

3. 3. 3 プレート間断層モデル化の研究

3. 3. 3. 1 地震・測地データに基づくモデル化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：地震・測地データに基づくモデル化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	菊地正幸	kikuchi@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	助手	山中佳子	sanchu@eri.u-tokyo.ac.jp
名古屋大学環境学研究科	助教授	鷺谷 威	sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp
東京大学地震研究所	教授	瀨瀨一起	koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	研究員	小林励司	reiji@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学地震研究所	研究員	呉 長江	wuchang@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

最近の研究で、アスペリティの分布が時間的に変わらないことが明らかになってきた。このアスペリティモデルが確認できれば、強震動予測のための震源のモデル化にとって大きな手掛かりとなる。そこで本研究では海溝型地震の震源過程を過去に遡って解析し、アスペリティモデルの確認を推進する。その中でも相模トラフ沿いの巨大地震は首都圏にとって重要性が非常に高いので、1923 年関東地震の再解析を重点的に行う。また、「アスペリティは非地震性すべり域と隣り合わせである」という仮説が提案されつつあるが、この仮説はアスペリティの予測という意味で重要であるので、これを検証する研究を合わせて進める。

(d) 5（あるいは計画年数）ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

- 1) 平成 14 年度：福島県沖の地震の解析、関東地震のデータ収集、地殻変動データ収集・解析
- 2) 平成 15 年度：2003 年の大地震の解析、関東地震の再解析、固着域モデルの高精度化
- 3) 平成 16 年度：宮城県沖・東南海地震等の解析、関東地震モデルの高精度化、スローイベントモデルの高精度化
- 4) 平成 17 年度：プレート間地震震源過程のデータベース化
- 5) 平成 18 年度：プレート間地震アスペリティの統一モデル

(e) 平成 15 年度業務目的

2003 年に発生した大地震を緊急に解析してアスペリティモデルの補強を行う。また、14 年度に収集した関東地震のデータに近地波形データを追加して合同インバージョンを行う。プレート形状等を考慮して、地殻変動データに基づく南関東地域のモデルの高精度化を図る。

(2) 平成 15 年度の成果

(2-1) 海溝型地震のアスペリティモデル

菊地正幸 (東京大学地震研究所)

山中佳子 (東京大学地震研究所)

瀨瀨一起 (東京大学地震研究所)

呉 長江 (東京大学地震研究所)

(a) 業務の要約

2003 年に発生した 5 月 26 日宮城県沖地震、7 月 26 日宮城県北部地震、9 月 26 日十勝沖地震の震源過程を解析し、詳細なアスペリティ分布を得た。

(b) 業務の実施方法

2003 年 5 月 26 日宮城県沖地震、7 月 26 日宮城県北部地震、9 月 26 日十勝沖地震のうちプレート間地震と呼ぶことができるのは十勝沖地震だけだが、スラブ内地震である宮城県沖地震も内陸地震である宮城県北部地震も、沈み込む太平洋プレートの内部や近傍で発生し、プレート間地震との関連性が取り沙汰された地震であるので、あえて研究対象に加えた。防災科研 KiK-net による強震データはどの地震でも使われ、十勝沖地震では IRIS による遠地実体波データや国土地理院の GPS ネットワーク (GEONET) による地殻変動データも併せて用いられた。

(c) 業務の成果

5 月 26 日宮城県沖地震は震源深さ 68 km のスラブ内地震で、南北二面の断層面で構成されている。両者の走向は同じだが傾斜は南側が 87° 、北側が 60° に設定されている。20 点で観測された強震データのインバージョンにより図 1 のすべり分布が得られた。断層破壊は星印の震源で始まり、その周辺で小さなアスペリティとなる。そのすべりが北へと進展して北半分の断層面に入ると大きなアスペリティが形成され、最終的に 5.0×10^{19} Nm の地震モーメントを解放した。その様子を図 2 に示す。

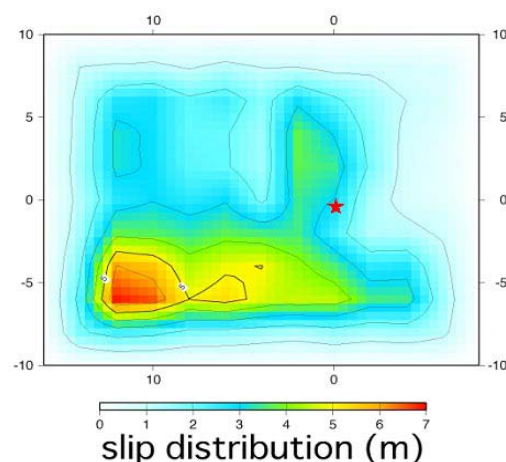


図 1 2003 年宮城県沖地震のすべり分布

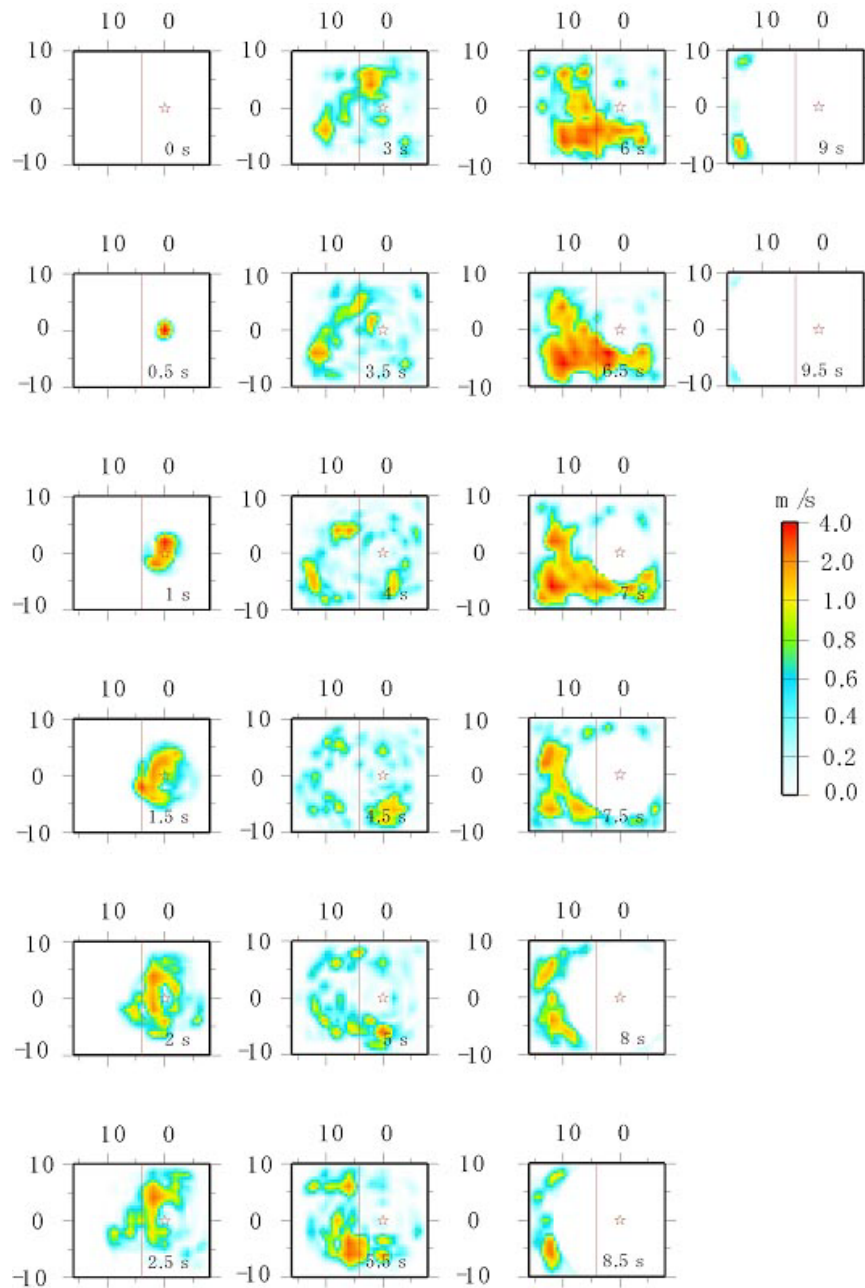


図 2 2003 年宮城県沖地震の断層破壊進展のスナップショット

一方、7月26日宮城県北部地震は震源深さ6.5 kmの内陸地震で、例外的に大きな前震(Mw 5.5)と最大余震(Mw 5.3)を伴った。本震とこれら地震の断層面の位置関係を図3に示す。本震のすべり分布は図4のとおりで、破壊開始点は前震のすべり領域の縁にあり、そこから北に向って破壊が伝播した。この時、途中で断層の走向が変わり、北側断層の浅部から中央部にかけて大きなすべり(アスペリティ)が生じた。その様子を前震・最大余震と合わせて図4に示す。

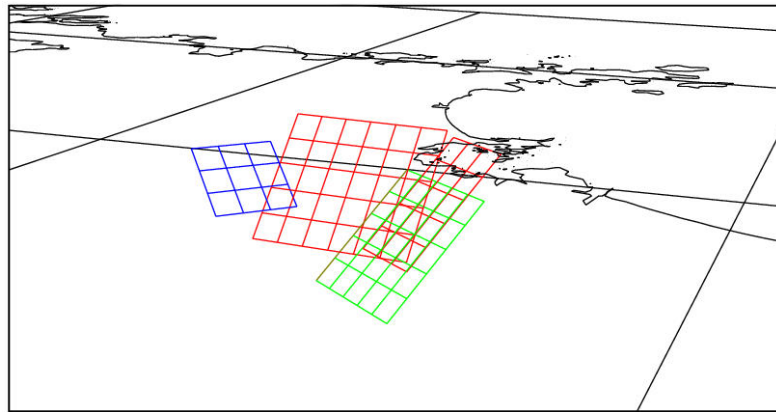


図 3 2003 年宮城県北部地震の断層モデル（前震：緑、本震：赤、最大余震：青）

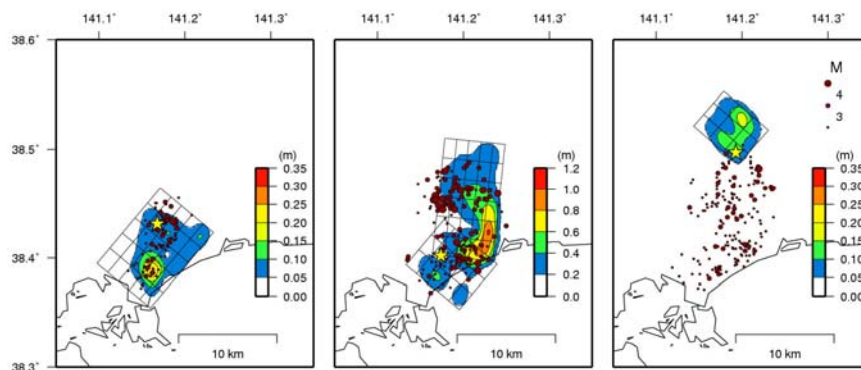


図 4 2003 年宮城県北部地震のすべり分布（前震：左、本震：中、最大余震：右）

最後に 9 月 26 日十勝沖地震は震源深さ 25 km のまさにプレート間地震である。遠地実体波の解析では図 5 のすべり分布が得られ、強震データと GPS データのジョイント・インバージョンでは図 6 のすべり分布が得られた。近地波形データによる 1952 年十勝沖地震のすべり分布を図 5 と比較すると（図 7）、今回の地震の大きなアスペリティは 1952 年十勝沖地震時にすべったアスペリティと同じ（またはそのうちのひとつ）であることがわかった。つまり、この震源域においてアスペリティの繰り返し仮説が確認されたことになる。

(d) 結論ならびに今後の課題

2003 年に発生した 3 つの大きな地震に対して震源過程の解析を行い、それぞれの地震に特徴的なすべり分布が得られた。また、2003 年十勝沖地震に関しては、1952 年十勝沖地震との比較でアスペリティの繰り返し仮説が確認された。

Slip Distribution from Teleseismic Data

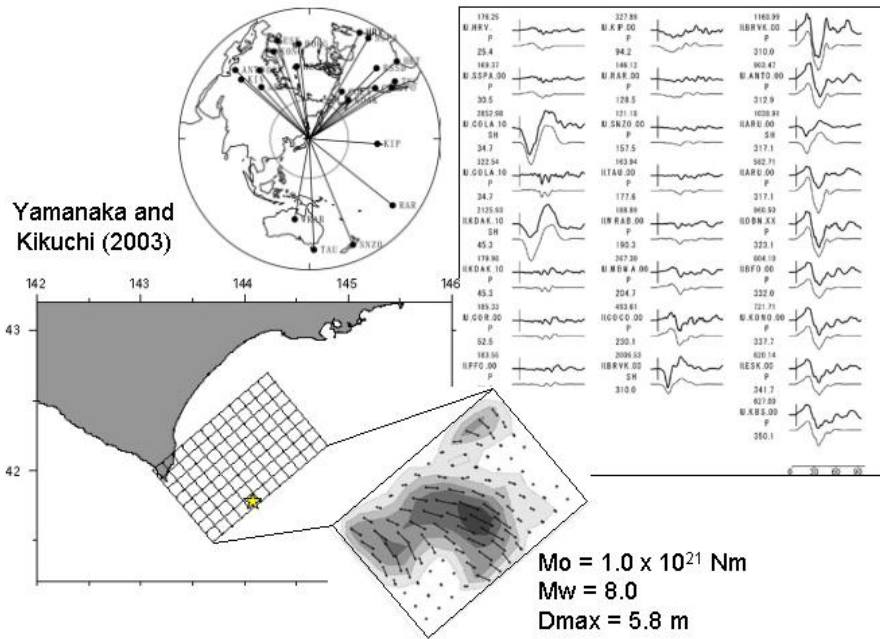


図 5 遠地実体波による 2003 年十勝沖地震の解析結果

Joint Inversion of Strong Motion and Geodetic Data

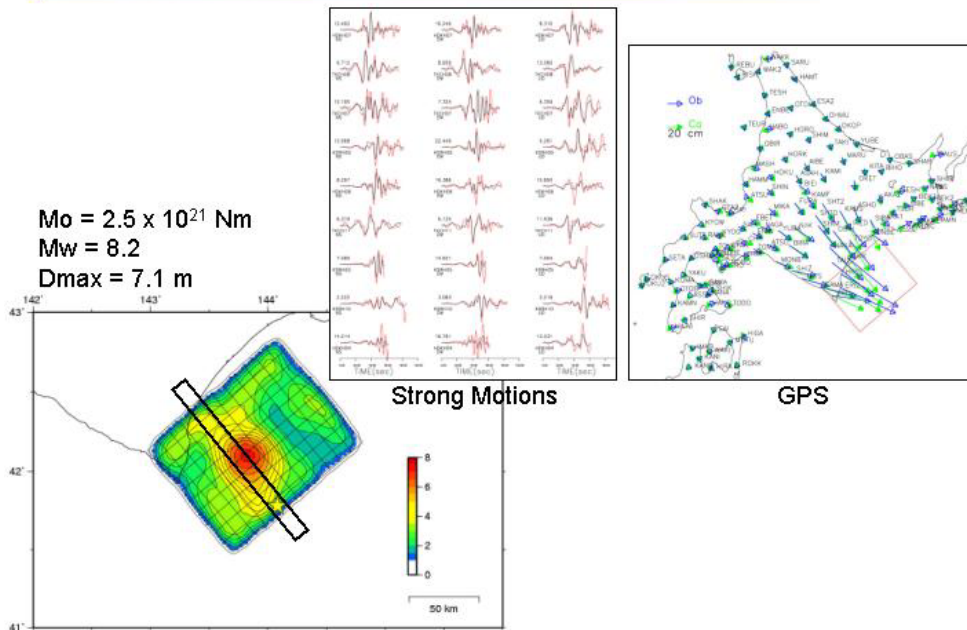


図 6 強震データおよび GPS データによる 2003 年十勝沖地震の解析結果

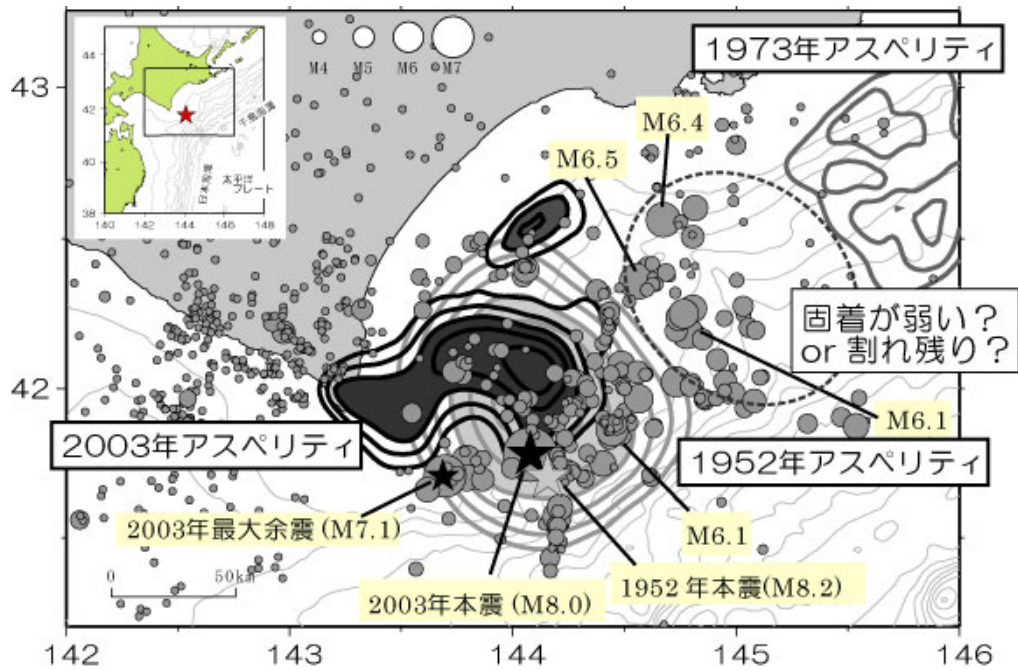


図 7 2003 年と 1952 年十勝沖地震のすべり分布の比較

(e) 引用文献

なし

(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
呉長江	Estimation of fault geometry and slip-weakening parameters from waveform inversion and application to dynamic ruptures of earthquakes on a bending fault	東京大学博士論文	2004 年 3 月
Hikima, K. and Koketsu, K.	Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence	Earth Planets Space, 56, 87-93	2004
Yamanaka, Y. and Kikuchi, M.	Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003 inferred from	Earth Planets Space, 55, e21-e24	2003

	teleseismic body waves		
山中佳子・菊地正幸	2003年十勝沖地震は1952年の再来地震か？	日本地震学会2003年度秋季大会	2003年10月
Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S., and Ide, S	Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake	Earth Planets Space, Vol. 56, 329-334	2004

(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) 房総半島沖の非地震性すべり

鷺谷 威 (名古屋大学大学院環境学研究科)

(a) 業務の要約

南関東地域の下に沈み込むフィリピン海プレート上面における物理過程をより良く理解するために、将来大地震を発生すると考えられる固着域と間欠的に非地震性すべりを発生している領域の位置関係について調査し、また、房総半島沖で繰り返し発生している非地震性すべりとそれに付随する地震活動について、その特徴を調査した。

(b) 業務の実施方法

測地観測データから推定された関東地方南部の下に沈み込むフィリピン海プレート上面の固着域と1996年5月に発生した房総半島沖の非地震性すべりの分布に基づいて両者の位置関係とその物理的な意義について検討した。

また、防災科学技術研究所の傾斜観測および地震観測結果に基づいて、非地震性すべりの繰り返しやそれに付随して発生する群発的な地震活動の特徴について調査した。

(c) 業務の成果

1) 非地震性すべりと固着域の関係

図1は、国土地理院のGPS連続観測データに基づいて推定された、南関東地域の下へ沈み込むフィリピン海プレート上面における固着域と1996年5月に発生した非地震性すべりの分布を重ねて示したものである(鷺谷, 2003)¹⁾。この図から、非地震性すべりが固着域の周辺部で発生していることが分かる。GPSで推定される固着域は運動学的なものであり、プレート境界面に剪断応力が働いているかどうかではなく、純粋に運動学的に境界面でずれが生じているかどうかを見ている。そのため、本来固着が無い場所でも見かけ上固着して境界面のずれが生じていないように見える可能性がある。すなわち、固着域の周辺部では本来固着が弱く、主要な固着域に引きずられる形で見かけ上の固着が生じている可能性が考えられる。この地域における大地震の再来間隔は数百年程度と考えられているのに対し、非地震性のすべりは後述するようにはるかに短い時間間隔で繰り返しているが、上で述べたような解釈が可能と考えられる。

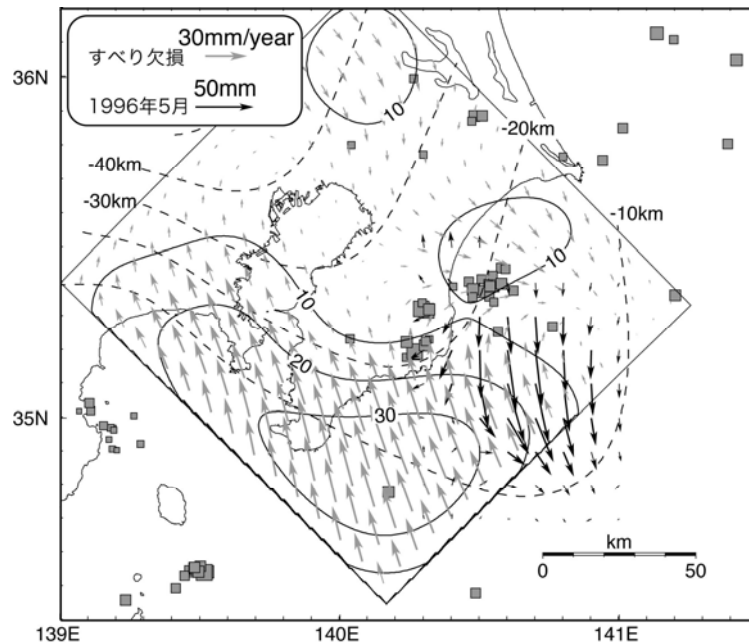


図1 GPS データから推定したフィリピン海プレート上面のすべり欠損分布（灰色の矢印）と 1996 年 5 月のゆっくり地震のすべり分布（黒矢印）。四角は 1996 年 5 月に発生した地震の震源（深さ 50km 以下）を示す。

2) 非地震性すべりの繰り返し

房総半島沖の非地震性すべりは 2002 年 10 月に再び発生し、GPS 観測データからは 1996 年とほぼ同じ場所で起きたことが明らかとなった (Ozawa et al., 2003)²⁾。また、1996 年、2002 年のイベントでは非地震性すべりと同時期に後述するような群発地震活動や傾斜変化が記録されている。こうした特徴から、1990 年 12 月、1983 年 5 月にも同様な非地震性すべりがほぼ同じ場所で発生していた可能性が高い。すなわち過去約 20 年間に 4 回もの非地震性すべりが繰り返していたことになる。これらの平均的な再来間隔は約 6.5 年である。GPS データから推定される非地震性すべり発生域のすべり欠損は年間 1-2cm 程度であり、6.5 年間には 6-13cm 程度の量となる。これに対して 1996 年や 2002 年の非地震性すべりで生じたすべり量は 5-10cm 程度と推定されるすべり欠損量と合致する。このように、房総半島沖では平均 6.5 年という大変短い周期で弾性歪みエネルギーの蓄積と解放という海溝型巨大地震のミニチュアが起きていると考えられる。こうした規則的な「地震」発生や短い繰り返し周期から、房総半島沖の非地震性すべりは、海溝型の地震に関する知見を高める上で格好のテストフィールドになることが期待される。

3) 非地震性すべりに伴う群発地震活動

房総半島沖の非地震性すべりに伴って群発的な地震活動が発生しており、非地震性すべりの重要な特徴である。1996 年の非地震性すべりに伴う地震活動の様子を図 2 に示す。これらの地震は、その深さと震源メカニズム解からプレート境界面付近で発生したものと考えられる。震央分布からは、これらの地震が非地震性すべりの発生域の下端部付近で起きているように見える (図 1)。なお、これらの地震の規模は最大でもマグニチュード 4 程度であり、そのエネルギーの総和は推定された断層運動 (Mw6.4 程度) と比較して無視でき

る。

これらの地震活動の興味深い特徴は、その発生時刻にある。図2は群発地震活動のM-T図に勝浦における潮位の記録を重ねて示したものである。この図から地震がほぼ1日おきに固まって発生しており、潮汐の特定の位相に対応していることが分かる。

定量的な考察は今後の課題であるが、以下、簡単に定性的な考察を試みる。非地震性すべりの断層モデルから推定される群発地震発生域のクーロン応力変化は1-10kPa程度である。それに対して、潮汐力による応力変化もまた同程度の大きさであると言われている(Tsuruoka et al., 1995)³⁾。このことから、この群発地震は、非地震性すべりと潮汐力が共同してトリガーした誘発地震の性格を持つのではないかと推測される。群発地震の発生が非地震性すべりと同時期の、しかも特定の潮汐位相に対応した時間帯に限られることから、両者の影響が足し合わされて初めて誘発されると考えられる。この周囲のプレート境界面は、上でも考察したように基本的に固着が弱く、群発地震中の個々のイベントに対応する小規模な固着域が点在しているような状態なのであろう。こうした考察から、非地震性すべり領域が単独で巨大地震の震源域となる可能性はほぼ無いと推測される。

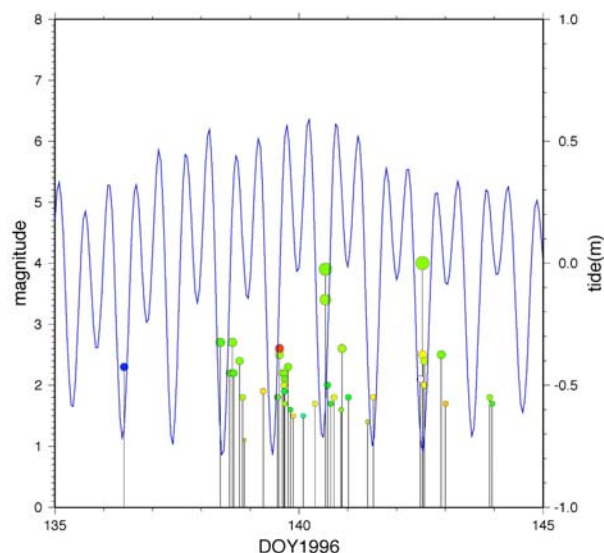


図2 1996年5月の非地震性すべり発生域周辺における地震活動のM-T図(防災科学技術研究所のデータに基づく)と勝浦における毎時潮位

(d) 結論ならびに今後の課題

本年度の研究により、プレート境界面における固着域と非地震性すべりの相補的な分布が確認された。また、非地震性すべりに伴って発生する群発地震は潮汐の影響も含んだ形で誘発されている可能性があり、プレート境界面の摩擦特性を考察する上で重要な拘束条件を与えるものである。房総半島では類似した非地震性すべりが比較的短い間隔で繰り返し発生していることから、プレート境界の振る舞いを調べるのに適したテストフィールドであることが明らかとなった。

今後は構造探査の結果からプレート境界面形状に関する情報が提供されれば、その結果に基づいてプレート境界面の固着域や非地震性すべり分布に関する解析をやり直したい。

また、それらに加えて南関東地域の地殻変動データ全般に関する見直しを進めていく。

(e) 引用文献

- 1) 鷺谷威：GPSによるゆっくり地震の解析，科学，Vol.73，pp.1006-1011，2003.
- 2) Ozawa, S., Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Imakiire, T., Kaidzu, M. and Murakami, M. : Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, Geophys. Res. Lett., Vol.30 No.6, 1283, doi:10.1029/2002GL016665, 2003.
- 3) Tsuruoka, H., Ohtake, M., and Sato, H. : Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect, Geophys. J. Int., Vol.122, pp.183-194, 1995.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

鷺谷威	GPSによるゆっくり地震の解析	科学, Vol.73, pp.1006-1011	2003
鷺谷威	地殻活動予測のための地殻変動データ同化	月刊地球, Vol.25, pp.687-693	2003
鷺谷威	GPSでみた次の関東地震	地震ジャーナル, Vol.36, pp.14-21	2003

2) 口頭発表、その他

Sagiya, T.	The continuous GPS network of Japan and its impact on earthquake prediction,	IUGG2003, JSS01/30P/A03-003	2003
鷺谷威	房総半島沖の非地震性すべりに伴う群発地震活動	日本地震学会 2003 年秋季大会, A051	2003/10/7
Sagiya, T.	Interplate coupling and episodic aseismic faulting on the Sagami Trough plate boundary: Implications for future seismic hazard	AGU 2003 Fall Meeting, S51G-05	Dec. 12, 2003

(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) 関東地震の震源過程

小林 励司 (東京大学地震研究所)

額 纈一起 (東京大学地震研究所)

(a) 業務の要約

1923 年関東地震の震源過程について、これまで測地および遠地波形データを用いた研究がある。この研究では、さらに近地波形データを加えて、これらを同時にインバージョンすることにより震源過程を推定した。解析は、測地のみ、測地と遠地、および測地・遠地・近地すべて、の組み合わせで行なった。すべての場合において、アスペリティが伊豆半島の付け根付近と浦賀水道付近に求められた。これは従来の結果と調和的である。ただし、測地と遠地データではすべり量は 8 m ぐらいだったが、これに近地データを加えると、すべり量は 10 m を超えた。また、近地を加えると、浦賀水道付近での小断層のすべり時間が 10.5 秒ではすべり終らず、18 秒あればすべり終わることが分かった。

(b) 業務の実施方法

1923 年関東地震で記録された測地および近地・遠地波形データを使い、同時インバージョンの手法で震源過程を推定する。

測地データと遠地地震波形データは基本的に Wald and Somerville (1995)¹⁾ と同じものを用いている。

測地データは鉛直変動と水平変動のデータを用いた (図 1)。旧陸軍測量部が関東地震の前後に水準測量と三角測量を実施している。鉛直変動はこの水準測量の結果をそのまま使った。水平変動に関しては、佐藤・市原 (1971)²⁾ が信頼性の高い再解析をおこなっており、この結果を使用することにした。

遠地波形データは主に Kanamori ら (たとえば Kanamori and Miyamura, 1970)³⁾ によって収集され、Wald and Somerville (1995)¹⁾ によってデジタル化されたデータを使用した (図 2)。

近地波形データは、武村ら (例えば武村, 1994)⁴⁾ が収集して、デジタル化した、気象庁 (岐阜、高田、山形) および東北大 (仙南向山) のデータを用いた。また、東大本郷の今村式 2 倍強震計で記録されたものも使用した。本郷の記録は主要動の部分が飽和しているが、横田ら (1989)⁵⁾ によって復元されている。図 3 に近地データの観測点配置を示す。

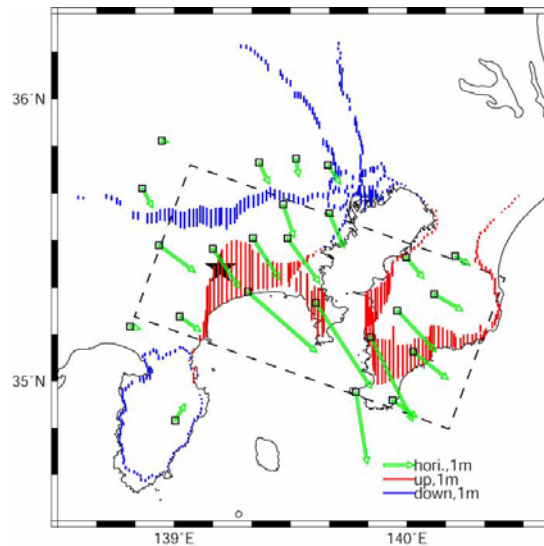


図 1 観測された 1923 年関東地震に伴う水平変動と鉛直変動

緑が水平変動のベクトル、赤が上昇量、青が下降量を示す。星印は震央を、点線の長方形は今回の研究で仮定した断層面を地表に投影したものを示す。

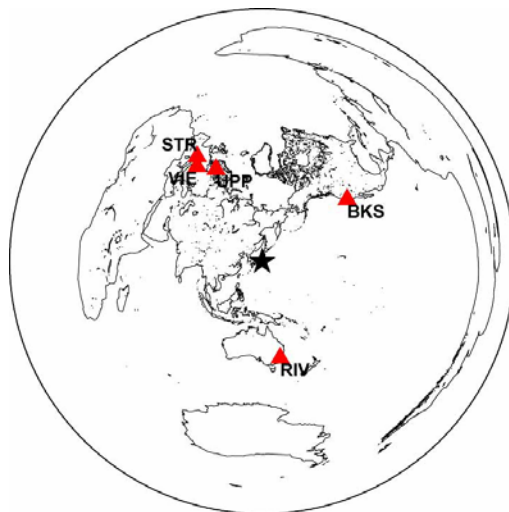


図 2 使用した遠地データの観測点分布

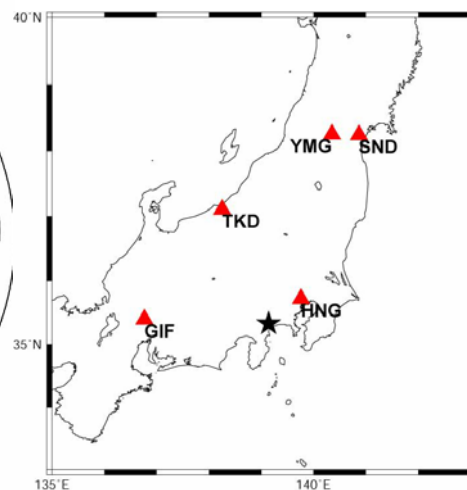


図 3 使用した近地データの観測点分布

断層面の配置と大きさは Wald and Somerville¹⁾と同様にした。震央は (35.4° N, 139.2° E) で、深さは 14.6 km である。断層面の走向を $N70^{\circ}$ W、傾斜を 25° NE で固定し、すべりの方向は $90\sim 180^{\circ}$ で変化させるようにした。断層面の大きさは走向方向に 130 km、傾斜方向に 70 km である。これを $13\text{ km} \times 10\text{ km}$ の小断層面 70 個に分割した。それぞれの小断層面での震源時間関数は、1.5 秒間すべり速度一定として、これを複数つないで表現している。

解析には Yoshida et al. (1996)⁶⁾ で使われた、測地データと遠地・近地波形データの同時インバージョンのプログラムを使用した。グリーン関数の計算で用いた構造は、測地データでは半無限媒質である。地震波形データでは 1 次元水平多層構造を使った。具体的には、遠地データでは PREM を使い、近地データでは各観測点に対応する構造^{7), 8)}を適

用した。

インバージョンは測地のみ、測地と遠地、測地と遠地と近地、の 3 つの組み合わせでおこなった。今回用いた地震データは古い記録であるため、時刻や地震計特性の値の信頼性にやや欠ける。したがって、ここではより信頼性の高い測地データの重みを大きくしてインバージョンをおこなった。

(c) 業務の成果

測地と遠地データを使った時の解析結果を図 4 に、全てのデータを使った時の結果を図 5 に示す。測地データのみの方の結果は、図 4 とほぼ同じである。

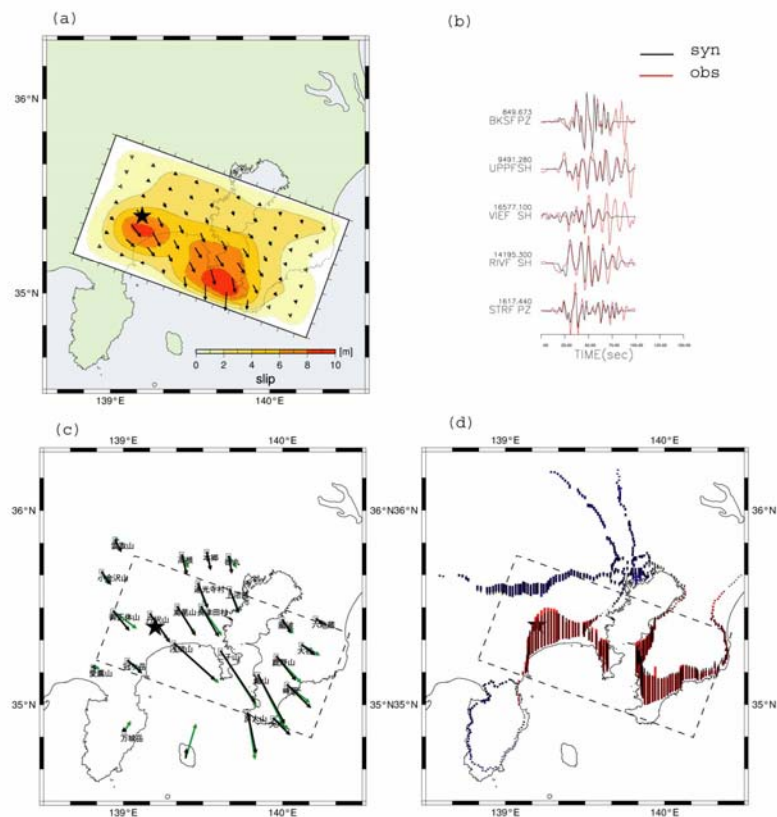


図 4 測地・遠地データの時のインバージョン結果

(a) スリップ量、ベクトル。星印は震央を示す。(b) 観測波形（赤）と合成波形（黒）。(c) 水平変動の観測値（緑）と計算値（黒）(d) 鉛直変動の観測値（赤：上昇、青：下降）と計算値（黒）。

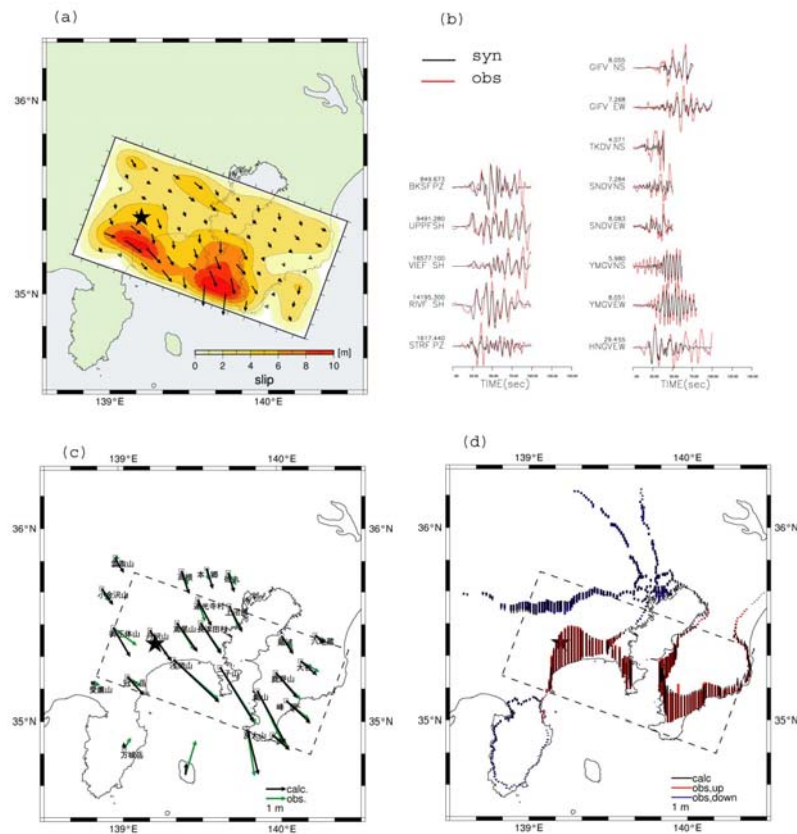


図5 測地・遠地・近地データのときのインバージョン結果。他は図4に同じ。

全ての場合において、アスペリティ（ここではすべり量の大きい領域のこととする）が伊豆半島の付け根付近（足柄平野付近）と浦賀水道付近に求められた。また、すべりの方向は足柄平野付近では横ずれ型であるのに対して、浦賀水道付近では逆断層型となった。これらの特徴は Wald and Somerville (1995)¹⁾ と調和的である。

測地データへの重みを大きくしているために、遠地や近地の波形データを加えてもアスペリティの位置は大きく変化しなかった。しかし、すべり量は近地データを加えることで大きくなった。測地と遠地の場合は最大すべり量が 8 m 超だったのが、近地データを加えた結果では、最大すべり量が 10 m を超える。それでもまだ近地の合成波形の振幅は、観測波形のそれよりも小さい。この原因には、計算に使った地震波速度構造と実際の構造との差、あるいは、地震計の特性の不確定性、が考えられる。

測地と遠地の時は、各小断層面での震源時間関数を 1.5 秒 × 7 = 10.5 秒として、ほぼすべり終わっていた。しかし、近地データを加えると、浦賀水道付近のアスペリティでは 10.5 秒ですべり終わらなかった。そこで 1.5 秒 × 12 = 18 秒としたところ、すべり終わるようになった。すでに、Wald and Somerville¹⁾ でも、2つのアスペリティですべりの時間の長さが違うことが指摘されていたが、今回の研究でその差が顕著になった。

(d) 結論ならびに今後の課題

1923 年関東地震の震源過程を、測地および遠地・近地波形データの同時インバージョ

ンによって推定した。アスペリティが伊豆半島の付け根付近（足柄平野付近）と浦賀水道付近に求められた。これは従来の結果と調和的である。測地と遠地データではすべり量は 8 m を越えるぐらいだったが、近地データを加えると、すべり量は 10 m を越えるようになった。それでもまだ近地の合成波形の振幅は観測波形の振幅に比べて小さい。また、近地を加えると、浦賀水道付近のアスペリティの小断層面においては、10.5 秒ではすべり終らず、18 秒ならばすべり終わることが分かった。

今回の解析では、グリーン関数の計算において測地データには半無限媒質構造、近地波形データには 1 次元構造を用いている。しかし、額額ら（2003）⁹⁾ などによって示されているように、震源近くの波形データや測地データは 3 次元構造の影響を大きく受ける。

図 2 の本郷（HNG）の合成波形と観測波形を比較すると、後続波が再現できていないことが分かる。HNG は厚い堆積層のある関東平野の中にある。関東山地、足尾山地、八溝山地が関東平野の西から北に存在し、これら山地と平野の境界で励起される表面波が後続波として観測される^{10), 11)}。

また、測地データも、3 次元構造で計算したグリーン関数を使用すると、結果が大きく異なることが予想される⁹⁾。そのため 3 次元地震波速度構造を考慮したインバージョンをおこなう必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Wald, D. J., and Somerville, P. G.: Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: geodetic and body-waveform analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 85, pp. 159-177, 1995.
- 2) 佐藤裕, 市原満: 関東震災復旧三角測量について, 測地学会誌, Vol. 17, pp. 178-186, 1971.
- 3) Kanamori, H. and Miyamura, S.: Seismological re-evaluation of the Great Kanto Earthquake of September 1, 1923, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 48, pp. 115-125, 1970.
- 4) 武村雅之, 池浦友則, 工藤一嘉, 大沼啓人: 岐阜測候所で観測された 1923 年関東地震の本震・余震の記録, 地震 2, Vol. 47, pp. 193-200, 1994.
- 5) 横田治彦, 片岡俊一, 田中貞二, 吉沢静代: 1923 年関東地震のやや長周期地震動 今村式 2 倍強震計記録による推定, 日本建築学会構造系論文報告集, Vol. 401, pp. 35-45, 1989.
- 6) Yoshida, S., Koketsu, K., Shibasaki, B., Sagiya, T., Kato, T. and, Yoshida, Y.: Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, J. Phys. Earth, Vol. 44, pp. 437-454, 1996.
- 7) Sato, T., Graves, R. W., Somerville, P. G. and Kataoka, S.: Estimates of regional and local strong motions during the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake (Ms 8.2). Part 1: Forward simulation of seismograms using variable-slip rupture models and estimation of near-fault long-period ground motions, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 88, pp. 206-227, 1998.
- 8) 武村雅之, 野澤貴, 池浦友則: 地震動のやや長周期成分からみた 1923 年関東地震の

震源特性 その 3 仙南向山観象所および山形測候所での観測記録を用いた断層モデルの改良, 地震 2, Vol.52, pp.317-333, 1999.

- 9) 額額一起, 大野大地, 池上泰史: 3次元グリーン関数を用いた震源過程の解析—兵庫県南部地震の再解析—, 日本地震学会 2003 年度秋季大会, A025, 2003.
- 10) Sato, T., Graves, R.W., and Somerville, P.G.: Three-dimensional finite-difference simulation of long-period strong motion in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (Mj 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms 8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 11) Koketsu, K. and Furumura, T.: 3-D Modeling of seismic ground motion propagation in the Kanto basin, Japan, 23th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, SS04/07P/A03-013, 2003.

(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
小林励司, 額額一起	測地及び遠地・近地波形データの同時インバージョンによる 1923 年関東地震の震源過程	日本地震学会 2003 年度秋季大会	平成 15 年 10 月 6 日
Kobayashi, R., and Koketsu, K.	Source process of the 1923 Kanto earthquake from geodetic, teleseismic and strong motion data	AGU 2003 Fall Meeting	平成 15 年 12 月 12 日
小林励司, 額額一起	3 次元グリーン関数を用いた震源過程の解析: 1923 年関東地震	地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会	平成 16 年 5 月 12 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

(3) 平成 16 年度業務計画案

1978 年宮城県沖地震や 1944 年東南海地震等の解析を行い海溝型地震のアスペリティモデルを確立する。1923 年関東地震の震源過程モデルは三次元グリーン関数を用いて高精度化を行う。また、東京湾、房総沖などのスローイベントモデルの高精度化を進める。