

3. 4. 3. 2 歪蓄積過程についてのモデル研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：歪蓄積過程についてのモデル研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学大学院理学研究科	教授	平原和朗	hirahara@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院 修士課程	豊田暁来	toyoda@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	教授	橋本学	hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	教授	川崎一朗	kawasaki@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教授	飯尾能久	iio@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	産学官連 携研究員 (平成 18 年 10 月ま で。現北海 道大学大学 院理学研究 院研究員)	小林知勝	tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp (tkoba@uvo.sci.hokudai.ac.jp)
名古屋大学大学院 環境学研究科	教授	古本宗充	furumoto@eps.nagoya-u.ac.jp
中部大学地球ウォッチ・ 市民安全センター	助教授	工藤健	kudo@isc.chubu.ac.jp
(財)地震予知総合研究振興 会・東濃地震科学研究所	研究員	田中俊行	tanaka@tries.go.jp
立命館大学理工学部	助教授	川方裕則	kawakata@se.ritsumeai.ac.jp

(c) 業務の目的

推定された静的断層モデルを利用して、深部断層構造や地殻構造にもとづいた不均質構造モデルにより、活断層などへの歪蓄積過程についてのモデル研究を行う。加えて、断層面上の摩擦特性を探るため、歪・傾斜観測データ等から非地震性すべり検出を試みる。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

- 1) 平成 14 年度：西南日本三次元有限要素モデルの構築と予備的計算、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化および過去の事例の収集・整理。
- 2) 平成 15 年度：西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリッ

プおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（地形・重力データに基づく解析）。

- 3) 平成16年度：西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（単純化モデルによる力学的シミュレーション）。
- 4) 平成17年度：西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（単純化モデルによる力学的シミュレーション）。
- 5) 平成18年度：構造データを取り入れた西南日本三次元有限要素モデルの構築とこれ西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（力学的シミュレーション）。

(e) 平成18年度業務目的

平成18年度においては、平成17年度に引き続き、内陸活断層およびプレート境界断層への歪エネルギー蓄積過程のモデル化を目ざした西南日本三次元有限要素モデルによるシミュレーション、プレスリップおよびサイレント・アースクエイクのモデル化を実施する。合わせて、地震・地殻変動にとどまらず各種地球物理データの活用を図り、日本列島下の地殻の粘弾性構造と変形に関する研究（地形・重力データに基づく解析および歪速度と応力パラメータに基づく解析）をすすめる。

(2) 平成 18 年度の成果

(2-1) 南海トラフ巨大地震発生サイクルと西南日本内陸地震の発生

平原和朗（京都大学大学院理学研究科）

hirahara@kugi.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

これまで、摩擦構成則に基づく単純セルモデルを用いることによって、フィリピン海プレートの沈み込みにより生じる南海トラフ巨大地震の発生サイクルシミュレーションを行ない、過去に生じた南海地震時系列を説明する摩擦パラメータモデルを探索し、次に発生する南海トラフ巨大地震の発生予測の基礎データを作成してきた。また、西南日本内陸の活断層では内陸地震が発生しているが、南海トラフ巨大地震の発生前 50 年から発生後 10 年程度の間に、内陸地震が活発化する傾向が見られる（Hori and Oike,1999）¹⁾。このメカニズムを解明すれば、内陸地震の発生予測につながると考えられる。本年度の研究では、3 次元粘弾性有限要素モデルにより、すべり応答関数を計算し、フィリピン海プレートの沈み込みと南海トラフ巨大地震の発生による、内陸活断層上でのクーロン破壊関数を計算し、南海トラフ巨大地震の 1 サイクル中における、内陸地震発生時期について評価ができる可能性を探った。

(b) 業務の実施方法

まず、南海トラフで 3 次元的に複雑な形状で沈み込むフィリピン海プレートを含む西南日本 3 次元粘弾性有限要素モデル（図 1）を構築し、プレート境界の巨大地震発生域における単位すべりにより内陸活断層上で生じる応力変化（すべり応答関数）を計算した。

すべりの方向は $N55^{\circ}W$ と固定している。なお、この有限要素モデルは総要素数 3,563,520 からなり、地殻およびフィリピン海プレートは弾性、マントルウェッジをマックスウェル粘弾性媒質とし、粘弾性モデルパラメータは、Hyodo and Hirahara(2004)²⁾によっている。南海トラフ巨大地震の破壊域は、西から A,B,C,D,E と 5 つに分かれているが、図 1 では、それぞれ、①+②、④+⑤、⑦+⑧、⑩+⑪、⑬+⑭に対応している。さらに、断層セグメントは、A+B、C+D、E とまとめられ、それぞれ南海、東南海、東海セグメントと呼ばれている。

図 2 (a)、2 (b)は、濃尾地震断層と 1995 年兵庫県南部（神戸）地震断層における、断層セグメント A-E からのすべり応答関数の寄与を示したものである。それぞれすべり応答関数は、プレートの定常沈み込みに対する単位バックスリップに対して、せん断応力(τ)は地震を起こす方向、法線応力(σ)は引っ張りを正としている。図から分かるように、左横ずれ濃尾地震断層は東海セグメント E（および東南海セグメント D）の単位沈み込みすべりに対し、せん断応力が増す（減少）することが分かる。地震時すべりには逆に減少（増加）となる。このように、濃尾地震の断層運動には東海セグメント E と東南海セグメント D の地震時すべりが大きな寄与をしていることが分かる。また、地震時すべりに対するステップ上の応力変化から数百年間粘弾性効果が続くことが見て取れる。また、1995 年兵庫

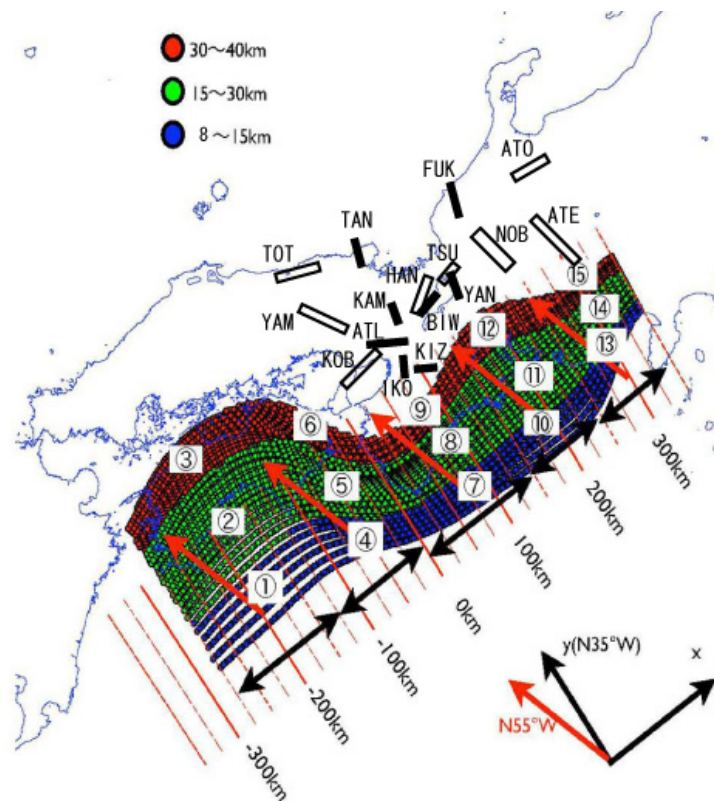


図1 フィリピン海プレートの沈み込みを含む3次元粘弾性モデルにおけるセグメントモデル (①-⑮)。赤い矢印は、フィリピン海プレートの沈み込み方向を示す。四角は内陸活断層を示し、黒く塗りつぶした断層は shadow fault を表す。ATO:跡津川断層、ATE:阿寺断層、FUK:福井地震断層、NOB:濃尾地震断層、TSU:敦賀断層、YAN:柳ヶ瀬断層、HAN:花折断層、BIW:琵琶湖西岸断層、TAN:北丹後断層、KAM:亀岡断層、ATL:有馬高槻構造線、KIZ:木津川断層、TOT:鳥取地震断層、YAM:山崎断層、KOB:神戸地震断層、IKO:生駒断層

県南部地震の場合、一番大きな寄与は、東南海セグメントCでプレート沈み込みによって大きな圧縮を受け、地震間には地震を起こさないセンスにある。逆に地震時には引張りが働き、地震を起こり易くするセンスになる。弾性だとこの効果は地震時のみであるが、粘弾性効果でしばらくこの効果が続くことになる。

フィリピン海プレート沈み込みと南海トラフ巨大地震による、内陸断層 i における応力変化は以下のようにして計算している。南海トラフ巨大地震断層セグメント j において k 番目の地震が時刻 t_j^k に発生し、その地震時変位を u_{ij}^k とする。この場合、内陸地震断層 i におけるせん断応力変化 τ_i は、せん断応力に対するすべり応答関数 $T_{ij}(t)$ を用いて、以下のように書ける。

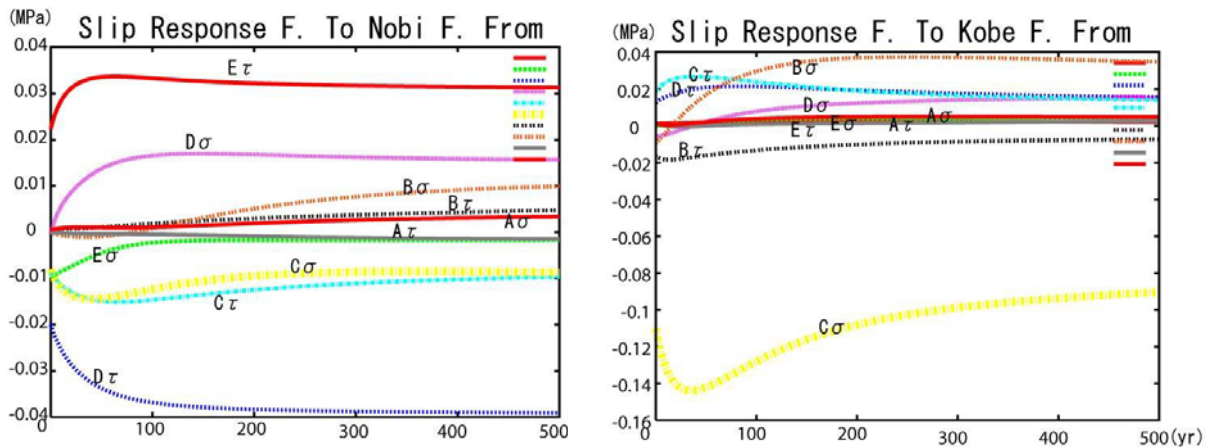


図2 各セグメントからのすべり応答関数
(a)濃尾地震断層 (左図) (b)神戸地震断層 (右図)

$$\tau_i(t) = \sum_j V_{pj} \cdot T_{ij}(\infty) - \sum_k \sum_j u_{ij}^k T_{ij}(t - t_j^k) \quad (1)$$

ここで、 V_{pj} は南海トラフ断層セグメント j におけるプレートの収束速度である。本研究では、Heki and Miyazaki(2001)³⁾に従い、セグメントA: 6.5cm/年、B: 6.0cm/年、C: 4.5cm/年、D: 3.5cm/年、E: 2.0cm/年としている。第1項は、プレートの沈み込みをバックスリップで現したものである。第2項は、各断層セグメントにおける地震時すべりによる粘弾性効果を表している。

内陸断層におけるクーロン破壊関数の変化 ΔCFF は

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu (\Delta \sigma - \Delta P) = \Delta \tau + (\mu - B) \Delta \sigma = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma \quad (2)$$

と書ける(例えば、King et al., 1994⁴⁾)。ここで μ は摩擦係数で、間隙水圧の変化 ΔP が法線応力の変化 $\Delta \sigma$ (引っ張りを正に取っている)に比例し、その係数を B としている。この結果生じる μ' は見かけの摩擦係数と呼ばれ、本研究では、 $\mu' = 0.3$ としている。この ΔCFF が正であれば、地震が発生しやすいセンスに、負であれば地震が生じにくくなるセンスになる。内陸活断層の起震応力は東西圧縮でその要因には色々な説があり確定していない。そこで、本研究では、式(1)のように、フィリピン海プレートの沈み込みと南海トラフ巨大地震の影響のみによる ΔCFF (式(2))を考えることにする。

地震の発生モデルはセルモデルによるシミュレーション結果を用いることも考えられるが、実際に生じた南海トラフ巨大地震に対する内陸地震の発生を議論するために、Shimazaki and Nakata (1980)⁵⁾による、時間予測(TP)モデルおよび規模(すべり)予測(SP)モデルを用いて比較検討した。両モデルに従うと、各セグメントでの地震時すべり量は、表1のように与えられる。地震間のカップリングの時間変化等を考慮していないので、現実と比べると、大きなすべり量を持つモデルとなっている。

表 1 規模（すべり）予測（SP）モデルと時間予測（TP）モデルによる過去に発生した南海トラフ地震のすべり量(m)。TPモデルでは、次期南海トラフ地震の発生を2038年に仮定している。

SP model						TP model					
Year	A	B	C	D	E		A	B	C	D	E
1605.1	*	*	*	*	*		6.7	6.2	4.6	3.6	2.1
1707.8	6.7	6.1	4.6	3.6	2.1		9.6	8.8	6.6	5.2	2.9
1854.98	9.6	8.8	6.6	5.2	2.9		5.9	5.5	4.1	3.2	3.6
1944.93	0.0	0.0	4.1	3.2	0.0		0.0	0.0	4.2	3.2	0.0
1946.97	6.0	5.5	0.0	0.0	0.0		5.9	5.4	0.0	0.0	0.0
2038.97	5.9	5.4	4.1	3.2	3.6		*	*	*	*	*

(c) 業務の成果

表 1 に挙げた時間予測（TP）モデルと規模（すべり）予測（SP）モデルによる、濃尾地震断層での、 $\Delta \tau$ 、 $\Delta \sigma$ 、 ΔCFF の 1700 年から 2050 年までの時間変化を図 3 に示す。

濃尾地震は 1891 年に発生している。TP モデルと SP モデルによる ΔCFF は、1707 年の宝永の南海地震以降と 1944 年・1946 年の昭和の地震以降は、同じような形、すなわち ΔCFF は、地震時すべりにより増し、さらに粘弾性効果で増大するが、ピークを迎えた後はプレートの沈み込みの影響により減少していくという形を取っている。しかしながら、1854 年安政地震以降では、様相が大きく異なっている。TP モデルでは、 ΔCFF は、地震時にやや増大するが、その後減少し続ける。これに対し、SP モデルでは、 ΔCFF は、他の地震時と同様に増大し、粘弾性効果でさらに増大し続け、ピークを迎え、その後プレート沈み込み効果により、減少していくという形をとって、そのピーク時あたりで、ちょうど 1891 年濃尾地震が発生している。

このモデルによる ΔCFF の相違は、SP および TP モデルとも、1707 年宝永および 1944 年・1946 年昭和の地震では、D のすべりが E よりも大きいため、 $\Delta \sigma$ が大きく増大し、地震時すべりと粘弾性効果により ΔCFF はピークを持つ。これに対し、1854 年安政地震では TP モデルでは D よりも E のすべりが小さくなっているため、 ΔCFF がピークを持たなくなっている。このように、濃尾地震の発生時期を説明するには、SP モデル的振る舞いを断層セグメント D および E がする必要がある。

以下図 4 に $\Delta CFF > 0$ となる断層、図 5 に $\Delta CFF < 0$ (stress shadow fault) となる断層について、 $\Delta \sigma$ 、 $\Delta \tau$ 、および ΔCFF の時間変化を示す。

跡津川断層では 1858 年に地震が発生した可能性が高いが、この時 ΔCFF はピークではないが、1854 年安政地震により ΔCFF が増大した時に発生している。先に述べたように、1891 年濃尾地震は ΔCFF のピーク時に発生している。1995 年兵庫県南部（神戸）地震では、 ΔCFF がピークをやや過ぎた時期に発生しているように見える。

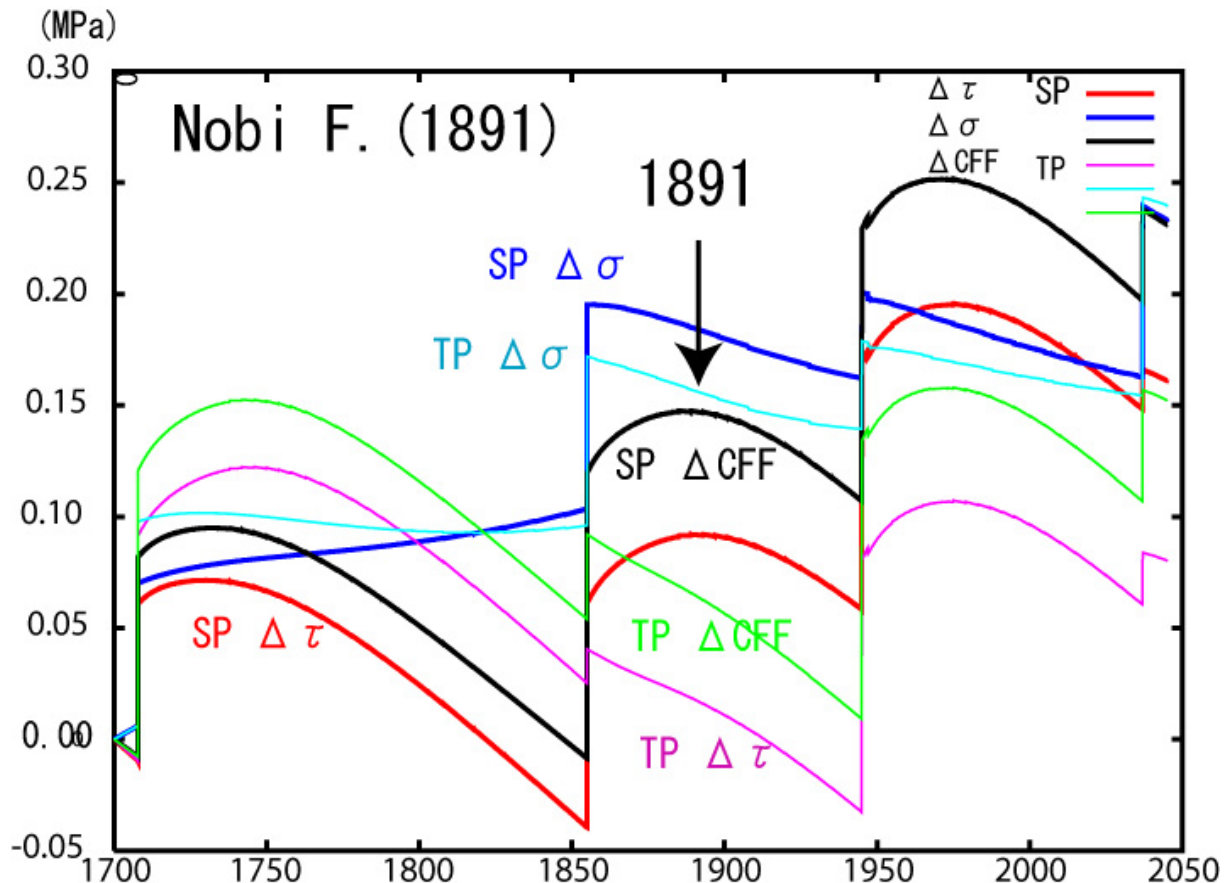


図3 濃尾地震断層における、SPモデルとTPモデルによる $\Delta\sigma$ 、 $\Delta\tau$ 、 ΔCFF 曲線

Hyodo and Hirahara(2004)²⁾では、TPモデルを採用しているため、濃尾地震の発生時期を予測できていない。逆に、Hyodo and Hirahara(2004)²⁾や Pollitz and Sacks(1997)⁶⁾では、1995年兵庫県南部地震の発生時期に ΔCFF のピークが来ている。プレート沈み込み速度のモデルが異なるため、断層すべりモデルも異なっている。このため我々のモデルでは ΔCFF のピークに地震が発生していないことになる。このことは逆に、断層すべりモデルをチューニングすることで、神戸地震の発生予測は可能だったと考えられる。しかしながら、1943年鳥取地震の発生は ΔCFF では説明できていない。

以上は $\Delta CFF > 0$ となる断層についてだが、地震時に $\Delta CFF < 0$ となり、応力の陰(stress shadow)となる断層については、例えば、木津川断層に発生したと思われる1854年伊賀上野の地震は、 ΔCFF が回復して、1854年安政地震の直前に発生している。

(d) 結論ならびに今後の課題

(c)で述べたように、定常的な東西圧縮応力の増大を考えねばならない断層地震(例えば、1943年鳥取地震)もあるが、フィリピン海プレートの沈み込みと南海トラフ巨大地震が東西圧縮力の摂動となって作用し、多くの西南日本内陸地震の発生をコントロールしている

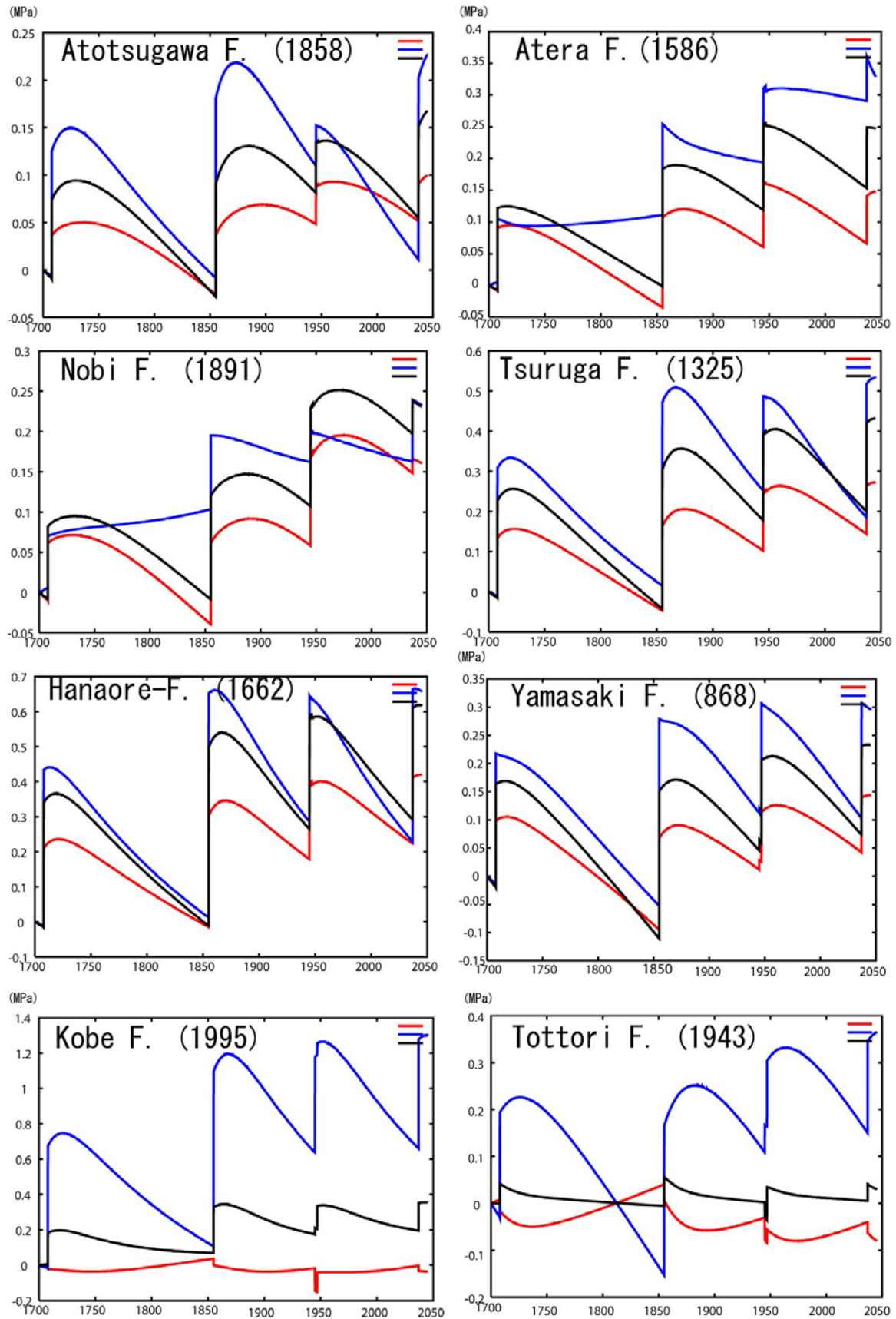


図4 $\Delta CFF > 0$ の活断層 (青: $\Delta\sigma$ 、赤: $\Delta\tau$ 、黒: ΔCFF)

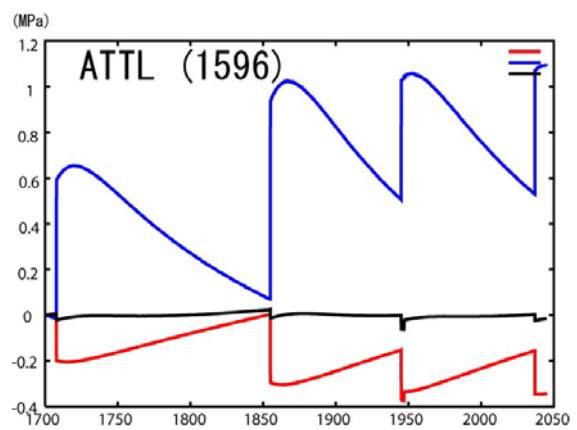
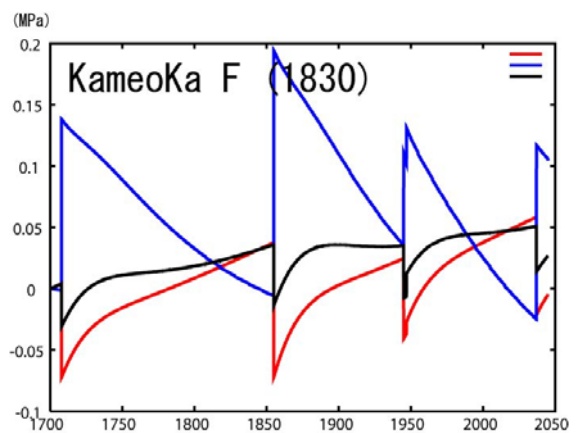
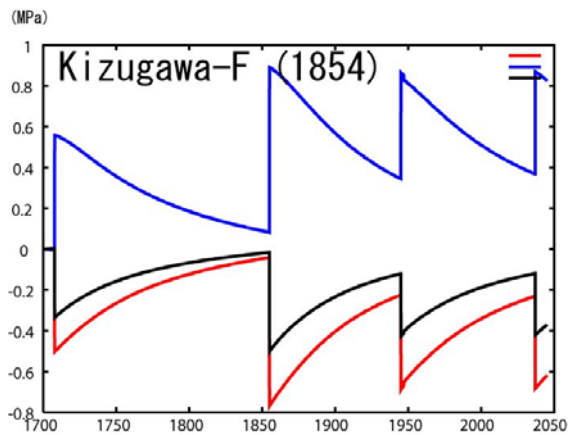
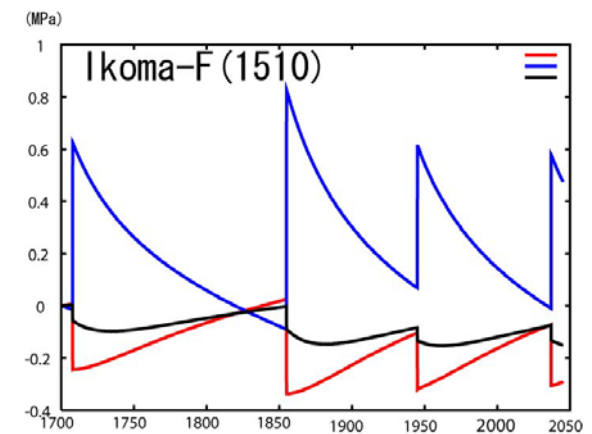
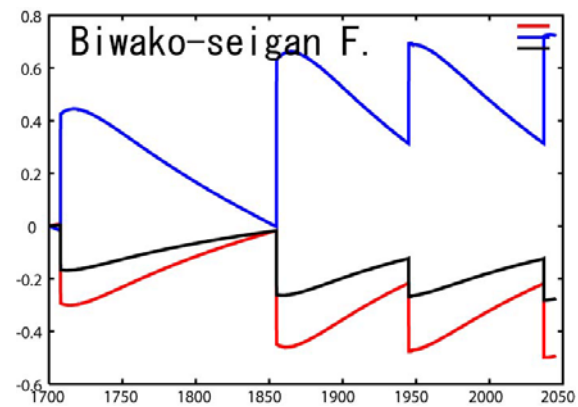
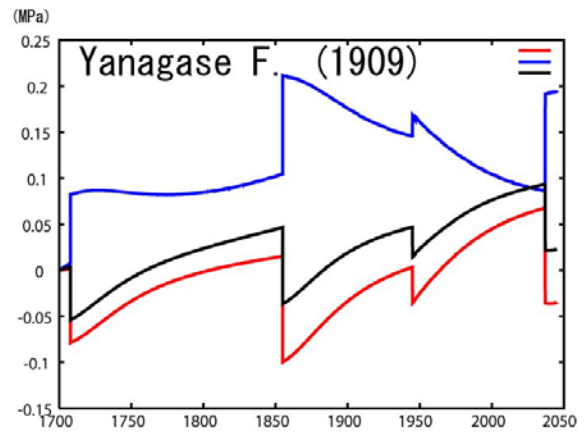
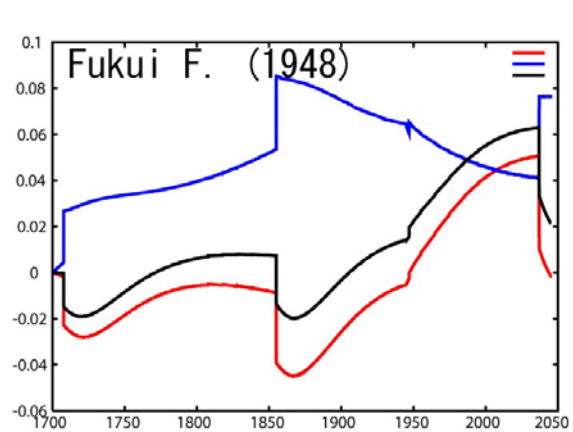


図5 $\Delta CFF < 0$ (stress shadow fault) になる断層 (青: $\Delta \sigma$ 、赤: $\Delta \tau$ 、黒: ΔCFF)

可能性が示された。このことから、南海トラフ巨大地震の1サイクル中のどの時期にどの内陸活断層の発生確率が高くなるかを予測できる可能性が示されたと言える。すなわち、南海トラフの巨大地震によって $\Delta CFF > 0$ となる内陸地震断層では、南海地震直後から粘弾性効果により ΔCFF のピークに達するまで、発生確率が高いと言える。逆に、**Stress shadow** と呼ばれる $\Delta CFF < 0$ となる断層については、粘弾性効果でさらに下がり、プレートの沈み込みにより ΔCFF が回復するまで、発生確率は低いと言える。

ここでは、単純に SP または TP モデルにより南海トラフ地震時すべりを最初から仮定して、過去の内陸地震の発生が ΔCFF とどのような関係にあるか調べた。我々のモデルでは 1995 年兵庫県南部 (神戸) 地震はあまりうまくモデル化できていない。断層すべりモデルをチューニングすれば、過去の内陸地震の発生を説明できる可能性がある。これは、逆に言えば、過去の内陸地震の発生時期から、南海トラフ巨大地震のすべりモデルを構築できる可能性を示している。

ただし、このモデルでは、プレートは南海トラフ地震後直ぐに固着してしまい、次の地震まで固着状態は変わらないとしている。例えば、Hori et al. (2004)⁷⁾のシミュレーション結果が示すように、固着状態は地震サイクル中に変わっていく。こういった効果を入れて ΔCFF を計算する必要がある。

また、本研究では東西圧縮応力の増加には触れていない。例えば、Iio et al.(2002)⁸⁾や Hyodo and Hirahara(2004)⁹⁾などの議論があるが、今後この内陸断層の起震応力を組み込む必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Hori, T. and K. Oike: A physical mechanism for temporal variation in seismicity in the inner zone of southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough, *Tectonophysics*, Vol.308, pp. 83-98, 1999.
- 2) Hyodo, M. and K. Hirahara: GeoFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan, *Pure Appl. Geophys.*, Vol.161, pp. 2069-2090, 2004.
- 3) Heki, K. and S. Miyazaki: Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophysical Research Letter*, Vol.28, pp. 2313-2316, 2001.
- 4) King, G. C.P, R. S. Stein, and J. Lin: Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.84, pp. 935-953, 1994.
- 5) Shimazaki, K., and T. Nakata: Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.7, pp. 279-282, 1980.
- 6) Pollitz, F. F. and S. Sacks: The Kobe, Japan, Earthquake: A Long-Delayed Aftershock of the Offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.87, pp. 1-10, 1997.
- 7) Hori, T., N. Kato, K. Hirahara: T. Baba, and Y. Kaneda, A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth*

Planet. Sci. Lett., Vol.228, pp. 215-226, 2004.

8) Iio, Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi, and I. Shiozaki: Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.203, pp. 245-253, 2002.

9) Hyodo, M. and K. Hirahara: A viscoelastic model of interseismic strain concentration in Niigata-Kobe Tectonic Zone of central Japan, *Earth Planets Space*, Vol.55, pp. 667-675, 2004.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Mitsui, M. and K., Hirahara	Slow slip events controlled by the slab dip and its lateral change along a trench	Earth Planet. Sci. Lett., 245, pp. 344-358	平成 18 年 4 月 3 日
光井能麻, 堀高峰, 平 原和朗	数値シミュレーションとデータ解析の考察が示す東海スロースリップの新たな存在意義	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 15 日
平原和朗, 堀高峰, 兵 藤守, 光井 能麻	南海トラフ巨大地震発生サイクルと西南日本内陸地震の発生	日本地震学会 2006 年秋季 大会	平成 18 年 11 月 1 日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 非地震性すべりのモデル化

飯尾能久（京都大学防災研究所）

iio@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

有限要素法等を用いて、兵庫県南部地震の断層への応力蓄積過程をモデル化した。兵庫県南部地震の断層や有馬高槻構造帯の北側の下部地殻内に北落ちの断層帯を仮定し、周辺領域全体を 1mm/年程度で南北に伸張させると、上部地殻に塑性変形を導入した場合、兵庫県南部地震前約百年間に上記の断層近傍で観測された南北伸張の歪速度場を定量的に説明できることが分かった。

(b) 業務の実施方法

平成 17 年度は、兵庫県南部地震の断層への応力蓄積過程を解明するために、これまで提案されたいくつかのモデルをレビューし、既存の観測データや近畿地方において推定されている広域的な応力場との整合性を検討した。その結果、Weak zone model(飯尾, 2004¹⁾)は広域的な応力場と調和的でないことが分かった。一方、デタッチメントモデル(図 1、飯尾, 1996²⁾)については、(地震時以外は)、定性的には観測データを説明するが、定量的には、上部地殻を弾性体と仮定すると、計算される歪み速度が観測データに比べて小さすぎるということが分かった。そこで、有限要素法により予備的なシミュレーションを行い、上部地殻に塑性変形を導入すると、下部地殻での変形を効率的に地表へ伝えることが可能ことが明らかになった。

今年度は、実際の構造に基づいた有限要素モデルを用いて、兵庫県南部地震の断層や有馬高槻構造帯の近傍の歪速度場を定量的に再現することを試みた。

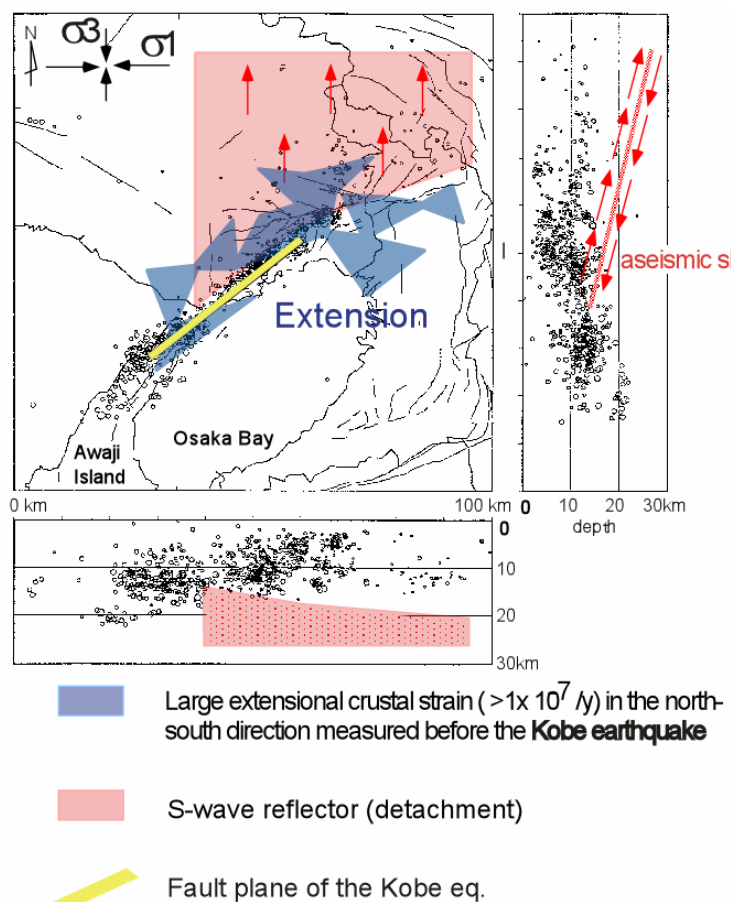


図 1 デタッチメントモデルの模式図(飯尾, 1996²⁾)。青：兵庫県南部地震前約 100 年間の近畿地方中部の地殻水平歪(国土地理院, 1985⁴⁾, 1986⁵⁾)において、南北伸張の歪速度が 10^{-7} /年より大きな領域。ピンク：仮定されたデタッチメント。有馬高槻構造線の北側に発見されていた S 波の反射面(片尾, 1994⁶⁾)を延長した。

(c) 業務の成果

有限要素法(ABAQUS)を用いて、兵庫県南部地震の断層や有馬高槻構造帯に直交する2次元モデルを作成した。

図2(a)に示すように、地殻を単純な長方形で近似し、上部地殻をMohr-Coulomb 則に従う塑性領域、下部地殻・上部マントルをべき乗型の流動則に従う領域とした。

デタッチメントに対応するように、下部地殻内に幅 1km の断層帯を導入した。断層帯においては、Wet diabase の流動則を用いることにより、周辺の岩石(Dry diabase)よりも変形しやすくした。用いた物性値を表1～3に示した(Ellis et al., 2001³⁾)。下部地殻の断層帯の上端付近が、兵庫県南部地震の断層や有馬高槻構造帯の位置となる。

温度構造としては、62.5km より浅部は線形の温度勾配(20℃/km)とし、それより深部は1250℃で固定した。簡単のために、流動則のパラメータは、最初の位置とそこでの温度の関数とし、変形後も同様のパラメータを持つものとした。

境界条件としては、地殻の右端は変位速度一定、マントルの右端およびモデルの下側・左端・下端は、境界に鉛直な変位をゼロとするローラー境界とした。最初に地殻の右端もローラー境界として、重力のみを加えた。平衡状態に達した後、地殻の右端を1mm/yrの変位速度で引っ張った。

図3(a)に、長期間経過して安定状態に達した10万年後の変形図を示す。下部地殻の断層帯から地表へ向かう変形集中帯が形成されていることがよく分かる。長期間で平均した地表にお

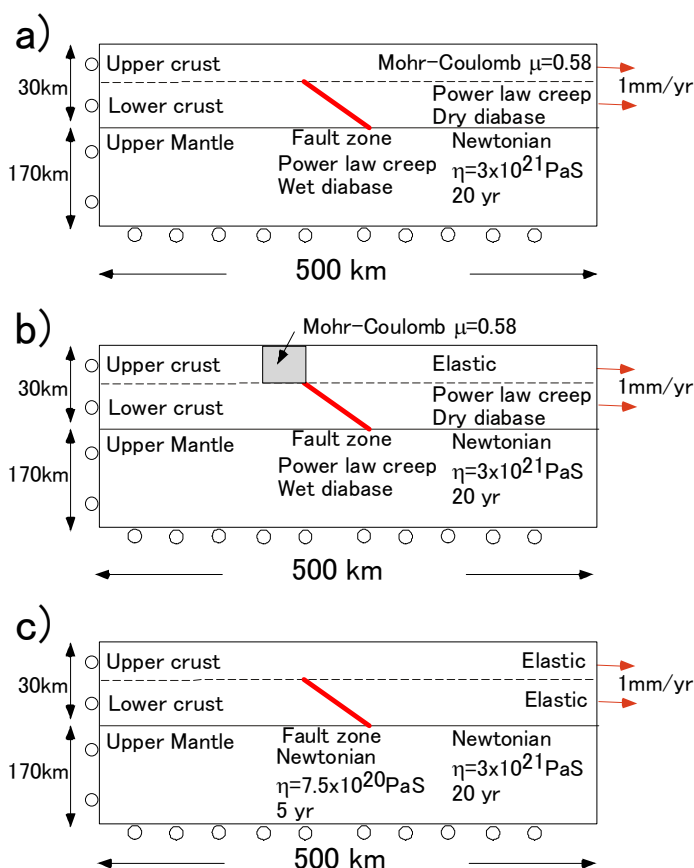


図2 有限要素モデル。断層帯に直交する2次元断面。(a) 上部地殻全体、(b) 断層付近の上部地殻のみが、Mohr-Coulomb 則に従う塑性領域となっている。(c) 上部・下部地殻とも弾性体。赤：デタッチメントに対応する下部地殻内の断層帯(幅 1km, 傾斜角 30°)。上部・下部地殻の厚さはそれぞれ 18.9km・11.1km。

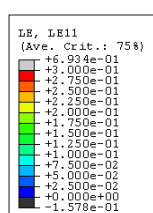
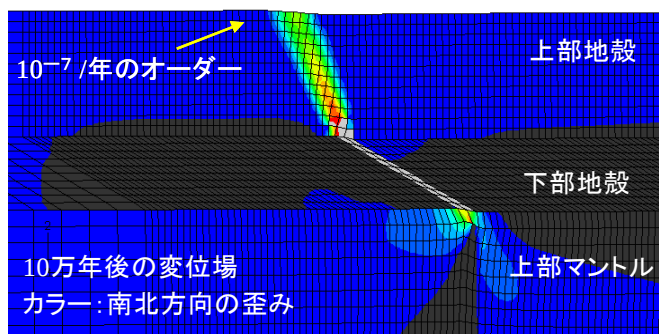


図3(a) 上部地殻全体が塑性領域(図2(a))の計算結果。下部地殻の右下りの灰色部分が断層帯。南北方向の歪みの大きさがカラーで示されている。



る歪速度は、 10^{-7} /年程度であり、震源域周辺の地殻水平歪(国土地理院, 1985⁴⁾, 1986⁵⁾)に見られる南北伸張の歪速度場とオーダーが一致している。ただし、図 1 に見られるように、観測データにおいては、南北伸張の大きな領域は、断層近傍だけではなく、南北方向に数十 km 程度広がっているように見える。

そこで、図 2(b)に示すように、下部地殻の断層帯の上端付近の上部地殻内の、幅 15km の領域のみが Mohr-Coulomb 則に従う塑性領域とし、それ以外の上部地殻は弾性体と仮定して、同様の計算を行ってみた。

図 3(b)に結果を示す。塑性領域全体に変形が広がっていることが分かる。長期間で平均した地表における歪速度は、 10^{-7} /年程度であり、震源域周辺の地殻水平歪とオーダーが一致している。

比較のために、図 2(c)に示したように、上部・下部地殻を弾性体とした場合の変形図を図 3(c)に示す。断層帯ではずれが生じているが、地表の変形は大変小さい。

このように、上部地殻で非弾性変形が起こるならば、深部の変形を効果的に地表に伝えることが出来ることが確認された。また、上部地殻全体を Mohr-Coulomb 則に従う塑性領域とした場合は、変形が狭い領域に集中するのに対して、塑性領域を断層帯の近傍に限った場合には、変形は仮定した塑性領域に広がり、結果として、歪み速度の大きな領域の範囲を広くできることが分かった。

(d) 結論ならびに今後の課題

兵庫県南部地震の断層への応力蓄積過程に関するデタッチメント仮説(飯尾, 1996²⁾)の問題点は、観測されている歪速度を説明するためには、デタッチメントのすべり速度を数 cm/年程度と非常に大きな値に仮定しなければならない点であった。上部地殻に非弾性変形を導入すると、下部地殻における変形が効率的に地表まで伝わるため、デタッチメントのすべり速度が 1mm/年程度と小さくても、観測された歪み速度場を説明できることが分かった。ただし、上部地殻の全体に塑性変形を導入すると、変形が断層帯の直上の狭い領域に集中する。断層帯の上端付近の限られた領域にのみで塑性変形が起こると仮定すると、

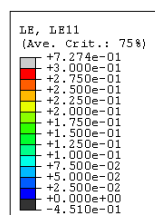


図 3(b) 上部地殻全体が塑性領域(図 2(a))の計算結果。下部地殻の右下がりの灰色部分が断層帯。

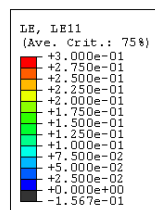
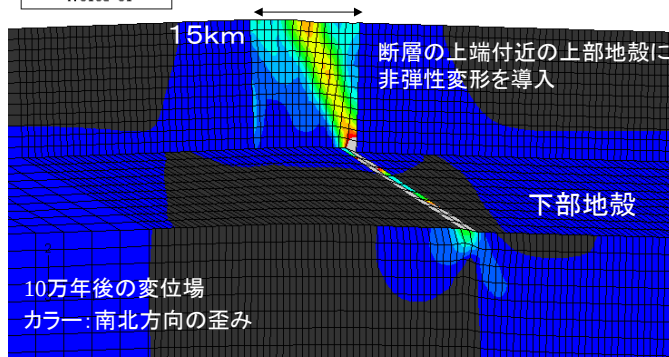


図 3(c) 上部・下部地殻を弾性体とした場合(図 2(c))の計算結果。下部地殻の右下がりの灰色部分が断層帯。

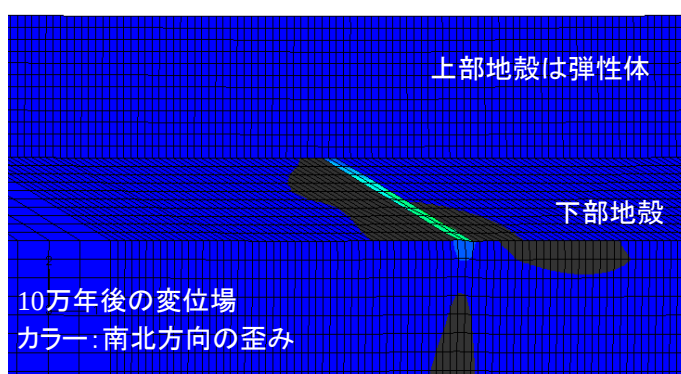


表 1 地殻のヤング率、ポアソン比、密度

	ヤング率 (Pa)	ポアソン比	質量密度 (kg/m ³)
Diabase	1.06×10^{11}	0.280	2940

表 2 べき乗則のパラメータ

	Q (kJ mol ⁻¹)	n	B (MPa s ^{1/n})
Diabase (wet)	259	3.4	3.68
Diabase (dry)	485	4.7	0.191

表 3 マントル部の物性値 (Olivine(wet))

パラメータ	SI 単位系
ヤング率 E [Pa]	1.90×10^{11}
ポアソン比 ν	0.26
密度 ρ [kg/m ³]	3310
緩和時間	20 年

観測データをよりよく説明できることが分かった。

近畿地方中央部では最大圧縮応力は東西であるため、上部地殻全体が塑性変形する場合には、地殻全体に東西短縮歪みが表れると考えられる。兵庫県南部地震の断層および有馬高槻断層帯周辺で観測された約 100 年間の地殻水平歪みにおいては、東西短縮歪よりも南北伸張歪の絶対値が大きかった(飯尾, 1996²⁾)。このことは、塑性変形は上部地殻全体で起こっているのではなく、東西走向を持った断層の非地震性のすべりで起こっている可能性を示している。本研究では、断層帯の上端付近の幅 15km の領域内で塑性変形が起これと仮定したが、実際には、その領域内の複数の断層帯で非地震性すべりが起こっている可能性が考えられる。

上記においては、下部地殻の断層帯を変形させるために、モデルの端を引っ張るという速度境界条件を導入した。長期間にわたる日本列島内陸の変形は、プレート境界におけるほぼ一定の応力境界条件で説明できると考えられるので(Iio et al., 2004⁷⁾)、応力境界条件を用いたシミュレーションが重要である。さらに、ここで構築した有限要素モデルは、断層帯に直交する 2 次元モデルであり、断面に直交する方向の変形は取り扱うことが出来ない。これらを取り入れて、3 次元のモデル化を行うことが今後の課題である。3 次元のモデル化により、地震時の変形をモデルに取り入れることにより、兵庫県南部地震の断層や有馬高槻構造帯周辺における、地震サイクルを越えた長期間の変形場を説明することが可能となると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) 飯尾能久: 歪集中帯のメカニズムと近畿北部における最近および兵庫県南部地震前の地殻活動, 日本地震学会講演予稿集, 秋季大会, 2004.
- 2) 飯尾能久: 兵庫県南部地震の発生機構—断層の固着とデタッチメントのすべり—, 地震 2, Vol. 49, pp. 103-112, 1996.
- 3) Ellis S.: Silke Wissing and Adrian Pfiffner, Strain localization as a key to reconciling

experimentally derived flow-law data with dynamic models of continental collision, Int. J. Earth Sciences, Vol. 90, pp. 168-180, 2001.

- 4) 国土地理院：近畿地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，34, pp. 346-357, 1985.
- 5) 国土地理院：近畿地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，34, pp. 333-354, 1986.
- 6) 片尾浩：近畿地方の微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面，地球惑星関連学会合同大会予稿集，pp. 122, 1994.
- 7) Iio, Y., T. Sagiya and Y. Kobayashi: What controls the occurrence of shallow intraplate earthquakes? EPS, 56, pp. 1077-1086, 2004.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
飯尾能久	兵庫県南部地震前の地殻活動と上部地殻の非弾性変形	日本地球惑星科学連合 2006年大会	平成18年 5月14日
飯尾能久	クリープモデルと Weak zone model	日本地球惑星科学連合 2006年大会	平成18年 5月17日

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし
- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

(2-3) 地殻の粘弾性構造と応力に対する応答についての研究

古本宗充（名古屋大学大学院環境学研究科）

furumoto@eps.nagoya-u.ac.jp

工藤健（中部大学地球ウォッチ・市民安全センター）

kudo@isc.chubu.ac.jp

田中俊行（（財）地震予知総合研究振興会・東濃地震科学研究所）

tanaka@tries.jp

(a) 業務の要約

地殻が応力変動に対してどのように応答するかを、粘弾性的構造の観点から調べ、断層運動や地震活動の推定に利用しようとする研究である。本業務では①海水準変動などに起因する地殻の長周期応力変化と断層活動の関係解明、②重力異常データなどによる地殻の有効弾性厚および過去の被破壊度の推定、③地殻の歪み速度と重力異常などとの関係から粘弾性構造推定、④地殻の粘弾性構造を支配する熱的構造と内陸地震活動との関係解明、等を実施してきた。平成18年度は④の観点から、過去100年および500年スケールの地震活動を検証した。その結果、日本列島の地温勾配分布と地震の最大規模とに関連があることが明らかとなった。さらにこれらの結果から、今後起こり得る内陸地震の最大規模の地域差を推定することができた。

(b) 業務の実施方法

ある地域で発生しうる地震の最大規模の情報は、防災の観点からも断層破壊の理解の観点からも重要であるが、まだ大きな地震を経験していない地域での推定は難しい。地震の最大規模を推定することを目的としたこれまでの研究では、歴史地震、地質構造、そして活断層分布などを基礎データとしている（例えば、松田, 1990¹⁾）。本業務では、地殻の粘弾性的特性を支配する測定量の一つとして地殻の地温勾配を検討し、過去の内陸地震の規模との空間的照合を試みた。その結果得られた地温勾配と内陸地震最大規模との関係を用いて、『日本列島の内陸地震最大規模分布図』作成を試みた。

解析に使用した地震は、①1927年以降に日本列島内および周辺で発生した気象庁マグニチュード M6.5 以上のもの、および②1500年以降の日本付近のおもな被害地震（宇佐美, 1996²⁾；宇津, 1982³⁾, 1985⁴⁾；茅野, 1987⁵⁾）である。ただし、太平洋側のプレート境界での地震と、日本海東縁で同じくプレート境界地震に類似すると考えられる地震は除いた。地温勾配は田中・他(2004)⁶⁾による日本列島とその周辺の地温勾配のデータベースを利用した。

地温勾配-マグニチュードの照合は、以下のように実施した。まず、局地的な原因による地温勾配値の乱れが解析に影響することを避けるため、深さが1000m以上のボーリングデータによって観測された地温勾配値を選び、値の水平変化から、波長100km以上の成分を抽出した。その上で、地震の震央分布と（長波長）地温勾配分布を重ね合わせ、各地震の規模とその震央における地温勾配値を抽出したデータセットを作った。解析に用いた全地震データの震央分布および長波長地温勾配分布図を図1に示す。

上記照合結果から、地温勾配と地震の最大規模との関係を見積った。ここでは松田

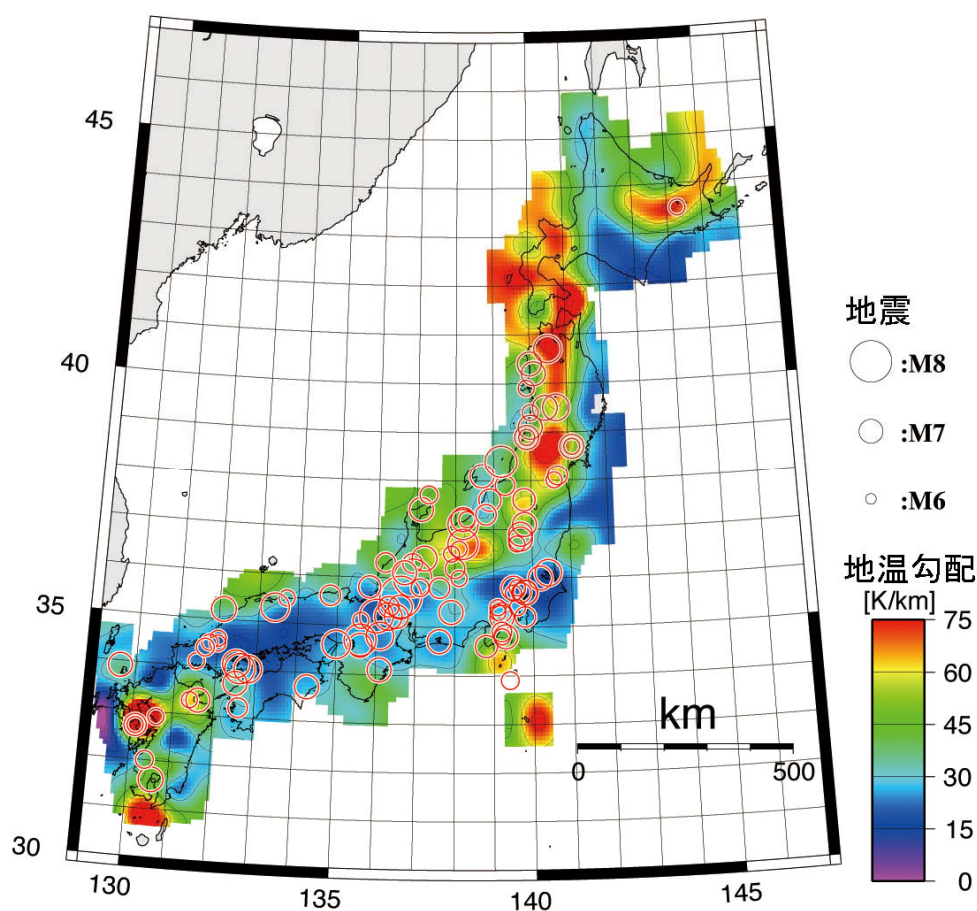


図1 日本列島の地温勾配分布（波長 100km 以上）と用いた地震の震央分布

(1975)⁷⁾ の断層長と地震規模の関係をもとに、関係式を予想し、実際の観測値との整合性を議論した。理論式と実際の観測データをもとに、上記の地震最大規模分布図を作成した。

(c) 業務の成果

地温勾配と地震のマグニチュードの関係をプロットしたものが図2である。図の丸印による点は最近（1927年以降に日本列島内および周辺で発生した）の地震、菱形の点は歴史地震（1500年以降の日本付近のおもな被害地震）によるものである。各点はグラフの左下の領域のみに分布し、上限をかなり明確に決めることができる。この上限は各温度勾配を持つ領域での地震の最大規模であると考えることができる。つまり内陸での最大地震は地温勾配をパラメータとして推定できる可能性を示している。また、温度勾配が高い地域ほど発生する地震の上限が低くなることも示している。地殻内の温度の高い地域ほど、脆性破壊を起こす領域の厚さが薄くなると考えられるので、このような傾向は物理的にも妥当なものであろう。

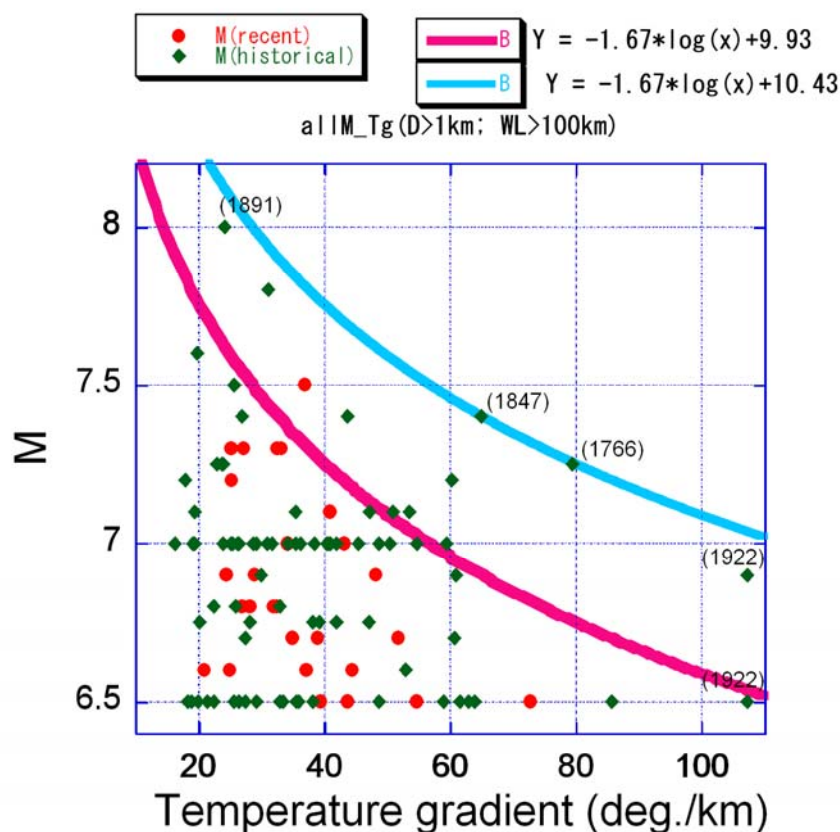


図2 地温勾配と発生した地震のマグニチュードの関係

第一近似的に地温勾配と最大マグニチュードの関係を以下のように予想し、実際の観測結果との比較を試みた。①断層長 L と地震規模 M の関係は、 $M = 1.67 \log L + 4.83$ で表される (松田, 1975⁷⁾)。②断層長 L は断層幅 W の 2 倍程度とする。③地殻の温度が 400°C 以下の領域で脆性破壊が起こるとすると、地温勾配 T_g $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ の地域の脆性破壊領域の厚さは $400/T_g$ km となる。④上記脆性破壊領域で最大マグニチュードの地震を引き起こす断層面の傾斜は 45 度とする。

以上より、地温勾配 T_g と最大マグニチュード $M_{\max}$ との関係は、

$$M_{\max} = -1.67 \log T_g + 9.93 \quad \cdots(1)$$

と予想できる。図2の下側の曲線はこの最大規模曲線である。一方、上で仮定した断層が 2 本連動して地震を生じた場合、

$$M_{\max} = -1.67 \log T_g + 10.43 \quad \cdots(2)$$

と見積ることができる。この曲線が図2の上側の曲線である。

曲線(1)は図2に示された地震のデータのうち、赤丸で示される過去約 100 年間 (より正確には 80 年間) の地震の分布の上限を良く表している。一方曲線(2)は、赤丸及び緑菱形で示される過去 500 年間の地震の分布の上限を良く表している。よって、これらの曲線は、それぞれ 100 年間および 500 年間にに対する最大規模曲線であると考えることができる。期間が 5 倍程度長くなれば最大規模がマグニチュード差にして 0.5 程度大きくなる大きくなることは、地震の頻度と規模の関係 (グテンベルグ・リヒターの関係) とも整合的である。

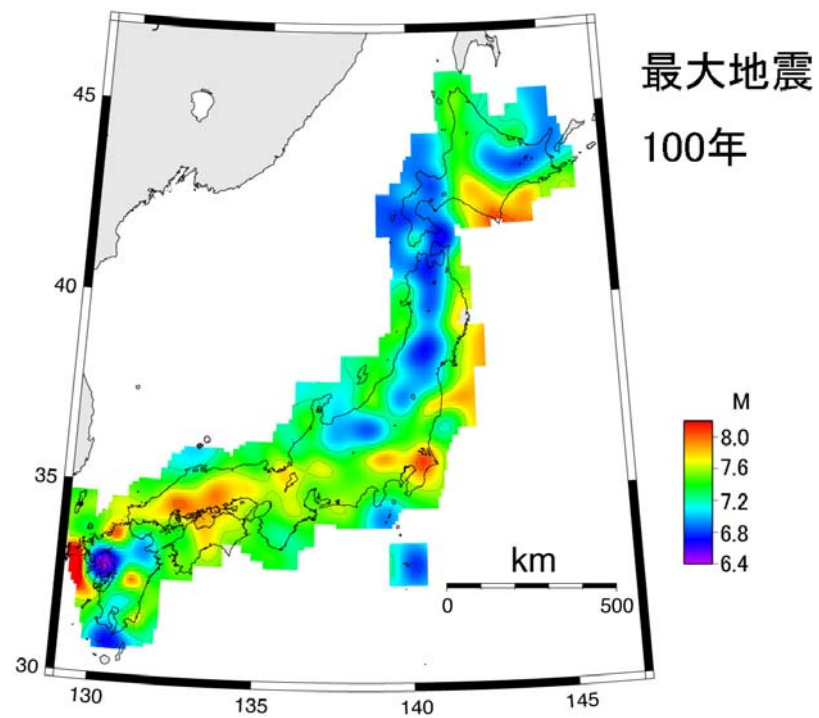


図3 日本列島の内陸地震最大規模分布図（タイムスケール 100 年）

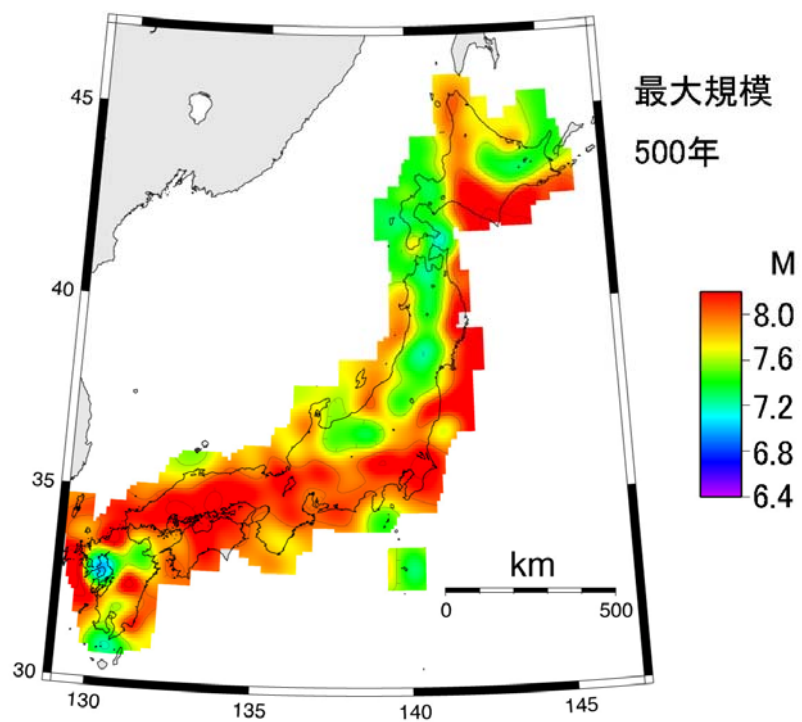


図4 日本列島の内陸地震最大規模分布図（タイムスケール 500 年）

ここで解析に使用した地震データは過去に発生した地震についてであるが、日本列島における内陸地震の活動が定常的であると仮定すると、時間の基準点はどこに置いても良いことになる。つまり、上で述べた 100 年間および 500 年間は、現在から見て今後 100 年間や 500 年間と見なすことができる。

そこで、地温勾配分布と上記関係式より、各タイムスケールにおける日本列島の内陸地震最大規模分布図作成を試みた。タイムスケール 100 年の場合を図 3 に、500 年の場合を図 4 に示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

日本列島で発生した内陸地震の最大規模は、地温勾配の低い地域ほど大きい傾向が明らかとなった。この傾向は、断層面積と地震規模の関係からの予測と整合的であった。これらの結果から、地温勾配をパラメータとした各地の最大地震規模推定の例を示した。過去 100 年スケールの震源データからは、同等の時間スケールの未来における最大地震規模が、過去 500 年スケールの歴史地震からは、我々が過去の地震活動から学ぶうる最大の地震規模が、それぞれ表現されていると考えられる。

ただし本解析は、地温勾配という単一のパラメータを用いて行った推定であり、今後は有効弾性厚や歪み速度など、複数のパラメータとの関連を解明し、多角的視点からの精度向上を試みる必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 松田時彦:最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, 65, pp. 289-319, 1990.
- 2) 宇佐美龍夫: 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1996.
- 3) 宇津徳治: 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 (1885~1980 年), 地震研究所彙報, 57, pp. 401-464, 1982.
- 4) 宇津徳治: 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 (1885~1980 年(訂正と追加)), 地震研究所彙報, 60, pp. 639-642, 1985.
- 5) 茅野一郎, 宇津徳治: 日本の主な地震の表, 「地震の事典」, 朝倉書店, 467-552, 1987.
- 6) 田中明子, 山野誠, 矢野雄策, 笹田政克: 日本列島及びその周辺域の地温勾配分布及び地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGMP-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004.
- 7) 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 28, pp. 269-283, 1975.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
古本宗充, 工藤健, 田中俊行	内陸地震の最大規模と地温勾配の関係	日本地震学会 2006 年秋季大会	平成 18 年 11 月 2 日

田中俊行，田中寅夫	深部低周波微動活動は絶対重力測定に影響したか？	日本測地学会第 106 回講演会	平成 18 年 10 月 18 日
工藤健	日本列島における内陸地震の最大規模分布図作成に関する研究	中部大学地球ウォッチ・市民安全センター平成 18 年度研究報告書	平成 19 年 3 月

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-4)震源断層近傍における地震前後におけるひずみ速度および応力の変化

－2000 年鳥取県西部地震

川方裕則（立命館大学理工学部）

kawakata@se.ritsumei.ac.jp

豊田暁来（京都大学大学院理学研究科）

toyoda@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

小林知勝（京都大学防災研究所）

tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

橋本学（京都大学防災研究所）

hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

一般に高速破壊現象が発生する前には、破壊開始点近傍で非弾性変形が卓越することが知られているが、同様な高速破壊現象である自然地震に関しては具体的な検出例がないため、その先行時間・変形量が明らかにされていない。地殻内で発生する非弾性変形を検出するためには応力とひずみの両者を独立な手法で同時モニターすることが必要である。本研究では、地殻変動データと地震波形から推定される応力パラメータから、非弾性変形の進行を抽出するためのモニタリング・システムを構築することを最終的な目的としている。本年度は、平成 17 年度の継続として国土地理院で展開されている GEONET による地殻変動データを用いたひずみ速度変化の検出の試みと、京都大学防災研究所による震源情報ならびに地震波形データを用いた応力パラメータ変化の検出の試みを実施した。

研究対象領域は近畿圏の活断層近傍が望ましいが、近年の大規模地震発生記録がないため、近畿圏と同様に水平応力一ひずみ成分が支配的である鳥取県西部地域とし、2000 年鳥取県西部地震を検出対象地震とした。その結果、せん断ひずみ速度の時空間的な比較から、地震発生前に震源域近傍において局所的に広域なものとは異なるせん断ひずみの解放が 1998 年初めから 1998 年中ごろにかけてあったことを示唆する結果が得られた。また、応力解析からは、ほぼ同時期に不明瞭ながら局所的な応力低下を示唆する結果も得られた。ただし、応力解析は一観測点の記録で行われたものであり、また地震発生頻度が低いこと、応力パラメータに関して精度は必ずしも高くない。応力状態の推定については、より小規模な地震についても良質のデータが得られるように、対象活断層に対して集中的に観測を行うなどの展開が必要であると考えられる。

(b) 業務の実施方法

国土地理院による GPS 連続観測システム（GEONET）が整備された後に発生した内陸における大規模地震として 2000 年鳥取県西部地震（2000 年 10 月 6 日 13 時 30 分（JST）発生、 $M_{JMA}=7.3$ ）が挙げられる。

この地震について、応力パラメータとしては規模別頻度分布による b 値(Enescu and Ito, 2002)¹⁾や応力インバージョンによる R 値(Yukutake, 2006)²⁾などの評価があるが、いずれも余震データを用いたものであり、地震発生前の局所的な変化に関する報告は得られていない。これは、多くのデータから一つのパラメータを推定するというこれら手法の性質上、

致し方のないことである。

地殻変動に関しては、この地震の発生前に収縮方向のひずみ速度が減少していることが GEONET のデータを用いた三角網による解析結果から Nishiwaki and Sagiya (2005)³⁾によって指摘されている。三角網による解析の場合、空間分解能は観測点間隔と同程度に高くすることができるが、未知パラメータ 6 つ（並進 2 成分，回転成分，二次元ひずみテンソル 3 成分）に対し、6 つの観測値（3 点の水平座標変化 2 成分）しか与えられないため、観測誤差に対する依存性が高くなってしまう。また、方程式が完全に解けてしまうため、誤差に関して評価を行うことが困難である。一方、一般によく用いられる距離に対する重み付けによる平滑化を利用した解析では個々の観測値に対する依存性が低くなり、観測誤差に左右されにくくなるが、空間分解能はかなり低下してしまう。そのため、震源域における局所的なひずみ速度の変化をとらえるには不十分となってしまう。

そこで本研究においては、以下の 2 つの手法により、応力とひずみの独立な推定を試みた。ひずみ速度については、グリッドを使用して解析をおこないつつ、各グリッド近傍の 5 観測点のデータに対し、観測点とグリッド間の距離の重みをかけない計算方法を用い、三角網解析と平滑化解析の中間的な解析とした。また、応力については、Kawakata *et al.* (2006)⁴⁾によりその有効性が示唆されている応力場モニター手法を適用して、応力パラメータ Energy Index を推定する。Energy Index は個々の地震に対して値が推定できるという利点を持ち、地震発生前の比較的少ない地震データに関しても推定が可能となる。

ひずみ速度解析

データは平成 17 年度に引き続き、GEONET の F2 解水平 2 成分を使用した。計算領域は本州西南日本の各 GEONET 観測点とし、計算期間は、地震発生後について平成 17 年度から若干の見直しをおこない、以下の通りとした。地震発生前は、断層近傍の観測点においてデータ公開が開始された 1997 年 4 月から地震直前の 2000 年 9 月まで、地震発生後は余効変動の影響が少なく、アンテナ交換の影響が少ない 2003 年 3 月から 2006 年 1 月までである。18 ヶ月のタイム・ウィンドウで 1 ヶ月ずつずらしながら移動平均計算をおこなった。各タイム・ウィンドウにおいて水平 2 成分データ時系列から、定常的な年平均水平変位速度 2 成分を推定した。推定式は平成 17 年度と同様である。異常点を解析対象から除去した後、推定した変位速度から、0.2 度毎に設けられたグリッドに対するひずみ速度テンソルを上記の方法により算出した。推定式は、平成 17 年度同様、Shen *et al.* (1996)⁵⁾によるものから距離に対する重みを考慮しないものを使用した。計算された年平均水平ひずみ速度テンソルから、2000 年鳥取県西部地震の断層走向方向の法線ひずみ速度、せん断ひずみ速度を算出し、この時空間変化を調べた。設定されたグリッドと使用した観測点を

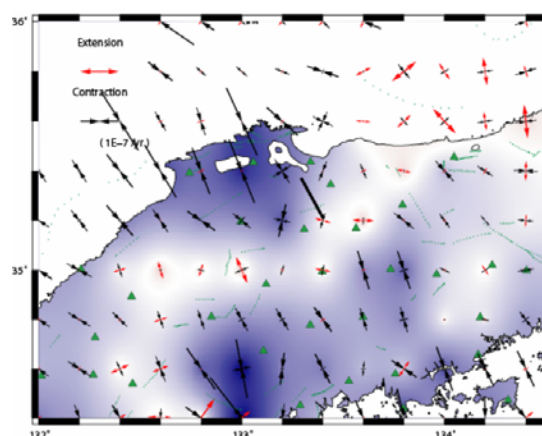


図1 使用した観測点（緑▲）と計算されたグリッド（両矢印点）。背景および両矢印は 1998/4/1 から 1999/9/30 までの 18 ヶ月間の面積ひずみ速度場および主ひずみ速度ベクトルである。

図 1 に示す。

応力解析

データは、京都大学防災研究所による地震波形データならびに震源情報、初動読み取り値を使用した。解析領域は、対象とした 2000 年鳥取県西部地震の破壊開始点を中心に 5.5 km の球内とした。1997 年以降 2000 年 10 月 6 日までに解析領域内で発生したすべての地震のうち、規模別頻度分布が G-R 則を満たす $2.0 \leq M \leq 3.3$ の範囲にあるものは、記録漏れ、解析期間が短いことによる発生漏れがないものと判断し、この条件に当てはまる 54 イベントを解析対象地震とした(表 1)。震源距離が 70-80 km となる鹿野観測点 (SNT) の波形(速度記録 3 成分)を使用して、地震波放射エネルギーと地震モーメントを推定し、この値から Energy Index (EI) を算出した。推定方法は Kawakata et al. (2006)⁴⁾による。

表 1 解析に使用した 54 地震に関する震源情報

Origin Time	Latitude, deg.	Longitude, deg.	Depth, km	Magnitude
1997/05/02 21:18:31.43	35.298	133.357	8.03	2.6
1997/09/04 05:59:46.01	35.266	133.371	9.42	2.9
1997/09/04 06:18:59.07	35.260	133.380	7.72	2.5
1997/09/04 07:17:23.82	35.262	133.373	8.59	3.1
1997/09/05 02:01:54.24	35.262	133.381	5.22	2.3
1997/09/05 06:06:32.58	35.264	133.376	4.99	2.8
1997/09/05 11:09:12.59	35.259	133.383	7.03	2.1
1997/09/05 17:35:40.65	35.262	133.380	5.31	2.7
1997/09/06 11:34:23.93	35.265	133.375	8.76	2.1
1997/09/07 08:45:18.92	35.285	133.345	4.99	2.0
1997/09/09 20:30:41.25	35.261	133.377	5.00	2.2
1997/09/13 17:50:41.79	35.265	133.378	3.88	2.1
1997/09/14 15:12:35.42	35.242	133.358	6.69	2.4
1997/09/15 00:22:07.97	35.263	133.376	5.13	2.0
1997/09/15 06:36:30.27	35.287	133.359	3.92	2.1
1997/09/17 12:24:51.49	35.237	133.333	5.00	2.0
1997/09/19 02:07:13.76	35.246	133.341	4.98	2.1
1997/09/20 00:21:36.88	35.280	133.364	6.19	2.0
1997/09/20 06:36:20.45	35.280	133.365	4.96	2.0
1997/09/22 23:38:07.64	35.279	133.364	4.69	3.1
1997/09/23 01:51:55.43	35.279	133.363	4.85	2.2
1997/09/23 08:00:11.21	35.299	133.349	2.94	2.0
1997/09/23 08:10:33.42	35.299	133.348	3.08	2.4
1997/09/23 11:21:26.99	35.282	133.366	3.35	2.8
1997/09/23 22:33:17.85	35.283	133.365	2.97	3.1
1997/09/24 04:17:47.25	35.298	133.349	3.29	2.0
1997/09/24 14:55:22.50	35.279	133.364	3.06	2.6
1997/10/01 07:54:09.01	35.300	133.352	2.83	2.9
1997/10/01 15:48:38.10	35.263	133.380	5.83	3.0
1997/10/02 21:11:38.56	35.299	133.354	3.03	3.2
1997/10/03 04:41:41.62	35.299	133.354	2.97	2.7
1997/10/11 23:05:23.73	35.267	133.357	4.56	2.5
1997/10/12 01:42:00.22	35.266	133.358	4.62	3.3
1997/10/12 16:05:41.07	35.264	133.359	4.59	2.0
1997/10/15 01:54:12.17	35.300	133.352	3.33	2.8
1997/10/16 04:00:10.87	35.278	133.366	4.98	3.2
1997/10/22 17:55:16.17	35.298	133.336	2.39	2.0
1997/10/26 17:08:18.25	35.248	133.339	3.50	2.8
1997/10/30 14:50:07.26	35.269	133.373	6.94	3.0
1997/10/31 19:11:27.49	35.271	133.376	5.94	2.3
1997/11/25 22:23:10.35	35.304	133.340	2.08	2.1
1997/12/07 17:47:13.58	35.301	133.352	1.70	2.1
1997/12/13 11:05:20.64	35.288	133.360	2.40	2.7
1997/12/21 03:05:37.54	35.292	133.353	2.53	2.5
1997/12/31 07:54:58.61	35.308	133.348	2.07	2.1
1998/03/12 04:15:03.08	35.275	133.357	4.60	2.2
1998/05/18 20:22:22.93	35.246	133.354	2.91	2.2
1998/05/21 19:09:17.10	35.270	133.360	3.21	2.4
1998/11/27 19:44:33.65	35.284	133.346	0.85	2.1
1999/01/04 11:55:45.13	35.285	133.346	6.02	2.2
1999/04/18 18:33:03.33	35.278	133.353	1.11	3.0
1999/04/23 21:17:55.38	35.279	133.353	1.50	2.5
1999/04/23 22:00:08.80	35.274	133.357	2.96	2.0
1999/12/31 09:28:01.40	35.284	133.356	6.94	2.0

(c) 業務の成果

ひずみ速度解析

震源断層走向方向に関する法線ひずみ速度とせん断ひずみ速度の時空間分布を調べたところ、以下のような傾向が明らかになった。

1) 空間分布

地震発生前と地震発生後に関する法線ひずみ速度とせん断ひずみ速度の例を図 2 に示す。法線ひずみ速度は、地震発生前後で顕著な変化は見られず、安定していたことが伺える。一方、せん断ひずみ速度に関しては、震源領域近傍においてもっとも顕著な変化が見られ、やや右ずれのひずみ蓄積センスであったものが左ずれセンスへ地震発生前後で極性が変化している。1997 年以前は GEONET の整備前であり、ひずみ速度場が不明であるため、いずれが異常であるかを直接的に示すことは難しいが、地震発生後に広域ひずみ速度場である東西方向の収縮に対応した左横ずれセンスになっていることを考えると、地震発生前のせん断ひずみ速度場が震源近傍で異常を示していたことが示唆される。以下で、この異常が現れた時期について触れる。

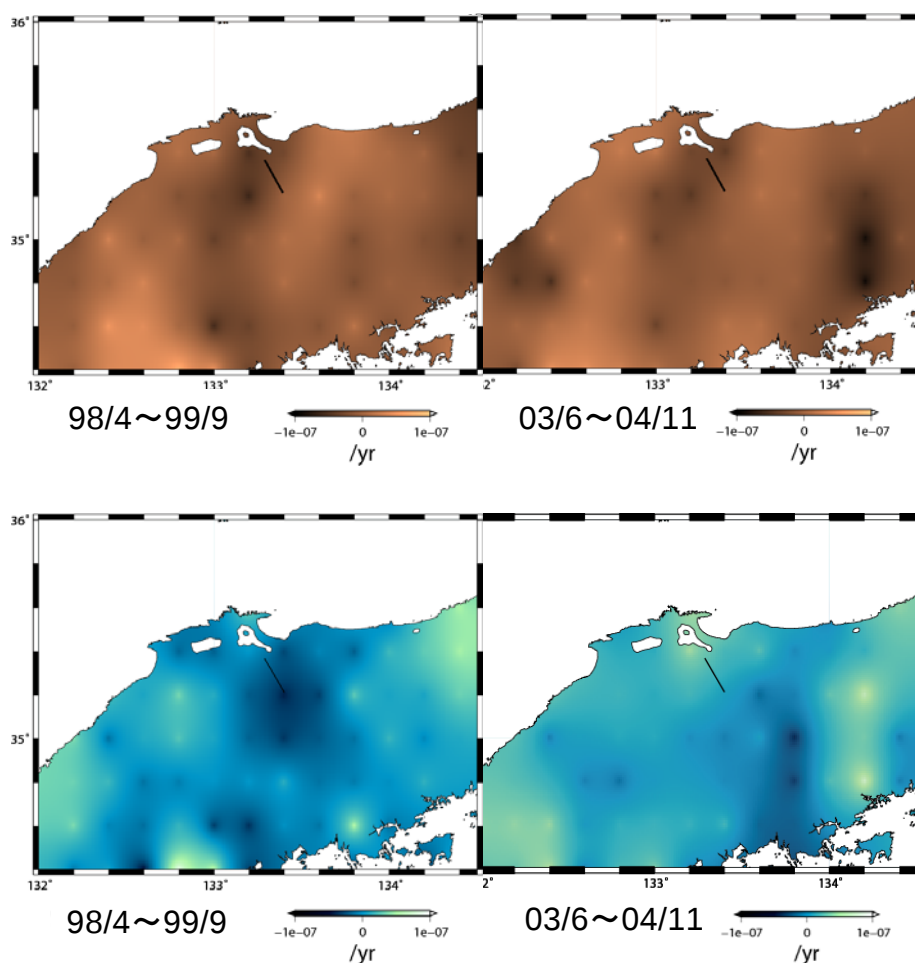


図 2 地震発生前後のひずみ速度場。上段は 2000 年鳥取県西部地震の震源断層（地図中の線分）に対する法線ひずみ速度を、下段は同じくせん断ひずみ速度を表している。左側は地震発生前の期間の例として 1998 年 4 月から 18 ヶ月間の結果を、右側は地震発生後の期間の例として 2003 年 6 月から 18 ヶ月間の結果を示している。各々正の値は、伸張、左横ずれを意味する。

2) 時間変化

せん断ひずみ場の異常の発現時期を調べるために、震源断層付近のグリッドと、震源断層から離れたリファレンスとしてのグリッドの時間変化を比較した。図3に示すとおり、断層遠方グリッドにおけるひずみ速度の時間変化には、地震前後で顕著な変化は見られず、本推定手法の安定性を確認することができた。

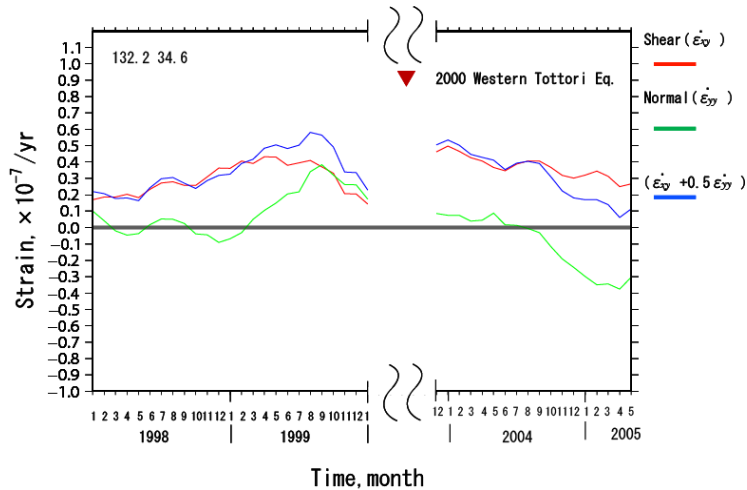


図3 震源断層遠方のグリッド（東経 132.2 度、北緯 34.6 度）における法線・せん断ひずみ速度の時間変化。横軸の月は、解析期間 18 ヶ月の中央の値を示している。また、赤、緑、青線は各々せん断ひずみ速度、法線ひずみ速度、せん断ひずみ速度と 0.5×法線ひずみ速度の和を表している。各々正の値は、伸張、左横ずれを意味する。

一方、鳥取県西部地震発生前に関して、震源断層付近のグリッドでは、せん断ひずみ速度が 1998 年初頭から夏ごろにかけて左横ずれセンスの減少傾向を示し、地震発生の直前にはほぼ蓄積がなくなっている（図4）か、もしくは弱い右ずれセンスの変化している。この傾向は地震発生後に解消され、1998 年初めと同程度の左横ずれセンスのひずみ蓄積速度に回復している（図4）。このことから、地震発生前の震源断層近傍のせん断ひずみ速度が異常であり、ひずみ蓄積の鈍化、すなわち局所的なせん断ひずみ解放の可能性が示唆され、その発現時期は 1998 年初頭から半ばごろであったと考えられる。

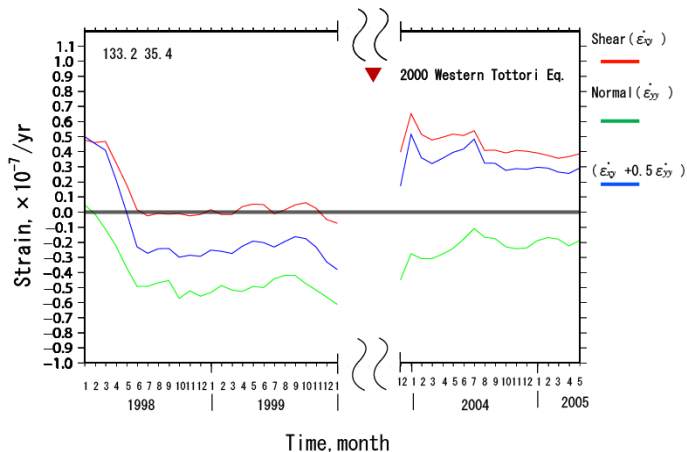


図4 震源断層近傍北西側のグリッド（東経 133.2 度、北緯 35.4 度）における法線・せん断ひずみ速度の時間変化。他は図3と同様。

応力解析

2000年鳥取県西部地震震源近傍で発生した地震の波形記録から応力パラメータ **Energy Index** を推定し、その時間変化を調べた。1997年には群発地震活動があるが、その他の期間は地震活動度が低い。地震発生直前の時間分解能は高くないが、以下のような傾向が明らかになった。

図5に得られた地震モーメントと地震波放射エネルギーの関係を示す。**Energy Index** は図5に実線で示された地震モーメントに対する地震波放射エネルギーの期待値で規格化された地震波放射エネルギーの値で定義される。

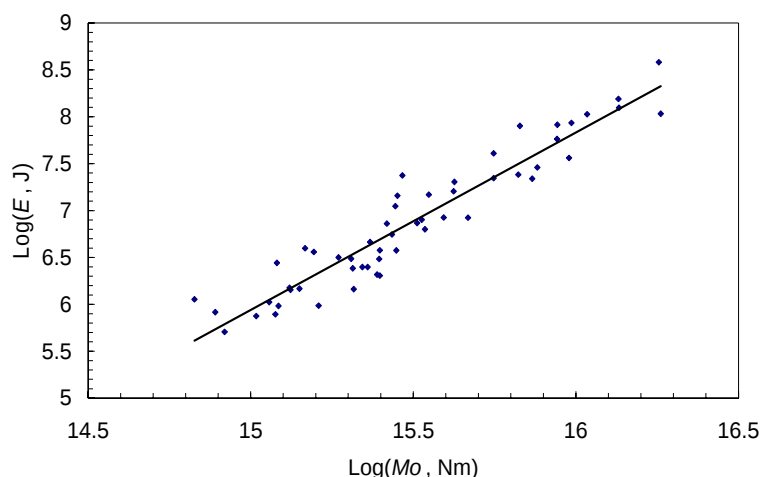


図5 解析対象とした54地震に関する地震モーメントと地震波放射エネルギーの関係。実線は地震モーメントに対する地震波放射エネルギーの期待値を表している。

算出された **Energy Index** から10イベントずつ移動中間値をとったものの時間変化を示したのが図6である。1997年の群発活動期にやや低い値を示した後、群発活動期の終わりに上昇し、1997年終わりにから1998年中ごろにかけて低下傾向を示している。**Energy Index** は断層面にはたらくせん断応力を現すパラメータであるため、これは断層面にはたらくせん断応力の低下を示唆する結果である。観測点を一点しか使用していない解析結果ではあるが、先に示したせん断ひずみの解放が示唆される時期とほぼ同時期に、**Energy Index** の低下が見られたことは、地震発生準備過程となんらかの因果関係を持つものであると考えられる。

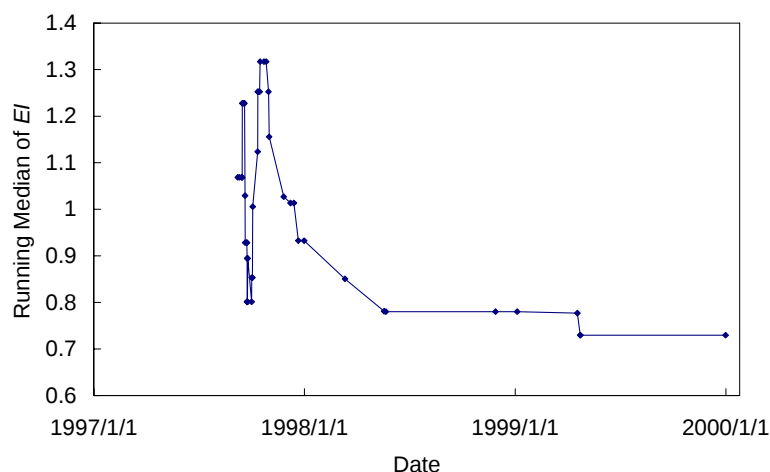


図6 推定された **Energy Index** の時間変化。10地震ごとに算出された **EI** の移動中間値が示されている。

(d) 結論と今後の課題

本研究では、国土地理院 GEONET の GPS データおよび京都大学防災研究所による震源情報ならびに地震波形データを利用して、ひずみ速度変化ならびに応力変化を独立の手法で推定し、地震発生に関連する両者の変化を示唆する結果を得た。地震発生に 2 年程度先行することが示唆されたこの局所的なせん断ひずみの解放ならびにせん断応力の低下は、地震発生準備過程における応力とひずみの関係に関する重要な手がかりとなると考えられる。今後は、これらの変化が地震発生に対してどのような意味を持ち得るかを明らかにするとともに、近畿圏の対象活断層に対し、ひずみ速度場と応力場の双方を独立な手法にてモニターできるような有効な観測を実施するとともに、解析を実施していくことが肝要である。

(e) 文献

- 1) Enescu B., and Ito K.: Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol. 54, pp. 847-859, 2002.
- 2) Yukutake, Y.: Spatial change in the stress field around large earthquake faults, Doctoral Thesis, Kyoto University, 2006.
- 3) Nishiwaki, S., and Sagiya, T.: Detailed Crustal Strain Distribution Around Hypocentral Regions of Large Earthquakes and Its Temporal Change, *Eos Trans. AGU*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G11A-1181, 2005.
- 4) Kawakata, H., Ogasawara, H., Sekiguchi, S., Uyama, S., and Mino, K.: Stress change prior to the major events in the 1989 earthquake swarm off the eastern Izu Peninsula, Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol. 58, pp. 305-314, 2006.
- 5) Shen, Z., Jackson, D .D., and Ge, B. X.: Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, *J. Geophys. Res.* Vol. 101, pp. 27,951-27, 980, 1996.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
豊田暁来, 川方裕則, 小林知勝, 他	2000 年鳥取県西部地震震源断層付近の地震前・地震後のひずみ速度テンソルの変化について	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 15 日
豊田暁来, 川方裕則, 小林知勝, 橋本学	2000 年鳥取県西部地震震源断層付近の地震前・地震後のひずみ速度テンソルの変化について(2)	日本地震学会 2006 年秋季大会	平成 18 年 11 月 1 日

Toyoda, A., H.Kawakata, T.Kobayashi and M.Hashimoto	Temporal changes in strain rate tensor near the 2000 Western Tottori Earthquake fault	American Geophysical Union 2006 Fall Meeting	平成 18 年 12 月 13 日
---	--	---	----------------------

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし