

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人北海道大学大学院理学研究院	准教授	高波鐵夫	takanami@mail.sci.hokudai.ac.jp
	助教	村井芳夫	murai@mail.sci.hokudai.ac.jp
	教授	笠原 稔	mkasa@mail.sci.hokudai.ac.jp

(c) 業務の目的

1) 日本海溝・千島海溝周辺を対象として実施する長期海底地震観測に参加してデータ処理を分担する。

2) アスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、震源域でのアスペリティ、アスペリティ周辺のプレート上面付近およびプレート内部での地震活動度の時空間分布を把握する。

3) 定量的な把握をすすめるため、Wiemer and Wyss (1994)¹⁾ が提案した、地震の震源情報（発震時、震源位置、マグニチュード）を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータ Z 値をマッピングした可視化図（ZMAP）等を作成する。

(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16年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北部に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。また、観測データ処理のための整備を行った。陸域地震観測網データの取得のための処理システムの構築とアプリケーション・ソフトのインストール、および想定アスペリティ周辺の陸域地震観測網データを用いて ZMAP 等の解析法を会得した(北海道大学, 2005)²⁾。

2) 平成17年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、根室沖の領域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。三陸沖北部での長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行った。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP 等を用いた地震活動の時空間変化を把握した(北海道大学, 2006)³⁾。

3) 平成18年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)にかけての領域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。根室沖での長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行った。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握した(北海道大学、2007)⁴⁾。

4) 平成19年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての領域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。三陸沖北東部(えりも沖)にかけての長期海底地震観測データと陸域データとの統合処理を行う。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握する。

5) 平成20年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての領域に展開した長期観測型海底地震計を回収する。福島県沖から房総沖にかけて長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。最終年度にあたるために年度内に全ての海底地震計を回収する。福島県沖から房総沖、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行う。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握する。日本海溝・千島海溝沿いのほぼ全域について、地震活動の時空間変化の総まとめを行う。

(e) 平成19年度業務目的

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての領域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。さらに想定されているアスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、それらの海域でのプレート上面付近、およびプレート内部での地震活動度の時空間分布を把握する。その定量的把握をすすめるため、地震の震源情報(発震時、震源位置、マグニチュード)を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータZ値をマッピングした可視化図(ZMAP)等を作成する。

(2) 平成19年度の成果

(a) 業務の要約

1) 長期観測型海底地震観測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)にかけての長期海底地震観測データの検測を行った。

3) ZMAP等の解析手法の適用

平成18年度に引き続き、三陸沖北部、および根室沖における想定アスペリティ周辺の地震活動の時空間変化を調査するために、ZMAP等の解析法を気象庁一元化地震カタログに適用した。

4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

長期観測型海底地震計記録からマグニチュードを求めるための手法を検討した。用いたデータは、根室沖長期観測型海底地震観測網に記録された地震波形データである。

5) 地震のクラスター分布の図化

三陸沖北部、および根室沖における想定アスペリティ周辺での地震のクラスター強度分布を調査するために、平成18年度と同様な手法を気象庁一元化地震カタログに適用し、時空間的に連続して起こった地震のクラスター強度を地図上に図示した。

6) 相似地震の検証

平成18年度の報告に引き続き、新たな観測点での2003年十勝沖地震前のクラスター地震間の地震波形に関する相互相関係数を求め、それらの波形類似性を調査した。

(b) 業務の実施方法

1) 長期観測型海底地震観測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)に構築した観測網の長期観測型海底地震計42台を平成19年5月から6月にかけて回収した。また東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施するために、東京大学地震研究所にて長期観測型海底地震計の組み立てを行った。さらに組み立てられた長期観測型海底地震計49台は、平成19年10月に三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に投入し、新規観測網を構築した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成17年12月と平成18年1月の2回にわたって根室沖に設置し、平成18年9月に回収した30台の長期観測型海底地震計に記録された観測波形データを分担して、観測網内、およびその周辺海域に起こった気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震のP波とS波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等を検測した。さらに平成18年10月に三陸沖北東部(えりも沖)の海域に設置し、平成19年5月から6月にかけて回収した42台の長期観測型海底地震計の観測波形データを分担して、観測網内、およびその周辺海域に起こった気象

庁一元化地震以外の地震の P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等の検測も開始した。

3) ZMAP 等の解析手法の適用

根室沖での地震活動に ZMAP 法を適用するに当たり、あらかじめ 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までに十勝沖から根室沖の起こった M2 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震について 2003 年十勝沖地震の余震の影響の有無を調べるため、千島海溝軸と直交する細長い幾つかの直方体に分割したセル内で発生した地震に対して、ZMAP 法を適用するに当たり、あらかじめ余震や群発地震を取り除くためのデクラスター処理を施した。デクラスター処理された各セル内での地震の積算頻度曲線から各セル内の余震の影響の有無を調べた。

つぎにこのセルについての ZMAP を作成するために、まず緯度方向 0.1 度×経度方向 0.1 度の格子間隔の各格子点から 100 個の地震を選び、積算度数分布曲線を作成し、その長期間平均の時間変化である LTA 関数 (Habermann, 1988)⁵⁾ を用いて地震活動度を表わす Z 値を計算した。Z 値の水平分布を見るために、その大きさに対応するように地図上に彩色した。さらに 1995 年 1 月から 2007 年 9 月までの全期間のなかで、比較的大きな Z 値を示した格子点を抽出し、そこから同心円内に分布した 100 個の震央分布とその積算頻度分布、および Z 値の時間変化を求めた。さらに海溝軸に直交する方向の垂直断面からみた Z 値の深さ分布を調べた。

一方、三陸沖北部においては 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までに気象庁一元化地震カタログに報告された M2 以上、かつ深さ 160km 以浅のデクラスター地震を用いて深さ 0km から 30km までと深さ 60km から 120km までの深さの異なる 2 種類の Z 値の水平分布を計算した。さらにそこで大きな Z 値を示した格子点を含み、かつ 2 地点 (北緯 40.75 度、東経 143.57 度 ; 北緯 42.90 度、141.40 度) を結んだ中心線からの距離 25km (幅 50km) で形成された北西-南東方向の細長いセル内の Z 値分布について、長さ方向の垂直断面からみた深さ分布も計算した。

なお一元化の開始は、1997 年 10 月であるが、M2 以上の地震については 1995 年 1 月以降であってもその検知能力に影響はないことを確認している。

4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

平成 17 年 12 月と平成 18 年 1 月との 2 回に分けて設置し、平成 18 年 9 月に回収した 40 台の長期観測型海底地震計に記録された地震波形データに基づいてマグニチュード決定法について検討を行った。その際、各地点での長期観測型海底地震計に記録された地震波の信号継続時間、およびその最大振幅と気象庁一元化地震カタログのマグニチュードとの対応関係を統計的に調査した。その際、震源距離、波形に適用するフィルターの周波数特性等を考慮した。

5) 地震のクラスター分布の図化

最近 1 年間の気象庁一元化地震カタログ (2005. 10. 1~2007. 9. 30) を用いて、根室半島沖と三陸沖北部 (青森県沖~日高沖) とに発生した、深さ 150km 以浅のすべての地

震の時空間分布からクラスター強度を、緯度方向 0.05 度、経度方向 0.05 度、深さ方向 5km に分割したグリッド空間ごとに計算し、その 3 次元分布を作成した。

6) 相似地震の検証

2003 年十勝沖地震の約 1 年前の 2002 年 7 月 22 日から 9 月 10 日に北海道大学が展開した海底地震観測網（高波・他、2003）⁶⁾のうち、比較的クラスター地震が頻発した観測点 2002_DJ での波形類似性を見積もるために、そこでの海底地震計に記録された相異なるクラスター地震間の相互相関係数を求め、固有地震活動の特性を調べた。ここで対象とした観測点は本震の南東に位置し、その近傍で数多くのクラスター地震が確認されている。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震観測

平成 19 年 5 月から 6 月にかけて東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部（えりも沖）に設置した長期観測型海底地震計 42 台を回収した。また三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域で長期間海底地震観測を実施するために、東京大学地震研究所にて長期観測型海底地震計を 49 台の組み立て、平成 19 年 10 月に東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に投入し、新規海底地震観測網を構築した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検出

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 17 年 12 月と平成 18 年 1 月に根室沖に設置し、平成 18 年 9 月に回収した長期観測型海底地震計に記録された地震の中から、観測網内およびその近傍周辺に起こったと思われる（各観測点から S-P 時間 15 秒以下の）地震のうち、気象庁一元化地震カタログに報告されていない地震のみを陸域観測網波形データと併合しながら検出した。検出項目は、平成 18 年度（北海道大学、2007）⁴⁾と同じく、P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等である。平成 18 年 2 月から平成 18 年 5 月までの観測期間に発生し、これら検出要素に基づいて震源計算された地震は 1647 個である。ここで詳細な 3 次元的震源分布を観察するために、千島海溝の海溝軸に直交する方向に細長く分割した小領域内での震源分布を作成した（図 1～図 5）。

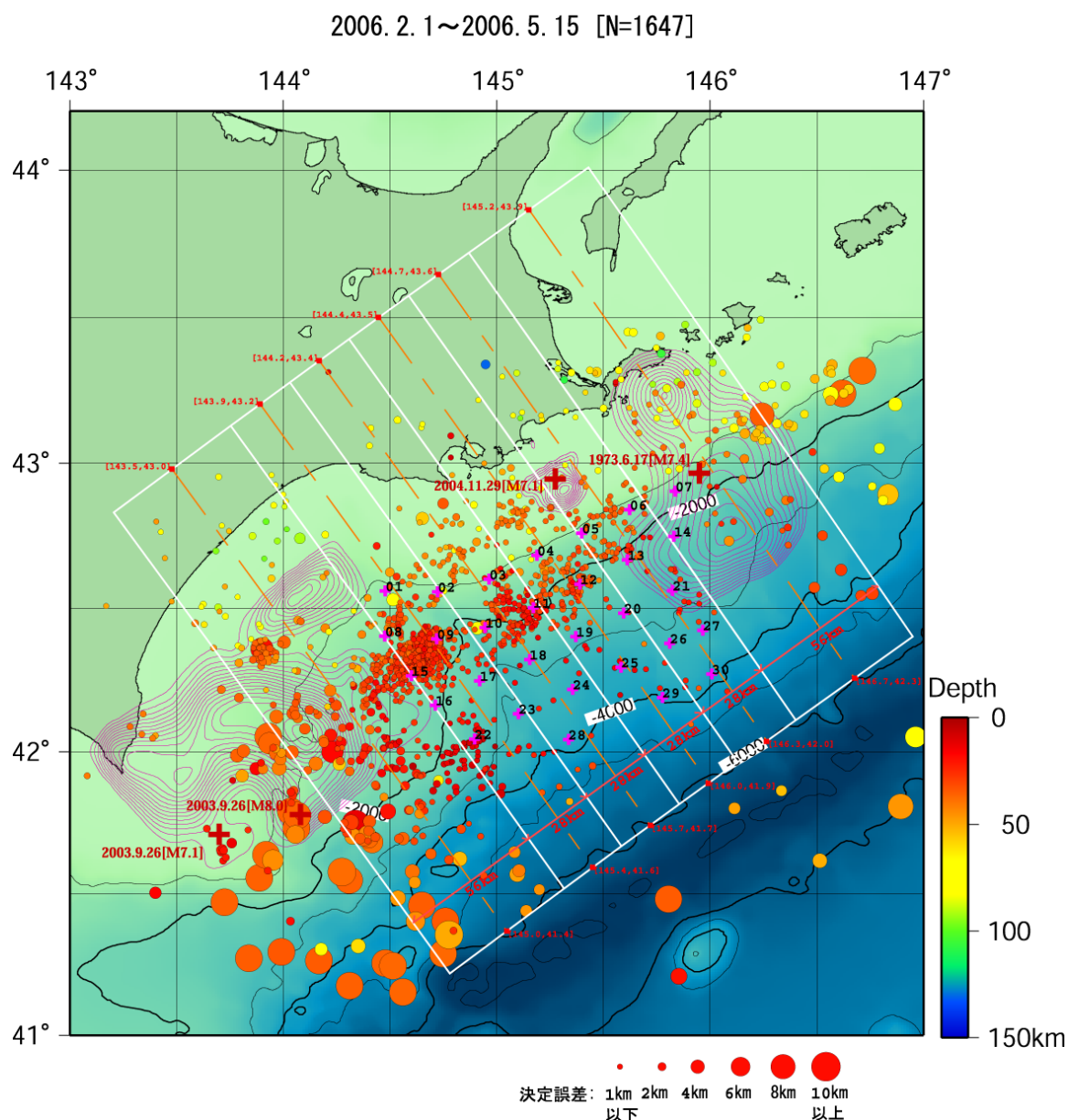


図 1 検出した気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震央分布(2006年2月1日~2006年5月15日)

N は気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の総数、+と数値は海底地震計設置点と設置番号、丸の大きさは震源決定精度(鉛直誤差と水平誤差との自乗和の平方根)に対応。深さは右下のカラーパレットに対応。白枠は海溝軸に直交する方向の垂直断面図からみた震源分布に対応(左から順に図2~図5で表示)。コンターは大震災時のアスぺリティ分布(2003年9月26日十勝沖地震については Yamanaka and Kikuchi, 2003⁷⁾; 2004年11月29日釧路沖地震については Katsumata and Yamanaka, 2006⁸⁾; 1973年6月17日根室半島沖地震については Yamanaka and Kikuchi, 2002⁹⁾)。

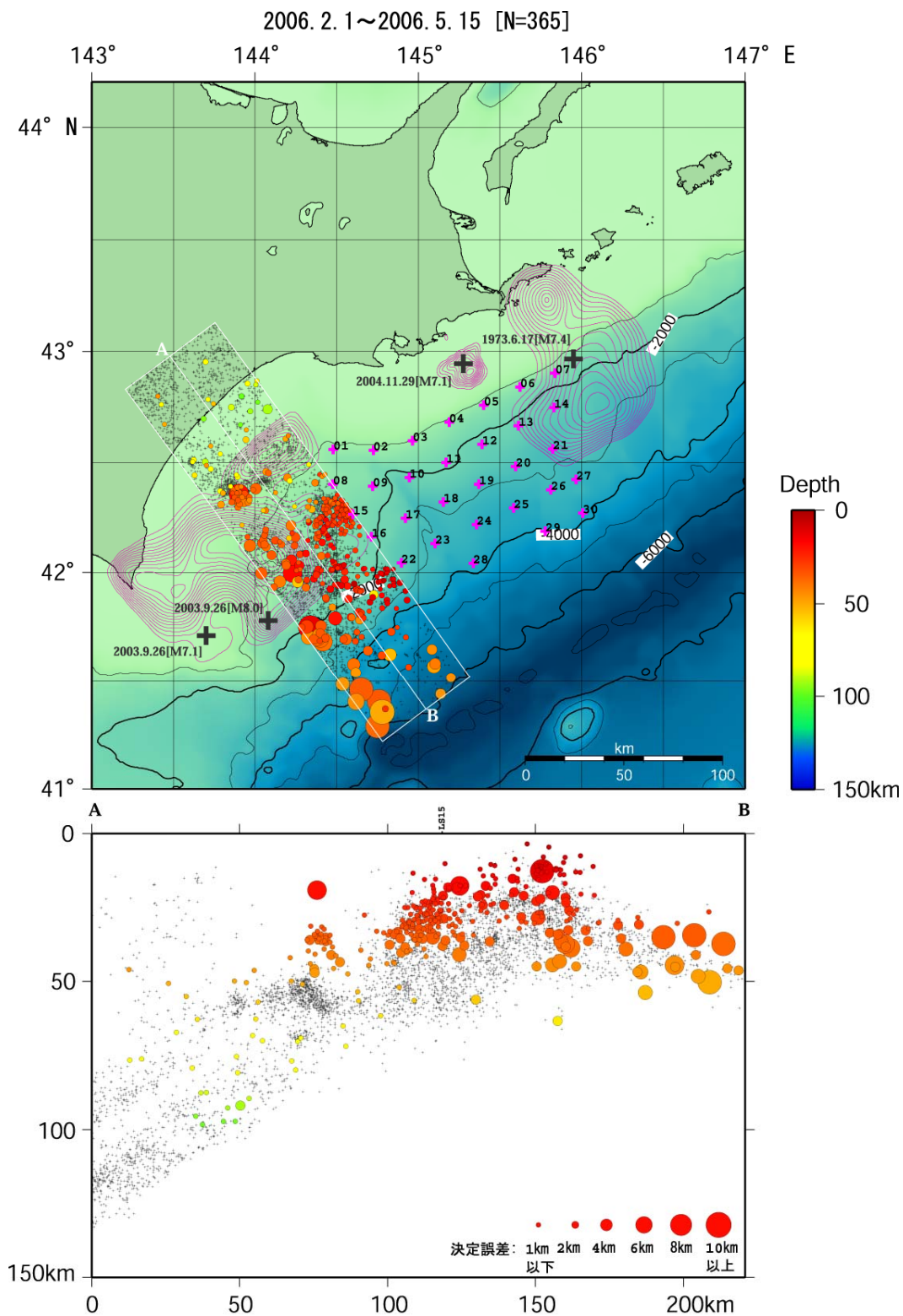


図2 図1の左端の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=365)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2006年12月31日、地震数=4894)。他の記号説明は図1と同様。

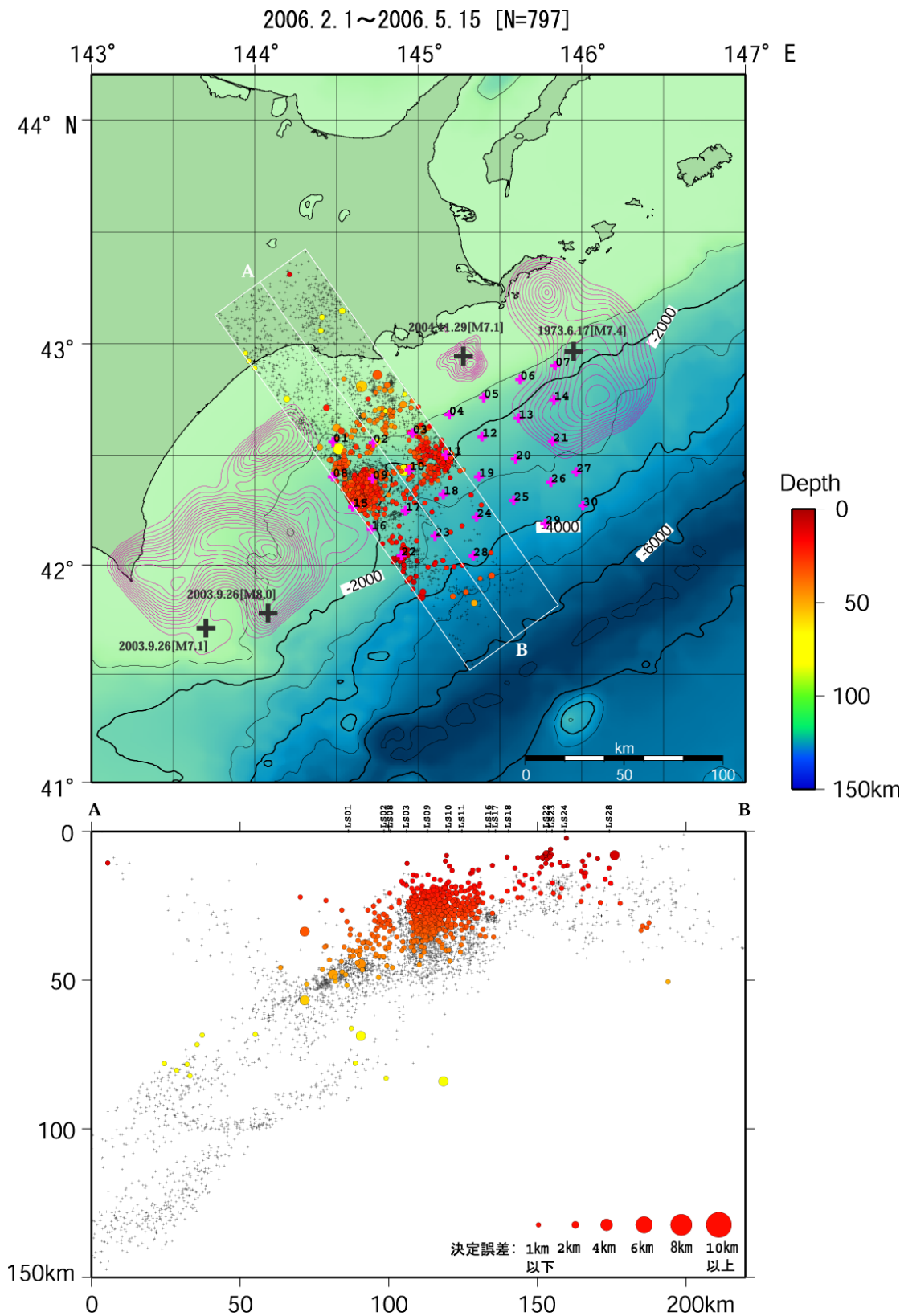


図3 図1の左端から2番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=797)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2006年12月31日、地震数=4204)。他の説明は図1と同様。

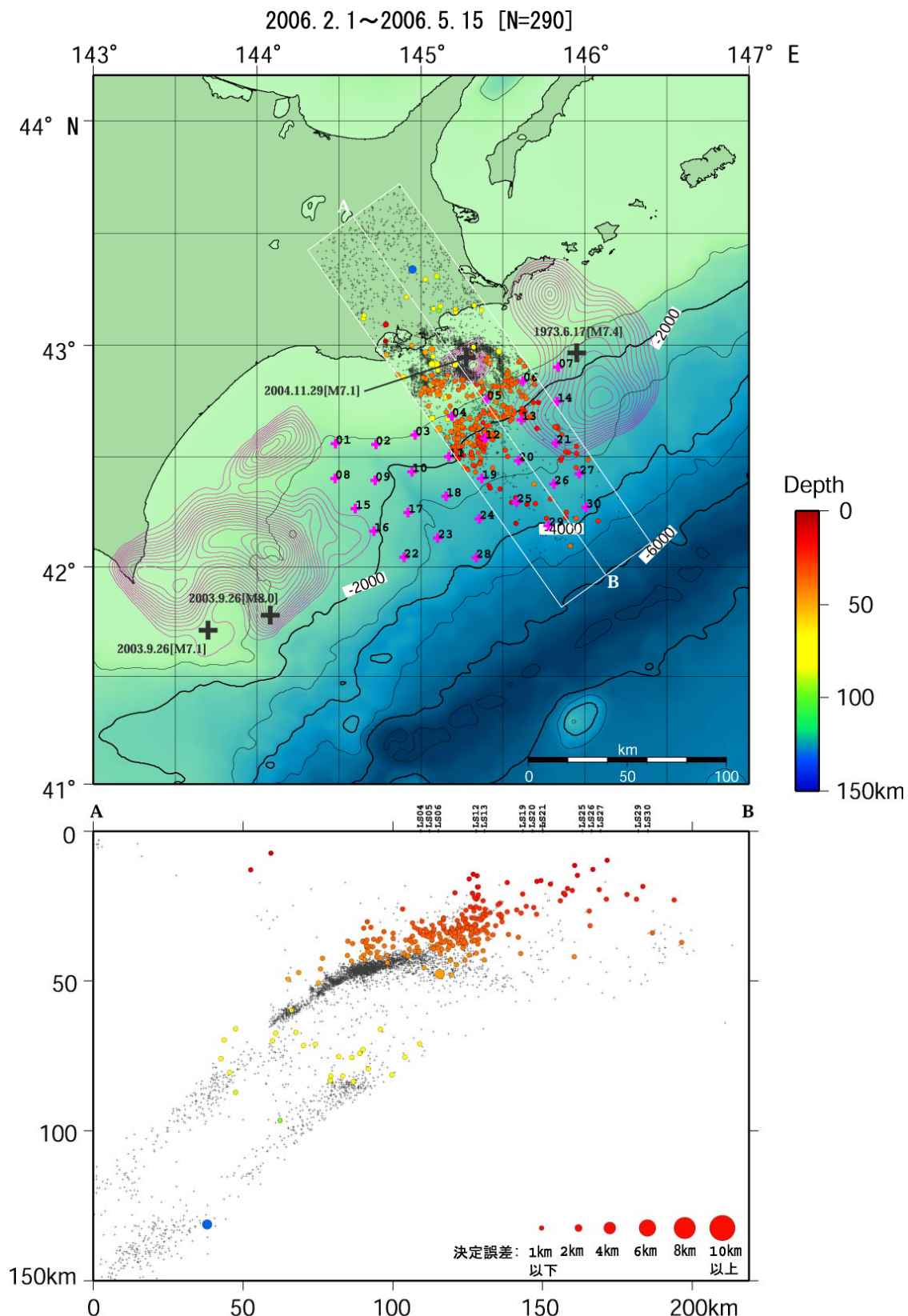


図4 図1の左端から3番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=290)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2006年12月31日、地震数=4663)。他の説明は図1と同様。

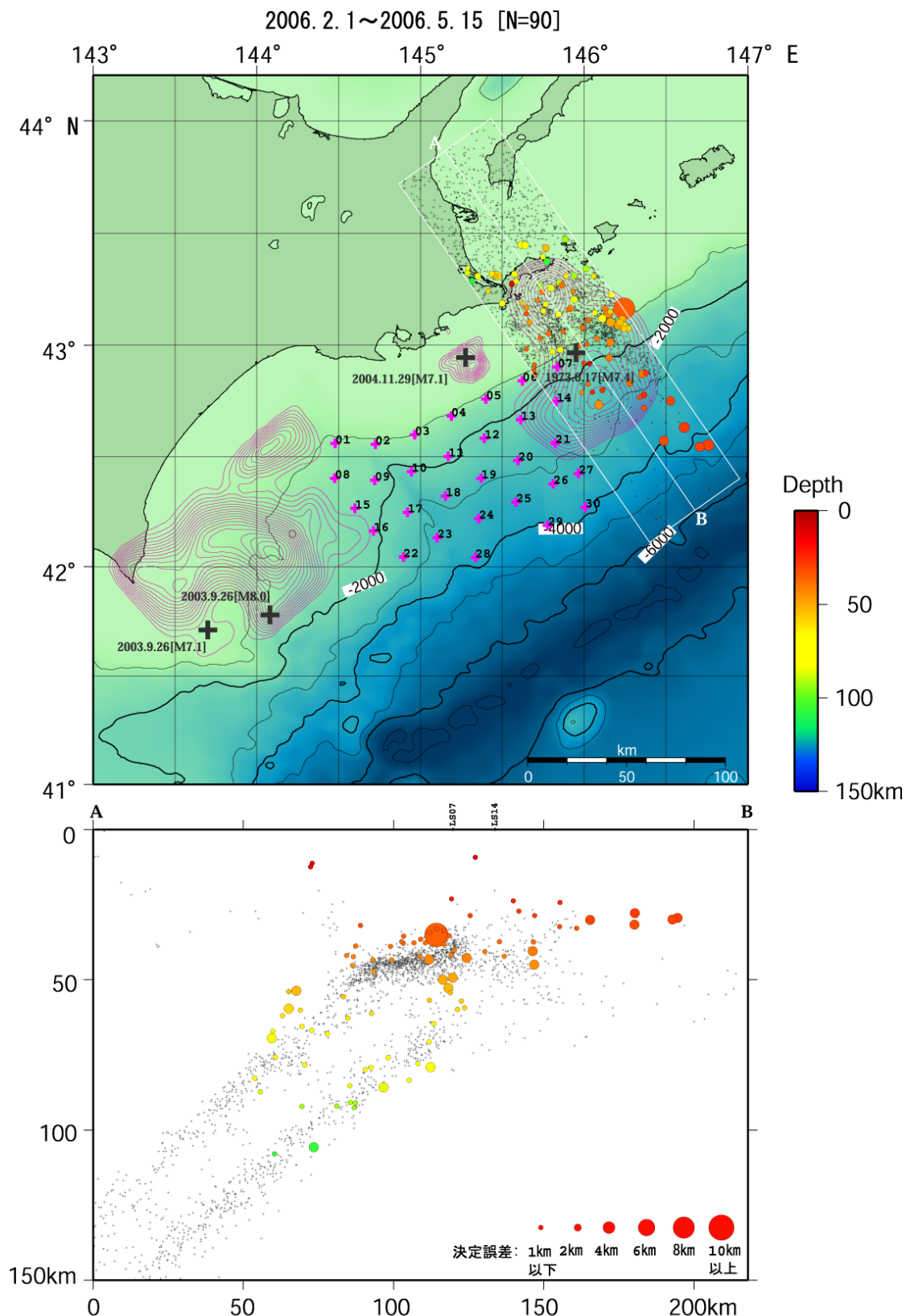


図5 図1の左端から4番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=90)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2006年12月31日、地震数=2308)。他の説明は図1と同様。

これらの分布図には参考のために気象庁一元化地震カタログ（期間：2002年1月1日～2006年12月31日）も一緒にプロットした。これらの分布から推して、気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震からみた地震活動は概ね定常的地震活動とほぼ同じであると推察される。しかし観測網直下では陸域観測網で震源計算されなかった気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震は、陸域観測網で計算された震源分布より系統的に十数キロ前後浅くなる傾向が見られた。とくに一元化地震の深さ分布は海溝に向かって上におおきく湾曲する傾向にあるが、気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震ではその様な傾向はなく、海洋性プレートが海溝軸から低角に滑らかに沈み込んでいるのが示唆された。一方海溝軸に平行な断面に投影した震源分布からは、釧路海底谷を境に東西の地震活動が不連続になっているのが明示された（図6-下）。この特徴は平成18年度の調査（北海道大学、2007）⁴⁾でも指摘した点である。とくに釧路海底谷の西側の上盤プレート内（千島弧内）の地震活動は顕著であった。

さらにその西側では2003年十勝沖地震本震のアスペリティと隣接している。ちなみにその本震発生直後に発生した余震はその海底谷を境に根室沖側では急激に少なくなり、地形のみならず、応力の不連続がこの海底谷下に存在していた可能性がある。

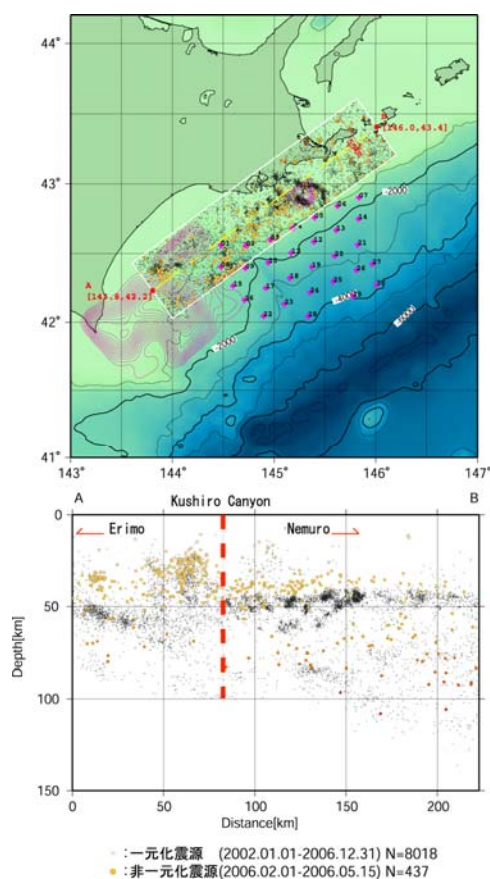


図6 釧路海底谷付近での震源分布の変化

地震の震央分布(上)。海溝軸に平行な垂直断面に投影した白枠内の地震の震源分布(下)。
●は気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震。●は気象庁一元化地震。+は海底地震計設置点。赤破線は釧路海底谷。

2006. 12. 01 - 2007. 02. 18 [141. 50-145. 50° E, 39. 40-42. 50° N]

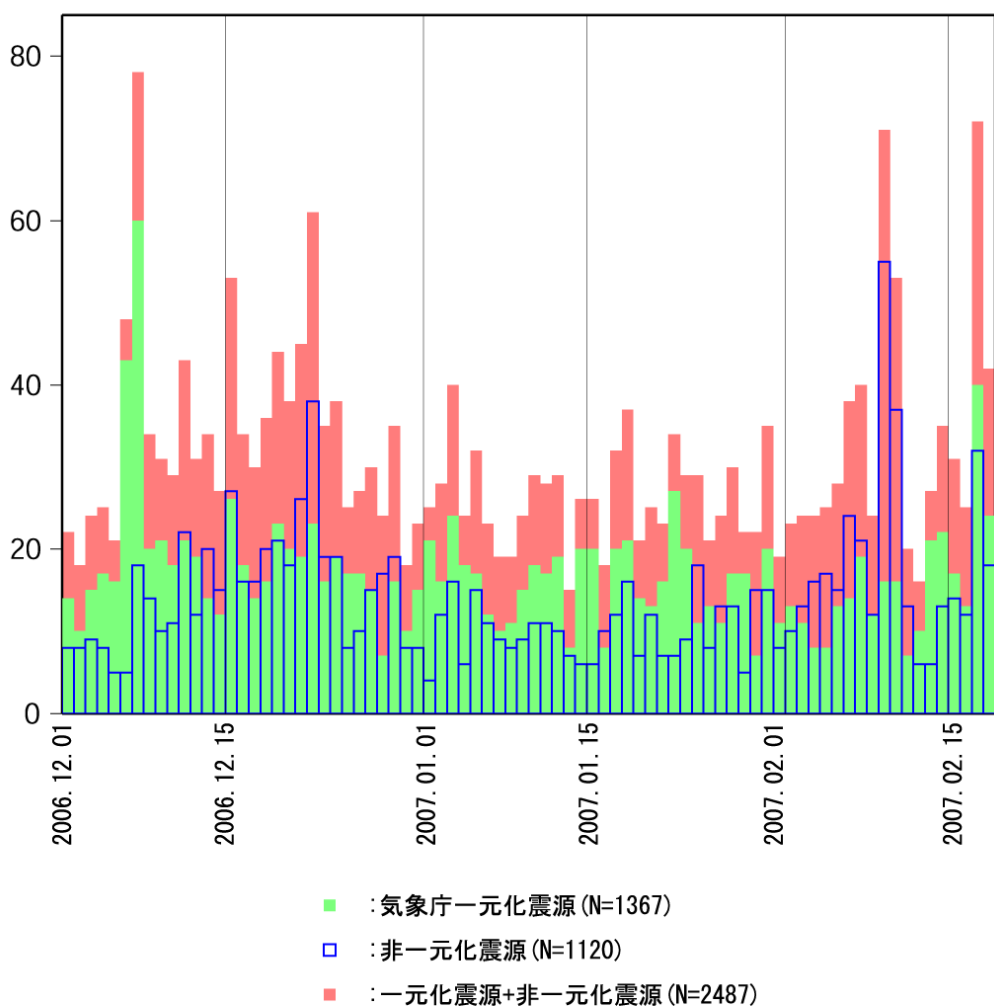


図7 2006年12月1日から2007年2月15日までの観測地震数

■は海底地震観測で地震判定した三陸沖北東部（えりも沖）の地震の日別頻度。□は検測作業によって判定された地震（気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震）の日別頻度。

さらに平成18年10月に三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成19年5月から6月にかけて回収した42台の長期観測型海底地震計に観測波形データを分担して、観測網内、およびその周辺海域に起こった気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震のP波とS波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等の検測も開始した（図7）。

3) ZMAP等の解析手法の適用

a) 根室半島沖でのZMAP

あらかじめ千島海溝軸と直交する細長い幾つかの直方体に分割されたセル内でデクラスター処理を施し、十勝沖から根室沖で1995年1月1日から2007年9月30日までに起こったM2以上、かつ深さ160km以浅の地震について2003年十勝沖地震の余震の影響の有無を調べた。その結果、2003年9月26日十勝沖地震（M8.0）の余震活動の影響がない

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

と判定できるセルを確保できた (図 8)。このセル内では少なくとも 2003 年 9 月前後で地震活動の変化が見られなかった。そこでこのセル全域の Z 値を計算する際、セルの境界線外側近傍で排除された地震による Z 値計算の偏りを少なくするために、セル幅を 56km から 66km に拡幅した (図 9)。その結果、新たなセル中でのデクラスター地震の総数は 2369 となった。

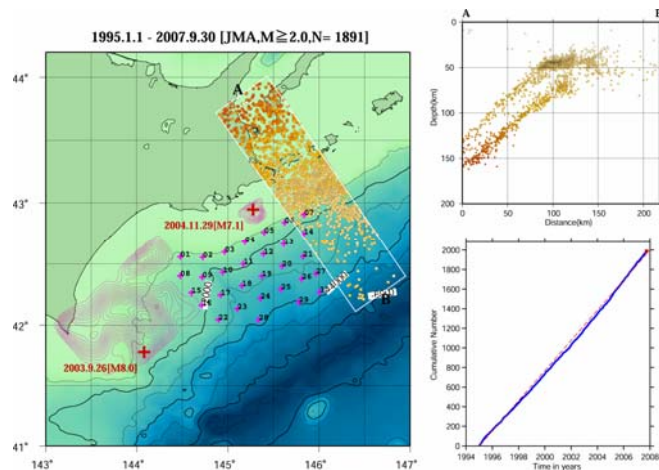


図 8 2003 年十勝沖地震の余震域判定

余震活動が確認されなかった根室半島～根室沖周辺領域 (白枠)。1995 年 1 月 1 日～2007 年 9 月 30 日、M2 以上の気象庁一元化地震カタログからデクラスター処理後の地震。セル内でのデクラスター地震の震央分布 (左)。+ は海底地震計設置位置。セルの長軸方向の垂直断面に投影した地震の震源分布 (右上)。白枠内でのデクラスター地震の積算頻度の時間変化 (右下)。

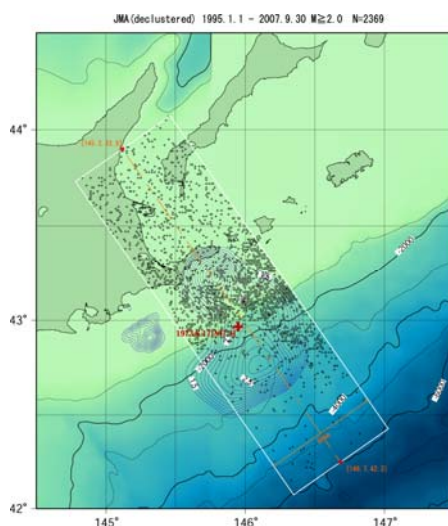


図 9 ZMAP 作成のためのデクラスター地震の震央分布

白枠：東経 145.2、北緯 43.9 度と東経 146.7 度、北緯 42.3 度を結ぶ直線から両側 33km の幅。コンター：1973 年根室半島沖地震 (+) のアスペリティ分布 (コンター)。+ は 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までにセル内で起こった M2 以上のデクラスター地震 2369 個の震央。

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

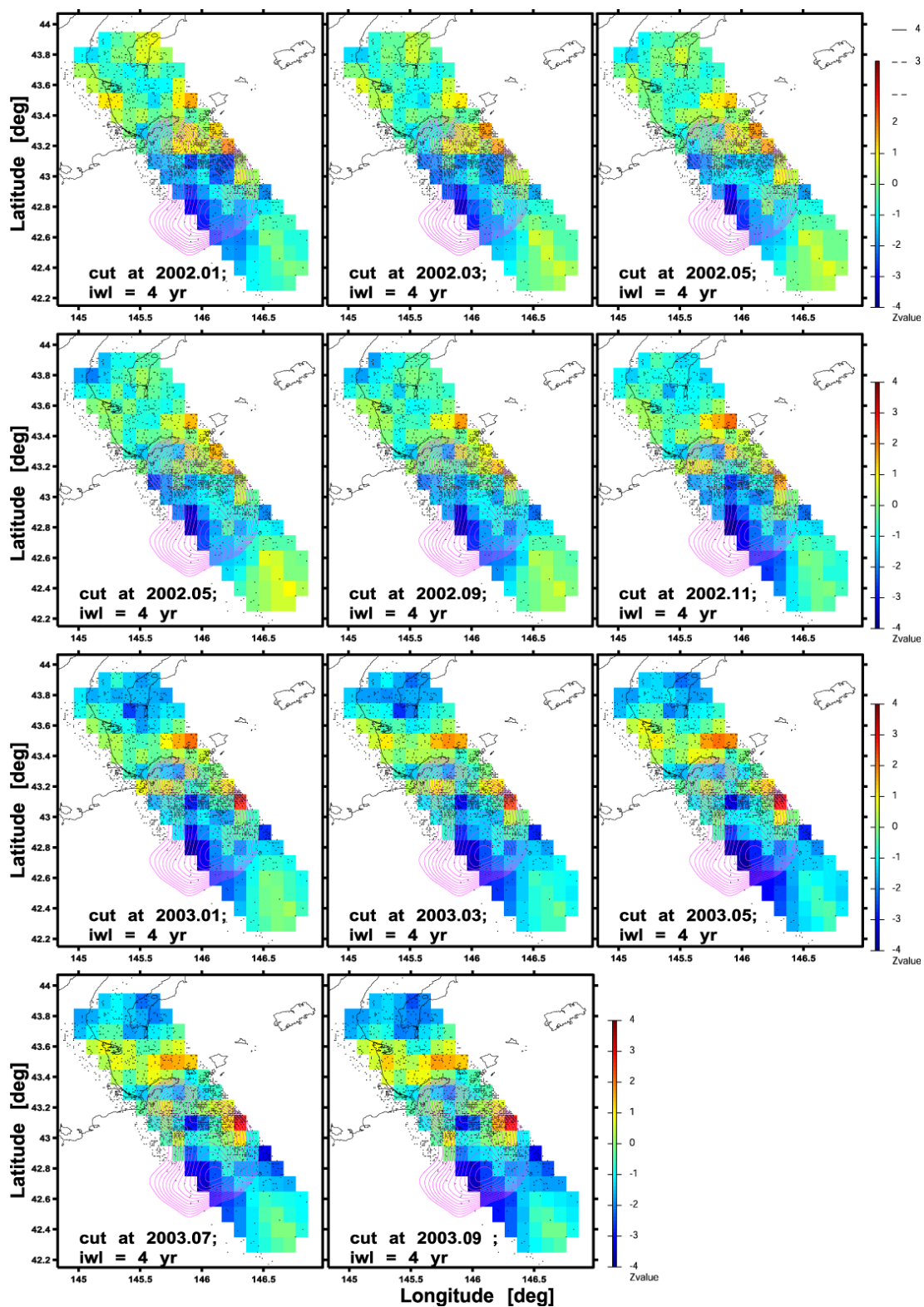


図 10 ZMAP の水平分布

最近 2002 年 2 月から 2003 年十勝沖地震直前までの Z 分布の時間変化。大きな Z 値ほど地震活動が高い。使用地震：震源の深さは 160km 以浅、かつ M2 以上。時間ウィンドウ：4 年間。コンター：1973 年根室半島沖地震のアスペリティ (Yamanaka and Kikuchi, 2002)⁹⁾。

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

ここではもっとも最近の 2002 年 1 月から 2003 年 9 月までの時間変化を 2 ヶ月ごとに、緯度方向 0.1 度×経度方向 0.1 度の格子間隔で計算された Z 値の水平分布を図 10 に示した。大きな Z 値は暖色に、小さい Z 値には寒色にとその大きさに対応するようにカラーの違いで Z 値を表現した。全体的な分布としては、アスペリティ周辺を囲むように若干大きめ Z 値が分布していた。さらに 1995 年 1 月から 2007 年 9 月までの全期間のなかで、比較的大きな Z 値を示した格子点を抽出し、そこから同心円内に分布した 100 個の震央分布とその積算頻度分布、および Z 値の時間変化を求めた (図 11)。

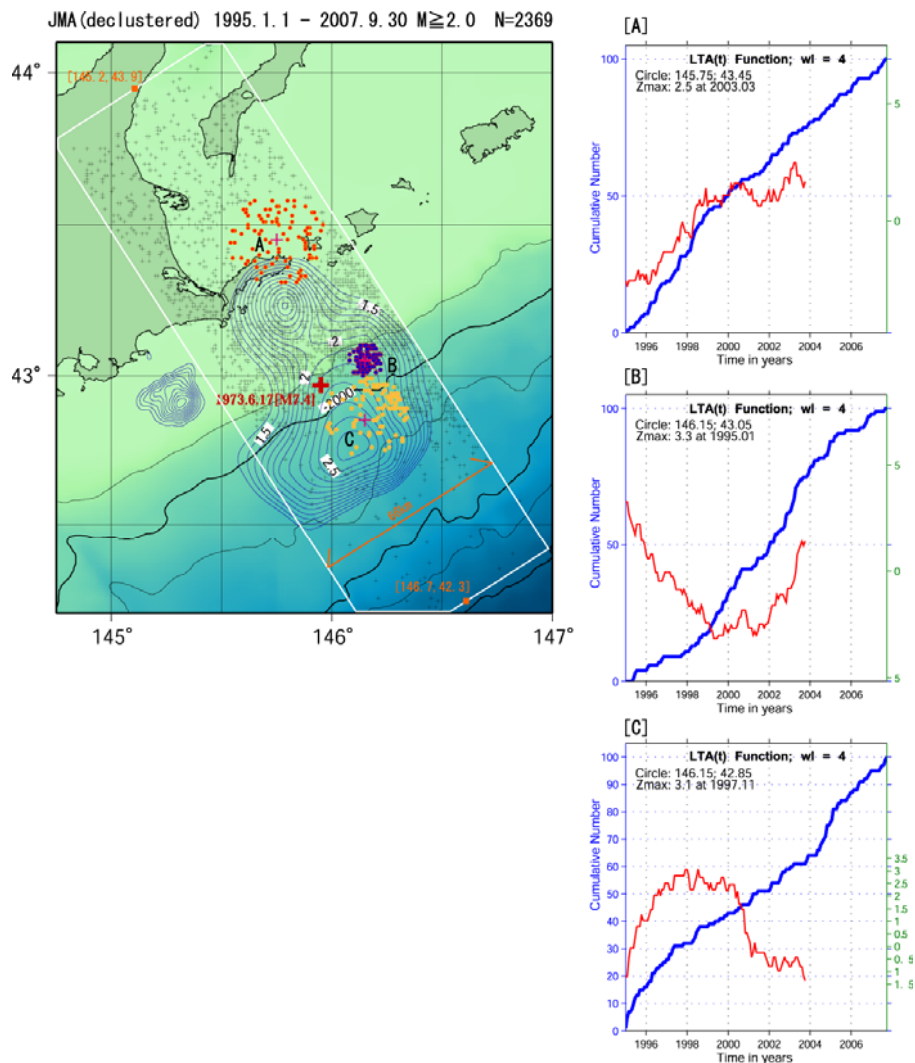


図 11 Z 値の時間変化と地震の積算頻度の時間変化

右図は比較的大きな Z 値が現れた 3 点 (A, B, C) での Z 値の時間変化 (赤線) と各点での地震 100 個の積算頻度の時間変化 (青線)。丸印は Z 値計算の対象になった 100 個の地震の震央。コンター : 1973 年根室半島沖地震のアスペリティ分布 (Yamanaka and Kikuchi, 2002)⁹⁾。

つづいて 3 次元的分布を把握するために、海溝軸に直交する方向の垂直断面からみた Z 値の深さ分布を調べた。投影されたセル内の地震の震源分布は図 12 に示した。

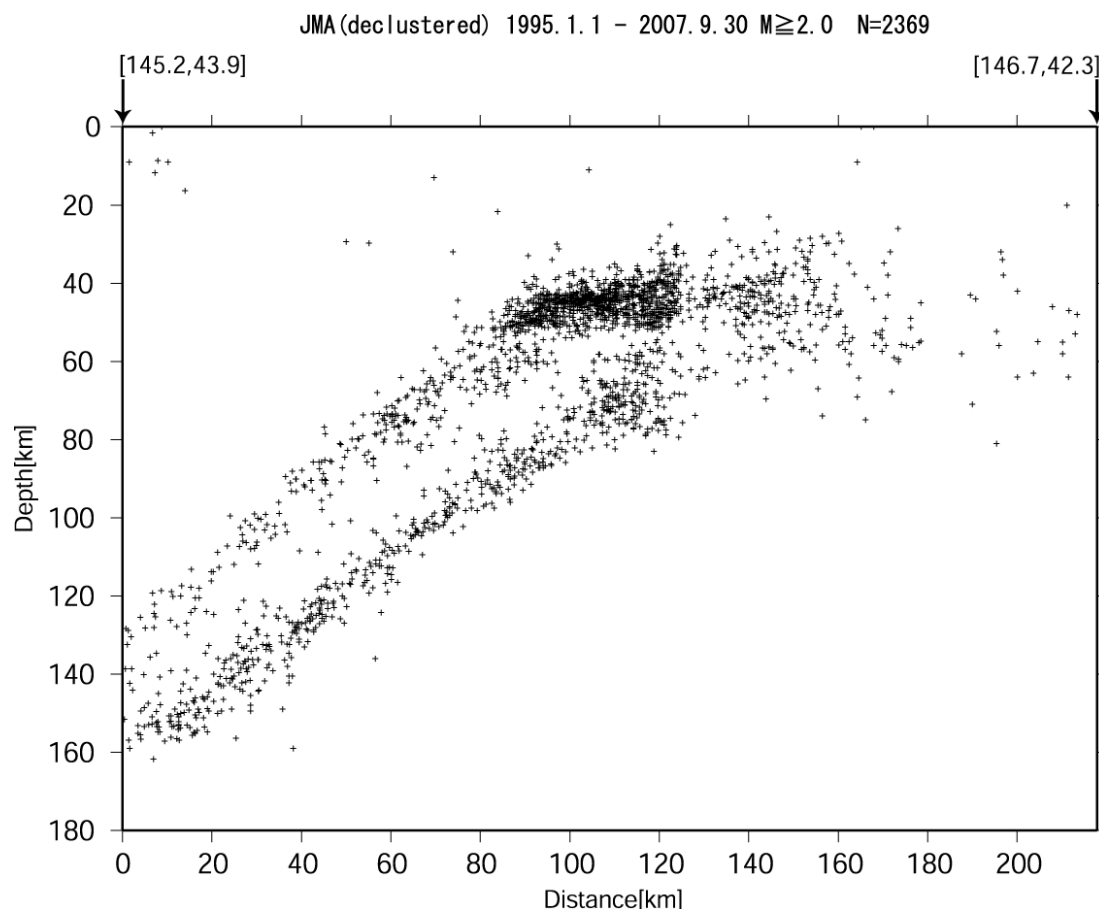


図 12 図 11 のセル内に発生したデクラスター地震の震源分布
セルの長軸方向（海溝軸に直交）の垂直断面に震源を投影。

図 13 は、図 10 と同様にもっとも最近の 2002 年 1 月から 2003 年 9 月までの時間変化を 2 ヶ月ごとに表示したものである。さらに 1995 年 1 月から 2007 年 9 月までの全期間の中で、比較的大きな Z 値を示した 4 つの格子点について、そこから同心園内に分布した 100 個の地震の震源分布（A, B, C, D の 4 領域を 4 つの色の違いで区別）とそれぞれでの積算頻度分布、および Z 値の時間変化を図 14 に図示した。これらの 4 つの Z 値のなかでもっともおおきな Z 値は、2000 年 10 月に深さ 70km に位置する 2 重地震面の下側の地震面上 E に現れた。その後、2002 年 11 月にその近傍の上側の地震面の B と C で、さらに 2003 年 6 月には約 110km の深さにある下面の地震面上の A で Z 値の最大が出現した。これに対応するように図 10 の A の地震の積算頻度の時間変化からも 2000 年 10 月ころに地震活動の発生レートが小さくなったのが理解できる。ところで 1973 年根室半島沖地震の発生前まで地震の空白域の存在が指摘されていたことから判断して、今後ともその推移を注意深く見守る必要があると思われる。

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

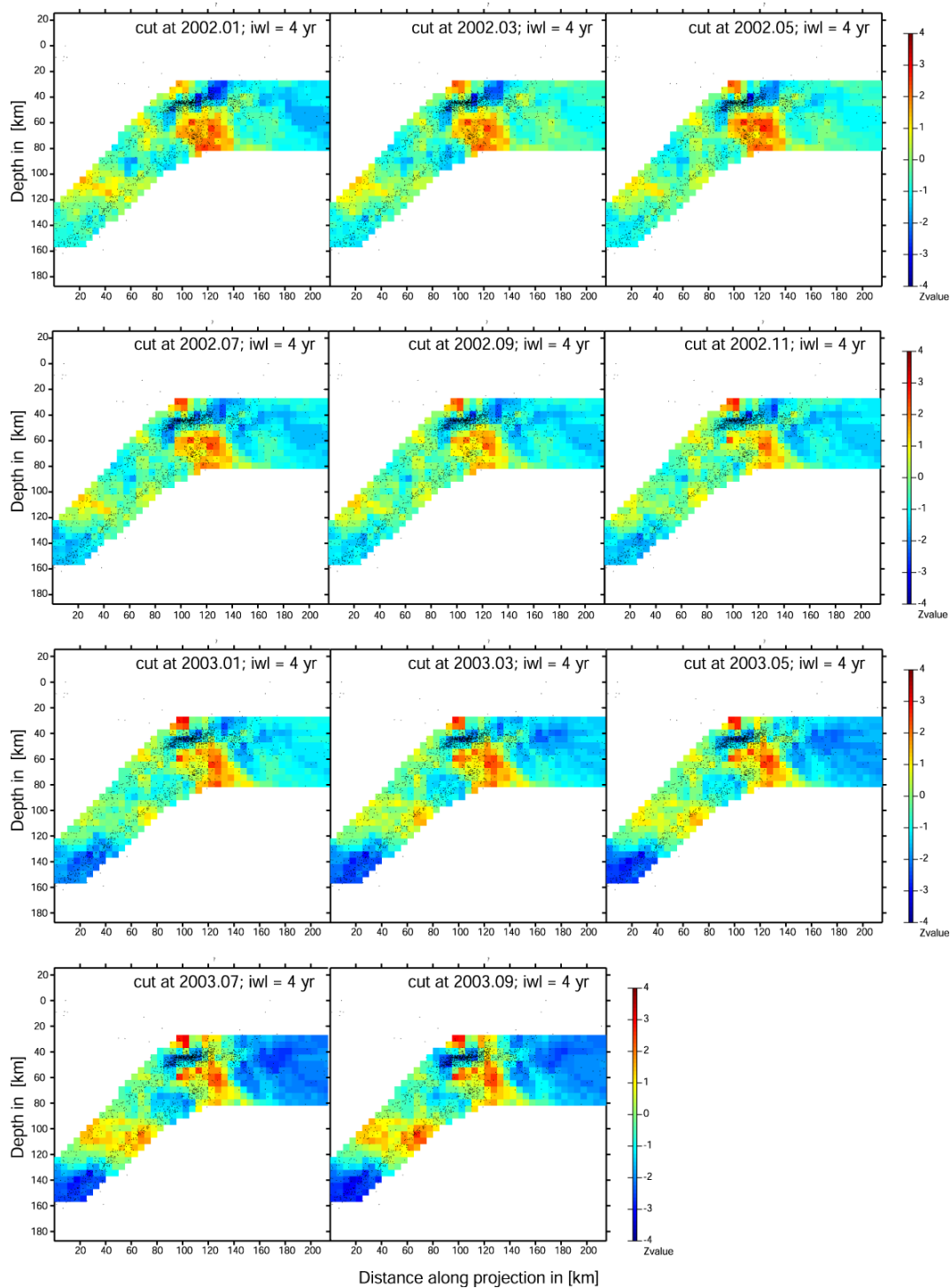


図 13 Z 値の深さ分布

期間：2002 年 2 月から 2003 年十勝沖地震直前までの 1 月ごとの Z 値分布。図 10 で示した短冊領域の鉛直断面を示している。その他の説明は図 10 と同じ。

3. 2. 1. 3. アスベリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

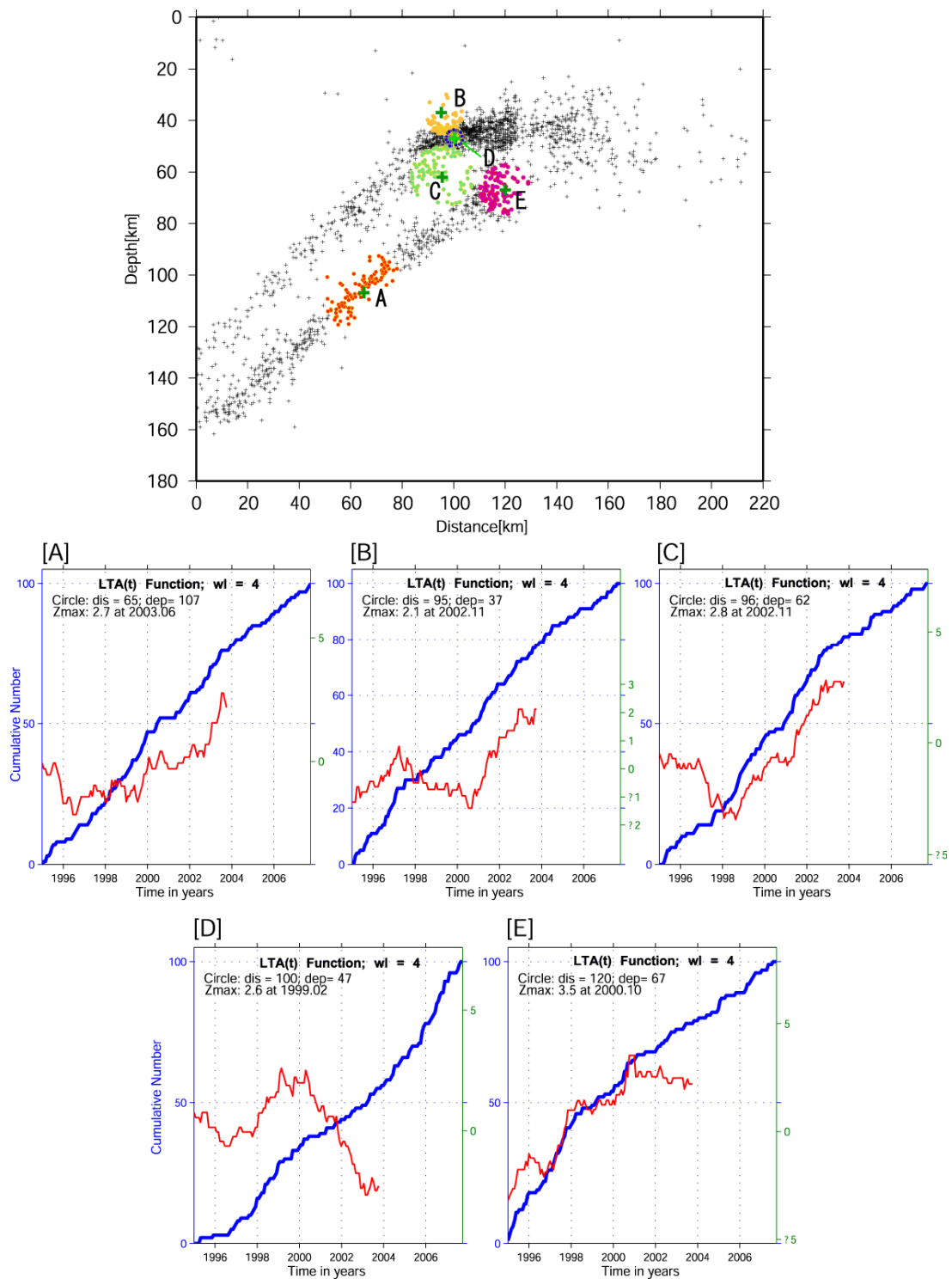


図 14 Z 値の時間変化

大きな Z 値を示した 4 領域 (A, B, C, D) での Z 値の時間変化(赤線)とそこでの 100 個までの地震数の積算頻度の時間変化 (青線)。その他の説明は図 11 と同じ。

b) 三陸沖北部での ZMAP

一方三陸沖北部での Z 値の時空間分布については、扱った地震データは 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までに気象庁一元化地震カタログに報告された M2 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震をデクラスター処理したものである。図 15 の左上、白枠で囲まれた領域内の 7711 個のデクラスター地震を用いて Z 値の水平分布を計算した。さらに図 15 には深さ 0km から 30km までと深さ 60km から 120km までの深さの異なる 2 種類の Z 値分布を示した。Z 値分布と地震の積算頻度分布から推して、浅部では 2003 年 9 月に Z 値の最大値が現れ、それ以後静穏化が続いている。その時点での深部の Z 値分布は逆に地震活動が

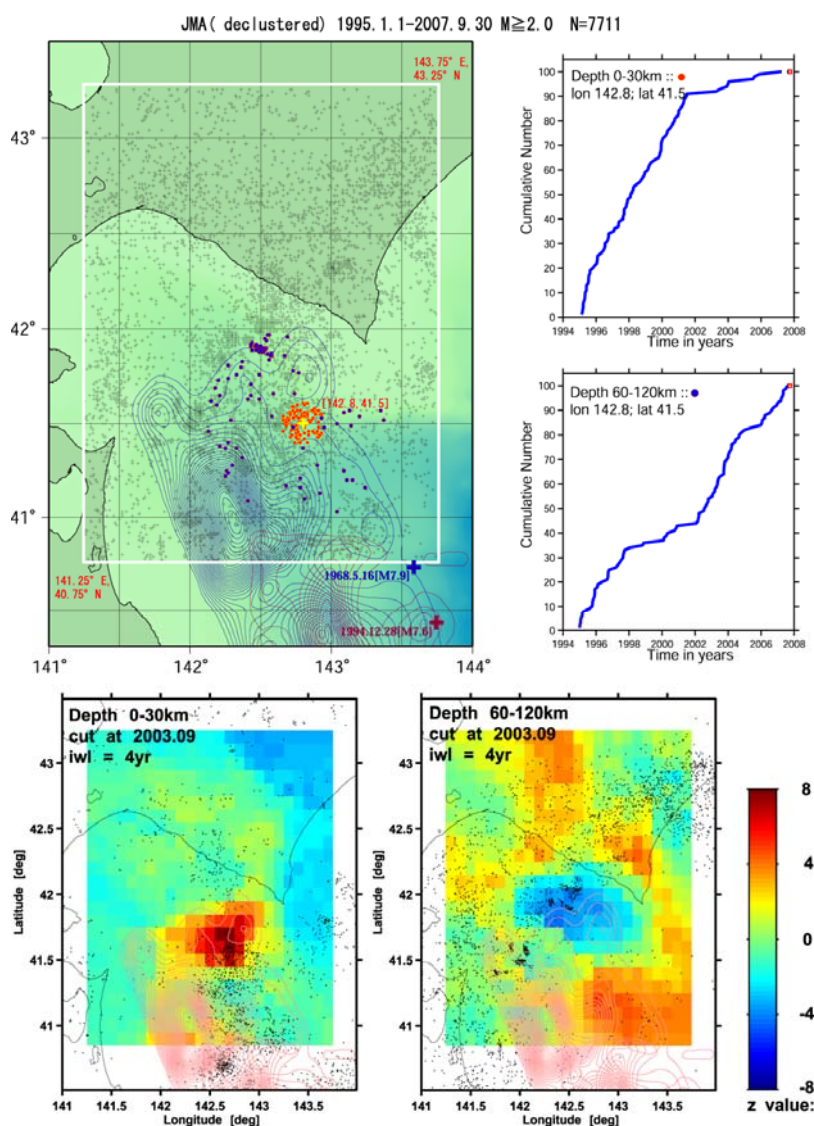


図 15 三陸沖北部の Z 値分布

2 種類の水平分布（深さ範囲：0～30km、および 60～120km）。他の説明は図 11 と同じ。

高くなって、お互いに相補的分布を示した。そこで大きな Z 値を示した格子点を含み、かつ 2 地点（北緯 40.75 度、東経 143.57 度；北緯 42.90 度、141.40 度）を結んだ中心線からの距離 25km(幅 50km) で形成された北西－南東方向の細長いセル内（図 16 上）に起こったデクラスター地震 2425 個を用いて、長さ方向の垂直断面に投影した Z 値分布を求めた。それらの地震の積算頻度分布からは 1999 年終わりころから地震数が減っているのが理解できる（図 16 下）。

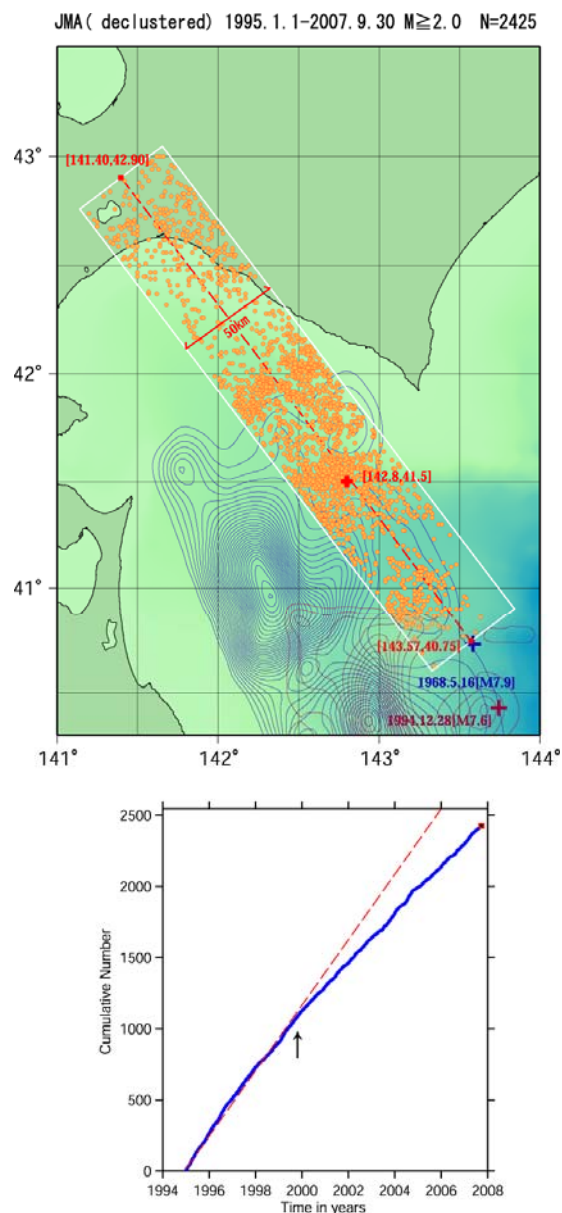


図 16 三陸沖北部での最近の地震活動

白枠：大きな Z 値を示したグリッド点（東経 142.8 度、北緯 41.5 度）と 2 点（東経 143.57 度、北緯 40.75 度、東経 141.40 度、北緯 42.90 度）を結んだ中心線からの距離 25km(幅 50km)。図下はデクラスター地震の積算頻度の時間変化。矢印：ここから地震が少なくなっている。

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

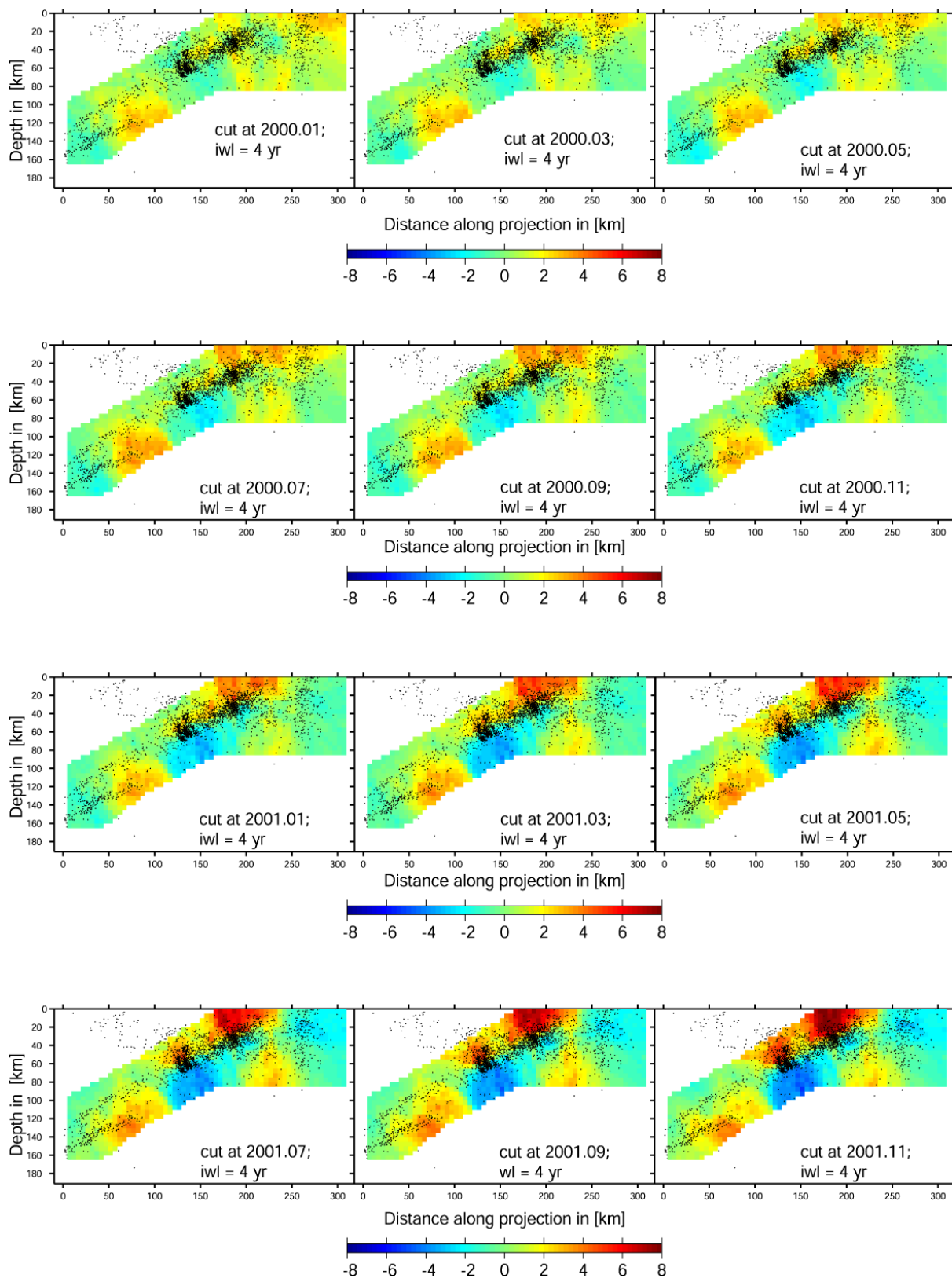


図 17(a) 図 16 で定義した領域内での Z 値の深さ分布の時間変化
 期間：2000 年 1 月～2001 年 11 月。間隔：2 ヶ月。その他の説明は図 13 と同じ。

3. 2. 1. 3. アスベリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

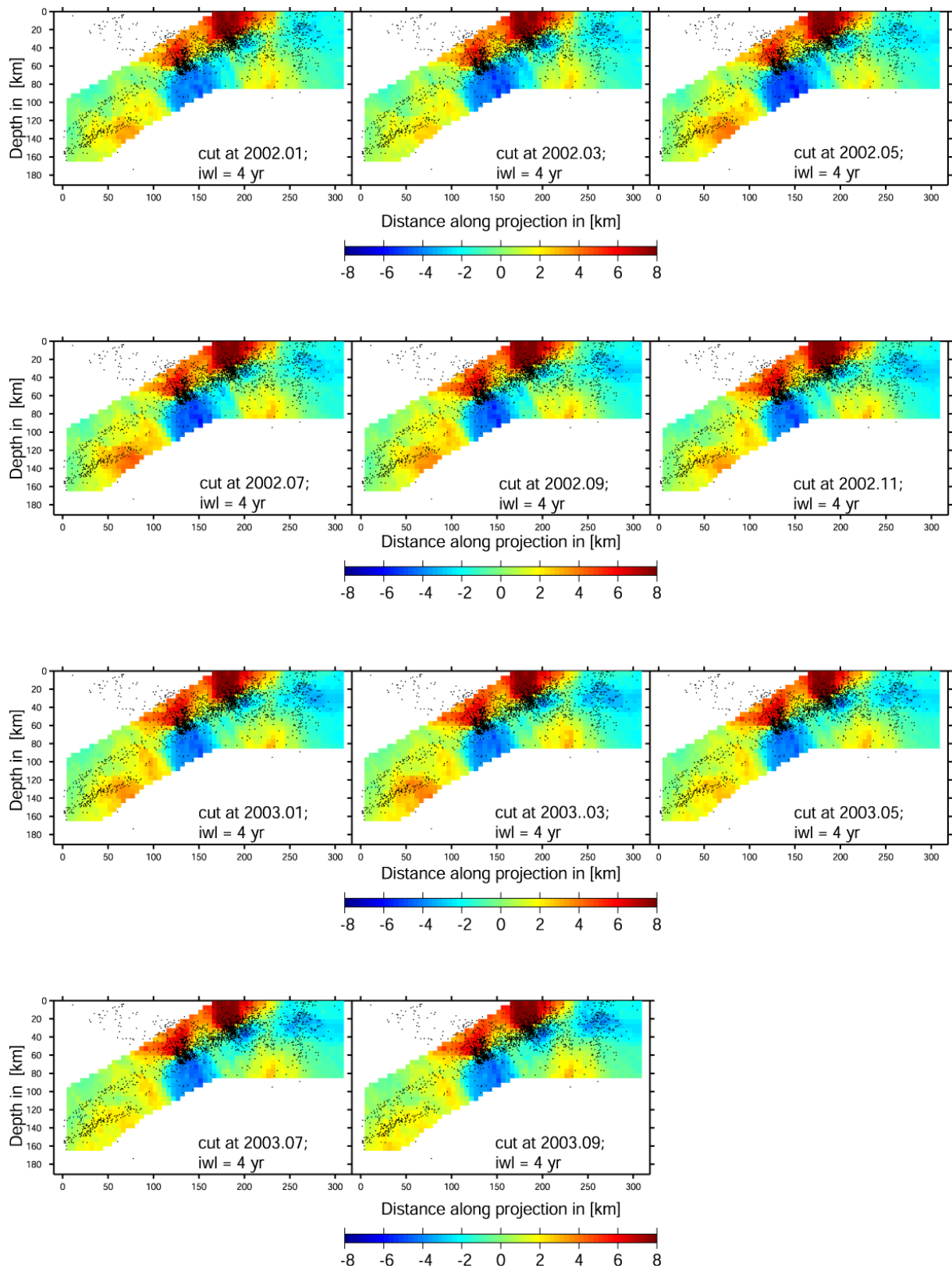


図 17(b) (つづき)

期間：2002年1月～2003年9月。その他の説明は図13と同じ。

3. 2. 1. 3. アスベリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

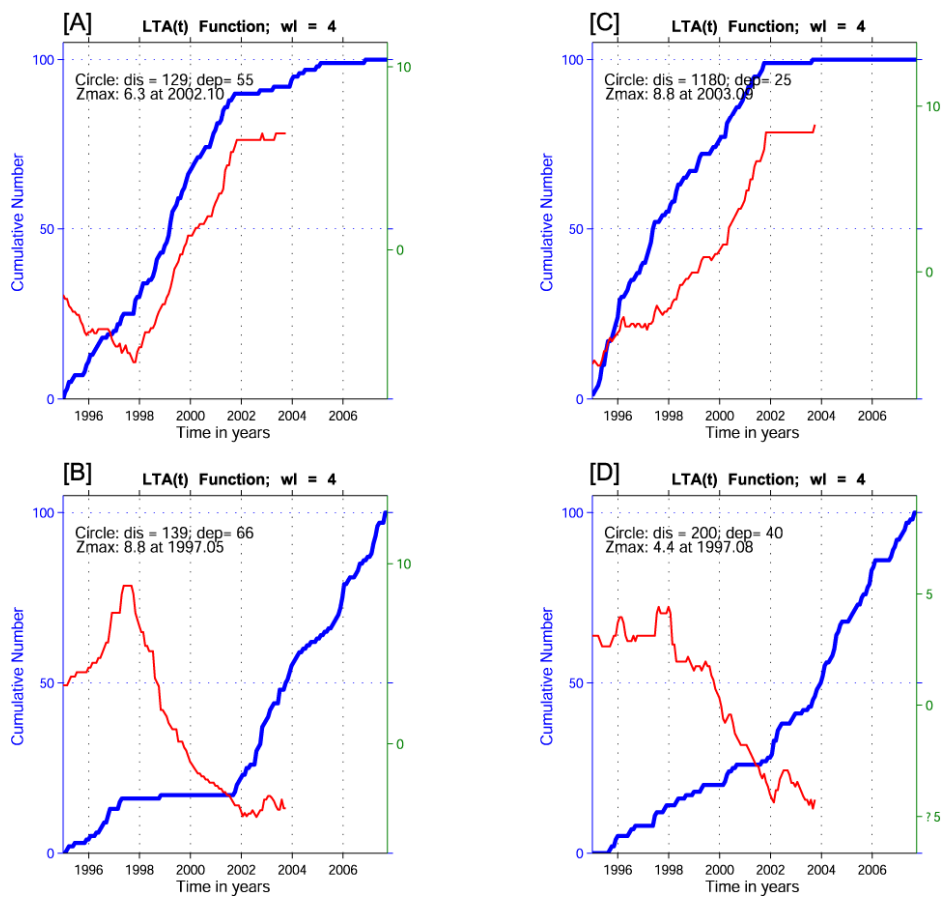
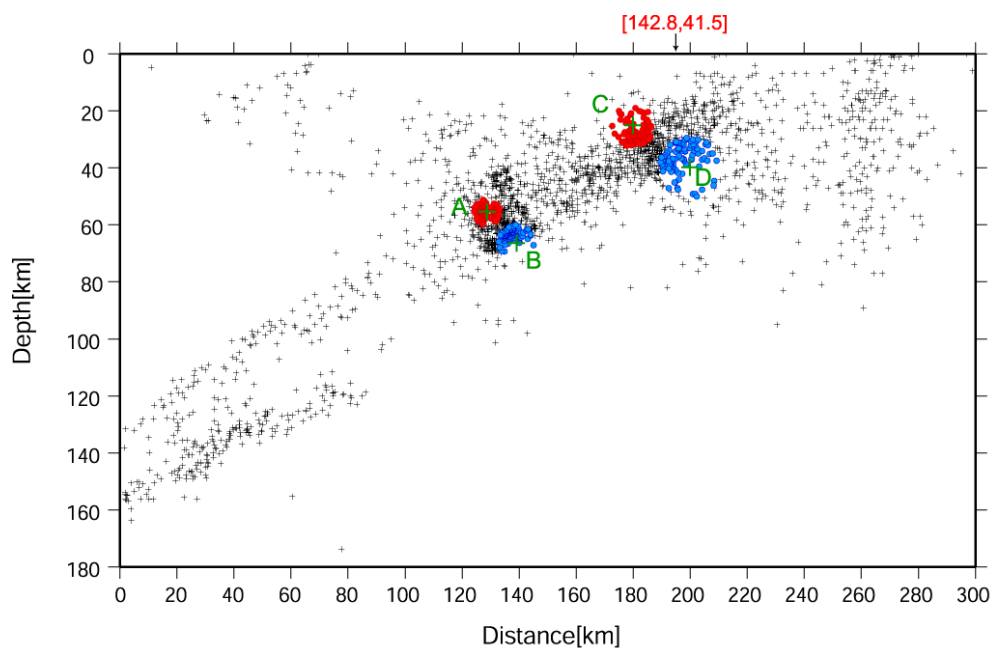


図 18 Z 値の時空間分布

大きな Z 値を示した 4 領域 (A, B, C, D) での地震 100 個の震源分布 (上)、と各領域での Z 値、および地震の積算頻度の時間変化 (下)。

ここでもっとも最近の2000年1月1日から2003年9月30日までに起こったM2以上、かつ深さ160km以浅のデクラスター地震を用いて、5km×5kmの格子間隔ごとにZ値を計算し、それらを長さ方向の垂直断面に投影したZMAPを2ヶ月ごとに図17aと図17bとで示した。これらの図から三陸沖北部でのプレート境界付近でZ値が時間とともに大きくなっているのが判る。そこでとくに大きなZ値を示した2地点からの100個の地震の震源を1995年1月から2007年9月30日までの震源分布に重ねて図示した(図18上)。それらは図中のAとCとの赤丸に対応している。しかしAとCとで地震活動が低下し始めた時点でその真下の隣接域BとDで逆に地震活動が高まっている(図18下)。このように逆の地震活動を示した原因の1つに、観測網の変更によって震源位置の系統的ずれが生じたと考えられる。たとえばある時点から以前より震源が深く求まるようになったなどが考えられる。しかしこのような震源位置の系統的ずれは現用のデクラスター処理法では対処できない。いずれにしても図16から判断して、1999年の終わりころから北緯41.5度、東経142.8度を中心とした海域で地震活動の静穏化が始まっているのは間違いない。

4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

地震のマグニチュードを求めるには、地震の信号継続時間と最大振幅からもとめる方法がある。平成18年度では三陸沖北部の長期海底地震観測波形データのマグニチュードについて吟味を行った(北海道大学、2007)⁴⁾。ここでは平成17年12月と平成18年1月の2回にわたって設置し、平成18年9月に回収した根室半島沖での30台の長期観測型海底地震計の地震波形データから当海域でのマグニチュードの算出法について検討を行った。ここでは平成18年度の成果をふまえ、バンドパスフィルターの帯域として1Hzから12Hzと定め、そのバンドパスフィルターを通した上下動成分の地震波の最大振幅(Amp)を自動的に検出した。その際、平成18年度と同様にP波のはじまりから2秒以内、またS波のはじまりから4秒以内のいずれか大きい方をその地震の最大振幅(Amp)と定めた。このようにして検出した各地震波の最大振幅(Amp)の対数にその地震の震源距離(Dis)の対数を加えた数値に気象庁一元化地震カタログのM(JMA)を対比させた分布図を観測点ごとに作成した(図19(a)~図19(o))。

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

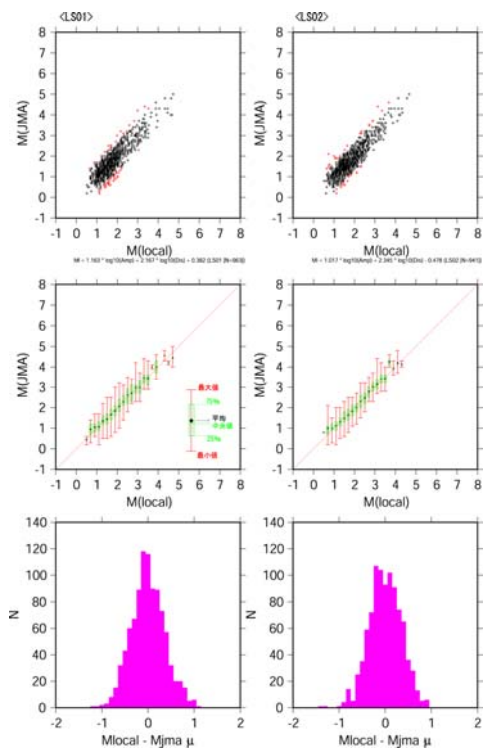


図 19(a) M(JMA)との残渣分布
観測点 LS01, LS02

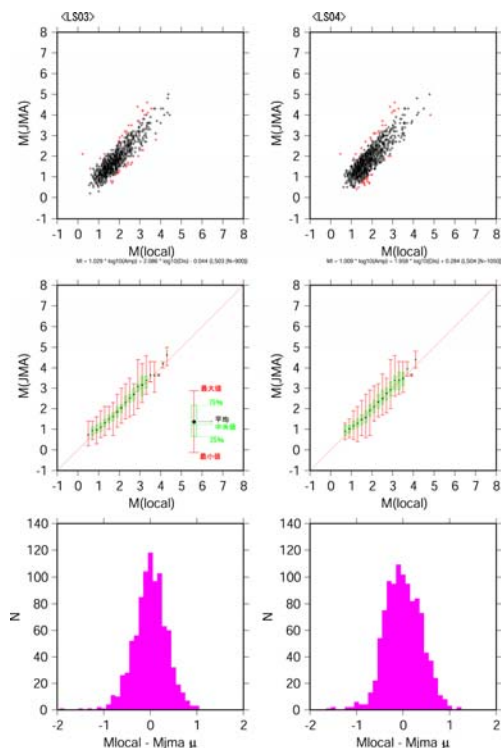


図 19(b) 観測点 LS03, LS04

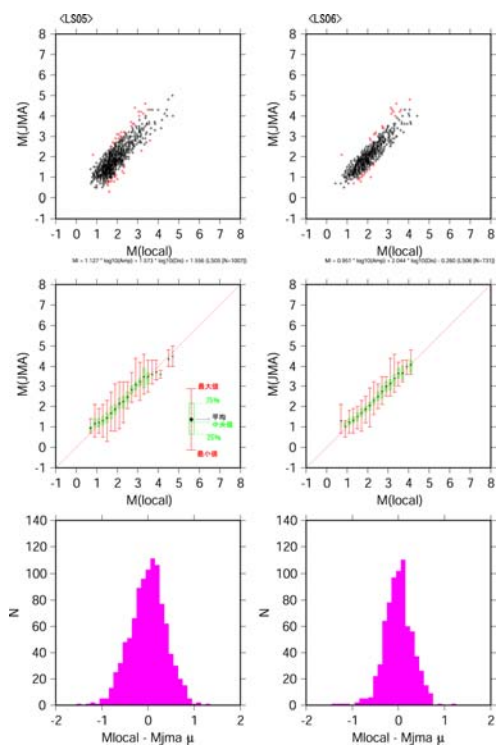


図 19(c) 観測点 LS05, LS06

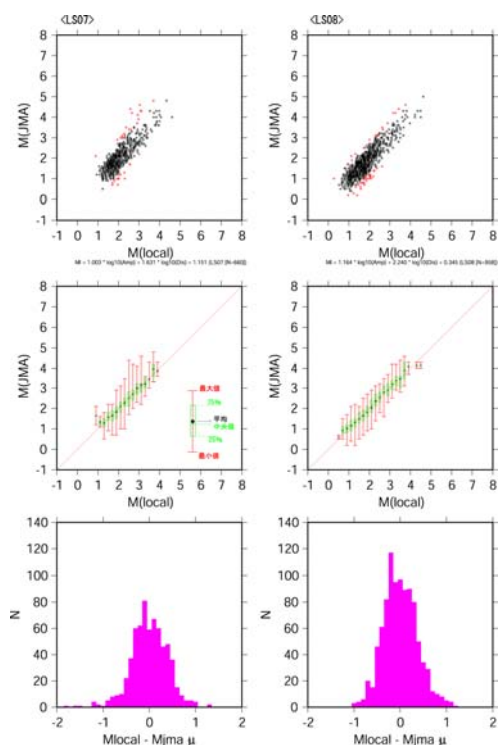


図 19(d) 観測点 LS07, LS08

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

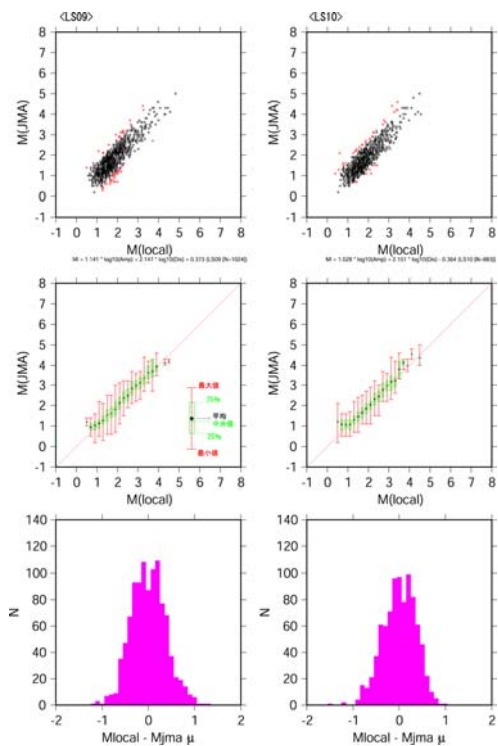


図 19(e) 観測点 LS09, LS10

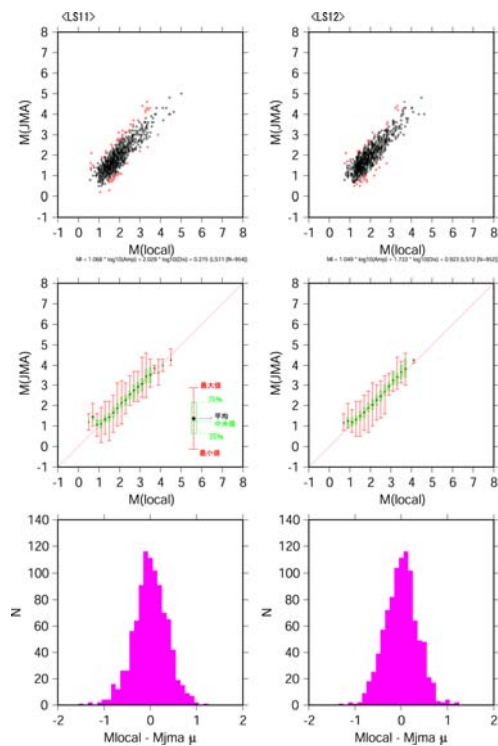


図 19(f) 観測点 LS11, LS12

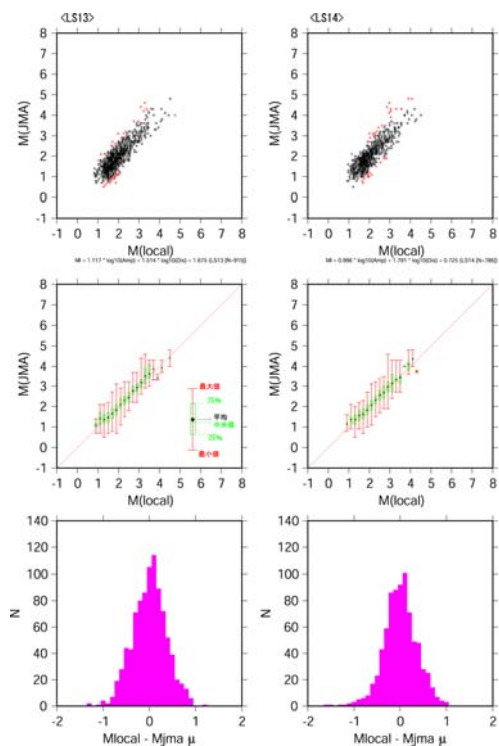


図 19(g) 観測点 LS13, LS14

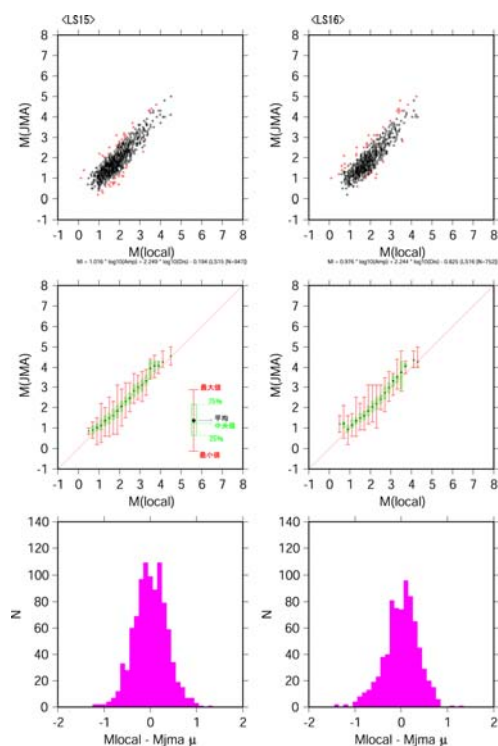


図 19(h) 観測点 LS15, LS16

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

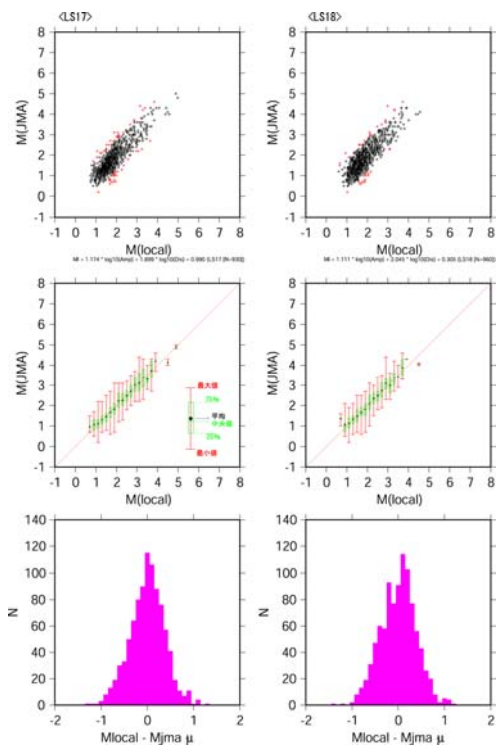


図 19(i) 観測点 LS17, LS18

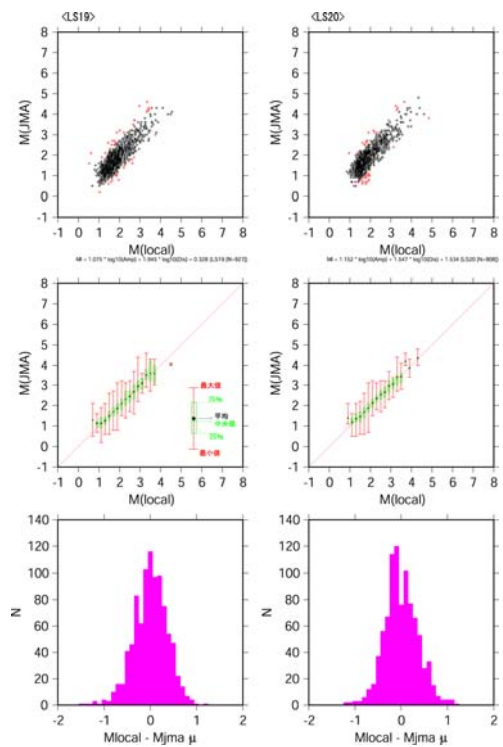


図 19(j) 観測点 LS19, LS20

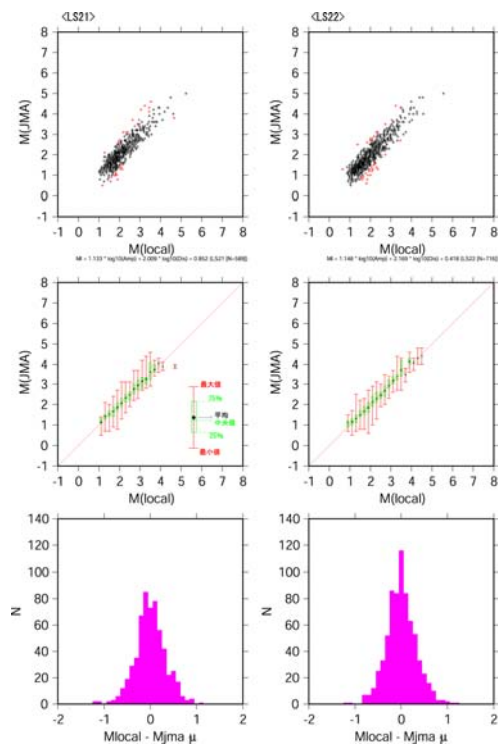


図 19(k) 観測点 LS21, LS22

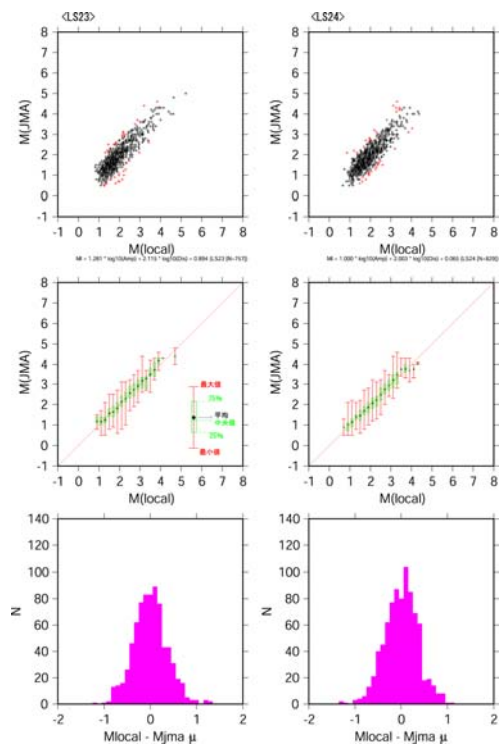


図 19(l) 観測点 LS23, LS24

3. 2. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

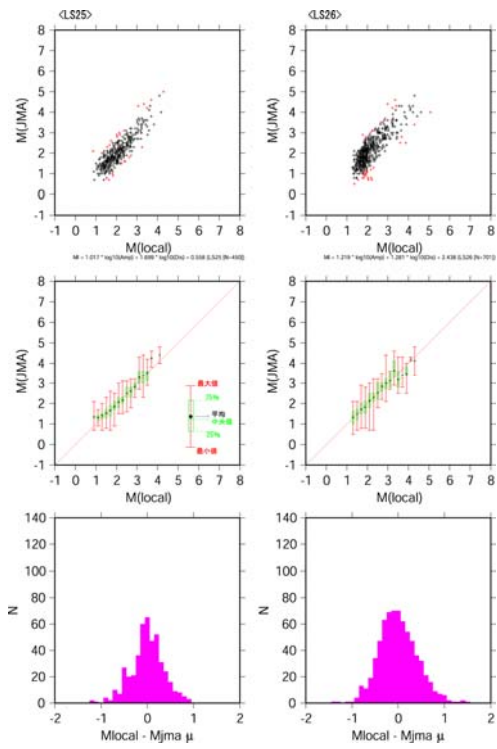


図 19(m) 観測点 LS25, LS26

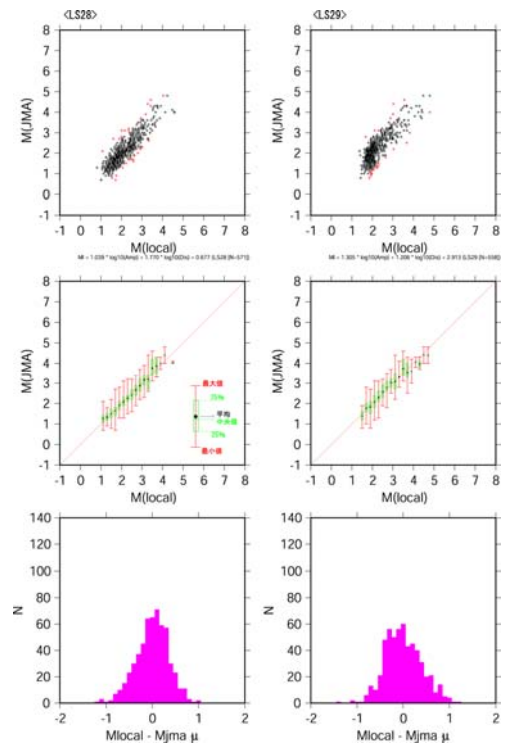


図 19(n) 観測点 LS28, LS29

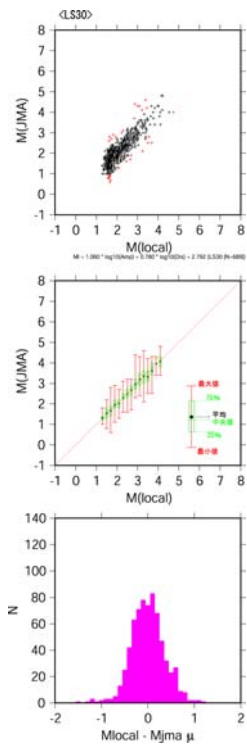


図 19(o) 観測点 LS30

さらにこれらの分布図から最小二乗法的に 1 次式の係数を求め、各観測点での最大振幅と震源距離を用いたマグニチュードの算出式を導出した (図 20-下)。

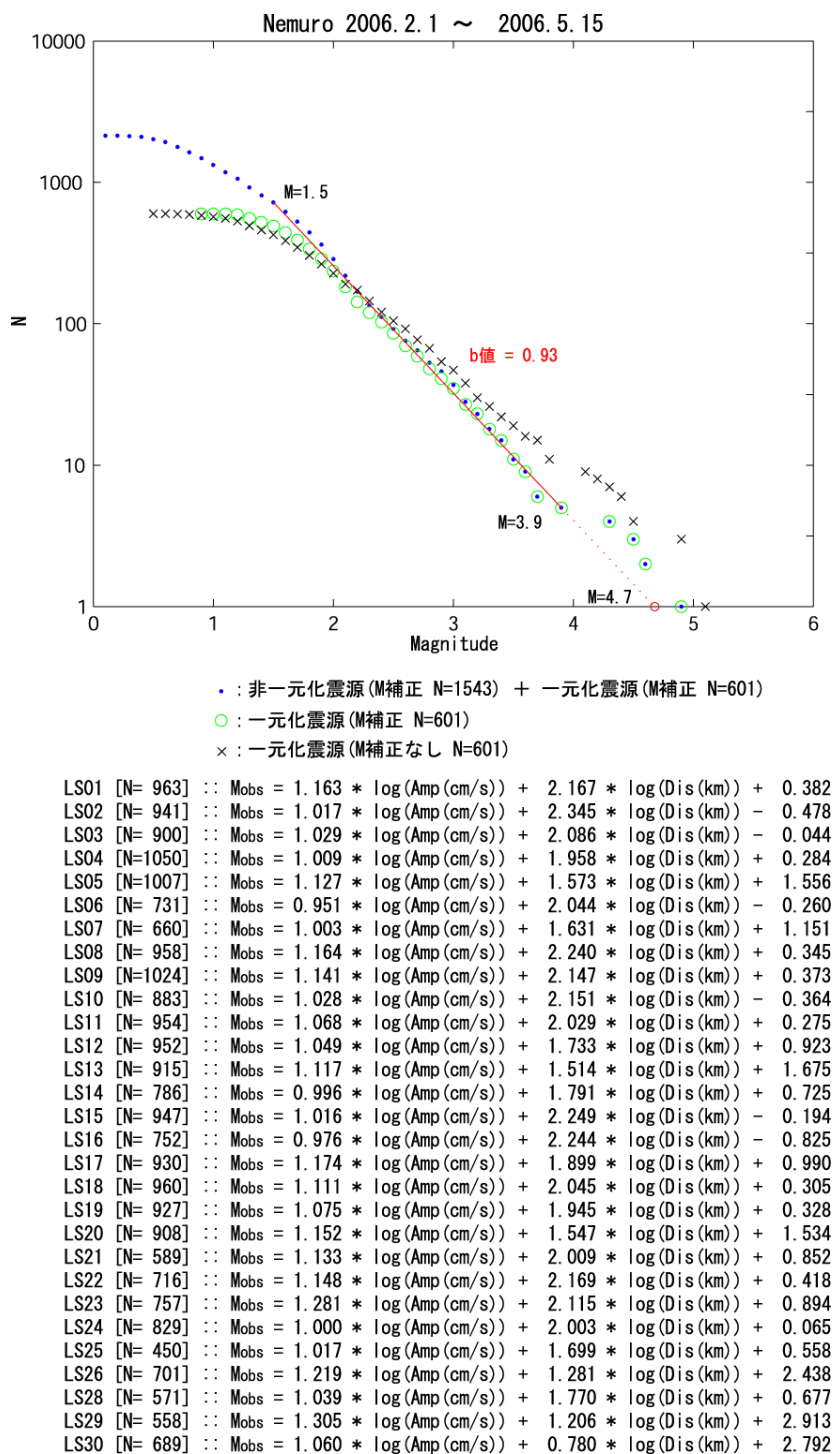


図 20 地震のマグニチュード算出式とそれに基づいた G-R 式の適用

各種マグニチュードと積算頻度との関係 (上)。各観測点のマグニチュード算出式 (下)。海底地震計データと気象庁一元化地震カタログともに M 補正 (●)、気象庁一元化地震カタログのみ M 補正 (○)、気象庁一元化地震カタログの M 補正なし (×)。

図 20-上には、検出した非一元化震源と一元化震源との地震にこれらの算出式を適用し、マグニチュード別積算頻度曲線 (●) を示した。比較のために、一元化震源のみについてこの経験式で補正した場合 (○) と補正しない場合 (×) とのマグニチュード別積算頻度曲線を図示した。図から判るように、気象庁一元化地震カタログのみの規模別頻度分布 (×) は、前の 2 つの分布に比較して大きな地震ほど比較的多く、かつ上に凸の分布を示した。この点は平成 18 年度の三陸沖北部での調査結果と同じ傾向である。またマグニチュード別積算頻度曲線 (●) に最尤法 (宇津、1965)¹⁰⁾ に基づいて算出した b 値はほぼ 0.9 と求まった。この値は平成 18 年度に実施した三陸沖北部の調査結果 $b=0.7$ (北海道大学、2007)⁴⁾ より大きい。ところで図 20-下 に示した各観測点でのマグニチュード算出式の最後の定数項 (ΔM) と各観測点から釧路海底谷までの距離との関係を図 21 にプロットした。

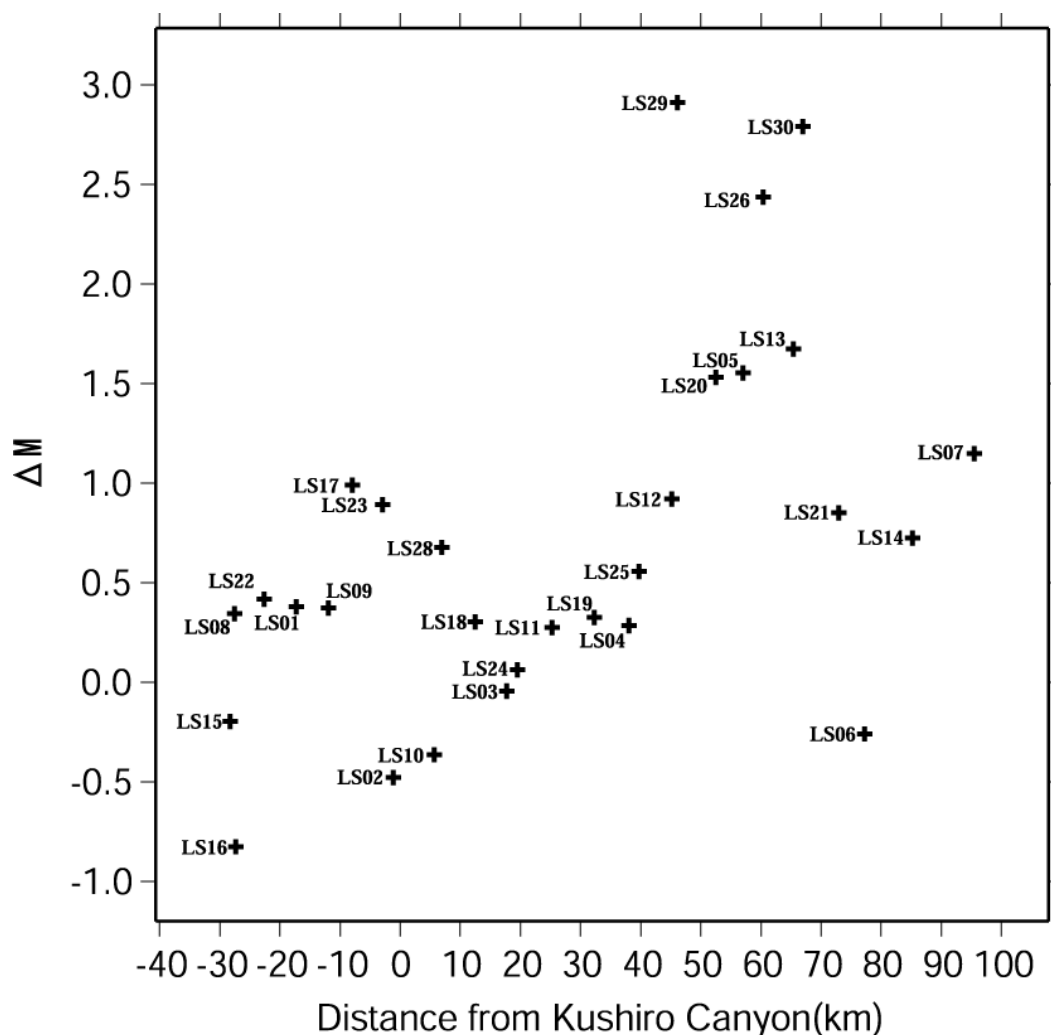


図 21 定数項 (ΔM) と釧路海底谷から各観測点までの距離との関係

距離座標の+方向は根室半島沖寄りの観測点であり、-方向は十勝沖寄りの観測点に対応している。また正の定数項 (ΔM) の観測点は、最大振幅や震源距離の補正を行ってもマグニチュードが相対的にマグニチュードが小さく見積もられた観測点である。こ

の分布から、釧路海底谷を境に定数項のばらつきの大きさに地理的分布の違いが見られるものの、大まかには根室沖寄りの観測点ではマグニチュードが小さく見積もられていると言えよう。ちなみにプレート境界付近の地震の震源分布の様子がこの海底谷付近を境に大きく変わっていた点を考慮すると、このような定数項の地理的な違いは海底谷下の地下深部構造が影響しているのかもしれない。

5) 地震のクラスター分布の図化

平成 19 年度では、2005 年 10 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までの最近 2 年間に発生した地震の時空間分布から、その発生の時空間的クラスターの度合い（クラスター強度）について調べた。便宜上、以下の式にしたがってクラスター強度を 0~3.0 の指標に分類し、その違いをカラー表示で表示した（図 22、図 23）。暖色ほどクラスター強度が大きい領域で、一方寒色ほどクラスター強度がゼロに近くなる領域を表す。

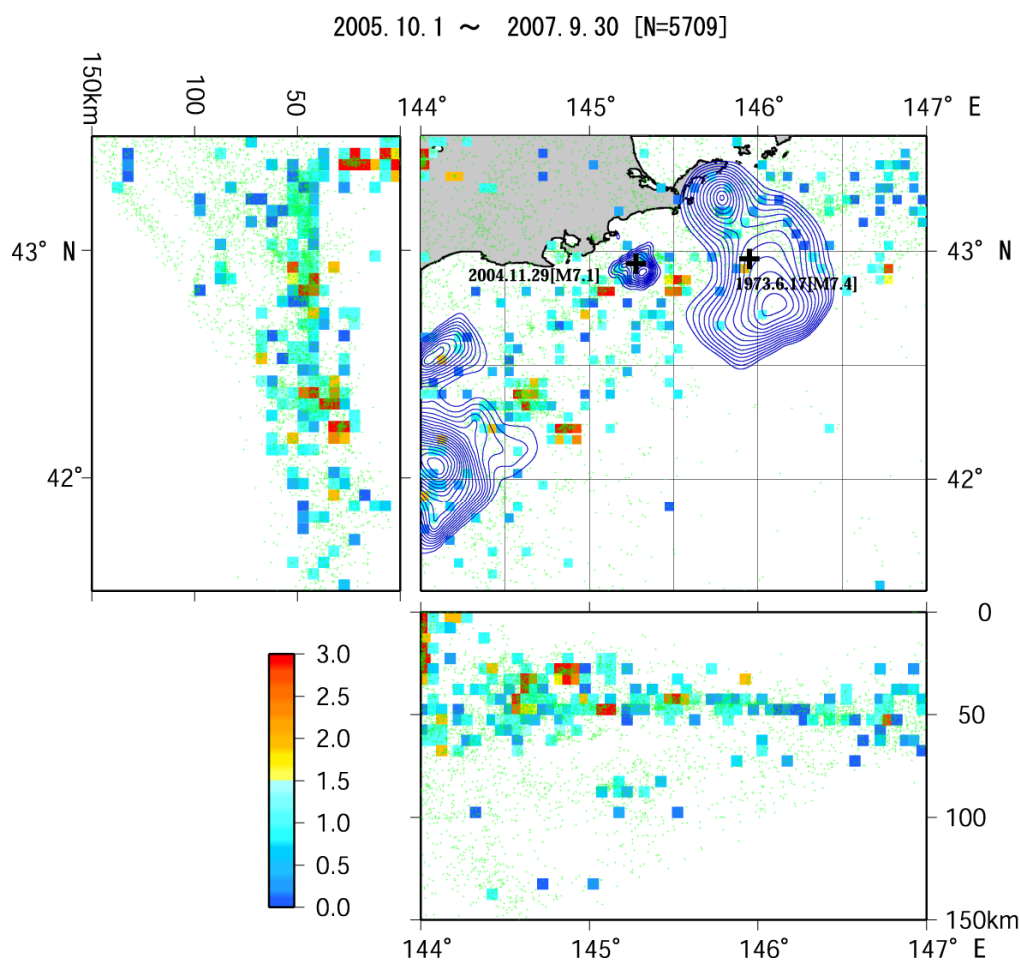


図 22 根室半島沖周辺でのクラスター地震の分布

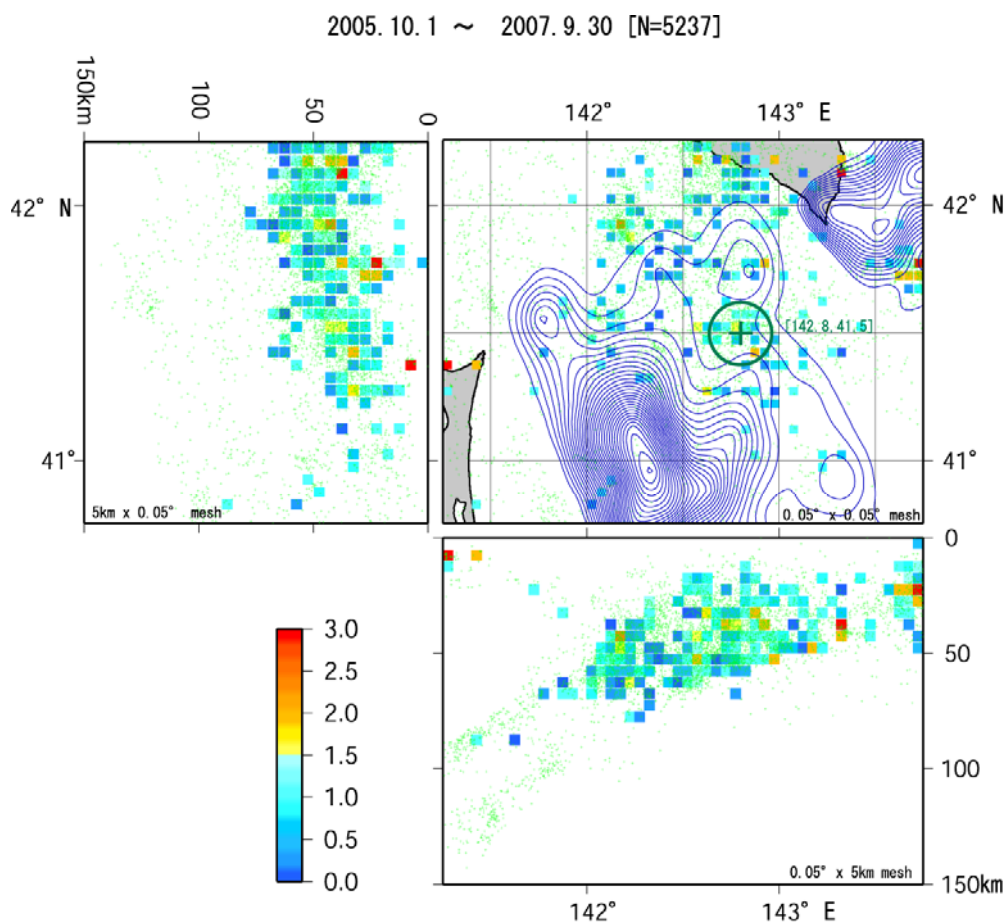


図 23 三陸沖北部周辺でのクラスター地震の分布

ここで用いたクラスター強度は、以下の定義に従って求めた。

前後の地震の時間間隔、 t (hour)としたとき、時間のクラスター強度を C_r とすると、

$$\begin{aligned} C_r &= 1 \quad \text{for } 0 \leq t \leq 1, \\ &= 2 - t \quad \text{for } 1 < t \leq 2, \\ &= 0 \quad \text{for } 2 < t. \end{aligned}$$

また前後の地震の距離間隔、 d (km)としたとき、空間的グリッドのクラスター強度を C_d とすると、

$$\begin{aligned} C_d &= 1 \quad \text{for } 0 \leq d \leq 5, \\ &= 1.25 - d/20 \quad \text{for } 5 < d \leq 25, \\ &= 0 \quad \text{for } 25 < d. \end{aligned}$$

したがって時空間クラスター強度 N を、 $N = C_r \times C_d$ として定義し、地図上にプロットする。実際のカラー表示に際しては、水平面に関しては、緯度方向 0.05 度×経度方向 0.05 度に分割した小領域内に、深さ方向の断面に関しては、緯度方向 0.05 度×経度方向 0.05

度×5km分けた小領域内にある地震 L 個について上述の定義式に従って各地震の N を求め、その積算値 ΣN を各小領域でのクラスター強度とした。さらに各領域の積算値 ΣN を地図上で平滑化した後、上述のカラーパレットにしたがってカラー表示した。ただし積算値 ΣN が3.0を超える場合は、3.0に固定した。なお水平、東西、そして南北の3つの面に投影する際、重なる小領域間のなかでもっとも大きいクラスター強度がそれぞれの投影面に表示した。

以上の定義に従って地図上に図化した図22の根室半島沖～十勝沖では、2003年十勝沖地震(M8.0)、2004年浜中沖(釧路沖)地震(M7.1)、および1973年根室半島沖地震(M7.4)のアスペリティ周辺で比較的大きなクラスター強度が現れている。ちなみにそれらの震源の深さは40km～50kmにあり、それ以外の深さには大きなクラスター強度は見られない。大地震のアスペリティ周辺に大きなクラスター強度が隣接していることから、その活動が今後どのように推移していくのか、大地震発生との関連性で大いに注目すべきである。気象庁一元化地震カタログを用いれば、大きなクラスター強度(白色)の地震群は本震と余最大震の震央近傍に見られる。より海溝側の微小なクラスター地震は2002年と2003年の海底地震観測によって見出された。

一方、図23の三陸沖北部のクラスター強度分布について、既述したZMAPに見られた北緯41.5度、東経142.8度を中心とした地震活動の静穏化領域ではそれほど大きなクラスター強度は現れていないが、そこは1968年十勝沖地震のアスペリティ分布の北側周辺海域でもある。

6) 相似地震の検証

この調査は、アスペリティ周辺の応力状態に大きな変化がなければ、そこで起きる地震の発生機構も類似し、それらの波形間の相関関係は高いであろうという目論見で行っている。相関係数の計算に先立って、生の地震波形から常時生じているバックグラウンドの雑微動を取り除く信号除去法を適用した(高波・雨宮、2006)¹¹⁾。これによってS/Nの高い地震波形が抽出され、この種の調査結果の信頼性がより高くなると期待される。この様にある観測点から見たクラスター地震群間の波形相互相関係数のほか、後続波にいたるまで波形の重ね合わせ具合を観察するという2重の検査を行った。波形の重ね合わせには、最大振幅を規格化(1.0)し、互いの波形の山谷がもっとも良く対応したと判断できるまで波形を時間シフトさせた。今回は新たに2002年十勝沖地震の1年前の地震観測で記録されたクラスター地震と、前回と同様に2003年十勝沖地震直前の2003年の観測とで記録されたクラスター地震について調査した。対象とした観測点は、その近傍で比較的大きなクラスター地震が多く発生していた地点である(図24)。ここで例示した解析結果は、そのうち2002年の地震観測については、観測点2002_DJの記録によるもの、2003年十勝沖地震直前の観測については、観測点2003_DHHの記録によるものの2種類である。このようにして最終的に求めた波形の重ね合わせの1例を図25に示した。

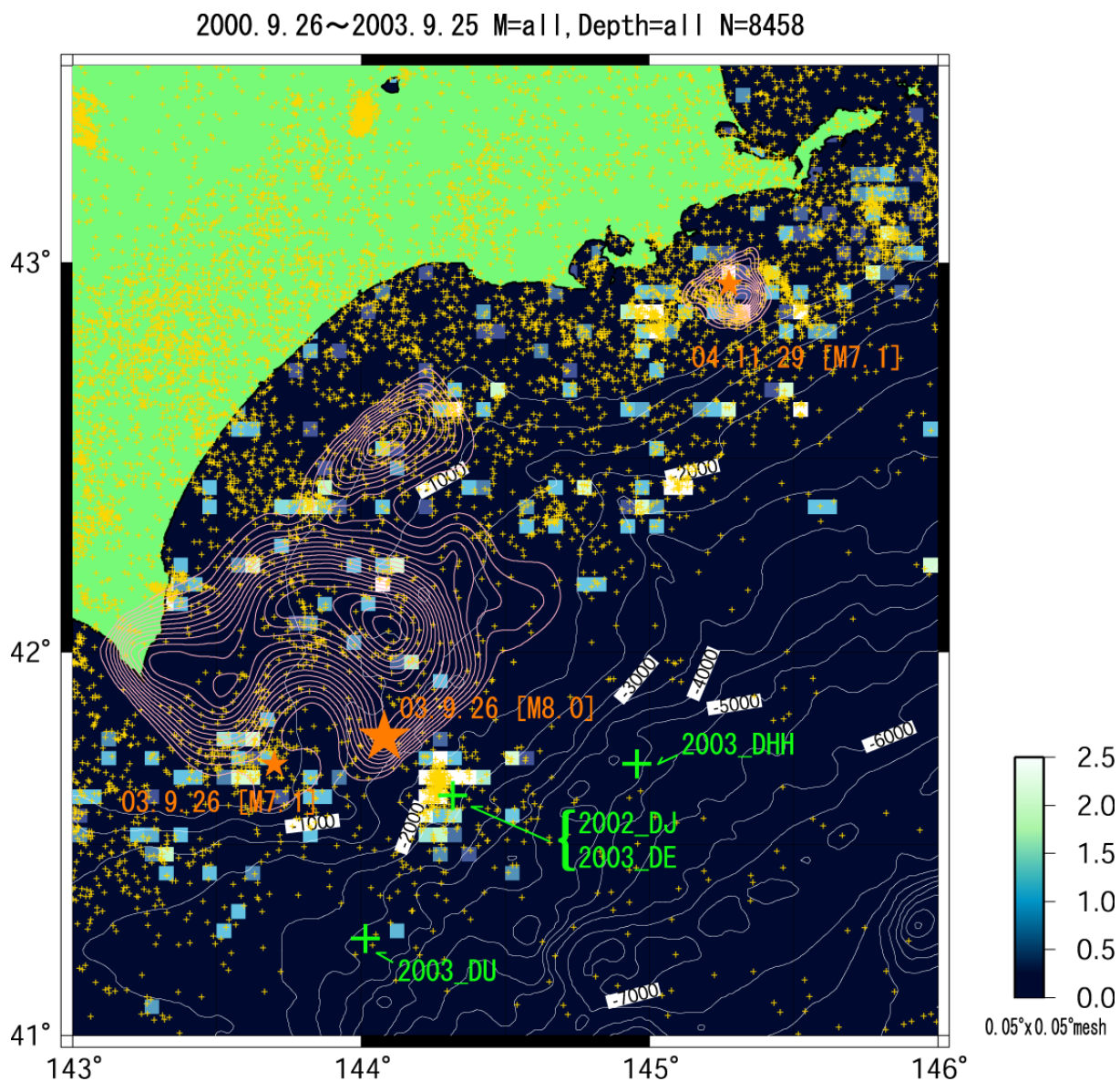


図 24 2003 年十勝沖地震発生前に出現したクラスター地震の分布
 調査期間：2000 年 9 月～2003 年 9 月。+ は 2002 年と 2003 年に設置した海底地震計の位置
 (その近傍で十勝沖地震直前に微小なクラスター地震を確認)。

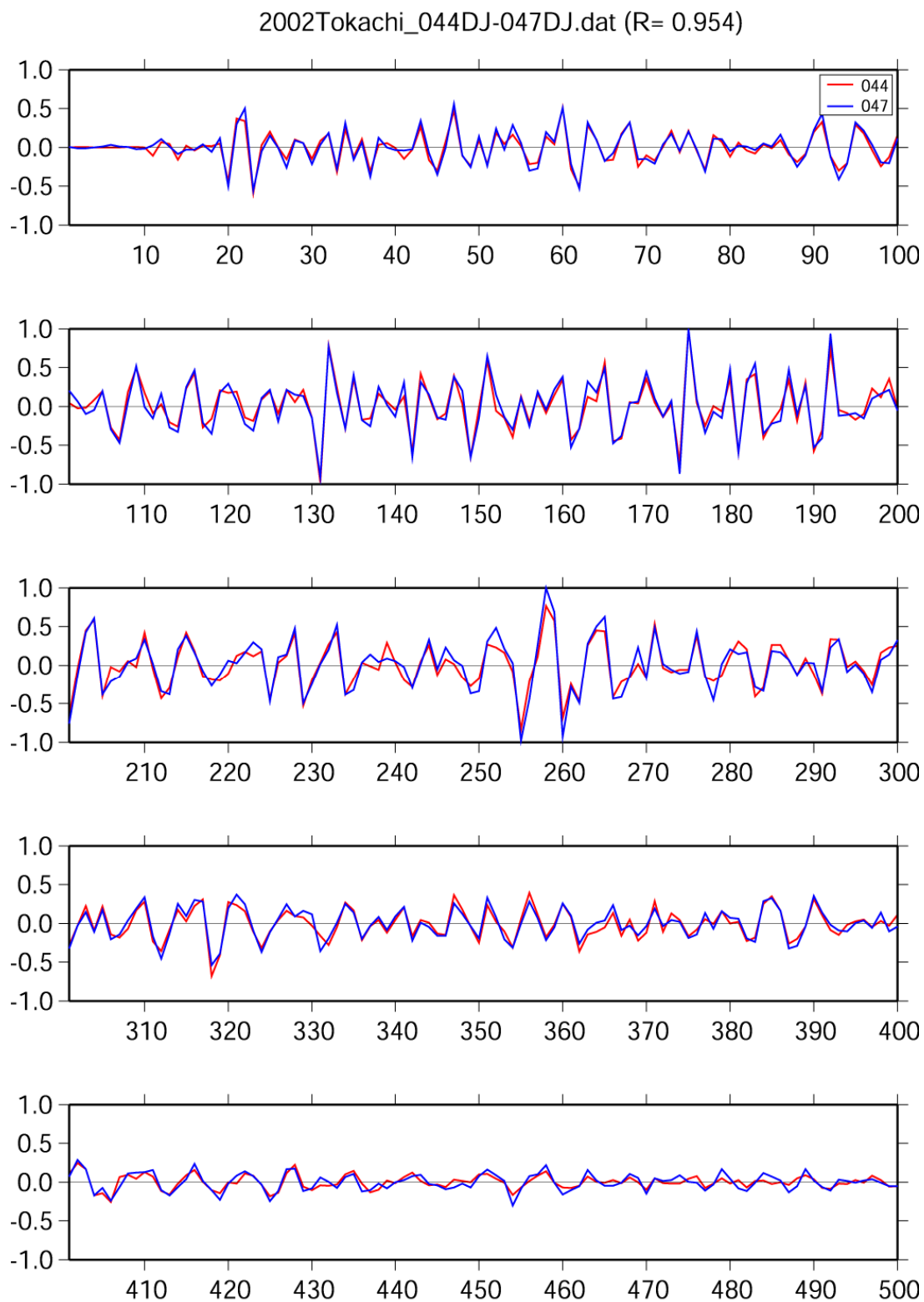


図 25 地震波形の重ね合わせ例

2002年に2002_DJで観測された相似地震の波形例。相互相関係数 $R=0.954$ 。この観測点付近で2002年にクラスター地震が頻発（気象庁一元化地震カタログによる）。

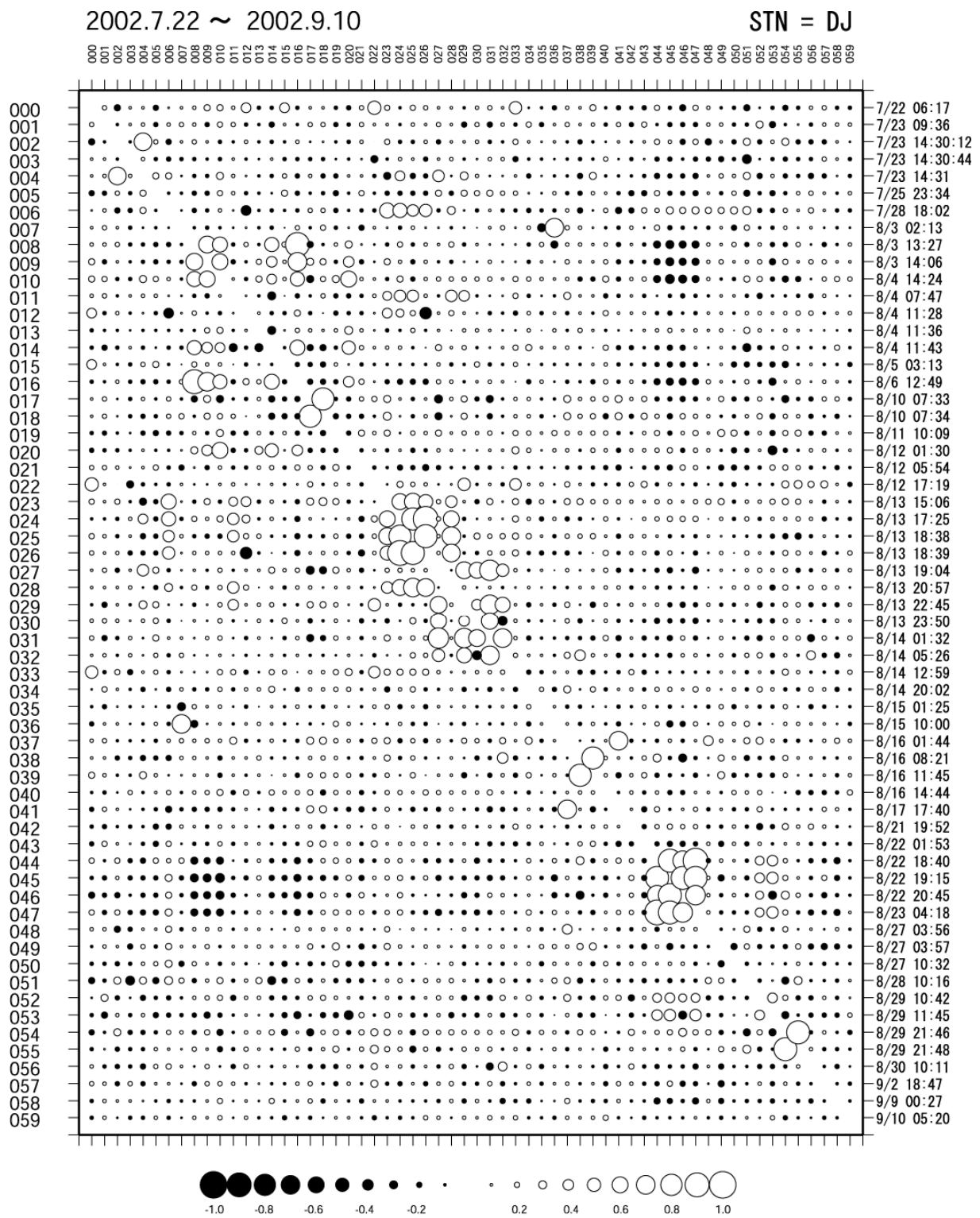


図 26(a) 2002_DJ に記録されたクラスター地震の相互相関係数の時間変化
地震番号 (左端)。各地震の発生時刻 (右端)。

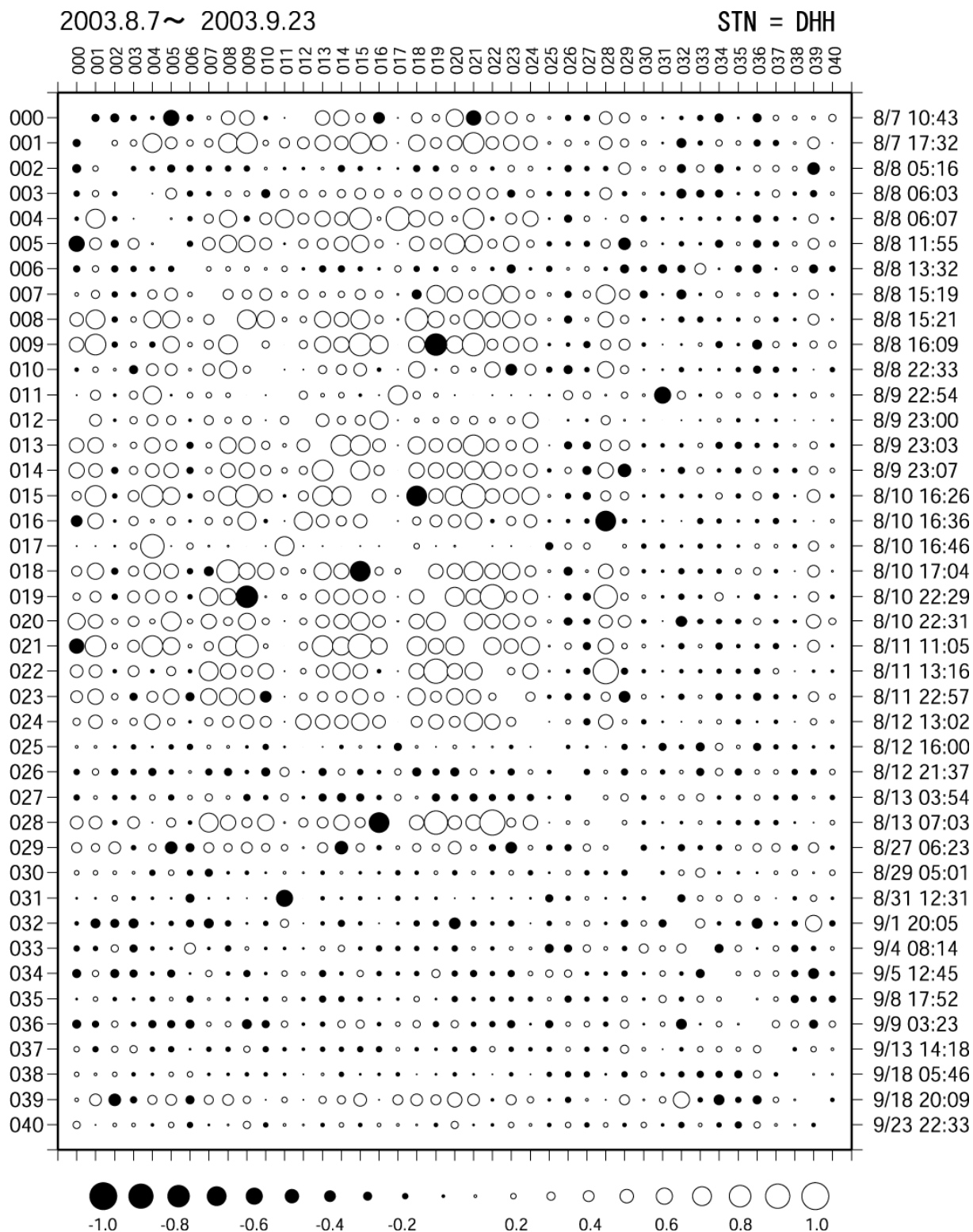


図 26(b) 2003_DHH に記録されたクラスター地震の相互相関係数の時間変化
地震番号 (左端)。各地震の発生時刻(右端)。

図 26(a)と図 26(b)は重ね合わせ波形間の相互相関係数を表にしたものである。図 26(a)は 2003 年十勝沖地震の約 1 年前の結果であり、図 26(b)はその地震の直前の結果である。2003 年十勝沖地震の約 1 年前のクラスター地震は本震の南東近傍にあり、その本震のアスベリティ周辺に位置している。一方地震直前に観測点 2003_DHH で観察されたクラスター地震はきわめて小規模で気象庁一元化地震カタログには報告されていない。この点は、平成 18 年度で調査（北海道大学、2007）⁴⁾した観測点 2003_DU と同じである。1 年前のクラスター地震は少数の隣接した地震間で短期間相関係数が高くなるのが散発的に観測されたのに対し、直前のクラスター地震の場合、観測開始から約 1 週間までに起こった地震のほぼ全部で互いに相関係数が高かったが、その後の観測終了までに起こったクラスター地震間の相関係数はきわめて低くなっていた。しかし平成 18 年度に報告した観測点 2003_DU では、逆に観測開始から約 1 ヶ月間はほとんどのクラスター地震間の相関係数は低かったが、それ以後の観測終了まで似起こったクラスター地震間の相関係数はきわめて高くなっていた（北海道大学、2007）⁴⁾。ただ大地震発生直前のわずか 50 日間程度の観測ではあるが、両者ともクラスター地震間の相関係数の高い地震が多く、その高い期間が連続していた点は、1 年前のクラスター地震とは顕著に異なる特徴である。陸域観測網では観測されなかった、この種の現象が常に大地震直前に見られる一般的特性なのかは不明であるが、大変興味深い結果である。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 19 年度実施を予定した業務は、

- 1) 長期観測型海底地震観測
- 2) 長期観測型海底地震観測記録の検測
- 3) ZMAP 等の解析手法の適用
- 4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討
- 5) 地震のクラスター分布の図化
- 6) 相似地震の検証

等である。すべて滞りなく実施することができた。なお本調査研究の結論、および今後の課題としては、以下の概要としてまとめることができる。

1) 長期観測型海底地震観測

平成 19 年度では、東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部（えりも沖）に構築した観測網の長期観測型海底地震計 42 台を平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収できた。また東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、東京大学地震研究所で組み立てた長期観測型海底地震計 49 台を、平成 19 年 10 月に三陸沖中部・南部の計画観測地点に投入し、新規観測網を構築した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 17 年 12 月と平成 18 年 1 月に根室沖に設置し、平成 18 年 9 月に回収した長期観測型海底地震計に記録された地震の中から、観測網内およびその近傍周辺に起こったと思われる（各観測点から S-P 時間 15 秒以下の）地震のうち、気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震 1647 個の P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等を陸域観測網波形データと併合しながら検出した。これらの検出された気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震は、陸域観測網で計算された震源分布より系統的に十数キロ浅くなる傾向が見られた。とくに一元化地震の深さ分布は海溝に向かって上におおきく湾曲する傾向にあるが、気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震ではそのような傾向はなく、海洋性プレートが海溝軸から低角に滑らかに沈み込んでいるのが示唆された。しかし海溝軸に平行な地震活動分布からは釧路海底谷を境に東西で応力の不連続が暗示された。この特徴は平成 18 年度の調査でも指摘した点である（北海道大学、2007）⁴⁾。

3) ZMAP 等の解析手法の適用

平成 19 年度では、十勝沖から根室沖で 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までに起こった M2 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震について 2003 年十勝沖地震の余震の影響の有無を調べた。その結果、Z 値のなかでもっとも大きな Z 値は、2000 年 10 月に深さ約 70km に位置する二重地震面の下側の地震面上 E に現れた。その後、2002 年 11 月にその近傍の上側 2 重地震面の B と C で、さらに 2003 年 06 月には約 110km の深さにある二重面の下面の A で最大 Z 値が出現した。このようにごく最近の静穏化現象は遅くとも 2000 年 10 月から見られ、その領域が拡大しつつあると解釈できた。しかし最大 Z 値は 2.1～3.5 にあり、それほど顕著な値ではなかった。この傾向は平成 17 年度～平成 18 年度の調査結果と同じである（北海道大学、2007）⁴⁾。

一方三陸沖北部での Z 値の時空間分布については、扱った地震データは 1995 年 1 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までに気象庁一元化地震カタログに報告された M2 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震である。それらの地震を用いた解析によれば、1999 年の終わりころから地震活動の静穏化が始まり、2001 年 8 月には北緯 41.5 度、東経 142.8 度、深さ約 25km を中心としたプレート境界、さらに 2001 年 9 月にはその北西延長部(深さ約 55km)のプレート境界付近で Z 値が 5 を越える大きな値になっていた。当海域は、1968 年十勝沖地震(M7.9)のアスペリティ北端に隣接していることから判断して近い将来に大地震発生の可能性が高いと推察される。

4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

平成 18 年度では三陸北部沖の長期海底地震観測波形データのマグニチュードについて吟味を行った（北海道大学、2007）⁴⁾。ここでは平成 17 年 12 月と平成 18 年 1 月の 2 回にわたって設置し、平成 18 年 9 月に回収した根室半島沖での 30 台の長期観測型海底地震計の地震波形データから当海域でのマグニチュードの算出法について検討を行った。ここでは平成 18 年度の成果をふまえ、バンドパスフィルターの帯域として 1Hz から 12Hz と定め、そのバンドパスフィルターを通した上下動成分の地震波の最大振幅(Amp)を自動的に検出した。その際、平成 18 年度と同様に P 波のはじまりから 2 秒以内、また S 波の

始めから 4 秒以内のいずれか大きい方をその地震の最大振幅 (Amp) と定めた。このようにして検出した各地震波の最大振幅 (Amp) の対数にその地震の震源距離 (Dis) の対数を加えた数値に気象庁一元化地震カタログの $M(JMA)$ を対比させた分布図を観測点ごとに作成した。また一元化震源のみについてこの算出式で補正した場合と補正しない場合とを比較すると、気象庁一元化地震カタログのみの規模別頻度分布は、前の 2 つの分布に比較して相対的に大きな地震ほど多く、かつ上に凸という分布を示した。この傾向は平成 18 年度の三陸沖北部での調査結果と同じである。さらに検出した非一元化震源と一元化震源との地震にこれらの算出式を適用し、マグニチュード別積算頻度曲線を作成した。その曲線からマグニチュード M1.5 から M3.9 までの規模別頻度分布はマグニチュードとほぼ直線関係にあると見做すことができ、これに基づく G-R 式の b 値はほぼ 0.9 と求まった。平成 18 年度に調査した三陸沖北部の解析では、この値より小さな b 値 (0.7) を示し、根室沖と三陸沖北部とで b 値の違いが明らかになった。また G-R 式に適用できた下限のマグニチュードは、根室半島沖では 1.5 であるが、三陸沖北部の場合は 0.6 が下限のマグニチュードであった。ところで小さな b 値を示した三陸沖北部は、ZMAP で静穏化が確認された海域でもあり、今後の地震活動の推移を注目したい。

5) 地震のクラスター分布の図化

平成 19 年度では、2005 年 10 月 1 日から 2007 年 9 月 30 日までの最近 2 年間に発生した地震の時空間分布から、その発生の時空間的クラスターの度合い (クラスター強度) について調べた。根室半島沖～十勝沖では、2003 年十勝沖地震 (M8.0)、2004 年浜中沖 (釧路沖) 地震 (M7.1)、および 1973 年根室半島沖地震 (M7.4) のアスペリティ周辺で比較的大きなクラスター強度が深さ 40km～50km に現れた。一方、三陸沖北部ではそれほど顕著なクラスターは出現しなかった。

6) 相似地震の検証

小さなアスペリティの繰り返し破壊という視点で、東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布の調査報告がある (五十嵐・他、2000)¹²⁾。ここでは平成 18 年度の調査 (北海道大学、2007)⁴⁾ と同様に、比較的集中して発生した地震に注目し、波形が類似した相似地震の地震波形間の相互相関係数、および波形の重ね合わせによる全波形の類似性を調べた。調査対象としたクラスター地震は 2003 年十勝沖地震の約 1 年前の 2002 年の海底地震観測で観測された地震群と 2003 年十勝沖地震直前の観測に確認された微小地震群である。対象となった観測点は、2002 年の地震観測については、観測点 2002_DJ、そして 2003 年十勝沖地震直前の観測については、観測点 2003_DHH の 2 地点である。1 年前のクラスター地震は少数の隣接した地震間で短期間相関係数が高くなるのが散発的に現れた。一方直前のクラスター地震の場合は、大地震発生直前のわずか 50 日間程度の観測ではあるが、クラスター地震間の相関係数の高い地震が多発し、その高い期間が連続していた点は、平成 18 年度の調査 (北海道大学、2007)⁴⁾ した観測点 2003_DU の調査と同じ傾向であった。しかしこれらの特徴は、1 年前の観測点 2002_DJ で見られた散発的クラスター地震とは明らかに異なっている。このように大地震の直前でその震源域で発生する地震がどの程度クラスター化するのか、またそれぞれの地震波形間の相関性が時間とと

もにどのように変化するのか、大変興味深い結果が示されたと言えよう。

(e) 引用文献

- 1) Wiemer, S., and M. Wyss, Seismic quiescence before the Lander (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 900-916, 1994.
- 2) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（当南海・南海地震）（日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震）、平成 16 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 214-227、2005。
- 3) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（当南海・南海地震）（日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震）、平成 17 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 219-236、2006。
- 4) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（当南海・南海地震）（日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震）、平成 18 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 195-223、2007。
- 5) Habermann, R.E., Precursory seismic quiescence: Past, present and future, *Pageoph*, 126, 279-318, 1988.
- 6) 高波鐵夫・村井芳夫・町田祐弥・齊藤市輔・牧野由美・勝俣啓・山口照寛、西野実、海底地震観測が明示した 2003 年十勝沖地震直前の顕著な現象、地震、57、291-3003、2005。
- 7) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24, 2003.
- 8) Katsumata, K., and Y. Yamanaka, The 29 November 2004 M7.1 Kushiro-oki earthquake: An event between the on-going seismic quiescence area and the asperity ruptured by the 1973 Nemuro-oki earthquake, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 69, 23-39, 2006.
- 9) 山中佳子・菊地正幸、アスペリティ —北海道編（その 1）—、2002 年度日本地震学会秋季大会講演予稿集、B52, 2002。

10) 宇津徳治、地震の規模別頻度の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める 1 方法、北海道大学地球物理学研究報告、13、99-103、1965。

11) 高波鐵夫・雨宮晋一郎、大地震直前の微小クラスター相似地震の抽出、日本地震学会講演予稿集(200 年度秋季大会)、D056、146、2006。

12) 五十嵐 俊博・松澤 暢・長谷川 昭、東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布、日本地震学会 2000 年度秋季大会、A47、2000。

(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
Kuwano, A, Hino, R, Shinohara, M, Yamada, Y, Mochizuki, K, Nakahigashi, K, Sakai, S, Kanazawa, T, Yamamoto, Y, Hasegawa, A, Amamiya, S, Murai, Y, Takanami, T	3D Seismic Velocity Structure and geometry of plate boundary around the rupture area of the 1968 Tokachi-Oki Earthquake	2007 IUGG	2007 年

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
なし。

(3) 平成 20 年度業務計画案

(a) 業務計画

- 1) 観測点配置に関する調整
- 2) 海底地震計の設置・回収
- 3) 陸域観測網による地震データの収集および解析システムの整備
- 4) 海・陸データ処理の分担
- 5) データ解析

(b) 実施方法

1) 観測点配置に関する調整

東京大学、東北大学とともに当該海域における地震活動状況および陸上に既設の地震観測網の配置を考慮して研究遂行上最適な観測点配置について検討し、観測実施にあたり関係各機関・団体等との調整を行う。

2) 海底地震計の設置・回収

東京大学、東北大学とともに三陸沖に展開した長期観測型海底地震計を回収する。福島県沖から房総沖にかけての領域で、海底地震計による長期観測を実施した後、最終年度にあたるため、全観測点での長期観測型海底地震計を秋ころまでに回収する。

3) 陸域観測網による地震データの収集および解析

既設の陸域観測網のデータの収集を実施する。

4) 海・陸データ処理の分担

東京大学、東北大学とともに三陸沖、福島県沖から房総沖にかけての領域のより正確な地震活動の把握をすすめるため、海・陸の地震データの処理を分担する。

5) データ解析

アスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、震源域でのアスペリティ、アスペリティ周辺のプレート上面付近およびプレート内部での地震活動度の時空間的分布を把握する。定量的な把握をすすめるため、地震の震源情報（発震時、震源位置、マグニチュード）を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータ Z 値をマッピングした可視化図（ZMAP）等を作成する。

(c) 目標とする成果

日本海溝・千島海溝周辺を対象として実施する長期海底地震観測に参加してデータ処理を分担する。アスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、震源域でのアスペリティ、アスペリティ周辺のプレート上面付近およびプレート内部での地震活動度の時空間的分布を把握する。定量的な把握をすすめるため、地震の震源情報（発震時、震源位置、マグニチュード）を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータ Z 値をマッピングした可視化図（ZMAP）等を作成する。さらに長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討、微小地震のクラスター分布の図化、およびそれらのクラスター地震間の波形類似性の調査などを実施する。