

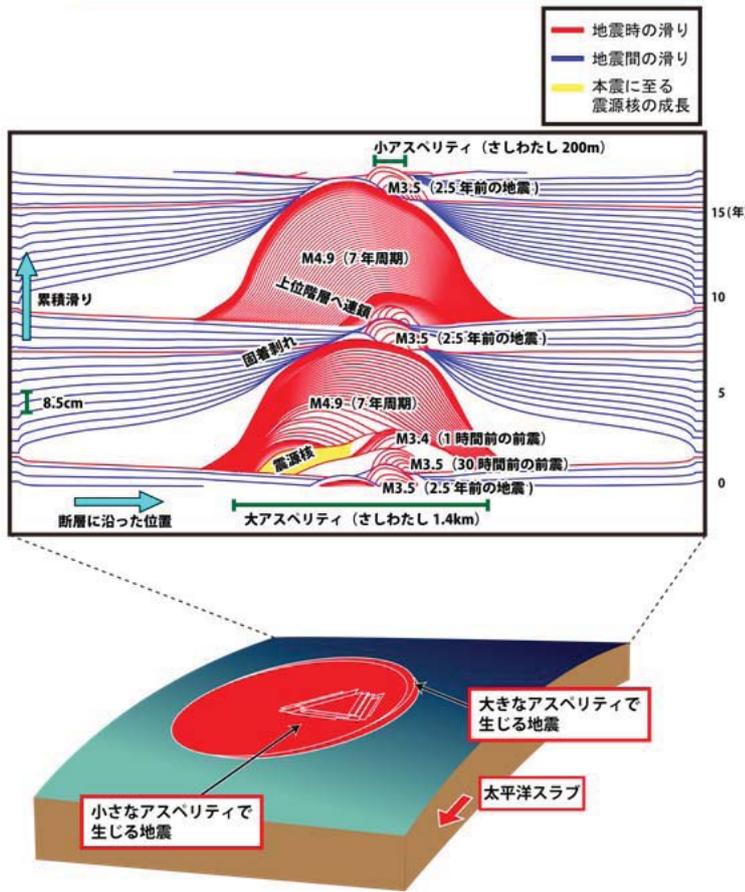
至近距離でのひずみ観測により捉えられたプレスリップ



南アフリカ大深度鉱山内で震源極近傍で観測されたひずみ記録
震源極近傍に設置したひずみ計で、地震前の明瞭なひずみ変化が捉えられた。ただし、これまで極近傍観測において、より大きな地震に対して先行ひずみが観測されなかった例も多数確認されている。

11

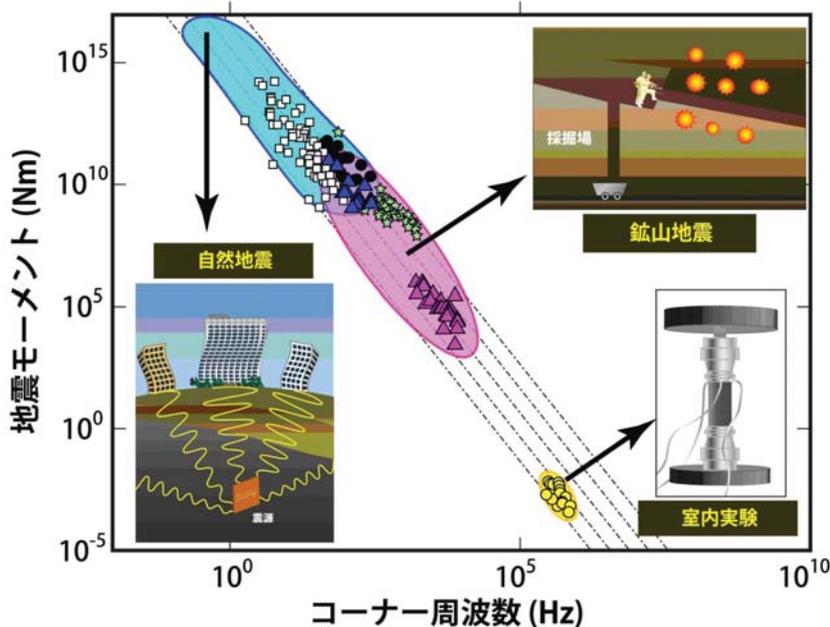
階層的不均質断層モデルにおける震源核成長



階層的不均質断層モデルにおける震源核成長

横軸は断層の走向方向にとった距離、縦軸は各地点の積算滑り量を示す。赤線は地震発生時の0.1秒ごとの積算滑り量、青線は地震間の0.5年ごとの積算滑り量を表す。ただし、赤線は最大滑り速度が0.1 m/秒以上になった場合の0.01秒ごとの積算滑り量を示している。大きなアスペリティのなかに小さなアスペリティが存在する断層モデルでの地震サイクルシミュレーションの結果を示している。大きな震源核が準静的に成長して大地震に至る場合と、小地震が上位階層のアスペリティの破壊を動的にトリガーする場合とが交互に起こっていることがわかる。

自然地震、鉱山地震、室内実験の規模依存性



コーナー周波数と地震モーメントの関係

実験室の花崗岩試料中で発生したAE(黄丸), 鉱山の地震(青三角, 緑星, 赤三角), 自然地震(白四角, 黒丸)のコーナー周波数と地震モーメントの関係。AE, 鉱山の地震, 自然地震で, この関係に大きな違いはない。点線は地震モーメントがコーナー周波数の-3乗に比例する関係(応力降下量一定)を示す。

地震発生先行過程の成果① レビュー報告書より

【観測データによる先行現象の評価】

- 南アフリカ大深度鉱山内で震源ごく近傍に設置したひずみ計では、従来からゆっくり滑りに相当するイベントについてはプレスリップが発生する事例が多数あったが、地震のプレスリップはこれまで見付けられていなかった。今回、M0.3の地震について、震源から20 m以内にあるひずみ計で、明瞭なひずみ変化が6.5時間前から開始した事例が見付かった。このことは、実験室以外でプレスリップが世界で初めて捉えられた可能性が高い。ただし、室内実験や数値シミュレーションで示されているような、地震発生が近づくとプレスリップが加速する現象は観測されなかった。また、このようなプレスリップが、より大きな地震に先行して観測されなかった事例も多数確認されている。今後は、どのような場合にプレスリップが起こるのかを、良質なデータを増やして十分に検討する必要がある。
- 2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）に際し、地震発生の約40分前から東北地方上空で最大10%程度の総電子数（TEC）の正の異常の報告があった。これは、GPS衛星が送信するマイクロ波の解析から推定されたものである。2004年スマトラアンダマン地震（M9.1）や2010年チリ地震（M8.5）でも、同様の異常が見られることが報告されている。一方で、東北地方太平洋沖地震の約10分後に大気音波が電離層に到達し、その後数10分続くTECの減少も観測されている。地震前のTECの正の異常と地震後の負の異常が連続して発現しているため、観測データの解釈には注意が必要であり、更に精査する必要がある。大地震による大気音波の擾乱（じょうらん）が電離層に到達して生じる変動のうち、周期数百秒の振動成分についてはモデルが提案されているが、数10分間継続するTECの減少機構は分かっていない。地震前にTECに正の異常が生じる機構を解明するとともに、地震後のTECの変動を定量的に説明するモデルの構築を行うことが必要であろう。
- M4以上の地震に対して地震エコーが観測された事例が、50以上収集できた。さらに、地震エコーの継続時間の総和と発生する地震のマグニチュードの間に関係があることが報告された。
- 新たにカタログ化された発震機構解を用いると、静的クーロン応力変化と地震活動変化の相関が明瞭になり、応力場解析が地震活動の予測に有効であることが示された。また、地震波干渉法によりモホ面や地殻内反射面からの信号が認められ、地殻構造の時間的変化検出の可能性が示された。

14

地震発生先行過程の成果② レビュー報告書より

【先行現象の発生機構の解明】

- 新たに提案された摩擦則を用いて、単一バネ - ブロックによる地震サイクルのシミュレーションを行った結果、従来の摩擦則に比べてサイクル後半の固着がより一層小さくなることが示された。さらに、固着度の低下はサイクルの後半約1/3の期間で著しく加速するため、なんらかの方法で固着度を観測できれば、地震サイクルの中でどの段階にあるかを、推定できる可能性がある。
- シミュレーションにより、西南日本の深部低周波微動の活動域が移動する現象が再現できた。また、巨大地震発生前には、上記の固着度の低下に伴い、深部低周波微動の発生間隔が短くなる可能性が示された。
- 微小破壊を伴わない条件で岩石試料を加圧する室内実験を行い、正孔電荷キャリアの拡散により起電力が発生する可能性が示された。また、伊豆諸島の電位観測では、地震の発生場所により地電位異常の極性が決まることが分かった。2011年東北地方太平洋沖地震が発生した際、地震波の到来に伴う顕著な地電位の変化が検出された。

15

観測データによる先行現象の評価

●H21年度

南アフリカの大深度鉱山では、大規模な採掘により短期間で大きな応力変化がおり、多数の地震が誘発されるため、採掘部の至近距離で地震を観測し、2台のひずみ計から25m以内で発生したマグニチュード0.3の地震の6時間半前から、顕著な非地震性の変化が捉えられた。

地震の発生に先行してVHF帯の電波が異常に長距離まで伝播する現象を、複数の観測点で捉えた。

●H22年度

南アフリカ大深度鉱山で観測された先行現象は、地震によるひずみ変化の極性と、地震に先行するひずみ変化の極性が一致していることなどから、天然の地質構造の中で発生した地震の前駆滑りが、世界で初めて明瞭に捉えられた例である可能性が非常に高いが、前駆滑り加速する振る舞いは見られなかった。

規模の大きい地震の数日前に電離層に存在する総電子数の日変化の振幅が小さくなるのが、海外の事例も含めて幾つか観測された。

●H23年度

破壊成長抵抗の分布に階層的な不均質を与えた断層のモデルを用いたシミュレーションを行った(図11)。その結果、準静的な大きな震源核形成を経て大地震が発生する場合と、小地震が上位階層のアスペリティの破壊を誘発する場合とが交互に起こることが見いだされた。つまり、たとえ階層構造が存在しても、階層が下位のアスペリティから破壊がいつも始まるわけではなく、最上位のアスペリティ自身の内部でプレスリップを伴いながら震源核が成長して本震に至るケースも可能であることを示した。

16

先行現象の発生機構の解明

●H21年度

帯水層中の状態の変化など様々な要因をモデルに組み込むことで、ラドン濃度の減少を定量的に説明することができた。

●H22年度

室内実験データの詳細な検討により、新たな摩擦測が提案された。この摩擦測を用いて、地震発生サイクルのシミュレーションで検証し、従来の摩擦測によるモデルと比較したところ、地震発生サイクル後半の固着状態の減少がかなり大きくなることがわかった。この摩擦測が正しければ、地震発生前の前駆滑りが大きくなるので、観測により検出できる可能性が従来考えていたことよりも高いことが分かった。

●H23年度

GPS観測データの解析によって、東北地方太平洋沖地震の約40分前から、震源域上空の電離圏で全電子数(TEC)が最大一割近く増大する異常が見つかった。同様の異常変化は2010年2月のチリ地震、2004年12月のスマトラ地震、1994年10月の北海道東方沖地震においても見いだされた。

17

關係機關提供資料

氣象庁提供資料

気象庁の東海地震予知業務について

1. 東海地震予知業務の概要

大規模地震対策特別措置法及び気象業務法では、東海地震が発生するおそれがあるとみとめた場合、気象庁長官が内閣総理大臣に「地震予知情報」を報告し、気象庁長官の報告を受けた内閣総理大臣は、直ちに閣議に諮った上で、警戒宣言を発する（参考1）。

また、気象庁は、防災機関の東海地震に係る適切な防災対応に資するため、東海地域の地殻活動を常時監視し、検知された異常等地殻活動状況に応じて「東海地震に関連する調査情報」「東海地震注意情報」「東海地震予知情報」の3段階から成る「東海地震に関連する情報」を適宜発表する。このうち、「東海地震注意情報」は、異常が東海地震の前兆である可能性が高まった時に発表し、防災機関は準備行動を行う。「東海地震予知情報」は上記の「警戒宣言」と同時に発表する。

なお、観測された現象と東海地震との関連性などについて評価及び判定を仰ぐため、専門家から成る「地震防災対策強化地域判定会」（以下、「判定会」という。）を定期的にあるいは随時開催している。

これらの情報を受け、地震防災対策強化地域内の関係機関及び住民は東海地震発生に伴う被害の軽減を図るため、あらかじめ策定された「東海地震応急対策活動要領」などに基づき各般の防災対策を実行する（図1）。

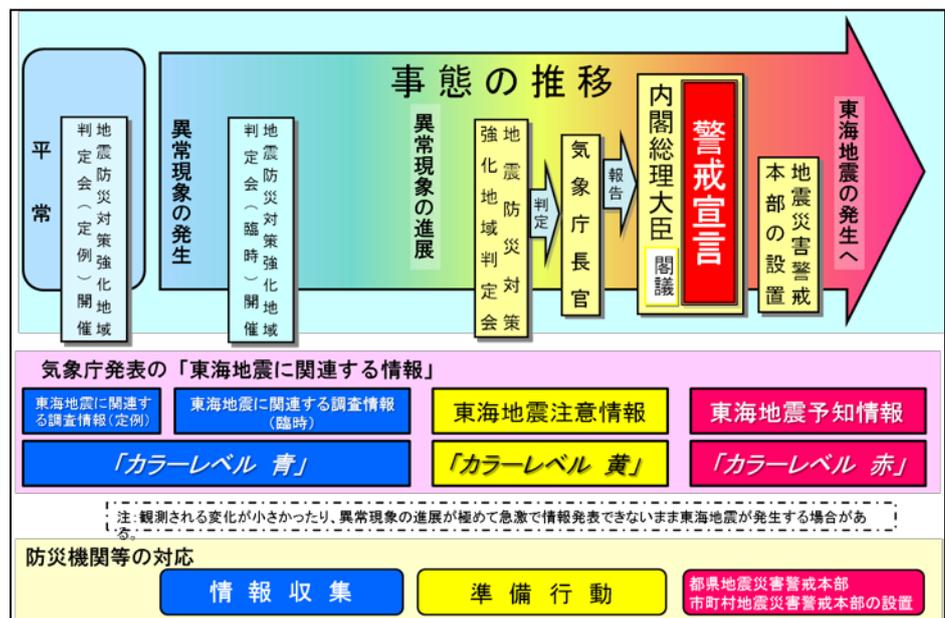


図1 東海地震予知の概要

2. 気象庁の東海地震予知戦術

東海地震の予知は、想定震源域及びその周辺に整備したひずみ計観測網により、プレート境界の固着領域で発生する前兆すべりによって生じた微小な地殻変動を検知することにより行う(図2)(吉田(2001)、上垣内・東田(2006))。気象庁が東海地震予知業務を行うに当たっての、科学的な根拠や監視方法、情報の発表基準などについて以下に示す。

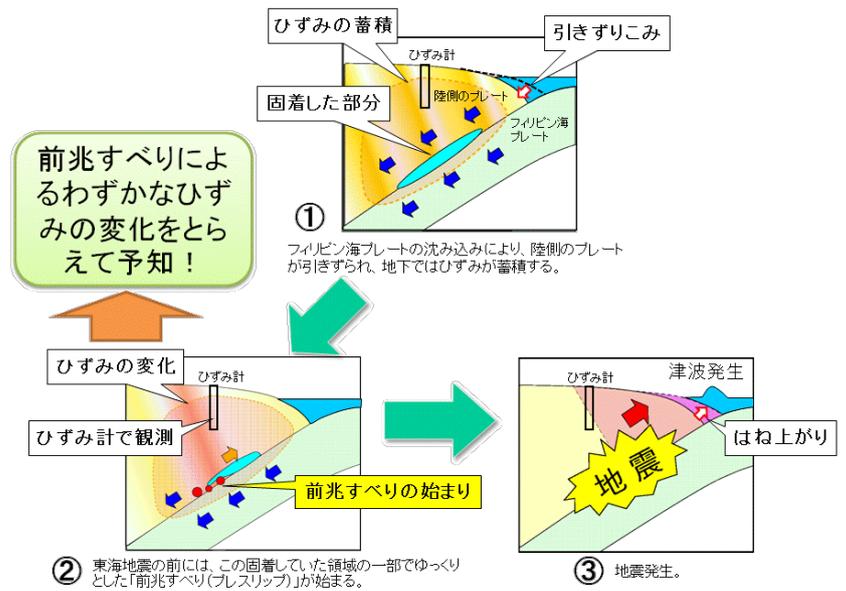


図2 気象庁の東海地震予知戦術

2. 1. 前兆すべり

地下の断層面が急速にすべる現象である地震を模擬的に再現する岩石すべり実験においては、地震波の放射を伴う急速なすべりの発生に先行して前兆すべり(断層面の一部がゆっくりとすべり始めるという非地震性の現象)が発生することが知られている(例えば、Ohnaka et al.(1986))。

岩石すべり実験結果や、地震発生サイクルにおいてプレート境界で発生すると考えられている諸現象を統一的に説明する理論の一つとして、岩石のすべり面に働く摩擦力がすべり速度やすべり面の状態に依存するというものがある(速度・状態依存の摩擦則)(Dieterich(1979); Ruina(1983); Scholz(1998))。

この理論をプレート境界面に当てはめ、①プレートの境界の普段強く固着している領域(想定震源域に相当)を、すべり速度が増大するとともに摩擦力が低下し、急速なすべりが発生する領域(不安定なすべりが発生する領域)、②その周辺と深部を、すべり速度とともに摩擦力が増大し、安定的なすべりが発生する領域(安定的なすべりが発生する領域)、と設定して数値シミュレーションを行うと、急速なすべり(巨大地震)の前に、固着している領域の一部で非地震性のすべりが発生する(Tse and Rice(1986))。これが前兆すべりに相当する(図3)。

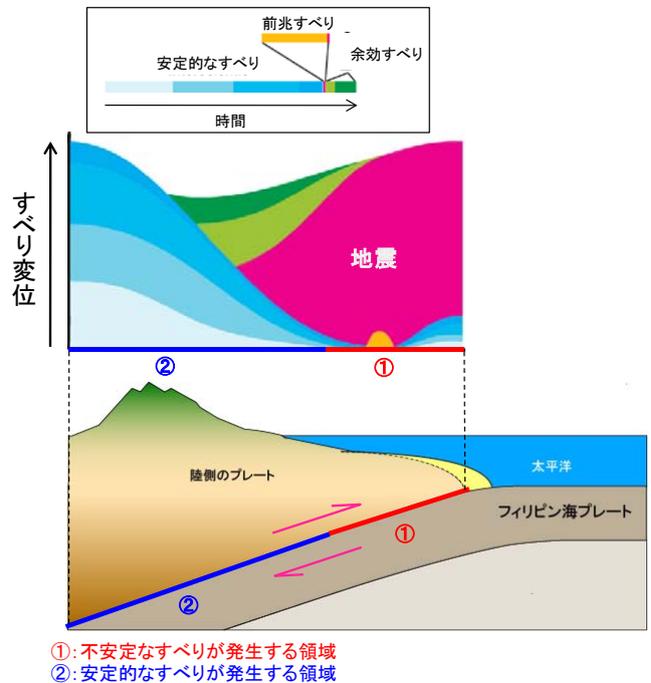


図3 プレート境界で発生するすべりのイメージ図。

すべり変位の図は、Scholz(1998)より改変引

速度・状態依存の摩擦則に基づく数値シミュレーションによれば、前兆すべりだけでなく、巨大地震の繰り返し発生や、プレートの沈み込みに伴う地殻変動、後述する想定震源域より深部のプレート境界で発生するゆっくりすべりとそれに伴う地殻変動などの、東海地方で実際に観測されているインターサイズミックな現象も再現されている（参考2）。

以上のことから、気象庁では、岩石すべり実験と数値シミュレーションで予想されている“地震に先行して前兆すべりが発生する”というモデルを、東海地震の発生を直前に予測する上での最も合理的な科学的根拠として位置づけている。

ただし、前兆すべりの発生場所や規模、巨大地震発生までの猶予時間等については、断層形状などのモデルの立て方や摩擦などのパラメータの設定に依存していることから、数値シミュレーションから、具体的な値を一意的に決めることはできない。

なお、現在まで、巨大地震発生の直前に前兆すべりが観測されたと広く認められた事例はないが（参考3）、これは、前兆すべりに伴う微小な地殻変動を捉えるために必要な観測網が整備されていなかったことや、前兆すべりが観測網の検知能力を下回る程度の規模であったことなどが原因として考えられる。

2. 2. 東海地震予知のためのひずみ計観測網

前兆すべりが発生した場合、周囲の地殻にごくわずかな地殻変動が生じる。前兆すべり

は、次第に規模を拡大して巨大地震の発生に至ると考えられることから、気象庁では、東海地震の前兆すべりが想定震源域のどこで発生したとしても、それに伴う地殻変動をできるだけ早く、小さい段階のうちで検知できるように、東海地震の想定震源域及びその周辺の 27 か所のひずみ計観測点（うち、25 点は気象庁、2 点は静岡県が整備）で地殻のひずみの変化を監視している（図4）。

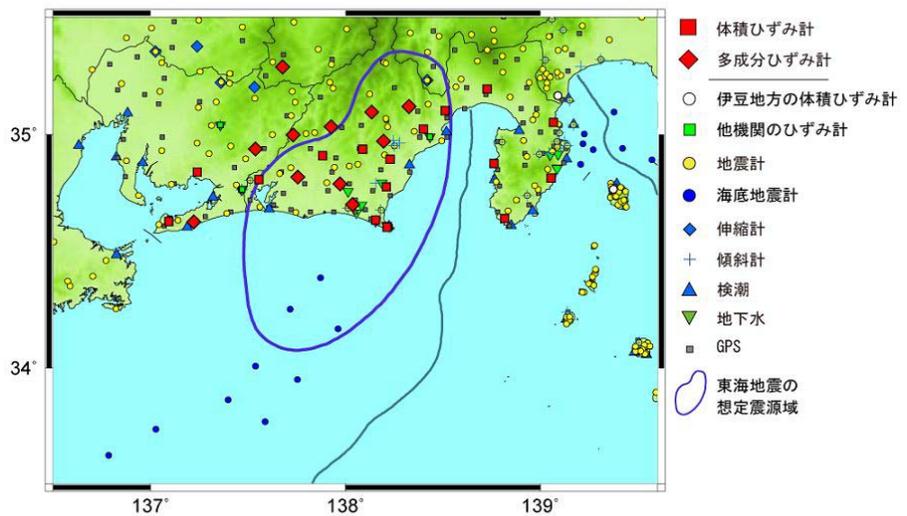


図4 東海地域の観測網

ひずみ計は、地下 100~800m 深の岩盤に円筒状の金属筐体を密着させることで地殻のひずみ変化を測る観測機器である。気象庁のひずみ計には体積ひずみ計と多成分ひずみ計があり、前者ではひずみ計の筐体の体積変化を、後者では筐体の直径の変化を、いずれも 10^{-9} ~ 10^{-8} オーダーまで検知できる性能を有している。特に多成分ひずみ計においては、異なる 4 方向の直径の変化を測ることにより、地殻のひずみの方向の変化も捉えることができる。

ひずみ計で観測したデータには、地球潮汐や海洋潮汐、地震動、大気圧、降水などによる地殻のひずみ変化や、ひずみ計近傍のローカルな変化、さらに、測器の原理上、体積ひずみ計においては地温による影響、多成分ひずみ計においては地球磁場による影響などが含まれる。各観測点においてこれらを除くため既知の現象によるものについては補正を行い(図5)、また、隣接する観測点や多成分ひずみ計では別成分との比較などを行うことにより、前兆すべりに伴う地殻変動の検知精度を高めている。また、最近では、いくつかの観測点のデータを足し合わせるによりS/N比を向上させる「スタック処理」も試験的に取り入れている(参考4)。

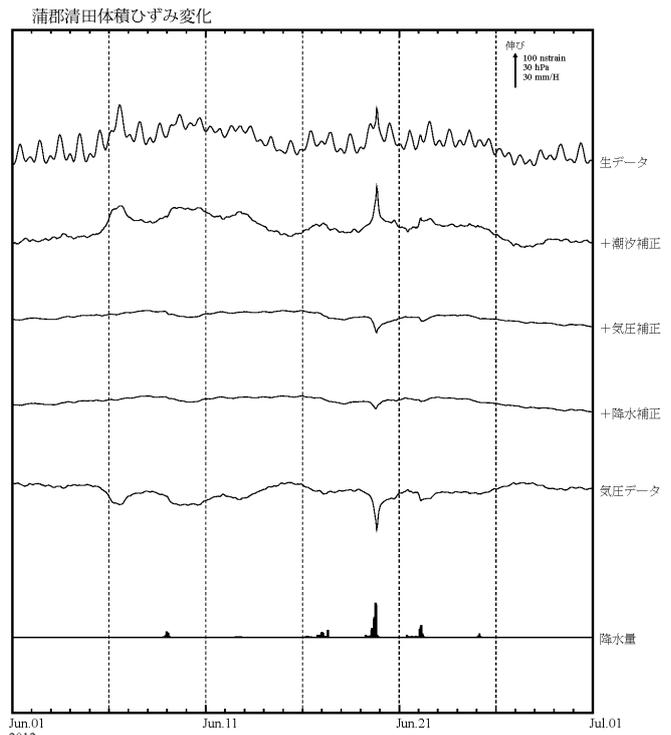


図5 ひずみ計データの補正

図6に、気象庁のひずみ計観測網の前兆すべりの検知能力を表す指標として、想定震源域及び周辺で前兆すべりが発生し、それによって複数のひずみ観測点のデータに「有意な変化」が観測され始めるときの前兆すべりの規模(Mw)を示す。前兆すべりはHirose et al.(2008)のプレート境界で発生するものとし、すべりの方向はフィリピン海プレートの沈み込み方向と逆向きになるように設定している。なお、ここでいう「有意な変化」とは、地球潮汐など要因の分かっている変化や過去に繰り返してみられるローカルな変化など既知の変化を取り除いたあとのひずみ計データに、さらに残るノイズのレベル(1.5年間の基準期間中に現れたノイズのうち、第2番目に大きい値)の2倍以上に相当する異常な変化である。

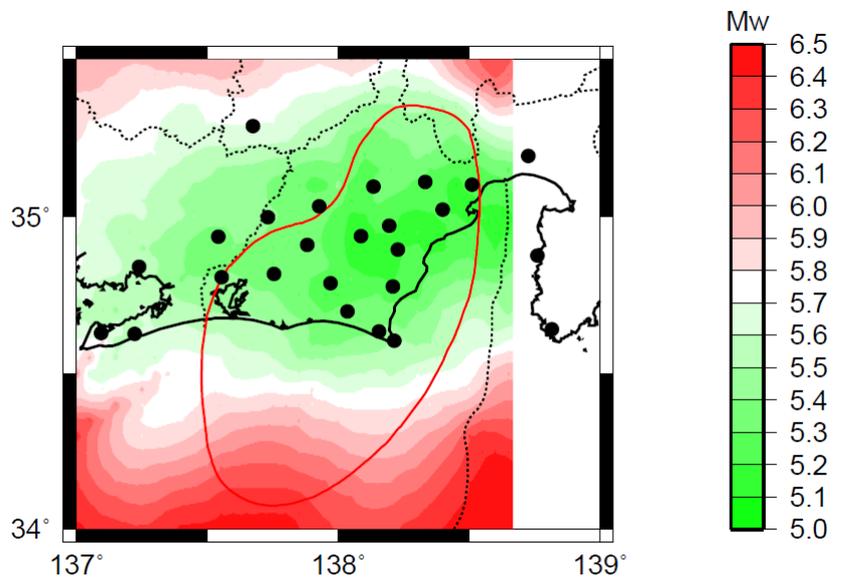


図6 気象庁ひずみ計観測網の検知能力

前兆すべりの規模は明らかではないが、Kanamori(1996)に従い前兆すべりは破壊の最終規模の高々1%程度であるとする、東海地震の想定規模 Mw8.0 に対して前兆すべりは Mw6.5 に相当する。想定震源域の陸域内において前兆すべりが発生した場合は、Mw6.5 に対して十分小さい規模の段階に複数点で検知できる。一方で、陸から遠いところでは前兆

すべりが Mw6.0 より大きくなると複数点での検知ができない。

2. 3. 東海地震に関連する情報の発表基準

複数のひずみ計観測点で同時に変化が検知された時には、その変化が前兆すべりに対応している可能性が高まり、さらに、検知した観測点が増えた場合は、前兆すべりが拡大していると推定できる。気象庁では、この状況に合わせて「東海地震に関連する情報」を発表する（横田他（2011））。各情報の発表には具体的な基準を設けており、ひずみ計のデータ変化に基づく発表基準は表1のとおりである（過去の基準については、参考5）。

表1 「東海地震に関連する情報」の発表基準

カテゴリ	ひずみ計のデータ変化に基づく発表基準
東海地震に関連する調査情報（臨時）	1カ以上のひずみ計で有意な変化を観測し、同時に他の複数の観測点でもそれに関係すると思われる変化を観測している場合
東海地震注意情報	2カ以上のひずみ計で有意な変化を観測し、同時に他の観測点でもそれに関係すると思われる変化を観測した場合であって、判定会において、その変化が前兆すべりである可能性が高まったと判定された場合 3カ以上のひずみ計で有意な変化を観測し、東海地震の発生のおそれについて検討が必要と判断した場合（急激な変化が観測され、「判定会」の開催が間に合わない場合の基準）
東海地震予知情報（地震予知情報）	3カ以上のひずみ計で有意な変化を観測し、判定会において、その変化が前兆すべりによるものであると判定された場合 5カ以上のひずみ計で有意な変化を観測（或いはそれに相当する現象を観測）し、かつその変化を基に推定した前兆すべり（プレスリップ）の発生場所が、東海地震の想定震源域内に求まった場合（急激な変化が観測され、「判定会」の開催が間に合わない場合の基準）

2. 4 予知の不確実性

2. 1項で示したように前兆すべりの発生場所や規模、巨大地震発生までの猶予時間は一意に決めることができないため、前兆すべりが現状のひずみ観測網により検知できる規模よりも小さい段階で東海地震の発生に至ると前兆すべりによる地殻変動を検知できず、「東海地震注意情報」「東海地震予知情報」の事前の発表ができない。また、前兆すべりの時間発展が急速だと、検知はできたとしても情報の発表が間に合わないことも考えられる。また、前兆すべりの規模と地震の規模との関係は必ずしも明らかではなく、前兆すべりを検知できたとしても引き続く地震が想定通りの規模になるとは限らない。

このように東海地震予知を確実に実行できない場合が考えられるが、気象庁の東海地震予知は、“地震に先行して前兆すべりが発生する”というモデルに基づき、東海地域において前兆すべりに起因すると考えられる地殻変動が検知できれば、地震発生に向けて事態が進行し始めたと解釈し、当該地域であらかじめ想定していた地震（東海地震）が発生するおそれがあることを伝えようというものである。

4. まとめ

- 東海地震予知業務は、地震に先行して前兆すべりが発生するというモデルに基づき、前兆すべりに伴う微小な地殻変動を検知することにより地震の発生を予測しようとするものである。
- 前兆すべりが発生することは断層すべりに関する室内実験で確認されており、また、断層すべりの状態を説明する「速度・状態依存摩擦則」に基づいた数値シミュレーションによってもその発生が予想されている。
- 前兆すべりに伴う微小な地殻変動を検知するため、気象庁は東海地震の想定震源域の周辺に整備したひずみ計観測網を用い24時間体制で地殻変動を監視している。ひずみ計観測網はMw5.0～6.0に相当する前兆すべりを検知できる性能を有している。
- ただし、前兆すべりの規模や継続時間、発生場所によっては、前兆すべりを見逃す場合、情報発表が地震に間に合わない場合があり、また、前兆すべりの規模と地震の規模との関係は明らかでなく、想定規模通りの地震とならないことも考えら、地震予知ができるかどうかは不確実である。
- 東海地震予知は、前兆すべりを地震発生に向けて事態が進行し始めた現れと解釈し、あらかじめ想定していた地震が発生するおそれがあることを伝えようというものである。

気象庁の東海地震予知業務に関連する法律

大規模地震対策措置法（抜粋）

（定義）

第二条 この法律において、次の各号に掲げる用語の意義は、それぞれ当該各号に定めるところによる。

- 一 地震災害 地震動により直接に生ずる被害及びこれに伴い発生する津波、火事、爆発その他の異常な現象により生ずる被害をいう。
- 二 地震防災 地震災害の発生の防止又は地震災害が発生した場合における被害の軽減をあらかじめ図ることをいう。
- 三 地震予知情報 気象業務法（昭和二十七年法律第百六十五号）第十一条の二第一項に規定する地震に関する情報及び同条第二項に規定する新たな事情に関する情報をいう。
- 四 地震防災対策強化地域 次条第一項の規定により指定された地域をいう。
- 五～十二 （略）
- 十三 警戒宣言 第九条第一項の規定により内閣総理大臣が発する地震災害に関する警戒宣言をいう。
- 十四 （略）

（地震防災対策強化地域の指定等）

第三条 内閣総理大臣は、大規模な地震が発生するおそれが特に大きいと認められる地殻内において大規模な地震が発生した場合に著しい地震災害が生ずるおそれがあるため、地震防災に関する対策を強化する必要がある地域を地震防災対策強化地域（以下「強化地域」という。）として指定するものとする。

2～5 （略）

（強化地域に係る地震に関する観測及び測量の実施の強化）

第四条 国は、強化地域に係る大規模な地震の発生を予知し、もつて地震災害の発生を防止し、又は軽減するため、計画的に、地象、水象等の常時観測を実施し、地震に関する土地及び水域の測量（以下この条及び第三十三条において「測量」という。）の密度を高める等観測及び測量の実施の強化を図らなければならない。

（警戒宣言等）

第九条 内閣総理大臣は、気象庁長官から地震予知情報の報告を受けた場合において、地震防災応急対策を実施する緊急の必要があると認めるときは、閣議にかけて、地震災害に関する警戒宣言を発するとともに、次に掲げる措置を執らなければならない。

- 一 強化地域内の居住者、滞在者その他の者及び公私の団体（以下「居住者等」という。）に対して、警戒態勢を執るべき旨を公示すること。

- 二 強化地域に係る指定公共機関及び都道府県知事に対して、法令又は地震防災強化計画の定めるところにより、地震防災応急対策に係る措置を執るべき旨を通知すること。
- 2 内閣総理大臣は、警戒宣言を発したときは、直ちに、当該地震予知情報の内容について国民に対し周知させる措置を執らなければならない。この場合において、内閣総理大臣は、気象庁長官をして当該地震予知情報に係る技術的事項について説明を行わせるものとする。
- 3 内閣総理大臣は、警戒宣言を発した後気象庁長官から地震予知情報の報告を受けた場合において、当該地震の発生のおそれなくなつたと認めるときは、閣議にかけて、地震災害に関する警戒解除宣言を発するとともに、第一項第一号に規定する者に対し警戒態勢を解くべき旨を公示し、及び同項第二号に規定する者に対し同号に掲げる措置を中止すべき旨を通知するものとする。

気象業務法（抜粋）

（地震防災対策強化地域に係る地震に関する情報等の報告）

- 第十一条の二 気象庁長官は、地象、地動、地球磁気、地球電気及び水象の観測及び研究並びに地震に関する土地及び水域の測量の成果に基づき、大規模地震対策特別措置法（昭和五十三年法律第七十三号）第三条第一項に規定する地震防災対策強化地域に係る大規模な地震が発生するおそれがあると認めるときは、直ちに、政令で定めるところにより、発生のおそれがあると認める地震に関する情報（当該地震の発生により生ずるおそれのある津波の予想に関する情報を含む。）を内閣総理大臣に報告しなければならない。
- 2 気象庁長官は、前項の規定により報告をした後において、当該地震に関し新たな事情が生じたと認めるときは、その都度、当該新たな事情に関する情報を同項の規定に準じて報告しなければならない。この場合において、同項中「内閣総理大臣」とあるのは、「内閣総理大臣（大規模地震対策特別措置法第十条第一項の規定により地震災害警戒本部が設置されたときは、内閣総理大臣及び地震災害警戒本部長）」と読み替えるものとする。

地震発生の数値シミュレーションと東海地域の監視に係る課題

気象庁では平成21、22年度に「東海地震の予知手法等に関する勉強会」を開催し、近年の数値シミュレーション研究とその結果を踏まえた東海地震予知のための監視の課題について検討を行った。

1. 数値シミュレーションモデルの検討

本会では4つのモデルについて検討した。これらは、いずれもプレート境界面の摩擦が境界面におけるすべりの速度や境界面の状態に依存しているとする法則（速度・状態依存則）を前提としている。なお、数値シミュレーションに使用するパラメータには仮定が含まれ、パラメータによってその結果は変わりうることに注意が必要である。

<東京大学地震研究所の加藤尚之氏によるモデル>

深いところからの破壊が始まることを再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- ① すべり速度が低速のときには速度弱化（速度が大きくなるとともに摩擦による抵抗力が小さくなる）、高速では速度強化（速度が大きくなるとともに摩擦による抵抗力が大きくなる）の摩擦特性を仮定すると、ゆっくりすべりを再現でき、大きな前兆的な地殻変動がシミュレートできた。
- ② 用いる摩擦パラメータを変えると、破壊開始点である震源の深さやプレート間の固着の状況に、大きく影響をおよぼす。

<参考文献：Kato(2003a), Kato(2003b), Kato(2004), Kato and Seno(2003)>

<気象研究所の弘瀬冬樹氏によるモデル>

南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震と東海地域の長期的ゆっくり滑りを再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- ① 東海地域の長期的ゆっくりすべりを再現でき、巨大地震の前に長期的ゆっくりすべりの速度が増加した。
- ② 地震発生前に、紀伊半島沖で前兆すべりが発生する可能性が示唆された。シミュレーション結果から、地震の約1か月前からGPSで観測可能な大きさの地殻変動がみられた。
- ③ 繰り返し発生する巨大地震の2回に1回は東海地域が割れ残るモデルが得られた。

<参考文献：気象研究所技術報告(2011)>

<建築研究所の芝崎文一郎氏によるモデル>

低周波微動と短期的ゆっくりすべりを再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- ① 紀伊半島や東海地域で、地域ごとにセグメントにわかれる短期的ゆっくりすべりを再現できた。
- ② 紀伊半島と東海地域で発生間隔のことなる短期的ゆっくりすべりが再現でき、発生が連動する場合のあることが再現できた。

<参考文献：Sibasaki et al.(2010)>

<防災科学技術研究所の松澤孝紀氏によるモデル>

上の芝崎氏のモデルをもとに、境界面におけるすべりの速度により摩擦の大きさに変化を加え、短期的ゆっくりすべりと長期的ゆっくりすべりの両方を再現するモデル。ポイントは次のとおり。

- ① モデルでは、大地震が約 110 年間隔で繰り返し発生することが再現できた。
- ② 大地震の発生後、次の大地震が発生するまでの間は、短期的ゆっくりすべりの再来間隔が徐々に短くなる傾向がみられた。
- ③ 大地震発生領域とゆっくりすべり発生領域の間の領域では、一過性のゆっくりすべりが地震サイクル間に発生する。

<参考文献：Matsuzawa et al.(2010)>

2. 数値シミュレーションの結果を踏まえた監視のポイント・課題

- (1) 地震発生シミュレーションでは、大規模な地震の前に前兆すべりが発生することが示された。
- (2) シミュレーションでは、短期的ゆっくりすべりおよび長期的ゆっくりすべりの発生パターンが大地震発生前に変化することが示された。実際に観測されている、これらのゆっくりすべりの発生間隔、大きさ等の監視が重要である。ゆっくりすべりの監視精度を向上させ、発生場所や規模を正確に把握する必要がある。
- (3) 観測可能な前兆すべりが、約 1 ヶ月継続するケースがあることがシミュレーションされている。また、その場合、地震発生直前で、前兆すべりの変化を識別することは困難である。このような場合は、現状の観測体制と枠組みの中では、地震予知情報、警戒宣言が長期間にわたって継続せざるを得ない状況となる。

プレスリップ(前兆すべり)の可能性のある現象が観測されたことが報告されている事例 (1/3)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	プレスリップ		データの信頼度、有意性	議論	出典
		先行時間	マグニチュード			
1944年12月7日 Mj7.9 東南海地震	水準測量	1日 (1~4日?)	7.8	当初は地震断層と同程度と考えていた。後の研究で25km以深に。 ただしSagiva (1998)が手簿から詳細に検討したところ、測量結果に疑問点がいくつかあるとしており、鷺谷(2004)によって前兆滑りを論じられる精度がないと結論づけられている。	Coseismicな変動と調和的である。北に行くとこれcoseismicな変動が小さくなることも調和的。 Coseismicな変動は南東上りだが、前兆すべりは南上りだった。本震の断層面全体が前兆すべりを起こしたわけではないと考えられる。 破壊開始点と前兆滑りの位置が大きく離れているという疑問が残る。	茂木(1982) Sagiva (1998): やや懐疑的 Linde and Sacks (2002) 鷺谷(2004): 懐疑的
	水準測量 およびその手簿 (作業中、水準儀が 合わせられない)	10数分	7.3~7.5?	手簿には分単位で作業内容が記されており、その内容は著者らの経験とも調和する。	浜名湖周辺での長期的ゆっくり滑りと同様の前兆すべり(変位1m程度)であれば、前後1ヶ月間の水準測量データ及び作業記録とも調和する。	木股・鷺谷(2005)
	検潮記録 (土佐清水)	48時間	不明	1か月前にも同等の変化があるが、潮流を補正すると地震直前のものは直線的にシグナルが大きくなる。	気象・海況の影響は考えにくい。機器のトラブルではないかとの批判があることを認めている。 また、下の小林・他(2002)で否定されている。	佐藤(1982)
1946年12月20日 Mj8.0 南海地震	検潮記録 (浦神)	1~3日	6.9	BAYTAP-GIにより潮汐・気圧を補正。 下津(和歌山)、内浦(静岡)と比較しても浦神では同様の変動を検出する。	黒潮により数日程度の短期間の擾乱が生じるとは考えにくい。 最近5年間のデータを同じ条件で見ると、地震直前のシグナルと同様のものが10例以上あるため疑問を残す。	小林・他(2002)
	井戸・温泉水位 (三重県から高知県)	3日	7.9	測器による記録ではないが、観測点数が多く、毎日使用するものもあることから時間分解能も日精度がある。井戸が涸れたという報告もあることから、年周変化以上の大きな水位変化があったと思われる。また、安政地震でも同様の現象の報告がある。	井戸水だけから予知することには否定的。 川辺(1991)は地震直前の水位変化がcoseismicな変化と同じであることに着目し、前兆滑りでも本震と同じ断層が滑った可能性を指摘。 梅田・他(2010)では、特定の井戸のみ水位が大きく変化したことに着目し、三角州など特定の地形で淡水層の水量全体の動きから説明を試みた。	宮本(1965) 川辺(1991) Linde and Sacks (2002) 梅田・他(2010)

プレスリップ(前兆すべり)の可能性のある現象が観測されたことが報告されている事例 (2/3)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	プレスリップ		データの信頼度、有意性	議論	出典
		先行時間	深さ			
	長周期歪地震計 (ベニオフ歪計)	約15分	9.5程度?	G2, R2などの波から本震の dip, slip, depthを決められる ほど感度が高い。 カリフォルニア州パサデナの 観測方位も良好。	アセノスフェアで前兆すべりが発生し、 リソスフェア深部の前震を励起。さらに 本震に至ったと考察。	Kanamori and Cipar (1974)
1960年5月22日 Mw9.5 チリ地震	長周期地震計 (世界の6観測点)	14~20分	9.5程度?	高次(概ね7次以降)の自由 振動は明瞭。	一連の波形について、本震のみ、本震 と前兆滑り、本震と余効滑り、本震と前 兆滑りと余効滑り4つのモデルのうち、 どれが最も波形をよく説明するかをF検 定で評価。	Cifuentes and Silver (1989)
	海水面の変動	不明	9.3~9.5?	Plekfer and Savega (1970)で 20cmの精度があるとみなし ている131の地点のデータの みを使用。	Plekfer and Savega, 1970のデータを用 いて再検討したところ、相当深部(深さ 35~80km)でも滑りを起こさなければ データを説明できない。その深さでは coseismicな滑りは起きないので、前兆 すべりに因ると考えるのが妥当。	Linde and Silver (1989)
1964年6月16日 Mj7.5 新潟地震	水準測量	10年程度	7.5程度?	誤差は2cm程度に対し、変位 は3~4cm。最大隆起は 10cm。	1955年のデータに変動が見られた。こ のデータは越後平野の地盤沈下等をよ く表しており信頼性が高いとも言える が、このデータを抜いて計算したほうが 定常的な変動をよく表すとも指摘され る。 単なるガス採取の影響との指摘も。	茂木(1982):懐疑的 藤井(1982)
	ボアホール体積歪計 (秋田県の1観測点)	半年以上 断続的に (短時間の 滑りが84回)	7.4程度? (6.1程度が 断続的?)	気象や機器設置作業による 影響とは考えにくい。 本震後数日間続いた規模の 大きな地震が落ち着くと、滑 りも見られなくなった。	秋田県の一点でしか捉えられず断層面 が求まらないが、50 x 65kmを仮定し て、その断層が何回滑ったかを計算。 岩手県の観測点ではデータに変化がな かったことも拘束条件とする。	Linde et al. (1988)
1983年5月26日 Mw7.7 日本海中部地震	水準測量	7.8年 4.5年 5か月 数分	6.7~7.2? 6.7~7.2? 7.1~7.7? 7.3~7.7?	地震前の複数の期間で同様 の隆起が見える。 最初の期間の滑り速度 (2.5cm/年)はプレートとの相対 速度(1.6cm/年)よりも大き い。	全体で4つの期間に分けることができ る。1つめ、2つめは水準測量、3つめ は歪計(Linde et al., 1988)、4つめは津 波(Shuto et al., 1995)から求められた。 4つの期間で比較すると、滑りが加速し ている様子が分かる。	Ito et al. (2002)

プレスリップ(前兆すべり)の可能性のある現象が観測されたことが報告されている事例 (3/3)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法		プレスリップ		データの信頼度、有意性	議論	出典
	先行時間	マグニチュード	深さ				
1989年5月23日 Mw8.2 Macquarie Ridge (ニュージージーランドと南極大陸の間)	100秒以上	7.6	本震断層深部の上部マントル(低周波を用いて推定したセントロイド)が高周波を用いた推定結果よりも深いという解析結果に基づく推論)	データは当時の高ダイナミックスプレッング、広帯域3成分デジタル地震計によるもの。 遠地波形データの低周波部分(<6mHz)に見られる振幅と位相遅れの周波数依存性を説明するよう推定した震源時間関数に、前駆的なすべりが見られる。 同様の解析を他の地震(1992年ランダーズ地震、1989年ロムプリエタ地震等)に適用した結果は、近地波形データから推定されたメカニズムや震源時間関数と調和的。 波形データ自体には、前駆的なすべりに対応する相は見られない。	長周期の自由振動の解析からは、前駆的なすべりの直接的な証拠は見つからなかった。 震源過程のディレクティブ性を考慮せずに解析を行うと、振幅や位相遅れにバイアスがかかって見える可能性が指摘されている。	Ihmle et al. (1993) Kedar et al. (1989): 懐疑的	
1997年12月5日 Mw7.8 カムチャツカ地震	7~20日	7.7	約30km	データは24時間平均値で3~4mmの精度。 地震直前に不自然な(複雑すぎる)変動を示していないか確認。	求められる前兆すべりは、本震とは異なるメカニズムとなる。また、変位量モデルと観測値で一致しない。前兆すべりが複雑なメカニズムを持つ可能性もある。	Gordeev et al. (2000)	
2001年7月7日 Mw7.6 ペルー (6月24日のMw8.4の地震の最大余震)	18時間	7.8	不明	ノイズレベルの10倍のシグナルがあり、前後2年9ヶ月間で同規模のシグナルはない。 鉛直成分に大きなシグナルが出ておらず、大気遅延や時刻誤差とは考えにくい。	当該余震のCMT解と調和的である。	Melbourne and Webb (2002)	

地震のマグニチュードは気象庁マグニチュード(MJ)またはGlobal CMT解(Mw)を表示。1960年のチリ地震はKanamori(1977)によるMw。プレスリップのマグニチュードのうち、「?」を付したものは、論文の記述等から、気象庁が概算したマグニチュードである。

プレスリップ(前兆すべり)の検出を試みたが発見されなかったことが報告されている事例(1/4)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	前兆すべりを 探した期間	議論	備考	出典
1972年～1982年 Mw≤6.5 南カリフォル ニア (12イベント)	レーザーひずみ計 水管傾斜計 ボアホール傾斜計	1%	数日間	長期的な変動については、2つ のイベントの余効変動と見られ る変化以外には検知されな かった。	潮汐の効果を補正。	Wyatt (1988)
1978年1月14日 Mj 7.0 伊豆大島近海						
1983年5月2日 Mw6.3 Coalinga, California						
1984年4月24日 Mw6.1 Morgan Hill, California	体積ひずみ計 3成分ひずみ計等	数パーセント	数時間から 数秒間	その他いくつかの比較的小さな 地震についても地震発生直前 にひずみ計で前駆的な変動が 観測されていないことを確認。		Johnston et al. (1987)
1984年11月23日 Mw5.8 Round Valley, California						
1985年8月4日 Mw6.1 Kettleman Hills, California						
1987年10月1日 Mw5.9 Whittier Narrows, California	体積ひずみ計 (地下約200mに 埋設)	本震前約4日間: 1%? 本震直前約3秒間: 0.05%?	約1ヶ月間	直近の観測点においても、地 震前一か月の間、前駆的ひず み変化は観測されなかつた。 直近の2観測点の本震の震央 からの距離はそれぞれ 46.7km、65.5km。 本震を境に、本震によるオフ セットと逆センスにひずみレイト が変化。	潮汐、気圧の効果を補正。	Linde and Johnston (1989)

プレスリップ(前兆すべり)の検出を試みたが発見されなかったことが報告されている事例(2/4)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	前兆すべりを 探した期間	議論	備考	出典
1987年11月24日 Mw6.5 Superstition Hills, California	レーザーひずみ計 体積ひずみ計 水管傾斜計	本震前8時間:1% 本震直前1000秒間:0.5%	約8時間	約12時間前にElmore Ranch Earthquake (Mw6.0)が発生していたが、その余効変動は観測されなかった。本震発生後2時間の余効変動によるひずみ変化量は、本震によるひずみ変化量の10%程度。	潮汐の効果を補正。	Agnew and Wyatt (1989)
1989年5月23日 Mw6.9 Loma Prieta, California	体積ひずみ計 3成分ひずみ計	0.1%	約8日間	1988年半ばと1989年半ばに長期的なひずみレートが変化し、それらに引き続いて本震の震源域内でM5程度の地震が発生していた。	直近の観測点の本震の震源からの距離は、体積ひずみ計が37.5km、3成分ひずみ計が41.6km。	Johnston et al. (1990)
1992年6月28日 Mw7.3 Landers, California	レーザー歪計 連続GPS	0.04%程度	約1年半。 直前は0.1秒サ ンプリング。	地震後にも余震に伴うステップを除いて変化はなかった。	ボアホール歪計、傾斜計、トータルステーションなど様々な測器で観測。歪計とGPSのデータを比較し信頼度を確保。	Wyatt et al. (1994)
1993年7月12日 MJ7.8 北海道南西沖	体積ひずみ計 (地下176mに埋 設) 伸縮計 (9観測点)	0.2% 1%	約18日間。 直前は4秒サ ンプリング。 約5日間	地震に先だって周辺の物性が変化していないか調べるため、地震前2カ月の潮汐に対する応答を調べたが顕著な変化は見られなかった。 Hokkaido Univ. (1993)で報告されているデータに基づき、Kanamori (1996)が推定。	気圧、潮汐、近くの井戸の汲み上げ効果を補正。	Johnston et al. (1994)
					直近の観測点は、本震の震央から100km程度離れた位置。	北海道大学理学部(1993) Kanamori (1996)

プレスリリース(前兆すべり)の検出を試みたが発見されなかったことが報告されている事例(3/4)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	検出可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメントに対する比率)	前兆すべりを 探した期間	議論	備考	出典
1994年1月17日 Mw6.6 Northridge, California	広帯域地震観測 網 (TERRAScope)	0.003%	12時間 (30分毎)	1992 Landers地震にも同様の解析手法を適用し、地震発生前12時間ではM3.7相当の振幅スペクトルを観測する前駆的なすべりが生じていなかったことを確認。Wyatt et al., (1994)やJohnston et al., (1994)の結果と調和的。	30分間の波形から長周期側の広い帯域の振幅スペクトルを算出する解析手法。 30分間に本震の0.003%程度以上の地震モーメントを解放するような前駆的なすべりは生じなかったことが示されている。	Kedar and Kanamori (1996)
1999年9月21日 Mw7.6 集集, 台湾	連続GPS キャンペーンGPS (22観測点)	0.5%	約7年。 キャンペーン 観測は1年に1 回。	震央周辺のひずみは時間的に見て誤差の範囲内でリニアに変化。空間的にもひずみデータに異常が見られる場所はなかった。	震央周辺で2(ナノストレイン/年)程度の誤差で歪変化を求めることができた。	Yu et al. (2004) Roeloffs (2006)
1999年10月16日 Mw7.1 Hector Mine, California	連続GPS InSar	0.01%? (M4.5相当)	30日間	検出可能な前兆すべりの規模の下限の見積もりには、深さ5kmの断層を仮定。 原理的に深部の横ずれは検出しにくい。		Mellors et al. (2002)
2001年6月24日 Mw8.4 ペルー	連続GPS (1観測点)	0.6%? (M7.6相当)	約2年9カ月。 誤差除去のため 2時間毎に 解析。	7月7日のMw7.6の地震では前兆現象を検出。	ノイズレベルは2~2.8mm。 誤差を取り除いており、データは安定している。	Melbourne and Webb (2002) Roeloffs (2006)
2003年9月23日 Mw8.3 十勝沖	連続GPS (GEONET)	1%	約20時間。 直前は1秒サンプリング。	東南海地震でMogi (1988)が報告した傾斜変化の100分の1の変化も検出されず。	地震の変位波形をよく描いている。地震前1週間以上のデータも安定。	Irwan et al. (2004) Roeloffs (2006)

プレスリリース(前兆すべり)の検出を試みたが発見されなかったことが報告されている事例(4/4)

地震発生年月日 規模 および 震央	観測方法	検知可能な前兆すべりの 規模の下限(本震モーメ ントに対する比率)	前兆すべりを 探した期間	議論	備考	出典
2004年9月28日 M6.0 Parkfield, California	体積ひずみ計	0.006%? (M3.2相当)	20秒間	1992年から1995年にかけて、 非地震性のすべりに伴うひずみ みレートが大きくなり、相似地 震の繰り返し間隔が短くなっ た。この期間には、1966年 Parkfield地震の震源周辺でM4 を超える地震が3回発生した が、その後ひずみレートは以前 の低い値に戻っていた。	24時間前に10ナノストレイン 程度のステップ的な変化が観 測されていたが、人工的なノ イズだったことが報告されて いる。	Langbein et al. (2005) Roeloffs (2006)

Kanamori(1996)及びRoeloffs (2006)に取り上げられている地震を掲載した。
地震のマグニチュードは気象庁マグニチュード(Mj)またはGlobal CMT解(Mw)を表示。
「?」を付した値は、論文の記述等から、気象庁が概算したものの。

平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震前に見られた地殻変動の報告事例

種類	発現時期	発生場所	規模	備考	出典
長期的スロースリップ	本震の4～10年前	本震震源域の南西部	2003年頃から本震までMw7.5以上	GPSの基線長変化の非定常変位は2003年頃から開始。GPSデータを用いてすべり欠損分布を推定すると、2007年以降福島県沖ですべり欠損が小さい。海底地殻変動観測によると、福島県沖の2002年7月～2011年2月の西向きの変位量が小さく、福島県沖の固着が弱かったことが示唆される。2008年の茨城県沖、2008年と2010年の福島県沖のM7クラスの地震によりGPSで観測された余効変動は、地震時の変動と比較してかなり大きかった。	気象研究所(2011) 国土地理院(2011) 海上保安庁(2011) Ozawa et al. (2012) Suito et al. (2011) 西村(2011, 2012)
短期的スロースリップ	本震の2年～1カ月前	本震震源と海溝軸の間	2008年11月下旬にMw6.8 2011年1月下旬～2月上旬にMw7.0	海底圧力計のデータに2008年11月下旬と2011年1月下旬～2月上旬に変化が見られ、本震の震源から海溝寄りの部分で短期的スロースリップが発生したと推定される。東北大学のひずみ計、GPS、海底圧力計で3月9日の地震の余効変動を観測。余効すべりは南側に拡大したと推定される。GPS及びHi-net併設の高感度加速度計(傾斜計)のデータには、本震直前に顕著な変化は見られなかった。	伊藤他(2012) Ito et al., (2012) 東北大学(2011) 国土地理院(2011) 防災科学技術研究所(2011)

プレート境界のすべりに起因する地殻変動と地震活動が報告されている事例

発生期間 発生場所	地震活動	地殻変動	議論	出典
<p>2011年10月-11月 房総半島沖のフィリピン 海プレート上部</p>	<p>およそ50km四方の範囲で群発地震が発生。主な地震の発生機構解は、フィリピン海プレートと日本島弧との相対運動方向に調和的な低格逆断層型。群発地震の中に相似地震も検出。</p>	<p>地震活動が増加した10月25日頃から、房総半島南東部を中心とする領域でSSEに よると思われる傾斜変化を観測。傾斜変化の時間推移は2007年8月のイベントと同様。</p>	<p>傾斜変化の時間推移から推定される ゆっくりすべりの発生域の移動と、群発地震の発生域の移動は良く対応。相似地震より求めた平均積算すべり量の推移と傾斜変化の推移の比較から、相似地震がゆっくりすべりの主要部分で発生したと言える。</p> <p>房総半島沖では、群発地震を伴うゆっくりすべりが5-7年間隔で繰り返し発生。過去の群発地震の発生域がほぼ重なることは、ゆっくりすべりが毎回房総沖のほぼ同じ場所が発生しており、それによって、毎回地震が誘発されるとすることで良く説明できる。</p>	<p>木村・廣瀬(2011)</p>
<p>2003年十勝沖地震以降 千島海溝沿い</p>	<p>2003年9月26日に十勝沖地震(M8.0)、2004年11月29日に釧路沖地震(M7.1)、2004年12月6日に釧路沖地震(M6.9)が発生。</p>	<p>GPSデータの解析によると、十勝沖地震によって発生したゆっくりすべりが東に移動し、釧路沖地震発生時にはその震源域に達していた。</p>	<p>相似地震の解析からも、十勝沖地震の余効変動が東に移動し、M7.1の地震の前にその震源近傍ですべりが加速したことが示されている。</p> <p>十勝沖地震とその後のゆっくりすべりによる釧路沖地震(M7.1)の震源域におけるクーロン応力変化を比較すると、それぞれ0.0058MPa、0.025MPaで、ゆっくりすべりの影響の方が4倍以上大きい。GPSデータや相似地震の解析結果は、十勝沖地震によって発生しその後東へ移動したゆっくりすべりが、釧路沖地震の発生を促したことを示唆する。</p>	<p>Murakami et al. (2006) Uchida et al. (2009)</p>

出典

- Agnew, D. C. and Wyatt, F. K. (1989), The 1987 Superstition Hills earthquake sequence: Strains and tilts at Piñon Flat Observatory, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 480-492.
- 防災科学技術研究所(夷瀬仁), 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震前の傾斜記録, 地震予知連絡会会報, 86, 298 - 302.
- 防災科学技術研究所(木村尚紀・廣瀬仁), 2011, 房総半島沖スロースリップイベント (2011年10-11月), 地震予知連絡会報, 87, 185-190.
- Cifuentes I. L. and Silver P.G., 1989, Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 94, 643-63.
- 藤井陽一郎 (1982): 1964年新潟地震の前兆性地震変動の信頼性について, 地震第2輯, 35, 623-9.
- Gordeev E. I., Gusev A. A., Levin, V. E., Bakhtiarov V. F., Pavlov V. M., Chebrov V. N., and Kasahara M., 2001, Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data, *Geophys. J. Int.*, 147, 189-98.
- 北海道大学理学部 (1993), 北海道地方における地殻変動連続観測—北海道地殻活動総合観測線の9観測点の歪み変化(1)—, 地震予知連絡会会報, 52, 45-56.
- Ihmle, P. F., Harabaglia, P., and Jordan, T. H., 1993, Teleseismic Detection of a Slow Precursor to the Great 1989 Macquarie Ridge Earthquake, *Science* 261,177-183.
- Iio Y., Kobayashi Y. and Tada T., 2002, Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults, *Earth Planetary Sci. Lett.*, 202, 337-43.
- Irwan M, Kimata F, Hirahara K, Sagiya T, Yamagiwa A. 2004. Measuring ground deformations with 1-Hz GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquake (preliminary report). *Earth Planet. Space* 56:389-93.
- Ito, Y., Hino R., Kido M., Fujimoto H., Osada Y., Inazu D., Ohta Y., Iinuma T., Ohzono M., Miura S., Mishina M., Suzuki K., Tsuji T., and Ashi J., 2012, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, submitted.
- 伊藤喜宏・日野亮太・木戸元之・藤本博己・長田幸仁・稲津大祐・三浦哲・太田雄策・内田直希・辻健・芦寿一郎・三品正明, 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震発生前のスロースリップイベント, 日本地球惑星科学連合予稿集, SCG63-01.
- Johnston, M. J. S., Linde, A. T., and Agnew, D. C., 1994, Continuous borehole strain in the San Andreas fault zone before, during, and after the 28 June 1992, MW 7.3 Landers, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 799-805.
- Johnston, M. J. S., Linde, A. T., and Gladwin, M. T., 1990, Near-field high resolution strain measurements prior to the October 18, 1989, Loma Prieta Ms 7.1 Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 17, 1777-1780.
- Johnston, M. J. S., Linde, A. T., Gladwin, M. T., and Borchardt, R. D., 1987, Fault failure with moderate earthquake, *Tectonophysics* 144, 189-206.
- 海上保安庁, 2011, 海底地殻変動観測結果から得られた平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, 地震予知連絡会会報, 86, 284-293.

- Kanamori H., and Cipar J. J., 1974, Focal Process of the Great Chelean Earthquake May 22, 1960, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 9, 128-36.
- Kanamori, H., 1996, Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 93, 3726-3731.
- 川辺岩夫, 1991, 地震に伴う地下水・地球化学現象, 地震第2輯, 44, 341-64.
- Kedar, S. and Kanamori, H., 1996, Continuous monitoring of seismic energy release associated with the 1994 Northridge earthquake and the 1992 Landers earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am. 86, 255-258.
- Kedar, S., Watada, S., and Tanimoto, T., 1994, The 1989 Macquaric Ridge earthquake: Seismic moment estimation from long-period free oscillations, J. Geophys. Res. 99, 17893-17907.
- 木股文昭・鷲谷威, 2005, 水準測量データの再検討による1944年東南海地震プレスリップ, 第162回地震予知連絡会資料.
- 気象研究所(小林昭夫・木村一洋), 2011, 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の数年前からの震源域内の非地震性すべり, 地震予知連絡会報, 86, 182-183.
- 国土地理院, 2011, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会報, 86, 184-272.
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫, 2002, 1946年南海地震直前の浦神の潮位変化, 測地学会誌, 48, 1-12.
- Langbein JO, Borchardt R, Dreger D, Fletcher J, Hardebeck J. 2005. Preliminary report on the 28 September 2004, M 6.0 Parkfield, California, earthquake. Seis. Res. Lett. 76:10-26.
- Linde A. T. and Silver P. G., 1989, Elevation Changes and the Great 1960 Chilean Earthquake: Support for Aseismic Slip, Geophys. Res. Lett. 16, 1305-8.
- Linde A. T. and I. S. Sacks, 2002, Slow Earthquakes and Great Earthquakes along the Nankai Trough, Earth Planetary Sci. Lett., 6368, 1-11.
- Linde A. T., Suyehiro K., Miura S., Sacks I. S., and Takagi A., 1988, Episodic Aseismic Earthquake Precursors, Nature, 334, 513-5.
- Linde, A. T. and Johnston, M. J. S., 1989, Source Parameters of the October 1, 1987 Whittier Narrows Earthquake From Crustal Deformation Data, J. Geophys. Res. 94, 9633-9643.
- Melbourne TE, Webb FH. 2002. Precursory transient slip during the 2001Mw =8.4 Peru earthquake sequence from continuous GPS. Geophys. Res. Lett. 29:doi:10.1029/2002GL015533.
- Mellors RJ, Sichoix L, Sandwell DT. 2002. Lack of precursory slip to the 1999, Hector Mine, California, earthquake as constrained by InSAR. Bull. Seismol. Soc. Am. 92:1443-49.
- 宮本貞夫, 1965, 南海道大地震の前の井戸水の異常, 地震第2輯, 18, 170-1.
- 茂木清夫, 1982, 1944年東南海地震直前の前兆的地殻変動の時間的変化, 地震第2輯, 35, 145-8.
- 茂木清夫, 1982, 新潟地震前の水準測量結果についての一解釈, 地震第2輯, 35, 478-82.
- Murakami, M., H. Suito, S. Ozawa and M. Kaidzu, 2006, Earthquake triggering by migrating slow slip initiated by M8 earthquake along Kuril trench, Japan,

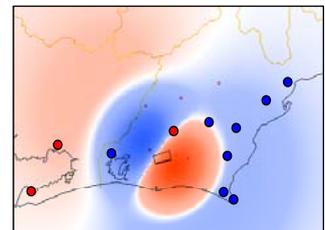
- eophys. Res. Lett., 33, L09306, doi:10.1029/2006GL025967.
- 西村卓也, 2011, 第 189 団地震予知連絡会についての報告, 日本地震学会ニュースレター, 23, 14-16.
- 西村卓也, 2012, 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動, 地質学雑誌, 118, 278-293.
- Ozawa S., T. Nishimura H., Munekane H., Suito T., Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2012, Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Roeloffs E. A., 2006, Evidence for Aseismic Deformation Rate Changes Prior to Earthquakes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 591-627.
- Sagiya T., 1998, Crustal Movements as Earthquake Precursors - Leveling Anomaly Before the 1944 Tonankai Earthquake Revisited -, *Bul. GSI*, 44, 23-36.
- 鷹谷威, 2004, 1944 年東南海地震の前兆的地殻変動再考, 月刊地球, 26, 746-53.
- 佐藤裕, 1982, 1946 年東南海道地震前の土佐清水における潮位変化について, 地震第 2 輯, 35, 623-6.
- Suito H., Nishimura T., Tobita M., Imakiire T., and Ozawa S., Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63, 615-619, 2011.
- 東北大学大学院理学研究科(太田・他), 2011, 2011 年 3 月 9 日三陸沖地震(M7.3)―地データおよび地震活動から推定される前震およびその余効変動―, 地震予知連絡会会報, 86, 309 - 312.
- Uchida, N., Yui, S., Miura S., Matsuzawa T., Hasegawa A., Motoya Y., and Kasahara M., 2009, Quasi-static slip on the plate boundary associated with the 2003 M8.0 Tokachi-oki and 2004 M7.1 off-Kushiro earthquakes, Japan, *Gondwana Research*, 16, 527-533.
- 梅田康弘・他, 2010, 南海地震前の井戸水の低下について ―次の南海地震の予知に向けて―, 地震第 2 輯, 63, 1-10.
- Wyatt F. K., Agnew D. C., and Gladwin M., 1994, Continuous Measurements of Crustal Deformation for the 1992 Landers Earthquake Sequence, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, No.3, 768-79.
- Yu S-B, Kuo L-C, Hsu Y-J, Su H-H, Liu C-C. 2001. Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91:995-1012.

ひずみ波形のスタックデータ による東海地震監視

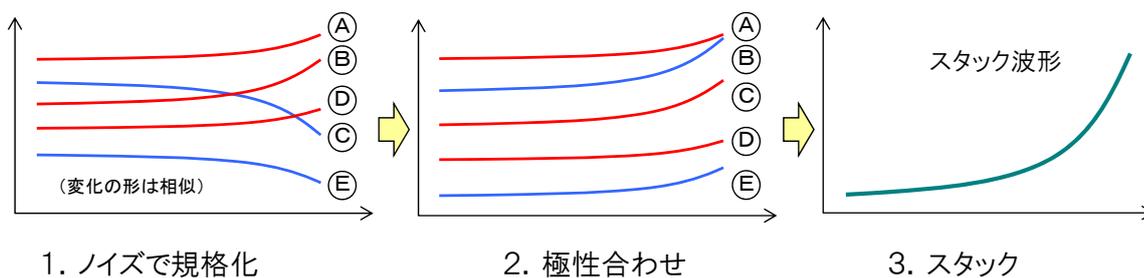
気象庁 地震予知情報課

本手法の特徴

- ・ SN比の向上のために、ひずみ波形をスタック処理
- ・ スタックの際、断層モデル（プレート間すべり）を仮定し、その理論値に基づき、極性を合わせる
- ・ 観測点におけるノイズレベルで、振幅を規格化
- ・ 規格化後のシグナルレベルの大きい順にスタック
- ・ 想定震源域周辺に仮定した断層全てのスタック波形を監視



あるプレート境界のすべりを仮定した場合の体積ひずみ分布



スタックの基本的な考え方

プレート境界のある場所 j で発生した境界すべりを検知するためのスタック a_j は

$$a_j = \sum_{i=1}^m Y_i(t) \cdot \text{Pol}_{ij} \cdot \frac{n_s}{n_i} \quad \text{で表される。}$$

ここで、 $Y_i(t)$ は観測点 i における時系列変化、 Pol_{ij} は j での境界すべりによる理論変化の極性、 n_s は基準とするノイズレベル、 n_i はこの観測点におけるノイズレベルである。

この基本式は、各観測点におけるひずみ変化を、基準とするノイズレベル規格化し、変化が正となるように極性を変換して足し合わせることを表している。

ノイズレベル…24時間階差の標準偏差

スタックの組合せ

- 規格化後の理論シグナルの大きい順にスタック
- k 番目 ($1 < k < m$) までスタックした時点での総合SN比 b_{jk} は...

スタック係数 C_i

$$C_i = \text{Pol}_{ij} \cdot \frac{n_s}{n_i}$$

$$b_{jk} = \frac{\sum^k (S_i(t) \cdot C_i)}{\sum^k (N_i(t) \cdot C_i)} = \frac{\sum^k (S_i(t) \cdot C_i)}{\sqrt{k} \cdot n_s}$$

S_i : 理論シグナル
 N_i : ノイズレベル

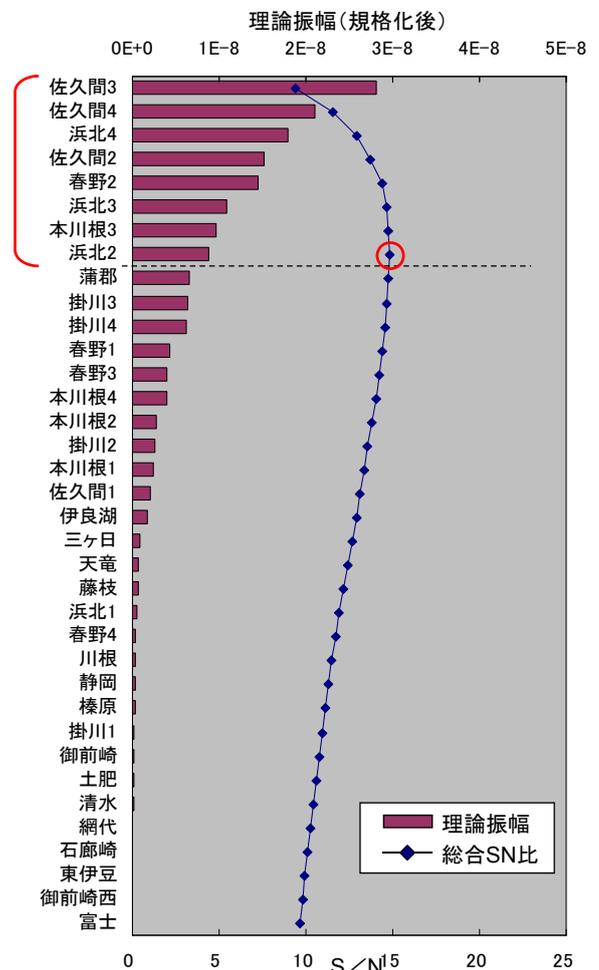
最適な組合せによるスタック

規格化後の理論シグナルの大きな順にスタックしていくと、総合SN比はあるところで頭打ちとなる。

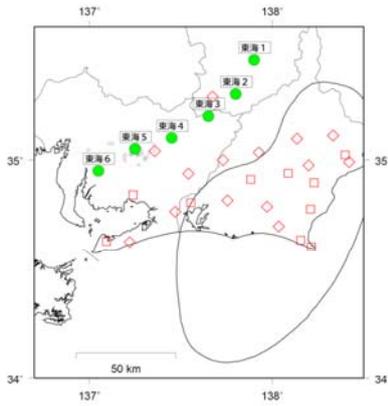
$$b_{jk} = \frac{\sum^k (S_i(t) \cdot C_i)}{\sum^k (N_i(t) \cdot C_i)} = \frac{\sum^k (S_i(t) \cdot C_i)}{\sqrt{k} \cdot n_s}$$

総合SN比

総合SN比が最も大きくなる組合せによるスタックデータを監視！



スタックによる短期的ゆっくりすべりの監視



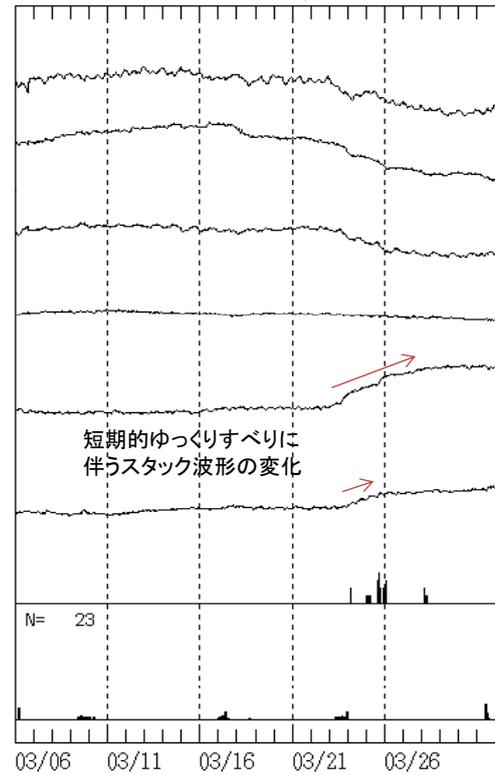
プレート境界上のターゲットとする点(上図)で短期的ゆっくりすべりが発生した場合、各観測点においては必ずみ変化の極性が異なる。

短期的ゆっくりすべりに伴う変化が正となるように極性をそろえてデータを足し合わせるにより、S/Nを向上させる(右図)。

スタック 短期的SSE Mo表示
2012/03/06 00:00 -- 2012/04/01 00:00

3.0E+17 Nm
50 mm/Hour
10 count/Hour

- 東海1
1.379802E+17/DAY
- 東海2
5.268826E+16/DAY
- 東海3
-5.711670E+16/DAY
- 東海4
-3.957531E+16/DAY
- 東海5
-7.342310E+15/DAY
- 東海6
3.192000E+13/DAY
- 東海低周波地震回数
- 田原高松歪雨

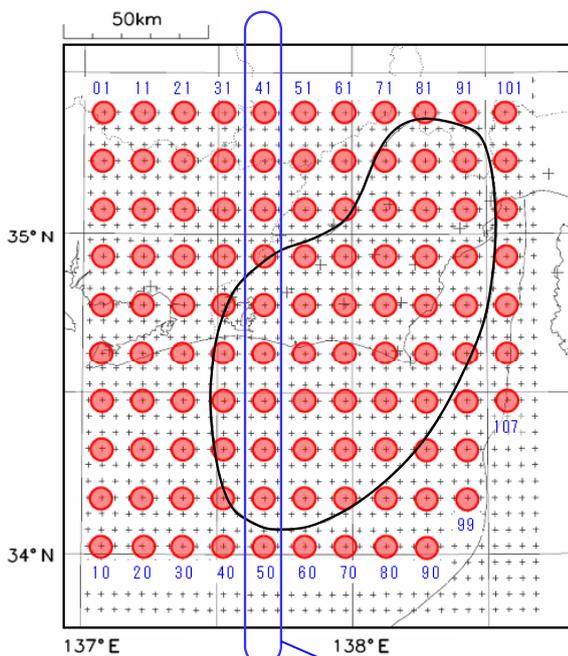


東海監視の実際

- ・ 想定震源域周辺に約100個のグリッド
- ・ 各グリッドのスタックデータを自動作成

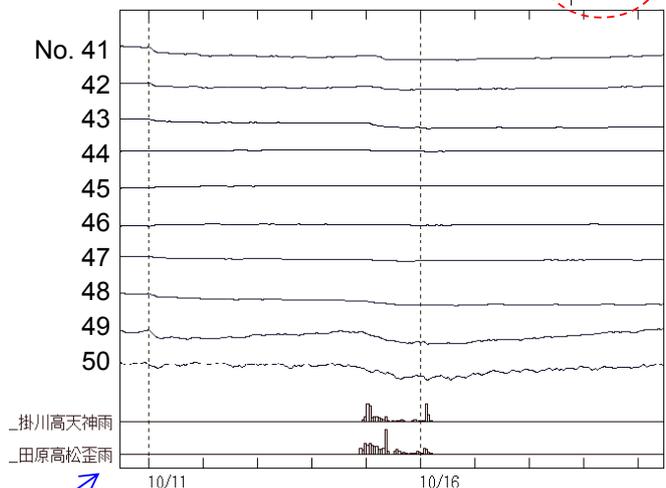
モーメント (Mw)
表記!

1.2E+18 Nm
(Mw 6.0)
50 mm/Hour



スタック 表示(No.41-50) 時間値
2011/10/10 11:00 -- 2011/10/20 11:00

1.2E+18 Nm
(Mw 6.0)
50 mm/Hour



判定会招集/東海地震に関連する情報の発表基準の変遷

S54. 8	大規模地震関連情報	判定会招集連絡報	
S54. 8 (*1)		<u>ひずみによる招集基準</u> 1 か所で3時間以内に 0.5×10^{-6} 以上の変化かつ他1か所以上で同質の変化 <u>地震による招集基準</u> 1時間に10回以上の地震が2時間以上継続	
S56. 11 (*2)		<u>ひずみによる招集基準</u> 1 か所で3時間以内に 0.5×10^{-6} 以上の変化かつ他3か所以上で明瞭な変化 <u>地震による招集基準</u> 1時間にM4以上3回を含む10回以上の地震が2時間以上継続かつ2か所以上のひずみに明瞭な変化	
H10. 12	大規模地震関連情報	判定会招集連絡報	東海地域の地震・地殻活動に関する情報
H10. 12 (*3)		<u>ひずみによる招集基準</u> 3か所以上で検出可能レベル*の変化	(定量的な発表基準なし)
H16. 1	東海地震予知情報	東海地震注意情報	東海地震観測情報
H16. 1 (*4)	<u>ひずみによる発表基準</u> 3か所以上で有意な変化* (=判定会の招集基準)	<u>ひずみによる発表基準</u> 2か所以上で有意な変化* (=判定委員打ち合わせ会の招集基準)	<u>ひずみによる発表基準</u> 1か所以上で有意な変化* <u>地震による発表基準</u> 顕著な地震活動
H23. 3	東海地震予知情報	東海地震注意情報	東海地震に関連する調査情報(臨時)
H23. 3 (*5)	<u>ひずみによる発表基準</u> 3か所以上で有意な変化*かつ判定会の判定 5か所以上で有意な変化*かつ想定震源域内に前兆すべりを推定	<u>ひずみによる発表基準</u> 2か所以上で有意な変化*かつその他で同時の変化かつ判定会の判定 3か所以上で有意な変化*	<u>ひずみによる発表基準</u> 1か所以上で有意な変化*かつ他の複数点で変化 <u>地震による発表基準</u> 顕著な地震活動 (=判定会の開催基準)

*1 地震予知情報業務開始時の招集基準設定根拠についての文献は残っていない。昭和の東南海地震の前兆と考えられていた掛川付近の2～3日間の傾斜変化($\sim 10^{-6}$)や、一般的な地震発生時の断層付近のひずみ変化($\sim 10^{-5}$)を参考にしたと考えられる。

*2 ひずみ観測点の整備(S54に+8点)になどによる招集基準の変更。

*3 より小さな段階からの異常検知・予知を目指し、ひずみ観測点のノイズレベルを基にした招集基準に変更。その結果、1/10の規模の変化から招集が行われることとなった。(3か所:ひずみ観測データから前兆すべりの位置を特定するための観測点の数)

*4 情報体系の変更に合わせ、*3の考え方をベースに、各情報の発表基準を新たに設定。(2か所:観測データが局所的な現象でないことを判断するための観測点の数)

*5 判定会の関与を明記、判定会の開催が間に合わない場合の発表基準を追加などの変更。(5か所:前兆すべりの断層パラメータを求めるための観測点の数)

※ 観測点ごとに違うが、H10当時は平均して3時間で 0.4×10^{-7} 、1日で 0.6×10^{-7} の変化(大雨時除く)。補正技術の高度化などにより徐々に向上している。

参考文献

- Dieterich, J. H. (1979), Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, *84(B5)*, 2161-2168, doi:10.1029/JB084iB05p02161.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008), Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, *113*, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 上垣内修・東田進也 (2006), 気象庁の東海地震短期直前予知戦略と新たな情報体系, 地震第2輯, 59, 61-67.
- Kanamori, H. (1996), Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, *93*, 3726-3731.
- Kato, N. (2003a), A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane, *Earth planet. Sci. Lett.*, *216*, 17-25.
- Kato, N. (2003b), Repeating Slip Events at a Circular Asperity: Numerical Simulation with a Rate- and State-Dependent Friction Law, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, *78*, 151-166.
- Kato, N. (2004), Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property, *J. Geophys. Res.*, *109*, B12306, doi:10.1029/2004JB003001.
- Kato, N., and T. Seno (2003), Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, *Earth planet. Sci. Lett.*, *210*, 53-63.
- Kimata, F., K. Hirahara, N. Fujii, and H. Hirose (2001), Repeated Occurrence of Slow Slip Events on the Subducting Plate Interface in the Tokai Region, Central Japan, the Focal Region of the Anticipated Tokai Earthquake (M=8) (abstract), in American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract # G31A-0126.
- 気象研究所地震火山研究部 (2011), 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み, 気象研究所技術報告, 63, 266-284.
- 小林昭夫・吉田明夫 (2004), 舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返し発生, 測地学会誌, 50, 209-212.
- Matsuzawa, T., H. Hirose, B. Shibazaki, and K. Obara (2010), Modeling short - and long - term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *115*, B12301, doi:10.1029/2010JB007566.
- Ohnaka, M., Y. Kuwahana, K. Yamamoto, and T. Hirasawa (1986), Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, in Earthquakes Source Mechanics (eds Das, S., Boatwright, J. & Scholz, C.) 13-24 (AGU Monogr. 37, Am. Geophys. Un., Washington DC, 1986).
- Ruina, A. (1983), Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, *88(B12)*, 10,359-10,370, doi:10.1029/JB088iB12p10359.
- Scholz, C. H. (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391(6662)*, 37-42, doi:10.1038/34097.
- Shibazaki, B., S. Bu, T. Matsuzawa, and H. Hirose (2010), Modeling the activity of short - term slow slip events along deep subduction interfaces beneath Shikoku, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A19, doi:10.1029/2008JB006057.
- Tse, S., and Rice, J. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of friction slip properties. *J. Geophys. Res.* *91*, 9452-9472 (1986).
- 横田崇・荒谷博・山田尚幸・土井恵治(2011), 「東海地震に関連する情報」について, 日本災害情報学会第13回研究発表大会予稿集, 259-264.
- 吉田明夫 (2001), 東海地震の予知を目指して, 地学雑誌, 110, 784-807.

關係機關提供資料

氣象研究所提供資料

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象

2012/07/18 気象研究所

2011年東北地方太平洋沖地震発生前の地震活動や地殻変動などの変化について、主に地震発生後ではあるが報告されている。現在までに報告されているこれらの前兆的な変化についてまとめた。以下「本震」とは2011年東北地方太平洋沖地震の本震を指す。

それぞれの現象の特徴は別表の通りである。

まとめ

地震活動

1. 静穏化：本震発生の4～23年前から震源域の深部や北部の他、西南日本を含む日本全国で静穏化がみられた。ただし、静穏化が本震まで継続していなかったという報告もある。
2. 地球潮汐との相関：本震発生の約10年前から、前震・本震付近での中規模地震の発生に地球潮汐との強い相関がみられた。
3. b値：遅くとも2005年頃からb値が低下し始め、更に本震の約1ヶ月前からの前震活動期で急降下した。空間的には低b値域と本震で大きく滑った領域には相関があるようにみえる。
4. 前震：本震発生の約1ヶ月前から本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動が2回あった。前震活動が本震に向けてゆっくり移動している様子が観測された。

地殻変動

5. 長期的スロースリップ：本震発生の数年前から本震震源域で発生したM7クラスの地震の余効変動が大きく、これらを含む非地震性すべりのため、宮城・福島県沖のすべり欠損は2000年以前と比較してかなり小さくなっていた。
6. 短期的スロースリップ：震源に近い位置にある海底圧力計で、本震の1ヶ月前にスロースリップによる変化が観測された。陸上のGPSおよび傾斜計では事前変化は観測されなかった。

その他

7. 電離層関係の現象：複数の要素で本震の数日から数十分前に変化が報告されている。

上記の前兆的現象に基づく一般的な予測の問題点および課題については、次のようなものが挙げられる。

問題点および課題

1. 静穏化およびb値の変化には、現象を定義するパラメータの選択に任意性があり、それによる結果の不確実性が大きい。
2. 本震に対して遡った調査は比較的多いが、前兆的現象が現れた後の追跡調査が不十分であり、予知率に比べ適中率が求められていないケースが多い。
3. 静穏化、地球潮汐、b値については、地震活動が低調な領域では解析ができない。
4. スロースリップの発生が必ず地震の発生につながるかどうかわかっていない。

5. 前兆的現象の多くは、地震発生との因果関係が明らかになっていない。

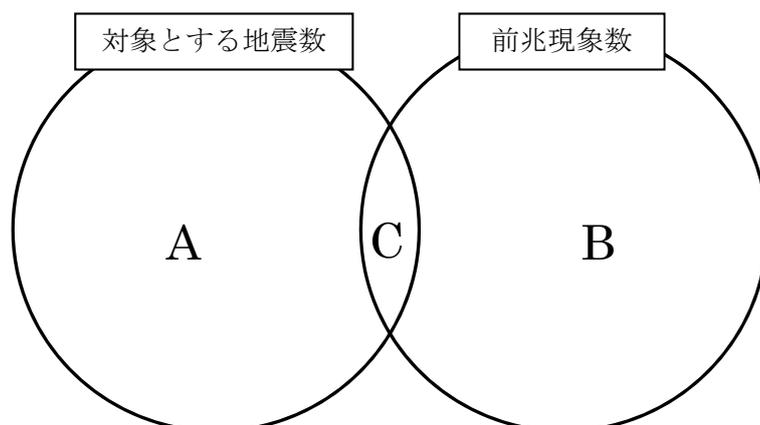
上記の前兆的現象に基づく一般的な予測の可能性については、次のようなものが挙げられる。

予測の可能性

1. 今回の本震が発生した領域は続発性の強い領域であったため顕著な前震活動がみられた。前震の統計解析に基づいた予測モデルによれば、最大前震 (M7.3) が発生した本震の約 2 日目の時点付近では、M7.3 以上の地震が発生する確率が約 20-30%であったという報告がある。なお、ここでは M7.3 以上の地震が発生すると予測しているだけであって、M9.0 そのものの発生を予測していたわけではない。
2. 日本全域でみた場合では「前震一本震型」は 1-6%である。日本の都道府県庁所在地のいずれにおいても、平常時 3 日以内に震度 5 弱以上の揺れを観測する確率は 0.1%未満であるため、1-6%の発生確率というのは平常時の 0.1%未満と比べると 10-60 倍以上高い状態である。なお、一般的に本震は前震から 1 日程度で発生するケースが最も多く、5 日以内に海域で 7 割、陸域で 9 割が発生している。
3. 本震の 10 年くらい前から長期的変化が現れる可能性があるものとして、静穏化、地球潮汐、b 値、スロースリップが挙げられる。これらの項目を総合的に監視することで中・長期的な異常を捉えられるかもしれない。しかし、発生時期についての厳密な予測は現時点では難しい。
4. 現在の観測網では、2 日前に発生した最大前震後のすべりに加速は見られなかった。しかしながら、沖合の観測網を拡充し検知能力を向上させることで、すべりの加速を捉えられる可能性は否定できない。

用語

- ・ 予知率：対象とする全ての地震のうち前兆が現れた地震の割合。↓の図で C/A
- ・ 適中率：全ての前兆現象のうち対象とする地震と関連した前兆の割合。↓の図で C/B



2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象 ～個別事例～

2012/07/18 気象研究所

2011年東北地方太平洋沖地震発生後の解析で、地震発生前の地震活動や地殻変動などの変化が報告されている。現在までに報告されているこれらの前兆的な変化についてまとめた。

それぞれの現象の特徴は別表の通りである。特に断らない限り、以下「本震」とは2011年東北地方太平洋沖地震の本震を指す。

目次

【地震活動】

1. 静穏化	1
1.1. 約23年前に静穏化発現 (Katsumata, 2011).....	1
1.2. 約15年前から日本全国で静穏化 (統計数理研究所, 2011b).....	2
1.3. 約10年前から静穏化 (吉川, 2011; 吉川・林元, 2012).....	3
1.4. 2007年に1年間静穏化 (気象庁, 2008ab, 2009).....	4
1.5. (参考) 静穏化現象の有無 (吉川・他, 2011).....	5
2. 地球潮汐	6
2.1. 約10年前からp値が低下 (田中, 2011; Tanaka, 2012).....	6
2.2. (参考) 地震と地球潮汐に関する統計 (Tanaka et al., 2002, 2004)	7
3. b値変化.....	8
3.1. 2004年頃からb値が低下 (楠城・他, 2011).....	8
3.2. 直前にb値が低下 (弘瀬・前田, 2011)	9
3.3. (参考) M_{th} の推定がb値に与える影響	10
3.4. 空間変化：低b値域とアスペリティが対応 (弘瀬・前田, 2011).....	11
4. 前震.....	12
4.1. 本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」 (Kato et al, 2012).....	12
4.2. (参考) 震源の移動 (気象庁, 2008c)	13
4.3. 前震活動の統計に基づく地震発生予測モデル (Maeda, 1996; 前田・弘瀬, 2011; Maeda & Hirose, 2012).....	14
4.4. 前震の確率予報 (Ogata et al., 1996; 統計数理研究所, 2011a).....	16
4.5. (参考) 前震－本震ペアの割合 (明田川・福満, 2011).....	17

【地殻変動】

5. 長期的スロースリップ	18
---------------------	----

5.1.	非定常変位は 2003 年頃から開始 (気象研究所, 2011)	18
5.2.	2007 年以降は福島県沖ですべり欠損小さい (国土地理院, 2011)	18
5.3.	海底地殻変動観測 (海上保安庁, 2011).....	19
5.4.	本震前のスロースリップの規模は Mw7.7 相当 (Ozawa et al., 2012)	20
5.5.	茨城県沖・福島県沖の地震の余効変動大きい (Suito et al., 2011; 西村, 2011, 2012)..	20
6.	短期的スロースリップ	22
6.1.	本震の 2 年前と一か月前にスロースリップ発生 (伊藤・他, 2012; Ito et al., 2012)	22
6.2.	前震の余効すべりが南側に拡大 (東北大学, 2011).....	23
6.3.	本震直前に顕著な GPS 変化なし (国土地理院, 2011).....	24
6.4.	本震直前に顕著な傾斜変化なし (防災科学技術研究所, 2011).....	24
【その他】		
7.	電離層関係の現象.....	25
7.1.	本震の 1 時間前から電離圏全電子数 TEC が増加 (日置, 2011; Heki, 2011).....	25
7.2.	(参考) TEC 異常の発生頻度	26
7.3.	地震の数日前から大気・電離層の 4 つの異なる要素で異常 (Ouzounov et al., 2011; He et al., 2012).....	29
8.	引用文献.....	31

1. 静穏化

静穏化が見られたという報告はいくつかある。ただし、データの処理方法や解析手法の違いによって静穏化域や期間は異なっている。

1.1. 約 23 年前に静穏化発現 (Katsumata, 2011)

解析には ZMAP を用いて Z 値を推定。データは 1965-2010 年, $M \geq 4.5$, 60 km 以浅の気象庁一元化震源を使用。デクラスタはしない (デクラスタしたデータに対しても同様の解析を行ったが, 大きな差はないとのこと)。緯度経度 0.05° 間隔のグリッドを配置し, 各グリッドを中心に最寄りの 150 個を含む領域について静穏化を判定した。

本震の 23.4 年前の 1987 年 11 月頃から, 本震で大きく滑った領域の深部縁辺で静穏化が現れた。静穏化域を ↓ 図の赤領域で示す。(※注: 回数積算図からもわかるように, A1, A2 に関しては 2005 年から活発化しており, 必ずしも 3.11 本震まで静穏化が継続しているわけではない。)

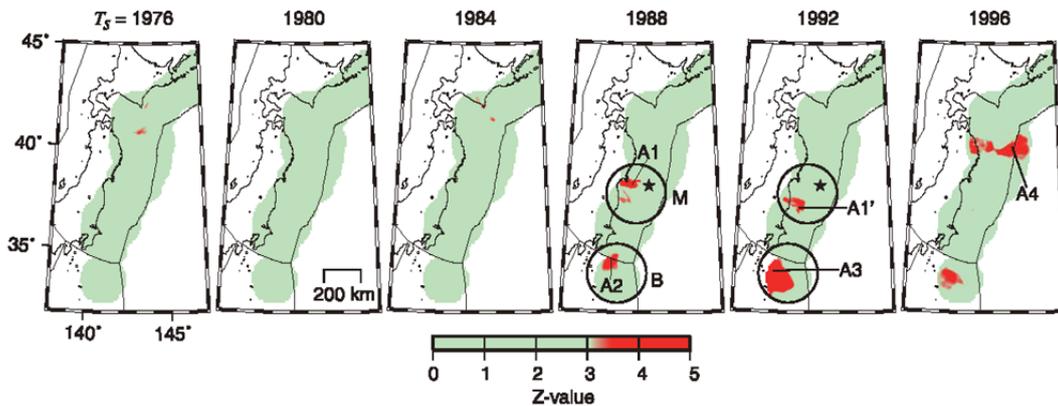


Fig. 3. Time slices of Z-value distribution using the JMA non-declustered catalog. A time window starts at T_s and ends at $T_s + T_w$, here $T_w = 15$ years. A red color (positive Z-value) represents a decrease in the seismicity rate. Circles labeled by M and B indicate Miyagi and Boso quiescence areas, respectively. A1 and A1' are nodes in the Miyagi quiescence area. A2 and A3 are nodes in the Boso quiescence area. A4 is a node in the Sanriku-haruka-oki quiescence area.

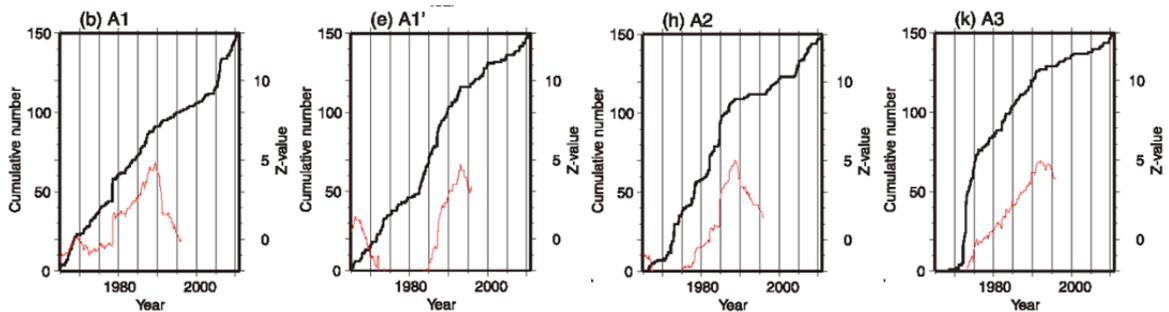
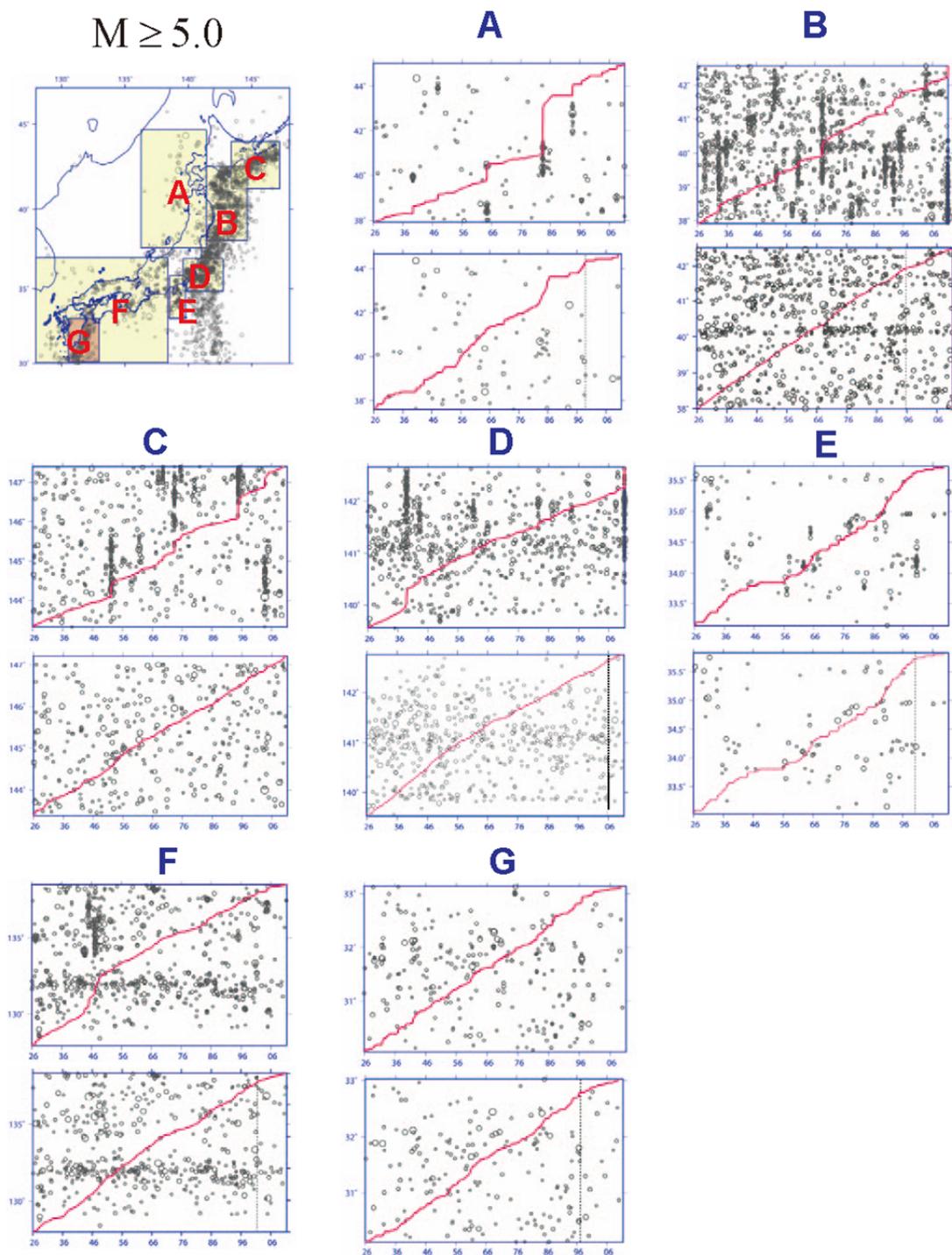


Fig. 4. (a) (d) (g) (j) Red open circles are $N = 150$ epicenters sampled around the nodes with the high Z-value anomalies detected in Fig. 3. The location of the nodes are shown at the top of each figures, (b) (e) (h) (k) cumulative number curves (black lines) and Z-values (red lines) for the sampled epicenters, and (c) (f) (i) (l) space-time plots. A closed star indicates the epicenter of the main shock determined by JMA. The asperity ruptured by the main shock is shown in contour every 4 m of displacement on the fault (Ozawa *et al.*, 2011).

1. 静穏化

1.2. 約 15 年前から日本全国で静穏化 (統計数理研究所, 2011b)

解析には時空間 ETAS および時間 ETAS モデルを使用. データは 1926-2011/3/11 14:46, $M \geq 5.0$. 時空間 ETAS モデルで確率論的デクラスタを行い, 常時地震活動を抽出した結果, 1996-2006 年頃から日本全国で静穏化していた. また, 特に静穏化が明瞭な西南日本と日向灘の活動について現象の追認を目的に, オリジナルデータに対して時間 ETAS モデルで解析した結果, 有意な相対的静穏化がみられた.



第4図. A 日本海東縁部, B 十勝沖三陸沖, C 北海道東方沖, D 関東・房総半島沖, E 伊豆半島・伊豆諸島, F 西南日本, G 日向灘沖の時空間分布図 (緯度または経度対時間図). 各地域の地震 ($M5+$; パネル対上段) の確率的除群による常時活動地震 (パネル対下段). 赤線は基準化した累積関数. C 地域を除き何れも最近の常時活動が低下している.

1. 静穏化

1.3. 約 10 年前から静穏化 (吉川, 2011 ; 吉川・林元, 2012)

解析には REASA (明田川・伊藤, 2008) および Seisqa (林元・明田川, 2010) を使用し, 地震活動指数 (塚越・石垣, 2003) を計算して面的に静穏化域を抽出. データは デクラスタした気象庁一元化震源. ①1997 年 10 月-2011 年 2 月, $M \geq 3.0$, ②1984 年-2011 年 2 月, $M \geq 4.0$.

カタログ①については, 2001 年頃から長径 300-400 km 域で静穏化.

カタログ②については, (基準期間を 1984 年から 1988 年にした場合) 2001 年頃から長径約 500 km 域で静穏化. 静穏化域は青森~岩手県の陸域から海域にかけて (図 1).

過去に発生した M7-8 クラスの地震を調査したところ (太田・他, 2010; 吉川・他, 2011), 静穏化域の長径ならびに継続期間は対象の地震の規模依存性 (スケーリング則) がみられた (図 2). このスケーリング則に基づくと, 本震規模は M8-9 と推定された. 継続時間のスケーリング則におけるデータのばらつきが対数正規分布に従うと仮定すると, 2006 年までに約 50%, 2026 年までに約 80% の確率で発生すると計算された.

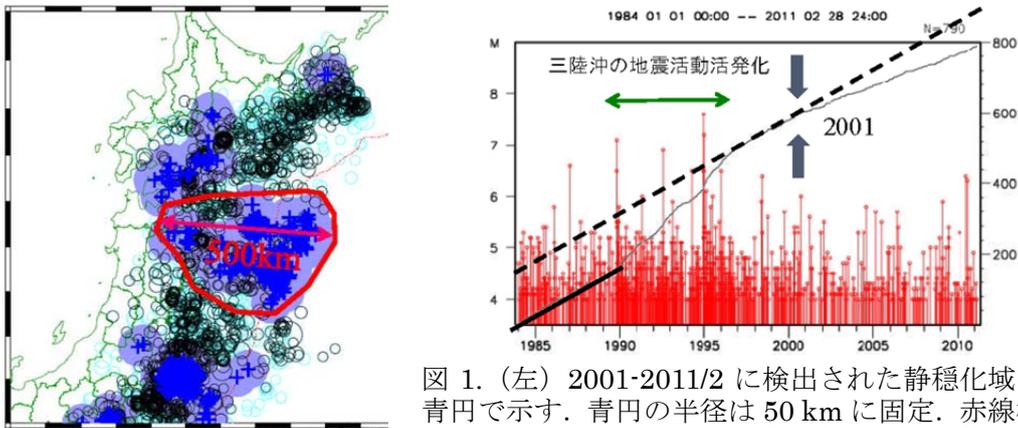


図 1. (左) 2001-2011/2 に検出された静穏化域を青円で示す. 青円の半径は 50 km に固定. 赤線枠で囲んだ領域は, この期間内終始静穏化状態にあった. 一方他の領域は短期的に消失したり, 場所が動いたりして安定しない. (右) 左図赤線枠内の M-T および回数積算図.

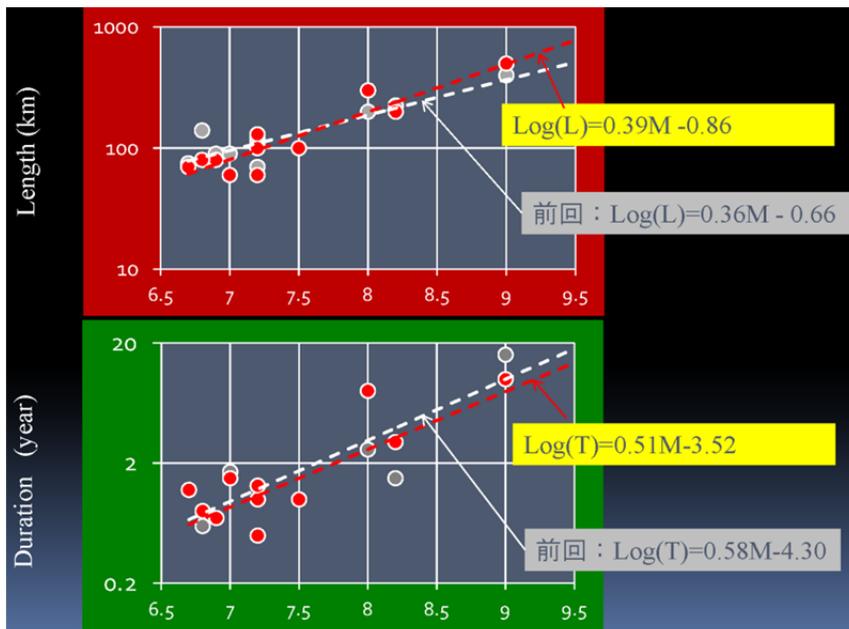


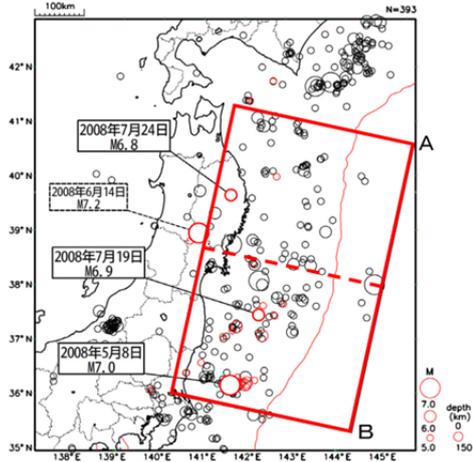
図 2. 対象の地震の M に対する (上) 静穏化域と (下) 静穏化期間のスケーリング則. 上図より静穏化域から本震の規模が推定でき, その情報を元に下図より継続時間から発生時期を推定できる. 灰と赤丸は異なるパラメータで得られた結果. 結果がパラメータに依存していることがわかる.

1. 静穏化

1.4. 2007年に1年間静穏化 (気象庁, 2008ab, 2009)

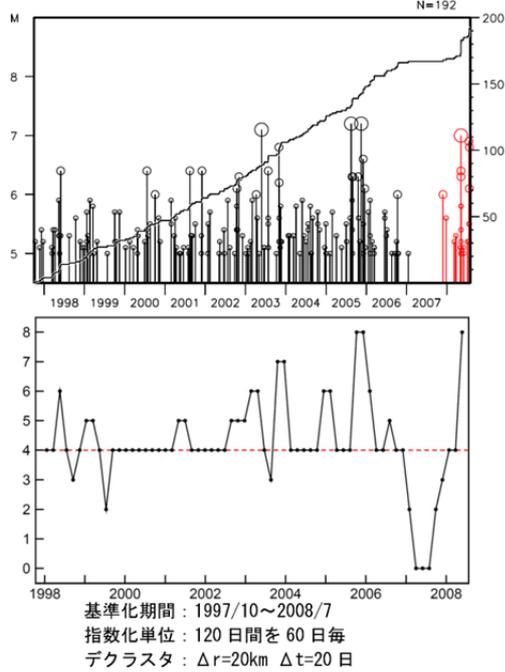
地震活動指数 (塚越・石垣, 2003)を計算した. データはデクラスタした気象庁一元化震源. 1997年10月以降, $M \geq 5.0$. 2007年の一年間, 東北沖全域 (3.11本震の余震域) で静穏化. 北半分では2008年前半まで静穏化. その後地震活動は回復しているため, この結果から本震を予測することは困難であろう.

震央分布図 (1997年10月~, $M \geq 5.0$, 深さ150km以浅)

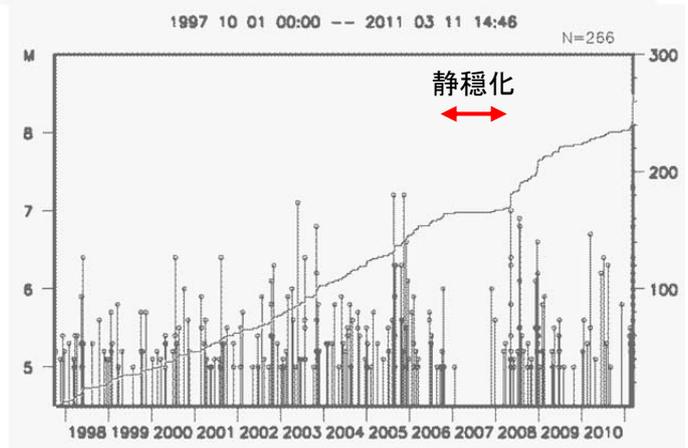
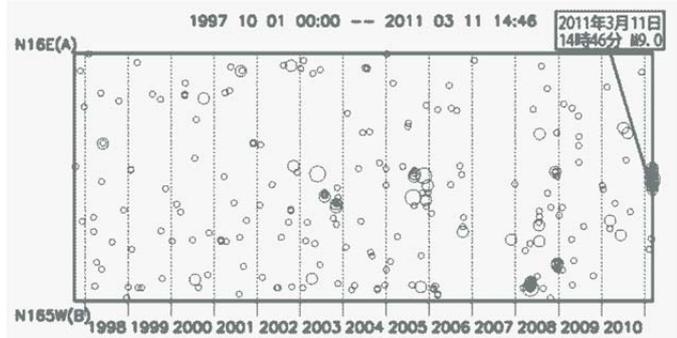
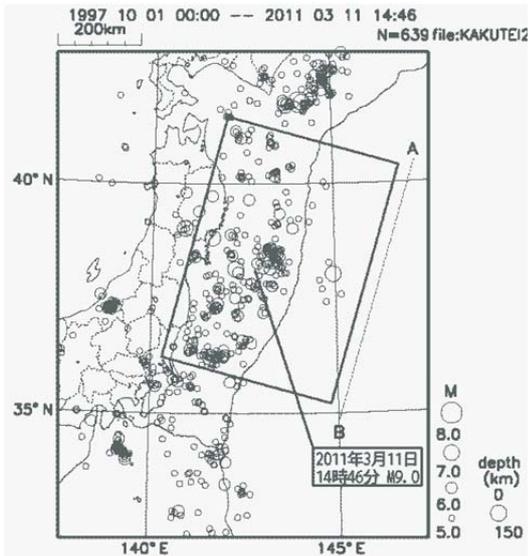


東北地方の太平洋側の地震活動は, 2007年当初から低い状態が続いていたが, 2008年に入ってから, 5月8日茨城県沖 ($M7.0$), 7月19日福島県沖 ($M6.9$), 7月24日岩手県沿岸北部 ($M6.8$) の地震の他, 上図の矩形領域外だが6月14日岩手・宮城内陸地震 ($M7.2$) など大きな地震が相次いでいる

地震活動経過図 (全域)



期間を延長した

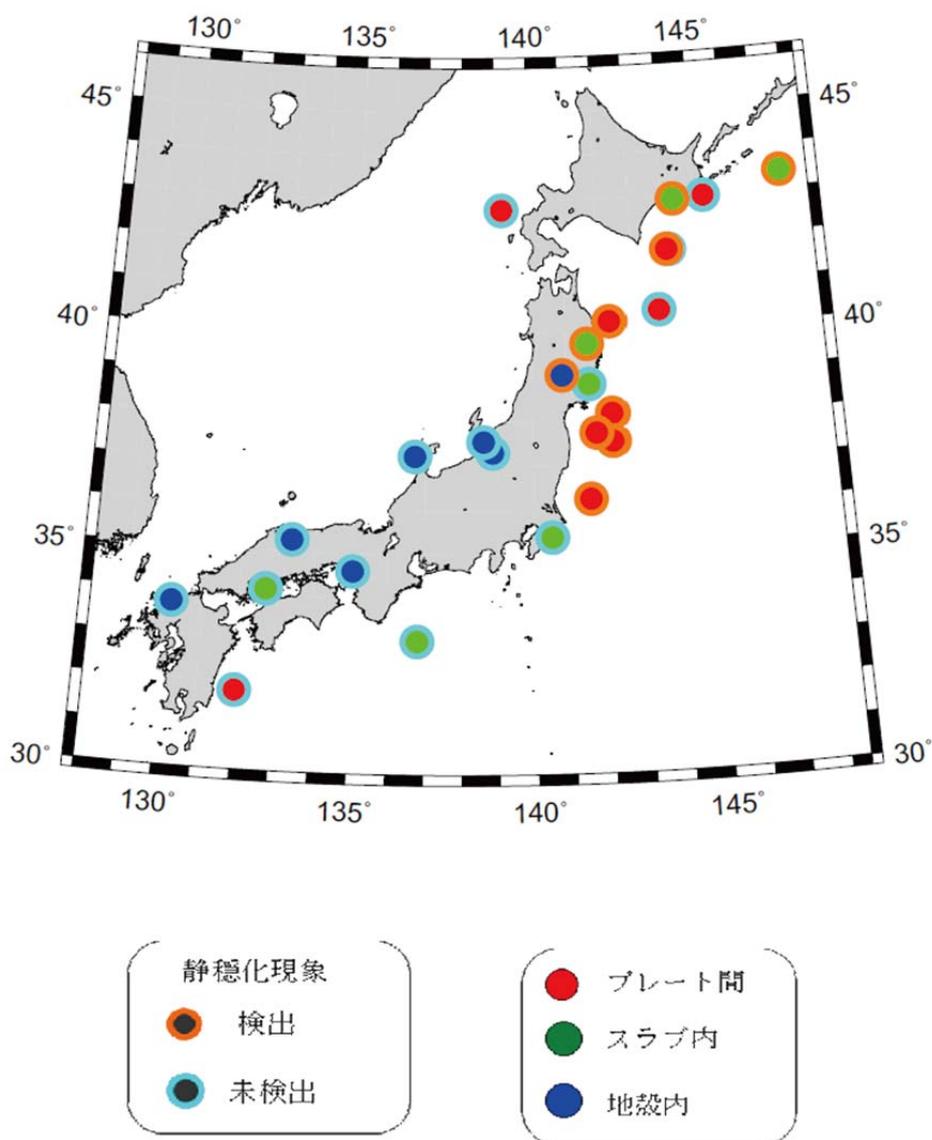


1. 静穏化

1.5. (参考) 静穏化現象の有無 (吉川・他, 2011)

吉川・他 (2011)は、過去の国内の顕著地震 (1987-2010, $M \geq 6.7$, 震度 5 以上) 前に静穏化現象が現れたか否かを調査した. 地震の発生場所を陸の地殻内, プレート間, プレート内の 3 つに区分けして調査した結果, 以下のことが明らかとなった.

1. プレート間地震では, 静穏化が検出できる割合は (6/11=) 55%.
2. 特に太平洋プレート間に限ると (6/9=) 67%.
3. 陸の地殻内の地震では (1/7=) 14%.
4. スラブ内地震では (2/7=) 29%.



第2図 静穏化を伴った国内の顕著地震の分布
($M \geq 6.7$, 震度 5 以上, 1987 ~ 2010, 気象庁カタログ)

2. 地球潮汐

2011年東北地方太平洋沖地震の約10年前から、前震・本震付近での地震の発生に地球潮汐との強い相関が見出された。

2.1. 約10年前からp値が低下 (田中, 2011; Tanaka, 2012)

地震活動と地球潮汐（による断層面上のせん断応力）との相関を Schuster の方法 (Schuster, 1897) を用いて検定. パラメータ p 値 (0-100%の値をとる) が小さいほど相関が高い. データは GCMT カタログ, 1976-2011年, M_w 5.0以上, 70 km 以浅の 541 イベント.

空間変化: 200 km×200 km のウィンドウを 50 km ずつ移動させながら, 本震前 3000 日間の地震データを用いて p 値を推定. その結果, ほとんどの場所で p 値は 10%以上を示し有意な相関があるとはいえないが, 前震・本震の周辺の p 値は 4.1%と小さく有意な相関があった.

時間変化: 上記 4.1%の領域について, 3000 日 (約 8.2 年) の時間ウィンドウを 500 日 (約 1.4 年) ずつ移動させながら p 値を推定した. その結果, 1976 年以降約 25 年間は 30%以上の高い値をとり, 有意な相関は認められない. しかし, 2000 年頃から本震直前まで p 値は徐々に低下した.

同様の現象は, スマトラ沖やトンガのプレート境界地震についても報告されている. p 値の低下継続期間と本震規模には相関がある.

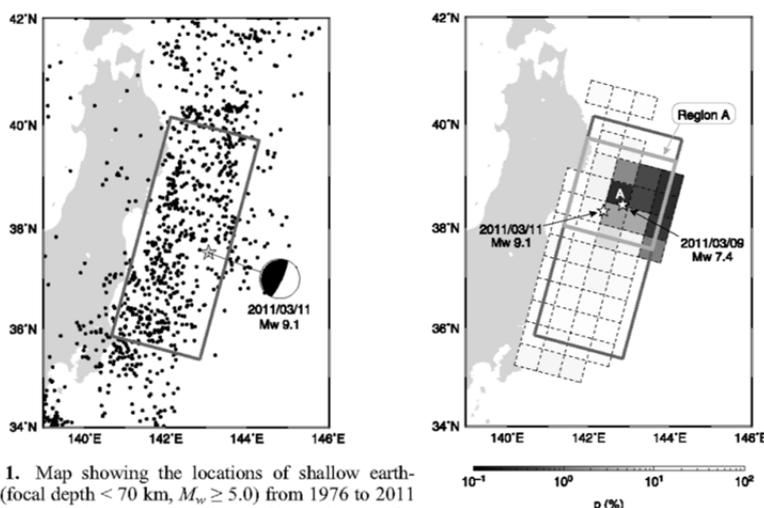


Figure 1. Map showing the locations of shallow earthquakes (focal depth < 70 km, $M_w \geq 5.0$) from 1976 to 2011 (black dots). Solid rectangle indicates the study area for this investigation. Star is the centroid location of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Focal mechanism solution is shown after the Global CMT catalog [Nettles *et al.*, 2011].

Fig. 3| Spatial distribution of p-values in the 3000 days prior to the Tohoku-Oki earthquake. A spatial window of 200 km × 200 km is moved by 50 km both in the along-strike and along-dip directions. For the window which includes 20 or more earthquakes, the p-value is indicated in the 50 km × 50 km square at the center of the window by the gray scale at the bottom. Darker shades represent smaller p-values. Dark gray rectangle indicates the study area. Light gray square indicates the entire 200 km × 200 km volume of the window marked by A, which is referred to as region A. Stars are the epicenters of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock (M_w 7.4).

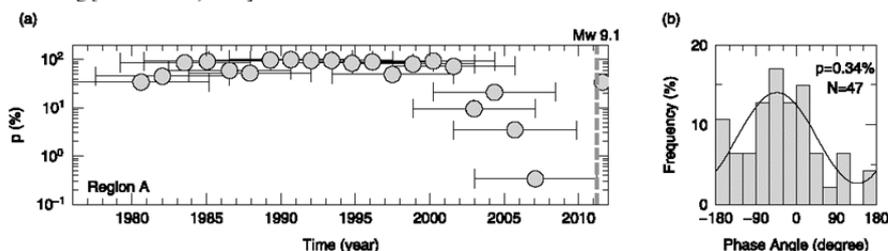


Figure 4. (a) Temporal variation of p-value in region A indicated in Figure 3. A time window of 3000 days shown by horizontal line is shifted by 500 days. (b) Histogram showing the phase distribution of earthquakes in region A in the 3000 days prior to the Tohoku-Oki earthquake. Solid curve is the best-fit sinusoid to the distribution.

2.2. (参考) 地震と地球潮汐に関する統計 (Tanaka et al., 2002, 2004)

Tanaka et al. (2002)はハーバード CMT カタログを用いて、全世界で 1977-2000 年に発生した M_w 5.5 以上の 9350 イベントと地球潮汐との統計を取った. 断層タイプ別, 深さ別, M 別で調査した結果, 地震と地球潮汐とに次の関係がみられた.

1. 全 9350 イベントをひとまとめに解析すると相関なし.
2. 逆断層型の地震は相関あり. 特に 70 km 以浅, M_w 5.5-6.9 で相関が高い.
3. せん断応力が最大になる少し前に地震は起きやすい.

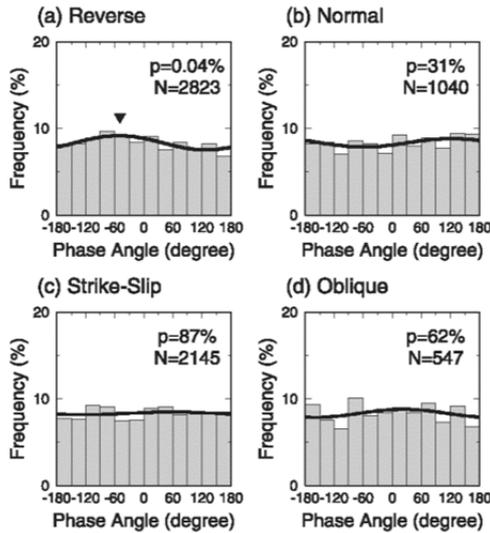


Table 6. Results of This Study^a

Fault Type	Depth					
	All		Shallow		Deep	
	Shear Stress	J1	Shear Stress	J1	Shear Stress	J1
Reverse	o ^b	o ^c	o ^b	o ^c	o ^b	o ^b
Normal	x	x	x	o ^c	o ^b	x
Strike-slip	x	x	x	x	x	x
Oblique	x	x	o ^b	x	x	x

^a A circle indicates the case in which $p < 5\%$ appears for some magnitude range(s), and a cross indicates the other case.
^b Correlation is remarkable for smaller earthquakes.
^c Correlation is remarkable for larger earthquakes.

Figure 5. Frequency distributions of tidal phase angles for the shear stress. The four histograms are for different fault types: (a) reverse, (b) normal, (c) strike-slip, and (d) oblique type. Solid curve represents a sinusoidal function fitted to the distribution, of which peak is indicated by a triangle for the case of $p < 5\%$.

Tanaka et al. (2004)はハーバード CMT カタログを用いて、全世界で 1977-2003 年に発生した M_w 5.0 以上, 70 km 以浅, 逆断層型 ($Rake=60-120^\circ$) を用いて, M_w 7.5 以上の逆断層型地震の発生前に p 値の低下が見られるかという調査をした. その結果, 調査対象となった 11 個の地震のうち 6 個 (=55%) で p 値の有意な低下が確認できた.

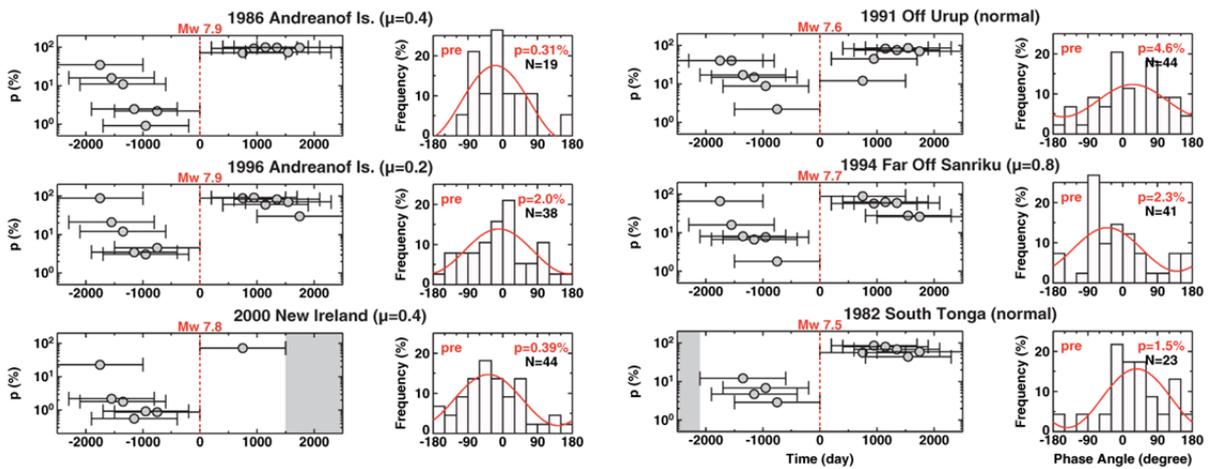


Figure 4. (left) Temporal variation of p -value for the periods of 2500 days before and after the $M_w \geq 7.5$ earthquakes. A time window of 1500 days, which is represented by horizontal bar, is shifted by 200 days. Shaded portion indicates outside of the data period. (right) Frequency distributions of tidal phase angles in the 2000 days prior to the large events. Solid curve represents a sinusoidal function fitted to the distribution.

3. b 値変化

本震前に b 値が低下していたという報告がある。ただし、解析手法の違いによって b 値の低下開始時期は異なる。空間的には低 b 値域と大きく滑った領域の対応が良い。

3.1. 2004 年頃から b 値が低下 (楠城・他, 2011)

データは気象庁一元化震源。2000 年 - 2011 年 4 月 26 日, $M \geq 2.5$, 60 km 以浅。

M の下限 (M_{th}) は EMR 法 (Woessner & Wiemer, 2005) で推定し, M_{th} 以上のイベントに対して最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した。

本震時に大きく滑った領域で b 値は低く, その領域では, 2005 年頃から b 値が低下。

同様な解析を 1965 年以降の地震 ($M \geq 5.0$, 100 km 以浅) について行った結果, 長期的な b 値の低下が同領域内でみられた。

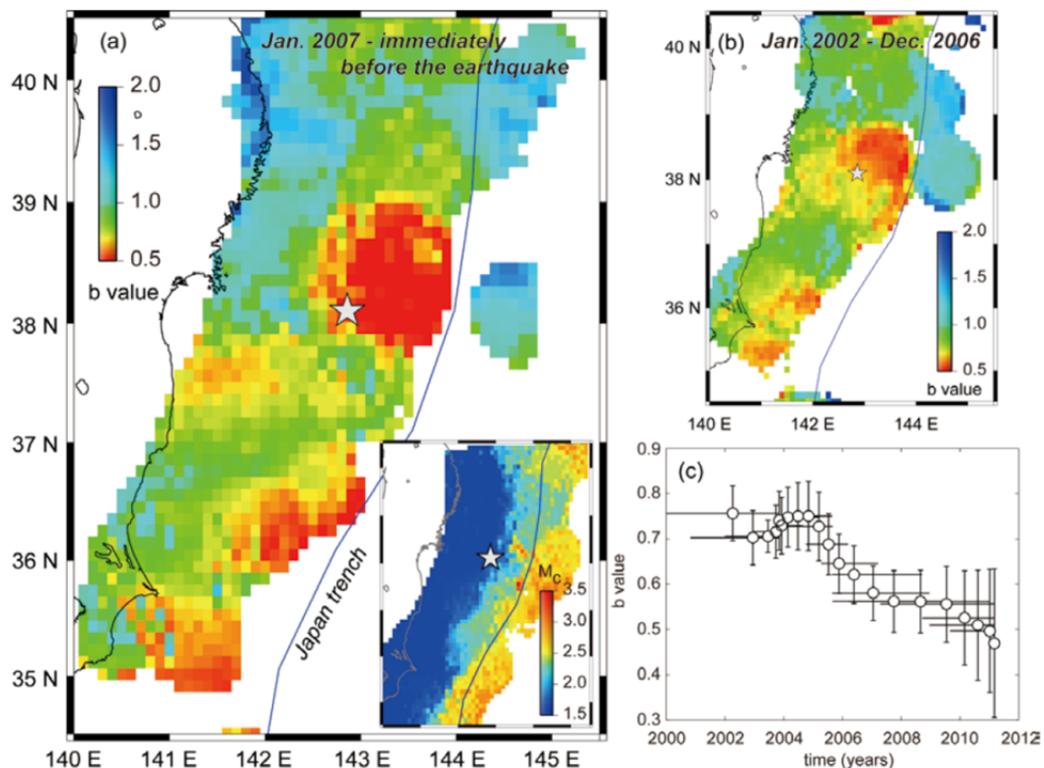
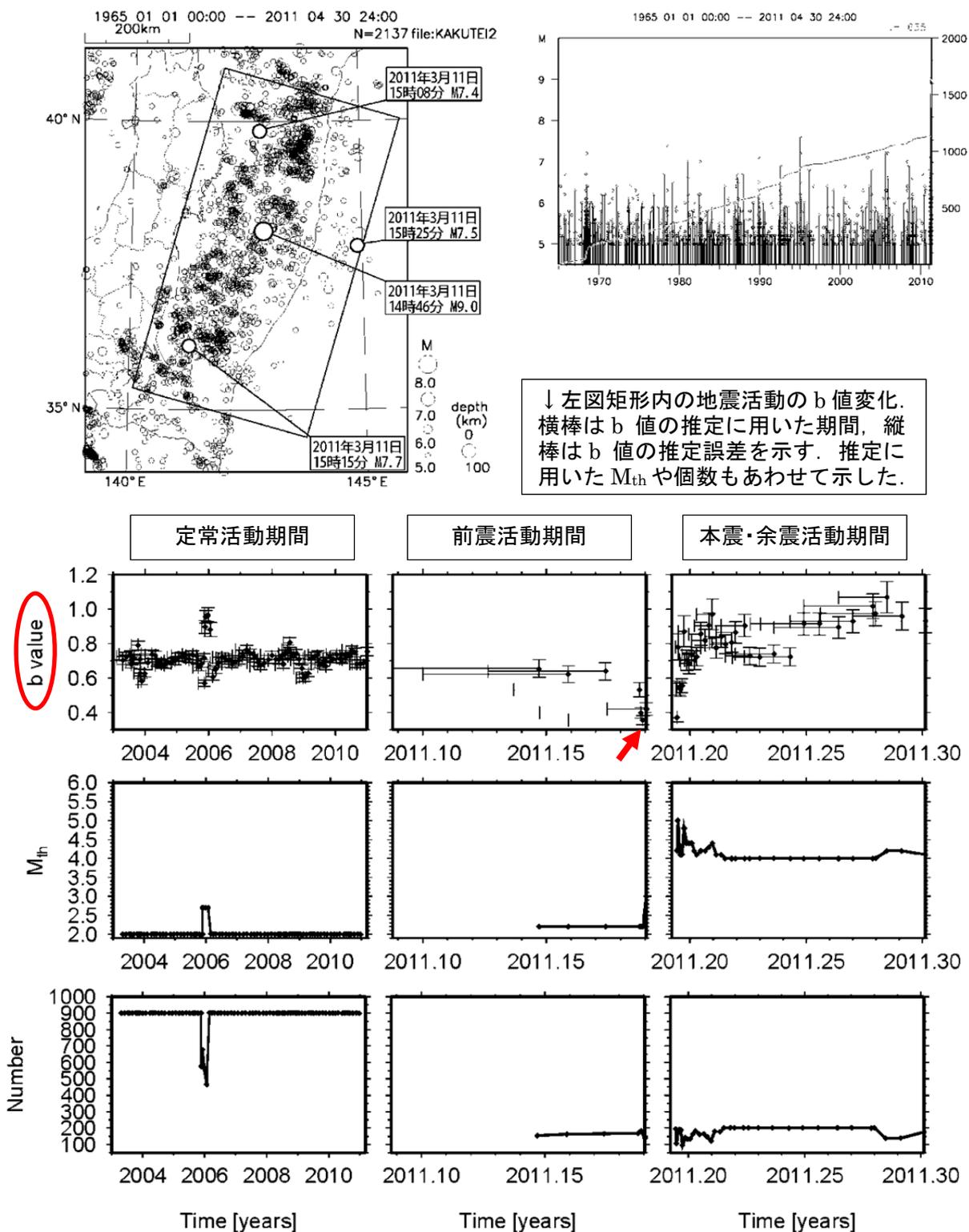


図 2. 本震震源域での b 値の時空間変化。(a) 2007 年 1 月から本震直前までの間に発生した地震に基づく b 値の空間分布。星印は本震の位置を示す。挿入図は同地震に基づく M_c 値の分布。(b) 2002 年 1 月から 2006 年 12 月までの間に起きた地震に基づく b 値の空間分布。(c) 本震震源付近の領域 (37.8-39.0° N, 142.6-144.0° E) における 2000 年以降の b 値の時間変化。

3.2. 直前に b 値が低下 (弘瀬・前田, 2011)

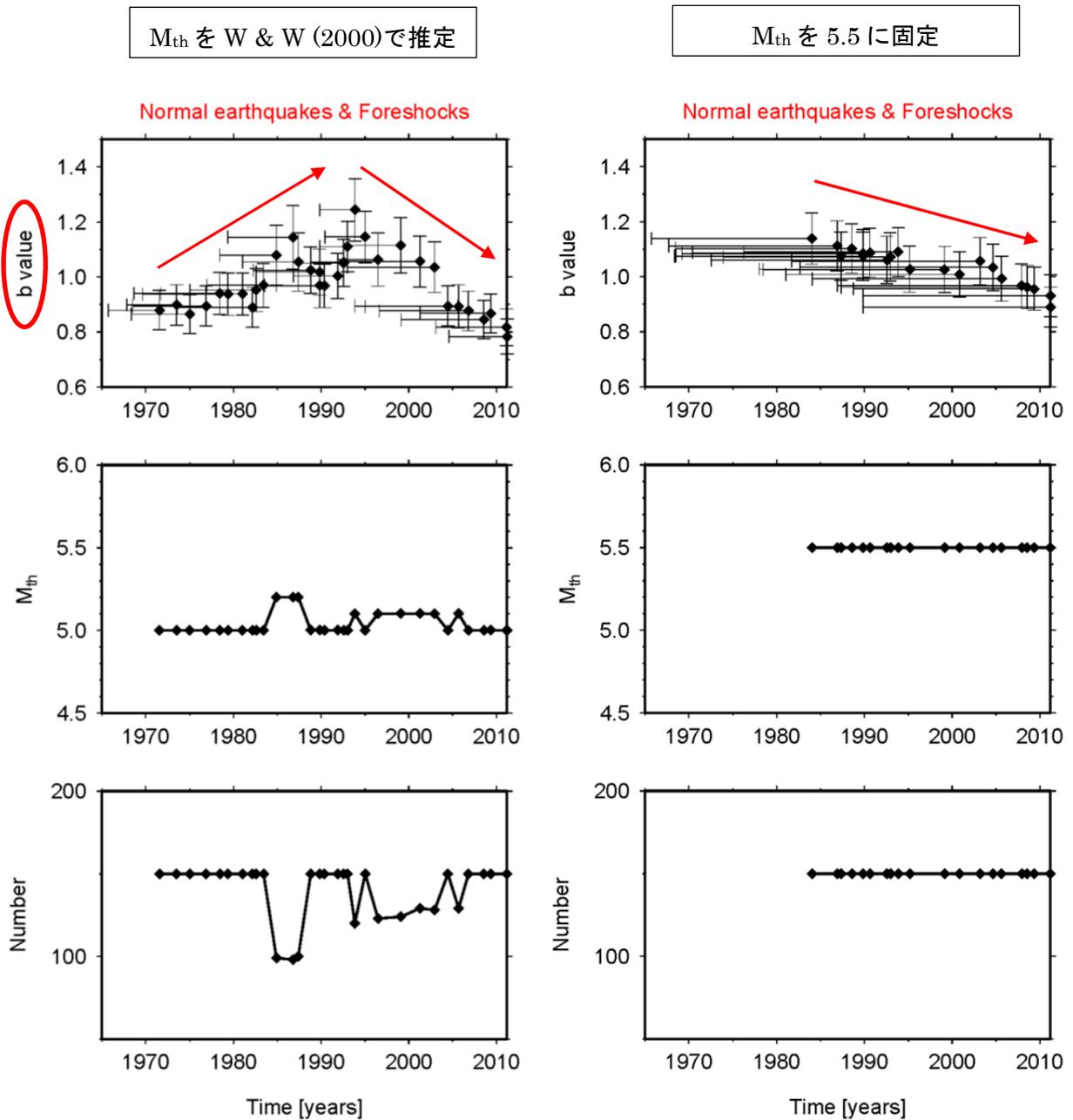
データは 2003 年 - 2011 年 4 月 20 日, $M \geq 2.0$, 深さ 0-90 km の気象庁一元化震源. 解析には REASA (明田川・他, 2007) を用いた. M_{th} は Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定し, M_{th} 以上のイベントに対して最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した. 本震直前に前震活動域で b 値が低下した.



3.3. (参考) M_{th} の推定が b 値に与える影響

M の下限 M_{th} の推定方法は主に Wiemer and Wyss (2000) の手法と Woessner & Wiemer (2005) の EMR 法とがある。いずれも規模別頻度分布に基づいて推定するもので、前者は仮定した M_{th} 以上の M を用いるのに対して、後者は全ての M を用いる。後者が推定した M_{th} は前者よりも約 0.2 大きくなる傾向がある (Woessner & Wiemer, 2005)。

下に示した図の左列は、 M_{th} を Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定したものである。1994 年頃から徐々に下がる様子がみられる。 M_{th} の推定手法に依存しないように、M の下限を 5.5 に固定すると低下の開始時期が早まり、1984 年頃から徐々に下がる様子が現れる。このように M_{th} をどのように扱うかで結果が異なることがあるため、b 値の解析結果をみる場合は注意が必要である。



3.4. 空間変化：低 b 値域とアスペリティが対応 (弘瀬・前田, 2011)

データは 1990 年から 2011 年 2 月までの期間に決定された気象庁一元化震源 ($M \geq 3.0$, 深さ 90 km 以浅) のうち, 太平洋プレート境界付近および二重深発地震面の上面で発生している地震を抽出した. 0.05 度グリッドを配置し, 各グリッドから最寄りの 200 個の地震を取り出し, M_{th} を Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定した. M_{th} 以上の地震を用いて, 最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した. ただし, M_{th} 以上の地震が 50 個未満の場合は b 値を推定しないこととした. その結果, 高 b 値域は, プレート境界上のアスペリティを避けるように分布している (いいかえると, アスペリティは低 b 値).

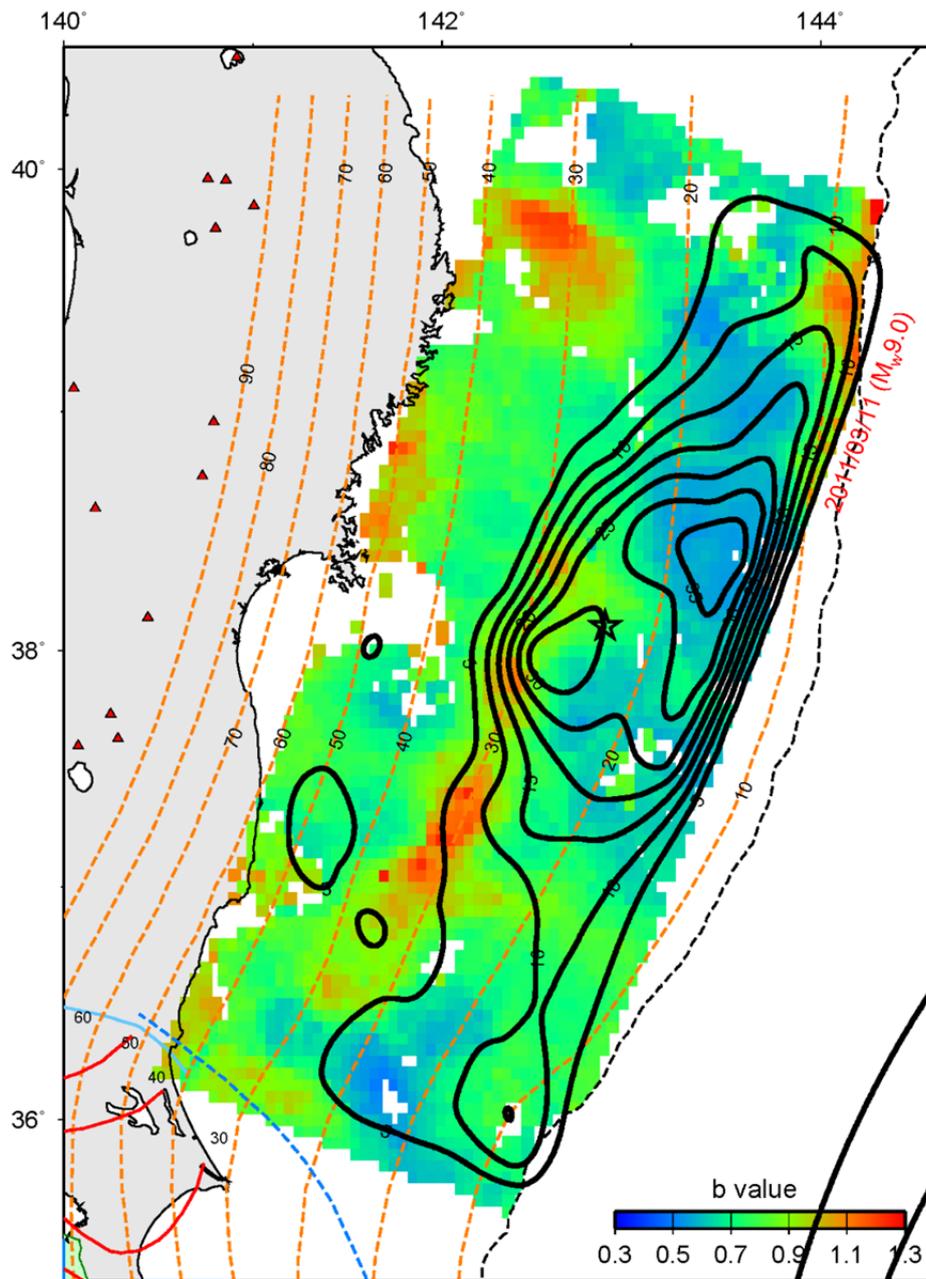


図 1. b 値とアスペリティ分布. Yoshida et al. (2011, EPS) が震源過程解析によって推定したすべり量のコンターを 4 m 間隔の実線で示した. 橙破線は太平洋スラブの等深線 (Nakajima and Hasegawa, 2006, GRL; Nakajima et al., 2009, JGR), 関東地方の赤実線はフィリピン海スラブ等深線 (弘瀬・他, 2008), 青線はフィリピン海スラブの北東端 (Uchida et al., 2010, JGR; Nakajima et al., 2009, JGR) をそれぞれ示す.

4. 前震

2011年東北地方太平洋沖地震の約1ヶ月前から本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動を伴った。詳細な解析により前震活動が本震に向けてゆっくり移動している様子が明らかとなった。また、前震の情報を用いた本震発生予測モデルについても紹介する。

4.1. 本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」(Kato et al, 2012)

震源域に近接する地震観測網の連続波形データに着目し、地震波形との相互相関解析を施すことで、気象庁カタログに含まれていない多数の微小地震を検出し、新たな前震の震源カタログを構築した。このカタログを分析することで、本震の破壊開始点へ向かう震源移動が、ほぼ同じ領域(以下、EMZ, earthquake migration zone)で、2度にわたり起きていたことが示された。1度目の移動は、2月中旬から下旬まで継続し、その移動速度は2~5 km/dayであった。2度目の移動は、3月9日のM7.3の最大前震の発生後に見られた。その移動速度は平均約10 km/dayで、移動速度は前震M7.3の発生後から徐々に減速を示した。これらの前震活動には、小繰り返し地震が含まれていたことから、震源の移動は、本震の破壊開始点へ向かうプレート境界面上のゆっくりすべりの伝播を意味する。本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」が、本震の破壊開始点へ応力集中を引き起こし、巨大地震の発生を促した可能性が考えられる。

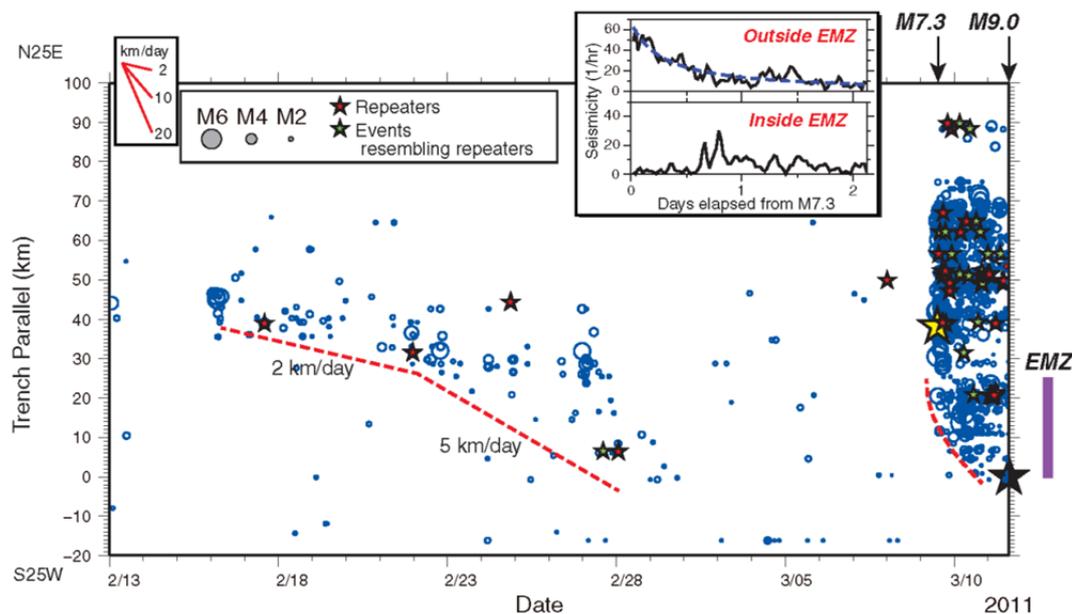
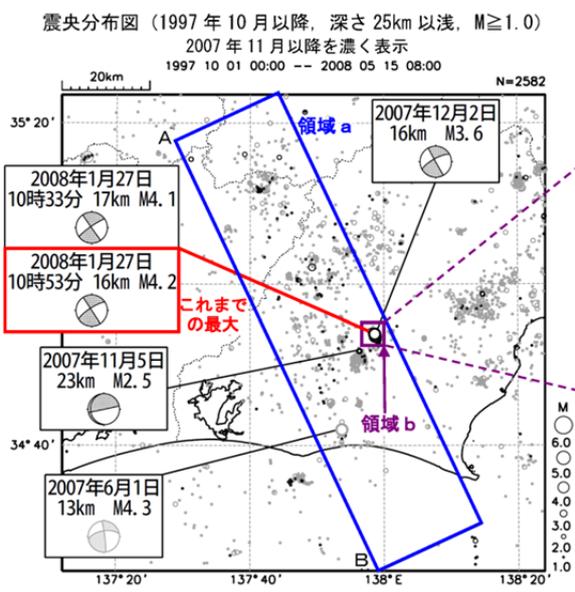


Fig. 2. Earthquake migration toward the rupture initiation point of the mainshock. Space-time diagram of all detected events between 13 February and the mainshock origin time, with earthquake origin locations indicated in terms of the distance along the trench axis (blue circles scaled to magnitude). Red dashed lines, approximate locations of the fronts of earthquake migration; red stars,

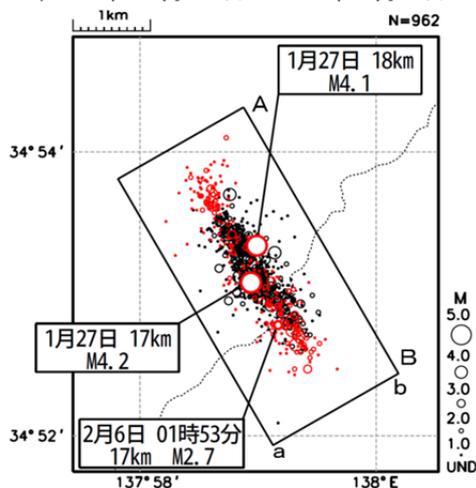
repeating earthquakes in the JMA catalog (23); green stars, newly detected events that were found to resemble those repeating events; black star, M_w 9.0 mainshock; yellow star, M_w 7.3 largest foreshock. (Inset) Time variations in seismicity rates inside and outside the EMZ after the M_w 7.3 largest foreshock. The blue dashed curve denotes the least-squares fitting of the modified Ohmori law.

4.2. (参考) 震源の移動 (気象庁, 2008c)

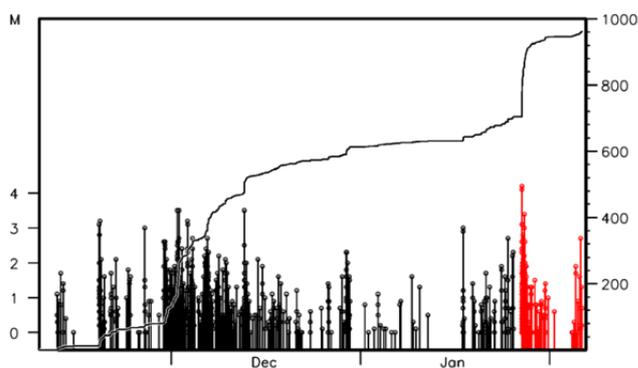
4.1 節では 3.11 本震前の前震活動の移動を取り上げた. しかし, 震源の移動自体は特段珍しいことではない. 例として, 2007 年 11 月に静岡県西部で発生した地震活動を下に示す. DD 法で再決定した震源が 1 ヶ月間かけて時間とともに北西-南東方向へ移動している様子がみられる. さらに 2008 年 1 月下旬には再び中心から端へ震源が移動しており, 4.1 節で示した一連の震源の移動に類似している. しかしながら, その後, 震源が移動した先で大きな地震は発生しておらず, このクラスタで最大規模の地震は 2008 年 1 月 27 日に中央で発生した M4.2 である (2012/06/20 現在). この事例の他にも, 注水実験による震源の移動 (例えば, Shapiro et al., 1999), 深部低周波微動や短期的スロースリップのようにソースが移動する事例 (例えば, 防災科学技術研究所, 2006) が報告されている. そのため, 3.11 東北地震でみられたような前震の「震源の移動」が「本震の前兆」とは必ずしも言えない.



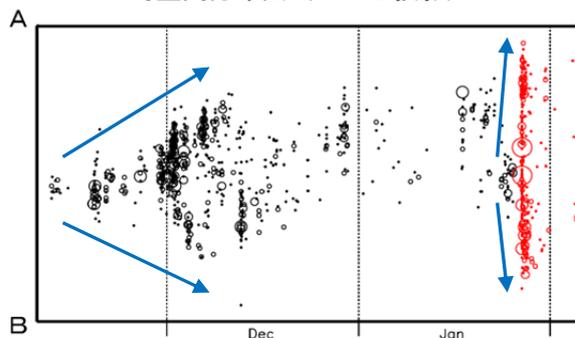
震央分布図
(2007年11月10日~2008年2月6日08時)



地震活動経過図および回数積算図



時空間分布図 (A-B 投影)



4.3. 前震活動の統計に基づく地震発生予測モデル (Maeda, 1996; 前田・弘瀬, 2011; Maeda & Hirose, 2012)

本震の直前に複数の地震が発生する可能性があることに着目し、東日本太平洋沖海域でどのような地震活動を直前の前震活動とみなせば統計的に本震発生の予測に有効かについて調査した。その結果、地震の続発性が強い東北沖の3領域(図2の四角で囲まれた3領域)に限ると、それらの領域について最適なパラメータ(図1)を用いて前震候補を選択した場合、 $M \geq 6.0$ の本震に対して、前震候補が真の前震である可能性(適中率)は過去50年(1961年~2010年)のデータから30%程度であり、予測される本震の割合(予知率)は38%であることが分かった(図2)。しかし、他の領域では同じパラメータを用いると適中率、予知率ともに数%以下であった。2011年東北地方太平洋沖地震は続発性の強い領域で発生しており、上記のパラメータにより予測した場合、3つの地震が前震候補として選択され、そのうちの1つは、予測時空間内に本震が発生し、予測が適中したことになる(図3)。

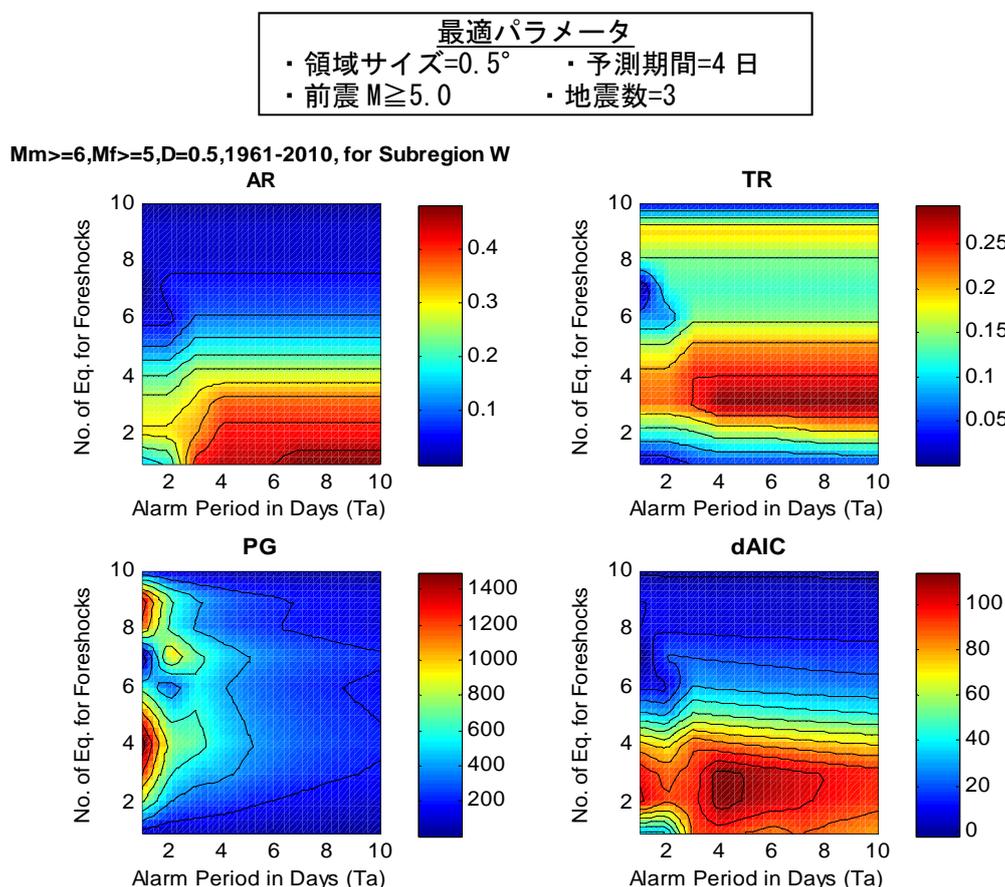


図1 1961年から2010年までのデータを用いた時のパラメータの変化による予知率 (AR), 適中率 (TR), 確率利得 (PG), dAIC 値の変化を表す図. 前震の M を 5.0 以上, 領域サイズを 0.5° とした場合, 地震数が 3 個で予測期間を 4 日にした時に dAIC 値が最も大きくなることから, これを最適値とした。

4. 前震

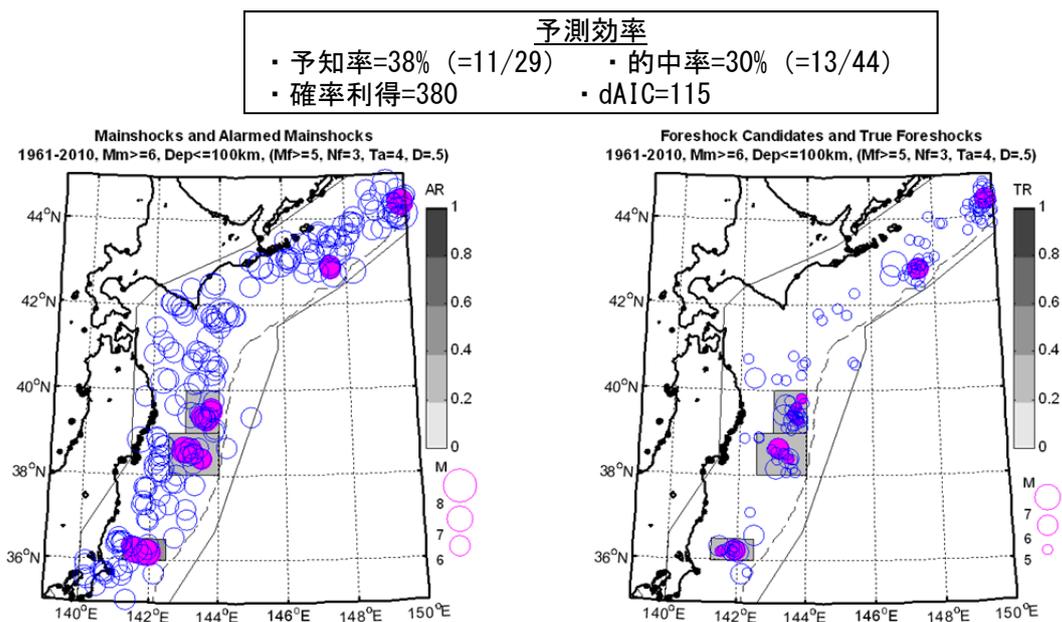


図2 1961年から2010年までの期間における、前震活動が顕著な3領域（四角で囲まれた領域）について最適化されたパラメータによる予測結果. 左図：予測対象の本震（青丸）と予測された本震（赤丸）. 右図：選択された前震候補（青丸）と予測が適中した前震（赤丸）. 図の上の予測効率の値は、前震活動が顕著な3領域に対するもの.

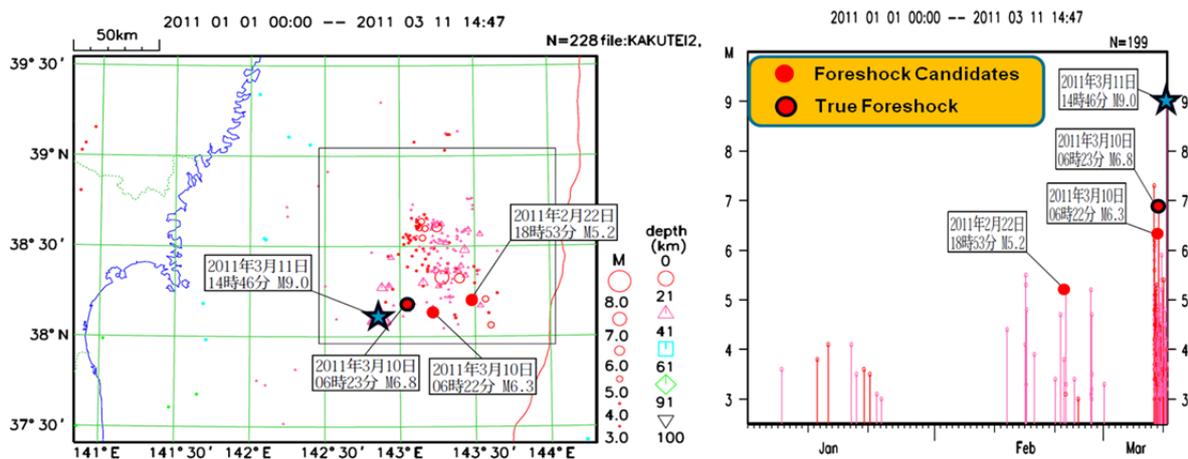
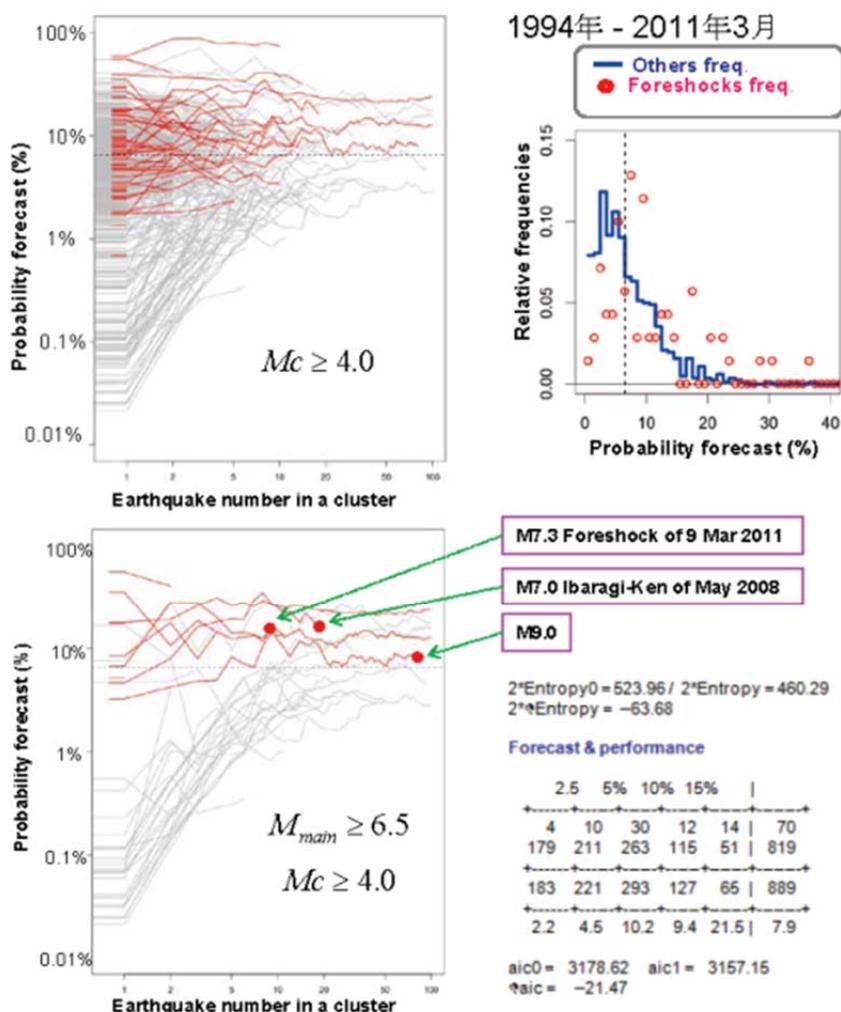


図3 2011/1/1 から 2011/3/11 までの期間における東北地方太平洋沖地震の前の地震活動 (M ≥ 3.0). ★は本震, ●は最適パラメータによる前震候補, ●は予測が適中した前震候補を表す.

4.4. 前震の確率予報 (Ogata et al., 1996; 統計数理研究所, 2011a)

ある地域で新規の地震活動 ($M \geq 4.0$) が始まった時, その後, 規模が 0.5 以上大きい地震 (本震) が発生する確率を, 群内の時間間隔, 震央間距離, M の差を用いて計算した. データは 1994-2011 年 4 月, $M \geq 4.0$ の気象庁カタログである. ある基準以内のイベントを Single-link 法 ($d_{st} = \sqrt{\Delta_{space}^2 + (c\Delta_{time})^2} \leq 0.3^\circ$ (or 33.33 km) で連結する. ただし, c は 1 日=1 km) でリンクし, 各クラススタ中最大のイベントを本震, それより前のものを前震, 後のものを余震と定義する. あるイベントが前震である確率は, 全国平均では 3.8% である. また, 複数のイベント (前震) が発生し, 本震となる確率は全国平均で 7.2% である.

3.11 東北沖地震前の地震活動に適用した結果は次の通りである. 2011 年 2 月 13 日から始まった前震活動では, 当初, 平均 7.2% 以下の予測確率であったが, 3 月 9 日の最大前震 $M7.3$ に向かって増加し, 最大前震時に 20% 近くになった. その後減少傾向ではあるが, 3 月 11 日の本震 $M9.0$ まで平均値以上の予測確率を維持している.



第3図. 左上図は地震群に新しい地震が加わった時, その順番 (横軸) とその前震確率 (縦軸). 結果的に前震の群れが赤線で, その他の群れが灰色線. 右上図は予報確率とその結果の相対度数 (正規化したもの). 赤丸が結果的に前震で, 青がその他. 横の点線は複数の場合の前震の全国平均 (7.2%). 左下図は左上図のうち本震が $M6.5$ 以上のもの. 右下の表は予報と実現頻度の集計表.

4.5. (参考) 前震－本震ペアの割合 (明田川・福満, 2011)

普段どのようなところで前震－本震型の活動が現れるのかについては、明田川・福満(2011)が系統的に調べている。本震の規模を M_m とすると、本震を基準として、前 30 日以内に震央距離 $L=100.5M_m^{-1.8}$ (Utsu, 1961) 以内 (ただし、 L は最大で 50 km) で M_m 以下のイベントを前震と定義し、前震－本震ペアを抽出した。予測対象イベントは 1885 年 1 月～2009 年 12 月、内陸 $M5.0$ 以上、海域 $M6.0$ 以上。結果は以下の通り。

内陸：

前震	本震	割合
$M3.0-4.9^*$	$M \geq 5.0$	予知率 1.4%(=12/830), 適中率 1.2%(=12/1017)
$M \geq 5.0$	$M \geq 5.0$	予知率 2.5%(=21/830), 適中率 2.9%(=24/830)
$M \geq 6.0$	$M \geq 6.0$	予知率 2.5%(=4/163), 適中率 2.5%(=4/163)

海域：

前震	本震	割合
$M4.0-5.9^*$	$M \geq 6.0$	予知率 4.3%(=39/908), 適中率 2.6%(=39/1483)
$M \geq 6.0$	$M \geq 6.0$	予知率 4.8%(=44/908), 適中率 5.9%(=54/908)
$M \geq 7.0$	$M \geq 7.0$	予知率 2.1%(=3/141), 適中率 2.1%(=3/141)

*: 規模の小さい前震が 2 個以上連続した時に本震が発生するケースをみたもの。ここで、連続とは、個々の地震の震央距離 10 km (海域は 20 km) 以内、発生間隔 10 日以内で発生した地震を指す。

前震－本震型の割合は数%と非常に低いことがわかる。なお、前震－本震型であった場合、本震は前震から 1 日程度で発生するケースが最も多く、5 日以内に海域で 7 割、陸域で 9 割が発生している。

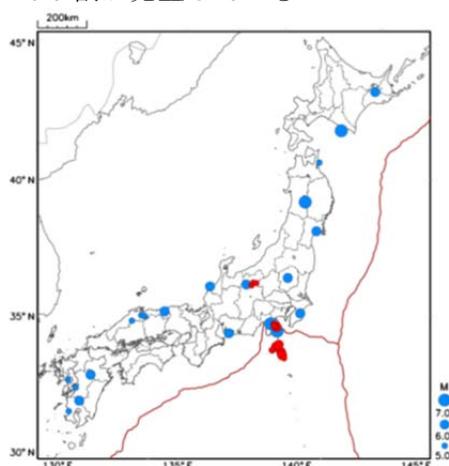


図 4 M5.0 以上の前震－本震ペアを形成した内陸の地震 (本震のみ描画)。
(青：抽出された本震 21 例 [図 3 右上] に 1978 年の伊豆大島近海地震を加えた 22 例。赤：群発型の活動の 18 例。)

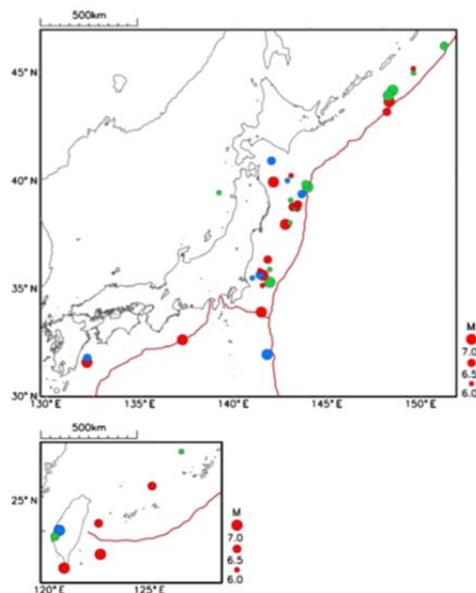


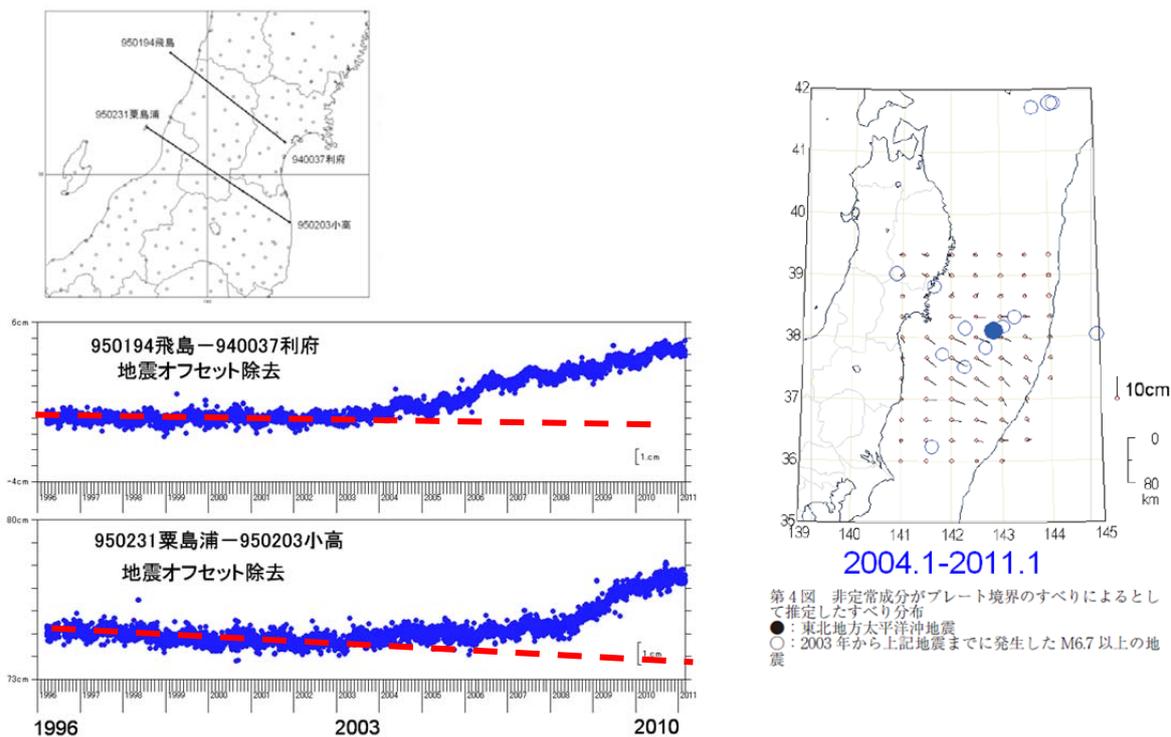
図 9 M6.0 以上の前震－本震ペアを形成した海域の地震 (本震のみ描画)。
(抽出された本震 46 例中、余震と判定した 2 例を除く 44 例。赤印：前震発生後 1 日以内に本震が発生、緑印：7 日以内、青印：30 日以内である。前震が複数ある場合は、日数が短いもので代表させた。)

5. 長期的スロースリップ

2003年頃から福島県沖のプレート間固着は弱まっていた。また、2008年、2010年に発生したM7クラスの地震の余効変動は本震時の変動と比較してかなり大きかった。

5.1. 非定常変位は2003年頃から開始 (気象研究所, 2011)

GPSの基線長変化から非定常変位は2003年頃から始まっているように見える。プレート境界上のすべり分布を求めると(地震時の変動は除くが余効変動は含む)、東北地方太平洋沖地震の破壊開始点から主に南側の福島県、茨城県沖に分布している。

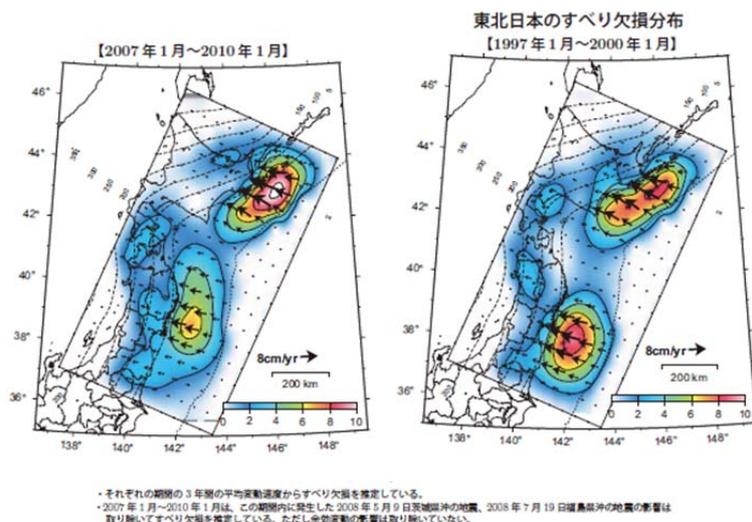


(左) GPS 基線長変化. (右) 東北沖のすべり欠損分布.

5.2. 2007年以降は福島県沖ですべり欠損小さい (国土地理院, 2011)

GPSを用いた10年前(1997年1月～2000年1月)と最新(2007年1月～2010年1月)の3年間の平均変動速度から推定したすべり欠損速度分布(地震時の変動は除くが余効変動は含む)を求めた。10年前には、宮城県から福島県沖を中心に最大8cmを超えるすべり欠損が推定されているが、最新では、宮城県北部沖で最大6cmのすべり欠損にとどまり、特に福島県沖ではほとんどすべり欠損が推定されていない。

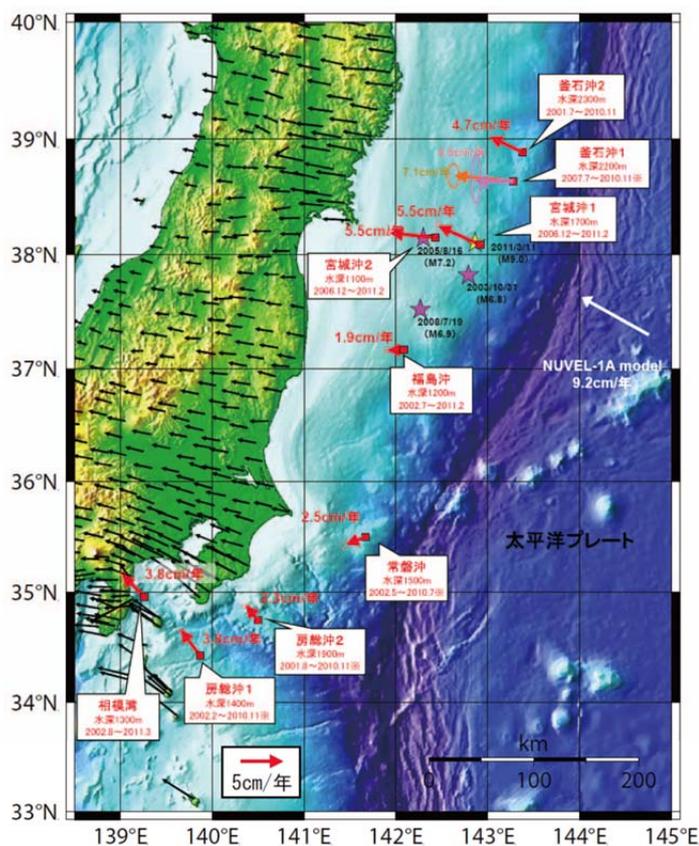
5. 長期的スロースリップ



第16図 東北日本のすべり欠損分布
Fig.16 Estimated slip deficit in northeast Japan.

5.3. 海底地殻変動観測 (海上保安庁, 2011)

海上保安庁では海底基準点を宮城沖に2点, 釜石沖に2点設置し, キネマティックGPS/音響測距方式による海底地殻変動観測を実施している. 地震発生前までの観測結果の座標値について線形回帰を行い, ユーラシアプレート安定域に対する移動速度として, 宮城沖では2006年12月~2011年2月に約5~6 cm/年の速度で西北西に移動しており, 福島沖では2002年7月~2011年2月に約2 cm/年の速度でほぼ西向きに移動しているという結果が得られた. このことは, 福島県沖の固着が弱かったことを示している.



第1図 海底基準点の配置及び地震発生前までのユーラシアプレート安定域に対する速度ベクトル
Fig.1 Locations of the seafloor reference points and crustal movement velocity relative to the stable part of the Eurasian plate before the 2011 Tohoku-Oki Earthquake.

- : Crustal movement velocity of JCG's seafloor reference points
- : Crustal movement velocity at GEONET on-land GPS stations (2009.04~2010.04)
- ※ : Unreliable results due to less data
- ★ : Epicenters of three large earthquakes off Miyagi Pref. and Fukushima Pref. during the observation period.
- ★ : The epicenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake.

5.4. 本震前のスロースリップの規模は $M_w7.7$ 相当 (Ozawa et al., 2012)

本震前のスロースリップについて、2003年1月から2011年1月までのGPSデータによりすべりの時空間発展を推定した。スロースリップの規模は $M_w7.7$ 相当になる。

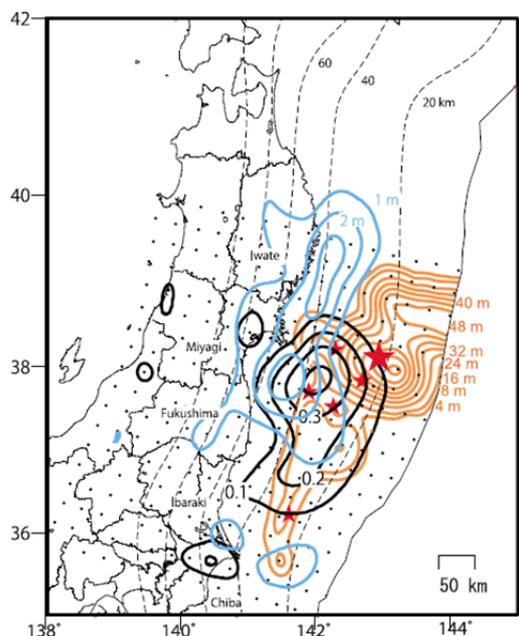


Figure 12. Preceding aseismic slip (black contours with an interval of 0.1 m), coseismic slip of the Tohoku earthquake (red contours with an interval of 8 m), and afterslip of the Tohoku earthquake (blue contours with an interval of 1 m). Since the slip magnitude is very different among the three events, we varied the contour interval as shown in this figure. The center of the preceding aseismic slip is located between the centers of the coseismic slip and afterslip of the Tohoku earthquake. Small stars indicate the epicenters of the five subduction earthquakes (see text). The large star shows the epicenter of the Tohoku earthquake.

地震前(黒), 地震時(赤), 地震後(青)のすべり分布。

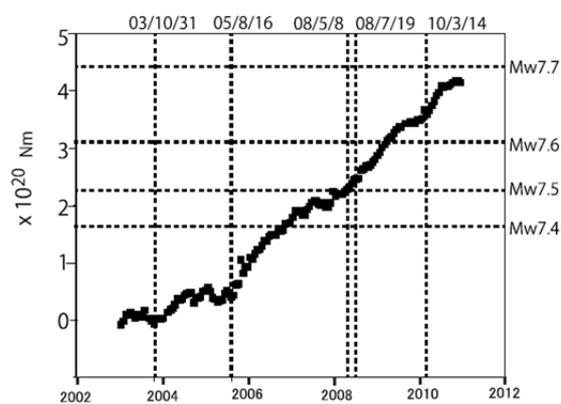


Figure 6. Time evolution of the estimated moment of aseismic slip from January 2003 to January 2011. Vertical broken lines indicate the dates of the five subduction earthquakes (see text). The estimated moment from 2003 amounts to that of an $M_w7.7$ earthquake.

本震前のスロースリップの規模推移

5.5. 茨城県沖・福島県沖の地震の余効変動大きい (Suito et al., 2011; 西村, 2011, 2012)

東北地方太平洋沖地震の震源域では、2005年以降いくつかの $M7$ クラスの地震が発生した。GPSで観測された2008年茨城県沖の地震、2008年と2010年の福島県沖の地震の余効変動は、地震時の変動と比較してかなり大きい [Suito et al., 2011]。このことは東北地方太平洋沖地震直前の2月に開催された地震予知連絡会においても国土地理院から報告され、2007年からの3年間の平均で見ると福島県沖から茨城県沖にかけてのプレート境界は、ほとんど固着しておらず、ずるずるすべっている状態であった [西村, 2011]。東向き成分が強まった時期は地域によって異なる。福島県では2000年頃から徐々に東向きの速度が増加し、2005年頃からはさらに顕著になったように見える。茨城県では2000年頃に加速した東向き成分がいったん収まり、2008年の茨城県沖の地震以降に再加速したように見える。宮城県では2003年頃に東向き成分が増加し、2005年の宮城県沖の地震以降に再度増加する傾向がある [西村, 2012]。

5. 長期的スロースリップ

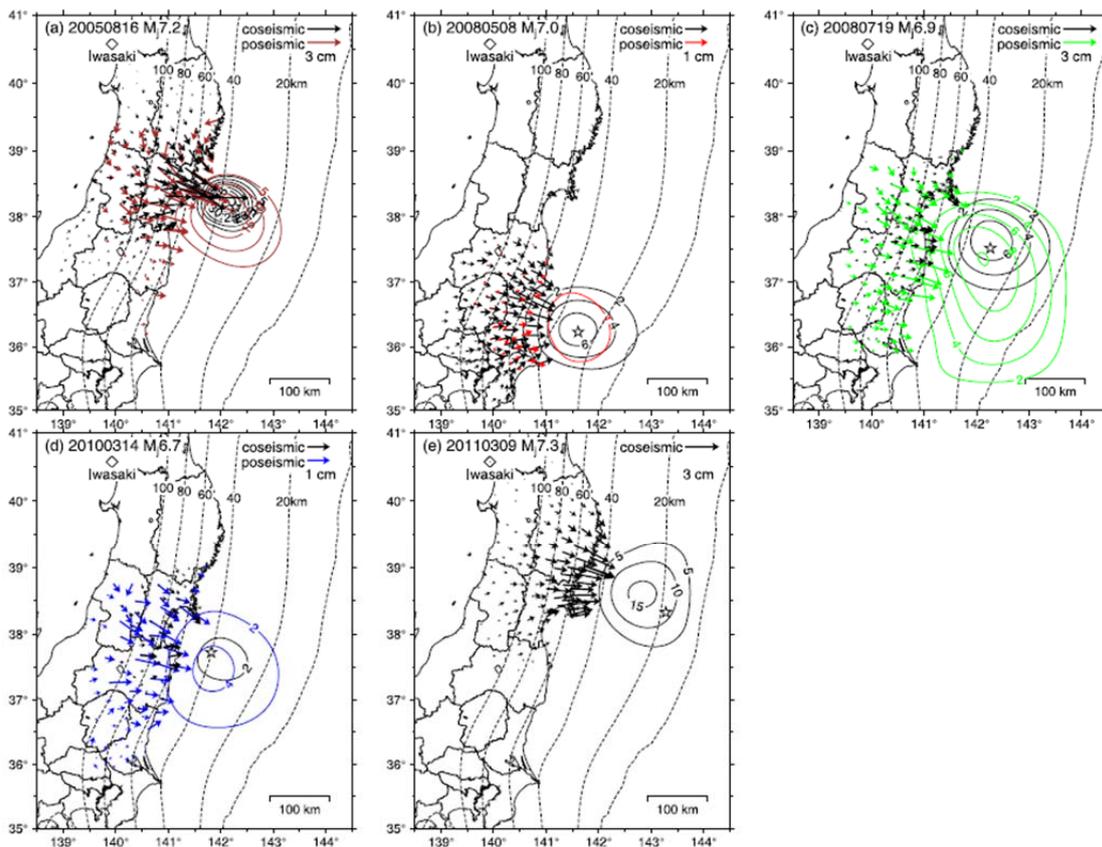


Fig. 2. Coseismic and postseismic observed displacements and estimated slip distribution. (a) 2005 Miyagi-ken oki earthquake M_j 7.2 (August 16, 2005); (b) 2008 Ibaraki-ken oki earthquake M_j 7.0 (May 8, 2008); (c) 2008 Fukushima-ken oki earthquake M_j 6.9 (July 19, 2008); and (d) 2010 Fukushima-ken oki earthquake M_j 6.7 (March 14, 2010). (e) Coseismic observed displacements and estimated slip distribution of the 2011 Sanriku oki earthquake M_j 7.3 (March 9, 2011). Black arrows and contours represent coseismic displacements and slip, and colored ones represent postseismic displacements and slip in each panel, respectively. The contour interval of each coseismic and postseismic slip is 2 cm in panels (b), (c), and (d), 5 cm in panels (a) and (e). Also, the arrows scale is 3 cm in panels (a), (c), and (e) and 1 cm in panels (b) and (d). Broken lines indicate isodepth contours of the plate interface with 20-km intervals (Nakajima and Hasegawa, 2006). Stars indicate the epicenter of each earthquake. Postseismic period is (a) 2.72 years; 20050817–20080507, (b) 0.19 years; 20080509–20080718, (c) 1.65 years; 20080720–20100313, and (d) 0.98 years; 20100315–20110308 (see also Table 1).

地震時の変位とすべり分布（黒），地震後の変位とすべり分布（色）(Suito et al., 2011)

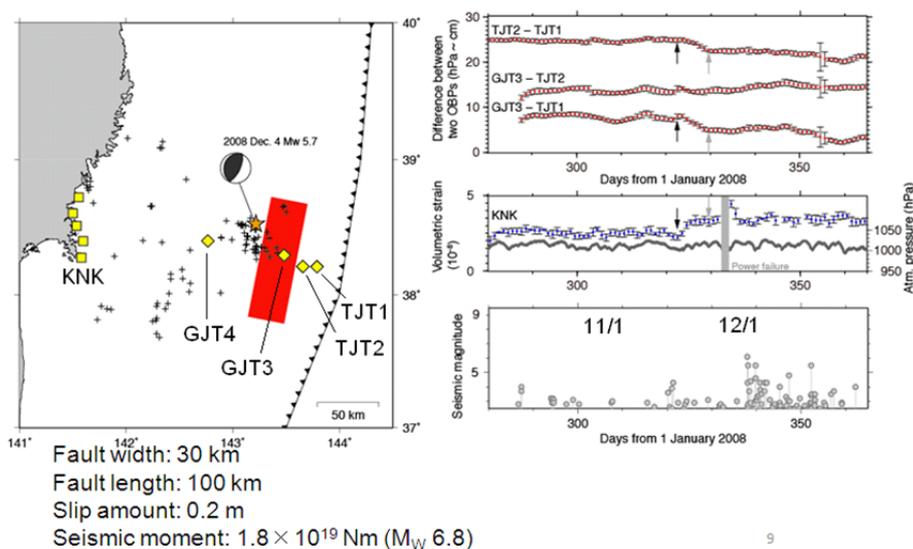
6. 短期的スロースリップ

本震の2年前と一か月前に本震震源と海溝軸の間で $M_w 7$ 程度のスロースリップが発生していた。また、3/9に発生した最大前震による余効変動は南側（本震方向）に拡大したが、加速的な変動は観測されていない。

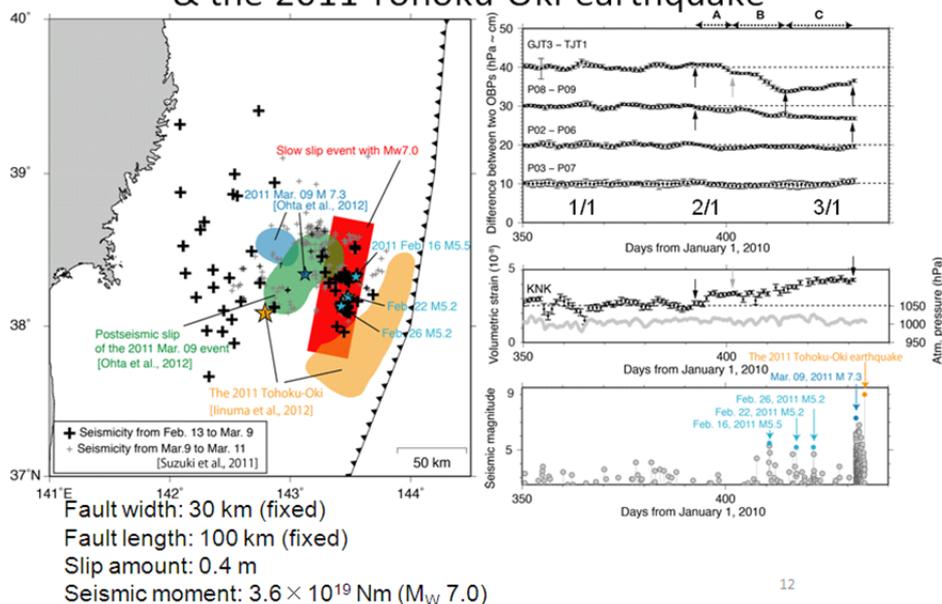
6.1. 本震の2年前と一か月前にスロースリップ発生 (伊藤・他, 2012; Ito et al., 2012)

海底圧力計に2008年11月下旬と2011年1月下旬~2月上旬に変化が見られ、本震から海溝よりの部分でスロースリップが発生したと推定される。

The 2008 slow slip event & induced seismicity



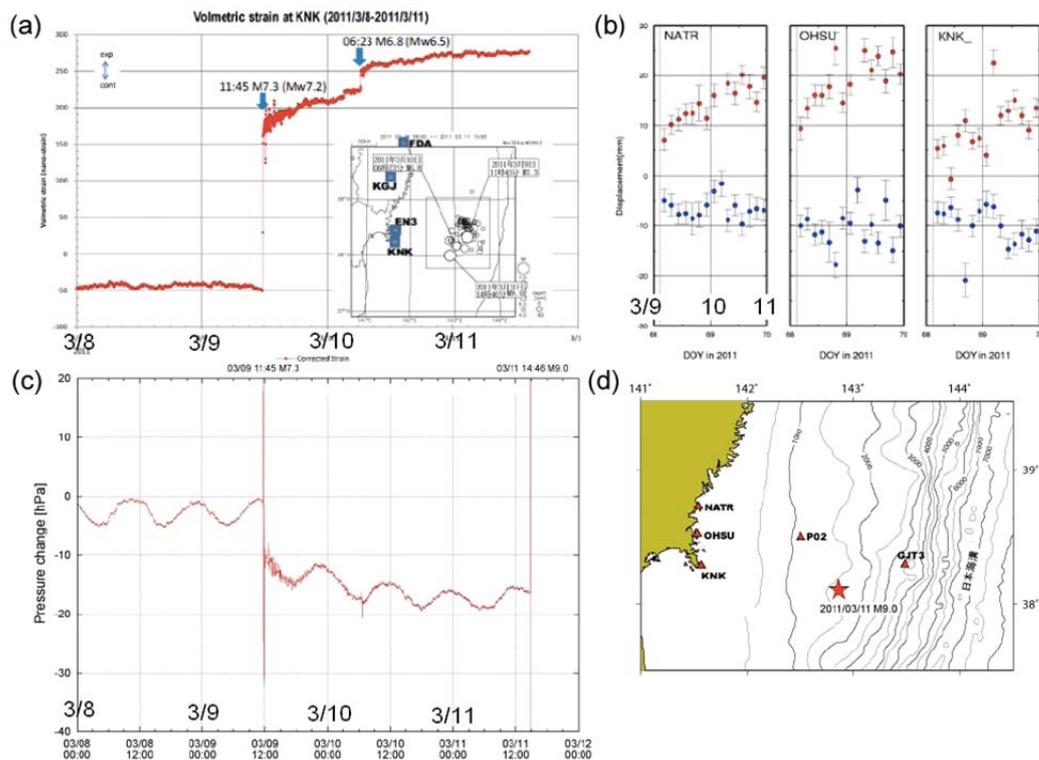
The 2011 slow slip event & the 2011 Tohoku-Oki earthquake



(上) 2008年および(下) 2011年の海底圧力差変化と推定されたすべり (赤矩形) の位置。

6.2. 前震の余効すべりが南側に拡大 (東北大学, 2011)

東北大学のひずみ計, GPS, 海底圧力計で3月9日の地震の余効変動を観測している. 余効すべりが前震の震源域から南側に拡大したと推定される.



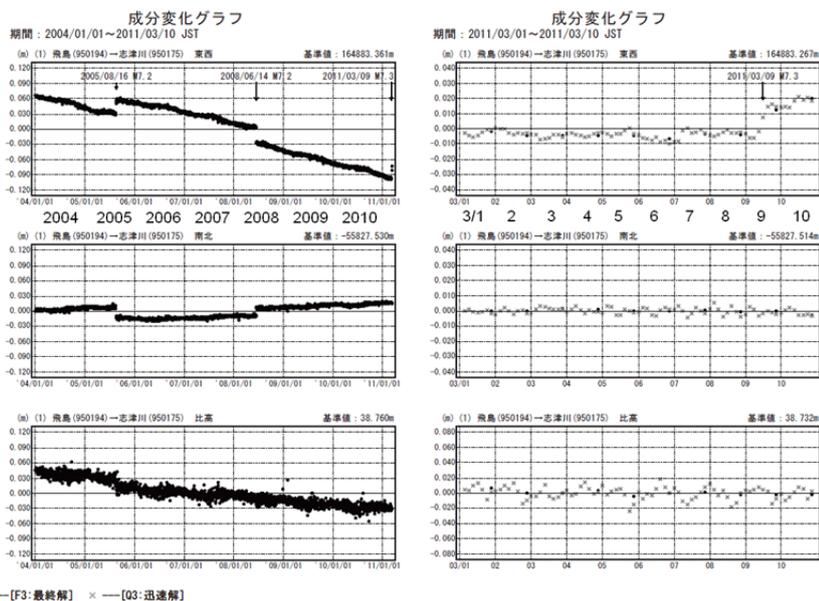
第4図. (a) 3月9日の前震前後におけるKNK観測点における体積歪の変化. (b) 宮城県沿岸域のGPS観測点における東西(赤)および南北(青)各成分の変位時系列. 誤差棒は 3σ の信頼区間. (c) 海底圧力の時間変化. GJT3とP02観測点の圧力差を示した. (d) 観測点配置.

Fig.4. (a) Volumetric strain time series at Kinka-san (KNK) site (b) Sub-daily (every 3 hours) GPS time series at the coastal sites for the period from the occurrence of the March 9 earthquake to 00:00, March 11 (UTC). GJT3 and P02 observation sites pressure difference is shown. (d) Observation site distribution for this figure.

(a)KNK観測点の体積ひずみ変化, (b)牡鹿半島付近のGPS座標変化, (c)海底圧力の時間変化, (d)観測点配置.

6.3. 本震直前に顕著な GPS 変化なし (国土地理院, 2011)

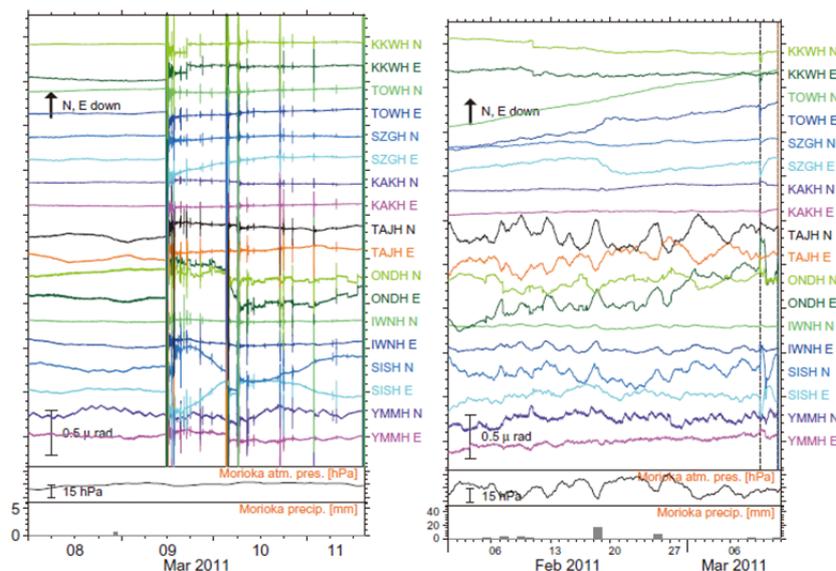
GPS では 2011 年 3 月 9 日の三陸沖の地震 (M7.3) の影響がみられるが, 本震直前に顕著な変化は見られない. 3 点以上で 3~5 mm 以上の水平変動が想定される断層すべりの大きさは震源付近では約 $M_w6.7\sim7.1$ 程度.



第 43 図 a 東北地方太平洋岸における GPS 連続観測結果 (基線図)

6.4. 本震直前に顕著な傾斜変化なし (防災科学技術研究所, 2011)

防災科学技術研究所の Hi-net 併設の高感度加速度計 (傾斜計) について, 数日間および一カ月程度の前兆現象があったかどうか確認した. 前震および本震に先立つ顕著な傾斜変動は観測されていない. 3 観測点で $0.1 \mu\text{rad}$ 以上となるすべりの大きさは本震震源域下端付近もしくは深部延長上で $M_w6.2$, 本震の震源付近では $M_w7.3$.



第 3 図: 宮城県の観測点における, 潮汐成分除去後の傾斜記録. 図の見方は第 2 図と同様.
Fig. 3: Same as Fig. 2 but for stations in Miyagi prefecture.

宮城県の観測点における傾斜変化

7. 電離層関係の現象

本震直前に電離層の電子数に変化がみられた。ただし、3月10~12日にかけては磁気嵐が発生しており、電離層の異常が出やすい時期であった。

7.1. 本震の1時間前から電離圏全電子数 TEC が増加 (日置, 2011; Heki, 2011)

GPS 観測から得られる電離圏全電子数 (TEC) の異常が本震の1時間ほど前から震源域全体に見られる。同様の異常は2004年スマトラ・アンダマン地震, 2010年チリ地震, 1994年北海道東方沖地震においても見られる。

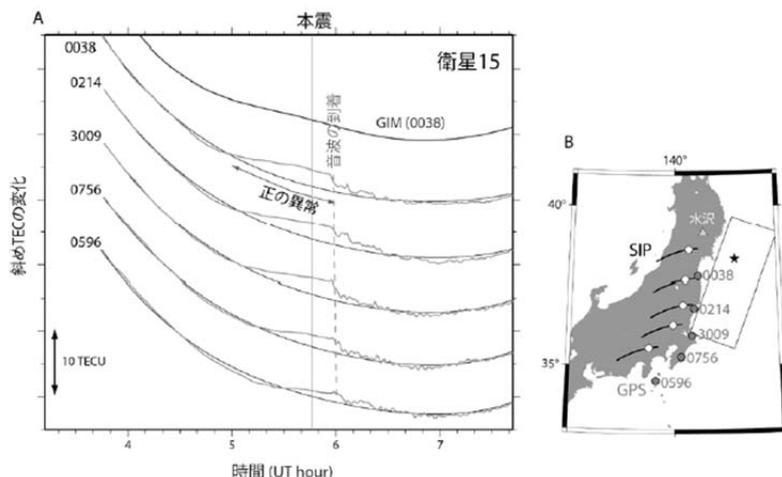


図2 (A) 地震前後に15番のGPS衛星を視測して得られた電離圏全電子数の時系列。地震約の一時間程前から正の異常(黒い滑らかな曲線で示すモデルからのずれ)が見える。正の異常は音波の到来(地震約十分後)とともに消え始める。全球電離圏モデル(GIM)に基づく0038局におけるTEC変化の計算値を一番上の曲線で示す。(B)GPS局(灰色の丸)と5-6UTの間のSIPの軌跡(黒い曲線)。白丸は地震発生時刻のSIP位置。

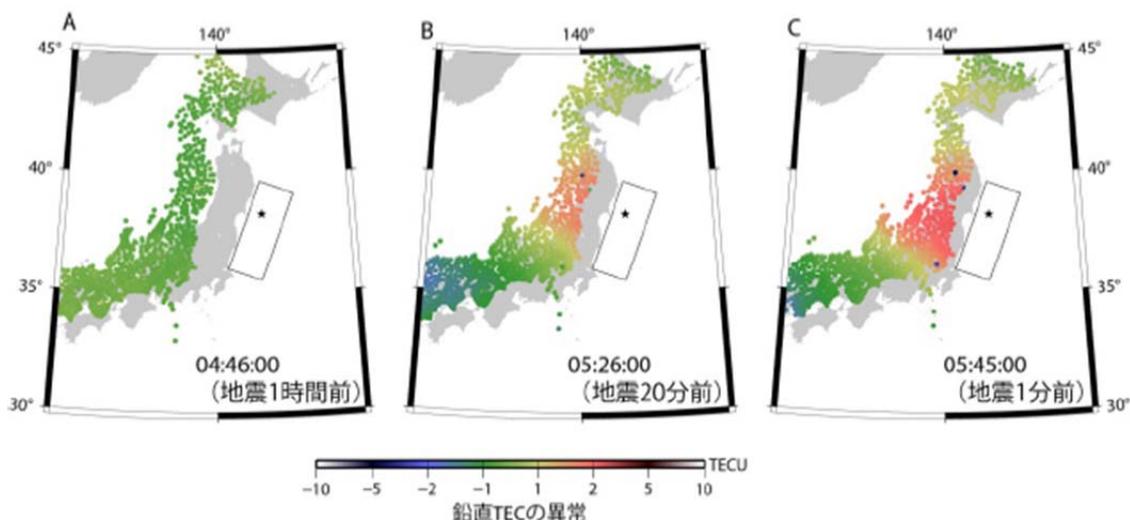
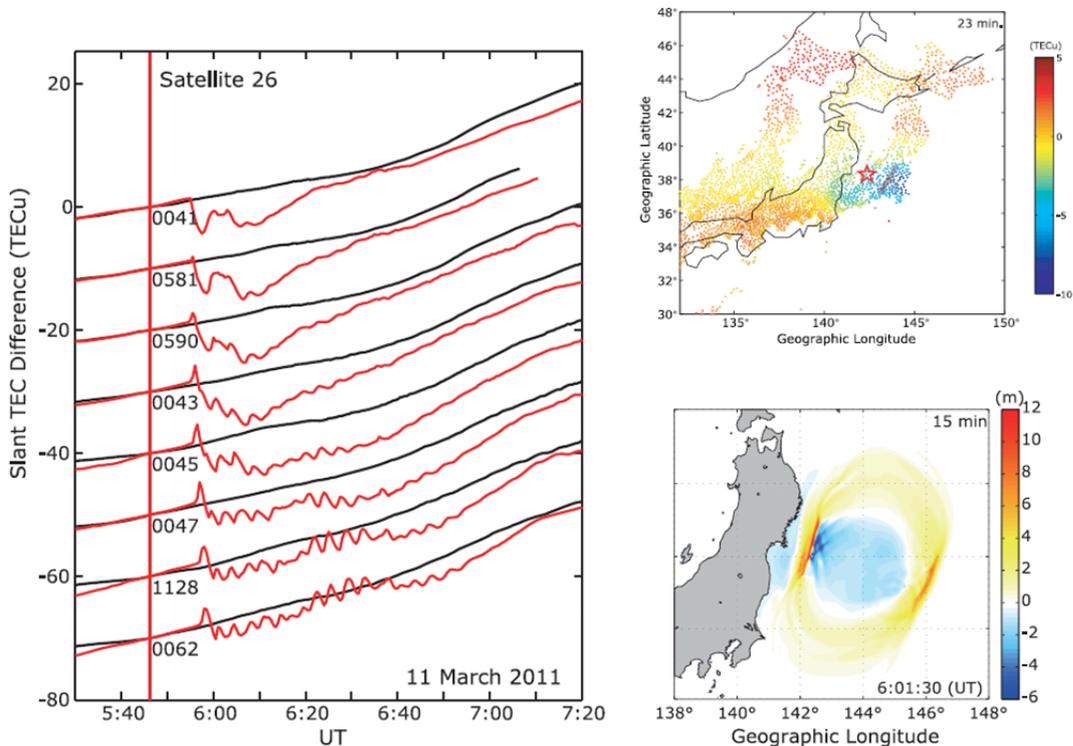


図3 15番のGPS衛星を視測して得られた電離圏全電子数の、地震一時間前(A)、二十分前(B)、一分前(C)の異常を鉛直TECに換算して、色で地図上にその時刻のSIPの位置にプロットしたもの。

(上) 電離圏全電子数 (TEC) の時系列, (下) TEC 異常の分布

7. 電離層関係の現象

Kakinami et al. (2012) は、同じく電離圏全電子数 (TEC) の解析を行い、地震の 9 分後から TEC が最大 30%減少し、その減少域が津波波源域に対応するとしている。補助線の引き方により日置 (2011) とは解釈が異なっている。



(左) 電離圏全電子数 (TEC) の時系列, (右上) 地震 23 分後の TEC の空間分布, (右下) 地震 15 分後の津波の高さ

7.2. (参考) TEC 異常の発生頻度

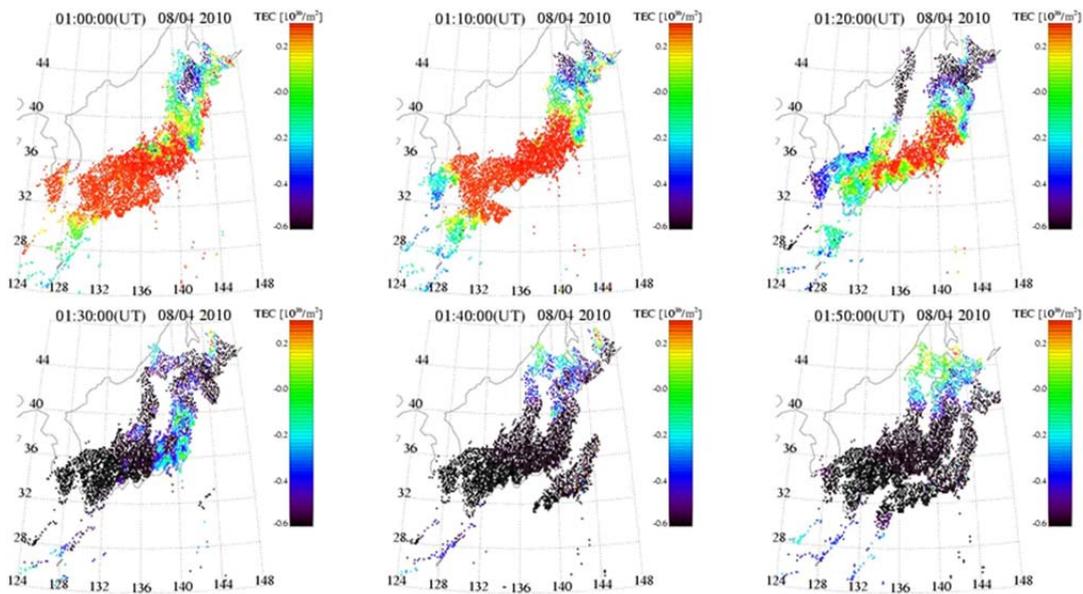
日置 (2011)により報告された東北地方太平洋沖地震の数十分前に見られた GPS/TEC の異常が、地震の短期予知に活用可能であるか検討した。

GPS/TEC 偏差について定常的に解析している京都大学の齊藤昭則博士のサイト (http://stegps.kugi.kyoto-u.ac.jp/index_j.html) を参考にした。TEC 偏差については、日置 (2011)は三次多項式からの差、齊藤は 1 時間以下の変動成分だけ取り出したもので、ともに地震発生数十分前に東北地方で TEC の正偏差が見られる。

TEC は太陽フレアに伴って紫外線の放射が増えれば電離が促進されて(昼半球全体で)電子が増える。またオーロラ帯から巨大な波が南下してくることもある(大規模移動性電離圏擾乱) [日置, 2011]。

3 月 10~12 日にかけては磁気嵐が発生していた [地磁気観測所, 2012]。過去のいくつかの磁気嵐発生時 (2011.3/1, 2011.2/18, 2010.8/4, 2010.5/2) の TEC 偏差を確認すると、今回と似た異常 (より広域) があり、南への移動がみられる場合も、移動がみられない場合もあった。

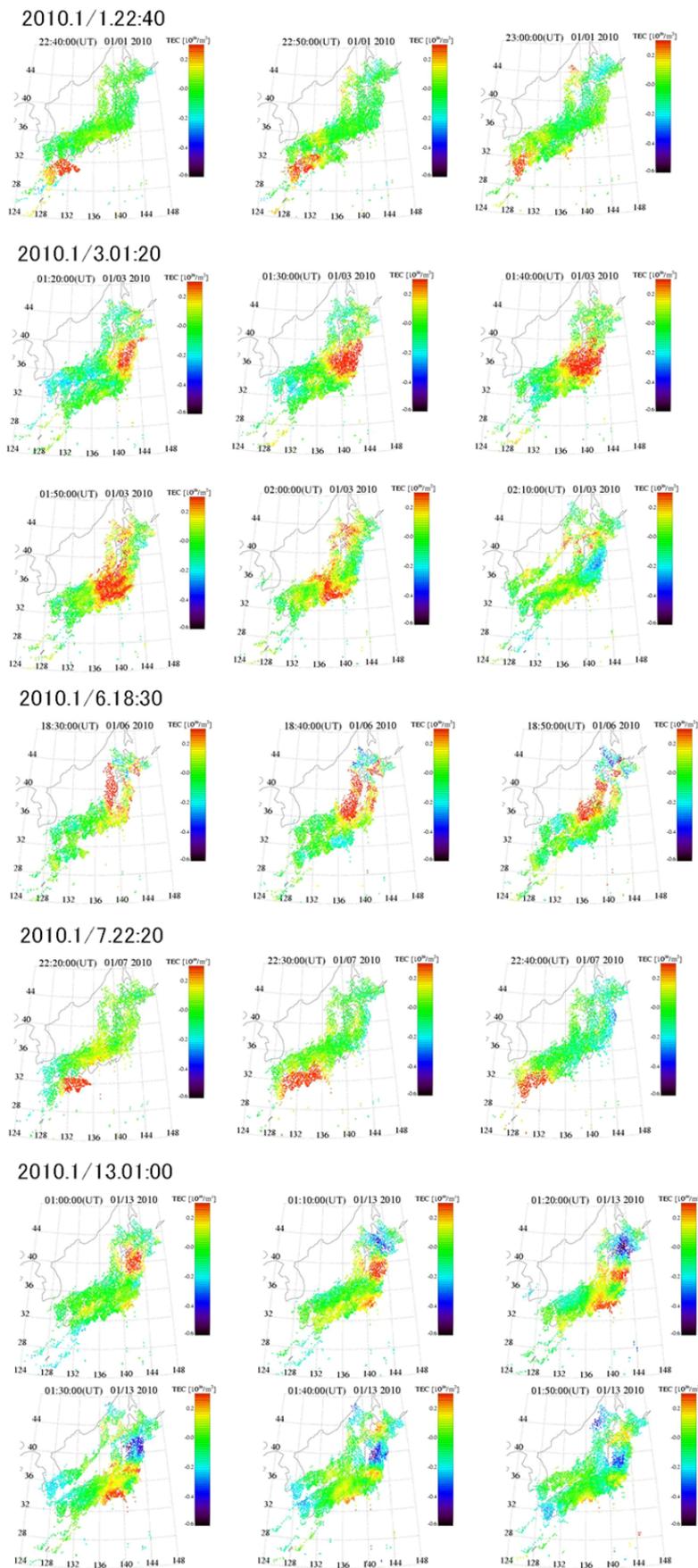
7. 電離層関係の現象



磁気嵐発生時 2011 年 2 月 18 日の GPS/TEC 偏差 (京都大学齊藤氏のサイトより)

磁気嵐が発生していない期間について、移動性ではない TEC 偏差がどの程度の頻度で発生しているかを 2010 年 1 月前半について確認した。拾い出しに主観が入る恐れはあるが、半月で 5 回発生している。この程度の頻度で原因不明の TEC 偏差が発生しているとすると、この情報だけで地震直前予知を行うのは困難と思われる。

7. 電離層関係の現象



2010年1月前半のGPS/TEC偏差（京都大学齊藤氏のサイトより）

7.3. 地震の数日前から大気・電離層の4つの異なる要素で異常 (Ouzounov et al., 2011; He et al., 2012)

地震の数日前から大気・電離層の4つの異なる要素で異常な変化が観測された。(1)外向きの長波放射(OLR)が2月21~24日, 3月7~10日に震源域近くで $+2\sigma$ 以上の値となる。(2)GPS/TECが3月5~8日に増加。(3)低軌道電離層トモグラフィの異常が3月8日に北緯45~46度で見られる。(4)電離層F2領域臨界周波数foF2の国分寺と山川(鹿児島県)の相互相関係数が変化。(注:論文中でも触れられているが,3月10~12日にかけては磁気嵐が発生しており[地磁気観測所,2012],電離層の異常が出やすい条件にあった。)

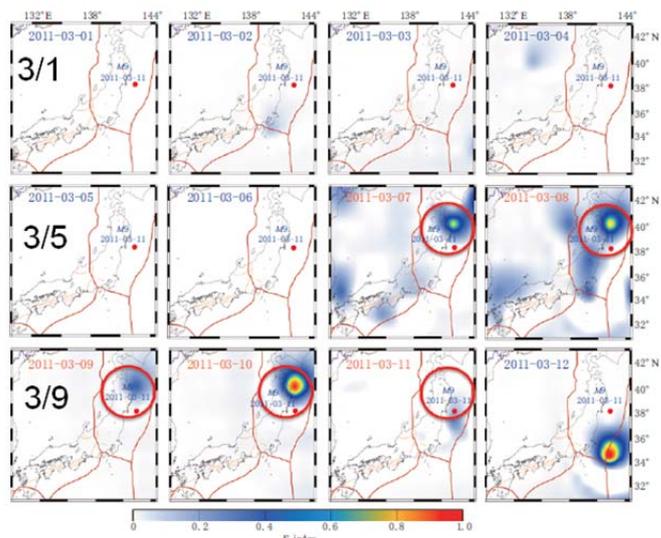


Figure 2 Time series of daytime anomalous OLR observed from NOAA/AVHRR (06:30 LT equatorial crossing time) for March 1-12, 2011. Tectonic plate boundaries are indicated by red lines and major faults by brown ones and earthquake location by open solid dots. Red circle show the spatial location of abnormal OLR anomalies within vicinity of M9.0 Tohoku earthquake.

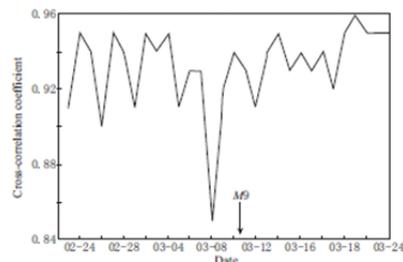


Figure 7 FoF2 data cross-correlation coefficient between daily variations at Kokubunji and Yamagawa stations.

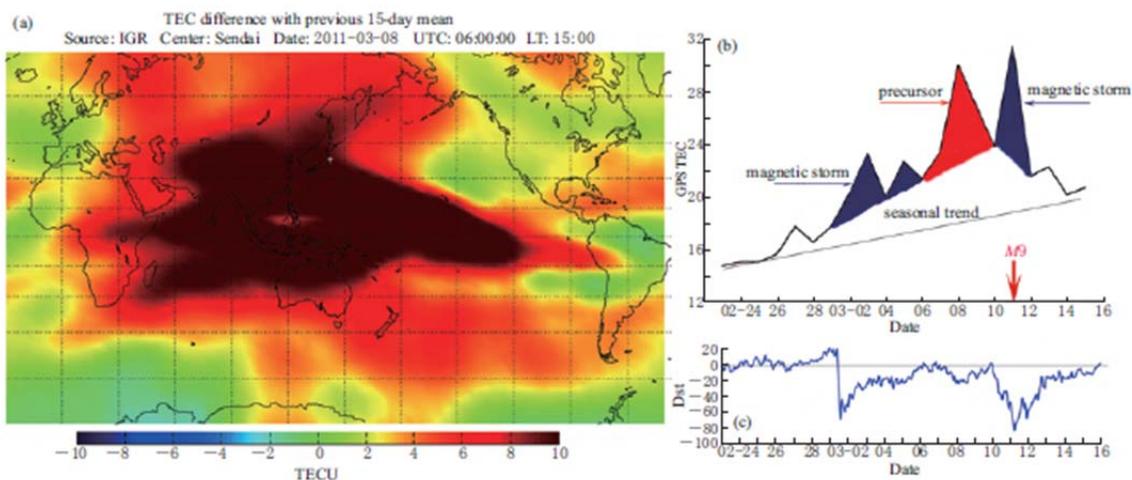


Figure 4 GIM GPS/TEC analysis. (a) Differential TEC map of March 8, 2011 at 15:00 LT. (b) Time series of GPS/TEC variability observed from February 23 to March 16, 2011 for the grid point closest to epicenter for the 15:00 LT. (c) Dst index for the same period. The Dst data were provided by World Data Center (WDC), geomagnetism, Kyoto, Japan.

7. 電離層関係の現象

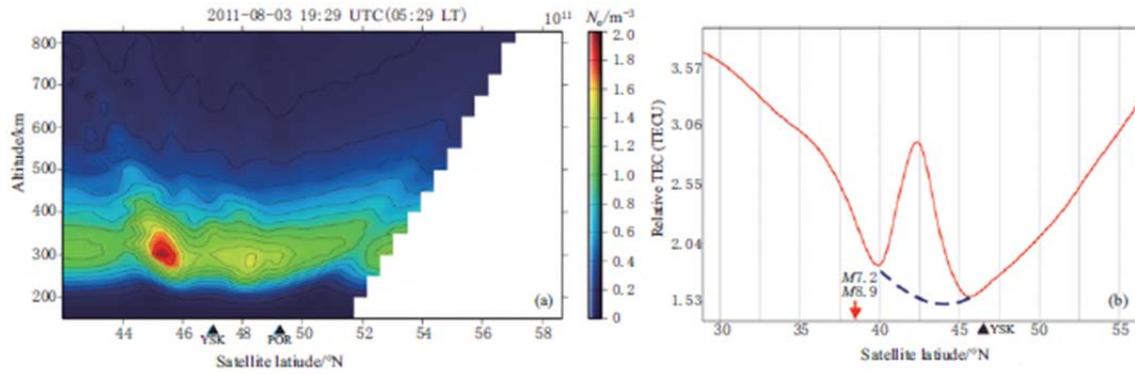


Figure 6 Ionospheric tomography reconstruction over Japan using COSMOS (Russia) satellites and receivers (see Figure 1) installed at Sakhalin Island. (a) Tomography map of March 8, 2011, 05:29 LT. (b) Ionospheric reconstruction over Japan for March 2011. Blue dashes line is the TEC reference line without earthquake influence, red arrow is location of M9.0 earthquake, and triangles, location of the ground receiver. YSK and POR represent the ground receivers Yuzhno-Sakhalinsk and Poronajsk.

(上左) 外向き長期放射(OLR)の異常, (上右) 電離層 F2 領域臨界周波数 foF2 の国分寺と山川の相互相関係数, (中) 3/8.06Z の GPS/TEC 偏差, (下) 低軌道電離層トモグラフィの異常.

8. 引用文献

【地震活動】

- 明田川保・福満修一郎, 2011, 震度 5 弱を観測するなどの顕著な地震が前震であった事例について, 験震時報, 74, 17-28.
- 明田川保・伊藤秀美, 2008, 静穏化・活発化の定量的評価への取り組みー地震活動評価のための静穏化・活発化検出プログラムの開発ー, 験震時報, 71, 93-102.
- 明田川保・他, 2007, X Window System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発, 験震時報, 70, 51-66.
- 防災科学技術研究所, 2006, 海地域における深部低周波微動と短期的スロースリップの連続的な移動 (2006 年 1 月), 予知連会報, 76, 405-412.
<http://cais.gsi.go.jp/KAIHOU/report/kaihou76/6-5.pdf>
- 林元直樹・明田川保, 2010, 静穏化・活発化の定量的評価への取り組み (その 2)ー静穏化・活発化検出ツール (Seisqa) の開発ー, 験震時報, 73, 185-194.
- 弘瀬冬樹・前田憲二, 2011, 東北太平洋沈み込み帯の b 値の時空間変化, 日本地球惑星科学連合予稿集, MIS036-P96. <http://www2.jpgu.org/meeting/2011/yokou/MIS036-P96.pdf>
- Kato, A. et al., 2012, Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, Science, 335, 705-708, doi: 10.1126/science.1215141.
<http://www.sciencemag.org/content/335/6069/705.full.pdf?sid=581c1984-b184-49f8-a745-e31378c7d6f>
- Katsumata, K., 2011, A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M = 9.0), Earth Planets Space, 63, 709-712.
<http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/2011/6307/63070709.pdf>
- 気象庁, 2008a, 東北地方の地震活動の静穏化, 予知連会報, 79, 69-73.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou79/03_03.pdf
- 気象庁, 2008b, 東北地方とその周辺の地震活動, 予知連会報, 80, 55-65.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou80/03_01.pdf
- 気象庁, 2008c, 2007 年 11 月から継続している静岡県西部の地震活動について, 予知連会報, 80, 272-277.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou80/06_05.pdf
- 気象庁, 2009, 東北地方とその周辺の地震活動, 予知連会報, 81, 84-97.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou81/03_01.pdf
- 太田健治・他, 2010, プレート境界型繰り返し地震発生前の静穏化域検出 (2), 日本地球惑星科学連合予稿集, SSS012-03.
http://www2.jpgu.org/meeting/2010_disc2/program/PDF/S-SS012/SSS012-03.pdf
- Maeda, K., 1996, The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril trenches, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 242-254.
<http://www.bssaonline.org/content/86/1A/242.full.pdf+html>
- 前田憲二・弘瀬冬樹, 2011, 前震の経験則に基づく東北地方太平洋沖地震の予測可能性, 日本地震学会講演予稿集, P3-10.

- Maeda, K., and F. Hirose, 2012, Prediction Performance of Empirically Defined Foreshocks and Its Application to the 2011 Off Tohoku Earthquake, Abstracts of international symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, 14, http://bemlar.ism.ac.jp/sympo/all-abstract_merged-3-v2.pdf
- Matsu'ura, S., R., 2012, Power of relative quiescence, Abstracts of international symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, 13, http://bemlar.ism.ac.jp/sympo/all-abstract_merged-3-v2.pdf
- 楠城一嘉・他, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震震源域のb値の時空間変化, 予知連会報, 86, 121-122, http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_17.pdf
- Ogata, Y. et al., 1996, Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 127, 17-30.
- Schuster, A., 1897, On lunar and solar periodicities of earthquakes, *Proc. R. Soc. London*, 61, 455-465.
- Shapiro, S. A. et al., 1999, Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity, *Geophys. J. Int.*, 137, 207-213.
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-246x.1999.00781.x/abstract>
- 田中佐千子, 2011, 月や太陽の引力が地震の引き金に—東北地方太平洋沖地震に先行した地球潮汐の地震トリガー現象, *科学*, 81, 1060-1062.
- Tanaka, S., 2012, Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.1), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G26, doi:10.1029/2012GL051179.
<http://www.agu.org/journals/gl/gl1207/2012GL051179/2012GL051179.pdf>
- Tanaka, S. et al., 2002, Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data, *J. Geophys. Res.*, 107, B10, 2211, doi:10.1029/2001JB001577. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JB001577.shtml>
- Tanaka, S., M. Ohtake, and H. Sato, 2004, Tidal triggering effect on earthquake occurrence precursory to large thrust earthquakes in subduction zones, *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract, S21B-0275.
- 統計数理研究所, 2011a, 前震の確率予報の実施と評価: 東北地方太平洋沖地震までの15年間, 予知連会報, 86, 123-125. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_18.pdf
- 統計数理研究所, 2011b, 東北地方太平洋沖地震の前震活動と広域的静穏化について, 予知連会報, 86, 134-141. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_20.pdf
- 塚越利光・石垣祐三, 2003, 東海地域の地震活動レベルの評価, *月刊地球号外*, 41, 101-109.
- Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, 521-605.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a + bM$ の係数 b を求める一方法, *北海道大学地球物理学研究報告*, 13, 99-103.
- Wiemer, S., and M. Wyss, 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 859-869. <http://www.bssaonline.org/content/90/4/859.full.pdf+html>

- Woessner J., and S. Wiemer, 2005, Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 684-698, <http://www.bssaonline.org/content/95/2/684.full.pdf+html>
- 吉川澄夫, 2011, 平成 23 年東北地方太平洋沖地震前の地震活動静穏化現象, 日本地震学会講演予稿集, A32-07.
- 吉川澄夫・林元直樹, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の静穏化現象—再考, 日本地球惑星科学連合予稿集, SSS25-03.
- 吉川澄夫・他, 2011, 客観的手法による地震活動静穏化の検出, 予知連会報, 85, 8-18.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou85/01_03.pdf

【地殻変動】

- 防災科学技術研究所（廣瀬仁）, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の傾斜記録, 地震予知連絡会会報, 86, 298-302. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_40.pdf
- 伊藤喜宏・日野亮太・木戸元之・藤本博己・長田幸仁・稲津大祐・三浦哲・太田雄策・内田直希・辻健・芦寿一郎・三品正明, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前のスロースリップイベント, 日本地球惑星科学連合予稿集, SCG63-01.
- Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi, 2012, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, submitted.
- 海上保安庁, 2011, 海底地殻変動観測結果から得られた平成 23 年(2011 年) 東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, 地震予知連絡会会報, 86, 284-293.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_38.pdf
- 気象研究所（小林昭夫・木村一洋）, 2011, 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の数年前からの震源域内の非地震性すべり, 地震予知連絡会会報, 86, 182-183.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_33.pdf
- 国土地理院, 2011, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 86, 184-272.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_34.pdf
- 西村卓也, 2011, 第 189 回地震予知連絡会についての報告, 日本地震学会ニュースレター, 23, 14-16.
- 西村卓也, 2012, 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動, *地質学雑誌*, 118, 278-293.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2012, Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire, and S. Ozawa, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63, 615-619, 2011.
<http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/2011/6307/63070615.pdf>

東北大学大学院理学研究科（太田・他），2011，2011年3月9日三陸沖地震(M7.3)－測地データおよび地震活動から推定される前震およびその余効変動－，地震予知連絡会会報，86，309-312. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_42.pdf

【その他】

地磁気観測所，2011年3月の磁気嵐，

<http://www.kakioka-jma.go.jp/obsdata/mstorm2011/mstorm201103.html> (2012/6/8 参照)

He, L., L. Wu, S. Pulinets, S. Liu, and F. Yang, 2012, A nonlinear background removal method for seismo-ionospheric anomaly analysis under a complex solar activity scenario: A case study of the M9.0 Tohoku earthquake, *Advances in Space Research*, 50, 211-220. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712002311>

日置幸介，2011，超高層大気は巨大地震の発生を知っていたか？，*科学*，81，1063-1064.

Heki, K., 2011, Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku - Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17312, doi:10.1029/2011GL047908. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011GL047908.shtml>

Kakinami, Y., M. Kamogawa, Y. Tanioka, S. Watanabe, A. R. Gusman, J.-Y. Liu, Y. Watanabe, and T. Mogi, 2012, Tsunamigenic ionospheric hole, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G27, doi:10.1029/2011GL050159. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2011GL050159.shtml>

Ouzounov D, Pulinets S, Romanov A, Romanov A, Tsybulya K, Davidenko D, Kafatos M, Taylor P, 2011, Atmosphere-ionosphere response to the M9 Tohoku earthquake revealed by multi-instrument space-borne and ground observations: Preliminary results, *Earthquake Science*, 24, 557-564.

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象—地震活動の変化—

前兆の種類		特徴		発現期間		予測の可能性		備考および問題点	
静穏化	時間	定義によりまちまち、4～23年前から静穏化が見られる。	時期	静穏化域の長径と相関あり。	場所	本震震源域とは必ずしも一致せず、その周辺。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	静穏化域の長径と相関あり。
	空間	震源域の深部や北部の他、西南日本を含む日本全国で静穏化が現れた。	規模	異常であることはわかるが予測が困難。					
地球潮汐	時間	約10年前から、前震・本震付近での中規模地震の発生に地球潮汐との強い相関あり。	時期	異常であることはわかるが予測が困難。	場所	p値が本震破壊開始点の近くで低い。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	Mw7.5以上の逆断層地震については、6/11=55%（予知率）でp値の低下、適中率は求められていない。
	空間	前震・本震付近で地球潮汐との強い相関あり。	規模	空間的な低い値域とアスペリティの広がりとに相関あり。					
b値	時間	遅くとも2005年頃からb値は低下、前震活動で更に低下。	時期	異常であることはわかるが予測が困難。	場所	空間的な低い値域とアスペリティの広がりとに相関あり。	b値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	b値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	左記の予測はMaeda (1996)他の予測モデルに基づく。適中率は約30%、予知率は38%。適応できる領域が限られている(地震の頻発性が高い岩手沖、宮城沖、茨城沖で特に有効)。尾形(2011)によると3月9日の最大前震(M7.3)発生時には本震発生率は約20%と算出。
	空間	低い値域と本震で大きく滑った領域の対応が良い。	規模	特定の条件を満たす地震から4日以内の発生を予測。					
前震	時間	約1ヶ月前から前震活動。	時期	特定の条件を満たす地震から4日以内の発生を予測。	場所	緯度経度0.5°メッシュ内の発生を予測。	明田川・福満(2011)によると、一般に前震一本震型は数%で、前震の5日以内に海域で7割、陸域で9割の本震が発生。震源の移動と本震の発生の因果関係についてはまだ十分調査されていない。	明田川・福満(2011)によると、一般に前震一本震型は数%で、前震の5日以内に海域で7割、陸域で9割の本震が発生。震源の移動と本震の発生の因果関係についてはまだ十分調査されていない。	M6.0以上または前震の規模以上の本震を予測。
	空間	本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動が発生。前震活動は徐々に本震方向へ移動した。	規模	M6.0以上または前震の規模以上の本震を予測。					

※適中率: 全ての前兆現象のうち本震と関連した前兆の割合。
 ※予知率: 対象とする全ての本震のうち前兆が現れた本震の割合。
 ※いずれの解析も地震活動が低調な領域では推定できない。

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象—地殻変動の変化—

前兆の種類	特徴		発現期間	予測の可能性		備考および問題点
	時間	空間		時期	場所 規模	
長期的 スロースリップ	2003年頃から本震までMw7.5以上.	本震震源域の南西部.	中・長期 (4～10年前)	予測は困難.	スロースリップの発生が必ずしも地震の発生につながるとは限らない.	
	本震震源域の南西部.			本震震源域とは必ずしも一致せず、その周辺. 予測は困難.		
短期的 スロースリップ	2008年11月下旬にMw6.8. 2011年1月下旬～2月上旬にMw7.0.	本震震源と海溝軸の間.	中・短期 (2年～1ヶ月 前)	予測は困難(3日前の前震後もすべりの加速見られず).	スロースリップの発生が必ずしも地震の発生につながるとは限らない.	
	本震震源と海溝軸の間.			スロースリップの近傍で本震発生. 予測は困難.		

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象—その他の変化—

前兆の種類	特徴		発現期間	予測の可能性		備考および問題点
	時間	空間		時期	場所 規模	
電離層関係	数十分～数日前.	直前の全電子数異常は本震震源域全体、数日前の全電子数異常はインド洋から西太平洋までの広域、2～3日前の外向き長期放射は岩手県沖、3日前の低軌道電離層トモグラフィの異常は北緯45～46度(稚内相当).	短期・直前 (1週間～数 十分)	予測は困難(異常はあるが頻度不明).	今回の本震前後は磁気嵐の影響を受けている.地震前兆現象との因果関係不明.	
	数十分～数日前.			予測は困難(異常現象が震源付近から半球規模まであり)		
	数十分～数日前.			地震前数十分の全電子数異常が見られるのはM8後半の地震.		

南海トラフの地震発生シミュレーション

#弘瀬 冬樹・前田 憲二(気象研)

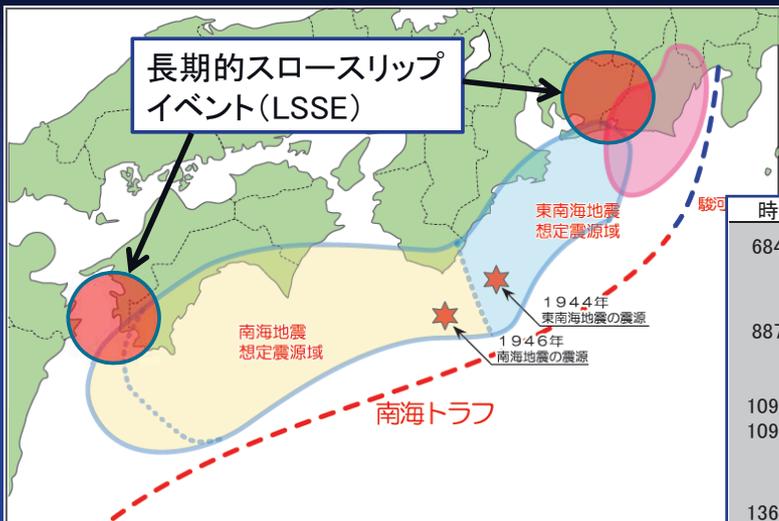
1

目次

1. 南海トラフ沿い巨大地震の発生履歴
2. 長期的スロースリップイベントの発生履歴
3. パラメータ設定
4. 結果
5. まとめ
6. 仮定(不確定要素)

2

南海トラフ沿い巨大地震の発生履歴



目的

シミュレーションで再現する。

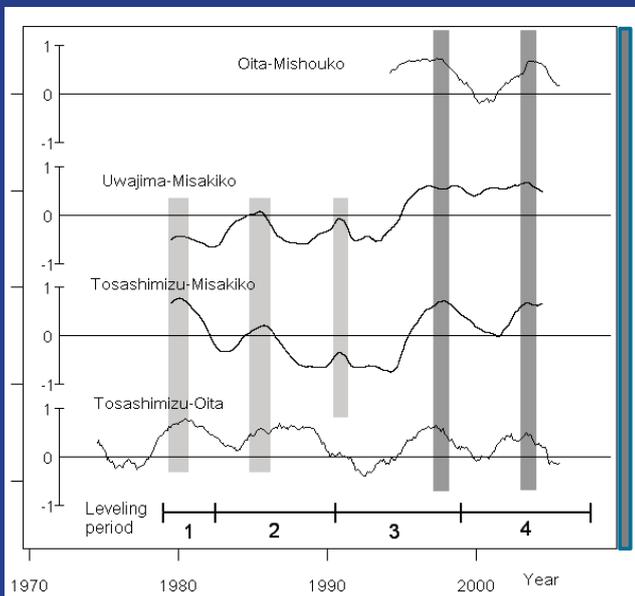
時間 [年]	南海	東南海	東海	発生前隔 [年]	平均 [年]
684 (白鳳)		11月29日		-	
887 (仁和)	8月26日			203	
1096 (永長)		12月17日		209	
1099 (康和)	2月22日				
1361 (康安)	8月3日			262	
1498 (明応)	7月9日?	9月20日		137	
1605 (慶長)		2月3日		107	
1707 (宝永)		10月28日		102	
1854 (安政)	12月24日	12月23日		147	
1944 (昭和)		12月7日		90	
1946 (昭和)	12月21日			-	

- ・約110年周期で発生
- ・紀伊半島沖付近から破壊開始
- ・東海地域は1854年以降発生していない
- ・東海と豊後水道でLSSEが繰り返し発生

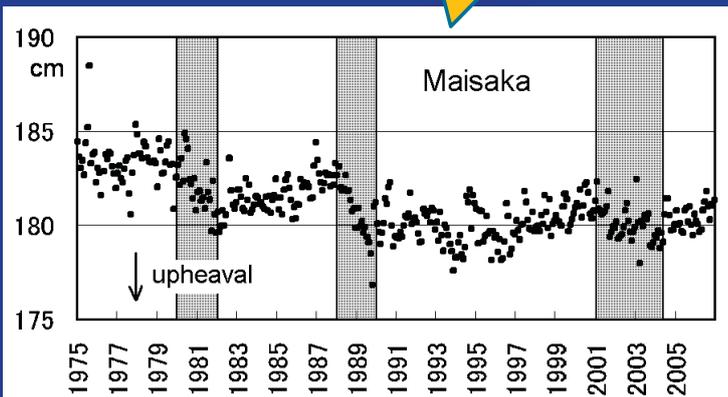
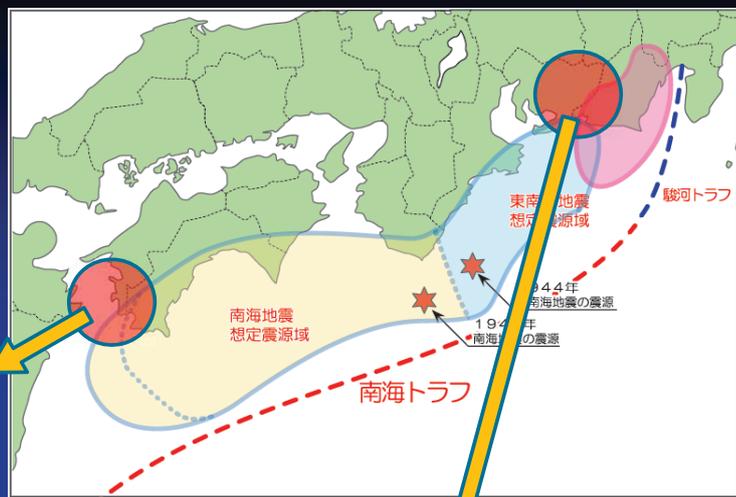
[安藤 (1999), 都司 (1999), 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)]

LSSEの発生履歴

東海地域: 周期約10-30年
豊後水道: 周期約6年



小林・山本 (2010)

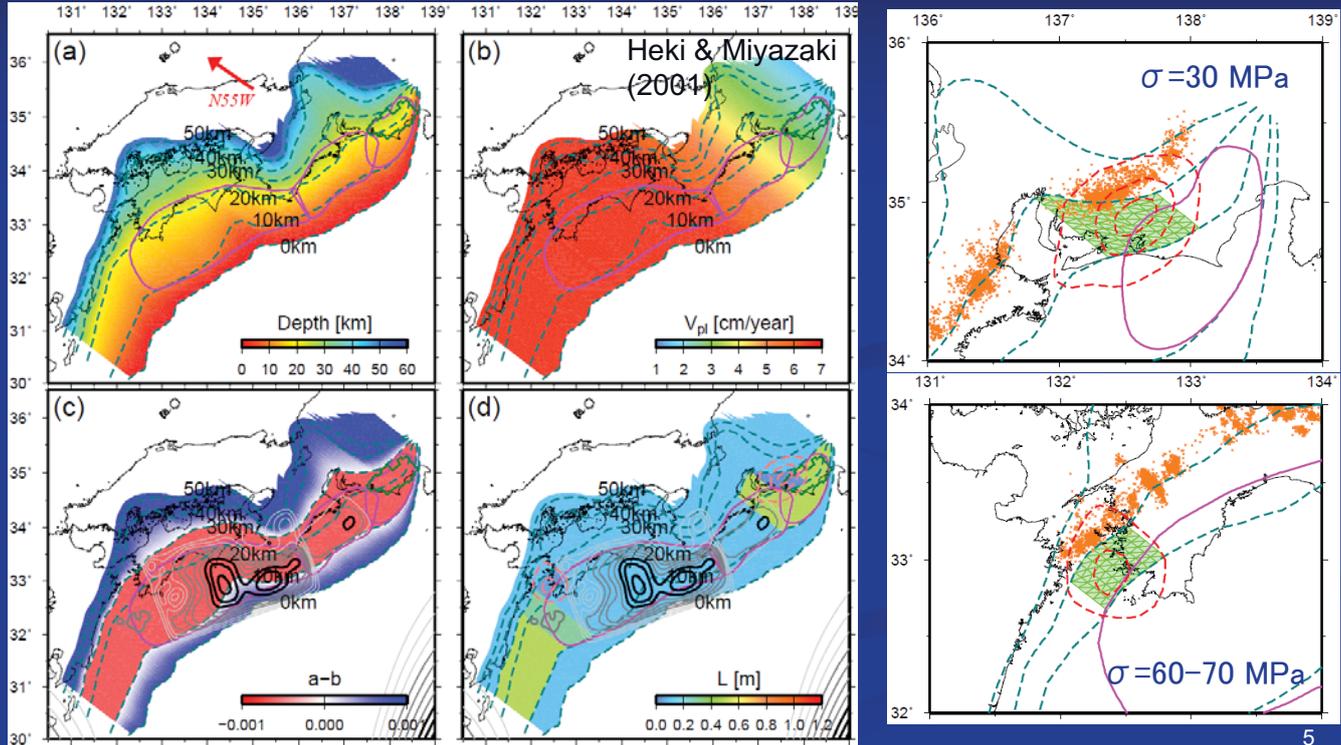


小林・吉田 (2004)

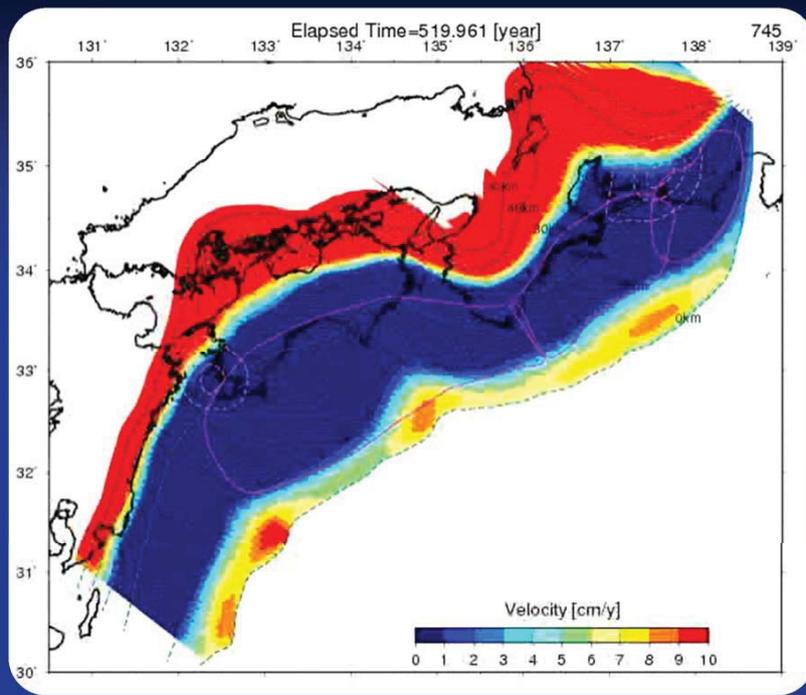
パラメータ設定

摩擦構成則はComposite Law
[Dieterich (1979), Kato & Tullis (2001)].

沈み込んだ海嶺を考慮して特徴的すべり量 L を大きく。⇒東海の割れ残り
東海・豊後水道LSSE域の L と有効法線応力 σ を小さく。⇒繰り返すスロースリップ



すべり速度分布(アニメ)

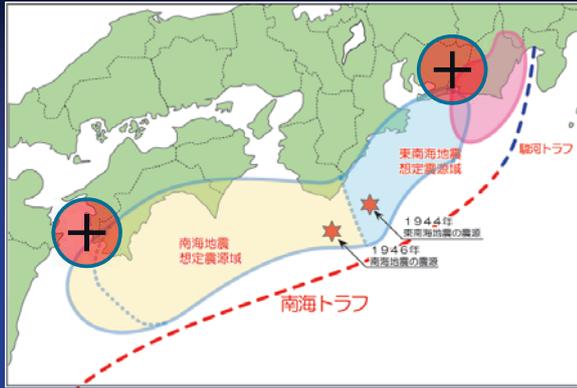


- ・約110年周期で大地震が発生
- ・紀伊半島沖付近から破壊開始
- ・東海地域は1854年以降発生していない
- ・東海と豊後水道でLSSEが繰り返す発生



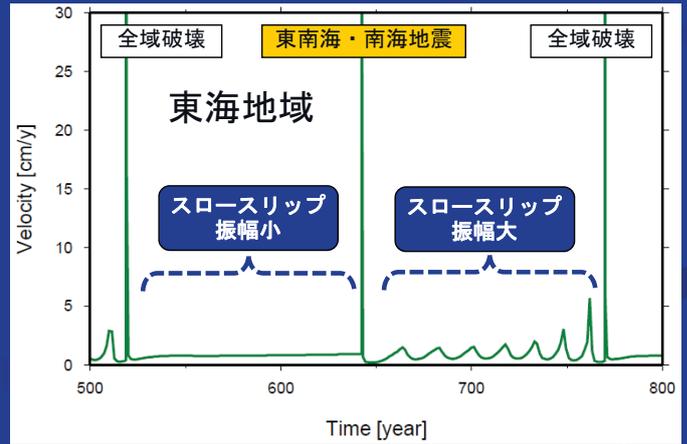
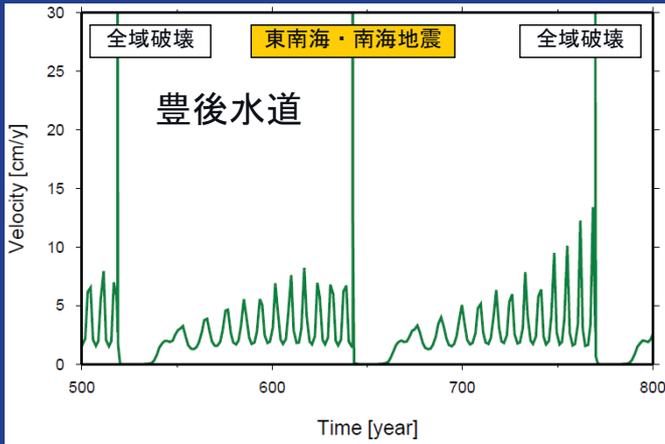
- (約120年周期)
- ◎
- △ (割れ残るパターンあり)
- ◎ (周期15-18年[東海], 6-10年[豊後])

結果(スロースリップイベント)

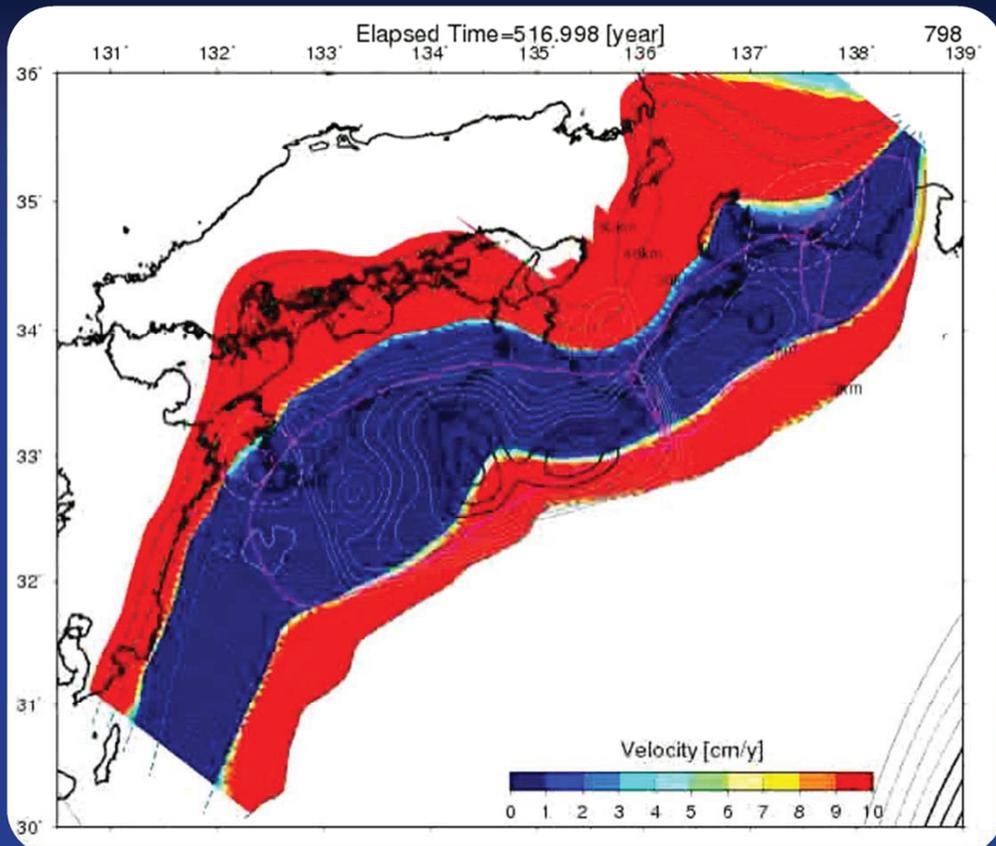


東海地域で近年の大規模なスロースリップが発生したのは、1944年の東南海地震で東海地域が割れ残ったことによる影響を反映しているのかもしれない。

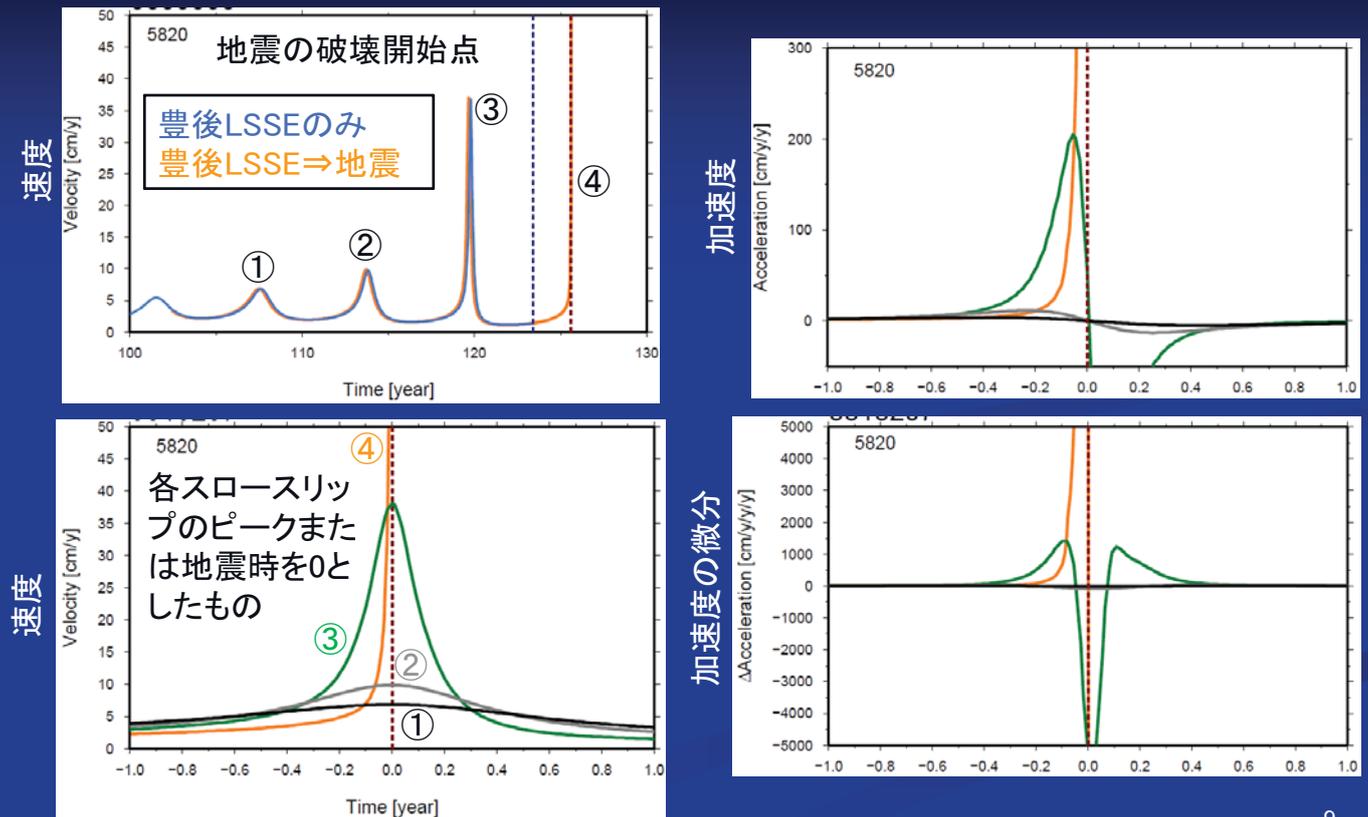
東海地域: 周期15-18年
豊後水道: 周期6-10年



すべり速度分布(豊後水道LSSE→加速→巨大地震)



すべり速度・加速度変化(豊後水道LSSE→加速→巨大地震)



東海地震は？

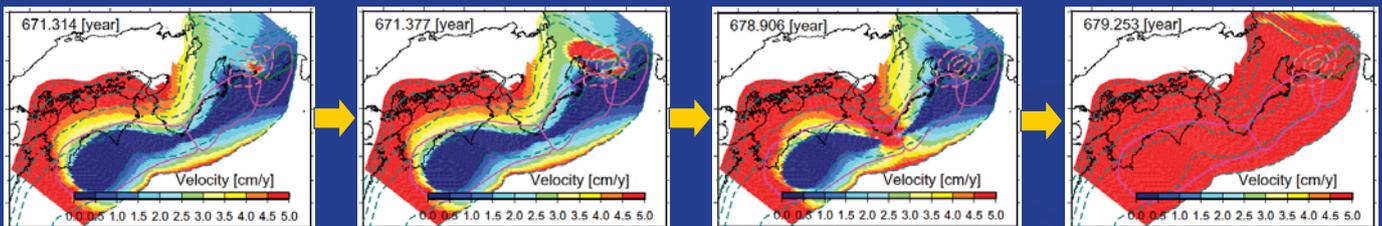
東海地震が単独で発生するモデルは未完成.

沈み込んだ海嶺として大きなLを設定することで東海地域の割れ残りを再現.

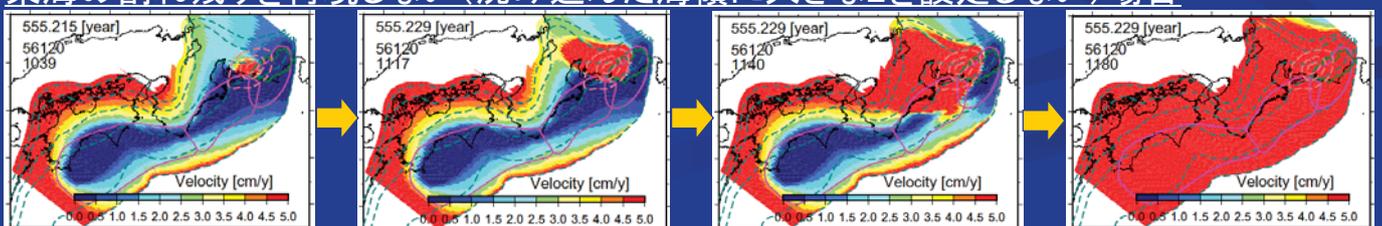
⇒しかし、その大きなLの存在のため、LSSEが加速しても破壊伝播が抑制される.

⇒M7クラスの地震が深部で発生するだけで、東海地震にはならない.

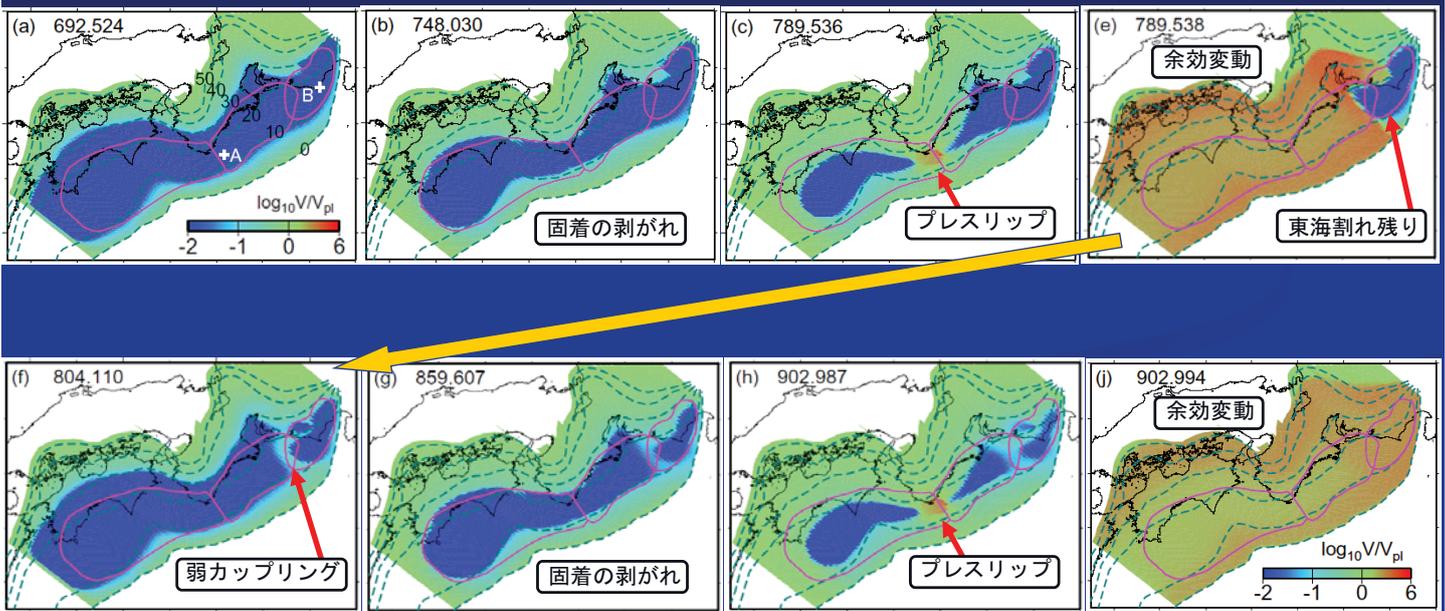
⇒結局、紀伊半島沖から破壊が開始し、南海トラフ全域を破壊する巨大地震.



東海の割れ残りを再現しない(沈み込んだ海嶺に大きなLを設定しない) 場合



おさらい(すべり速度分布)

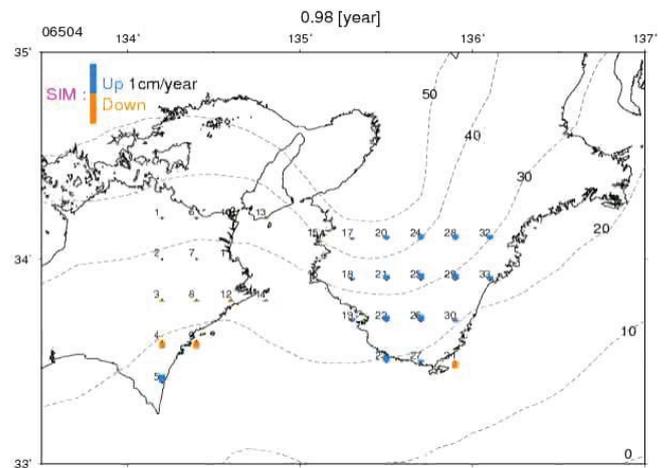
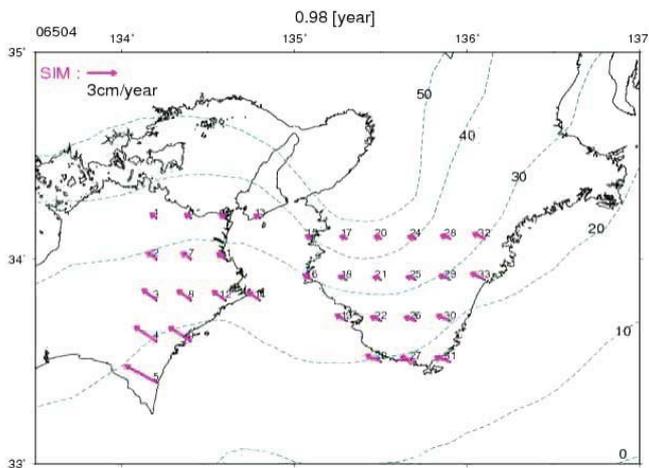


11

地震直前1年間の地殻変動(アニメ)

水平成分

鉛直成分



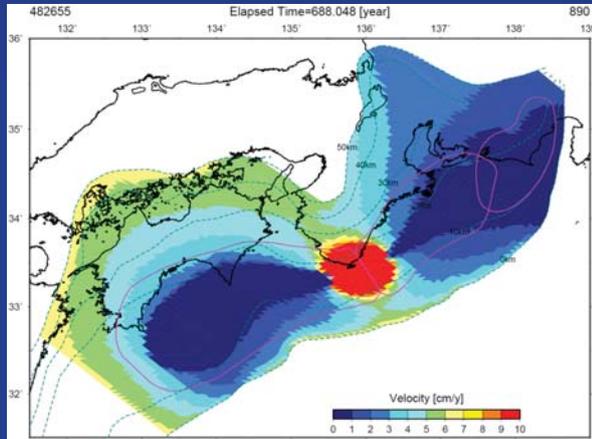
固定点: 江津GPS観測点(観測点番号940075, 北緯34.999度, 東経132.211度)

12

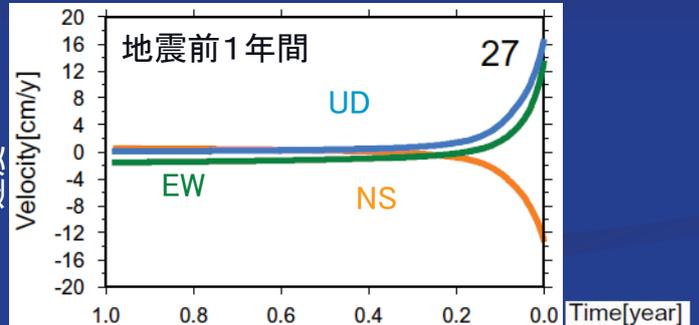
地震前に期待される出来事

1. 深部および浅部から固着の剥がれが生じる.
2. 破壊開始点付近でプレスリップが発生する.

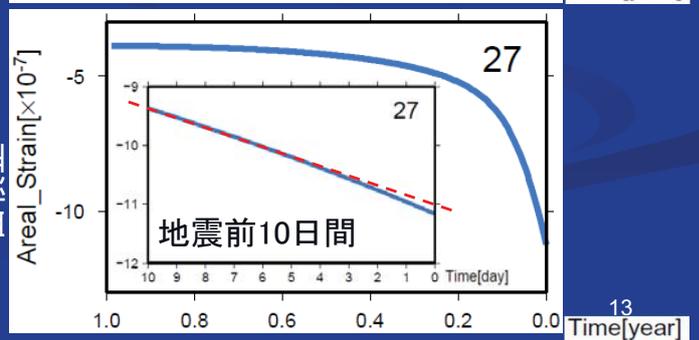
⇒GPS or 歪計で観測可能?



速度



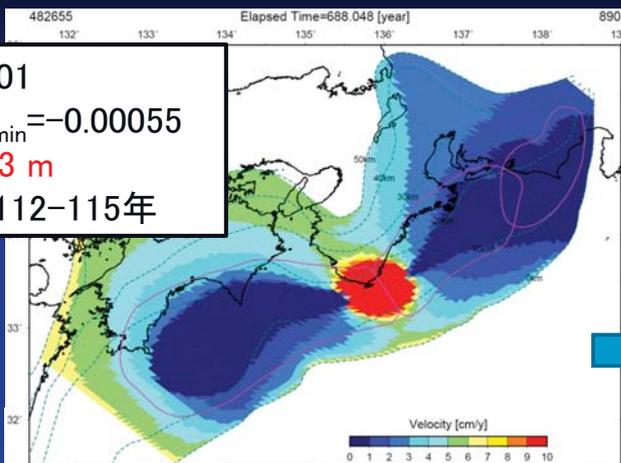
面積歪



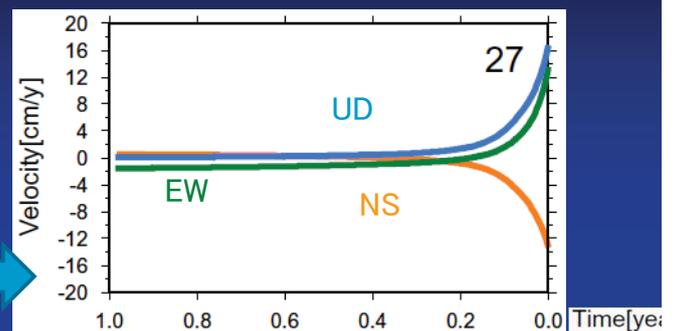
13

プレスリップのパラメータ依存性

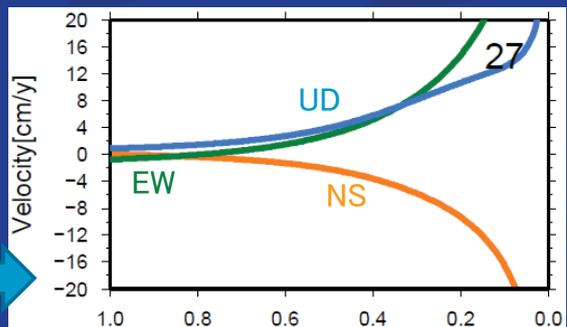
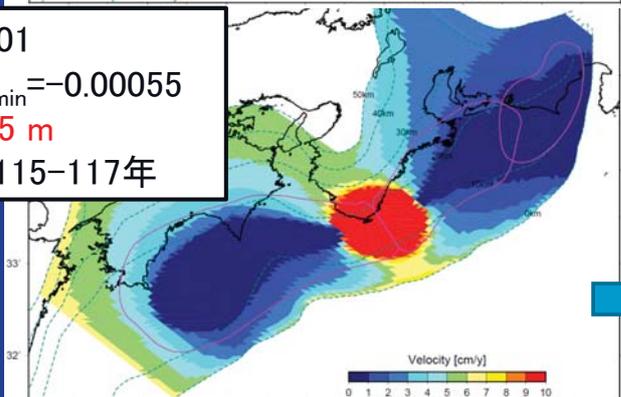
$a=0.001$
 $(a-b)_{\min}=-0.00055$
 $L=0.13 \text{ m}$
 $\Delta T=112-115 \text{ 年}$



地震前1年間



$a=0.001$
 $(a-b)_{\min}=-0.00055$
 $L=0.15 \text{ m}$
 $\Delta T=115-117 \text{ 年}$



14

まとめ

1. 紀伊半島沖を震源とする東南海地震・南海地震が約120年のサイクルで発生し、2回に1回は東海地域も破壊するモデルが得られた。
2. 東海地域で約15-18年、豊後水道で約6-10年の周期を持つLSSEが発生した。LSSEの周期は時間とともに短くなり、規模は大きくなる傾向を示した。
3. 豊後水道のLSSEが加速し、南海トラフ沿い巨大地震のトリガーとなるパターンも現れた。ただし、九州南東沖ー琉球海溝付近のプレート面すべりの影響をさらに検討する必要がある。
4. 東海地震は東南海・南海地震に連動するパターンはあるが、単独で発生するパターンはまだ作成できていない。
5. 本シミュレーションではプレスリップは必ず発生する。ただし、その規模はパラメータに大きく依存する。

15

仮定(不確定要素)

1. パラメータの選択の妥当性。
2. 粘弾性の効果を考慮していない。
3. 地震時のダイナミックな破壊の効果を考慮していない。
4. 岩石実験による摩擦構成則を適用。
5. 計算領域外では定常的にすべりが生じている。
6. 3次元形状を用いているが、すべりの方向は一方向。
7. 法線応力の変化分は考慮していない。

16

關係機關提供資料

国土地地理院提供資料

GEONETによるプレート境界面上の 断層すべりの検知能力

国土地理院 地理地殻活動研究センター
地殻変動研究室
水藤 尚

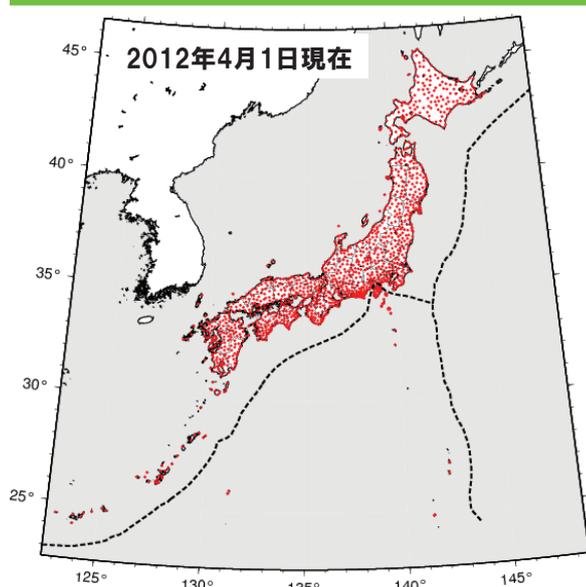
南海トラフ沿いの大規模地震の
予測可能性に関する調査部会
平成24年8月6日(月)

 国土地理院

Geospatial Information Authority of Japan

はじめに

 国土地理院



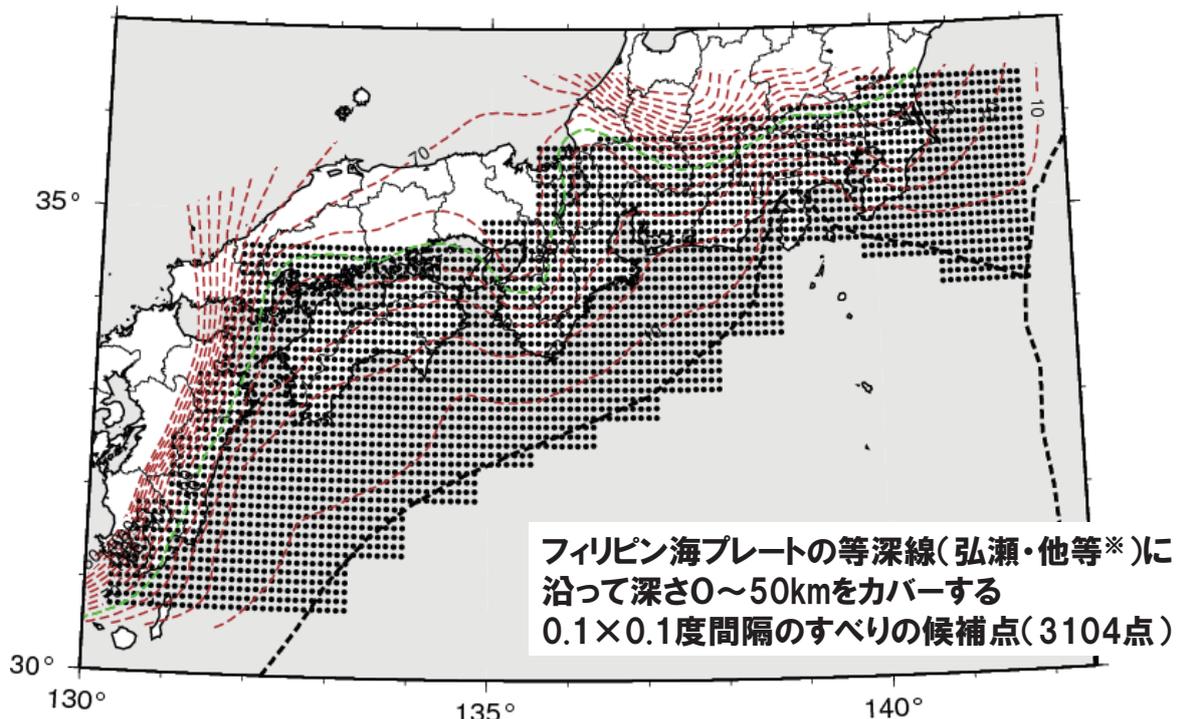
- GEONETの運用開始以降16年余りが経過
解析戦略第4版のルーチン解:F3解
↓
 - ・ mmオーダーの変動の検出
 - ・ プレート境界面上での断層すべりの検出
 - .. プレート境界地震
 - .. プレート境界地震後の余効すべり
 - .. 中長期的スロースリップ
(房総, 東海, 豊後水道)
- 現在のGEONETで理論的に捉えられる
プレート境界面上の断層すべりは
どこで, どの程度の大きさなのか?

1. 検知能力の検討手順
2. フィリピン海プレート上での断層すべりの検知能力
3. 断層すべりの検知能力の検討において考慮すべき点
水平・上下成分, 閾値, 観測点す, 断層の大きさ, プレート等深線
4. 断層すべり検知から地震発生までの猶予時間
5. 太平洋プレート上での断層すべりの検知能力

1. プレート境界面上の断層すべりの候補点の作成
太平洋プレート, フィリピン海プレートの等深線
2. 断層パラメータの作成
矩形断層を仮定, 9つの静的断層パラメータ
3. 断層すべりによる地殻変動の計算
Okada (1985) に基づく計算
4. 断層すべりの検出基準の選定
閾値と観測点数
5. 断層すべりの検知能力
Mw5.5~Mw7.5

手順1. プレート境界面上の断層すべりの候補点の作成 国土地理院

フィリピン海プレートの等深線



*Hirose et al. (2008), 弘瀬・他 (2008), Nakajima et al. (2009), Nakajima and Hasegawa (2007), Baba et al. (2002)

静的断層パラメータの定義

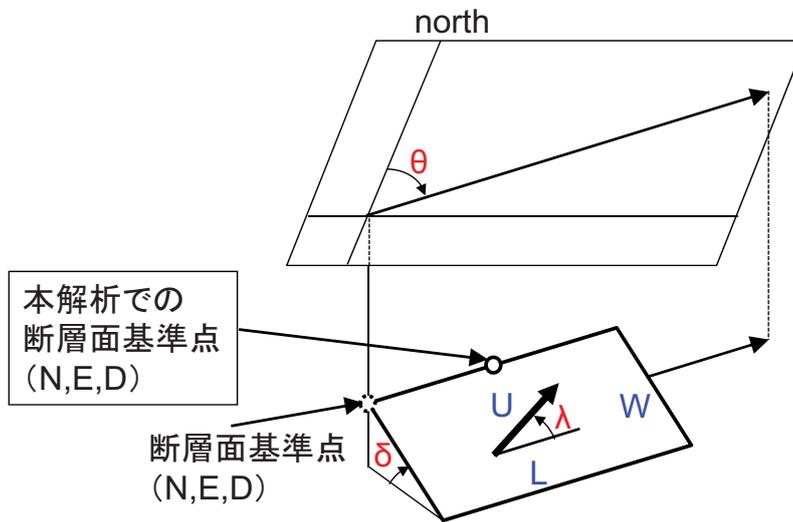
すべりの候補点上での断層すべりを矩形断層で計算(Okada, 1985)

→ 矩形断層を規定する9つの静的断層パラメータ

断層の位置(緯度N, 経度E, 深さD)

断層の向き(走向 θ , 傾斜角 δ , すべり角 λ)

断層の大きさ(長さL, 幅W), すべり量U



手順2. 断層パラメータの作成

静的断層パラメータ

◎断層の位置(緯度, 経度, 深さ):

太平洋プレート: 深さ0~120kmをカバーする

0.1×0.1度間隔の候補点

フィリピン海プレート: 深さ0~50kmをカバーする

0.1×0.1度間隔の候補点

◎断層の向き(走向, 傾斜角, すべり角):

走向: プレート等深線に平行

傾斜角: プレート等深線の傾斜

すべり角: 太平洋プレート: 太平洋プレートに対する北米プレートの

相対運動の回転極から求めた速度ベクトルの向き

フィリピン海プレート: フィリピン海プレートに対する

アムールプレートの相対運動の回転極から求めた

速度ベクトルの向き(Sella et al., 2002)

◎断層の大きさ(断層の長さ, 幅)・すべり量:

モーメントマグニチュード(Mw) 5.5~7.5まで(0.1刻み)

地震のスケールリング則に基づき, Mwから長さ, 幅, すべり量を算出

(長さとの幅の比は2:1)

Mwと断層の長さ, 幅, すべり量

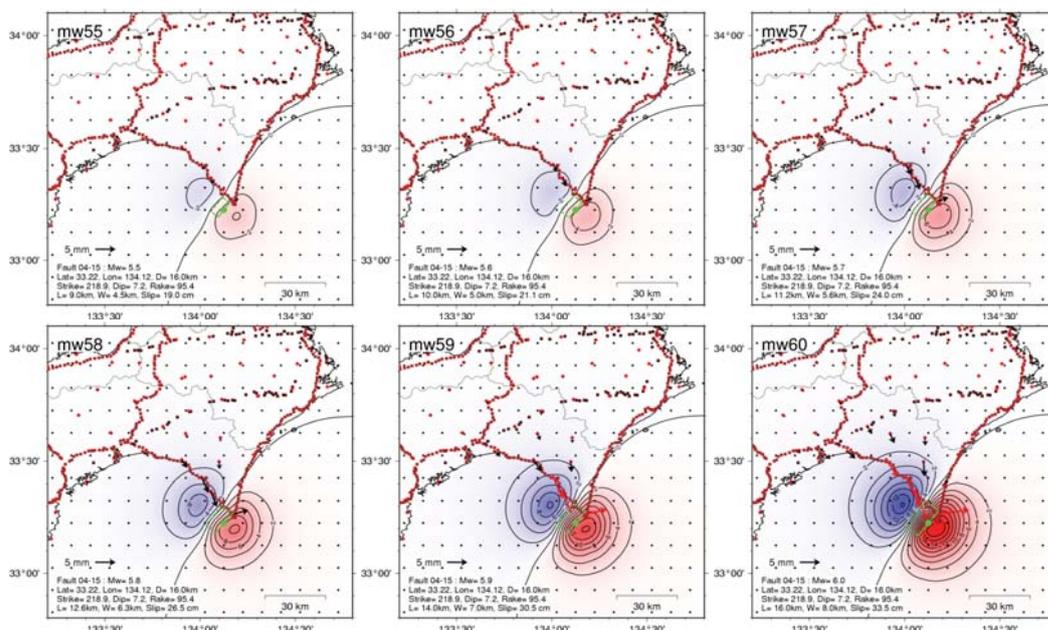
地震のスケリング則	Mw	長さ(km)	幅(km)	すべり量(cm)
• マグニチュードと長さの関係	7.5	89.1	44.6	188.4
LogL = 0.5Mw - 1.8	7.4	79.4	39.7	167.9
L = 2Wと仮定	7.3	70.8	35.4	149.6
• マグニチュードとすべり量の関係	7.2	63.1	31.5	133.4
LogU = 0.5Mw - 1.475	7.1	56.2	28.1	118.9
• モーメントとマグニチュードの関係	7.0	50.0	25.1	105.9
LogMo = 1.5Mw + 9.1	6.9	44.7	22.3	94.4
Mo = μ US	6.8	39.8	19.9	84.1
Mw: モーメントマグニチュード	6.7	35.5	17.7	75.0
L: 断層の長さ(km)	6.6	31.6	15.8	66.8
W: 断層の幅(km)	6.5	28.0	14.0	60.0
S: 断層面積(km ²)	6.4	25.0	12.6	53.0
Mo: 地震モーメント(Nm)	6.3	22.0	11.0	50.0
U: すべり量(cm)	6.2	20.0	10.0	42.0
μ: 剛性率(GPa)	6.1	18.0	9.0	37.0
	6.0	16.0	8.0	33.5
	5.9	14.0	7.0	30.5
	5.8	12.6	6.3	26.5
	5.7	11.2	5.6	24.0
	5.6	10.0	5.0	21.1
	5.5	9.0	4.5	19.0

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

手順3. 断層すべりによる地殻変動の計算

断層すべりによる地殻変動の計算例

9つの静的断層パラメータ → 断層すべりによる地殻変動の計算 (Okada, 1985)



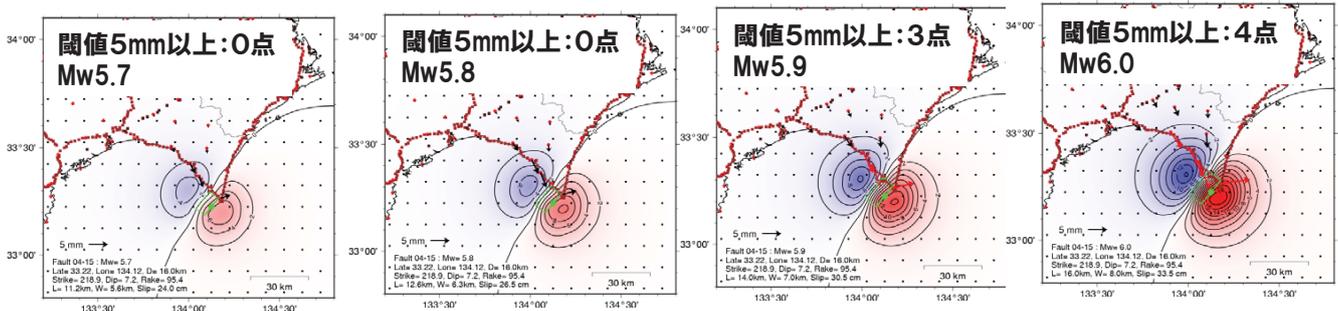
作成したすべてのすべりの候補点に対して、断層すべり(Mw5.5~7.5)による地殻変動の計算
各候補点の断層すべり → 任意の観測点での地殻変動量

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

“候補点での断層すべりを検出できる”との判断基準は？

- ① 閾値(U): 観測点でのシグナルとみなす変動量の大きさ
- ② 観測点数(N): シグナルとみなす変動量が観測される観測点の数

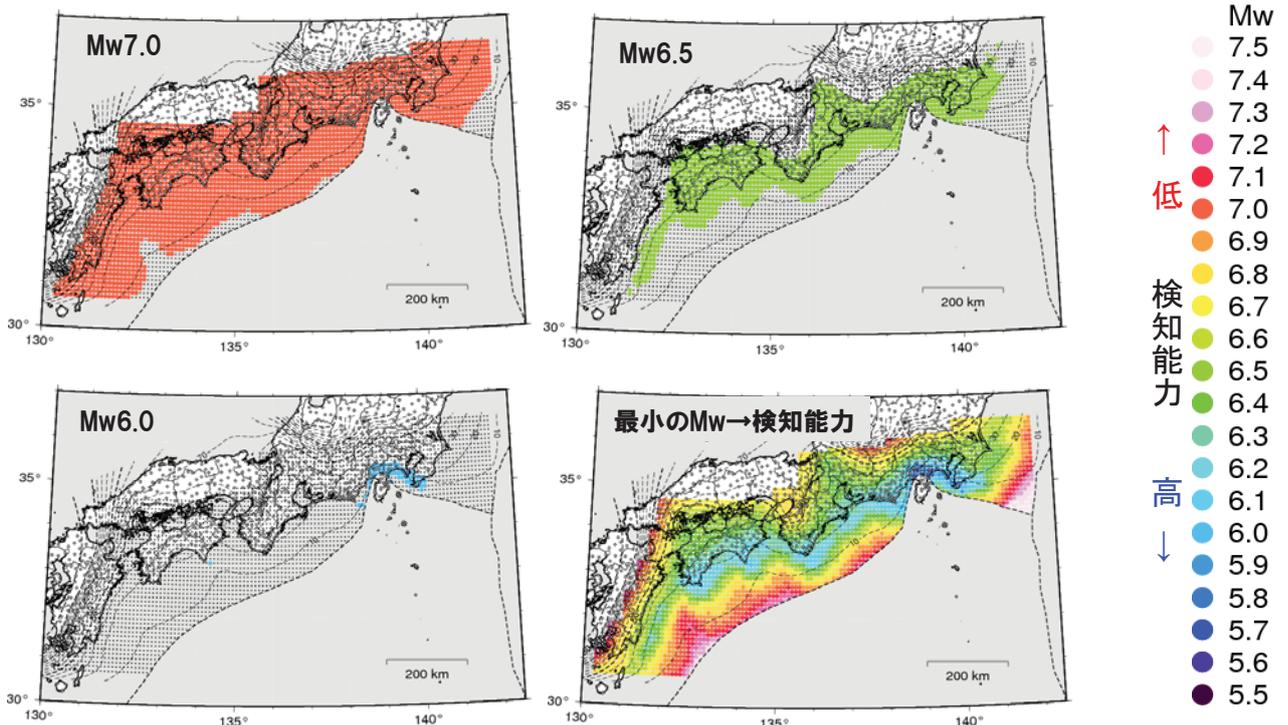
“閾値U以上の地殻変動が、N点以上の観測点で、想定される場合に、その候補点での断層すべりは検出できる”
と考へ、候補点での最小の断層すべりの大きさ(Mw)を算出。



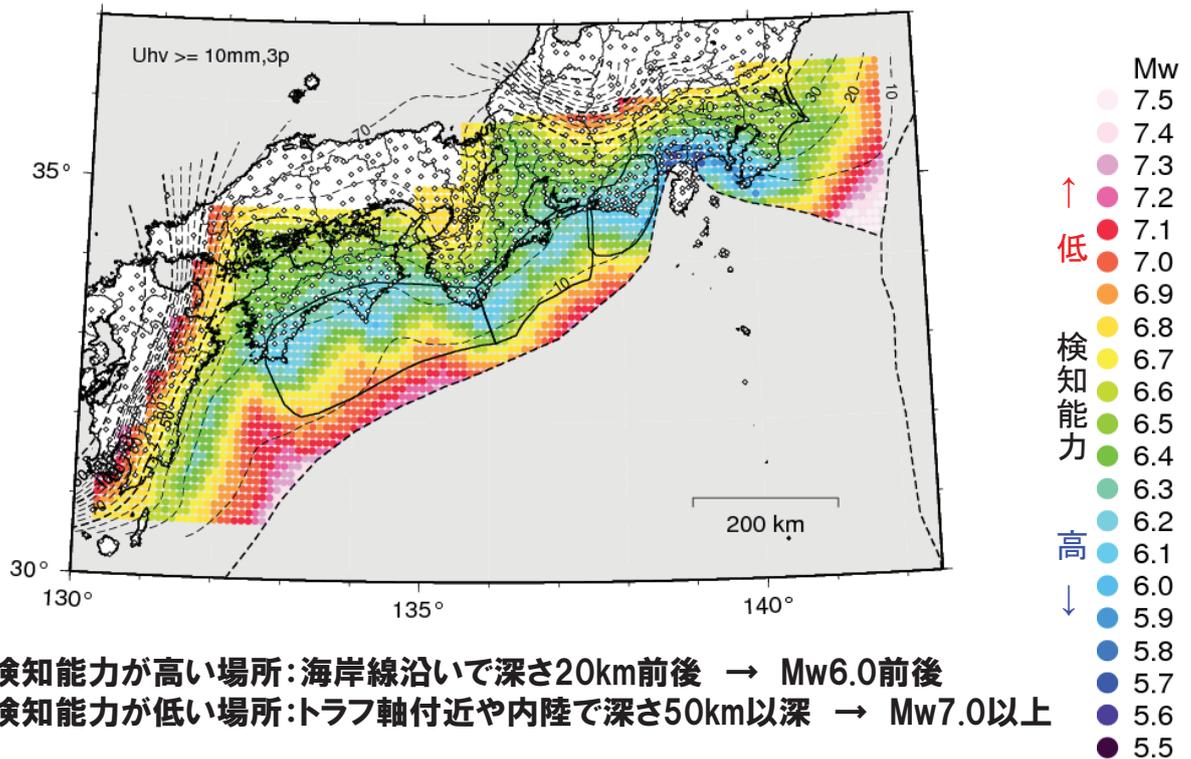
例えば... 閾値:5mm, 観測点数:3点 → Mw5.9
 閾値:5mm, 観測点数:4点 → Mw6.0

手順5. 断層すべりの検知能力

候補点上で最も小さいMwの大きさ → 検知能力の高低



観測点数:3点以上, 閾値:水平10mm, 上下30mm



検知能力が高い場所: 海岸線沿いで深さ20km前後 → Mw6.0前後
 検知能力が低い場所: トラフ軸付近や内陸で深さ50km以深 → Mw7.0以上

観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

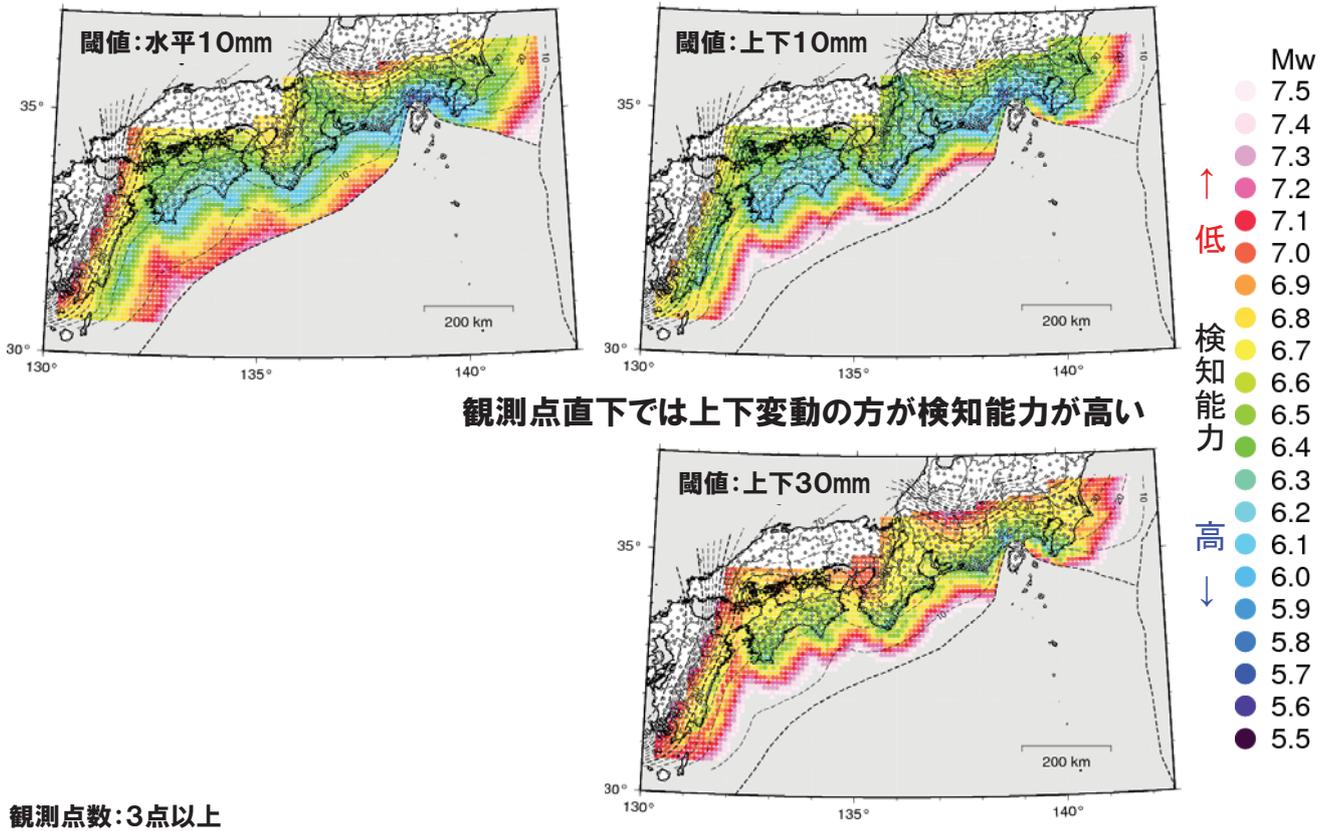
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

11

プレート境界面上の断層すべりの検知能力

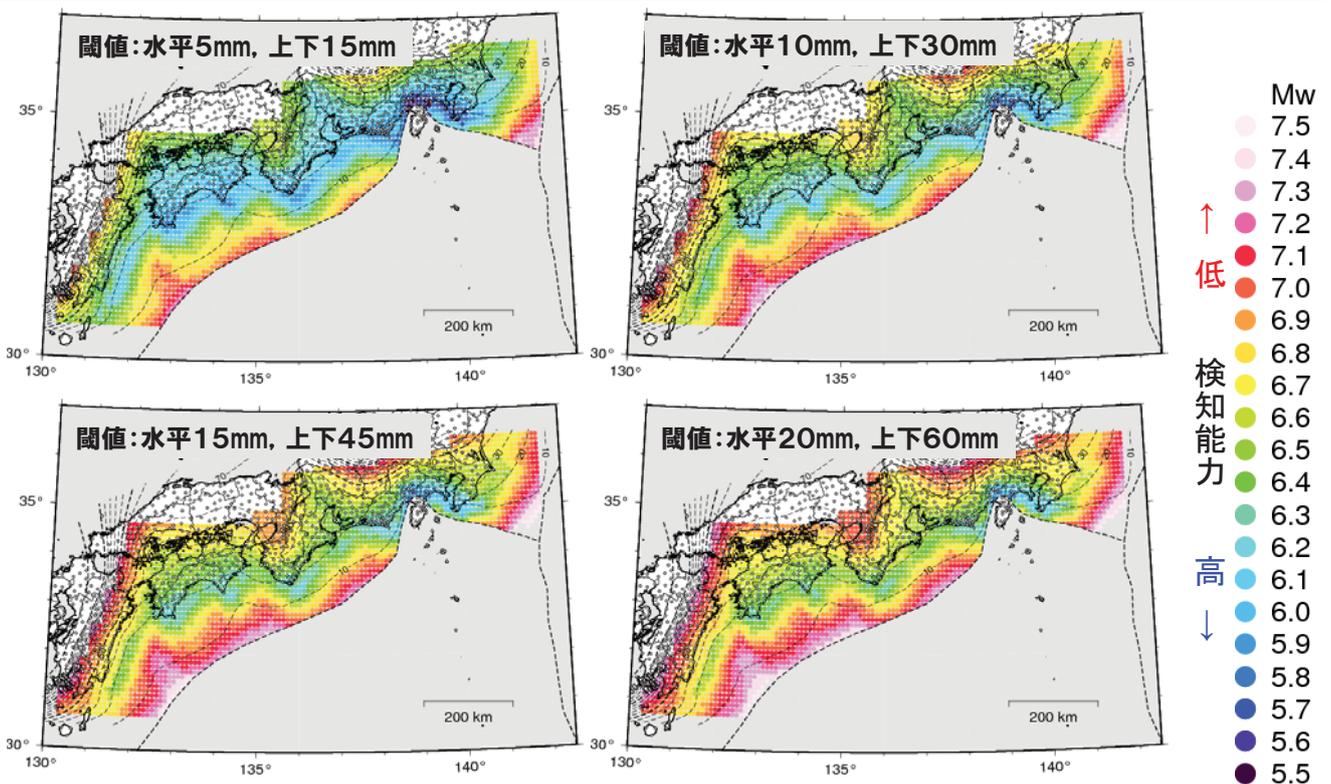
検知能力の検討において考慮すべき点

- 判断基準に関して
 - ・ 閾値
 - 水平成分と上下成分
 - 閾値の大きさ
 - ・ 観測点数の違い
- 断層パラメータに関して
 - ・ 断層の大きさの違い
 - ・ プレート等深線の違い

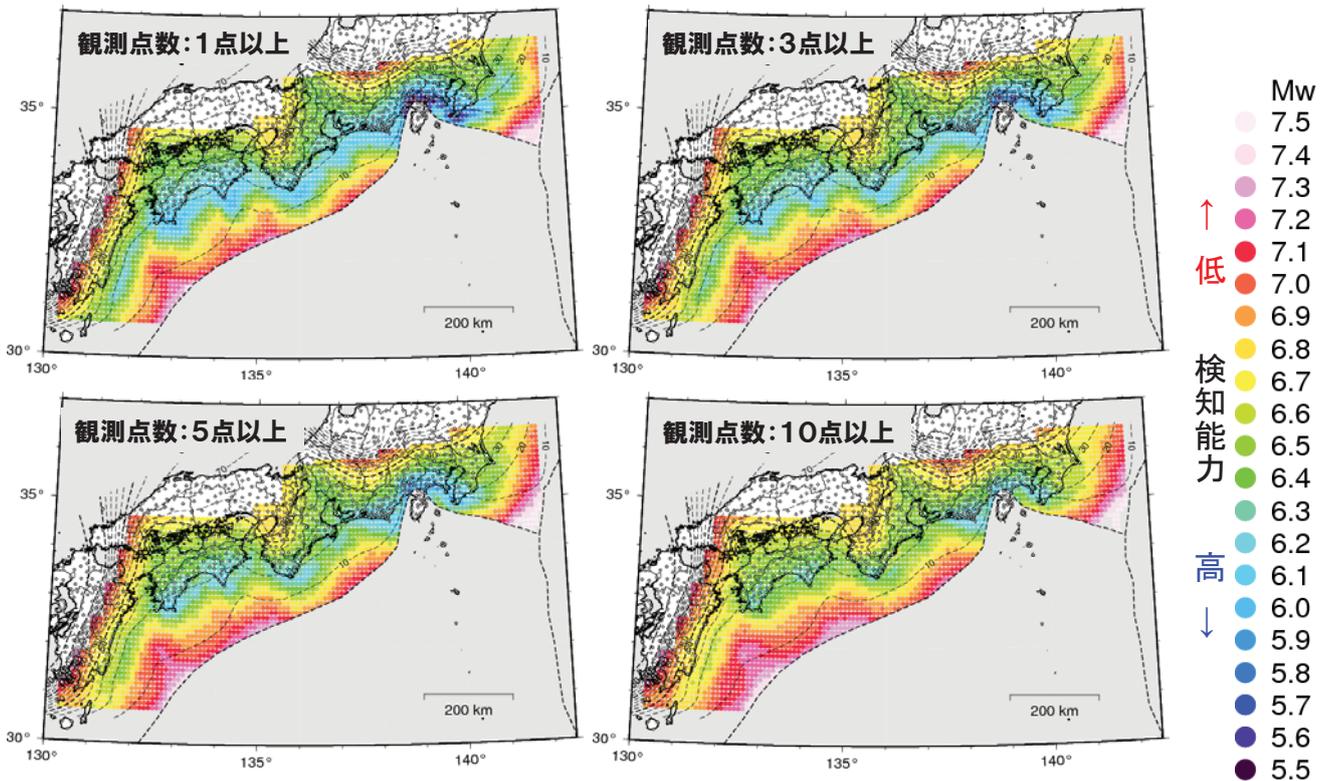


南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

閾値の違い



南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

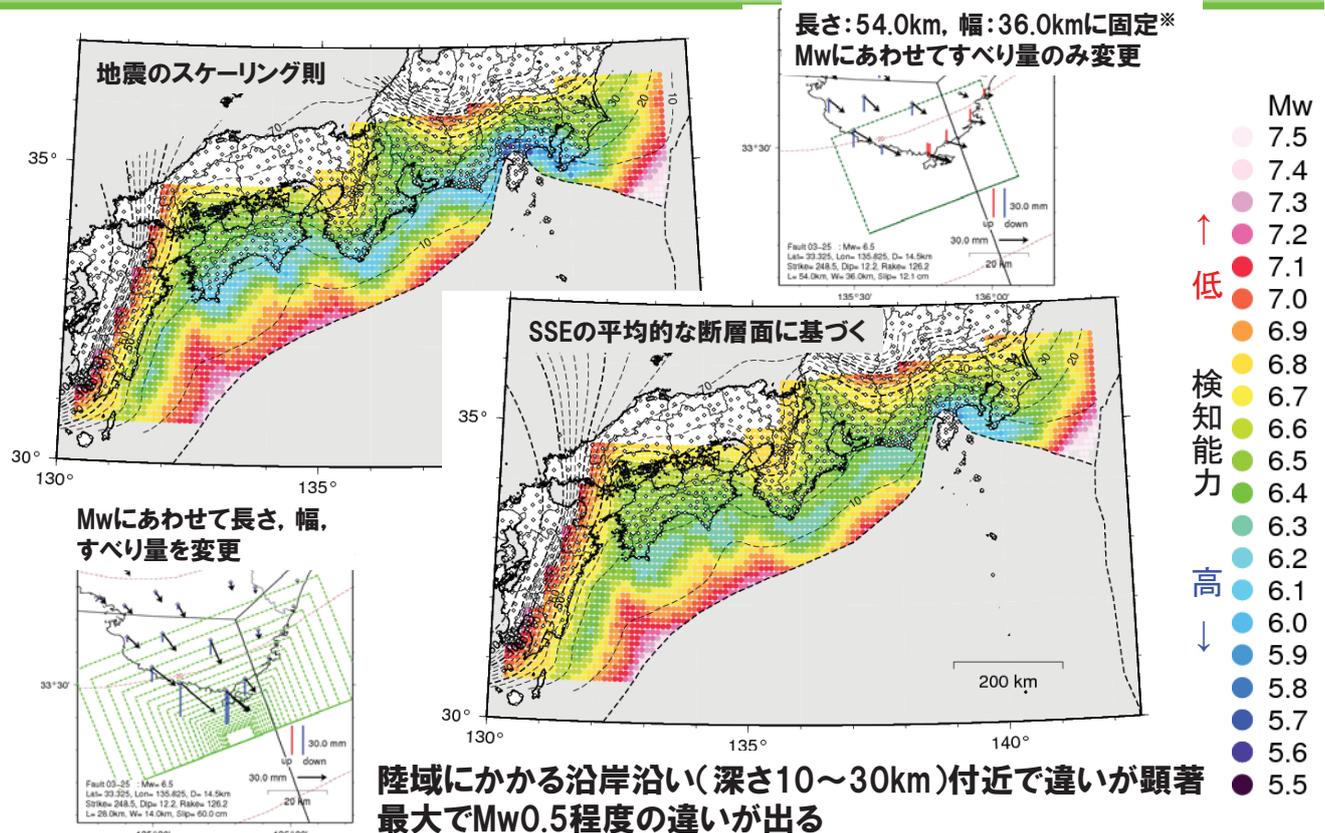


観測点数を変えても検知能力は
それほど大きく変わらない(1点の場合を除く)

閾値: 水平10mm, 上下30mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

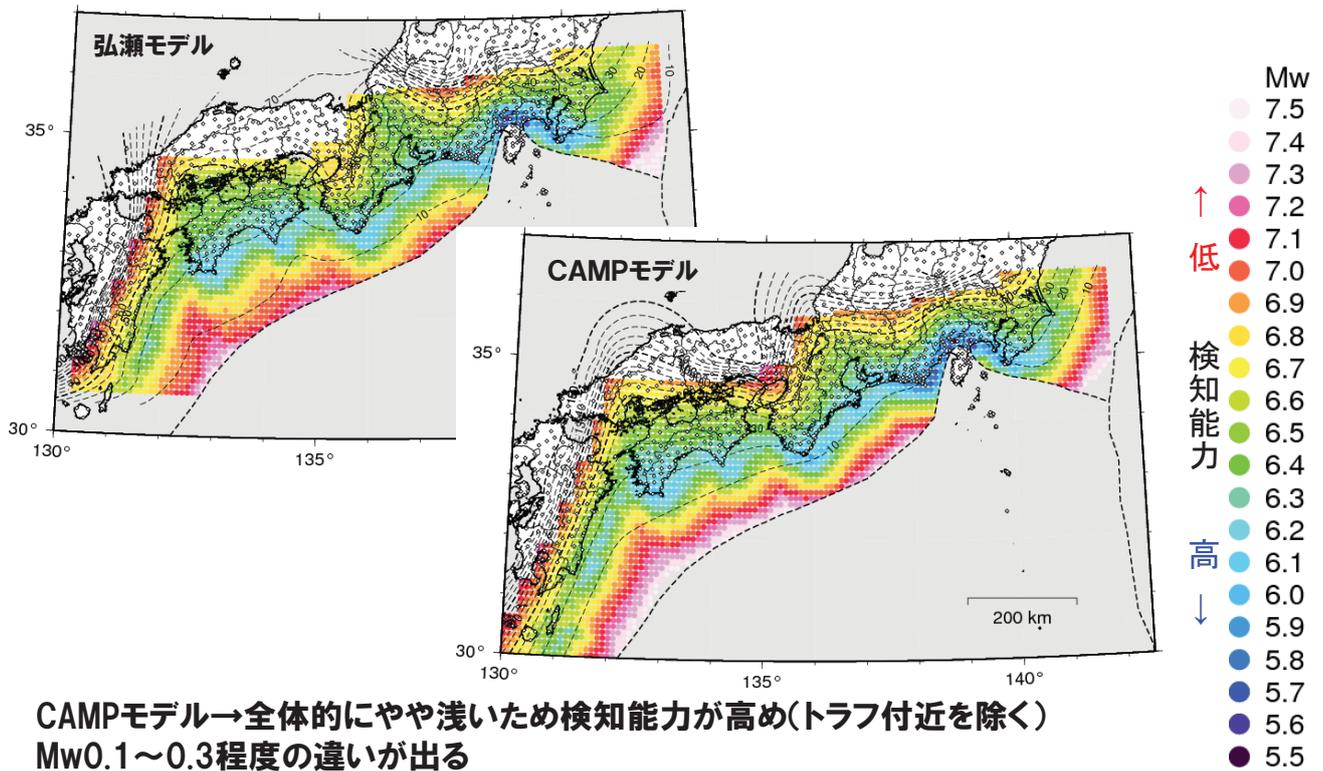
断層の大きさの違い



観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

※Sekine et al. (2010)による短期的SSEから算出した平均的な値

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)



**CAMPモデル→全体的にやや浅いため検知能力が高め(トラフ付近を除く)
Mw0.1~0.3程度の違いが出る**

※CAMPモデル: Hashimoto et al. (2004)

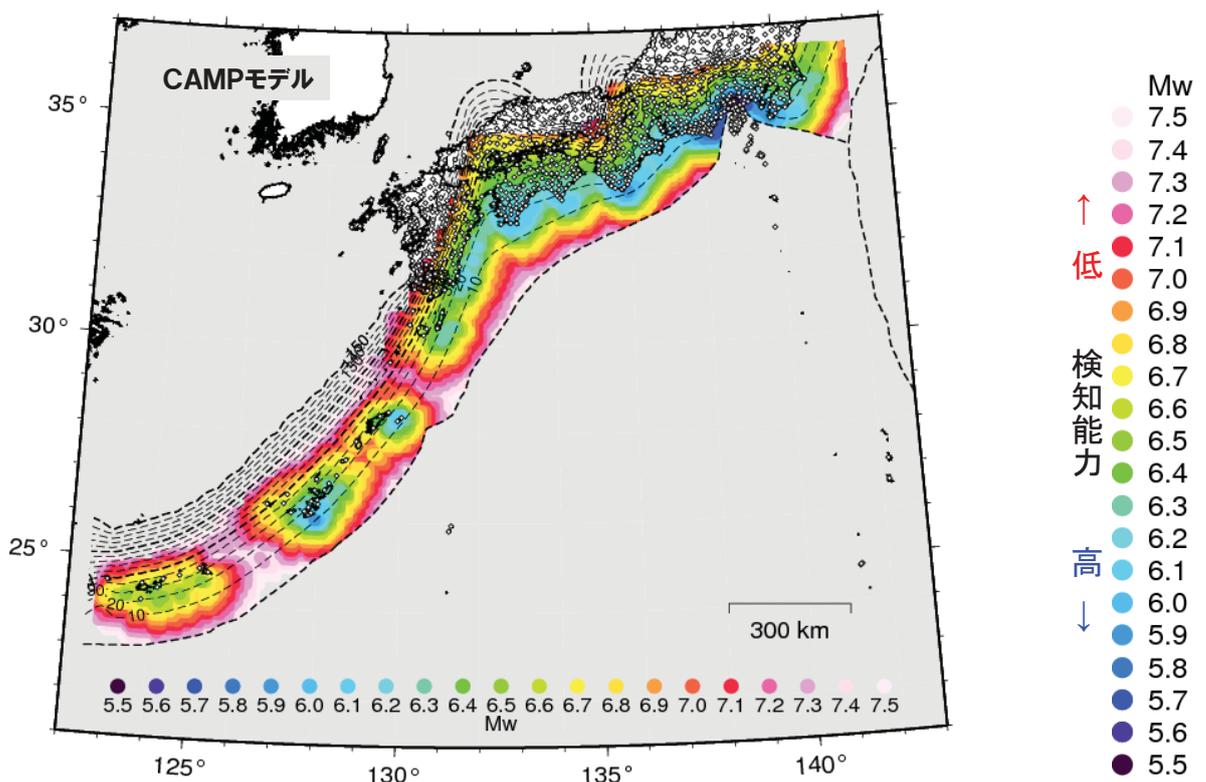
※弘瀬モデル: Hirose et al. (2008), 弘瀬・他 (2008), Nakajima et al. (2009), Nakajima and Hasegawa (2007), Baba et al. (2002)

観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

17

南海トラフ全域



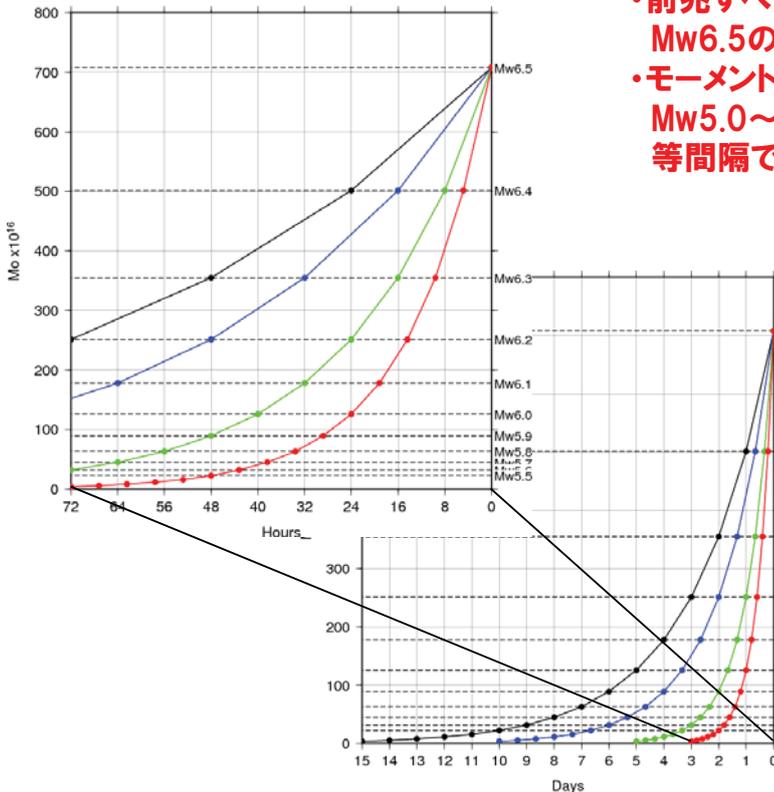
観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

※CAMPモデル: Hashimoto et al. (2004)

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

18

すべり(モーメント解放)の時間関数

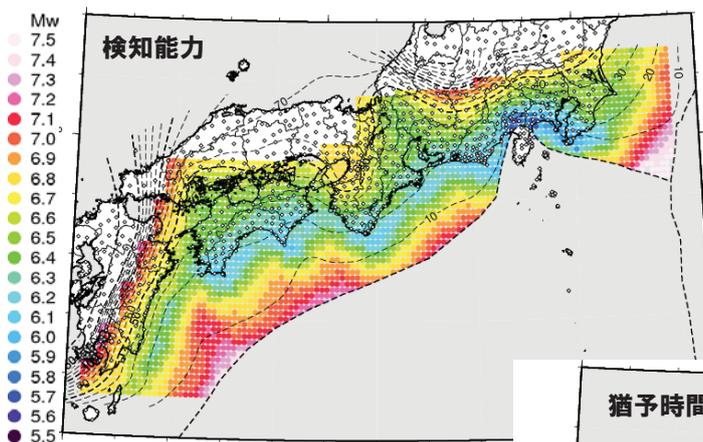


- 前兆すべりがT日前から発生し、Mw6.5の段階で地震発生に至る。
- モーメントの解放は、前兆すべり発生からMw5.0~Mw6.5までMw0.1相当ずつ等間隔で増加する。

- 15日前からの場合
1日ごとMw5.0からMw0.1増加
15日前:Mw5.0
10日前:Mw5.5
5日前:Mw6.0
- 5日(120時間)前からの場合
8時間ごとMw5.0からMw0.1増加
120時間前:Mw5.0
72時間前:Mw5.6
24時間前:Mw6.2

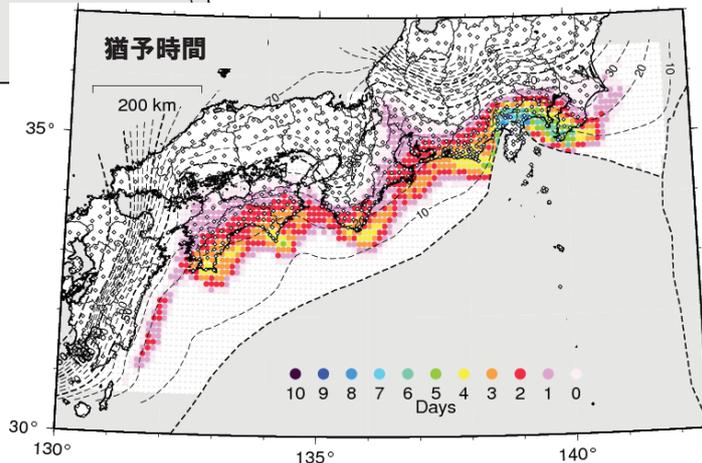
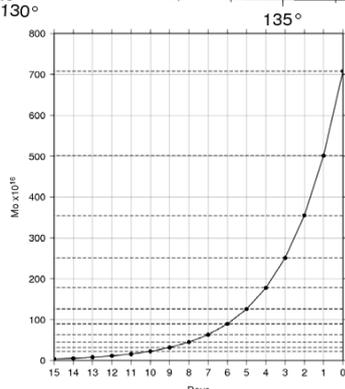
南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

検知から地震発生までの猶予時間は？



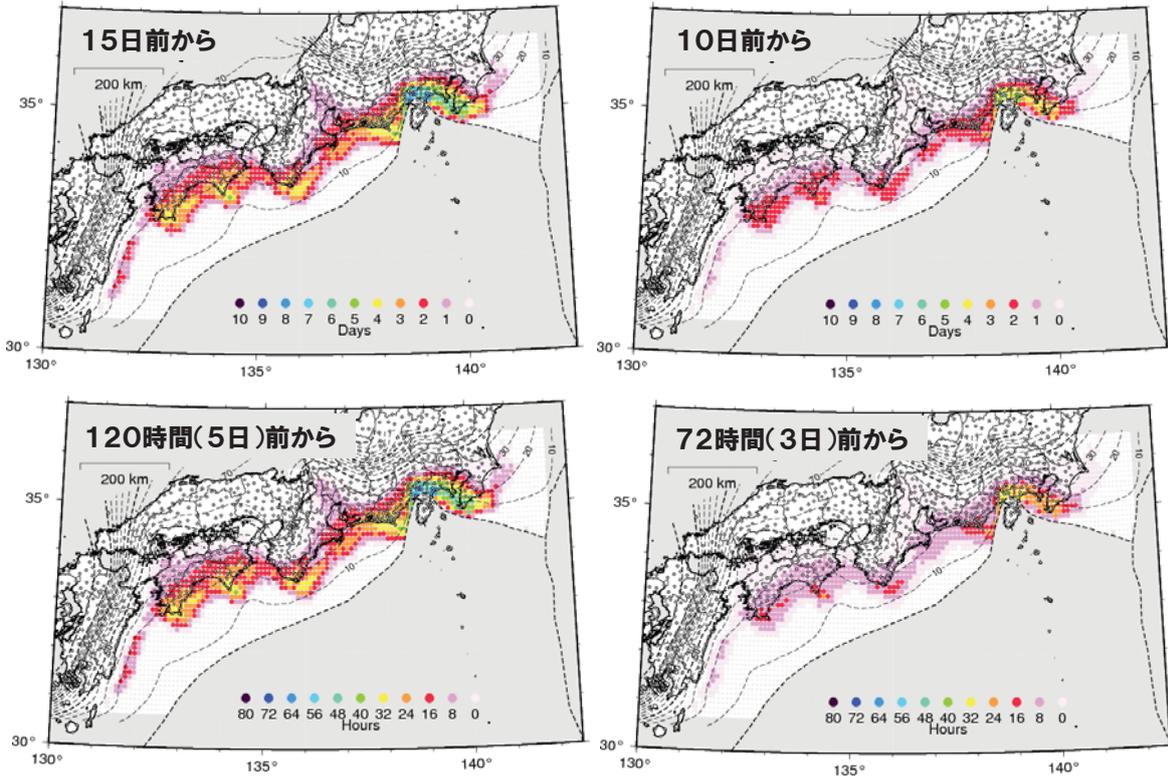
15日前から発生の場合

Mw5.0 → 15日前	Mw6.0 → 5日前
Mw5.5 → 10日前	Mw6.1 → 4日前
Mw5.6 → 9日前	Mw6.2 → 3日前
Mw5.7 → 8日前	Mw6.3 → 2日前
Mw5.8 → 7日前	Mw6.4 → 1日前
Mw5.9 → 6日前	Mw6.5 → 0日



観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

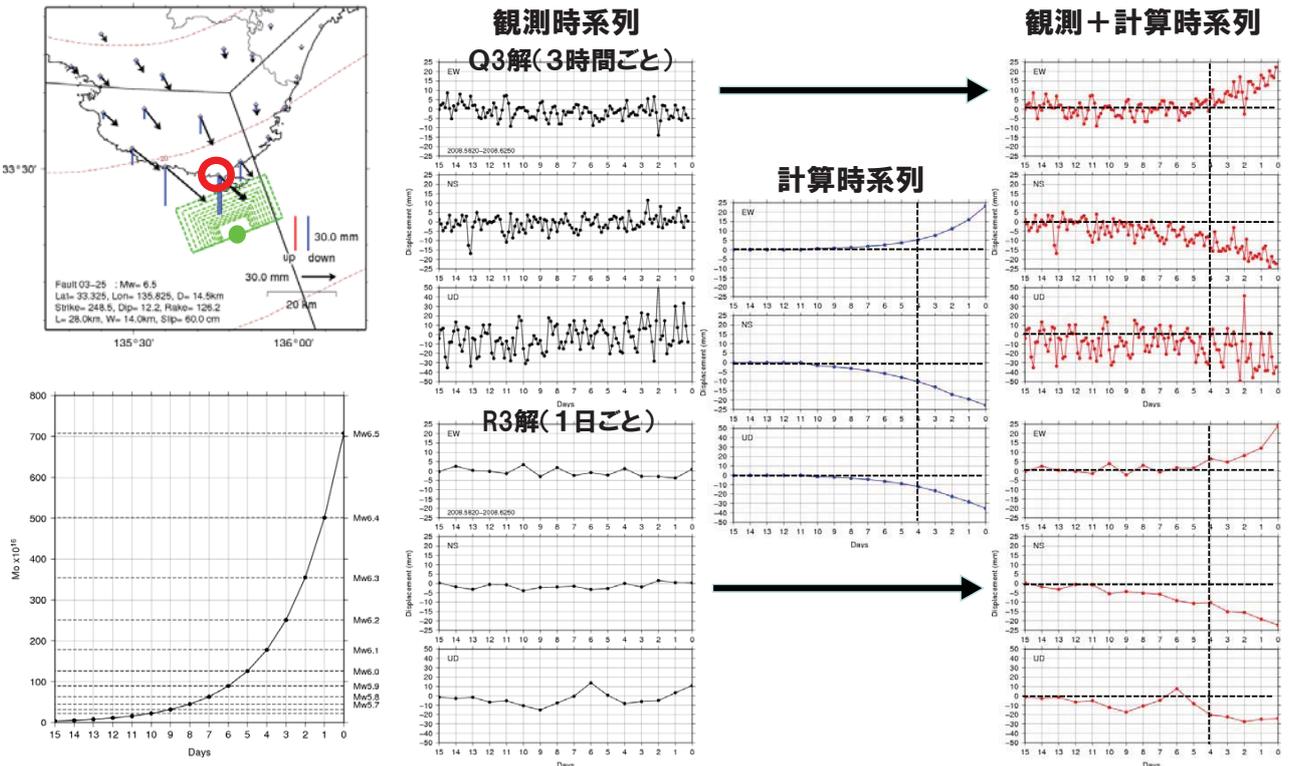


観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

観測時系列にあてはめると...

紀伊半島先端(検知能力Mw6.1), 15日前から発生(猶予時間4日)

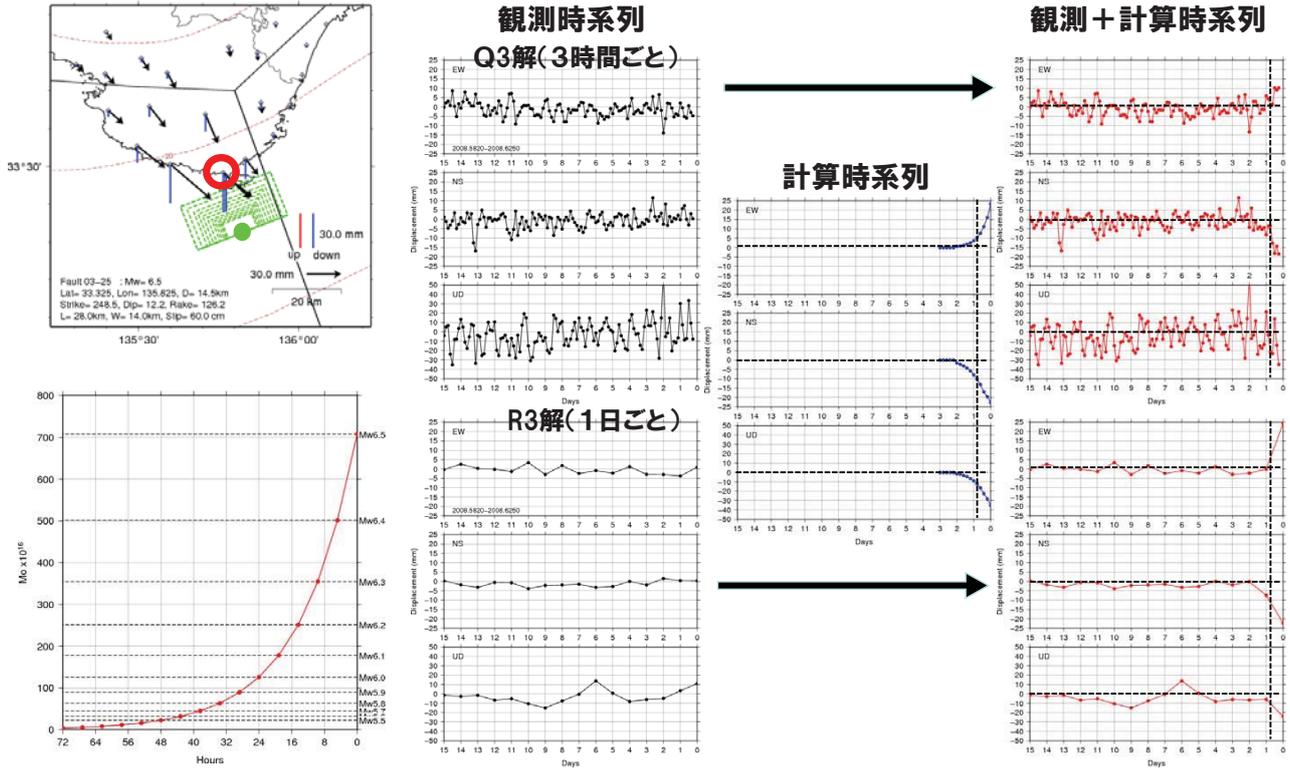


観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

※Q3解は約4時間遅れ, R3解は約2日遅れ

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

紀伊半島先端(検知能力Mw6.1), 3日前から発生(猶予時間16時間)

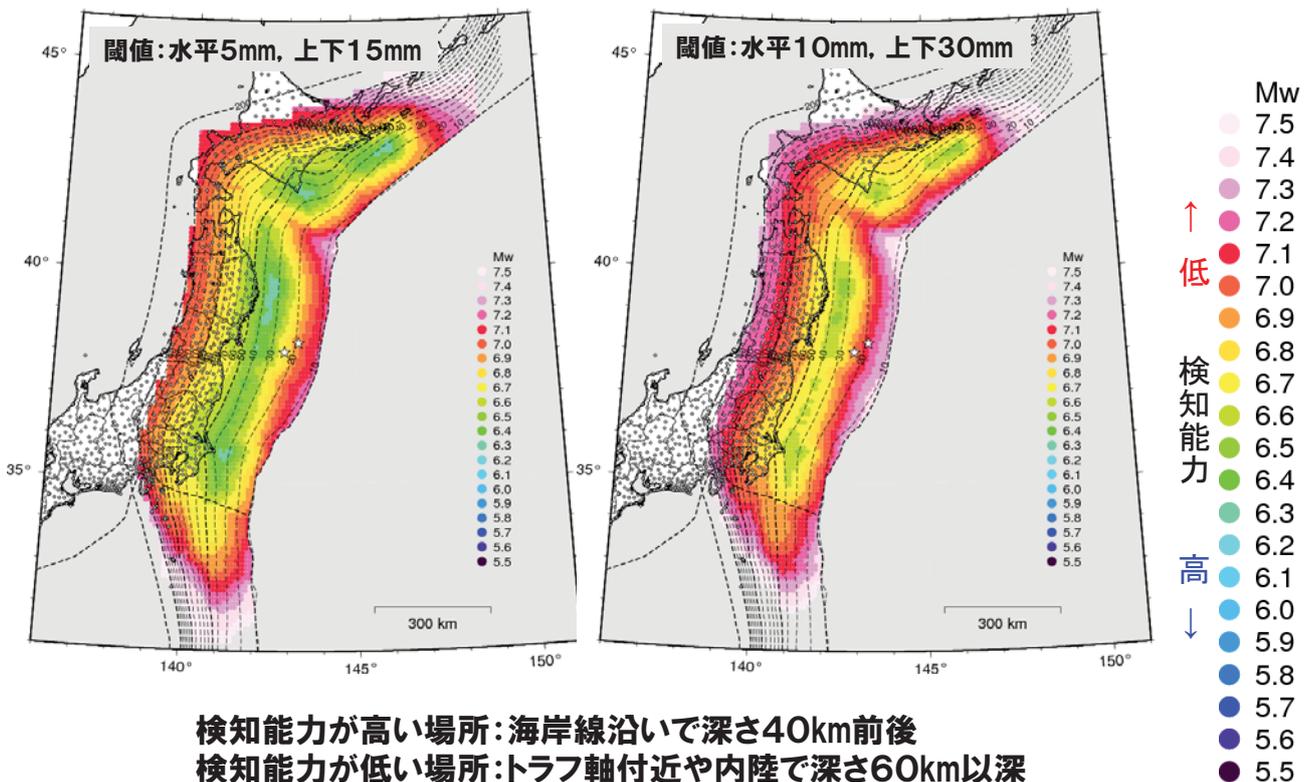


観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

※Q3解は約4時間遅れ, R3解は約2日遅れ

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

太平洋プレートでは?(検知能力)



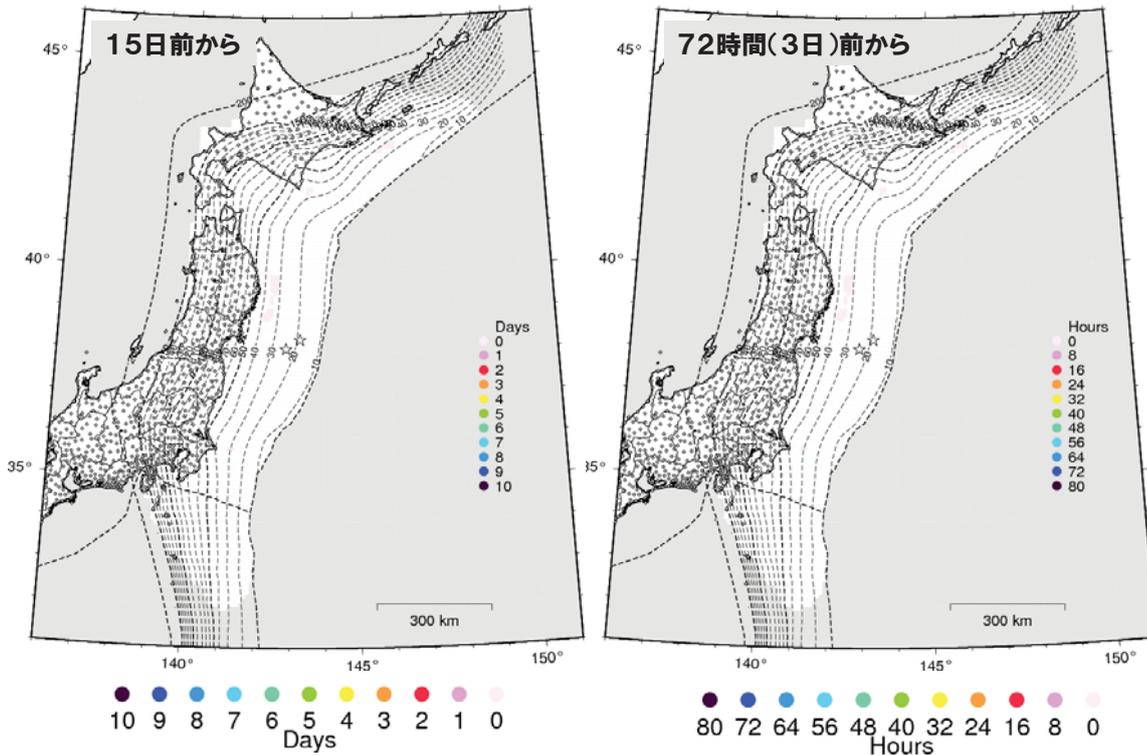
検知能力が高い場所: 海岸線沿いで深さ40km前後
 検知能力が低い場所: トラフ軸付近や内陸で深さ60km以深

※太平洋プレートの形状は, Kita et al. (2010), Nakajima and Hasegawa (2006), Nakajima et al. (2009) による

観測点数: 3点以上

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

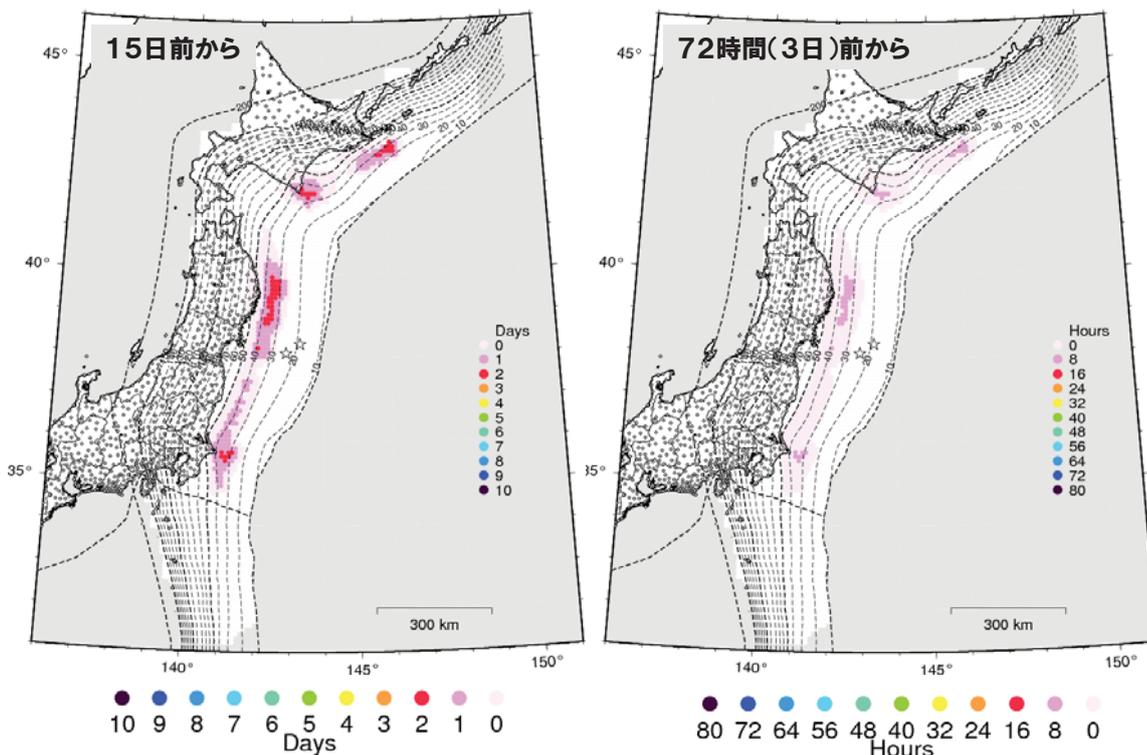
太平洋プレートでは？(猶予時間)



観測点数: 3点以上, 閾値: 水平10mm, 上下30mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

太平洋プレートでは？(猶予時間)



観測点数: 3点以上, 閾値: 水平5mm, 上下15mm

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会 2012年8月6日(月)

●GEONETによるフィリピン海プレート境界面上での断層すべりの検知能力

- ・検知能力が高い場所:海岸線沿いで深さ20km前後
→ Mw6.0前後
- ・検知能力が低い場所:トラフ軸付近や内陸で深さ50km以深
→ Mw7.0以上

(いずれも観測点数:3点, 閾値:水平10mm, 上下30mmの場合)

- ・断層パラメータ(断層の大きさとプレートの深さ)の違いによって Mw0.1~0.5程度の違いがでる

●太平洋プレート上では

- ・検知能力が高い場所:海岸線沿いで深さ40km前後
→ Mw6.5前後
- ・検知能力が低い場所:トラフ軸付近, 内陸で深さ60km以深
→ Mw7.0以上

(いずれも観測点数:3点, 閾値:水平10mm, 上下30mmの場合)