

### 3. 1. 2. 短期海底地震観測・相似地震・GPS 観測

#### (1) 業務の内容

##### (a) 業務題目

宮城県沖地震アスペリティ周辺におけるプレート間すべりのモニタリングの実現

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	長谷川昭	
	助教授	松澤暢	
	助教授	三浦哲	
	助教授	日野亮太	
	助手	西野実	

##### (c) 業務の目的

M7.5 級のプレート境界型地震が繰り返し発生する宮城県沖では、次の地震の発生が切迫していると考えられており、その発生時期および規模の予測精度の向上が急がれる。本業務では、宮城県沖地震時に破壊すると考えられるアスペリティの固着状況やその周囲における準静的すべりの状態が時空間的にどのように変化しているかを監視するための方策を開発することを目的とする。

アスペリティの状況把握の高度化のためには、プレート境界面の形状や境界面とその周囲における中小の地震活動の空間分布を高精度で明らかにする必要があり、文部科学省事業である「宮城県沖地震に関するパイロット的な重点調査観測」（以下「パイロット重点観測」と称する）によってこの領域において開始された海底地震観測網による長期繰り返し地震観測を発展的に継続することによりこれを実現する。

アスペリティ周囲での準静的すべりの時空間的な変動を監視するためには、本業務ではGPS 観測による地表面の変位速度分布からプレート境界面上でのすべり分布を推定しその時間変化を捉えること、プレート境界面上での小繰り返し地震である相似地震のすべり量と震源分布からすべり分布を推定しその時間変化を捉えることが効果的であると考えられる。特に「監視」という観点からは、高信頼度のすべり量分布を迅速に推定することが重要であり、そのための技術開発を推進する。

##### (d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

###### 1) 平成17年度：

これまでに宮城県沖の周辺で行われた地震観測のデータを解析し、2005年8月16日に発生したM7.2の地震の破壊域を詳細に明らかにするとともに、1930年代や1978年に発生した過去の宮城県沖地震の破壊域との関係を考察した。また、震源域とその周辺にお

ける地震波速度構造モデルを構築した。さらに、GPS 観測および相似地震活動の解析に基づき、宮城県沖周辺における準静的すべりの実態把握を開始した。

2) 平成18年度：

海底地震計の入れ替えにより、平成17年度に観測を開始した5点の海底観測点における地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して4～10月の間短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、想定震源域周辺の精密な震源分布を求める。さらに、GPS 観測および相似地震活動の解析に基づき、宮城県沖周辺における準静的すべりの実態把握を継続する。

3) 平成19年度：

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、想定震源域周辺のプレート境界面の形状および3次元的地震波速度構造モデルを求め、アスペリティ位置の推定精度の向上に資する。さらに、GPS 観測および相似地震活動の解析の準リアルタイム化に着手し、宮城県沖周辺における準静的すべり状態の監視システムの開発に着手する。

4) 平成20年度：

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、プレート境界面上および面外それぞれにおける地震活動の分離を行い、それぞれの位置での地震活動特性の抽出に努める。さらに、GPS 観測および相似地震活動の解析の準リアルタイム化に基づく、宮城県沖周辺における準静的すべり状態の監視システムの開発を進める。

5) 平成21年度：

海底地震計の入れ替えにより、繰り返し海底地震観測を継続するとともに、気象庁と共同して短期観測型海底地震計を用いた機動的な海底地震観測を行う。こうした観測により新たに得られるデータを従来の海底地震観測データに加え、プレート境界面内・外の地震活動度およびその特性の時空間的な変動の解明に努める。さらに、GPS 観測および相似地震活動の解析の準リアルタイム化に基づく、宮城県沖周辺における準静的すべり状態の監視システムの実用化に目途をつける。

(e) 平成17年度業務目的

パイロット重点観測において繰り返し海底地震観測を行っていた観測点での観測を継続するため、長期観測型の海底地震計5台を導入し平成18年度11月まで(予定)の観測に着手するとともに、平成18年度に実施を予定する海底地震観測に使用する短期観測型海底地震計6台を導入する。また、次の宮城県沖地震の発生が想定される領域における地震活

動の特性を、本業務開始までに行われた海陸における地震観測のデータの処理解析を進めることにより明らかにする。さらに、宮城県沖地震の想定震源域およびその周辺におけるプレート間固着・すべり状況を評価するため、GPS 測地観測網のデータの解析および陸上地震観測網により観測される相似地震の活動度に関する解析に着手する。

## (2) 平成 17 年度の成果

### (a) 業務の要約

2005 年 8 月 16 日 11 時 46 分に宮城県沖において発生した M7.2 の地震について、この領域において繰り返し発生している M7.5 級のプレート境界地震のサイクルの中での位置づけを明らかにすることを目的として、地震発生時の海底地震観測データを用いた精密な震源決定を行うとともに、1978 年や 1930 年代に発生した宮城県沖地震との相対的な震源域の関係についての検討を行った。その結果、2005 年の地震は明らかにプレート境界で発生した地震ではあるが、1978 年の地震時に破壊された複数のアスペリティの一部のみを破壊したものであることが分かった。さらに、1930 年代に繰り返し発生した M7 級の地震はそうした複数のアスペリティが個別に破壊したことによって発生したと推定され、そのうち 1936 年の地震は 2005 年の地震と同じアスペリティの破壊であった可能性が高いことが判明した。また、2005 年の地震発生前後におけるプレート間すべりの状況を、GPS 連続観測のデータおよび相似地震（微小繰り返し地震）活動から推定した。2005 年の地震は小規模（最大で 5cm 程度）な余効すべりを伴っており、その範囲は本震の破壊域およびその南西側に広がっている。この余効すべり域では本震の発生後に微小地震活動が活発化しているようであり、さらに海底地震計のデータを加えて精査すると、その活発化は M7.2 の地震が発生する約 10 日前に始まっている可能性が示された。

### (b) 業務の実施方法

2005 年 8 月 16 日に宮城県沖において発生した M7.2 の地震を観測した海底地震計のデータを解析することにより、その本震・余震の詳細な震源分布を求めるとともに、1978 年宮城県沖地震（M7.4）と 2005 年の地震を共通して観測することができた陸上観測点のデータを用いた相対震源決定解析により、両者の余震分布の相対的な関係を高精度で明らかにした。さらに、1930 年代の宮城県沖地震についても、当時の P、S 波の到達時刻データ（可能であれば地震波形記録から再検測を行った）を、現代的な解析手法により本震・余震の震源決定を行い、1978 年および 2005 年の地震との関係を検討した。

また、2005 年の地震発生前後にわたる GPS 連続観測によってえられた宮城県沖地震の震源周辺における地表変位速度データを逆解析することにより、プレート境界面上におけるすべりの時空間的な分布を推定し、本震時のすべり領域を推定するほか、余効すべり域を推定し、そこでの地震活動度との対応関係についての検討を行った。

さらに、6 台の短期観測型海底地震計を調達し、平成 18 年度の早期に観測を開始するた

めの準備を行った。

(c) 業務の成果

2005年8月16日11時46分にM7.2の地震が宮城県沖において発生した。本震の波形解析などによって推定された発震機構解は低角逆断層型（たとえば、F-net, 2005）1）であり、この地震がプレート境界で発生した地震であることを示す。この地域では、前回発生した1978年宮城県沖地震（M7.4）に至るまで、およそ40年間の再来周期をもってプレート境界型地震が繰り返し発生していることが明らかになっており、今回の地震がこうした繰り返し発生のサイクルの中でどのような位置づけにあるかは、非常に注目される場所である。この地震が想定された宮城県沖地震であるのか、そうであるとすれば、なぜ前回（1978年）の地震に比べて小さいのか、そうでないとしたら、想定宮城県沖地震の発生過程にどのような影響を及ぼすのかを評価することが、開始されたばかりの本業務において極めて重要である。

宮城県沖においては、東京大学地震研究所および気象庁地震火山部・仙台管区气象台と共同で長期繰り返し海底地震観測を平成14年度以来行っている。2005年8月16日に宮城県沖で発生したM7.2の地震はこうした海底地震観測網の直下で発生したため、本震とその直後の余震活動を直上に設置したOBSにより観測することができた。したがって、そのデータを用いることにより、今回の地震の破壊域の位置と広がりを高精度で推定することができた。

8月16日の地震が発生した時点では、気象庁、東京大学との共同研究により、震源域周辺には19台のOBSが設置されていた。地震の発生をうけ、16台のOBSを余震観測のために設置することになり、これとあわせて既に観測を行っていた5台のOBSの回収と同地点への再設置を行うことになった。以下では、解析が進んでいるこれら5台のOBSのデータを用いて決定した本震および余震の震源分布について述べる。

図1に以下の解析にデータを使用した観測点の配置を示す。本震の震央周辺に設置されていた5台のOBSと震源域に近い沿岸の陸上観測点6点のデータを以下の解析に使用した。震源は、絶対走時を用いた通常の震源決定を行った後、走時のdouble differenceを用いるdouble difference震源決定法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）2）を行って求めた。図2には、これらの震源決定の際に仮定した速度構造モデルを示す。

図1には、気象庁の一元化カタログによる震央位置とOBSのデータを加えて再決定した震源位置を、それぞれ灰色と黒のシンボルで示した。星印が本震の震央である。これらを比較すると、余震分布については、再決定によって集中度が高まったものの顕著な系統的な違いを認めることはできない。しかし、本震については、再決定の結果およそ10km西側に震央が移動している。その結果、気象庁カタログでは余震分布の東端に位置するように見えていた本震の震央は、実は余震群の中にあることが判明した。

震源深さ分布で比較すると（図3）、一元化カタログでは震源深さが沖合に行くに従ってバラツキが大きくなっているが、OBSデータを用いた再決定によってこうした傾向が改善さ

れることが分かる。しかし、平均してみると一元化震源の深さが系統的にずれているというようなことは、震央と同様に、本震以外については顕著には見られない。一方、一元化カタログによる本震の震源については、震央が東側にシフトして決定されていることもあり、明らかに余震分布が形成する面からはずれていることがわかる。この本震の震源位置と余震分布とのずれは、OBS のデータを加えることによりかなり改善されるが、本震が余震分布のもっとも深い側に決定されている。

ところが、本震および余震の震源を P 波のデータのみを用いて決定してみると、本震と余震分布との間に大きな差は見られなくなる。このようにして、P 波のみで決定した震源位置を仮定して、P と S 波（震源決定に用いていない）それぞれについての走時残差を、本震とそこから 2km 以内の範囲に震央が決定された余震について調べてみると、本震の S 波だけが顕著に残差が大きいことがわかる。一方で、P と S をともに震源決定に使用しても、走時残差はあまり減少しないことから、何らかの理由により本震の S 波の到達時刻データは P 波の到達時刻とつじつまがあっていないということが考えられる。その原因はまだ不明であるが、本震の破壊の複雑性によって真の S 波の立ち上がりを波形記録上で認識しにくくなっているのかも知れない。こうした理由により、ここでは、本震についてのみ S 波データを震源決定には使用しないことにした。

図 4 は、double difference 震源決定法により得られた震源分布である。震央分布をみると、余震はいくつかのクラスタに分かれて分布していることが分かる。とくに活動度が高いクラスタは、本震の震央が含まれる西北西－東南東方向に軸をもつ線状のものと、それと直交してあわせて L 字型の形状を示す、北北東－南南西方向に軸をもつ線状クラスタである。

震源深さ分布に注目すると、本震・余震の震源は大局的に陸側に傾き下がる面に沿うように分布していることがわかる。特に、本震の震源付近のおよそ 20 x 20 km の範囲では震源分布の「厚み」が非常に薄くなっていることがわかる。この余震分布の面の走向と傾斜は  $197^{\circ}$  と  $24^{\circ}$  であり、F-net によるメカニズム解 ( $197^{\circ}$ 、 $22^{\circ}$ ) と非常に良い一致を示すことから、この領域では、本震の破壊面とその延長上において活発な余震活動が起こっているものと考えられる。一方、北北東－南南西方向に伸びる線状クラスタでは、余震分布が深さ方向にやや拡がりを持ち、本震の破壊面とは斜交する面を想像させるような形状を示す。

図 4 の震央分布には、Yaginuma et al. (2006)3 が本震の遠地および近地実体波波形のインバージョンによって求めた本震時のすべり量分布を重ねて表示した。ただし、彼らのインバージョンでは破壊の開始点として気象庁の震源位置を仮定しているため、ここでは上で述べた本震震央の違いの分だけ彼らの結果をずらして、今回求めた震央分布と比較している。すると、すべり量分布の東端は北北東－南南西に延びる線状の余震クラスタの位置と非常に良い一致を示し、この線状クラスタが破壊域の東端に沿って分布している可能性を示唆する。破壊域の端部においては、その周囲で応力集中がおこる結果、すべり面の

延長からはずれた場所で地震活動が活発化する可能性がある。この線状のクラスタはこうしたメカニズムによって活動が活発化したものかも知れない。

また、震源深さ分布に Ito et al (2005)4)が人工地震探査によって求めたプレート境界の位置を重ねてみると、余震分布とプレート境界の傾斜が非常に良く一致することがわかる。深さの絶対値は僅かに一致しないが、震源深さの絶対値と人工地震探査から推定されたプレート境界の位置の双方に数 km 程度の系統誤差があり得るため、この差が有意なものかどうかは現段階では結論できない。注目されるのは、探査から推定されたプレート境界面の傾斜が急変する位置と、本震の破壊域の東端に一致すると考えた北北東-南南西に延びる線状の余震クラスタの位置がほぼ一致することである。Ito et al. (2005)4)も、1978年の破壊域の拡がりとの比較から、プレート境界面の屈曲と破壊域の東端に対応関係があると考察しており、1978年と2005年の地震はともに、プレート境界の屈曲によって東側(up dip 側)への破壊の進展を停止させた可能性がある。

図5は、宮城県沖地域におけるOBS観測のデータを用いて求められたこの地域の3次元地震波速度構造とそれを用いて再決定した2005年の地震の本震および余震(本震発生後3日間の代表的なものだけ)の震源分布である(Yamamoto et al., 2006)5)。3次元速度構造モデルでは、沈み込む海洋性地殻が $V_p \sim 7\text{km/s}$ の傾斜層として明瞭にイメージされているが、2005年の地震の本震・余震分布はその上面に沿って分布しており、これらの地震がプレート境界に沿って発生したものであることを示している。

こうした海洋性地殻の上面あるいは震源の面状分布によって定義されるプレート境界面を基準にそれよりおよそ10km上側のウエッジマントル内の $V_p$ の分布を地図上に投影して表示したものを図6に示す。これをみると、宮城沖領域では、北部に向かってウエッジマントル内の $V_p$ が低下している様子を見取することができる。さらに、これを1978年や2005年の地震の破壊域の拡がりと比較してみると、これらの地震はいずれも上盤側をウエッジマントルとするプレート境界面において発生しているが、その破壊域はウエッジマントル内の $V_p$ が $8\text{km/s}$ 程度の比較的高速度の範囲内にとどまっており、低速度領域までは広がっていないことがわかる。

図7は、2005年の地震と1978年の地震について、double difference震源決定法を用いて、本震と余震の相対的震源位置を高精度で調べた結果である(Okada et al., 2005)6)。この図には、Yaginuma et al. (2006)3)によって推定された2005年の地震のすべり分布と、Yamanaka and Kikuchi (2004)7)による1978年の地震のすべり分布、およびSeno et al. (1980)8)による3セグメント震源断層モデルも重ねて示す。

図7の震源分布を見ると、1978年の余震(赤十字印)分布の南東端は、2005年の余震(青丸印)分布とよく一致している。さらに、1978年の本震の震源(破壊の開始点;赤星印)と2005年の本震の震源(青星印)もよく一致している。Yaginuma et al. (2006)3)による2005年の地震のすべり量分布(青色コンター)は震源の近傍に集中していることがわかる。一方、1978年の地震については、Yamanaka and Kikuchi (2004)7)によるすべり量分

布（赤色コンター）にしても、Seno et al. (1980)8) による震源断層モデル（橙色矩形）にしても、概ね震源域の北～北東、西～南西、および南東の破壊開始点付近の3つの領域が大きくすべったという結果が得られている。破壊の開始点付近は Yamanaka and Kikuchi (2004) による結果では、あまりすべり量は大きくないが、Seno et al. (1980)8) は近地の観測点における短周期成分に注目して、破壊開始点付近の狭い領域で Mw7.1 相当の大きなモーメント解放があったと解釈している。

以上のことから、(1) 1978 年の地震は、M7 程度の地震に相当する3個程度のアスペリティの複合破壊であり、(2) 2005 年の地震はこれらのうち、1978 年に最初に破壊したアスペリティのみが壊れた、という解釈が今のところ最も考えやすい。

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) は、宮城県沖では M7.3~7.5 の地震が、26~42 年間隔で繰り返し発生してきたと解釈して、固有地震的観点から「宮城県沖地震」の長期予測を行っている。この評価においては、宮城県沖では 1936 年と 1978 年に M7.4 の地震が発生したと判定されている、Yamanaka and Kikuchi (2004)7) の解析結果では、1936 年の地震 (M7.4) は、1978 年の地震とは別の震源域で発生したことになる。また、1793 年 2 月 17 日には宮城県沖で M8.2 程度の地震が発生しているが、これは、通常の陸寄りの震源域のみならず、日本海溝付近まで連動して、津波を伴う大きな地震になったと考えられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2000) 9)。さらに 1930 年代には、1936 年以外にも 1933 年 (M7.1) と 1937 年 (M7.1) の地震が発生していることが知られており、宮城県沖の地震活動を、単純な「固有地震的」活動と解釈して将来の地震発生を予測することの危険性も指摘されている（例えば Kanamori et al., 2006)10)。一方、前節で述べたような、「1978 年の地震はアスペリティの複合破壊であり、そのうちの一部だけが壊れる場合がありうる」、という考え方はこれまでなかったものであり、1930 年代の地震と 1978 年の地震との関係も、2005 年の地震の経験を踏まえて調べなおす必要がある。

このような観点から 1930 年代の M7 級の地震とその余震の震源再決定を行った (Umino et al., 2006) 11)。当時の時計精度の問題を克服するため、S-P 時間をデータとして用い、またプレート境界で発生していると仮定してグリッドサーチによって震源を決定した。求められた本震と余震の分布を図 8 に示す。本震については S-P が読みにくいため震源の信頼度は低い、余震については（個々には誤った位置に震源決定されている地震が含まれている可能性を否定できないものの）全体としてはそれなりに信頼できる結果が得られていると考えられる。図 8 を見ると、1930 年代の3つの地震の余震域は、いずれも 1978 年の地震の余震域と重なっており、このことは 1930 年代の個々の地震は、それぞれ 1978 年の震源域の一部を破壊したことを示唆している。また、図 7 と図 8 を比較すると、1936 年の地震の余震域は、2005 年の余震域とも似ている事がわかる。

ただし、ここで得られた結果は、これらの地震がすべてプレート境界型地震であると仮定して得られた結果であることに注意する必要がある。Kanamori et al. (2006)10) は、2005 年と 1978 年と 1930 年代の地震の遠地の観測点の波形を比較し、1937 年の地震は他の

地震より深部のスラブ内地震である可能性が高いと指摘している。

そこで、1937年の地震については、プレート境界で発生しているという仮定をはずして、3次元的なグリッドサーチによって震源再決定を行った。もともとのプレート境界を仮定したグリッドサーチ（2Dサーチ）と3次元的なグリッドサーチ（3Dサーチ）によって得られた震央分布の比較を図9と図10に示す。ただし、本震については、残念ながらプレート境界という仮定をはずすと解が安定しないため、3Dサーチは行わなかった。これらの図を見ると、プレート境界という仮定をはずしても、1937年の余震域はそれほど変化しないことがわかる。

3Dサーチによって再決定された地震の震源分布を図11に示す。深さ分布（図11b）を見ると、残念ながら1937年の地震がプレート境界で発生したと強くは言えず、スラブ内で発生していた可能性も否定できない。

図11bで示した深さはグリッドサーチで得られた結果なので、震源の深さの誤差は誤差伝播式から求める事が出来ない。そこで、深さの信頼度を見積もるために、各深さでS-P時間の残差のRMSの最小値を求め、それが震源深さと共にどのように変化するかを調べた。その結果を図12aに示す。観測点配置が悪いと、震央と震源の深さがトレードオフしてしまうため、震源の深さが変わっても、残差はほとんど変わらなくなる。また、精度の悪いデータが含まれている場合も、残差が大きい値のまま安定してしまいやすい。このような観点から図12aを見ると、深さが変わっても残差がほとんど変化しない地震（地震番号：afs03, 06, 07, 09, 11, 12, 14）と、RMSの極小値が明確に存在する地震の二つのグループが存在する事がわかる。

RMSの極小値が明確に見られる地震は震源の深さの精度が良いと考えられるため、図12bと図12cではそのような地震を強調するために、濃い青色で示してある。このような地震は狭い範囲に集中し、その分布の直径は50km程度以下となり、M7.1の地震の余震としては尤もらしい分布となる。断面図（図12c）を見ると、濃い青色の震源はほぼプレート境界に集中しており、1937年の地震はプレート境界で発生した可能性が高いと考えられる。しかし、たとえば、地震番号15番の地震のようにスラブ内部で発生したように見える地震も存在するため、スラブ内部の地震である可能性も完全には否定できない。

そこで、P波初動の押し引き分布によるメカニズム解を検討した。ただし、本震については、深さのみならず震央についても不確定性が大きいと考えられるため、2Dサーチによる本震の震央と、3Dサーチによってスラブ内に震源が求められた地震番号15番の余震（AFS15）の震央の二通りを仮定し、様々な深さでのメカニズム解をプロットした結果を図13に示す。この図を見ると、地震の深さが非常に浅い場合を除けば、いずれも西に傾斜した低角の節面を持つ低角逆断層型となっている。

遠地観測点の表面波の振幅から考えて、この地震が30km以浅の浅い地震であるとは考えられず（Kanamori et al., 2006）10）、40kmよりは深いことは間違いないと考えられる。したがって、1937年の地震は、低角逆断層型のメカニズム解を持つプレート境界型の地震

である可能性が極めて高いと考えられる。つまり、1937年の地震は1978年の地震時に破壊されたアスペリティ群のうち、最も西側の一番深いアスペリティが破壊されたことによって生じたと考えられる。

陸上の地震観測データを用いて、過去に宮城県沖で発生したM7級の地震について余震の高精度の震源決定とすべり量分布の比較の結果、過去の地震の相互関係は以下のようになっている可能性が高いと考えられる。

- (1) 1978年の地震は少なくとも3つのアスペリティを破壊した。
- (2) 2005年の地震は1978年の破壊開始点付近のアスペリティのみを破壊した。
- (3) 1936年の地震と2005年の地震はほとんど同じである。
- (4) 1933年、1936年、1937年の地震で破壊されたアスペリティが1978年の地震の際に破壊された。
- (5) 1978年、1981年、2003年のアスペリティをすべて破壊する地震が、1793年の地震であった。

次に、GPS連続観測網によって推定された2005年8月宮城県沖地震に伴った地震時地殻変動、および地震発生以降の非地震性すべりの解析結果について報告する。

図14に観測された地震時水平地殻変動(黒矢印)をデータとし、Yabuki and Matsu'ura (1992)12)のインバージョン法により推定された本震のすべり分布を青矢印とコンターで示す。地震時水平変動は、8月11日から5日間と8月17日から5日間の各観測点の平均の座標値の差として定義されている。観測された水平変動は、震源域近傍の観測点で約50mmに達している。図中白矢印は、推定された地震時すべり分布から計算された変位を示す。プレート境界面の形状は諏訪・他(2004)13)と同じものを用いた。約40cmの最大すべりが本震の震央近傍に推定されている。断層モデルの広がりをも東、南方向に多少広げても、最大すべりの位置は震央の北側に位置するという傾向にかわりはなかった。Yaginuma et al. (2006)3)が地震波形インバージョンによって推定した地震時すべり分布と比較すると、その広がりにはブロードではあるが、分布の中心については良い一致を示している。推定された積算モーメントは、 $6.5 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw7.1)であり、Yaginuma et al. (2006)3)による推定値  $8.9 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw7.2)と比べると多少小さめではあるが大きな違いはない。測地インバージョンからも、今回の地震の破壊域が1978年のアスペリティの一部であったことを示唆する結果が得られている。

国土地理院では、高精度のGEONET観測点全点の日毎の座標値(F2解, Hatanaka et al., 2003)14)をインターネット上で公開している。今回はデータとして主にそれらを用い、Yagi and Kikuchi (2003)15)のインバージョン法によりプレート境界面上のすべりを仮定して非地震性すべり分布の推定を行った。

図15に震源域に近いGPS観測点における座標値の時系列を示す。ここで、原記録に含まれるトレンドと季節変動については、線形・半年周期・一年周期のそれぞれの成分を現記録から推定し、除去している。本震震央に最も近い牡鹿観測点では、本震以降の余効変

動が明瞭にみられる。その変化は本震直後に特に大きく次第に小さくなっており、10月半ば以降はほとんど終息している。2005年12月2日には、本震震央の約10km南東側で最大余震とみられるM6.6のプレート境界地震が発生している。この最大余震後にも本震直後ほど大きくはないものの余効変動が見られる。この変動も最大余震直後には変動速度が大きかったが時間の経過とともに徐々に小さくなっている。

2005年8月17日以降のデータを用いてインバージョンを行った結果を図16に示す。図には8月17日以後15日間毎に推定されたプレート境界面上の余効すべり分布を示している。なお、11月30日までの期間の次の期間は、12月2日の地震後の余効すべりのみを議論するため、12月3日以降の15日毎の分布を示している。図をみると9月1日までの最初の期間については、本震の西側で余効すべり分布が最大となっているのに対し、9月1日以降の期間については、本震の南西側で最大となっており、余効すべり域が南側に進展していった可能性を示唆している。そもそも本震直後の余効変動の大きさは本震に最も近い牡鹿観測点でも約2cm程度と小さいため、今後推定精度について十分な検討を要するが、図15に示した時系列において、東西成分と南北成分の変位速度の時間変化を比較すると、南北成分のほうがより緩やかに減衰しているようにも見えることから、上記で述べたような余効すべりの南進は、実際に起きている現象と考えられる。

図16の10月1日から11月30日の期間では、解析領域の北側で西向きすべり(正断層運動に相当)が推定されているが、これについては、インバージョンに使用した変位データ(図17)を見ると、この期間に北側の観測点で西向きの変位が卓越していることによると思われる。一方で震源域に近い観測点では殆ど変位がゼロの状態であることから、この期間の変位場に系統的な誤差が含まれている可能性が考えられる。誤差要因としては、季節変動除去方法や、GPSの基線解析方法に起因するものが考えられるが、今後の検討を要する。

12月3日以降の余効すべり分布を見ると、9月1日から10月1日までの分布と同じような場所で最大となっている。気象庁(2006)16は地震波形インバージョンにより12月2日の最大余震時のすべり分布を推定しているが、どちらの場合も震央周辺で最大となるような分布が得られている。このことは、12月2日の最大余震をきっかけとして一旦終息しかけていた余効すべりが、再活動したことを示唆するものと考えられる。図18には図15で示した4観測点について、観測された変位と推定された余効すべり分布から計算された変位の比較を示す。

図19には2005年8月17日以後、および12月3日以後の余効すべり分布の45日間の積算値を示す。図14に示した本震時のすべり分布と比較すると、一部は重なっているものの、最大余効すべりの位置は、本震時の最大すべりの位置の南側に位置している。すなわち、余効すべりは本震時のすべりと相補的に分布しており、同様の現象は1996年の日向灘地震(Yagi and Kikuchi, 2003)15)や1994年三陸はるか沖地震(Yagi et al., 2003)17)、2003年十勝沖地震(例えば 油井, 2005)18)でも報告されている。2003年十勝沖地震の余効

すべりは本震の破壊域の東西に分布しているのに対し、今回の余効すべりは南側だけに分布しているが、これについては、本震の北側に未だ固着状態にあるアスペリティが存在していることによる可能性も考えられる。なお、GPS解析により推定されたモーメント解放量は8月17日以降の45日間で $2.8 \times 10^{19}$ Nm (Mw6.9)、12月3日以降の45日間で $6.7 \times 10^{18}$ Nm (Mw6.5)、両者を合わせると、 $3.5 \times 10^{19}$ Nm (Mw7.0)であり、前節で述べたGPSによる推定値 $6.5 \times 10^{19}$ Nm (Mw7.1)や地震波形インバージョンによる推定値 $8.9 \times 10^{19}$ Nm (Mw7.2) (Yaginuma et al., 2006)3)と比較すると本震による解放量の40~50%に相当する。

図20に2005年宮城県沖地震の余震域およびその周辺域のM-T図を示す。図を見ると本震域の南隣で本震発生後に地震活動が活発化しているように見える。特にM3以上の中規模地震の数が増えている様子がわかる。また、図21に示した積算個数の変化を見ても南隣の領域で本震発生後に地震の個数が増えているように見える。一方いずれの図でも北隣の領域では地震前後に変化はない。このような地震活動の変化が本震の南西側で発生した余効すべりに関連している可能性が考えられる。

東北大学では相似地震解析によってプレート境界上の準静的すべりの推定を行っている。Uchida et al. (2005)19)は、2005年十勝沖地震後に推定された準静的すべりとGPSにより推定された余効すべりを直接比較し、両者が概ね対応していることを示した。図22に示したように、今回GPSによって推定された宮城県沖の余効すべり域において相似地震活動が特に活発化した傾向は今のところ見られていない。これは、発生している余効すべりの大きさが5cm程度と小さいことが原因かもしれない。ただし、図に示した地震前後の5.5ヶ月の期間で発生した相似地震の数は本震前が10個であるのに対して本震後は19個であったことから、より広域でみると相似地震活動が若干活発化の傾向を示している可能性も考えられる。

上に述べたように、GPS観測データから顕著な余効すべりがあったことが示された震源域の南西側の領域では、本震発生後に地震活動が活発化していることがわかったが、この傾向は、2005年8月26日の地震の本震・余震の詳細な震源決定に使用した海底地震計のデータを詳細に解析したところ、本震発生に先行して始まっていたらしいことがわかった。海底地震計では、本震の震源域とその周辺で発生した多くの小さな地震が捉えられており、その中には陸上地震観測網では捉えられないようなものも多く含まれている。そこで、海底地震計の連続記録に対してイベント検出を行い、気象庁カタログに掲載されていないような小さな地震も含めた微小地震の活動度の変化を調べた。イベント検出は各OBSの記録に対してSTA/LTA比を計算して行った。3点以上のOBSで同時にイベントが検出された部分について、検出作業を行い、3点以上でP波到達時刻を読みとることができ、S波のデータとあわせて震源を決定することができたものについて、震央分布と日別の地震発生個数の時間変化を調べた。

図23はこのようにして決定した微小地震の震央分布を示す。また、OBS観測開始の7月13日以来の累積個数を図24に示す。すると、M7.2の地震が発生するよりも6日前あたり

から、地震の発生レートが増加していることが分かる。次に、どの領域が顕著に増加しているのかを調べるため、同様な積算個数を震央位置別に3領域で調べてみた(図24)。今回の解析で検知できた微小地震の多くが観測網の南側領域(領域C)で発生したものであり、この領域内で発生した地震の発生レートは、全地震が示すのと同様な時間変化を示す。その一方で、総地震個数の少ない観測網の北側の領域では、地震発生レートの変化があったかどうかはよく分からない。

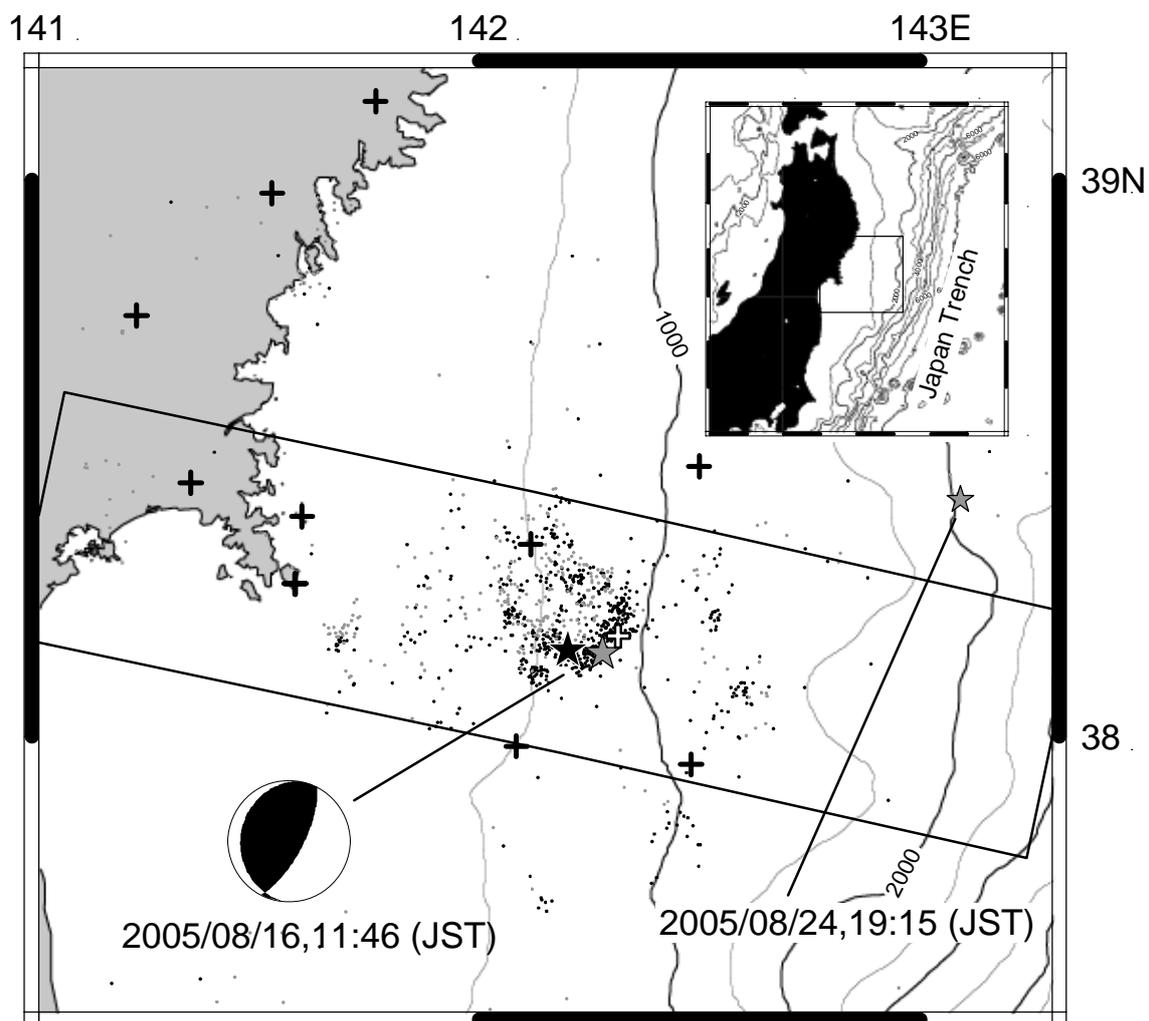


図1 2005年8月16日に宮城県沖で発生した地震の本震・余震の震央分布図。灰色星および丸は気象庁一元化カタログによる本震および余震の震央。黒星・点は図中十字印で示した海陸地震観測点のデータを用いて再決定した本震と余震の震央。本震の発震機構解は、F-netのモーメントテンソル解による1)。余震は8月24日に余震域のはるか北東側で地震が発生するまでの間のものをプロットした。

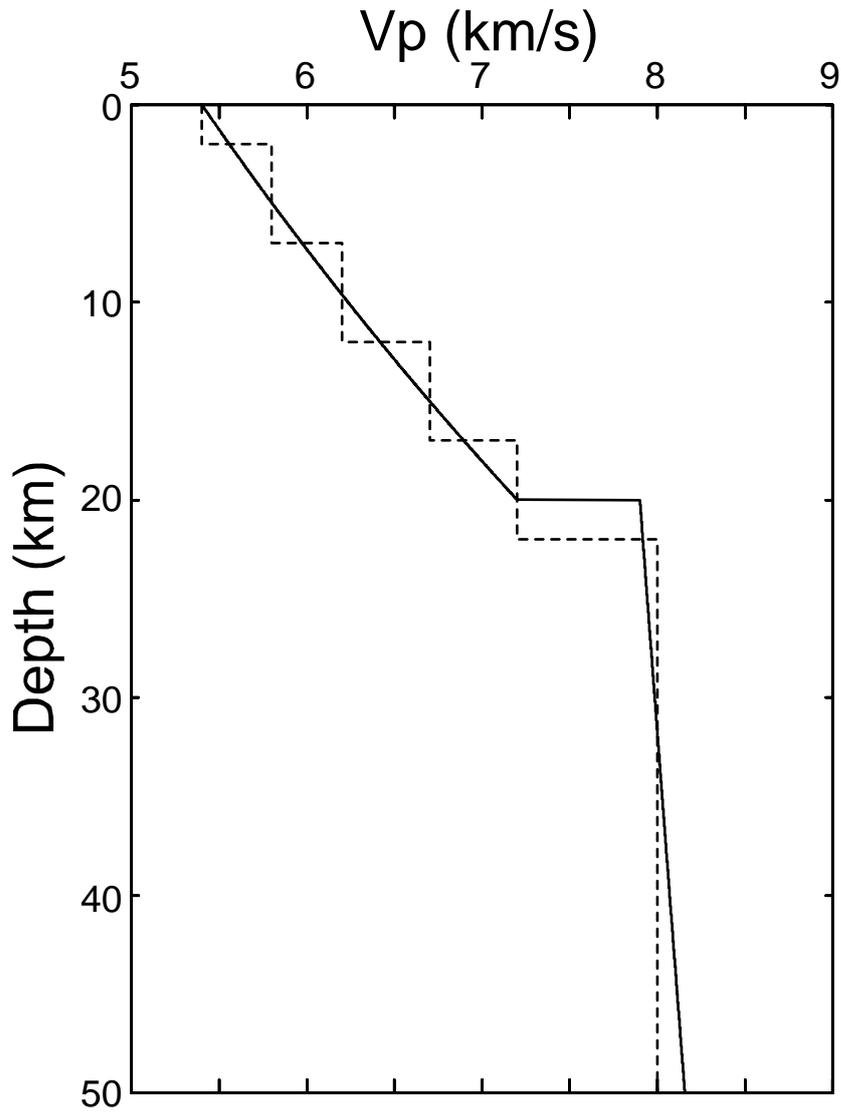


図 2 震源決定に用いた P 波速度構造モデル。実線は絶対走時を用いた通常の震源決定に用いたもの。破線は double difference 震源決定法による再決定を行うときに仮定した速度構造。いずれの場合も、 $V_p/V_s$  を 1.73 と仮定した。

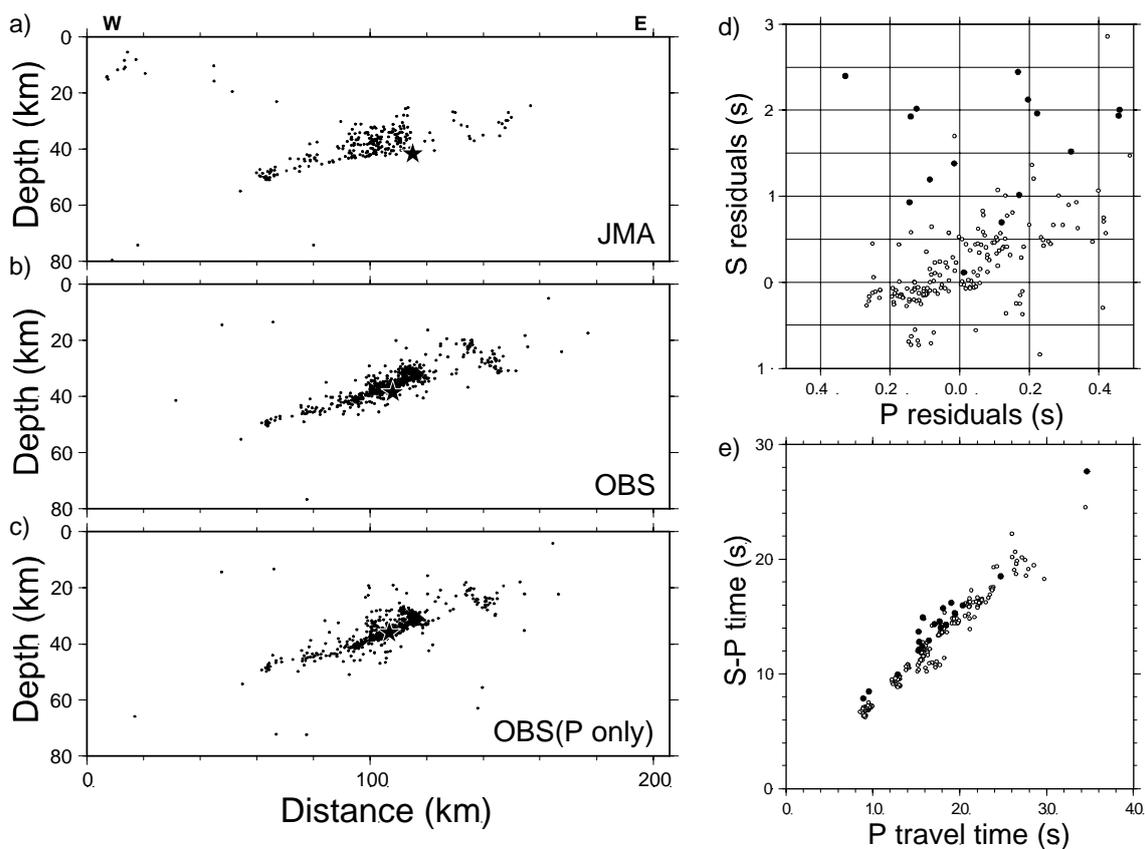


図3 2005年宮城県沖地震の余震の深さ分布および走時残差の分布。a) 気象庁一元化カタログによる震源深さ分布。星印は本震。b) OBSデータを加えた再決定による。c) P波データだけを用いた再決定による。d) 本震とその周囲2km以内の余震についてのP波とS波の走時残差の関係。黒丸は本震、白丸が余震に対するもの。e) d)で示した地震に対するP走時とS-P時間の関係。

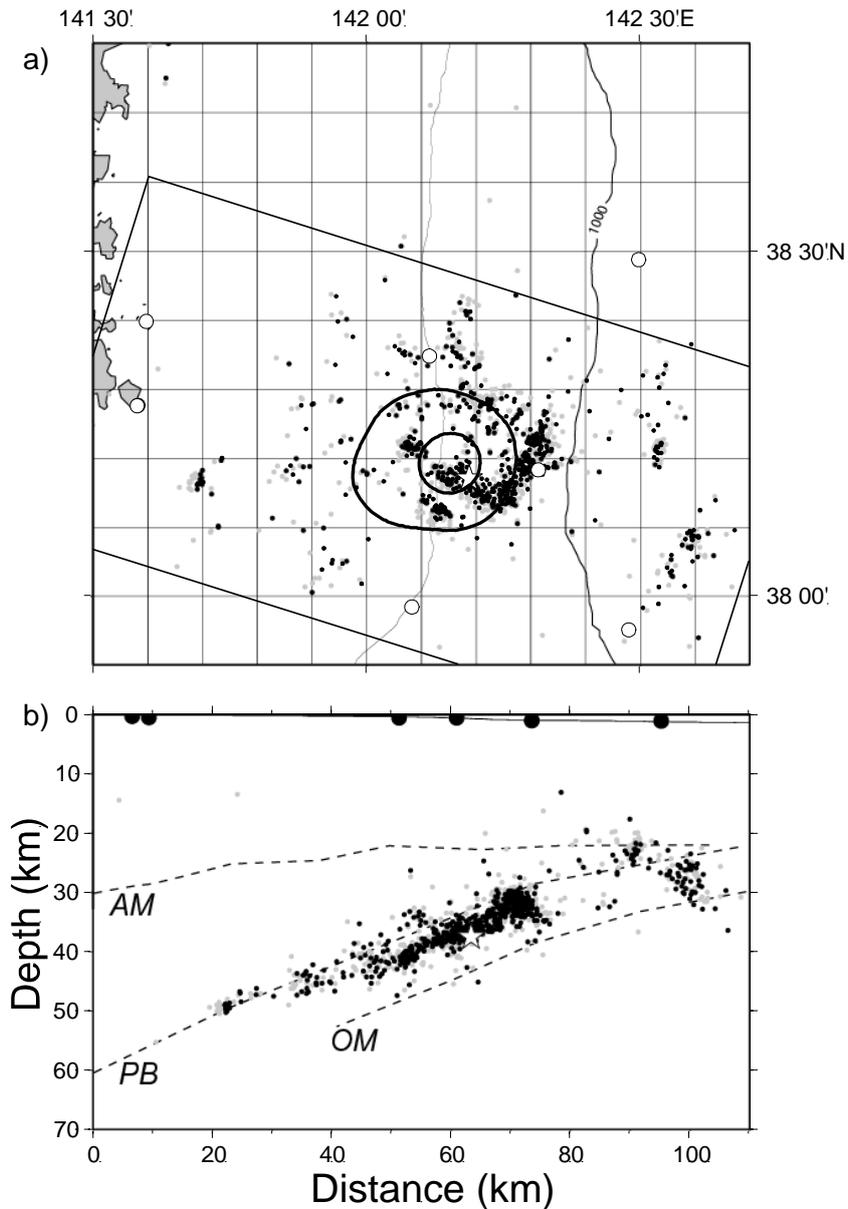


図4 海底地震計のデータを加えて再決定された2005年宮城県沖地震の本震および余震の震源分布。a)震央分布。本震の震央を星印で示す。灰色および黒丸は、余震（本震発生から8月24日まで）の震央。絶対走時を用いて求めたものを灰色、DD法によって求めたものを黒丸で示す。白丸は震源決定に使用した観測点の位置。コンターはYaginuma et al. (2006) 3)による地震時すべり量分布（コンター間隔は0.3m）。ただし、破壊の開始点が再決定された本震の震央に一致するように全体をシフトして表示している。b)本震および余震の震源深さ分布。震源を示すシンボルはa)と同じ。点線は人工地震波探査により推定された主要な地下境界面の位置（Ito et al., 2005）4）。AM：島弧地殻のモホ面、PB：プレート境界面、OM：海洋性地殻のモホ面

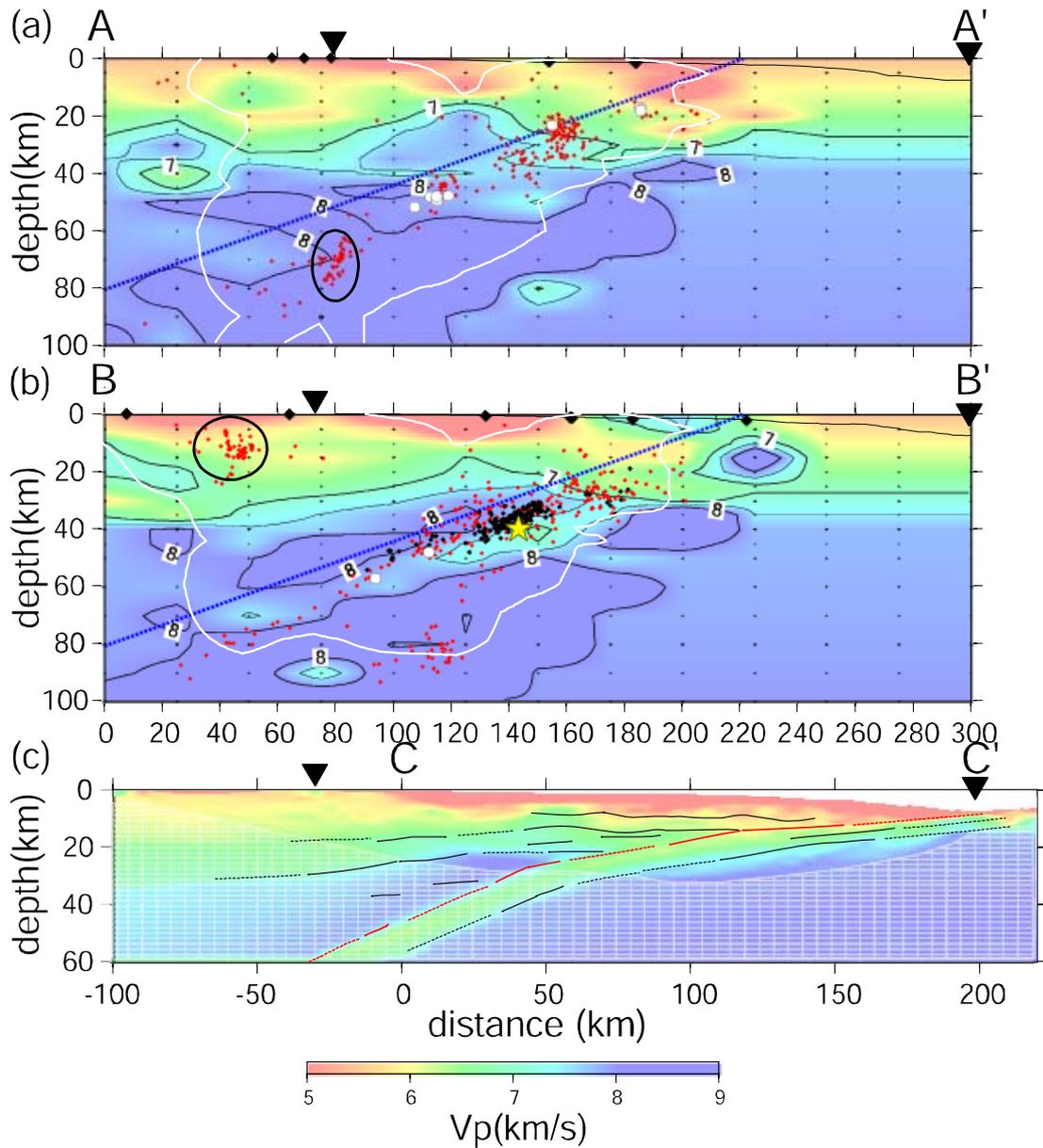


図 5 OBS データを用いた地震波トモグラフィ解析により求められた宮城県沖における 3次元 P 波速度構造モデル。(a)1978 年宮城県沖地震のアスペリティより北側を通る海溝軸に直交する断面。(b)アスペリティ内を通る断面。(c)Ito et al., (2005)4)の人工地震探査による断面。赤丸はトモグラフィ解析で構造と同時に求められた震源の位置。白丸はそのうちで相似地震 (Uchida et al., 2003) 20)に対応するもの。(b)中の黄色星と黒丸は 2005 年宮城県沖地震の本震とその余震の震源を 3次元構造モデルを用いて再決定したもの。各図上の黒の逆三角は海溝軸と海岸線の位置を示す。青点線を通る面に沿った速度分布を図 6 に示す。

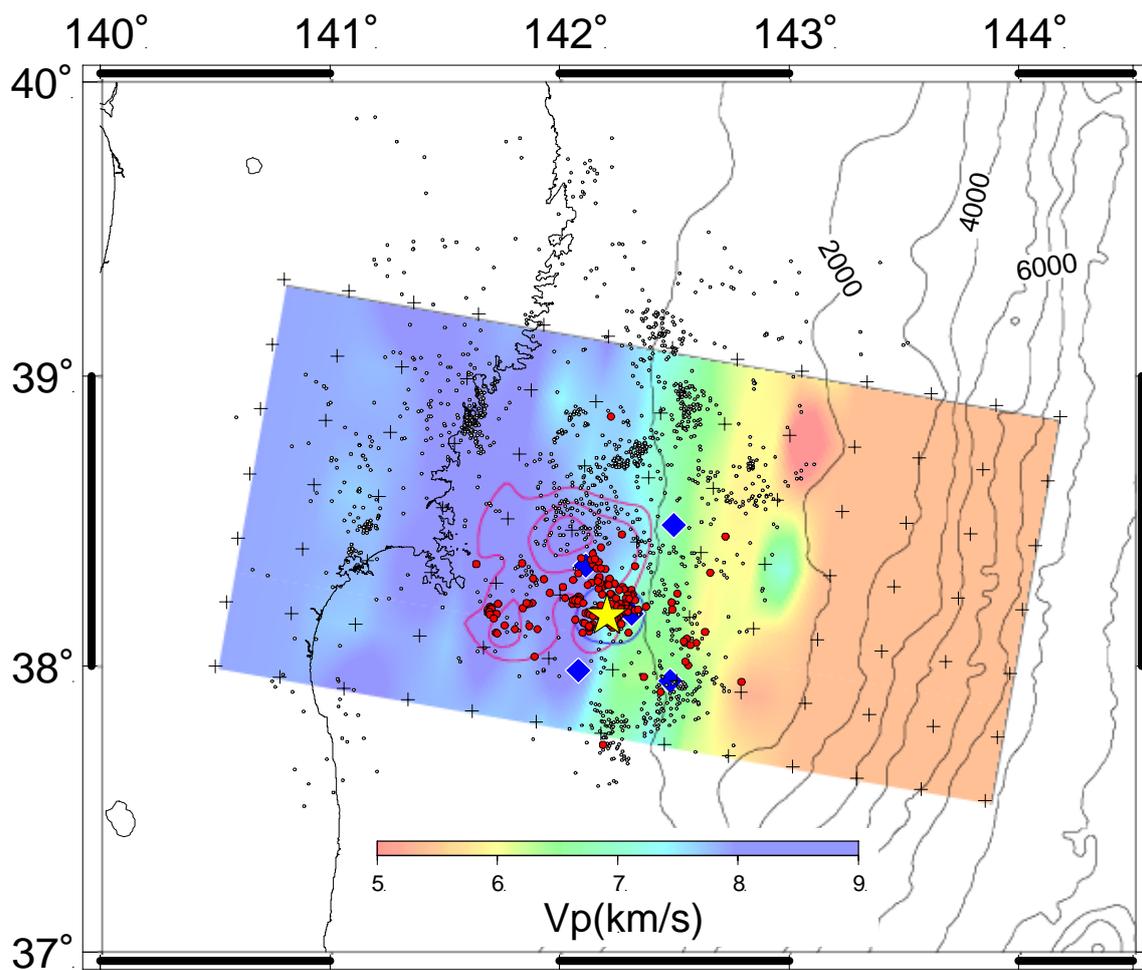


図6 図5中の青点線で示した面に沿った速度分布。赤および青のコンターは Yamanaka and Kikuchi (2004)7)および Yaginuma et al. (2006)3)による 1978年および 2005年宮城県沖地震の地震時すべり量分布。黄色星と赤丸が 2005年の地震の本震と余震。黒丸はトモグラフィ解析に用いた地震の震央。Yamamoto et al. (2006)5)による。

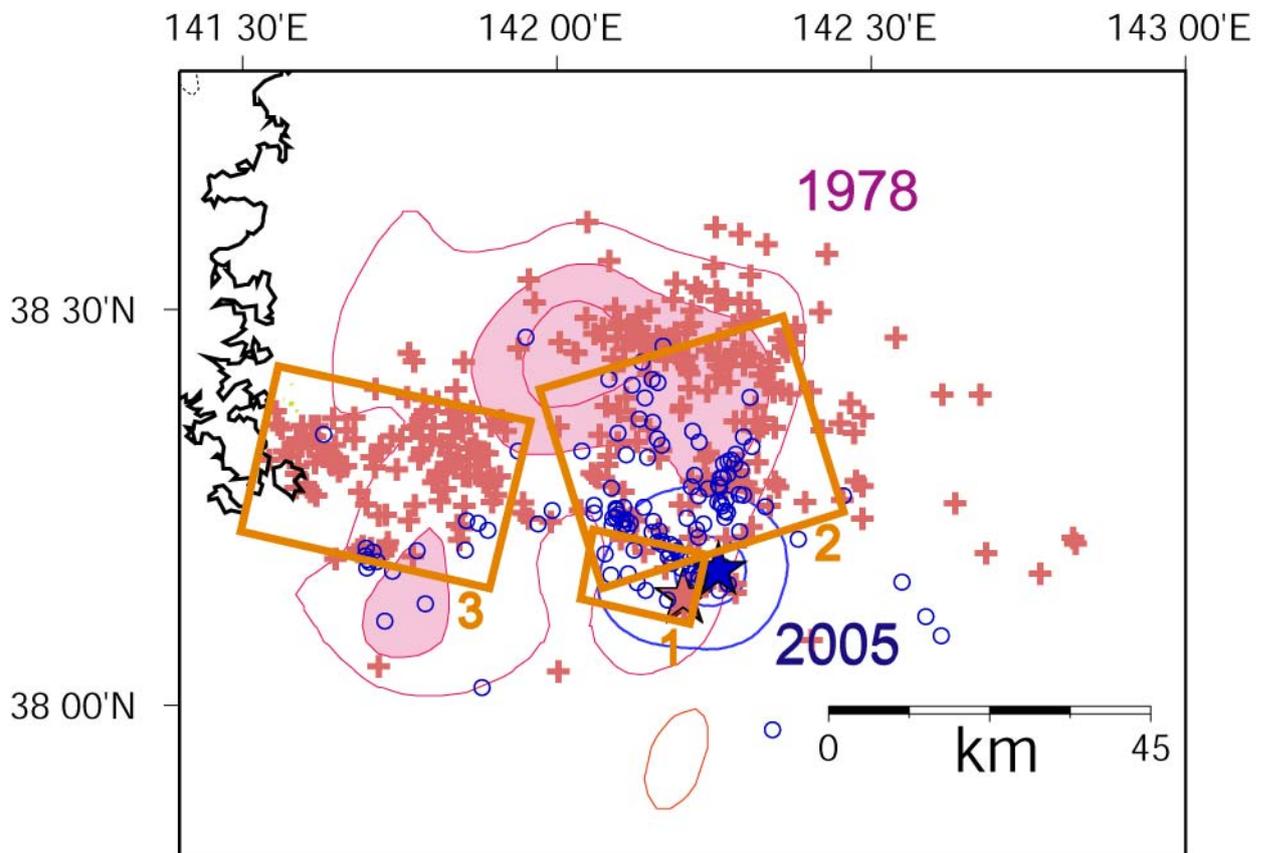


図 7 1978 年宮城県沖地震 (M7.4) と 2005 年の宮城県沖の地震 (M7.2) との比較。赤十字印と青丸印はそれぞれ DD 法によって再決定された 1978 年と 2005 年の地震の発生後 2 日間の余震の震央分布を示す (Okada et al., 2005) 6)。赤星は 1978 年、青星は 2005 年の本震の震央を表す。また、赤色コンターと青色コンターはそれぞれ Yamanaka and Kikuchi (2004) 7) が推定した 1978 年の地震と Yaginuma et al. (2006) 3) が推定した 2005 年の地震のすべり量分布を表す。橙色矩形は Seno et al. (1980) 8) の 3 セグメント震源断層モデルを表す。

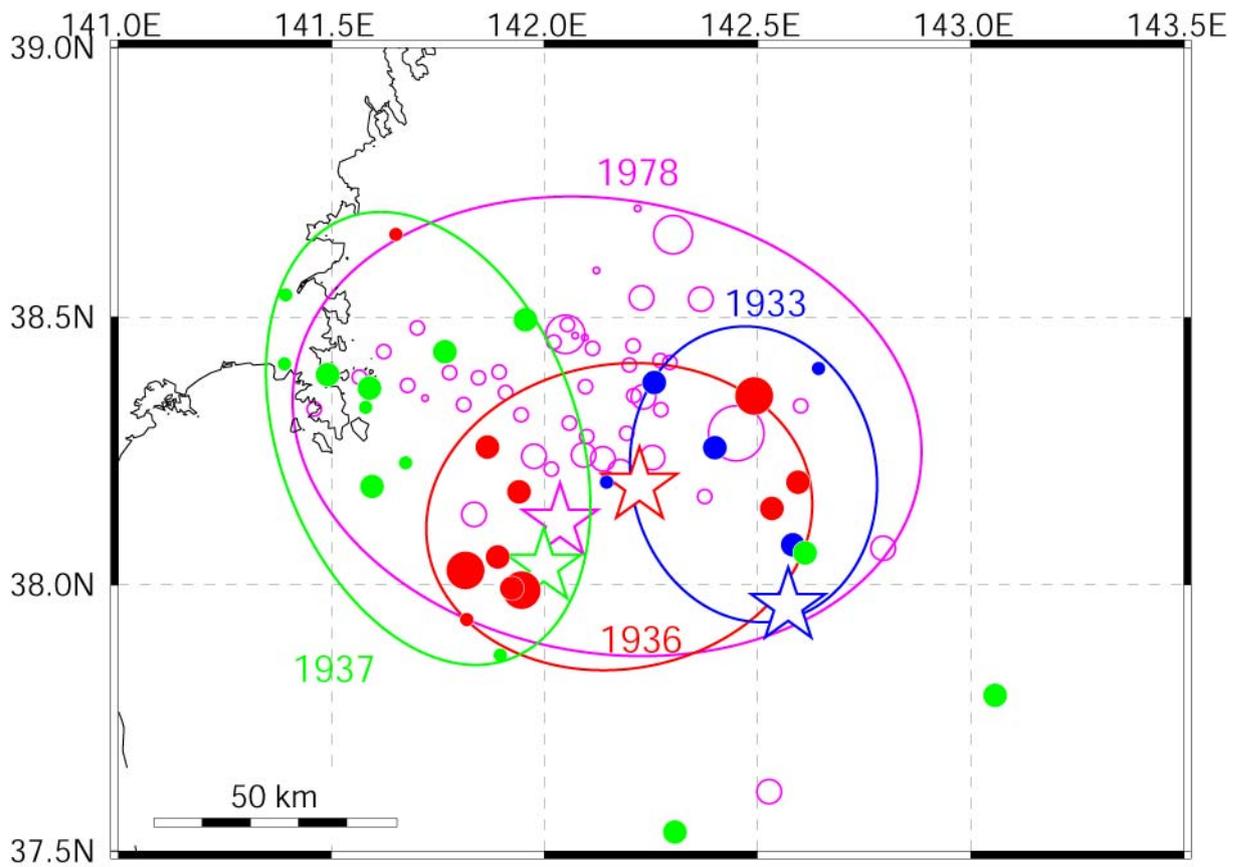


図 8 1933 年、1936 年、1937 年および 1978 年の宮城県沖地震の本震（星印）と余震（丸印）の再決定された震央分布（Umino et al., 2006）11）。地震の震源の深さをプレート境界に固定してグリッドサーチにより推定された震央分布。

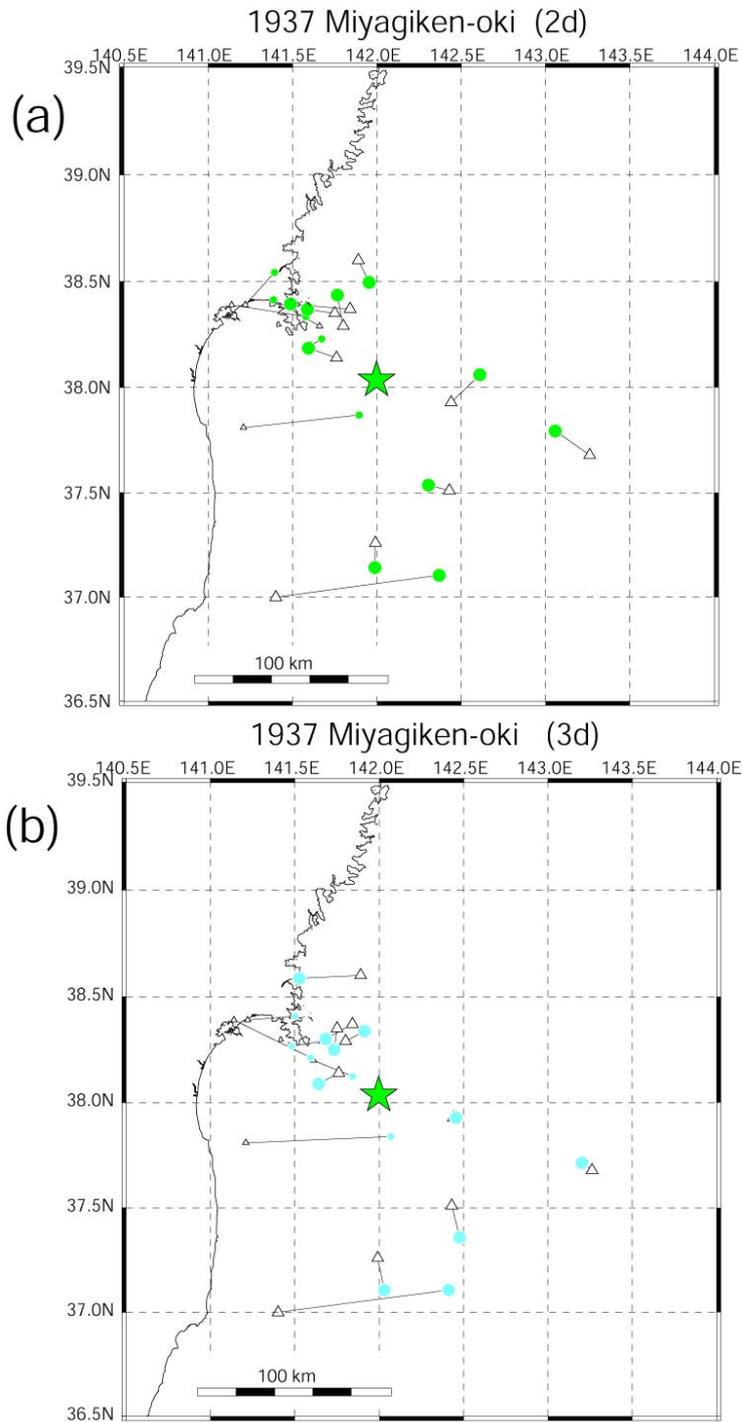


図9 1937年の宮城県沖地震の震央分布。気象庁地震カタログ掲載のS-P時間と、水沢観測所および向山観測所のすず書き記録から験測したS-P時間を用いて、グリッドサーチ法で震源決定を行った。星印は本震、丸印は再決定した本震後1ヶ月間の余震、三角印は気象庁による震央を表す。(a)震源の深さをプレート境界に固定して、震央位置を推定した結果。(b)グリッドを3次元に配置して、震源位置を推定した結果。グリッド間隔は2km。ただし、本震位置は深さを固定して求めたものを示す。

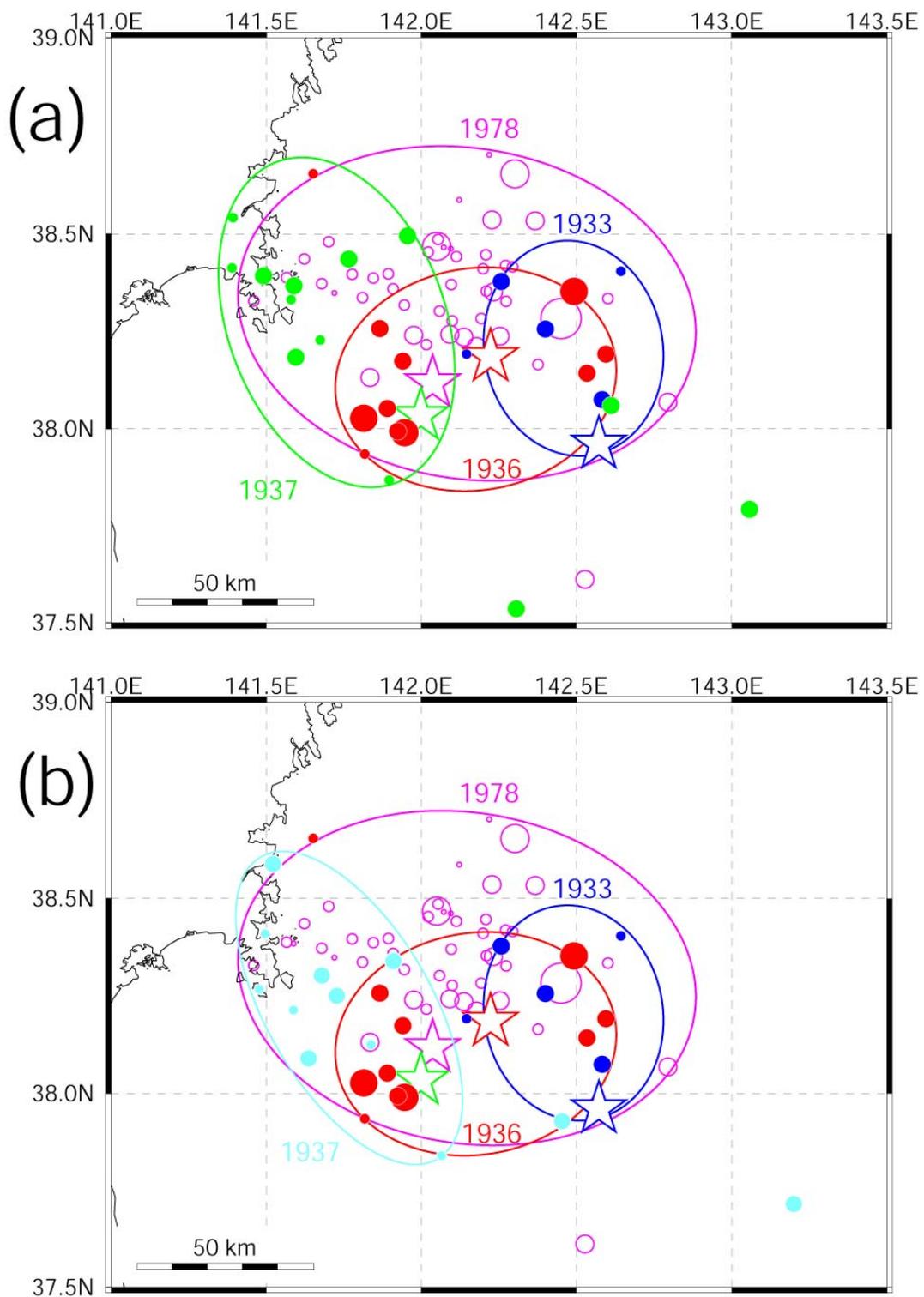


図 10 1933 年、1936 年、1937 年および 1978 年の宮城県沖地震の本震（星印）と余震（丸印）の震央分布。(a)地震の震源の深さをプレート境界に固定して推定された震央分布。(b)1937 年の余震（水色の丸印）のみを 3 次元グリッドサーチ法で震源決定した結果。

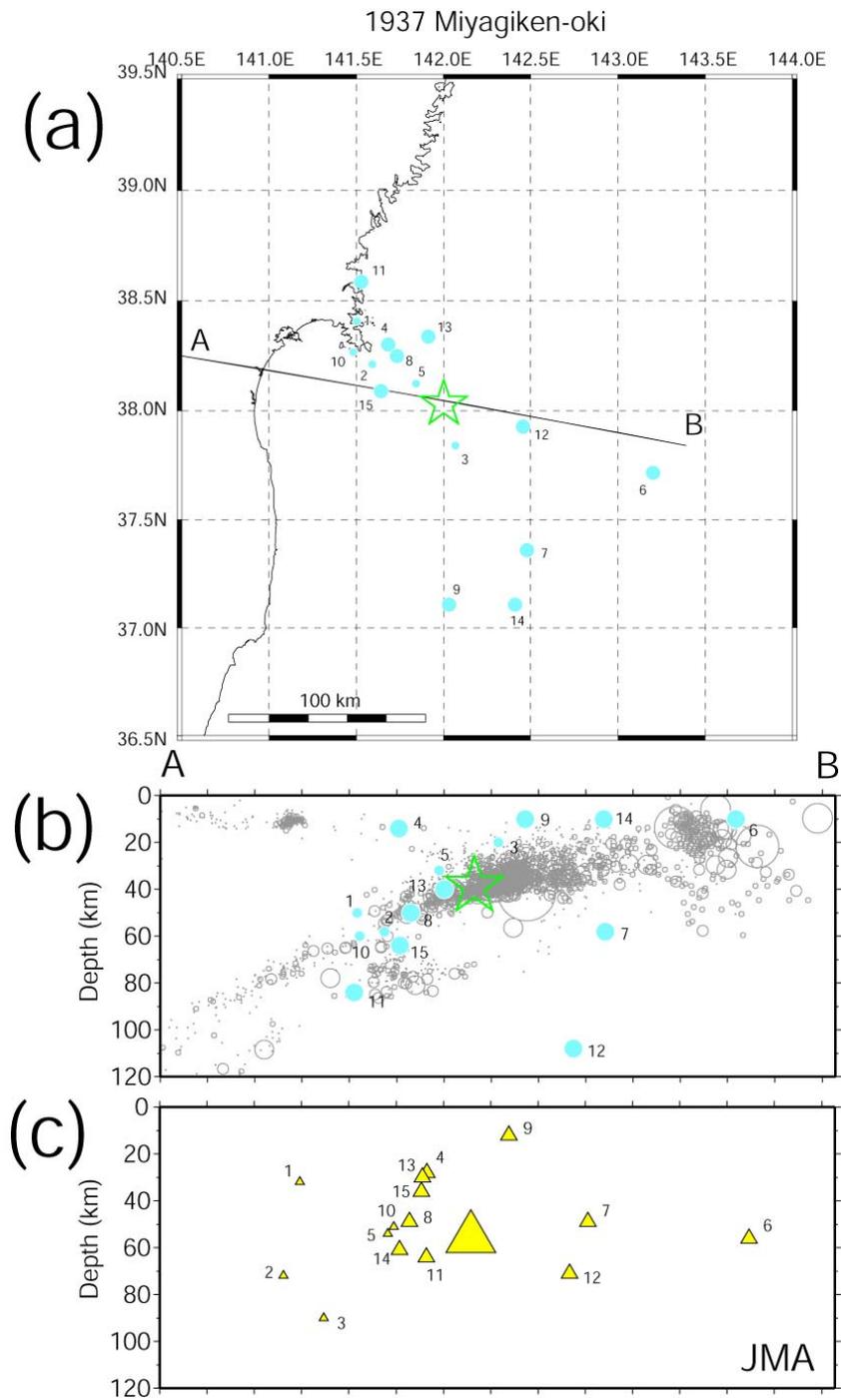


図 11 再決定された 1937 年宮城県沖の地震の余震の震源分布。グリッドを 3 次元に配置して、S-P 時間の残差の RMS が最小になる位置を求めた。数字は発生時刻順に付けた地震番号。本震（星印）だけは深さをプレート境界に固定して推定した結果を示す。(a)震央分布。AB は断面図の位置を示す。(b)再決定された余震の深さ分布。灰色丸印は 1 元化震源（2004 年 8 月 15 日～2005 年 11 月 16 日、北緯 37.5 度～38.5 度）の深さ分布を表す。(c)気象庁カタログによる深さ分布。

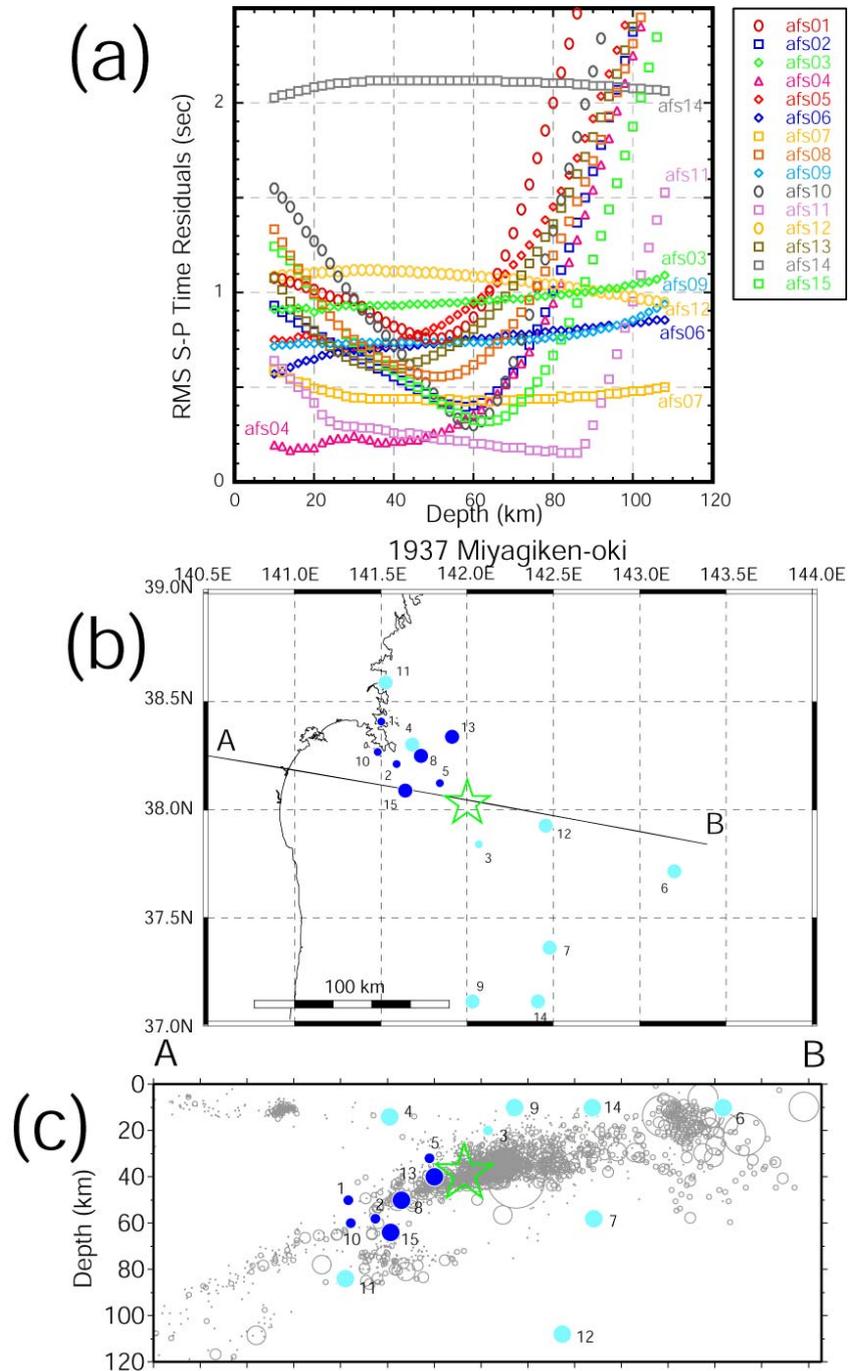


図 12 1937 年宮城県沖地震の余震の再決定。(a) 1937 年宮城県沖地震の余震の S-P 時間残差の深さ変化。それぞれの余震の震源を 3 次元グリッドサーチで決定したときの、各深さでの残差の RMS の最小値を示す。数字は発生時刻順に付けた地震番号。(b) 震央分布。本震 (星印) だけはプレート境界に固定して推定。青丸印は精度良く震源が求められた余震を示す。AB は断面図の位置。(c) 再決定した余震の深さ分布。他は図 1 1 に同じ。

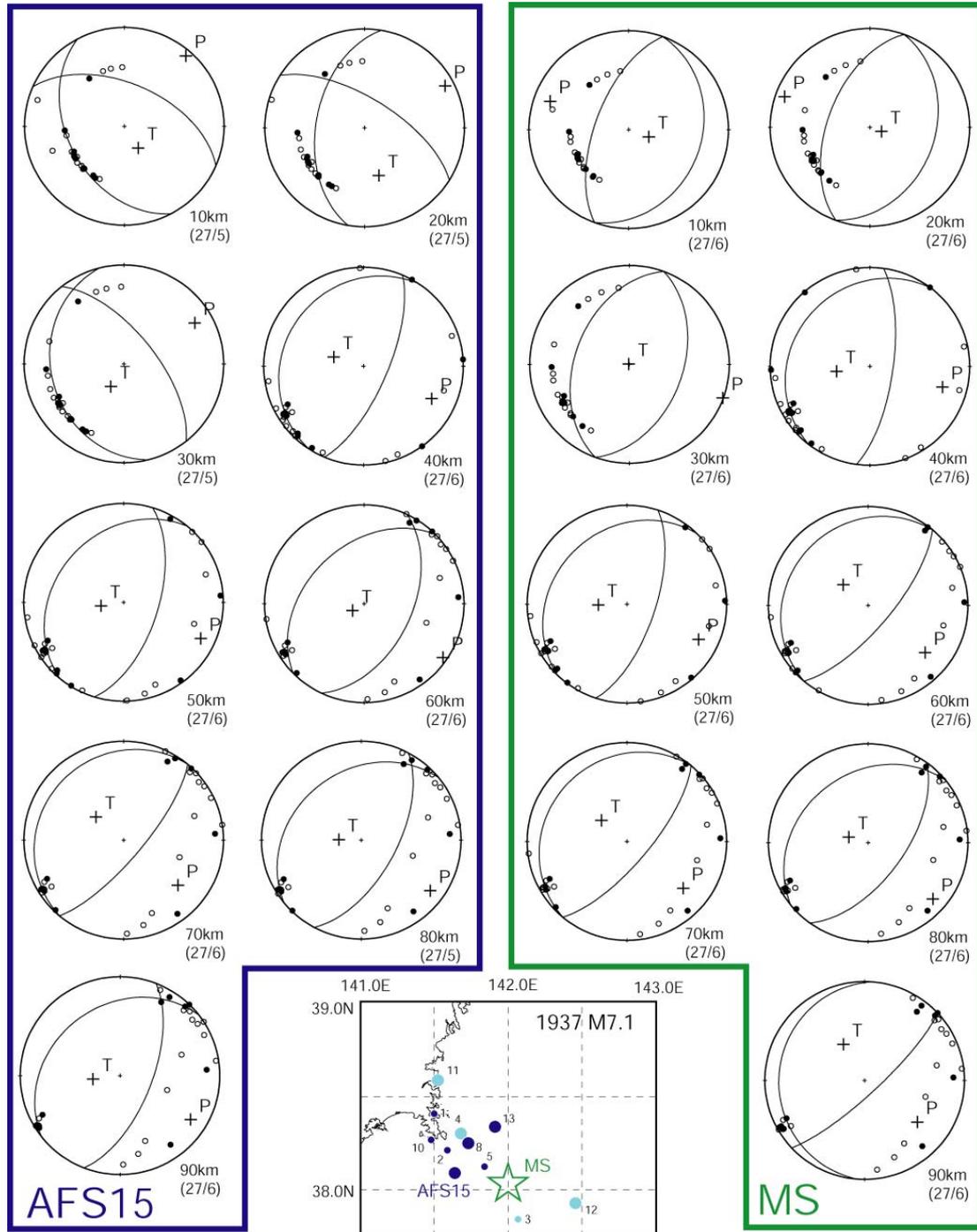


図 13 1937 年宮城県沖地震の本震のメカニズム解。気象庁カタログ記載の P 波初動データを用いて推定した。震央を、再決定された本震 (MS : 緑色星印) の位置と余震 (AFS15 : 青丸印) の位置に仮定した場合のそれぞれについて、震源の深さを変化させた時のメカニズム解の変化を下半球等積投影で示す。括弧内の数字は P 波初動データの数 / エラーの数を表す。震源が MS で浅い場合に Down Dip Compression となるが、その他は低角逆断層型となっている。

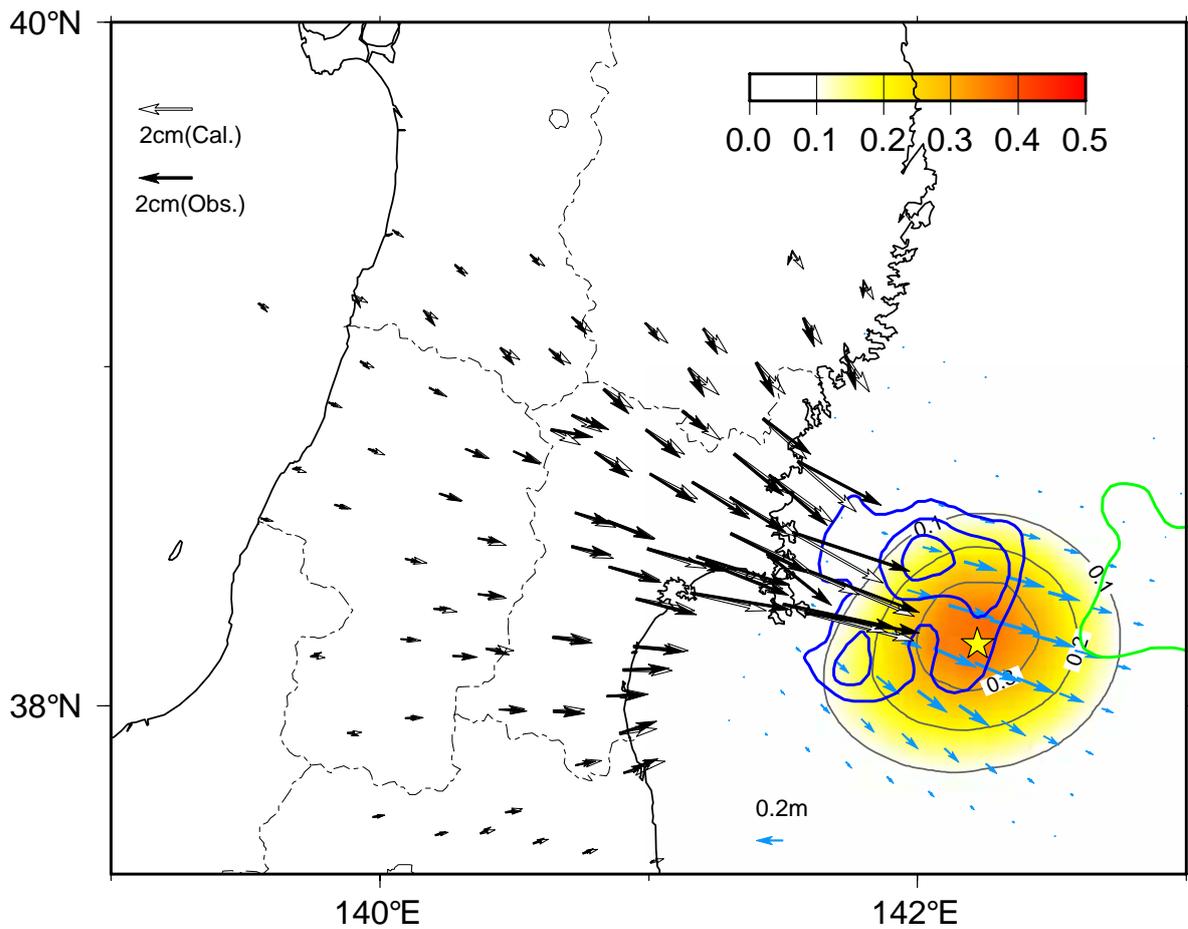


図 14 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震(M7.2)に伴って観測された地震時地殻水平変動(黒矢印)と推定された地震時すべり分布(青矢印・コンター)。白矢印は、推定された地震時すべり分布から計算された変位を示す。地震時すべり分布(青矢印)は上盤側の変位で示す。黄色の星印は本震震央を示す。青、緑のコンターは、Yamanaka and Kikuchi (2004)7)により推定された 1978 年(M7.4)、および 1981 年(M7.0)の宮城県沖地震のすべり分布を示す。

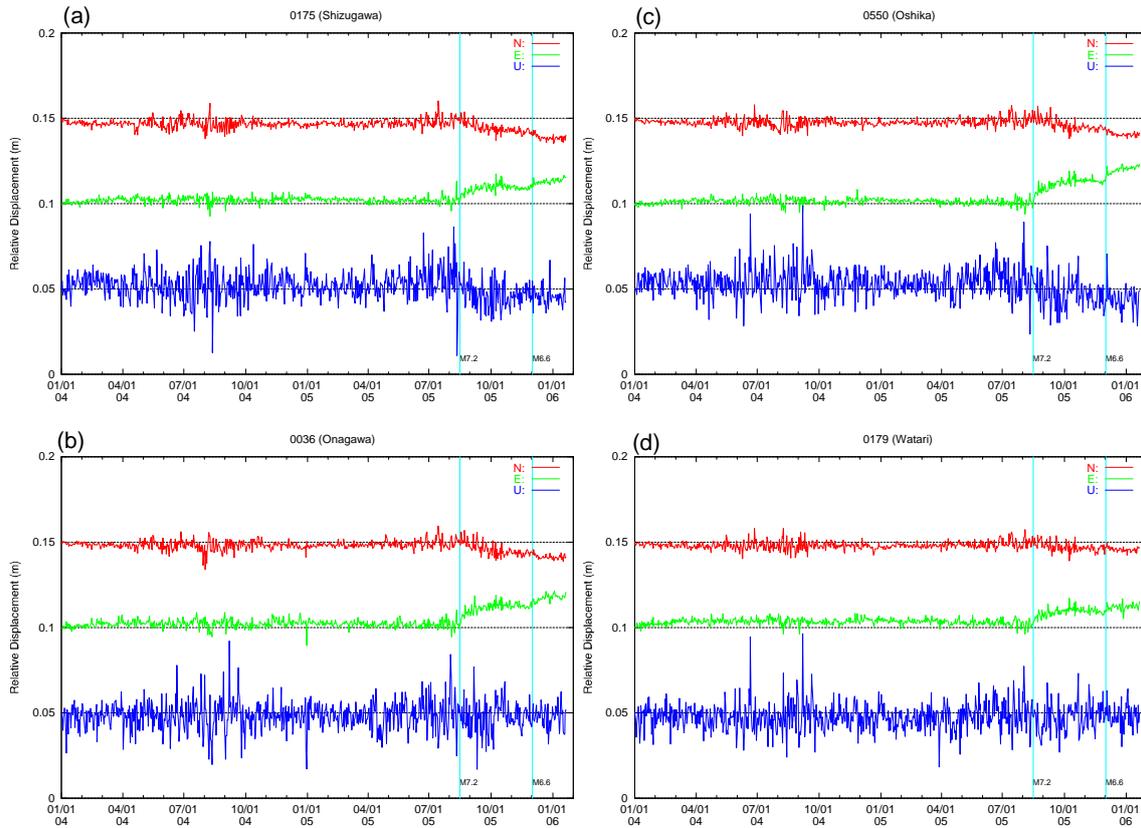


図 15 GEONET 観測点における 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震 (M7.2) 前後の局位置変化の例。(a) 志津川、(b) 女川、(c) 牡鹿、(d) 亶理。2004 年 1 月から本震発生直前までの F2 解を用いてトレンドと年周・半年周成分を推定し、F2 解から差し引いたものを示す。赤、緑、青は、それぞれ北、東、上方向の変位を示す。

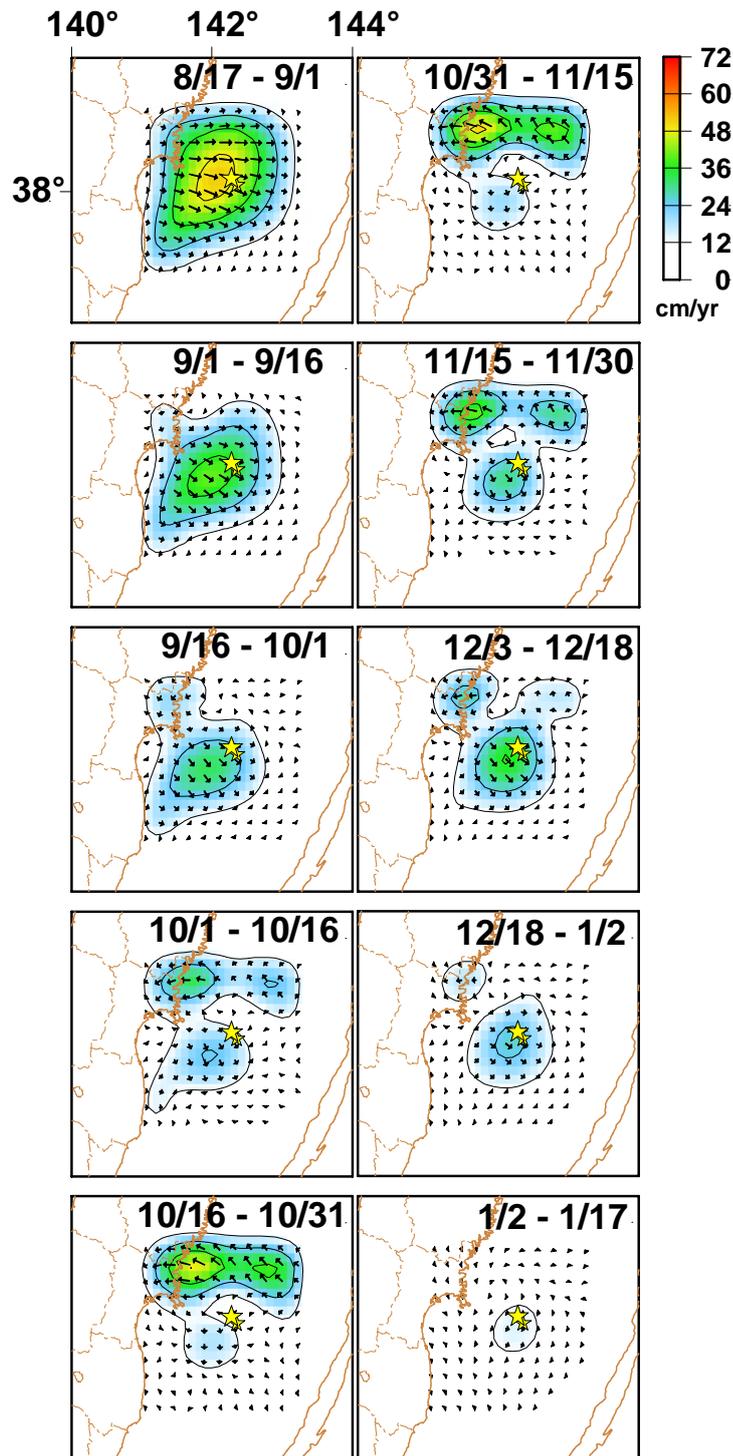


図 16 GPS 連続記録インバージョン(Yagi and Kikuchi, 2003) 15) によって推定されたプレート境界面上の余効すべりの時空間発展のスナップショット(15 日毎の変化分)。期間は 2005 年 8 月 17 日から 2006 年 1 月 17 日まで。コンター間隔は 12 cm/yr。8 番目以降のパネルは 12 月 3 日以降の余効すべりのみを表示させるため 3 日間ずらして表示してある。大小の星印はそれぞれ 2005 年 8 月 16 日 (M7.2) および同年 12 月 2 日 (M6.6) の地震の震央を示す。

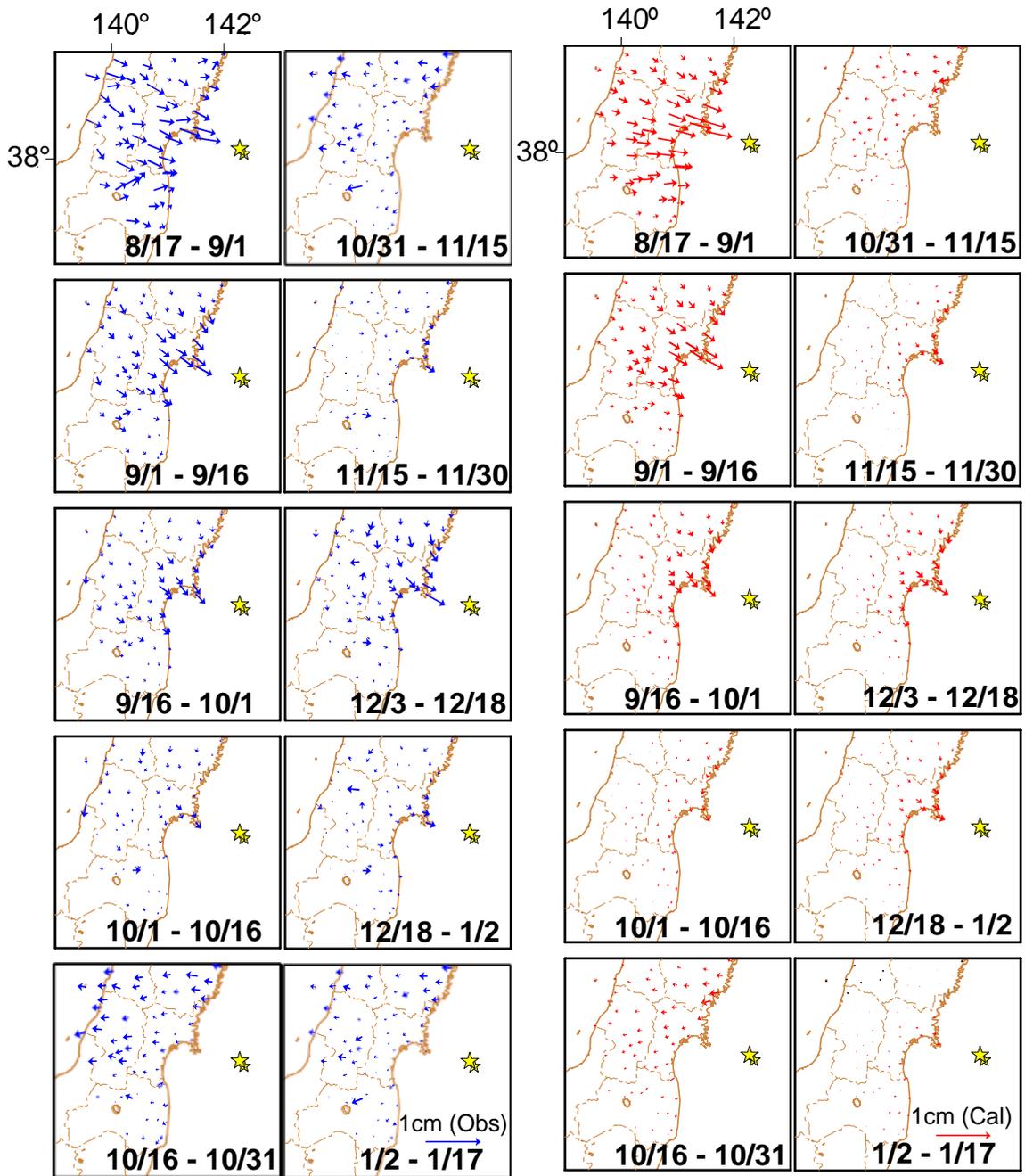


図 17 各 GEONET 観測点における 15 日毎の変位(左)と推定された余効すべり分布 (図 3・32) から計算された変位(右)。大小の星印はそれぞれ 2005 年 8 月 16 日 (M7.2) および同年 12 月 2 日 (M6.6) の地震の震央を示す。

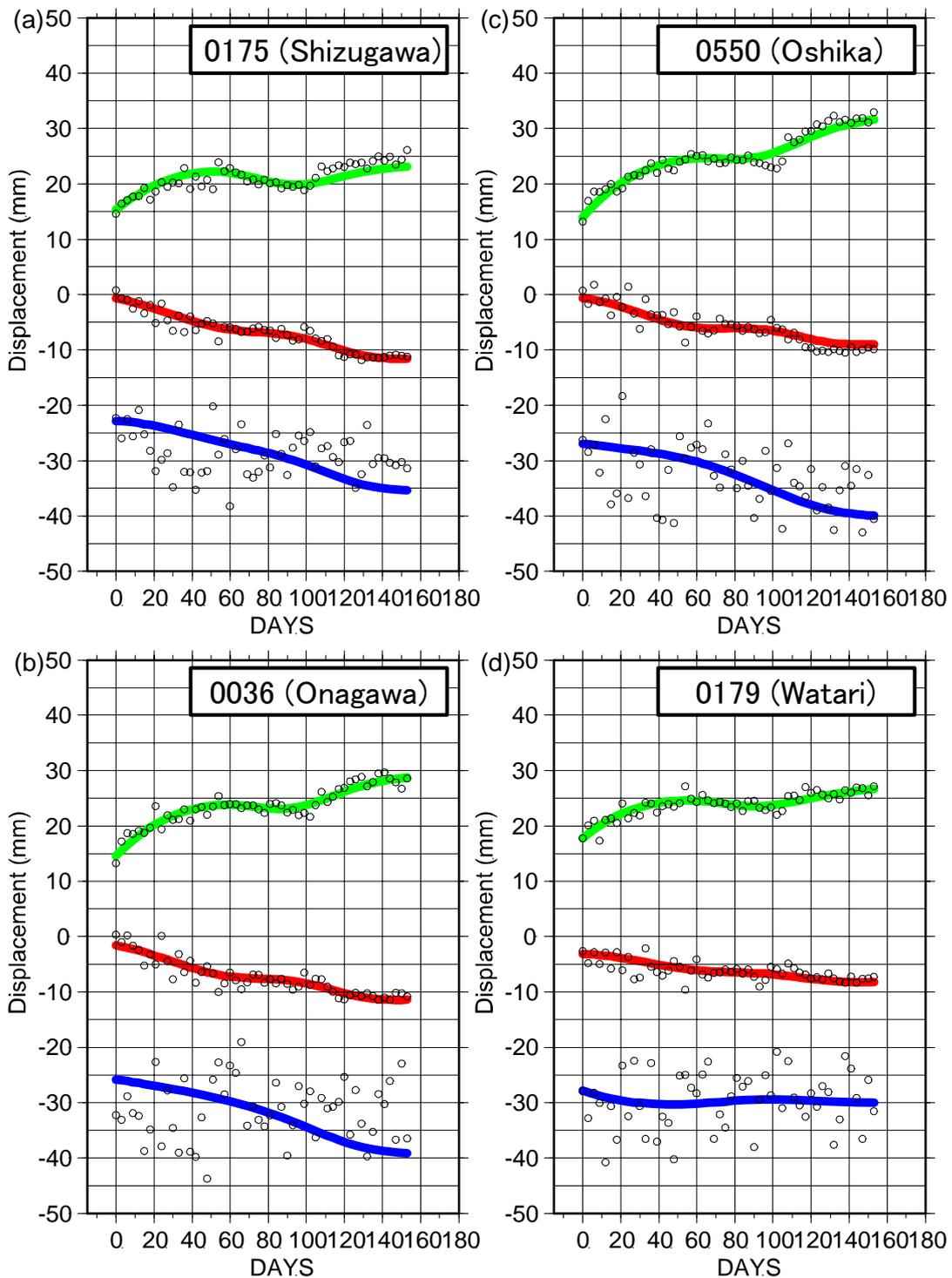


図 18 GEONET 観測点における 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖地震 (M7.2) 後の局位置変化 (白丸) と推定された余効すべり分布 (図 16) から計算された変位。上から東 (緑)、北 (赤)、上 (青) 方向の変位を示す。横軸は 2005 年 8 月 17 日からの日数で示す。観測値は 3 日間の移動平均で示してある。(a) 志津川、(b) 女川、(c) 牡鹿、(d) 亘理。

# Cumulative Aseismic Slip

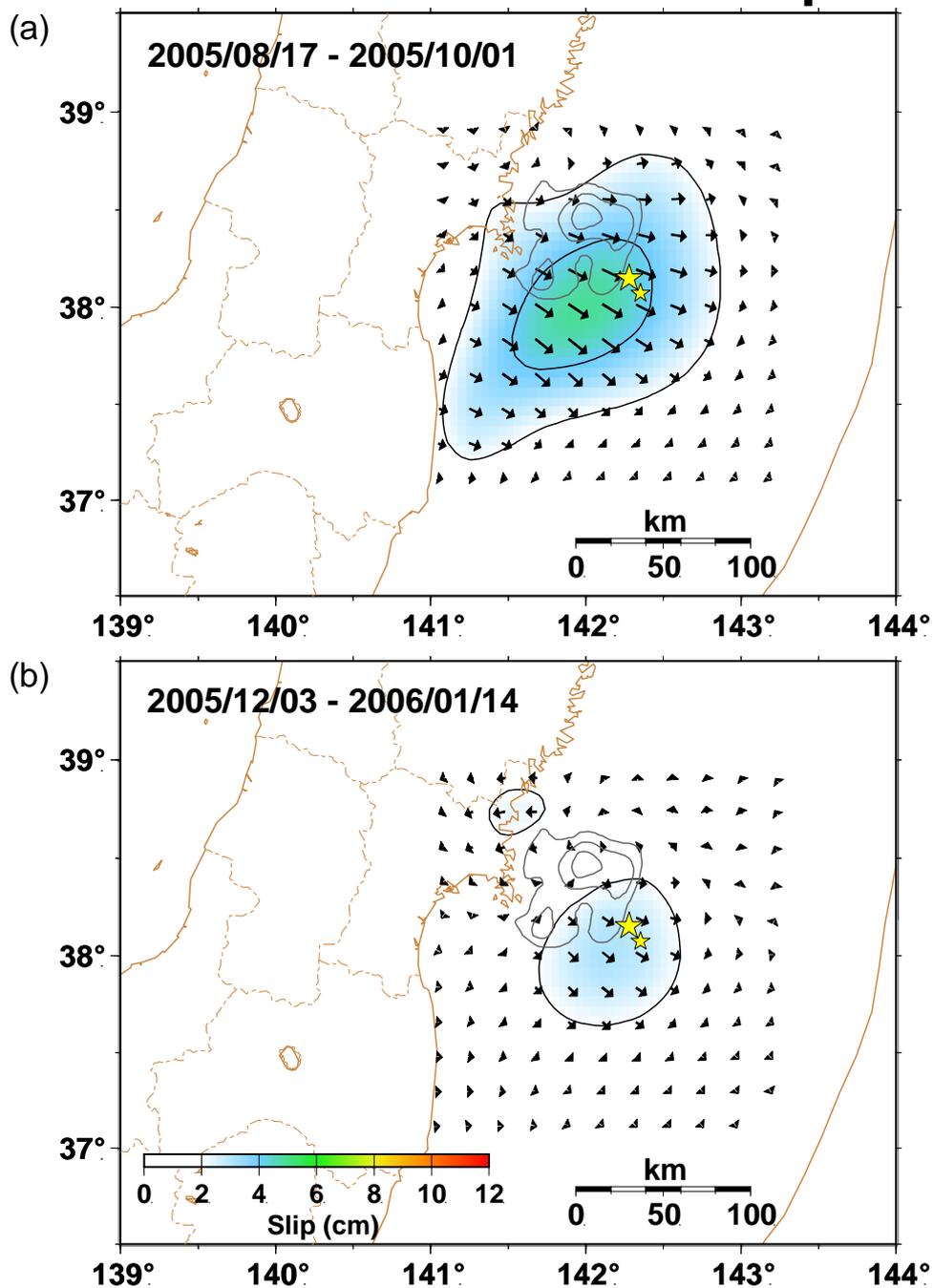


図 19 GPS連続記録インバージョン(Yagi and Kikuchi, 2003)15) によって推定されたプレート境界面上の余効すべり (45 日間の積算値)。コンター間隔は 2 cm。(a) 2005 年 8 月 17 日から 2005 年 10 月 1 日まで。この期間のモーメント解放量は  $2.8 \times 10^{19} \text{Nm}$  (Mw6.9)。 (b) 2005 年 12 月 3 日から 2006 年 1 月 17 日まで。この期間のモーメント解放量は  $6.7 \times 10^{18} \text{Nm}$  (Mw6.5)。大小の星印はそれぞれ 2005 年 8 月 16 日 (M7.2) および同年 12 月 2 日 (M6.6) の地震の震央を示す。

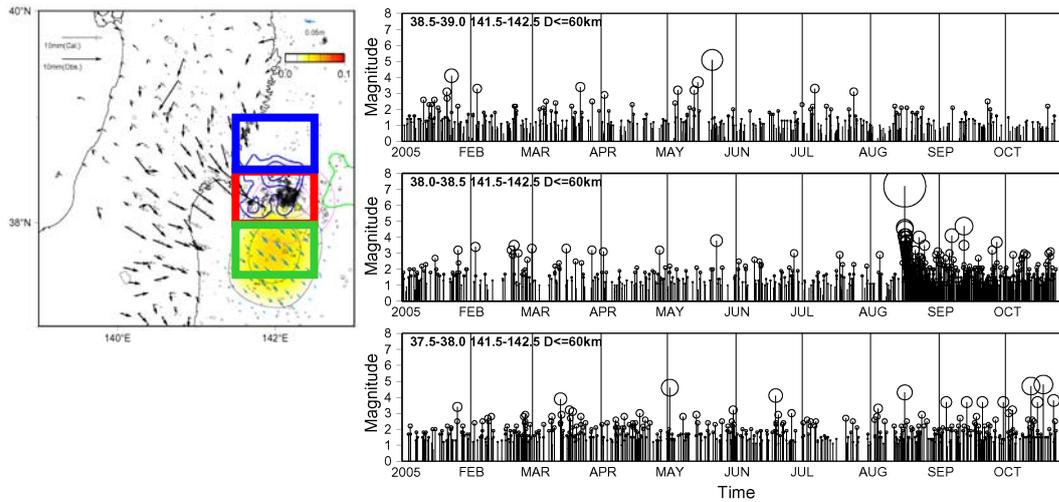


図 20 2005 年宮城県沖地震の余震域およびその周辺域の M-T 図。右の上から余震域北隣(北緯 38.5 度～39.0 度、左図青の領域)、余震域(北緯 38.0 度～38.5 度、左図赤の領域)、余震域南隣(北緯 37.5 度～38.0 度、左図緑の領域)の範囲(いずれも東経 141.5 度～142.5 度)に発生した深さ 60km 以浅の地震について示す。

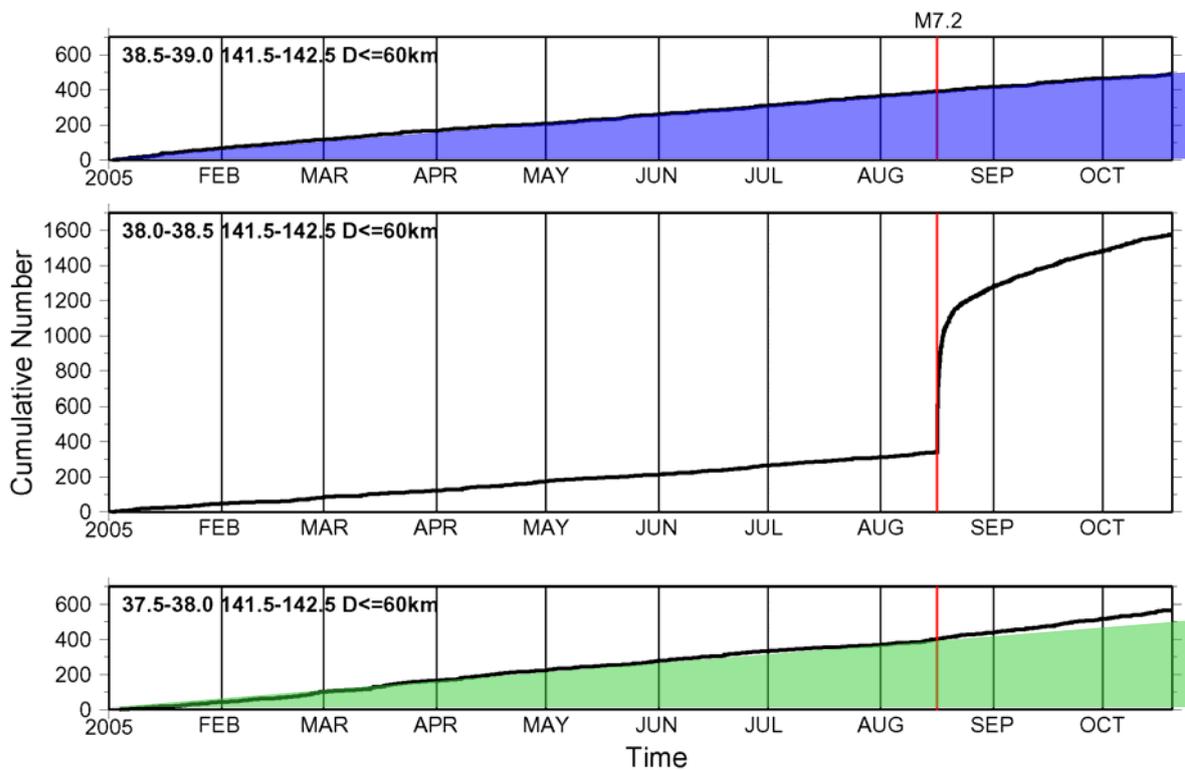


図 21 図 20 で示した各領域における地震の積算個数の時間変化。

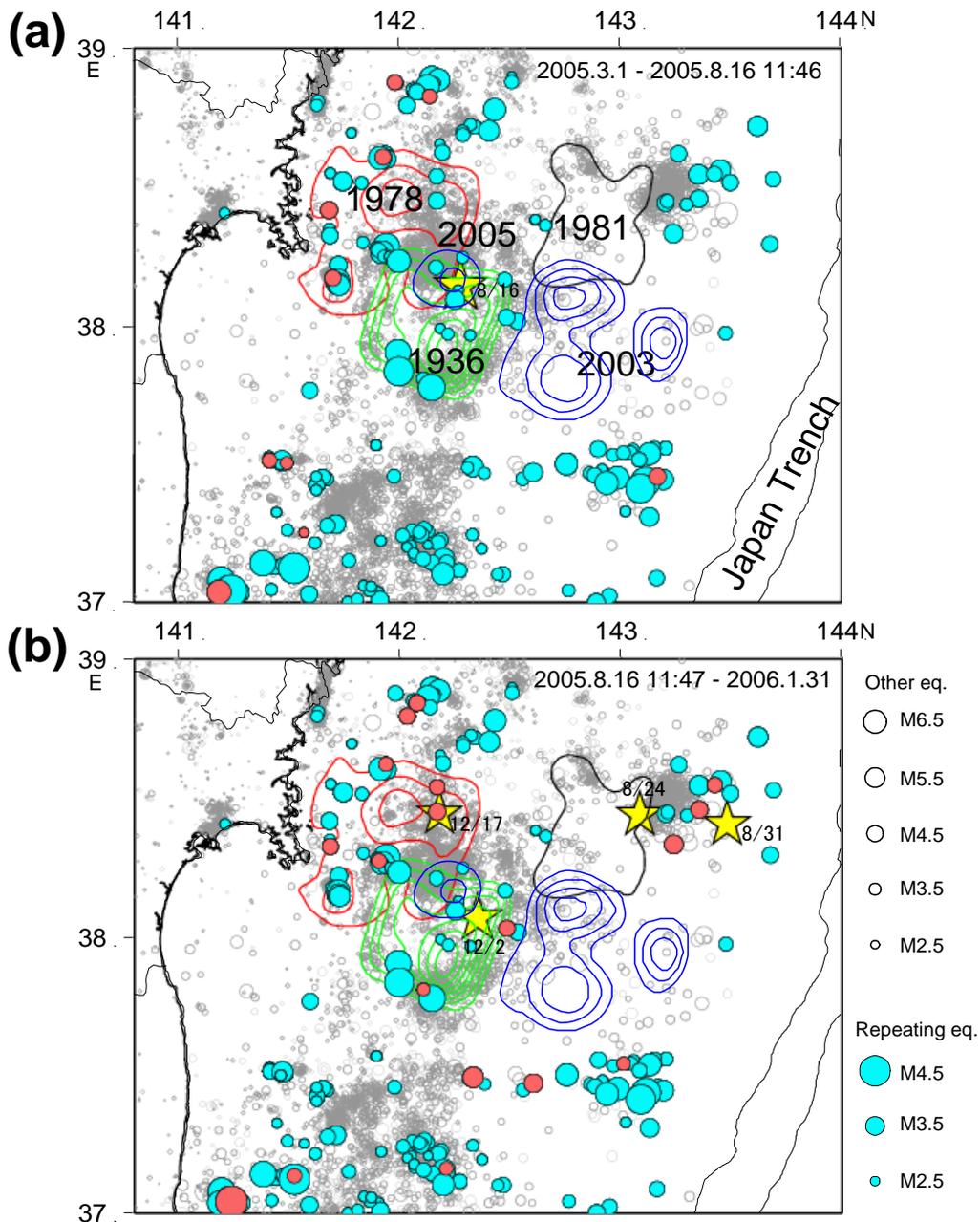


図 22 宮城県沖の相似地震グループの分布(水色丸)。(a)では本震以前の約 5 ヶ月半 (2005 年 3 月 1 日～2005 年 8 月 16 日 11 時 46 分) に活動があったグループ、(b)では本震以降の約 5 ヶ月半 (2005 年 8 月 16 日 11 時 47 分～2006 年 1 月 31 日) に活動があったグループを橙色丸で示す。解析期間は 1984 年 7 月～2006 年 1 月 31 日。相似地震は M2.5 以上の地震について、2-8Hz の波形のコヒーレンスを用以て抽出した。細かいコンターは Yamanaka and Kikuchi (2004)7), 山中(2003)21), Yaginuma et al. (2006)3)によるアスペリティを示す。黄色星は各期間の M6 以上の地震、灰色丸は 2005 年 1 月 1 日～2006 年 1 月 31 日に発生した 70km 以浅の地震。震源はすべて気象庁による。

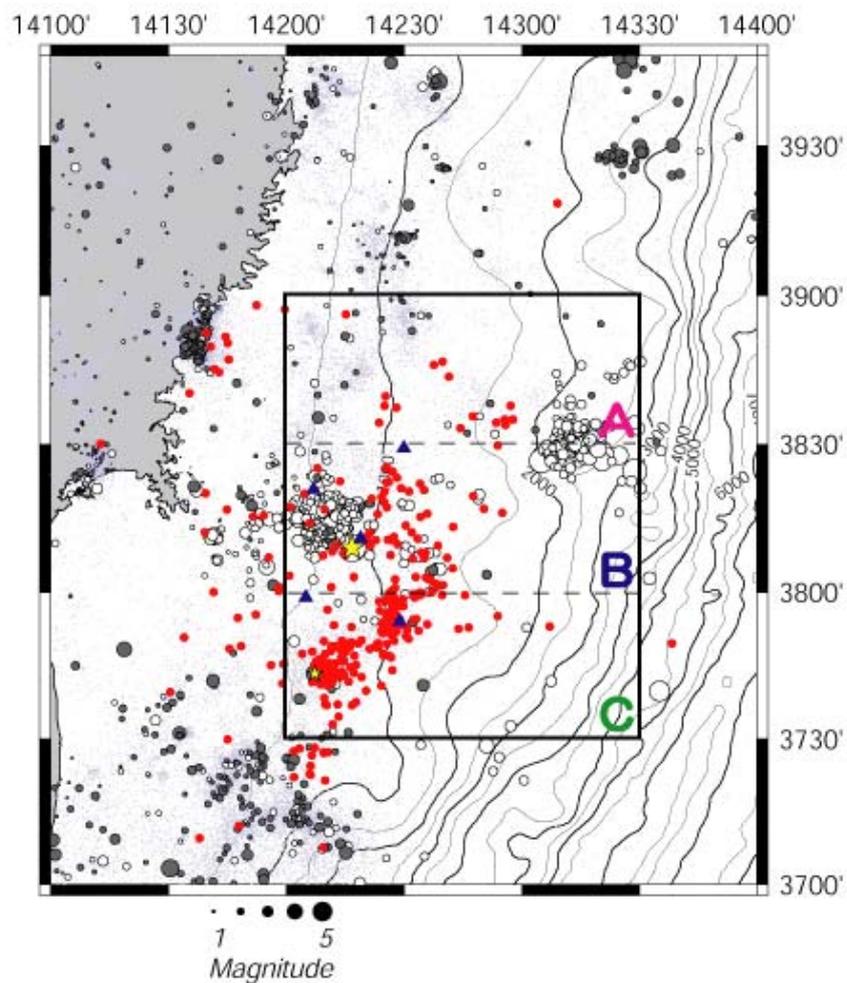


図 23 OBS データにより震源を決定することができたが気象庁一元化カタログには掲載されていない地震の震央分布 (赤)。黒丸と白丸はそれぞれ、本震が発生した 8 月 16 日 11 時 46 分前後の期間の気象庁一元化カタログによる震央分布。A, B, C の各領域内での地震の積算頻度を図 24 に示す。

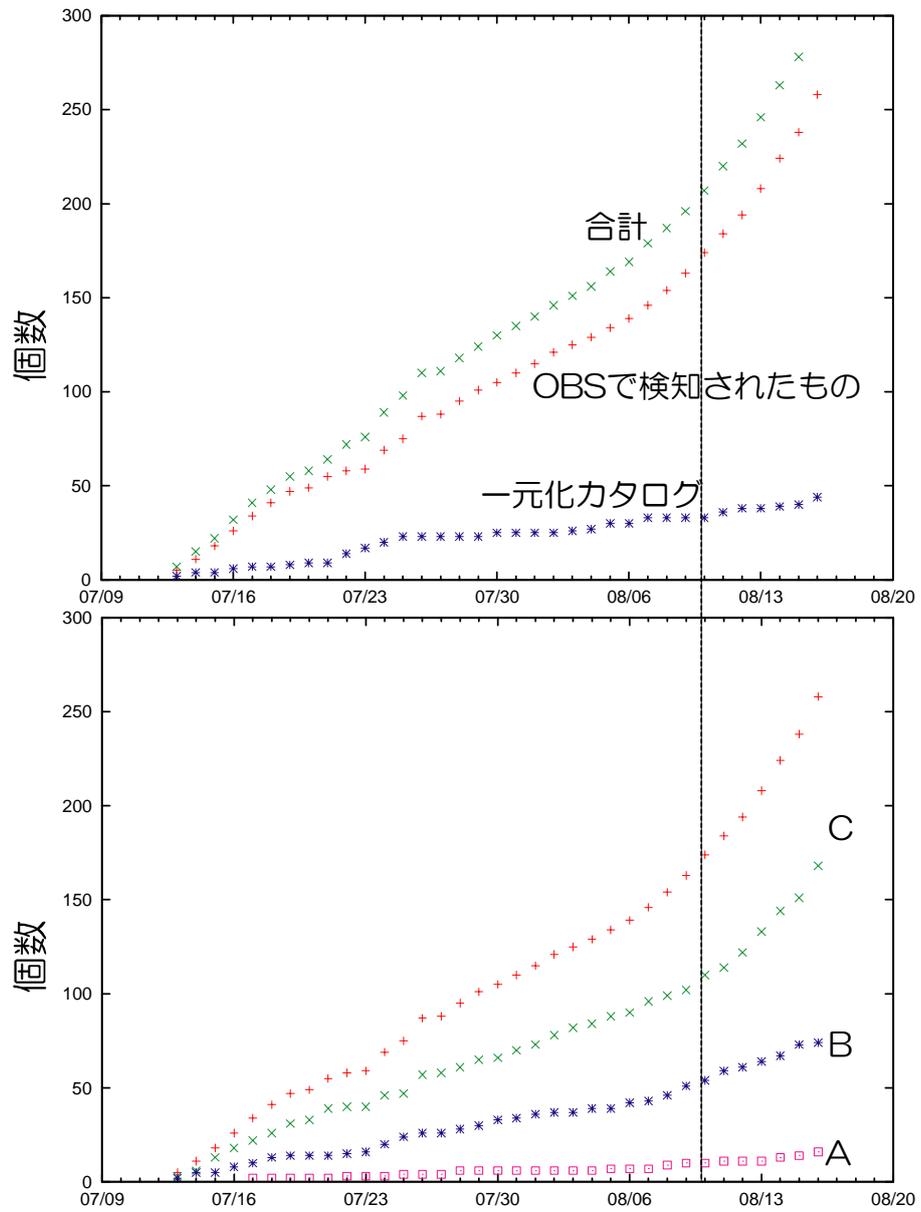


図 24 OBS 観測開始から本震発生直前までに観測された地震の日別積算頻度分布。上図：全領域についてのもの。下図：図 23 に示した A, B, C 各領域内でのもの。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は、2005年8月16日に宮城県沖で発生したM7.2の地震の破壊域を明らかにするとともに、1978年宮城県沖地震(M7.4)および1930年代に繰り返し発生したM7級の宮城県沖地震の破壊域との位置関係についての検討を進めた。その結果、宮城県沖においてはM7級の地震の破壊域と同程度の大きさをもつアスペリティが複数あって、1978年にはそれらが連動して破壊することによりM7.4相当の地震となったが、2005年の地震は、それらアスペリティのうちの一つが単独破壊を起こしたものであると推定された。したがって、1978年の地震時に破壊したアスペリティのうちいくつかは、2005年の地震では破壊されずに残っており、宮城県沖におけるプレート境界型の大地震の発生ポテンシャルは依然として高いままであると判断される。破壊されていないアスペリティは、1978年と2005年の地震の破壊域の相対位置関係から考えると、2005年の地震の破壊域より北ないし北西側にあつて、2005年の地震の発生後の余効すべり域が南西側にのみ拡大したことをあわせて考えると、これら未破壊のアスペリティにおいては固着した状況が継続していることが想定される。

したがって、次の宮城県沖地震の発生時期と規模の予測の高度化は、未破壊のアスペリティがいつ・どのように破壊するかをいかに正確に評価しうるかにかかっていると考えられる。そのためには、未破壊アスペリティの位置と拡がりを知ることと、固着が小さいと考えられるアスペリティ周囲で進行する非地震性すべりの時空間的な変動を検出することが必要不可欠である。従来の海底地震観測のデータを用いた地震波トモグラフィ解析の結果は、アスペリティ域と非アスペリティ域は地震波速度構造の上で違いがある可能性を示しており、こうした解析の高度化を通してアスペリティの位置と拡がりの推定精度の向上を図りたい。非地震性すべりの時空間的な変動には、GPS連続観測による地殻変動と相似地震の活動度の変化の検出が有効であり、それらの準リアルタイムな監視システムの構築を継続して推進する。一方、2005年の地震の余効すべり域における微小地震活動の活発化は、多数の相似地震以外の微小地震の活動度もプレート境界におけるすべりの加速・減速に関連していることを示唆している。こうした非相似地震の活動度変化が何によるものかが理解されれば、非相似地震の活動度もプレート間すべりの時空間変化を検知するための新たな指標となりうる。非相似地震については必ずしもプレート境界面上に分布するとは限らないため、プレート境界面と震源分布との位置関係を明らかにすること、震源メカニズム解とその震源位置による違いを海底地震観測のデータを用いて詳しく明らかにすることが、こうした非相似地震の活動度とプレート境界面における固着・すべりとが関係する原因を解明することにつながるものと期待される。

(e) 引用文献

- 1) F-net, NIED, NIED CMT solutions, <http://www.fnet.bosai.go.jp>, 2005.
- 2) Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location

- algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.
- 3) Yaginuma, T., T. Okada, T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa, Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms, submitted to *Earth Planet Science*, 2006.
  - 4) Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, R. Hino and Y. Kaneda, Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2004GL022307, 2005.
  - 5) Yamamoto, Y. R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto and G. Aoki, Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 2006 (印刷中) .
  - 6) Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa, The 2005 M7.2 Miyagi-Oki earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24302, doi:10.1029/2005GL024613, 2005.
  - 7) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
  - 8) Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi, Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 39-61, 1980.
  - 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宮城県沖地震の長期評価, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi.htm>, 2000.
  - 10) Kanamori, H., M. Miyazawa, and J. Mori, Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms, submitted to *Earth Planets Space*, 2006.
  - 11) Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki, Revisit to the 1930s' three Miyagi-oki earthquakes with magnitude more than 7: Possible rupturing of asperities that caused the 1978 M7.4 Miyagi-oki earthquake, submitted to *Earth Planets Space*, 2006.
  - 12) Yabuki, T., and M. Matsu' ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.* 109, 363-375, 1992.
  - 13) 諏訪揺子・三浦 哲・長谷川 昭・佐藤俊也・立花憲司, 東北日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況, *地震* 2, 56, 471-484, 2004.

- 14) Hatanaka, Y., T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J. M. Johnson and C. Rocken, Improvement of the Analysis Strategy of GEONET, Bulletin of the GSI, 49, 11-37, 2003.
- 15) Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Nishimura, Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake, Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL018189, 2003.
- 16) 気象庁, 宮城県沖の地震(2005/08/16, Mj7.2 と 2005/12/02, Mj6.6)の比較, 第167回地震予知連絡会資料, 2006.
- 17) Yagi, Y. and M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2002GL015664, 2003.
- 18) 油井智史, GPS データから推定した千島弧西部におけるプレート間結合の時空間発展に関する研究, 東北大学修士論文, 93 pp, 2005.
- 19) Uchida, N., T. Matsuzawa, S. Hirahara, T. Igarashi, M. Kasahara and A. Hasegawa, Quasi-static Slips Around the Source Areas of the 2003 Tokachi-oki (M8.0) and 2005 Miyagi-oki (M7.2) Earthquakes, Japan Estimated From Small Repeating Earthquakes, Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S11C-08, 2005.
- 20) Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, Interplate quasistatic slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL017452, 2003.
- 21) 山中佳子, EIC 地震学ノート, No.141, [http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/EIC\\_News/031031.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html), 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
三浦哲・油井智史・長谷川昭・佐藤俊也・立花憲司	2005年8月16日宮城県沖地震(M7.2)に伴った地殻変動	日本地震学会 2005年 年秋季大会	2005年10月
岡田知巳・柳沼直・北佐枝子・海野徳仁・松澤暢・中島淳一・内田直希・河野俊夫・長谷川昭	1978年宮城県沖地震の余震分布の比較—余震活動域の時間的保存性	日本地震学会 2005年 年秋季大会	2005年10月
海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木元	過去の宮城県沖地震の震源再決定	日本地震学会 2005年 年秋季大会	2005年10月

山本揚二郎・日野亮太・西野実・桑野亜佐子・山田知朗・金沢敏彦・青木元・橋本徹夫・阿部正雄	宮城県沖地震震源域の地震波速度構造と微小地震活動	日本地震学会 2005 年秋季大会	2005 年 10 月
内田直希・松澤暢・平原聡・長谷川昭	2005 年 8 月 16 日宮城県沖の地震 (Mj7.2) 周辺の相似地震活動	日本地震学会 2005 年秋季大会	2005 年 10 月
日野亮太・山本揚二郎・西野実・金沢敏彦・山田知朗・中東和夫・望月公廣・篠原雅尚・青木元・田中昌之・金田義行・荒木英一郎・小平秀一・藤江剛	海底地震観測による 2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震の本震および余震の震源分布	日本地震学会 2005 年秋季大会	2005 年 10 月
長谷川 昭・海野徳仁・松澤 暢・三浦 哲・日野亮太・岡田知己・内田直希・河野俊夫	2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震 (M7.2) について—想定宮城県沖地震との関連	第 24 回日本自然災害学会 学術講演会	2005 年 11 月
長谷川昭	2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震の概要	第 24 回自然災害学会	2005 年 11 月
Uchida, N., T. Matsuzawa, S. Hirahara, T. Igarashi, M. Kasahara, and A. Hasegawa	Quasi-static Slips Around the Source Areas of the 2003 Tokachi-oki (M8.0) and 2005 Miyagi-oki (M7.2) Earthquakes, Japan Estimated From Small Repeating Earthquakes	AGU 2005 Fall Meeting	2005 年 12 月
Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa	The 2005 M7.2 Miyagi-oki earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake	Geophys. Res. Lett., 32, L24302, doi:10.1029/2005GL024613	2005 年
Yamamoto, Y. R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto	Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978	Geophys. Res. Letter	印刷中

and G. Aoki	Miyagi-Oki earthquake		
Yaginuma, T., T. Okada, T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa	Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms	Earth Planet Science	投稿中
Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki	Revisit to the 1930s' three Miyagi-oki earthquakes with magnitude more than 7: Possible rupturing of asperities that caused the 1978 M7.4 Miyagi-oki earthquake	Earth Planet Science	投稿中
Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, K. Minato, G. Aoki, N. Okawara, M. Tanaka, M. Abe, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie and Y. Kaneda	Hypocenter distribution of the main- and aftershocks of the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake located by ocean bottom seismographic data	Earth Planet Science	投稿中
Miura, S., S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa	Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data	Earth Planet Science	投稿中

(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 18 年度業務計画案

平成 17 年度に導入した短期観測型地震計を用い、これとすでに観測を開始した長期観測型海底地震計のデータをあわせて用いることにより、多点地震観測を実施する。さらに、従来取得されている海底地震観測データともあわせ、1) 宮城県沖のプレート境界およびその周辺における地震波速度構造モデルの高精度化、2) 宮城県沖で発生する小地震の詳細な震源分布とメカニズム解の解明を進める。特に、2005 年 8 月の地震の前後にみられた地震活動度の時間変化について、活動度を時間変化させた地震の震源位置とメカニズム解を明らかにすることにより、どのような機構でそうした変化が起こったのかをモデル化することをめざす。

準静的すべりの時空間発展の準リアルタイム・モニタを実現するために、GPS 観測および相似地震観測データを準リアルタイムで処理するためのシステムの開発と実用化のための改良を継続して進める。本学が宮城県内を中心とした地域で整備しつつある陸上 GPS 観測点のデータと従来の観測点および GEONET のデータとの併合解析を進め、それにより得られる地表の変位速度場を用いた逆解析を高度化し、プレート間すべり分布の時空間変化を即時的に検知できるようなシステムの開発を目指す。また、リアルタイム収録されている陸上観測網の地震波形データから相似地震を同定し、その位置とすべり量を高精度かつ準リアルタイムで推定するための自動処理手法の開発にも着手する。