

日本海溝沿いの地震活動の長期評価

青森県東方沖から房総沖までの太平洋沿岸を含む日本海溝沿いの地域では、過去に大地震が数多く発生していることが知られている。本報告書は、日本海溝沿いのうち [図1](#) に示す青森県東方沖から房総沖までの領域を対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価してとりまとめたものである。評価にあたっては、これらの領域で発生した地震について行われたこれまでの調査研究の成果を参考にした。

1 はじめに

日本海溝は、日本列島が位置するプレートの下方に、東方から太平洋プレートが沈み込んでいる場所である。プレート境界が固着していることにより、沈み込みに伴って、両プレートの境界にはひずみが蓄積されている。過去にはこのひずみを解放する巨大地震や超巨大地震が発生しており、日本海溝沿いの地域を中心に強い揺れ（地震動）や津波をもたらした。最新のものは超巨大地震の平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震（以下、「東北地方太平洋沖地震」と呼ぶ）である。

地震調査委員会は、これまでに海溝型地震の長期評価を行ってきており、日本海溝沿いの地震活動については、「宮城県沖地震の長期評価」（平成12年公表）、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」（平成14年公表）としてとりまとめた。その後発生した東北地方太平洋沖地震を受け、平成23年11月に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」（以下、単に「第二版」と呼ぶ）を公表した。以降、従来の長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を進めているところである。「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（平成25年公表）、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（平成26年公表）、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）」（平成29年公表）では、地震の多様性や情報の不確実性を考慮する新たな長期評価手法を試行した。しかしながら、海溝型地震全般に適用できる新たな長期評価手法については検討途上である。

平成23年11月の改訂は、東北地方太平洋沖地震の直後であり、同地震やその影響に関する調査研究はその途上にあつたため、暫定的な評価として公表した。しかし、東北地方太平洋沖地震から約8年が経過し、震源域や沿岸域における調査研究は大きく進展した。そこで、新たな長期評価手法の検討途上ではあるが、新たに得られた知見を取り入れることで第二版を改訂し、「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」（以下、本評価と呼ぶ）として公表することとした。

本評価では、以下の点に留意した。

- ① これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、発生し得る地震の多様性を考慮した評価を試みる。その中には、過去に発生した地震よりも規模の大きなものが含まれ得る。
- ② 不確実性が大きな情報も、これに伴う誤差やばらつき等を検討した上で、評価に活用する。
- ③ データの不確実性などにより、解釈が分かれる場合は、複数の解釈について併記する。
- ④ 日本海溝沿いと同一太平洋プレートの沈み込み帯である、千島海溝沿いの地震活動も参考とする。

本評価は、主文と説明文から構成される。主文は、日本海溝沿いの地震活動について行った評価を簡潔にまとめた。説明文では、地震活動に関する複数の学説や、それらの不確実性等を含め、評価内容を詳細にまとめた。

2 評価対象領域について

日本海溝は、北海道の南東沖から銚子沖¹へ至る細長い溝状の地形である。北端は千島海溝に、南端は伊豆・小笠原海溝と連続している。プレート間地震（**3 評価対象地震について**を参照）の評価対象とした領域は、地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往の巨大地震の震源域（**4 地震の発生領域及び震源域の形態**を参照）、現在の地震活動等を考慮し、以下のように定義した（**図1**）。

- ・青森県東方沖及び岩手県沖北部
- ・岩手県沖南部
- ・宮城県沖
- ・福島県沖
- ・茨城県沖
- ・房総沖
- ・青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り

本評価対象領域南部では太平洋プレートの上にフィリピン海プレートが南から沈み込んでいる。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震は「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」で評価されているが、一部の地震発生様式が評価されていないため、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界部分で発生する地震を評価する領域として房総沖を定義した。

このほか、深さ約100km以浅の沈み込んだ太平洋プレート内と海溝軸より約100km沖合の太平洋プレート内を、プレート内地震（**3 評価対象地震について**を参照）の評価対象領域とした。

3 評価対象地震について

評価対象とする地震を、地震の規模や発生過程を考慮して分類した（**図2**）。なお、本評価は日本海溝沿いで発生する比較的規模の大きい地震を対象とするが、陸地の地震動（揺れ）や津波の高さは地震の規模だけでなく、震源の位置や深さ等によって変わるため、必ずしも本評価の対象地震全てが被害をもたらすとは限らない。逆に、震源が陸域に近い場合は、評価対象より規模が小さくても被害が発生する可能性がある。

3-1 プレート間地震

二つのプレートの境界面が破壊される（ずれる）ことによって発生する地震を「プレート間地震」と呼ぶ。

本評価では、おおむねマグニチュード（ M ²）8を超えるプレート間地震を「プレート間巨大地震³」と呼び、それらよりも規模が小さい $M7.0$ 以上のプレート間地震を、「ひと

¹ 海底地形としての日本海溝は銚子沖までであるが、過去に三重会合点を越えて発生した可能性のある地震があるため、本評価ではより南方の八丈島東方沖付近までを評価対象とした。

² 地震の規模を表すマグニチュードには複数の種類があり、同じ地震でも種別により値が異なる。代表的なものに、気象庁が国内の地震計で観測した地震波の最大振幅を使って算出するマグニチュード（ M ）、地震計で観測した地震波全体を用いて発震機構とともに震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量を使って算出するモーメントマグニチュード（ M_w ）がある。また、解析手法も複数あり、同じ地震でも、手法や観測データが異なれば値も異なり、不確実性がある。

³ 「巨大地震」の明確な定義はない。しかし、地震学では $M8$ を超える地震を巨大地震と呼ぶことが多く、また、宇津・他（1987）は「 $M7\ 3/4$ 程度以上から巨大地震と呼んでも慣行に反することは無い」と述べ

まわり小さいプレート間地震」と呼ぶ。ただし、評価対象領域の中では、対象規模の地震の発生が確認されていない領域がある。また、宮城県沖の陸寄りの領域では、ひとまわり小さいプレート間地震が東北地方太平洋沖地震の発生前まで繰り返し発生していて、それらは「宮城県沖地震」として知られている。これを本評価では「宮城県沖の陸寄りでも繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）」と呼ぶ。

さらに、プレート間巨大地震の中で、複数の領域に震源域がまたがるものを「連動型の地震」と呼び、東北地方太平洋沖地震のような低頻度で発生するM9クラスの超巨大なプレート間地震を「超巨大地震」と呼ぶ⁴。本評価では、東北地方の太平洋沿岸に巨大津波を伴うものを「超巨大地震（東北地方太平洋沖型）」と呼ぶ。

プレート間地震の中には、プレート境界の浅部が破壊し、揺れは小さいが大きな津波をもたらす地震（以下、津波地震と呼ぶ⁵）がある。また、津波地震ではなくとも、プレート間地震で深部と浅部が同時に破壊し、津波を伴う場合がある（そのような地震として東北地方太平洋沖地震が挙げられる）。本評価では、これらの地震を「青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）」と呼ぶ。

3-2 プレート内地震

プレートの内部が破壊されることによって発生する地震を、「プレート内地震」と呼ぶ。

日本海溝沿いでは太平洋プレートが陸のプレートまたはフィリピン海プレートの下に沈み込んだ領域で、M7程度のプレート内地震が発生したことが知られている。本評価では、青森県東方沖から房総沖にかけての深さ約100km以浅の沈み込んだプレート内で発生する地震を、「沈み込んだプレート内の地震⁶」として扱う。

また、太平洋プレートの沈み込みに伴って、海溝軸よりも沖合の太平洋プレートの内部が破壊することによって発生する地震もあり、本評価では、「海溝軸外側の地震⁷」と呼ぶ。

4 地震の発生領域及び震源域の形態

4-1 地震の発生領域について

青森県東方沖及び岩手県沖北部、宮城県沖以外の領域については、ほぼ同一の震源域でも繰り返し発生している規模の大きな地震は知られていない。超巨大地震（東北地方太平洋沖型）については、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域（岩手県沖南部または茨城県沖）の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ可能性のある地震であると考えた。過去に日本海溝沿いで発生した主なプレート間地震とプレート内地震の発生領域と規模を、[表1](#)にまとめた。また、評価対象地震ではないものも含めて、近年発生した規模の大きな地震の震央分布を[図3](#)に示す。

評価対象領域の区域分けに関して、大地震の記録が比較的多く残っている青森県東方

ている。本評価でも、各領域で過去に発生した規模の大きな地震であることを示すために「巨大地震」という言葉を用いた。

⁴ 超巨大地震の表現は地震調査研究推進本部の「新たな地震調査研究の推進について（平成21年4月21日公表、平成24年9月6日改訂）」に従った。

⁵ 「津波地震」は地震学の用語（Kanamori, 1972）であり、津波地震のみが津波を発生させる訳ではなく、全ての評価対象地震について津波が発生する可能性がある。[図1](#)に示す海溝寄りの領域については、津波地震の震源域を示す場合に限り設定される領域であり、その他の地震の震源域がこの領域と重なる可能性がある。例えば、プレート間巨大地震が海溝寄りまで破壊する場合も想定され、大きな津波が発生する可能性がある。

⁶ 地震学では一般にスラブ内地震と呼ばれる。

⁷ 地震学では一般にアウターライズ地震と呼ばれる。

沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震を当該海域で発生する代表例と考えて設定した。宮城県沖については、1793年と1897年8月の地震によって生じた津波の波源域と、1978年宮城県沖地震の震源域を参考に設定した。房総沖は太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触域や太平洋プレート上面の地震活動から設定した。これら以外の領域は、[表 1](#)に整理されている地震の発生状況を踏まえ、震源域は特定できないものの、[図 1](#)に示したそれぞれの領域内のプレート境界で発生する可能性が高いと考えた。青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）については、震源域が同一ではない地震が発生しているため、青森県東方沖から房総沖の海溝寄りの領域のどこかで発生するものとした。

過去のプレート内地震（沈み込んだプレート内の地震、海溝軸外側の地震）についても、震源域が同一ではない地震が含まれているため、震源域を特定せず、それぞれの領域内の太平洋プレート内で発生するものとした。なお、[図 1](#)に示した範囲はプレート間地震に関するものであり、プレート内地震はこの領域の外側で発生するものも評価対象とした。

4-2 過去の地震について

歴史地震の記録や観測成果の中に記述された津波の記録、震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、日本海溝沿いで発生した主な地震を[表 2](#)のように整理した。

日本海溝沿いで発生した大地震については、869年の貞観地震まで遡って確認された研究成果がある。しかし、江戸時代より前（16世紀以前）については、資料の不足により、見落としている地震がある可能性が高い。以下ではこのことを考慮した。

4-2-1 複数の領域を震源域とした過去の地震

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

津波堆積物調査によると、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）は過去3,000年間に5回発生している。それぞれ新しい順に、2011年の東北地方太平洋沖地震、1611年の慶長三陸地震または1454年の享徳地震、869年の貞観地震、4～5世紀頃の地震、紀元前4～3世紀頃の地震に対応すると考えられる。超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表 3-1](#)にまとめた。

○東北地方太平洋沖地震

東北地方太平洋沖地震は2011年3月11日に宮城県沖で発生したM9.0 (Mw²9.0) の地震で、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の最新の活動である。この地震により宮城県栗原市で最大震度7を観測したのを始め、東日本を中心に強い揺れに見舞われた。また、東北地方太平洋沿岸では、津波の高さが10mを超えるとともに、津波が海岸から数km内陸にまで侵入し、広域に浸水被害を発生させた。この地震の震源域は、岩手県沖南部から茨城県沖までに及んでおり、その長さは約400km以上、幅は約200kmで、最大のすべり量は50m以上であったと推定される。特にすべり量の大きい領域は、宮城県沖の海溝寄りにある([図 4](#))。この地震により宮城県石巻市で最大で東南東方向に約5.3m移動し、約1.2m沈降する地殻変動を観測した。この地震が発生した後も非定常の地殻変動（余効変動）が観測されている。また、この地震の余震域は南北約500kmにわたる。最大の余震は同日15時15分に発生したM7.6の地震で、M6.0以上の余震が127回発生している（平成30年12月31日現在）。

東北地方太平洋沖地震の人的被害は、死者19,667人、行方不明者2,566人、負傷者6,231人で、物的被害は、全壊121,783棟、半壊280,965棟、一部損壊745,162棟と国内戦後最大の被害をもたらした（平成30年9月1日現在）。

○その他の超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

869年に地震があり、地震動及び津波を伴い、多数の死傷者が出た（貞観地震）。この地震の震源域は少なくとも宮城県沖から福島県沖にかけての領域を含む。地震の規模はMw8.3～8.6もしくはそれ以上と推定される。この地震によると推定される津波堆積物は、従来、宮城県から福島県北部の広範囲で発見されていたが、近年の調査から岩手県沿岸でも発見されている。

また、宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸では、東北地方太平洋沖地震を除くと過去3,000年間で4回の巨大津波による津波堆積物が見ついている。このうちの1回は869年の貞観地震によるものとして確認され、1回は1611年の慶長三陸地震⁸（Mw8.4～8.7）または1454年の享徳地震（Mw8.4以上）によるものと考えられる。他の2回（4～5世紀、紀元前4～3世紀）についてはその津波堆積物の分布から同様の地震である可能性がある。

以上のことから、東北地方太平洋沖地震に加えて、上記4回の地震も超巨大地震（東北地方太平洋沖型）に該当すると判断した。

4-2-2 各領域の過去の地震

(1) 青森県東方沖及び岩手県沖北部

プレート間巨大地震

青森県東方沖及び岩手県沖北部については、津波被害の記録が残るようなプレート間巨大地震が17世紀以降現在までに4回（1677年、1763年、1856年、1968年5月16日09時48分）発生したと考えた。このうち最近の3回の地震は死傷者が出ている記録がある。過去の地震の規模は、M7.4～7.9（Mt⁹7.6～8.2）であり規模の小さいものも含まれるが、古い地震のMは地震の近代的観測が始まった1885年以降に比べ信頼性が低く、被害規模から1968年の地震に匹敵するものと推測した（表2）。青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-2にまとめた。

ひとまわり小さいプレート間地震

上記4回の地震以外で、規模はひとまわり小さいが死傷者を伴った地震が発生している。平成6年（1994年）三陸はるか沖地震（M7.6）は死者3名を、1945年の地震（M7.1）は死者2名を伴った。気象庁震源カタログが整備されている1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に、M7.0以上の地震は10回発生している。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-3にまとめた。

(2) 岩手県沖南部

プレート間巨大地震

プレート間巨大地震と判断される地震は東北地方太平洋沖地震を除いて発生は確認されていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

⁸ 被害が明治三陸地震・昭和三陸地震より広く福島県までであったこと、当時は三陸という地名がなかったことから「慶長奥州地震」と呼ばれることもある。

⁹ Mt は「津波マグニチュード」のことであり、津波の高さの分布を使って算出する地震の大きさの指標である。Mt を決める計算式の係数は、Mt が Mw と平均的に等しくなるように決められており（Abe, 1981）、津波の遡上高をデータとして用いることで潮位観測データがない歴史地震にも適用可能（阿部, 1999）である。従って歴史地震の Mw を推定することが可能である。本評価で示す 1884 年以前の M の値は歴史記録等の被害から推定されたものであって、それ以後の近代観測で得られた M と十分に整合性がとれていない。また、定量的な値として扱う場合、被害記録に比べて津波記録は遡上高が使えるため、精度が高いことから、相互の大きさを比較する上でより信頼性が高いと考えられる。

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0以上の地震は1968年6月の地震（M7.2）の1回が知られている。これは同年5月に青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生した1968年十勝沖地震の余震である。地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-4](#)にまとめた。

（3）宮城県沖

プレート間巨大地震

1793年にM7.9と推定される地震があり、津波を伴い、44名以上の死者を出した。この地震は後述する宮城県沖地震の発生領域と連動した可能性がある。1897年8月にはM7.7の地震が発生し、死傷者はなかったが津波を伴った。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-5](#)にまとめた。

ひとまわり小さいプレート間地震

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0以上の地震は6～7回¹⁰が知られている。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-6](#)にまとめた。

宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）

ひとまわり小さいプレート間地震のうち、宮城県沖の陸寄りでは、一般に「宮城県沖地震」と呼ばれるM7.1～7.4の地震が繰り返し発生したことが知られている。震源位置などから1897年2月、1930年代（1933年、1936年、1937年¹¹）、1978年、2005年8月の地震活動を宮城県沖の陸寄りにおけるそれぞれ一つの地震活動とみなすと、1897年以降¹²、4回活動を繰り返している。いずれの地震も強い揺れを伴い、うち1978年宮城県沖地震は死者28名、負傷者1,325名と大きな被害を及ぼした。宮城県沖地震の発生領域、震源域の形態等は[表3-7](#)にまとめた。

（4）福島県沖

プレート間巨大地震

プレート間巨大地震と判断される地震は東北地方太平洋沖地震を除いて発生は確認されていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

1938年11月5～6日に、M7を超える地震が3回（M7.5、M7.3、M7.4）発生し、死者1名、負傷者数名の被害を伴った。この地震については知見が少ないが、沈み込んだプレート内の地震が1回、プレート間地震が2回であったと考えた。したがって、1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に2回発生したと評価した。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-8](#)にまとめた。

（5）茨城県沖

プレート間巨大地震

プレート間巨大地震と判断される地震は東北地方太平洋沖地震を除いて発生は確認さ

¹⁰ 7回のうち1937年の地震はプレート間地震／沈み込んだプレート内の地震いずれの可能性もあるため、1回分の幅を与えた。

¹¹ 1937年の地震は沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

¹² これより前にも宮城県沖地震と同様の地震が発生したという知見があるが、繰り返し発生したかどうかを議論するためのデータが十分でないと判断し、評価を行わなかった。

れていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0以上の地震が5回発生している。M7.5を超える地震として、期間外ではあるが、東北地方太平洋沖地震が発生した同日15時15分のM7.6の余震がある。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-9](#)にまとめた。

(6) 房総沖

プレート間巨大地震

プレート間巨大地震と判断される地震の発生は確認されていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

房総沖のひとまわり小さいプレート間地震の大部分は「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」で評価されているが、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」の評価対象領域外で発生したひとまわり小さいプレート間地震については評価されていない。しかし、そのような地震が過去に発生したと判断するには知見が不足している。

(7) 青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り

青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

青森県東方沖から房総沖の海溝寄りの領域では、過去にMt8以上の津波地震が発生し、津波により大きな被害が発生している。17世紀以降では、1611年の慶長三陸地震、1677年11月の延宝房総沖地震、1896年の明治三陸地震が知られている。特に、明治三陸地震による津波では22,000人近くの死者を伴った。また、東北地方太平洋沖地震は津波地震の定義から外れるが、海溝寄りの領域が特に大きくすべることにより津波高が高くなったため、当該地震に含めることとした。

よって、青森県東方沖から房総沖の領域全体では、顕著な津波を伴った地震が1600年から2011年3月11日までの約411年間に4回発生したと評価した。慶長三陸地震と明治三陸地震の震源域は同様であると推定されているものの、延宝房総沖地震や東北地方太平洋沖地震はそれらとは異なる震源域で発生していることから、繰り返し発生する地震としては扱わなかった。青森県東方沖から房総沖の海溝寄りのプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-10](#)にまとめた。

(8) 海溝軸外側

海溝軸外側の地震

過去に海溝軸外側で発生し、津波等により大きな被害をもたらした地震としては、三陸沖付近で1933年に発生した正断層型の地震（昭和三陸地震、M8.1）だけが知られている。この地震は地震動による被害は少ないが顕著な津波が襲来し、死者1,522名、行方不明者1,542名、負傷者1,092名の被害を及ぼした。

よって、海溝軸外側の領域では、顕著な津波を伴った地震が1600年以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約411年間に1回発生したと評価した。海溝軸外側の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は[表3-11](#)にまとめた。

なお、M7.0～7.5程度の海溝軸外側の地震については、顕著な被害が発生していないため、評価対象とはしなかった。この規模の地震の例として、2005年11月の地震（M7.2）、東北地方太平洋沖地震の本震発生直後の地震（M7.5）、2013年に発生し1名の負傷者を伴った地震（M7.1）がある。

(9) 沈み込んだプレート内

沈み込んだプレート内の地震（青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖）

M8を超える沈み込んだプレート内の地震の発生は確認されていない。しかし、同じ太平洋プレートが沈み込む千島海溝では、1994年にM8.2の地震が発生しているため、この領域でも発生する可能性は否定できない。

M7.0～7.5程度の規模の沈み込んだプレート内の地震は、1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に3～4回¹³（1937年、1938年、1968年5月16日19時39分頃、2003年）発生している。1938年の地震は福島県沖で群発的に発生した福島県東方沖地震の一部で、M7.4の正断層型の地震であったと推定されている。1968年の地震は青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生したM7.5の地震で、津波を伴った。この地震は1968年十勝沖地震の余震であると考えられている。2003年の地震は宮城県沖で発生したM7.1の地震で、最大震度6弱を観測し、負傷者174名の被害を伴った。

東北地方太平洋沖地震以降、沈み込んだプレート内の地震は高い頻度で発生している。2011年4月には、宮城県沖でM7.2の地震があった。宮城県で最大震度6強を観測し、死者4名、負傷者296名の被害を伴った。また、2011年7月に宮城県沖でM7.3の横ずれ断層型の地震があった。2012年12月には宮城県沖でM7.3の地震が発生した。最大98cmの津波を観測し、死者1名の被害を伴った。この地震は海溝軸近傍で正断層型と逆断層型の二つの地震が同時に発生したと推定されている。海溝軸外側の地震である可能性もあるが、本評価では沈み込んだプレート内の地震として扱った。

なお、M7よりも小さな規模であっても、2008年の岩手県沿岸北部の地震（M6.8、死者1名・負傷者207名）などの被害地震が発生している。

これらの地震が繰り返し発生していることは確認されていないため、青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖にかけてのどこかで発生するものと評価した。深さは、千島海溝沿いで発生した同種の地震から、約100km以浅とした。

沈み込んだプレート内の地震における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-12にまとめた。

沈み込んだプレート内の地震（房総沖）

1909年の地震（M7.5）と1953年の地震（M7.4）が該当するが、その他の地震については沈み込んだプレート内の地震と判断するだけの十分な知見がない。また、房総沖で発生する沈み込んだプレート内の地震の大部分は、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」ですでに評価されている。

5 日本海溝沿いで発生する将来の地震について

日本海溝沿いで将来地震が発生する確率は、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、2001）¹⁴に基づき、青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート

¹³ 4回のうち1937年の地震はプレート間地震／沈み込んだプレート内の地震いずれの可能性もあるため、1回分の幅を与えた。

¹⁴ ある事象に関して、過去の時系列データから将来の発生確率を予測する統計的な手法において、事象が発生する毎に状況が更新される（振り出しに戻る）ものを更新過程と呼ぶ。そのうち事象が偶発的に起こる（即ち事象の単位時間あたりの発生回数が最新事象からの経過時間によらず一定な）モデルをポアソン過程と呼ぶ。一方、過去の時系列データのうち最新発生時期が分かっている場合には、事象の性質に応じて将来の予測をするモデルがいくつか提唱されており、地震による応力解放とプレート運動による応力蓄積の物理的過程と調和的なBPT分布モデルがある。地震調査委員会（2001）では、最新の活動時期が分かっており、特定の地域で繰り返し発生する可能性があるとして評価した地震の系列に対してはBPT分布モデルを採用し、それ以外の場合はポアソン過程を採用することとしている。

間巨大地震と宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）についてはBPT分布モデルを適用し、それ以外の地震については過去の地震の発生頻度からポアソン過程を適用して推定した。ただし、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）は、地震発生時期の不確実性を考慮する方法で将来地震が発生する確率を推定した。

個々の評価は以下の通りである。

5-1 複数の領域を震源域とする次の地震

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

地層に残された巨大津波の記録から、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）が過去3,000年間に5回発生したと考えられる。このうち2011年の東北地方太平洋沖地震の一つ前の活動としては、1611年の慶長三陸地震または1454年の享徳地震のいずれかが該当すると考えた。また、869年の貞観地震より前の活動は二つの年代幅（4～5世紀、紀元前4～3世紀）の中でそれぞれ1回ずつ発生したと判断した。その場合、個々の地震の発生間隔は約400～800年とばらつくが、平均発生間隔は約550～600年となり、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%と評価される（表4-1）。確率計算方法の詳細は説明4-3-1（1）を参照されたい。

震源域については、最新の活動である東北地方太平洋沖地震の知見から、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域（岩手県沖南部または福島県沖）の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震であると評価した。

将来発生する地震の規模については、東北地方太平洋沖地震を代表値としてM9.0程度と評価した。それ以前の貞観地震等については、これよりもやや小さい規模が推定されている。これらが東北地方太平洋沖地震と同程度であったかを解明、検証することは今後の課題である。

その他の超巨大地震

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）以外の超巨大地震として、東北地方太平洋沖地震の震源域の北側では、岩手県沖南部から十勝沖以东にかけて、南側では、福島県沖から房総沖以南にかけて連動するような地震も想定できるが、過去にそのような超巨大地震が発生したことは知られていない。したがって、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）以外の超巨大地震の発生を否定することはできないが、将来の地震の規模・発生確率等は不明である。

5-2 各領域の次の地震

（1）青森県東方沖及び岩手県沖北部

プレート間巨大地震

青森県東方沖及び岩手県沖北部の繰り返し発生する地震については、平均発生間隔が97.0年であり、2019年1月1日現在の経過年数が約50.6年であることからBPT分布モデルを用いて、今後30年以内の発生確率は5～30%と推定される（表4-2）。将来発生する地震の規模はM7.9程度と評価した。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域では東北地方太平洋沖地震以前の地震発生サイクルと比べて当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

海溝寄りまで破壊が及ぶ場合、地震の規模はM8.8に達するが、そのような地震は知られておらず、将来発生する地震の発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0～7.5程度の地震が10回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上である（表4-3）。

なお、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

（2）岩手県沖南部

プレート間巨大地震

岩手県沖南部では、当該領域内のみを震源域とするプレート間巨大地震の発生は知られていない。近年の地殻変動観測から、隣接する領域に比べてひずみが蓄積する速度は遅いと推測されている。しかし、近年実施された調査により、岩手県の太平洋沿岸で多くの津波堆積物が発見された。個々の堆積物を残す地震の規模や震源域は不明であり、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）や後述する津波地震等による津波の影響を含むと思われるが、当該領域でプレート間巨大地震が発生した可能性も否定できない。以上から、プレート間巨大地震が発生する可能性はあるものの、将来の地震の規模・発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

第二版では当該領域で被害を伴う地震が発生しなかったため、確率を計算しなかったが、本評価では被害の有無に関わらずM7.0以上の地震を対象として評価した。

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0～7.5程度の地震が1回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は30%程度である（表4-4）。

（3）宮城県沖

プレート間巨大地震

宮城県沖で発生したプレート間巨大地震として、1793年と1897年8月の2回の地震が知られている。東北地方太平洋沖地震は当該地震ではないが、宮城県沖の広い範囲を震源域として含む。1793年や1897年8月の地震と比べて、東北地方太平洋沖地震は規模が顕著に大きいことから、今後のひずみの蓄積過程が1793年や1897年8月の2回の地震後の状態と異なる可能性があるが、現在のひずみの蓄積状況を含め、まだ十分に解明されていない。そのため、発生頻度の計算には上記2回の地震と東北地方太平洋沖地震を用い、ポアソン過程を適用して地震発生確率を推定した。今後30年以内の地震発生確率は20%程度である（表4-5）。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域の陸寄りの部分では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

海溝寄りまで破壊が及ぶ場合、地震の規模はM8.6に達するが、そのような地震は知られておらず、将来発生する地震の発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0～7.5程度の地震が6～7回発生した。7回のうち1937年の地震は沈み込んだプレート内の地震の可能性もあるため、地震発生頻度を評価する際に1回分の幅を与えた。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度である（表4-6）。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域の陸寄りの部分では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）

2005年8月の地震までは、似たような領域を震源域とする地震活動が過去約100年間に4回（1897年2月、1930年代（1933年、1936年、1937年¹⁵）、1978年、2005年8月）繰り返し発生してきた。2005年の地震については、想定されていた宮城県沖地震の震源域の一部が破壊したとされていたが、東北地方太平洋沖地震では当該地震の震源域も大きくすべった。このような複雑な地震活動を説明するモデルは現時点では存在しないが、東北地方太平洋沖地震後、余効すべりの分布から同領域で固着が再開していると想定されることから、次の地震の発生サイクルに入っていると判断し、BPT分布モデルを適用して確率を推定した。よって、平均発生間隔38.0年、2019年1月1日現在の経過年数（約7.8年）を用いて、今後30年以内の地震発生確率は50%程度と推定される（表4-7）。将来発生する地震の規模は1978年宮城県沖地震の規模からM7.4前後とした。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、宮城県沖の陸寄りでは東北地方太平洋沖地震以前の地震発生サイクルと比べて、当該地震が発生しやすくなったと考えられる。例えば、あるモデルに基づく地震発生サイクルシミュレーションによると、次の宮城県沖地震が発生する間隔が短くなる可能性が指摘されている。また、当該領域での低角逆断層型地震の活動は東北地方太平洋沖地震以前より活発な状況が続いている。したがって、地震発生確率は上記の値より高い可能性がある。

前述した宮城県沖のプレート間巨大地震に比べ規模の小さい地震であるが、ほかの領域とは異なり、震源域が陸寄りに特定されているため、1978年宮城県沖地震のように大きな被害を引き起こす可能性があることに留意が必要である。

（4）福島県沖

プレート間巨大地震

福島県沖では、17世紀以降、当該領域内のみを震源域とするプレート間巨大地震の発生は知られていない。しかし、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定できないので、将来の地震の規模・発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

本評価では確率の計算に使用する地震を再度検討した結果、第二版で使用していた東北地方太平洋沖地震を除外し、1938年11月5～6日に相次いで発生した地震を個別に扱うこととした。その結果、1938年11月5日に発生した2回の地震を確率の計算に使用した。

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0～7.5程度の地震が2回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は50%程度である（表4-8）。

なお、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

（5）茨城県沖

プレート間巨大地震

¹⁵ 1937年の地震はプレート間地震／沈み込んだプレート内の地震いずれの可能性もある。

茨城県沖では、17世紀以降、当該領域内のみを震源域とするプレート間巨大地震の発生は知られていない。しかし、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定できないので、将来の地震の規模・発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

第二版では、M6.7～7.2で繰り返し発生する地震とそれ以外の地震を別々に評価していたが、繰り返し発生している地震以外でもM7を超える地震が多く発生していることから、本評価では両者を統合したうえでM7.0以上の地震を評価した。

1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間にM7.0～7.5程度の地震が5回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は80%程度である（表4-9）。

なお、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

(6) 房総沖

プレート間巨大地震

太平洋プレートとフィリピン海プレートとの境界で発生するプレート間巨大地震は知られていないため、将来の地震の規模・発生確率等は不明である。

ひとまわり小さいプレート間地震

太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生したひとまわり小さいプレート間地震の多くは、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」ですでに評価されている。一方、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」の評価対象領域外で発生したものについては、プレート内地震と区別できるほどの知見がない。そのため、房総沖で発生するひとまわり小さいプレート間地震の評価については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」を参照されたい。

なお、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」では、プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震をまとめて評価しており¹⁶、今後30年以内の地震発生確率は70%程度である。

(7) 青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り

青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

1600年から2011年3月11日までの約411年間に4回発生していることから、ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の発生確率は30%程度である。将来発生する地震の規模は、過去に発生した当該地震のMt等を参考にして、Mt8.6～9.0¹⁷と評価した（表4-10）。

(8) 海溝軸外側

海溝軸外側の地震

¹⁶ 太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生するプレート間地震だけでなく、太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生するプレート間地震、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生するプレート間地震、太平洋プレートやフィリピン海プレート内部で発生する地震をまとめて評価している。

¹⁷ Mt8.6, 9.0はともに阿部(2003)による値。阿部(2003)によると「遡上高の平均値に阿部(1999)のMt決定法を適用すると9.0が求められるが、この値は過大評価気味である」とのことであるが、本報告ではMt9.0も十分考えられると判断した。

1600年から2011年3月11日までの約411年間に1回（1933年の昭和三陸地震）発生していることから、ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の発生確率は7%である。将来発生する地震の規模は昭和三陸地震のMからM8.2前後と評価した（表4-11）。

このタイプの地震はプレート間地震の後に続けて発生することがある。例えば、2006年11月に千島列島で発生したM7.9のプレート間巨大地震の2ヶ月後に、海溝軸外側でM8.2の地震が発生した。また、1896年の明治三陸地震の38年後には、1933年の昭和三陸地震が発生した。明治三陸地震後の昭和三陸地震のように、プレート間巨大地震の数十年後に発生することがあるため、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震以降、長期間に渡って当該地震に注意する必要がある。¹⁸

（9）沈み込んだプレート内

沈み込んだプレート内の地震

沈み込んだプレート内の地震については茨城県沖以北のみ評価した。房総沖の沈み込んだプレート内の地震のうち多くは、プレート間地震と合わせて「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」ですでに評価されている。一方、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」の評価対象領域外で発生したものについては、数例を除いて、プレート間地震と区別できるほどの知見がない。そのため、房総沖で発生する沈み込んだプレート内の地震の評価については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」を参照されたい。

茨城県沖以北では、1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間でM7.0～7.5程度の地震が3～4回発生した。4回のうち1937年の地震はプレート間地震の可能性も沈み込んだプレート内の地震の可能性もあるため1回分の幅を与えた。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の発生確率は60～70%である（表4-12）。ただし、東北地方太平洋沖地震後、当該地震が高い頻度で発生しているため、地震発生確率は上記の確率よりも高い可能性がある。

房総沖について、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」によると、プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震をまとめて評価しており¹⁹、今後30年以内の地震発生確率は70%程度である。

なお、日本海溝と同様に太平洋プレートが陸のプレートに沈み込んでいる千島海溝では、M8を超える地震として、1994年北海道東方沖地震（M8.2）が発生していることから、日本海溝沿いにおいても同様の地震が発生する可能性も考えられる。

6 今後に向けて

今後新たな長期評価手法を構築する上で、次のような課題があることが明らかとなった。

- ・過去に発生した地震の履歴・場所・規模を解明するために、津波堆積物や深海底堆積物の調査を推進するとともに、歴史記録を網羅的に収集することが重要である。特に、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）のうち、2011年の東北地方太平洋沖地震以外の地震像は未解明の部分が多い。例えば、869年の貞観地震より前の地震の地質記録は、限られた地域にしか分布しておらず、地域間での対比が行えていない。また、869年の貞観地震の痕跡は岩手県、宮城県、福島県で発見されているが、今後は海域も含めて調査範囲を南北に拡充し、新たな情報に基づいて震源断層モデルを検討する必要がある。

¹⁸ ただし、プレート間巨大地震に伴って必ず誘発されるものではない。

¹⁹ 太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生するプレート間地震だけでなく、太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生するプレート間地震、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生するプレート間地震、太平洋プレートやフィリピン海プレート内部で発生する地震をまとめて評価している。

さらに、東北地方太平洋沖地震の一つ前の活動として、1611年の慶長三陸地震と1454年の享徳地震のどちらが該当するかは見解が分かれており、地質記録だけでなく歴史記録も収集し、それぞれの地震像の解明に努める必要がある。このほか、海溝寄りのプレート間で発生する津波地震についても、1677年の延宝房総沖地震の震源域・規模など未解明の部分が多く、地震像の解明に努める必要がある。

- ・海溝軸付近や沈み込む前のプレートの形状や構造を理解するために、海底の地形調査・地質調査・構造探査を推進することが重要である。これらの情報は津波の評価やプレート間地震の震源域を把握する上で重要な情報である。例えば、東北地方太平洋沖地震後の調査で、遠洋性粘土の連続的な分布が同地震の浅部における大すべりを規定する要因である可能性が指摘されている。また、津波地震は強い地震動を伴わず、海溝軸付近の変動により発生するとされているが、その発生メカニズムはよく分かっていない。震源域となる海溝軸付近の構造を理解することで、将来発生する津波地震のメカニズムの解明に貢献できる可能性がある。
- ・東北地方太平洋沖地震後のプレート間固着・すべりの時空間変化やプレート内の応力変化を解明することが重要である。そのためには、沖合での各種観測（地震、地殻変動、水圧等）を推進することが必要である。東北地方太平洋沖地震の震源域とその周辺では、余効すべりと粘弾性緩和が地震直後から現在まで継続しており、この間の固着・すべりの時空間変化やひずみの蓄積過程を解明することは、将来のプレート間地震を予測する上で不可欠である。一方、将来発生するプレート内地震については、プレート内の応力場の時空間分布を解明することが重要である。
- ・新たな長期評価手法の構築にあたっては上記のような調査・観測だけでなく、不確実性を考慮した確率計算手法の高度化や地震の多様性を考慮した物理的なモデルの構築等も必要である。例えば、宮城県沖地震のうち1930年代や2005年8月の地震は1978年の地震と比べると破壊域が南半分に偏っており、地震の規模が明らかに小さいとする知見もある。従ってBPTモデルを仮定した長期評価には相当の不確実性を伴うため、適切な評価方法の提案が必要である。また、観測点の配置や観測体制の違いにより、最近発生した地震と比べ、古い地震の震源に関する情報の信頼性は乏しい。さらに、宮城県沖地震だけでなく、将来の地震の評価には東北地方太平洋沖地震後のプレート間の固着・すべりの時空間変化やプレート内の応力変化を解明することが重要であるが、陸域と比べて沖合では地震や地殻変動の観測点が少ないため、震源決定や地殻変動量の不確実性が大きくなる。今後は自然現象である地震が内包する不確実性や観測技術・期間に限りがあることによる不確実性をより反映できるような確率計算手法の導入、地震の多様性を考慮した物理的なモデルの構築等を通じて、長期評価の高度化を図ることが重要である。

表 1-1 日本海溝沿いで発生した主なプレート間地震の規模と発生領域の目安（青森県東方沖及び岩手県沖北部、岩手県沖南部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖）

発生日年月日	地震名 ^{※1}	青森県東方沖 及び 岩手県沖北部	岩手県沖南部	宮城県沖	福島県沖	茨城県沖	M ^{※2}
1677/4/13		○					7.9
1763/1/29		○					7.4
1793/2/17				○			7.9
1856/8/23		○					7.5
1896/1/9						●	7.3
1897/2/20				●			7.4
1897/8/5				○			7.7
1898/4/23				●			7.2
1901/6/15			●				7
1901/8/10		●					7.4
1905/7/7					●		7.1
1915/11/1				●			7.5
1923/6/2						●	7.1
1924/8/15						●	7.2
1928/5/27		●					7.0
1931/3/9		●					7.2
1933/6/19				●			7.1
1935/10/18		●					7.1
1936/11/3				●			7.4
1937/7/27				● ^{※3}			7.1
1938/5/23						●	7.0
1938/11/5 17:43	福島県東方沖 地震				●		7.5
1938/11/5 19:50	福島県東方沖 地震				●		7.3
1943/6/13		●					7.1
1945/2/10		●					7.1
1960/3/21		●					7.2

1968/5/16 09:48	1968年 十勝沖地震	○					7.9
1968/6/12			●				7.2
1971/8/2		●					7.0
1978/6/12	1978年 宮城県沖地震			●			7.4
1981/1/19				●			7.0
1982/7/23						●	7.0
1989/11/2		●					7.1
1994/12/28	平成6年 (1994年) 三陸はるか沖 地震	●					7.6
1995/1/7		●					7.2
2005/8/16				●			7.2
2008/5/8						●	7.0
2011/3/9				●			7.3
2011/3/11 14:46	平成23年 (2011年) 東北地方 太平洋沖地震		◎	◎	◎	◎	9.0
2011/3/11 15:08		●					7.4
2011/3/11 15:15						●	7.6

(凡例：◎=超巨大地震 ○=プレート間巨大地震 ●=ひとまわり小さいプレート間地震)

※1 地震名は、気象庁または宇佐美・他（2013）による。

※2 Mは、1923年以降は気象庁を、それ以前は宇津・他（2001）、宇津（1999）の表に記述された値を採用した。ただし、1793年2月17日の宮城県沖のプレート間巨大地震のMは松浦・他（2006）による。

※3 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

表 1-2 日本海溝沿いの主な地震の規模と発生領域の目安（津波地震等、海溝軸外側の地震、沈み込んだプレート内の地震）

発生年月日	地震名 ※1	青森県東方沖から 房総沖の 海溝寄りの プレート間地震 (津波地震等)	海溝軸外側の 地震	沈み込んだ プレート内の地震 (青森県東方沖 及び岩手県沖北 部～茨城県沖)	M ※2
2011/3/11 14:46	平成 23 年 (2011 年) 東北地方 太平洋沖地震	○			9.0
1611/12/2	慶長三陸地震	○			8.1
1677/11/4	延宝房総沖地震	○			8.0
1896/6/15	明治三陸地震	○			8.2
1933/3/3	昭和三陸地震		○		8.1
1937/7/27				○※3	7.1
1938/11/6				○	7.4
1968/5/16 19:39				○	7.5
2003/5/26				○	7.1
2011/4/7				○	7.2
2011/7/10				○	7.3
2012/12/7				○	7.3

(凡例：○＝当該年月日に発生した地震の発生領域の目安)

※1 地震名は、気象庁または宇佐美・他（2013）によるが、掲載されていないものでも通称があれば記載した。ただし、1933年の海溝軸外側の地震は、同書では「三陸地震」と呼ばれているが、名称の混同を避けるため、「昭和三陸地震」とした。

※2 Mは、1923年以降は気象庁を、それ以前は宇津・他（2001）、宇津（1999）の表に記述された値を採用した。

※3 プレート間地震の可能性もある。

表2 日本海溝沿いで発生した主な地震のマグニチュード等

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 ^{注1}			死傷者数 ^{注2}		最大震度 ^{注3}	津波高 ^{注4}	
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者			
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	紀元前4～3世紀 4～5世紀 869/ 7/13	平均発生間隔は550年～600年程度 ^{注5}	8.3	8.6～ ^{注6}	— — 1,000	— — —	— — —	— — —	10以上	
	15～17世紀 ^{注7} 2011/ 3/11 14:46									9.0 ^{注8}
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9	7.7	—	—	—	—	6	
	1763/ 1/29		(7.3/4～8.0) ^{注9}							4
	1856/ 8/23		(7.9) ^{注9}			37	多数			
	1968/ 5/16 09:48		(7.8～8.0) ^{注9}			52	330	5		4.7
			7.9	8.2	8.2					
青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震	1901/ 8/10 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に10回発生	7.4	7.8	7.5	18 ^{注11}	— ^{注11}	—	0.3	
	1928/ 5/27		7.0	7.1	7.4	—	—	4	0.1	
	1931/ 3/ 9		7.2	7.2	8.0	0	0	4	0.2	
	1935/10/18		7.1	6.9	7.2	—	—	3	0.1	
	1943/ 6/13		7.1	7.3	7.3	—	—	4	0.3	
	1945/ 2/10		7.1	7.1	7.2	2	—	5	0.1	
	1960/ 3/21		7.2	7.5	8.0	0	0	4	0.6	
	1971/ 8/ 2		7.0	7.1	7.1	—	—	5	0.2	
	1989/11/ 2		7.1	—	7.4	0	0	4	0.5	
	1994/12/28		7.6	—	7.7	3	788	6	0.9	
	1995/ 1/ 7		7.2	—	7.0	—	1	5	—	
	2011/ 3/11 15:08 ^{注12}		7.4	—	—	—	—	5弱	—	
岩手県沖南部のひとまわり小さいプレート間地震	1901/ 6/15 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に1回発生	7	—	—	0	0	—	—	
	1968/ 6/12		7.2	7.4	7.0	—	—	4	0.8	
宮城県沖のプレート間巨大地震	1793/ 2/17	発生頻度は109.0年に1回(東北地方太平洋沖地震を含む)	7.9 ^{注13}	7.6	—	44以上	—	—	4～5	
	1897/ 8/ 5		7.7	7.8	—	0	0	—	2.4	
宮城県沖のひとまわり小さいプレート間地震	1897/ 2/20 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に6～7回発生	7.4	—	—	0	0	—	1	
	1898/ 4/23 ^{注10}		7.2	6.7	—	0	0	—	0.1	
	1915/11/ 1 ^{注10}		7.5	—	—	0	0	—	0.9	
	1933/ 6/19		7.1	7.1	7.2	0	0	4	0.1	
	1936/11/ 3		7.4	7.0	7.3	0	4	5	0.9	
	1937/ 7/27 ^{注14}		7.1	—	6.6	0	0	5	—	
	1978/ 6/12		7.4	7.4	7.6	28	1,325	5	0.6	
	1981/ 1/19		7.0	7.0	7.0	—	—	4	0.2	
	2005/ 8/16		7.2	—	7.2	0	100	6弱	0.1	
	2011/ 3/ 9		7.3	—	7.3	0	1	5弱	0.6	
宮城県沖の陸寄りでも繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震(宮城県沖地震)	1897/ 2/20	平均発生間隔は38.0年(1933年と1936年と1937年は一つの活動とみなす)最新発生時期は東北地方太平洋沖地震とする	7.4	—	—	0	0	—	1	
	1933/ 6/19		7.1	7.1	7.2	0	0	4	0.1	
	1936/11/ 3		7.4	7.0	7.3	0	4	5	0.9	
	1937/ 7/27 ^{注14}		7.1	—	6.6	0	0	5	—	
	1978/ 6/12		7.4	7.4	7.6	28	1,325	5	0.6	
2005/ 8/16	7.2	—	7.2	0	100	6弱	0.1			
福島県沖のひとまわり小さいプレート間地震	1905/ 7/ 7 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北	7.1	—	—	—	—	—	—	
	1938/11/ 5 17:43		7.5	7.6	7.8	1	9	5	0.6	

レート間地震	1938/11/ 5 19:50	地方太平洋沖地震発生までの約88年間に2回発生	7.3	7.6	7.7	0	0	5	0.6
茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震	1896/ 1/ 9 ^{注10} 1923/ 6/ 2 1924/ 8/15 1938/ 5/23 1982/ 7/23 2008/ 5/ 8 2011/ 3/11 15:15 ^{注12}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に5回	7.3 7.1 7.2 7.0 7.0 7.0	7.3 7.5 7.0	7.7 7.2 7.1 7.7 7.0 6.9	0 — — 0 — —	0 — — 0 — 6	5 4 5 5 4 5弱	0.1 0.2 0.4 0.2 微弱
青森県東方沖から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）	1611/12/ 2 1677/11/ 4 1896/ 6/15	1600年から2011年3月11日までの約411年間に4回発生（東北地方太平洋沖地震を含む）	8.1 8.0	8.4 8.0	8.4～8.7 ^{注16} 8.3～8.6 ^{注17}	5,000 540	— 多数	 8	21 8
海溝軸外側の地震	1933/ 3/ 3	1600年から2011年3月11日までの約411年間に1回発生	8.1	8.3	8.5	1,522 行方不明 1,542	1,092	5	28.7
沈み込んだプレート内の地震（青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖）	1937/ 7/27 ^{注14} 1938/11/ 6 1968/ 5/16 19:39 2003/ 5/26 2011/ 4/ 7 ^{注12} 2011/ 7/10 ^{注12} 2012/12/ 7 ^{注12}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に3～4回発生	7.1 7.4 7.5 7.1 7.2 7.3 7.3	7.3 7.7 7.7	6.6 7.7 7.9 7.0 7.1 7.0 7.2	0 0 — 0 4 0 1	0 0 — 174 296 0 15	5 5 5 6弱 6強 4 5弱	0.6 0.6 無 無 0.1 1.0
沈み込んだプレート内の地震（房総沖）	1909/ 3/13 ^{注19} 1953/11/26 ^{注19}		7.5 7.4	7.8 7.9	7.1 7.9	0 0	3 0	5	3

注1:Mの欄は1923年以降は気象庁を、それ以前は宇津(1999)、宇津・他(2001)の表に記述されたMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前のものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が劣る。宇津(1999)は、「1884年以前の震央の緯度・経度とマグニチュードは宇佐美(1996)によるが、同書に範囲として示されているものは範囲の中央値を記入し、また分数は小数に直し小数点以下1桁で打ち切った。」としている。また、宇津(1999)は、「1885～1980年の震源とマグニチュードは宇津(1982, 1985)の表による。」としている。

Mtは津波マグニチュード(阿部, 1988, 1999, 2003, 2011)による。津波マグニチュードとは、津波の高さの空間分布を使って算出する地震の大きさの指標である。地震の規模を表すマグニチュード(M)は、地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するのに対して、Mtは、津波の高さの空間分布を使って算出する地震の大きさの指標である。Mtを決める計算式の係数は、MtがモーメントマグニチュードMwと同じになるように決められている(Abe, 1981)。Mtは津波の遡上高をデータとして工夫して用いることで、潮位観測データがない歴史地震にも適用可能(阿部, 1999)であり、歴史地震のMwを推定する上で信頼性が高い。

Mwはモーメントマグニチュードである。モーメントマグニチュードとは、震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量から決められるマグニチュードである。この欄には主にISC(国際地震センター)とGEM(グローバル地震モデル)が作成したISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue version 4.0(1900-2013)を採用した。

注2:死傷者の欄は宇佐美・他(2013)、宇津(1999)、消防庁の資料による。表中「—」は記録がないことを指しゼロとは限らない。

注3:震度は気象庁による。1923年以降に発生した地震のみ記載した。また、1996年9月以降、震度5は震度5弱と5強に、震度6は震度6弱と6強に分けられる。

注4:津波高は渡辺(1998)及び気象庁の地震月報(1999年以降)に記載された最大の値を記した。た

だし、東北地方太平洋沖地震はMori et al. (2012)による。単位はmで、小数点2位を四捨五入している。最大全振幅記録であった場合は、値を1/2にして計算している。空欄は不明または記録なし。津波高については、波高、痕跡高、浸水高など測定方法が様々で、手法によって同じ津波・地区でも高さが大きく異なる。また、推定値であるものもあり、地形によって局所的に大きくなることもあるため、値は必ずしも最大とは限らず、そのほかの記録に比べて不確実性が大きい。

注 5:平均発生間隔はSawai et al. (2012)をもとに計算した。

注 6:貞観地震のMw8.6以上はNamegaya and Satake (2014)による。

注 7:15~17世紀のうち、1454年もしくは1611年のいずれかの地震が該当すると判断した。

注 8:2011年3月11日14時46分の東北地方太平洋沖地震のMは、気象庁によるMwの値を採用した。Mt9.1は海外の計測津波振幅から算出したもの、Mt9.4は宮古市田老周辺の南北約40kmの海岸の遡上高や浸水高から算出したものである。MwはISC-GEMカタログではMw9.1であるが、前述したMとの混乱を避けるため、気象庁が計算したMw9.0を掲載した。

注 9:宇佐美・他(2013)によれば、津波の記録等から、1677年、1763年、1856年のいずれの地震も1968年十勝沖地震に似ており、()内のMとなる可能性があることを指摘している。

注 10:ポアソン過程を適用して確率を計算する地震では、1923年より前の比較的規模の小さな地震は計算に使用しないこととした。

注 11:1901年8月10日の青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震は、前日に発生したM7.2と合わせて、青森県全域で死傷者18名(宇佐美・他, 2013)。

注 12:2011年3月11日14時46分の東北地方太平洋沖地震の余震は、確率の計算から除いた。

注 13:1793年2月17日の宮城県沖のプレート間巨大地震のMは松浦・他(2006)による。

注 14:1937年7月27日の地震はプレート間地震、プレート内地震いずれの可能性もある。

注 15:阿部(2008, 私信)による。

注 16:1611年の津波地震のMwは今井・他(2015)による。

注 17:1677年の津波地震のMwはYanagisawa et al. (2016)による。

注 18:1896年の津波地震のMt8.6及び9.0は(阿部, 2003)による。

注 19:房総沖で発生する沈み込んだプレート内の地震は、プレート間地震とまとめて「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」で評価されているため、確率は計算しない。

表3-1 超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	宮城県沖を必ず含み、隣接する領域（岩手県沖南部または福島県沖）の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ（図1参照）。	震源域は、東北地方太平洋沖地震の震源域（図4）等を参照して、総合的に判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。長さ約450km、幅約200km	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E （陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き）	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した（宮城県沖と同じ値を使用した）。
(5)発生間隔等	平均発生間隔 約550~600年 （BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.2~0.3） 最新発生時期(2011年3月11日)から2019年1月1日現在までの経過時間 約7.8年	仙台平野で調査された津波堆積物より推定された5回の地震（2011年・1454年または1611年・869年・4~5世紀・紀元前4~3世紀）の発生間隔から推定した。

表3-2 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1968年十勝沖地震についてのアスペリティモデル（永井・他，2001）、過去のほかの震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E （陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き）	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	平均発生間隔 97.0年 （BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.11） 最新発生時期(1968年5月16日)から2019年1月1日現在までの経過時間 約50.6年	1677年・1763年・1856年・1968年に当該領域において発生した、津波被害を伴った地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。

表3-3 青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 8.8年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が10回発生したため、発生頻度は8.8年に1回とした。

表3-4 岩手県沖南部のひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 88.2年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が1回発生したため、発生頻度は88.2年に1回とした。

表3-5 宮城県沖のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 109.0年に1回	1793年、1897年8月、2011年に当該領域において発生した3回の地震から発生頻度を求めた。2011年は当該地震ではないが、当該地震の震源域を含むので、発生頻度の計算に利用した。

表3-6 宮城県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 12.6~14.7年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が6~7回発生したため、発生頻度は12.6~14.7年に1回とした。

表3-7 宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の宮城県沖の陸寄り	震源域は、1978年宮城県沖地震についてのアスペリティモデル (Wu et al., 2008)、過去のほかの震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	平均発生間隔 38.0年 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.10) 最新発生時期(2011年3月11日)から2019年1月1日現在までの経過時間 約7.8年	1897年、1936年、1978年、2011年の平均発生間隔を算術平均で求めた。2011年は当該地震ではないが、当該地震の震源域を含むので、平均発生間隔と α の算出及び最新発生時期として利用した。

表3-8 福島県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	1938年の地震活動の領域がおおむね次の活動の震源域であると判断した。
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。主に低角逆断層型。複数の地震が続発することもある。	
(3)震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き	約N111° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 44.1年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が2回発生したため、発生頻度は44.1年に1回とした。

表3-9 茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	深さは、約60km以浅。具体的な地域は特定できない	
(4) 震源断層面における平均的なずれの向き	約N111° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 17.6年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が5回発生したため、発生頻度は17.6年に1回とした。

表3-10 青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1896年の明治三陸地震のモデル(Tanioka and Satake, 1996 ; Aida, 1978)を参考にし、同様の地震は青森県東方沖から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生する可能性があると考えた。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	日本海溝に沿って長さ約200km、幅約50km。具体的な地域は特定できない。	
(4) 震源断層面における平均的なずれの向き	約N111~112° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(DeMets et al. 2010)から推定した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 102.8年に1回	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間に顕著な津波被害を伴った地震が4回(1611年・1677年・1896年・2011年)発生したため、発生頻度は102.8年に1回とした。

表 3-11 海溝軸外側の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の海溝軸の外側 (おおむね100km程度)	震源域は、1933年の地震のモデル (Kanamori, 1971a, 1972; Ben-Menahem, 1977; ほか)を参考にし、同様の地震は青森県東方沖から房総沖の海溝軸付近から海溝軸外側の領域内のどこでも発生する可能性があると考えた。
(2) 震源域の形態	太平洋プレート内部	
(3) 震源域	日本海溝に沿って長さ約200km、幅約100km。具体的な地域は特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 411.2年に1回	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間において、顕著な津波被害を伴った地震が1回(1933年)発生したため、発生頻度は411.2年に1回とした。

表 3-12 青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖にかけての沈み込んだ太平洋プレート内の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の茨城県沖以北の領域及びその西側で陸域の深い部分(プレート内)。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	沈み込んだ太平洋プレート内部	
(3) 震源域	深さは約100km以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 22.0~29.4年に1回	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が3~4回発生したため、発生頻度は22.0~29.4年に1回とした。

表 4-1 次の超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 注1,3	地震後経過率 (期末) 注5	備考
今後10年以内の発生確率	ほぼ0%	0.03	地震発生時期の不確実性を考慮する方法で発生確率を算出した
今後20年以内の発生確率	ほぼ0%	0.05	
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%	0.06~0.07	
今後40年以内の発生確率	ほぼ0%	0.08~0.09	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%	0.10~0.11	
地震後経過率 (2019年1月1日時点)	0.01		経過時間約7.8年を平均発生間隔約550年~600年で除した値
次の地震の規模	M9.0程度注4		東北地方太平洋沖地震のM、Mt、Mwを参考にし、総合的に判断した。

表 4-2 次の青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等注1,3	地震後経過率 (期末) 注5	備考
今後10年以内の発生確率	0.001~3%	0.63	BPT分布モデルに平均発生間隔97.0年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.11$ （データから最尤法により求めた値）~0.24（陸域の活断層に対する値（地震調査委員会，2001））を適用して発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。
今後20年以内の発生確率	0.2~10%*	0.73	
今後30年以内の発生確率	5~30%*	0.83	
今後40年以内の発生確率	30~40%*	0.93	
今後50年以内の発生確率	60~70%*	1.04	
地震後経過率 (2019年1月1日時点)	0.52		経過時間約50.6年を平均発生間隔97.0年で除した値。
次の地震の規模	M7.9程度注4		過去の地震のMを参考にして判断した。ただし、海溝寄りまで破壊が及ぶ場合、規模が大きくなる可能性がある。

表 4-3 次の青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等注2,3	備考
今後10年以内の発生確率	70%程度	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が10回発生したため、発生頻度を8.8年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。
今後20年以内の発生確率	90%程度	
今後30年以内の発生確率	90%程度以上	
今後40年以内の発生確率	90%程度以上	
今後50年以内の発生確率	90%程度以上	
次の地震の規模	M7.0~M7.5程度注4	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表4-4 次の岩手県沖南部のひとまわり小さいプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	10%程度 20%程度 30%程度 40%程度 40%程度	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が1回発生したため、発生頻度は88.2年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。
次の地震の規模	M7.0～M7.5程度 ^{注4}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表4-5 次の宮城県沖のプレート間巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	9% 20%程度 20%程度 30%程度 40%程度	発生頻度を109.0年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。
次の地震の規模	M7.9程度 ^{注4}	過去の地震のMを参考にして判断した。ただし、海溝寄りまで破壊が及ぶ場合、規模が大きくなる可能性がある。

表4-6 次の宮城県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	50%程度 70～80% 90%程度 90%程度もしくはそれ以上 90%程度以上	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が6～7回発生したため、発生頻度は12.6～14.7年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。
次の地震の規模	M7.0～M7.5程度 ^{注4}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表4-7 次の宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1,3}	地震後経過率（期末） ^{注5}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	ほぼ0～0.08% 0.1～10%* 50%程度* 90%程度もしくはそれ以上* 90%程度以上*	0.47 0.73 1.00 1.26 1.52	BPT分布モデルに平均発生間隔38.0年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.10$ （データから最尤法により求めた値） ~ 0.24 （陸域の活断層に対する値（地震調査委員会，2001））を適用して発生確率を算出した。 次の理由から、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。 ①東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響 ②地震発生サイクルシミュレーションで次の宮城県沖地震が発生するまでの間隔が短くなる可能性があるため ③低角逆断層型地震の活動が東北地方太平洋沖地震以前と比べて活発な状況が続いているため
地震後経過率（2019年1月1日時点）	0.21		経過時間約7.8年を平均発生間隔38.0年で除した値
次の地震の規模	M7.4前後 ^{注4}		過去の地震のMを参考にして判断した。

表4-8 次の福島県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	20%程度 40%程度 50%程度 60%程度 70%程度	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が2回発生したため、発生頻度を44.1年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、確率はより高い可能性がある。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 ^{注4}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。複数の地震が続発することもある。

表4-9 次の茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	40%程度 70%程度 80%程度 90%程度 90%程度	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が5回発生したため、発生頻度を17.6年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該地震が発生しやすくなったと考えられるため、発生確率はより高い可能性がある。
次の地震の規模	M7.0～M7.5程度 ^{注4}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表4-10 次の青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	9% 20%程度 30%程度 30%程度 40%程度	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間に顕著な津波を伴った地震が青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖の海溝寄りで4回発生したと判断し、発生頻度を102.8年に1回とし、ポアソン過程を用いて青森県東方沖から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。
次の地震の規模	Mt8.6～9.0 ^{注4}	過去に発生した地震のMt等を参考にして判断した。津波地震である場合、MはMtより小さい。

表4-11 次の海溝軸外側の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	2% 5% 7% 9% 10%程度	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間に顕著な津波を伴った地震が海溝軸外側で1回発生したと判断し、発生頻度を411.2年に1回とし、ポアソン過程を用いて海溝軸外側のどこかで発生する確率を算出した。 1896年の明治三陸地震後の1933年の昭和三陸地震のようにプレート間地震の数十年後に発生することがあるため、東北地方太平洋沖地震後、長期間に渡って注意する必要がある。
次の地震の規模	M8.2前後 ^{注4}	過去に発生した地震のM、Mtを参考にして判断した。

表4-12 次の青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖にかけての沈み込んだプレート内の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2,3}	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	30～40% 50～60% 60～70% 70～80% 80～90%	1923年から2011年3月11日14時46分までの約88年間にM7.0以上の地震が3～4回発生したため、発生頻度を22.0～29.4年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。 東北地方太平洋沖地震以降、当該地震が高い頻度で発生していることから、発生確率はより高い可能性がある。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 ^{注4}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。ただし、同じ太平洋プレートが沈み込む千島海溝沿いでは、M8.2の地震が発生しているため、日本海溝沿いでも同様の地震が発生する可能性がある

注1：評価時点は全て2019年1月1日現在。

注2：ポアソン過程を用いているため、評価時点がどの時点でも確率は変化しない。

注3：地震発生確率は計算結果を丸め、表記する際は以下の規程を適用する。

<計算結果 (%)>	→	<評価としての表記例>
0.001 未満	→	「ほぼ0%」
0.001 以上 0.01 未満	→	「0.00d%」
0.01 以上 0.1 未満	→	「0.0d%」
0.1 以上 1 未満	→	「0.d%」
1 以上 10 未満	→	「d%」
10 以上 94.5 未満	→	「d0%程度」
94.5 以上	→	「90%程度以上」

地震発生確率に幅がある場合（例えば、BPT 分布モデルにおけるばらつきのパラメータ (α) に幅があり、 α の最大値・最小値を用いて計算した場合には地震発生確率に幅が現れる）は、次のように表現する。

表記例) 「ほぼ0%~0.007%」、「70%~80%」など

表記に幅がある場合、末尾の「程度」は必要ない。ただし「90%程度以上」の場合は除く。

表記例) 「60%~90%程度以上」など

最小値の表記が「90%程度」でかつ最大値の表記が「90%程度以上」の場合、「90%~90%程度以上」ではなく、「90%程度もしくはそれ以上」と表記する。

また、繰り返しを仮定した地震について、地震後経過率の推定値の最大値が、各評価対象期間末で0.7を超えるものについては、確率値にアスタリスク (*) を付与した。

注4：この報告書では、Mの数値の推定のばらつきについて、「程度」及び「前後」を使用。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注5：地震後経過率は、対象地震が発生していない仮定の下で、各期末時点で地震発生からの経過時間を平均発生間隔で割った値である。

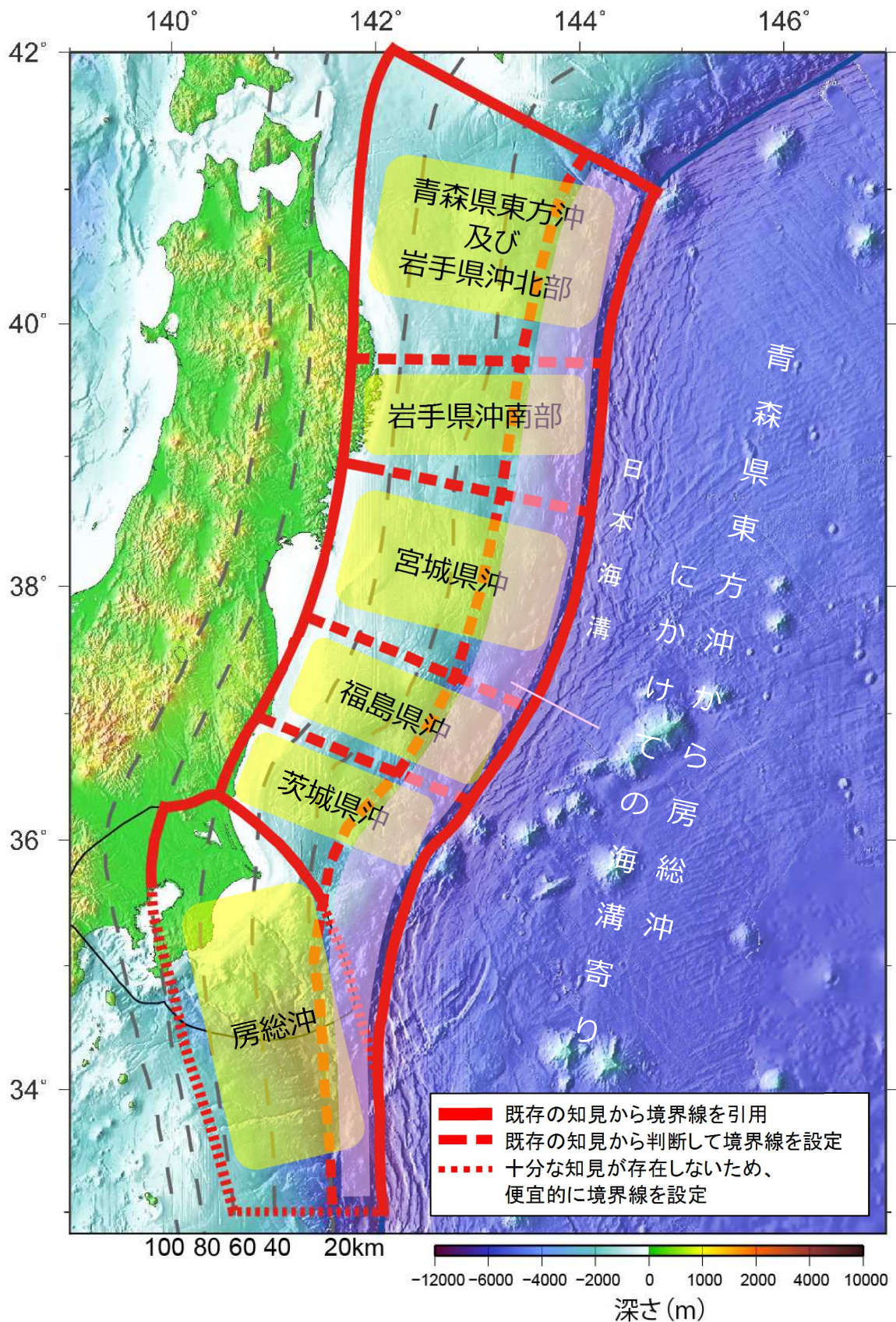


図1 プレート間地震の評価対象領域（赤枠）

プレート内地震は赤枠外で発生した地震も評価する。黒色実線は「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」の評価対象領域。灰色破線は横田・他（2017）による太平洋プレート上面深さの等深線。

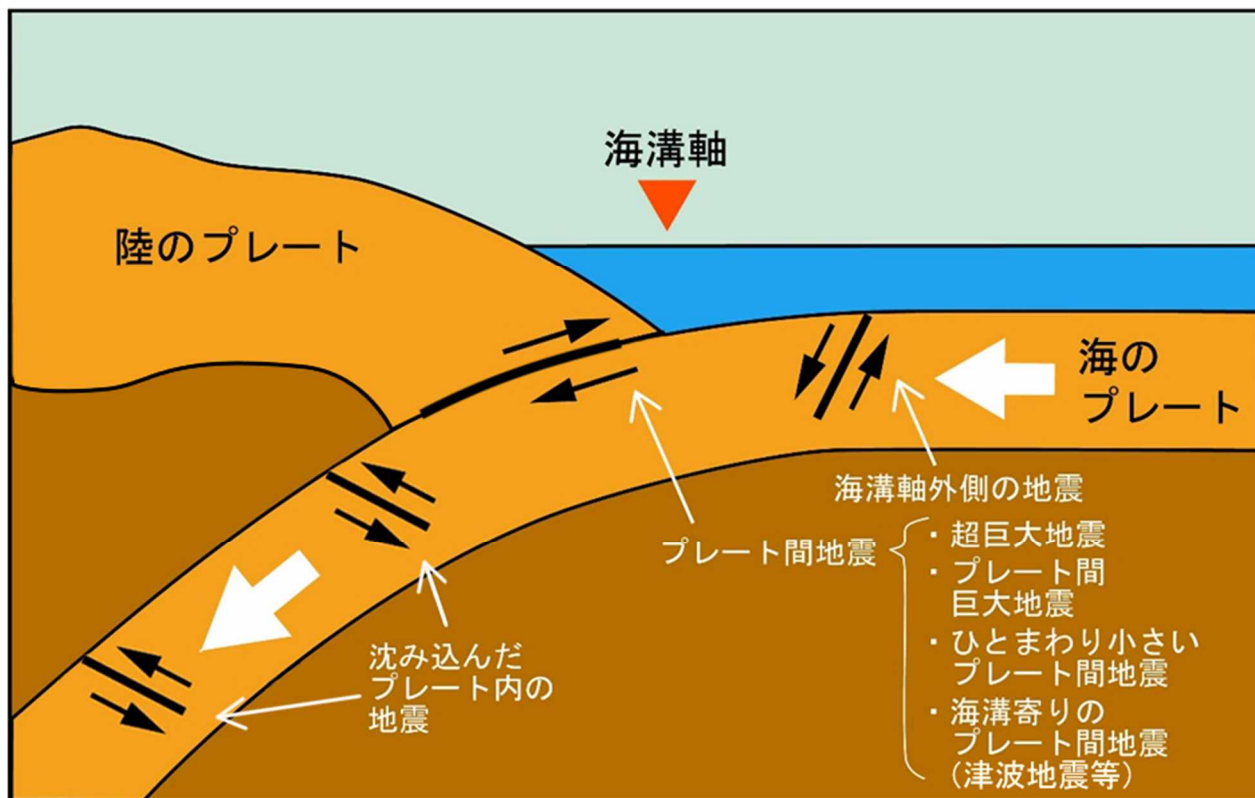
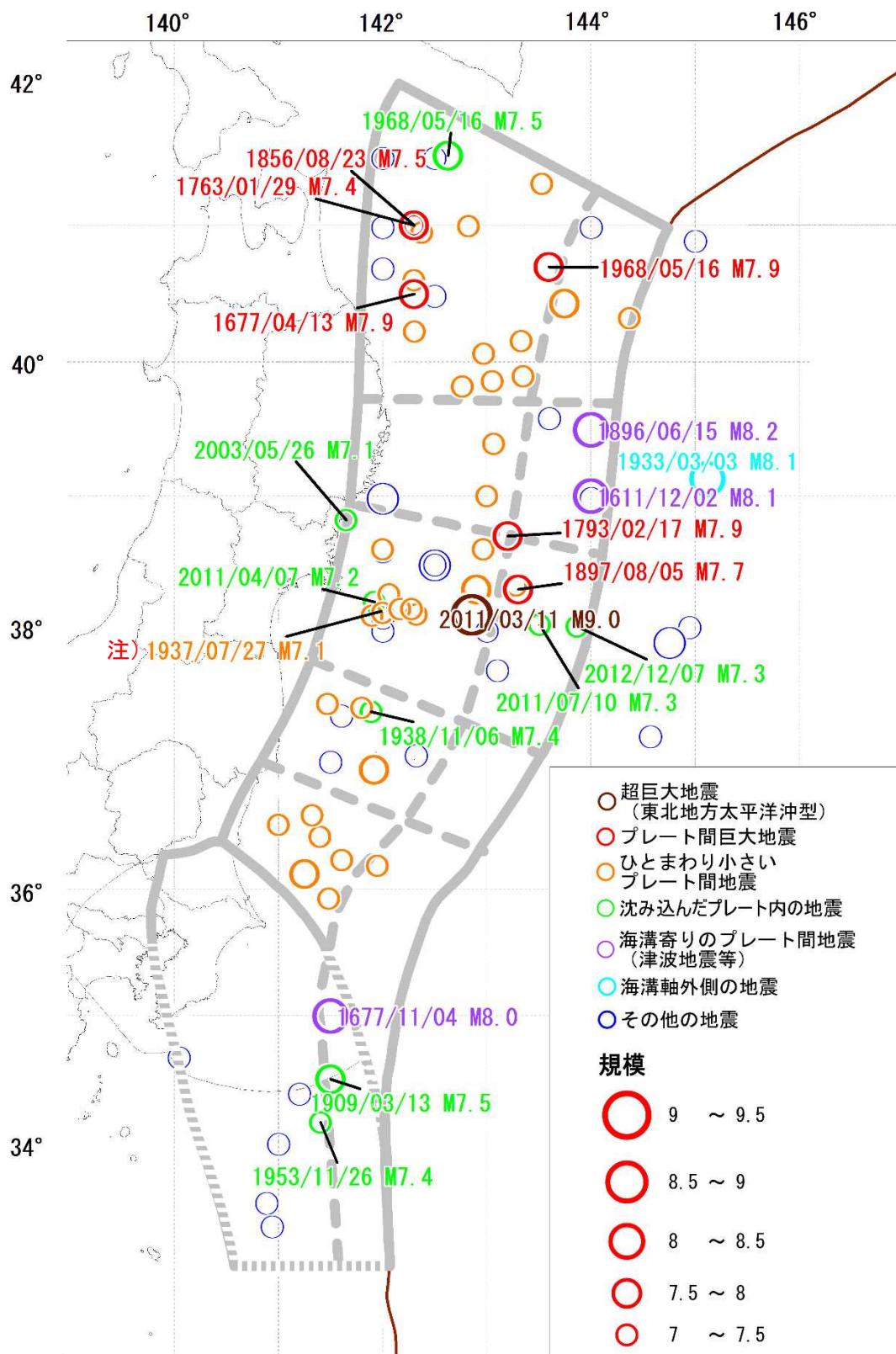


図2 評価対象地震の概念図

黒矢印は断層運動の例で、地震のメカニズムによって方向は変わる。白矢印はプレートの沈み込む方向を示す。



注) 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

図3 日本海溝沿いで発生した地震の震央分布 (M7.0以上)

震央と規模については、1923年より前は宇津(1999)、宇津・他(2001)、1923年以降は気象庁震源カタログによる。ただし、1793年2月17日の宮城県沖の地震の震央はMatsu'ura(2017)、規模は松浦・他(2006)による。

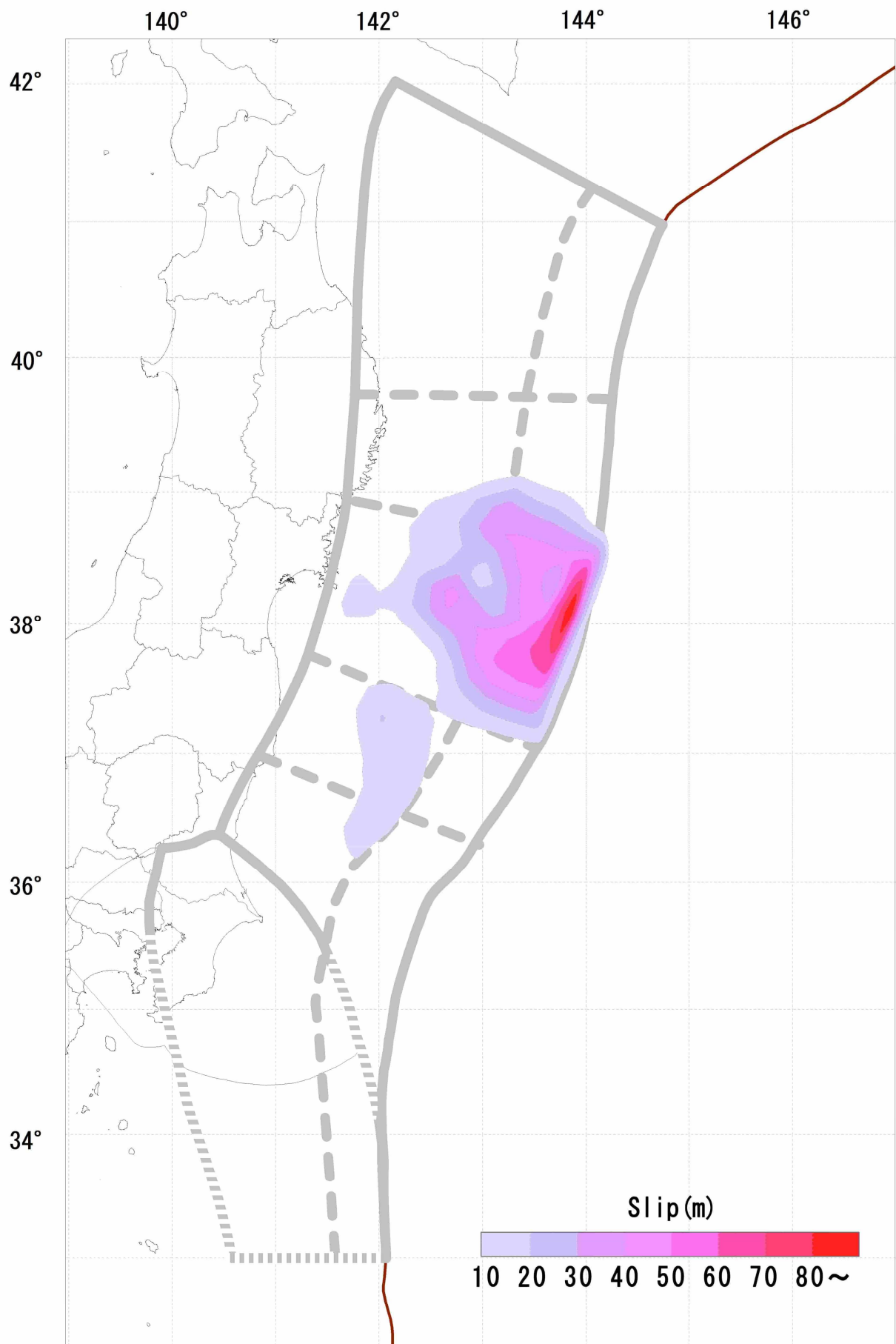


図4 東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布
Iinuma et al. (2016) をもとに作成

日本海溝沿いの地震活動の長期評価

説明

1	日本海溝沿いの地震に関するこれまでの主な調査研究	37
2	日本海溝の地形と構造	38
2-1	沿岸及び海底地形	38
2-2	地下構造	38
(1)	プレート形状	38
(2)	東北地方太平洋沖地震の震源域付近での海底掘削・反射法探査結果	40
3	地震活動・地殻変動	41
3-1	過去の大地震について	41
(1)	歴史記録のある地震	41
(2)	地形・地質学的手法により推定される地震	48
3-2	近年の地震活動等	50
3-2-1	地震活動の現状	50
3-2-2	地殻変動の現状	51
(1)	測地学的手法により検出される地殻変動	51
(2)	地形・地質学的手法により検出される地殻変動	52
3-2-3	プレート運動との整合性	52
4	日本海溝沿いの地震活動の長期評価の説明	54
4-1	評価対象領域	54
4-1-1	プレート間地震の評価対象領域について	54
4-1-2	プレート内地震の評価対象領域について	55
4-2	地震の発生位置及び震源域の形態	55
4-2-1	複数の領域を震源域とした地震	55
4-2-2	各領域の地震	55
4-3	日本海溝沿いで発生する将来の地震について	57
4-3-1	複数の領域を震源域とする次の地震	58
4-3-2	各領域の次の地震	59
4-4	多様な確率計算手法の試算	64
	引用文献	66

1 日本海溝沿いの地震に関するこれまでの主な調査研究

日本海溝沿いの地震の系列の同定にかかわる調査研究としては、869年の貞観地震まで遡って確認されたものを含めて、阿部・他(1990)、千釜・他(1998)、羽鳥(1973, 1975a, 1975b, 1976a, 1976b, 1998)、河野・他(2000)、Kono et al. (2000)、菅原・他(2001)、箕浦(1991)、阿部(1999)、地震調査委員会(1999, 2000)、宇佐美(2003)、宇津(1982, 1999)、Utsu(1984)、渡辺(1998)、渡邊(2000, 2001)、宇佐美・他(2013)等がある。

平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(以下、東北地方太平洋沖地震)は、日本国内で観測された最大規模の地震で、地震、測地、津波等に関して国内外で多くの観測データが得られた。この地震の震源断層モデルに関する調査研究が盛んに実施されており、その結果は、三宅・他(2016)、Tajima et al. (2013)、Koketsu et al. (2011)、Lay(2017)等にまとめられている。現在も余効変動が観測されていて、そのモデルについてはIinuma et al. (2016)等で推定が行われている。さらに、津波堆積物調査、海底の構造探査などの調査が進められている。

そのほかの過去に発生した事例の震源断層モデルに係わる調査研究としては、869年貞観地震については、Namegaya and Satake(2014)、菅原・他(2011)等がある。青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震については、相田(1977)、Kanamori(1971a, 1971b, 1972)、Fukao and Furumoto(1975)、Aida(1978)、Iida and Hakuno(1984)、Mori and Shimazaki(1983)、Kikuchi and Fukao(1985, 1987)、今井・他(2015)等がある。1896年及び1933年の地震については、Kanamori(1971a, 1972)、相田(1977)、Kawasaki and Suzuki(1974)、Ben-Menahem(1977)、藤井(1977)、Abe(1978)等がある。宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生する地震については、羽鳥(1975b, 1987a)、瀬野(1979)、Nishenko and Buland(1987)、神田・武村(2005)、Umino et al. (2006)、Kanamori et al. (2006)、Wu et al. (2008, 2009)、文部科学省研究開発局・他(2010)等がある。その他の海域を含めた宮城県沖については、相田(1977)、Aida(1978)、羽鳥(1987a)等がある。福島県沖については、Abe(1977)がある。茨城県沖については、名古屋大学(2008)、室谷・他(2003)、Mochizuki et al. (2008)等がある。

東北地方の太平洋沖合全体のアスペリティの研究としては、Yamanaka and Kikuchi(2004)、青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティの研究としては、永井・他(2001)がある。

津波の波源域及び歴史地震の研究として羽鳥(1975a, 1975b, 1976a, 1976b, 1987a, 1987b)、石橋(1986)、都司(1994)、都司・上田(1995)、渡辺(1997)、松浦・他(2006)などがある。

津波堆積物については、Minoura and Nakaya(1991)、文部科学省研究開発局・他(2010)、Sawai et al. (2012)、Ishimura and Miyauchi(2015, 2017)、高田・他(2016)などがある。

東北日本付近の太平洋プレートの沈み込みに関連したバックスリップモデルの研究としては、測地データを用いたEl-Fiky and Kato(1999)、並びにGNSSデータを用いた伊藤・他(1999)、Ito et al. (2000)、西村・他(1999)、Nishimura et al. (2000)、Hashimoto et al. (2012)等がある。

また、太平洋プレートの沈み込みに関連して発生する微小地震の震源分布等の研究としては、Umino et al. (1995)、海野・他(1995)、Kosuga et al. (1996)、Hino et al. (1996)、Igarashi et al. (2001)、宮城県沖付近の日本海溝周辺の海底下構造については、Miura et al. (2005)、Tsuru et al. (2002)、伊藤・他(2002)などがある。関東東方沖合のプレート境界の位置に関する研究としては、石田(1986)、長谷川・他(2013)、Ishida(1992)、Ito et al. (2017a, b)、野口・関口(2001)、Noguchi(2002)、Uchida et al. (2009)、Nakajima et al. (2009)などがある。

2 日本海溝の地形と構造

2-1 沿岸及び海底地形

日本海溝は、太平洋プレートの沈み込みによって形成された、東北日本弧とほぼ南北に併走する海底地形である（[図2-1](#)）。ここでは、藤岡（1985）、岡村（2012）を基に日本海溝周辺の海底地形について概観する。

北端の千島海溝との会合部では、襟裳海山が海溝下に沈み込みつつある。海山の頂上水深は約3,700m（比高約4,200m）で、襟裳海山の東側に広がる深海平坦面には拓洋第1海山、凌風第2海山等が分布している。

南端の銚子沖では、第1鹿島海山が海溝に沈みこんでいる。頂上水深は3,500m程で、比高はおよそ3,000~4,000mである。第1鹿島海山は断層によって西半分と東半分に分断されていて、西半分は海溝の中に突入しており（Mogi and Nishizawa, 1980）、海溝はここで浅くなっている。第1鹿島海山の背後には香取海山、第2~第5鹿島海山、磐城海山といった一連の海山列（常磐海山列、鹿島海山列）が北東側へと続く。

第1鹿島海山を分岐点に、北側が日本海溝、南側が伊豆・小笠原海溝と称されている（大島・他、1985）。海底地形名としては、第1鹿島海山は両海溝を分けるものとされているが、海溝の地形・地質構造の特徴は連続しており、東北日本弧と併走する海溝はさらに南の相模トラフとの会合点まで続く。この部分は、伊豆・小笠原海溝の北端部に相当する。

海溝の海洋側斜面には、太平洋プレートが日本海溝へもぐり込む際に生じるプレートの折れ曲がりによって、海溝周縁隆起帯（アウターライズ）が形成されている。海溝周縁隆起帯から海溝外側斜面にかけては、海溝軸または地磁気異常の縞模様と平行な正断層群による地塁・地溝構造が発達している。東北地方太平洋沖地震後は、地塁・地溝構造に沿って、海洋地殻内での地震が発生している（Obana et al., 2012; Obana et al., 2014）。地塁・地溝構造は海溝周縁隆起帯の西縁付近で出現し、海溝に近づくにつれ発達していく（Tsuru et al., 2000; Nakanishi, 2011; 岩淵, 2012）。

大陸斜面は海岸から海溝まで約200kmの幅があり、水深約3,000mまでは傾斜が緩やかで起伏がほとんどない深海平坦面が広がる。深海平坦面は、北部ほどその幅が広く、北緯38度以南では幅が狭くなる（岩淵, 1968）。東北日本弧-日本海溝の地形構造要素は北緯38度付近を境に南北で繋がらなくなり（藤岡, 1985）、海溝軸の走向も、北緯38度を境にして、以北ではほぼN-S、以南ではNNE-SSWへと変化する。反射法地震探査による断面図では、深海平坦面における圧縮変形を示す明瞭な断層・褶曲はほとんど認められないが、小規模な正断層が多数認められている。現在、観測されている大陸棚斜面浅部における東北地方太平洋沖地震の余震活動では、そのほとんどが東西に張力軸をもつ正断層型であり反射断面図で検出された正断層群と関連していると考えられる。

2-2 地下構造

(1) プレート形状

Hayes et al. (2012) は、全球的な地震観測網を用いて求められた地震カタログと周辺地域で実施された構造探査のデータ等を総合的に解釈することにより、地球表面を覆うプレートの三次元形状モデル（Slab1.0）を作成した。太平洋プレートについては、カムチャツカから伊豆弧に至るまでの大局的なモデルを構築し、公表している。一方、日本海溝周辺は世界で最も地震活動が活発な地域である。陸域では基盤的地震観測網をはじめとする均質かつ高密度な定常観測網による地震観測が継続的に実施されているほか、海域では自己浮上型の海底地震計を用いた調査が精力的に行われている。これらのデータにより求められた中地震~微小地震の震源分布や地震波速度構造等は、プレートにより詳細な形状把握に活用されている。例えば、Nakajima and Hasegawa (2006) は、全国均質な地震観測データを用いて気象庁により構築された震源カタログ（気象庁一元化震源カタログ）に基づき、新たな太平洋プレート形状モデルを提唱した。

日本海溝から沈み込む太平洋プレート形状は、海溝軸とほぼ平行な等深線により特徴づけることが出来る。北海道十勝沖で北西方向に傾斜していたプレートは、青森県東方沖及び岩手県沖北部にかけて尾根を形成しつつ、ほぼ西方向の傾斜となる。日本海溝沿いでは非常に緩やかな凹みを示しており、福島県沖から茨城県沖北部では西北西方向の傾斜に変わる。茨城県沖南部に再び緩やかな尾根状の変形があり、房総沖から小笠原弧にかけて再び西方向に傾く。

より詳細なプレート形状ならびに陸側モホ面との位置関係を把握することを目的に実施された様々な構造探査の結果、海溝軸付近では傾斜角3~5度程度の低角でプレートが沈み込むこと、プレートの沈み込みに伴って次第に傾斜は急になり、プレートの上面が陸側プレートのモホ面と接する

地点周辺でより高角な傾斜になる傾向があることが明らかになった。青森県東方沖及び岩手県沖北部では海溝軸から 80 km ほど離れた地点の深さ 15km で傾斜が 15 度になる (Ito et al., 2004)。平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震の余震活動はこの折れ曲がり点周辺で発生した。岩手県沖南部では、海溝軸から 120 km 西の深さ 21 km で傾斜が 11 度に達し、陸域下では 20 度以上の傾斜角を示す (Takahashi et al., 2004)。宮城県沖 (宮城県沖) 及び福島県沖では、傾斜角 5~6 度で海溝軸から沈み込んだプレートは 10 度程度までその傾きを次第に増大させる。宮城県沖では、陸側モホ面とプレート上面が接する付近の傾斜は 12 度であり、その約 30 km 陸側では 23 度程度とさらに高角に変化すると推察されている (Ito et al., 2005 ; Miura et al., 2005)。福島県沖では、陸側モホ面とプレート上面が接する付近で傾斜角が 26 度となることが示されている (Miura et al., 2003)。Ito et al. (2005) は、宮城県沖におけるプレート傾斜角の変化は東経 143.2 度付近と 142.3 度付近の 2 段階で生じており、それぞれが宮城県沖で発生する地震の破壊域の広がり東端に対応していることを示した。

大局的には単純な形状を示す太平洋プレートだが、プレート上には様々な規模の海山が存在し、プレート本体とともに日本海溝から陸側プレート下に沈み込んでいる。海山の存在は、太平洋プレート上面の局所的な凹凸として現れる。Mochizuki et al. (2008) は、茨城県沖に存在する海山周辺の海域において海底地震計を用いた調査に基づき、海山の沈み込み及びその痕跡が周辺で発生する M7 級の地震の破壊域の広がりや普段の地震活動に影響を与えていることを示した。プレート間で発生する大地震の活動やそのすべり域とプレート付近の構造不均質との関係については、地震波速度構造異常の観点からもいくつかの報告がなされている。Zhao et al. (2011) は、地震波走時トモグラフィ解析の結果、プレート境界直上の地震波速度が高速度異常を示す領域で東北地方太平洋沖地震の余震を含む M7 以上の地震が発生していること、東北地方太平洋沖地震の主すべり域が高速度異常領域と重なることを示した。また、宮城県沖は、様々な海底地震観測データと陸上観測網データを用いた高精度な三次元速度構造の推定とそれに基づく震源分布の把握が実施されている領域である。Yamamoto et al. (2008) は、三次元速度構造を用いて求めた震源分布の包絡線から、宮城県沖域のプレート形状を新たに推定した。また、得られた速度構造から、宮城県沖で発生するプレート間地震のすべり域は、マントルウェッジの速度構造の不均質と対応していること、局所的な速度構造 (V_p/V_s) の違いが、すべりの違いに反映されている可能性があることを示した (Yamamoto et al., 2011, 2014)。

房総沖の太平洋プレートは相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの下に位置するという複雑な構造を形成している。Uchida et al. (2009) は小繰返し地震活動に基づきフィリピン海プレートの北限位置の推定を行った。あわせて、北限位置より北側では陸側プレートと太平洋プレート間のカップリングが強く、地震活動が活発であるのに対し、南側ではプレート間カップリングが弱く、M7 を超える大地震はこれまでに発生した記録がないことを示した。

以上のように、日本海溝から沈み込む太平洋プレートの形状は、この地域のプレート間で発生した過去の大地震の震源域を規定する傾向にあることから、将来発生しうる地震の評価をする際に必要不可欠な基礎情報であると言える。最近、Fujie et al. (2016) は、岩手県沖南部の海溝軸外側を対象とした構造探査を行い、沈み込む前の太平洋プレート内の構造が海溝軸に平行な方向で変化していること、この構造の変化は三陸沖における地震活動度や速度構造の変化と対応することを示した。このことは、沈み込む前のプレートの構造的特徴を把握することにより、プレート間カップリングの海溝軸方向の変化を把握出来る可能性を示している。一方、東北地方太平洋沖地震ではプレート間の浅い部分で大すべりが生じたことが報告されているが、海溝軸付近は陸域から離れていることもあり、プレートの浅部形状モデルはデータの内外挿により推定されたものが多い。より現実的な津波の評価を行う際等には、海溝軸付近のプレート形状モデルの構築が重要となる。東北地方太平洋沖地震以降、日本海溝海底地震津波観測網の整備や「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」(文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 2014) をはじめとする様々な研究プロジェクトにより、現在も日本海溝域の調査観測が継続して実施されており、さらに詳細な情報が蓄積されつつある。

本評価では、内閣府の日本海溝・千島海溝モデル検討会により作成されたプレートモデル (横田・他, 2017) を用いた。このモデルは、地震の分布、海域の構造探査、火山フロントの位置等から推定されたもので、近年の調査・観測結果が反映されている。また、千島・カムチャツカ海溝の北端から伊豆・小笠原海溝の北緯 22 度付近まで、広範囲に設定されたモデルである。このモデルの海溝軸の位置は、海底地形データの最深部を滑らかにつなげている。プレート深部は、海溝軸にほぼ直交する断面を 70 本設定し、断面線の両側 50km 以内で発生した地震の分布上限を上端とした。浅部は、構造探査の結果を用いた。また、地震活動が低調な地域では、地震活動が活発な地域の火山フロントに

おけるプレート深度を求め、当該地域の火山フロントの位置にその深さを設定することでモデル化した。本評価で使用したモデルと、そのほかのプレートモデルとの比較を[図 2-2-1](#)～[2-2-3](#)に示した。

(2) 東北地方太平洋沖地震の震源域付近での海底掘削・反射法探査結果

東北地方太平洋沖地震では、地震前と地震後の地形の比較により、日本海溝の北緯38度00分から38度30分の海域で、顕著な大すべり(約50～70m)があったことが報告されている([図 2-3](#)) (Fujiwara et al., 2011; Sun et al., 2017)。また、海溝軸付近における反射法探査の結果から、地震断層の破壊が、いくつもの副次的な断層を作りながら海側へ進み、海底に到達していることが示された([図 2-4](#)) (Kodaira et al., 2012)。海溝軸まで及ぶ断層のずれは、海溝軸付近の地下構造にその変動の様子を記録していることが示されたため、東北地方太平洋沖地震以降、日本海溝に沿って広範囲に地下構造及び海底地形の調査が実施されている。一方、他の日本海溝海域の変動は明らかになっていなかった。特に、東北地方太平洋沖地震時に津波波高が三陸沖で最大であったことから、三陸沖海底でも大きな地形変動が考えられたが、解析の結果、三陸沖海底には、大すべりや大規模地すべりを示す大きな地形変動がないことがわかった([図 2-5](#)) (Fujiwara et al., 2017)。三陸沖で津波を極大化させた原因については、比較的広域な陸側下部斜面のアップリフトが可能性の一つとして考えられるが、まだ明らかにはなっていない。

上記の地形ならびに反射法探査の結果は、地震の前後数年の間に、海溝軸付近で大きな変動があったことは示しているものの、プレート境界断層の浅部で、地震性すべりが起きたことを直接的に示すものとは言えない。そこで、地球深部探査船「ちきゅう」を用いて、海溝軸付近のプレート境界断層に達する海底掘削が行われ、断層から地質試料を採取するとともに、断層運動で生じた残留摩擦熱の直接計測が行われた。採取された地質試料から、プレート境界断層を構成している岩石の種類と物性が明らかにされるとともに、地震発生から16か月後に孔内に設置された温度計アレー(数珠つなぎの温度センサー群)を用い、断層面及び近傍の残留摩擦熱の温度変化が長期(9か月間)にわたり直接計測された。その結果、大すべりを起こしたプレート境界断層は、非常に狭い範囲(厚さ5m以下)に発達していることが明らかにされるとともに、そこは強度が低く、かつ透水性が低い遠洋性粘土(スメクタイト)を約78%と多量に含んでおり、周りの地層に比べ弱い地層であることも示された([図 2-6](#)) (Chester et al., 2013)。また、プレート境界断層では周囲より0.31℃高い温度異常が見つかり、27MJ/m²のエネルギーが地震時に断層で消費されたことが明らかにされた(Fulton et al., 2013)。さらに、見かけの摩擦係数は0.08と見積もられたが、これは採取した試料を用いて行った高速摩擦実験との結果と調和的であり、thermal pressurization効果(高速すべりにより発生した摩擦熱により断層中の水が膨張することで引き起こされる剪断応力の低下現象)が生じたと考えられる(Ujiie et al., 2013)。

3 地震活動・地殻変動

3-1 過去の大地震について

(1) 歴史記録のある地震

日本海溝沿いで発生した大地震の歴史記録に関する研究では、869年の貞観地震まで確認された研究成果がある。しかし、16世紀（江戸時代）以前は資料の不足から地震が見落とされている可能性があるため、主に17世紀以降について整理した。

地震の特定にあたっては宇佐美（1996, 2003）、渡辺（1998）、阿部（1999）、宇津（1999）、地震調査委員会（2009, 2011）、宇佐美・他（2013）等の記述を参考にした。震源データに関しては、気象庁震源カタログ、宇津の表（1982, 1985, 1999）、Global CMT カタログを引用し、阿部の震源カタログ（Abe, 1981b, 1985 ; Abe and Noguchi, 1983a, 1983b）も併せて参照した。また、地震のマグニチュード（M）の値は1922年以前は宇津（1985, 1999）を、1923年以降は気象庁の値を採用することとした。ただし、近代観測が行われるようになった1885年より前は、1885年以降のものに比べ信頼性が劣ることから、1884年以前のMの信頼性は低い。これを補う観点から、津波マグニチュード（Mt）を併記した。Mtは阿部（1988, 1999）を参照し、1999年以降の地震についてはAbe（1981a）の手法から計算した。モーメントマグニチュード（Mw）については、ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue Version 4.0（1900-2013）を参照することとし、2014年以降については、Global CMT カタログを参照した。なお、ISC-GEM カタログでは、Global CMT カタログに掲載されている地震については、多くはそのMwが採用されている。ただし、カタログにない地震や、規模について複数の知見があるものはこの限りではない。

本報告書で評価対象とした震源分布を主文図3に示す。

(1-1) プレート間地震

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

・869年7月13日の地震（貞観地震）

「日本三代実録」によると、貞観11年（西暦869年7月13日）の地震で地震動があったこと及び津波によって多数の溺死者を伴ったことが記されている（吉田, 1906）。溺死者が記録された地点については多賀城とする説が有力だが、岩沼とする説もある（渡辺, 1998）。福島県相馬郡で高所に津波が這い上がったという伝承や、地震（津波）で松島ができたという言い伝えがある（渡辺, 1998）

岩手県から福島県にかけての太平洋沿岸の広範囲で、この地震と推定される津波堆積物が発見されている（3-1（2）を参照）。

・1454年12月12日の地震（享徳地震）

享徳3年（西暦1454年12月12日）に地震があったことが複数の資料に記録されている。このうち「王代記」によれば、奥州に津波が来襲し百里先の山の奥まで浸水し、多くの人々が海に流されて死亡した（行谷・矢田, 2016）。この地震による津波が青森県から福島県の太平洋沿岸の一部を襲い、内陸まで浸水した可能性がある。

また、宮城県石巻・仙台平野で行われた津波堆積物調査では、この地震と対比可能な堆積物が確認されている（Sawai et al., 2015）

・1611年12月2日の地震

青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り地震（津波地震等）で後述する。

・2011年3月11日14時46分の地震（東北地方太平洋沖地震）

2011年3月11日14時46分に三陸沖でM9.0（Mt9.0、Mw9.0（Global CMT解はMw9.1））の地震が発生した。この地震により宮城県栗原市で最大震度7を観測したのをはじめとして、東日本を中心に強い揺れに見舞われた。GNSS観測の結果によると、東北地方から関東地方の広い範囲で地殻変動が観測された。牡鹿観測点（宮城県）では東南東方向に約5.3mの水平移動、約1.2mの沈降が観測された（地震調査委員会, 2011b）、沿岸を中心に大きな地盤沈下が発生した。震源のほぼ真上に位置する宮城県沖の海底基準点においては地震前と比べて東南東に約24m移動、約3m隆起したことがわかった（Sato et al., 2011）。また、この地震に伴い巨大津波が発生し、非常に高い波高の津波で大きな遡上高さになったこと、非常に長い波長の津波によって広い浸水をもたらしたことの二つが同時に発生したことが特徴的である。岩手県宮古市重茂姉吉（おもえあねよし）において40.4mの遡上高を

観測したほか、北緯 38 度付近（岩手県南部）を境界として、それより北部のリアス式海岸で 30m を超える遡上高となった（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2011a, 2011b）。三陸沿岸では痕跡高が 20m を超える地域が南北に約 290km 以上にわたり、痕跡高が 10m を超える地域については青森県から茨城県にわたる約 425km に広がっていることがわかった（Mori et al., 2012）。地盤沈下の影響もあり、海岸から数 km 内陸にまで津波が侵入した結果、津波による浸水面積は、全国で 561km²（青森県 24km²、岩手県 58km²、宮城県 327km²、福島県 112km²、茨城県 23km² 及び千葉県 17km²）に達したと推計される（内閣府，2011）。

内閣府（2012）によると、東北地方太平洋沖地震は通常のプレート間地震と津波地震が同時に発生したとされている。本評価では、海溝寄りの領域まで破壊が及んだプレート間地震と考え、東北地方太平洋沖地震を「地震の揺れは小さいが、津波が大きい」、あるいは「Ms と Mt の差が 0.5 以上」という意味での津波地震であるとは評価していない。ただし、海溝付近で非常に大きな地殻変動が観測され、プレート境界の浅部が大きくすべったと推測されるため、海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）としても扱った。この地震の余震域は南北 500km にわたり、規模の大きなものも発生している。

余震を含んだ一連の地震活動による人的被害は、死者 19,667 人、行方不明者 2,566 人、負傷者 6,231 人で、物的被害は、全壊 121,783 棟、半壊 280,965 棟、一部損壊 745,162 棟と戦後最大の被害をもたらした（消防庁災害対策本部，2018）。死因の 90%以上が溺死となっている（内閣府，2011）。
主文図 4、[図 3-1](#)～[3-8](#)、[Appendix 1](#) を参照。

プレート間巨大地震

<青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震>

青森県東方沖及び岩手県沖北部においては、プレート間地震の可能性のある地震として、17 世紀以降、4 回の地震が知られている。これらの地震について、過去の調査研究結果を踏まえ、津波及び震度分布の状況から繰り返し発生する地震として扱うこととした。

・1677 年 4 月 13 日の地震

1677 年 4 月 13 日（延宝 5 年 3 月 12 日）に地震（M7.9、Mt7.7）があった。八戸に震害があったが、青森・仙台被害なし。地震後 1 時間で津波があり、大槌・宮古・鉾ヶ崎等で被害を生じている（宇佐美・他，2013）。八戸の史料から本震の震度は 5 と見られる。江戸でも有感となった。大田名部で船多数流失など津波被害あり（渡辺，1998）。津波の高さは、下北半島から小名浜にかけて 1m 以上であり、特に岩手県沿岸では 5m 以上（最大は岩手県撰待の 13.1m）であった（都司・他，2014）。[図 3-9](#) 参照。

・1763 年 1 月 29 日の地震

1763 年 1 月 29 日（宝暦 12 年 12 月 16 日）に地震（M7.4、Mt7.9）があった。陸奥八戸、前年の 11 月初めより地震を発生し、この日大地震となる。震度 5 弱相当以上となったのは、青森県東部から岩手県北部にかけてであった。江戸でも有感であった。八戸でとところどころ破損、小船沖に引かれ破船、平館で家潰 1、死者 3 などの被害が報告されている。函館では揺れを強く感じ津波があった（宇佐美・他，2013）。津波の高さは、函館と八戸から宮古にかけて 1～2m であり（都司・他，2014）、1677 年 11 月、1856 年、1968 年の地震と比べて小さい。[図 3-10](#) 参照。

・1856 年 8 月 23 日の地震

1856 年 8 月 23 日（安政 3 年 7 月 23 日）に地震（M7.5、Mt7.6）があった。震害は少なかったが、八戸城内で破損等の記録あり。震度 5 弱相当以上となったのは、北海道南部（襟裳岬付近）、青森県東部から岩手県までであった。有感範囲は中山道に及び、江戸では柔らかいけれど長く揺れたとされている。地震後、津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。津波の高さは最大で函館で 3.6～3.9m など。南部藩では溺死者 26 名などの被害、八戸藩でも死者 5 名などの報告あり、1968 年の十勝沖地震によく似ている（宇佐美・他，2013）。震度分布と津波の波源域は 1968 年十勝沖地震と酷似（渡辺，1998）している。津波の高さは、岩手県の野田で約 6m（浸水高）、大槌で約 5m となっており、岩手県の沿岸で高かった（羽鳥，1973）。[図 3-11](#) 参照。

・1968 年 5 月 16 日 9 時 48 分頃の地震（1968 年十勝沖地震）

1968年5月16日に地震(M7.9、Mt8.2、Mw8.3)があった。この地震では、かなりの津波が生じ、太平洋沿岸の各地を襲った。波が一番高かったのは、八戸の北、野田、宮古湾等で、平均潮位上5mに達したが、ちょうど干潮時であったため津波の被害はそれほどでもなかった(宇佐美・他, 2013)。最大6mぐらいの高さに達したところもあった(地震調査委員会, 1999)。震度5弱相当以上となったのは、北海道南西部から青森県東部、岩手県の北部であった。被害は、北海道・青森県・岩手県が大部分で南は埼玉県にまで及ぶ(渡辺, 1998)。有感範囲は、静岡県東部まで及ぶ。全体としての死者は52名で、そのうち青森県での死者は47名であった。被害の主な原因は崖崩れ、地すべり、家屋の倒潰などであり、地盤の軟らかいところで被害が大きかった。本報告では、この地震を青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるプレート間巨大地震の典型と考えた。[図3-12](#)参照。

<青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年以降、M7.0以上の地震は、プレート間巨大地震と同定したものと、1968年5月16日の沈み込んだプレート内の地震を除き12回発生している(主文表2)。

また、Global CMTカタログが整備された1976年以降の地震で、CMT解等からひとまわり小さいプレート間地震と同定された地震は、1989年11月2日(M7.1、Mw7.4)、1994年12月28日(M7.6、Mw7.7)、1995年1月7日(M7.2、Mw7.0)、2011年3月11日15時8分(M7.4)の計4回である。このうち、1994年12月28日の平成6年(1994年)三陸はるか沖地震は八戸市で最大震度6を観測した。死者3名、負傷者788名の被害があり、検潮所での津波高は最大で55cm(大船渡)であった(宇佐美・他, 2013)。

1995年1月7日の地震は三陸はるか沖地震の余震、2011年3月11日15時8分の地震は東北地方太平洋沖地震の本震から約20分後に発生した余震である。

<岩手県沖南部のプレート間巨大地震>

この領域では、プレート間巨大地震が発生した記録はない。

<岩手県沖南部のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年以降、M7.0以上の地震は、1901年6月15日(M7)と1968年6月12日(M7.2、Mw7.0)の2回発生している(主文表2)。1968年の地震は同年5月16日に発生した1968年十勝沖地震の余震である。Kanamori(1971b)によるとこの地震の発震機構は逆断層であった。

<宮城県沖のプレート間巨大地震>

この領域では、17世紀以降、2回のプレート間巨大地震が発生したと評価した。

・1793年2月17日の地震

1793年2月17日(寛政5年1月7日)に地震(M7.9、Mt7.6)が発生した。岩手県中部から福島県北部に至る内陸部に震度5が分布、岩手県中部から福島県沿岸まで津波があり、高さは2~5mであった(羽鳥, 1987a)。死者は44名以上、被害は現在の岩手、宮城、福島、茨城県に及び、江戸でも極小被害があった(宇佐美・他, 2013)。この地震の規模について、宇津(1999)はM8.2としたが、松浦・他(2006)はM7.9程度であると結論した。寛政地震と呼ばれることもある。[図3-13](#)、[14](#)参照。

・1897年8月5日の地震

1897年8月5日に地震(M7.7、Mt7.8)が発生した。震害はほとんどなかったが、小津波が釜石から雄勝あたりまで襲来し、波高は釜石で1.2m、盛で約3mであった(宇佐美・他, 2013)

この地震は宮城県沖のうち海溝寄りが発生した地震であるが、同年2月20日に陸寄りでM7.4のプレート間地震が発生している。[図3-14](#)、[16](#)参照。

<宮城県沖のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域では、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1885年以降、M7.0以上の地震でプレート間巨大地震、プレート内地震であると推定されているものを除くと9~10回発生

している（1937年の地震は沈み込んだプレート内の地震の可能性があるため、1回分の幅を考慮）。このうち、宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生していると考えられる地震がある。[図3-15](#)、[17～20](#)参照。

<宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）>

近代的観測が始まった1885年以降の地震のうち、1897年2月、1930年代（1933年、1936年、1937年）、1978年、2005年の地震活動を宮城県沖の陸寄りにおけるそれぞれ一つの活動とみなした（[図3-17～20](#)、[Appendix 2](#)、[3](#)）。

この地震は津波を伴うことが多いもののその規模の割には津波が顕著には大きくならないという特徴があるため、津波の有無は参考に止め、主として震度分布によって判断した。

なお、1885年の地震より前については、12回の地震が知られている。これらの地震については、取り扱いを判断するのに適切なデータが十分でないと判断し、評価は行わなかった。

・1897年2月20日の地震

1897年2月の地震（M7.4）では、岩手県南部から福島県にかけて震度5以上とされており、津波を伴った（羽鳥，1975b）。宇佐美（2003）、宇津（1999）はこの地震を宮城県沖地震の一つと判断している。この地震で岩手、山形、宮城、福島各県で小規模な被害が発生した（宇佐美・他，2013）。

・1933年6月19日の地震

1933年の地震（M7.1、Mt7.1、Mw7.2）では、岩手県と宮城県で震度4を観測した。また、波高50cm以下の小さな津波が到達した（宇佐美・他，2013）。文部科学省研究開発局・他（2010）によると、この地震は1978年宮城県沖地震の震源域のうち沖合で発生した（[図3-21](#)）。この地震による死者、負傷者は発生していない。

・1936年11月3日の地震

1936年の地震（M7.4、Mt7.0、Mw7.3）では、宮城県、福島県沿岸部で震度5を観測し、岩手県から静岡県にかけて震度4を観測した。この地震により八戸で全振幅67cm、女川で高さ約3尺（約90cm）の津波を観測した（宇佐美・他，2013）。Kanamori et al.（2006）によると、2005年の宮城県沖の地震はこの地震と同じような場所で発生し、同程度の規模であるという。また、文部科学省研究開発局・他（2010）は、1936年と2005年の地震の余震域は似ているとした。この地震により宮城県で4人が負傷した（宇佐美・他，2013）。

・1937年7月27日の地震

1937年の地震（M7.1、Mw6.6）では、震度5となった範囲は宮城県石巻市、また震度4となった範囲は岩手県から茨城県に及んだ。この地震はP波初動の押し引き分布からメカニズム解を検討したところ、プレート間地震であると考えられる。また、本震と余震の震源の位置より、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されている（[図3-21](#)）。しかし、Kanamori et al.（2006）は、プレート間地震である1936年や2005年の宮城県沖の地震と比べて、表面波の振幅が顕著に小さいこと、また、世界各地の観測記録から震源の深さは70～80kmと推定されることから、沈み込んだプレート内の地震であるとしている。

・1978年6月12日の地震（1978年宮城県沖地震）

1978年の地震（M7.4、Mt7.4、Mw7.6）では、震度5となった範囲は、宮城県、岩手県南部、福島県北部、山形県の一部に及び、また震度4となった範囲は、北は青森県南部、秋田県全域、南は神奈川県東部にまで及んだ（気象庁，1983）。地震の規模の割に津波はあまり大きくなく、検潮所で観測された津波の最大波高は、仙台新港で49cmであった。死者28人、負傷者1,325人でほとんどが宮城県に集中した（宇佐美・他，2013）。

・2005年8月16日の地震

2005年の地震（M7.2、Mw7.2）では宮城県川崎町で震度6弱を、仙台平野の広い範囲で震度5強を記録した。負傷者100人の被害を伴った。地震調査委員会（2005）は、この地震は宮城県沖地震の震源域の一部が破壊したもので全体に及んでいないと評価した。その後のWu et al.（2008）や文部科

学省研究開発局・他（2010）では、2005年の地震は1978年宮城県沖地震のアスペリティのうち南側のみ破壊したと結論付けられている（[図3-17](#)）。

<福島県沖のプレート間巨大地震>

この領域では、プレート間巨大地震が発生した記録はない。

<福島県沖のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年以降、M7.0以上の地震は、1905年に1回、1938年11月5日に2回発生した。1905年7月7日の地震（M7.1）については、被害はごく軽微であったと推定される。

・1938年11月5日の地震（福島県東方沖地震）

1938年11月5日17時43分にM7.5（Mt7.6、Mw7.8）、同日19時50分にM7.3（Mt7.6、Mw7.7）、同月6日にM7.4（Mt7.3、Mw7.7）が発生し、7日、22日、30日にもM6.9の地震が発生した。一連の地震により福島県で死者1名、負傷者9名の被害を伴った（宇佐美・他，2013）。津波の最大全振幅は、5日17時43分の津波で113cm（花淵）、6日と7日の各津波で124cm（鮎川）を観測した。大規模な群発地震で、11月中の有感地震は300回、12月は23回に達し、11月30日までに津波を伴った地震は7回を数えた（渡辺，1998）。

3回の地震のうち、6日の地震は津波の観測結果から、正断層型の地震であると推測されている（Abe，1977）。そのため、プレート間地震として扱わず、沈み込んだプレート内の地震の一つとして評価した。[図3-22](#)、[23](#)参照。

<茨城県沖のプレート間巨大地震>

この領域では、プレート間巨大地震が発生した記録はない。

<茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年以降、M7.0以上の地震は、1896年、1923年、1924年、1938年、1982年、2008年、2011年3月11日15時15分の7回発生している。顕著な被害を記録した地震はないが、1896年の地震では家屋の小破、弱い津波などが報告されている（宇佐美・他，2013）。また、2011年3月11日15時15分の地震は同日14時46分の東北地方太平洋沖地震直後の余震であるため津波や被害は不明であるが、M7.6（Mw7.9）とそのほかの6地震（M7.0～7.3）よりも大きく、被害を及ぼした可能性がある。

<房総沖のプレート間巨大地震・房総沖のひとまわり小さいプレート間地震>

房総沖で発生した地震の多くは沈み込んだプレート内の地震と合わせて地震調査委員会（2014）ですでに評価している。一方、プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震の評価対象領域（地震調査委員会，2014を参照）の外部で発生した地震については、プレート内地震と区別できるほどの知見がない。

<青森県東方沖から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）>

この領域では、過去にMt8以上の津波地震が発生し、津波により大きな被害が発生している。17世紀以降では、1611年の慶長三陸地震、1677年11月の延宝房総沖地震、1896年の明治三陸地震が知られている。特に、明治三陸地震による津波では死者は約22,000人に達した。また、東北地方太平洋沖地震は津波地震の定義から外れるが、海溝寄りの領域が特に大きくすべることにより津波高が高くなったため、当該地震に含めることとした。

・1611年12月2日の地震（慶長三陸地震）

1611年12月2日（慶長16年10月28日）に地震（M8.1、Mt8.4、Mw8.4～8.7）があった。三陸地方で強震、震害は未発見、津波による被害が大きく、伊達政宗領内で死者1,783名、南部・津軽で人馬死3,000余であった（宇佐美・他，2013）。地震動は非常に小さく、山田・大槌で（震度2～3）、無感の所もあった（渡辺，1998）。津波の波源は昭和8年（1933年）の三陸地震の波源とほぼ一致する（宇佐美・他，2013）とした資料もあるが、近年は別のモデルも提唱されている（今井・他，2015）。津波の高さ（痕跡高）は文書、記録や伝承から再現され、様々な見解がある。岩手県山田町船越小谷島で約29m（羽鳥，1975bに基づき蝦名・今井，2014で計算）、田老町で15～20m（羽鳥，1975b）、大

船渡市で9.7m(蝦名・今井, 2014)、宮城県岩沼市で7m(羽鳥, 1975b)、福島県相馬市で約9.8m(都司・他, 2012a)と推定され、北海道東部まで津波が押し寄せた(宇佐美・他, 2013)。「三陸」の語は当時存在せず、被害が福島県に及んでいることから慶長奥州地震(津波)と呼ばれることもある(蝦名, 2015)。図3-24参照。

・1677年11月4日の地震(延宝房総沖地震)

1677年11月4日(延宝5年10月9日)に地震(M8.0、Mt8.0、Mw8.3~8.6)があった。磐城から房総にかけて津波襲来。小名浜・中作・薄磯・四倉などで家流倒約550(あるいは487)軒、死・不明130名余(あるいは189)。水戸領内でも溺死246名余などの被害あり。八丈島や尾張も津波に襲われたという。確かな地震記事は房総と江戸に限られる。陸に近いM6クラスの地震という説もある(宇佐美・他, 2013)。銚子、一宮及び江戸で弱い揺れ(震度2~3)があった程度。平藩の原史料には地震のことはまったく書かれていない。被害記事に「潰家」や「倒家」とあるが、これらは津波によるものである。したがって、明らかに津波地震である(渡辺, 1998)。津波の高さは、外房沿岸で4~8mに達したと考えられ、津波が最も激しかった地域のようなのである(羽鳥, 1975a)。浸水高は宮城県岩沼市で5.7m以上(都司・他, 2012a)、福島県沿岸で3.5~7m、茨城県沿岸で4.5~6m、千葉県沿岸で3~8mと推定され(竹内・他, 2007)、千葉県小畑池で13.5m、矢指戸で12.8mという推定結果もある(都司・他, 2012b)。津波高から求めた震源断層モデルは、福島県沖から房総沖南端にかけての浅部が大きくすべるモデル¹である(内閣府, 2013)。図3-25、26参照。

・1896年6月15日の地震(明治三陸地震)

1896年6月15日に地震(M8.2、Mt8.6~9.0)があった。震度は現在の階級で2~3程度であったと思われる(越村, 2005)。震害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に襲来した。津波襲来直前に鳴響のあったところが多く、第2波が最大だった。波高が最も高かったのは岩手県綾里村(38.2m)で、襟裳岬で高さ約4m、室蘭・函館で溢水があり、父島で波の高さ約1m、ハワイでは2.5~9m(全振幅)で多少の被害があった。被害の大きかった山田町では、戸数800のうち100戸ばかりが残り死者1,000名を算し、死傷者数は文献によって異なるが、北海道、青森県、岩手県、宮城県で死者21,959人を記録した(宇佐美・他, 2013)。この地震は地震の規模に比べて津波が大きく、かつ海水の干退が比較的小さかったのが特徴である(宇佐美・他, 2013)。津波の波源域を震源断層モデルから推定すると、日本海溝沿いに長さ200~220km、幅50~70kmとなる。Tanioka and Satake (1996)は、海溝軸付近で長さ200km、幅50kmの断層上ですべりが生じたとした。Satake et al. (2017)は、2011年東北地方太平洋沖地震はプレート境界最浅部ですべりが大きく、明治三陸地震はやや深い場所ですべりが大きかったとした。検潮記録による津波の最大全振幅は鮎川215cm、花咲94cm、銚子76cmである(渡辺, 1998)。図3-27、28参照。

(1-2) プレート内地震

<海溝軸外側の地震>

過去に海溝軸外側で発生し、津波等により大きな被害をもたらした地震としては、三陸沖付近を震源とする1933年の昭和三陸地震だけが知られている。M7~7.5程度の海溝軸外側の地震としては、2005年11月の地震(M7.2)、東北地方太平洋沖地震の本震発生直後の地震(M7.5)、2013年の地震(M7.1)が知られている。

・1933年3月3日の地震(昭和三陸地震)

1933年3月3日に地震(M8.1、Mt8.3、Mw8.5)があった。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣の崩壊、堤防の決壊があった程度だが、地震後約30分~1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い大きな被害が出た。特に、岩手県田老町田老では人口1,798人のうち、死者は763名、負傷者は118名で、戸数362のところ、358軒が流出し全滅といってよいほどの被害を受けるなど三陸沿岸各地で大きな被害となり、北海道、青森県、岩手県、宮城県で死者1,522人、行方不明者1,542人の被害が生じた(宇佐美・他, 2013)。津波の波源はかなりの広がりを持ち、長軸の長さ500km、短軸の長さ145kmに及ぶ大きなものであった(宇佐美・他, 2013)。各地の津波の高さは、岩手県沿岸では10m以上にも及び、とくに綾里湾で28.7mにも達した。津波を起こした地震のメカニズムは、日本海溝沿いの正断層で、太平洋プレートの折れ曲がり地点で発生した巨大地震と

¹ ただし、解析に用いた資料が十分でないことに留意する必要がある。

して特異なものであった（渡辺，1998）。Uchida et al.（2016）によると、西傾斜の高角の正断層に加えて、東傾斜の正断層が同時に活動した可能性がある。単に「三陸地震」と呼ばれることもある（宇佐美・他，2013）。[図 3-27](#)、[29](#) 参照。

・2011年3月11日15時25分の地震

2011年3月11日15時25分に三陸沖の日本海溝よりも東側約80kmの太平洋プレート内でM7.5の地震があった。この地震により東日本の各所で最大震度4を観測した。この地震は2011年東北地方太平洋沖地震の約40分後に発生した。東北地方太平洋沖地震の影響が大きいと、この地震に伴う津波や被害は不明である。

<沈み込んだプレート内の地震>

青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖にかけての沈み込んだプレート内で、1885年以降、M7.0以上の地震が8~9回発生している（1937年の地震は沈み込んだプレート内の地震の可能性があるので、1回分の幅を考慮）。

・1909年3月13日の地震

1909年3月13日の地震（M7.5、Mw7.1）は、震度分布から見て1953年とほぼ同規模の地震であり、震源域の位置はやや陸寄りともみられ、微弱な津波を伴っている（宇津，1999）ことから1953年と同様なタイプの地震であった可能性が高い。この地震による被害は、横浜で煙突の倒壊・煉瓦壁の崩壊・瓦の墜落などで、負傷3名であった（宇佐美・他，2013）。

・1938年11月6日の地震

1938年11月6日の地震（M7.4、Mt7.3、Mw7.7）は、福島県沖の沈み込んだプレート内で発生した地震である。この地震を含む福島県東方沖地震による被害等は、**<福島県沖のひとまわり小さいプレート間地震>**でまとめて記載したので、そちらを参照されたい。

・1953年11月26日の地震

1953年11月26日の地震（M7.4、Mt7.8、Mw7.9）は、房総沖の沖合で発生し、房総半島と伊豆諸島を中心に震度5を観測した（井上，1954）。この地震による被害は、館山・富崎で墓石の転倒、伊豆諸島で道路の破損等とされている。銚子付近で最大2~3mの津波が観測されたものの、津波による被害はなかった（宇佐美・他，2013）。この地震の震源断層は北西ないし西北西走向の鉛直に近い断層で、断層の南西側が北東側に対してすべり落ちる正断層型の地震であった（瀬野・他，1986、Seno and Takano，1989）。このタイプの地震は、東北日本弧側と伊豆・小笠原弧側から沈み込む太平洋プレートの走向・傾きが異なり、伊豆・小笠原弧側が東北日本弧側より高角に沈み込むためプレートが変形して発生すると考えられている（Seno and Takano，1989）。

・1968年5月16日19時39分頃の地震

1968年5月16日19時39分頃の地震（M7.5、M7.7、Mw7.9）は、青森県東方沖及び岩手県沖北部の沈み込んだプレート内で発生した地震である。浦河と広尾で震度5を観測したほか、北海道から東北にかけての広い範囲で震度4を観測した（気象庁，1969）。この地震による被害等は**青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震**でまとめて記載したので、そちらを参照されたい。この地震のメカニズムはKanamori（1971b）によると、正断層型の地震であった。

・2003年5月26日の地震

2003年5月26日の地震（M7.1、Mw7.0）は、宮城県沖の沈み込んだプレート内の深さ72kmで発生した逆断層型の地震である。岩手県南部や宮城県北部で震度6弱となったほか、東北地方の広い範囲で震度5を記録した。広域で被害があり、青森県、岩手県、宮城県、山形県、秋田県で負傷者174名を伴った（宇佐美・他，2013）。[図 3-30](#)、[31](#) 参照。地震調査委員会（2003）は、この地震の震央が1978年宮城県沖地震（M7.4）の震央からは北北西に約80km離れており、深さや発震機構も異なっていることから、想定している宮城県沖地震とは異なる地震と考えられると、評価している。

・2011年4月7日の地震

2011年4月7日の地震（M7.2、Mw7.1）は宮城県沖の沈み込んだプレート内の深さ66kmで発生した逆断層型の地震である。宮城県栗原市と仙台市宮城野区で震度6強を記録した。約1か月前に発生

した東北地方太平洋沖地震により傷んだ建造物にさらなる震動被害を与えた。この地震は死者 4 名、負傷者 296 名を伴った（消防庁災害対策本部，2011）。[図 3-32](#)、[33](#) 参照。

・2012 年 12 月 7 日の地震

2012 年 12 月 7 日に地震 (M7.3, Mw7.2) があつた。青森県、岩手県、宮城県、茨城県、栃木県で最大震度 5 弱を記録した。津波は鮎川で最高 98cm、相馬で 31cm などが観測された。気象庁の解析（暫定）によると、まず正断層の地震が海溝軸外側（深さ 52km）で発生し、8 秒後に逆断層型の地震が沈み込んだプレート内（深さ 20km）で発生したとされる。ただし、この地震のメカニズムは現在も研究中である。この地震は死者 1 名、負傷者 15 名を伴った。[図 3-34](#)、[35](#) 参照。

(2) 地形・地質学的手法により推定される地震

(2-1) 869 年貞観地震

869 年貞観地震に関する地質記録は、1990 年代初期に阿部・他(1990)や Minoura and Nakaya (1991) によって相次いで報告され、仙台平野で十和田 a テフラ (AD915) の下位に分布する津波堆積物として認識された ([図 3-36](#))。その後、菅原・他 (2001) が福島県相馬市を加えた報告をしている。平成 17~21 年度には文部科学省の「宮城県沖地震における重点的調査観測」の一環で、産業技術総合研究所により、仙台平野や石巻平野でのより広域な調査が行われ (澤井・他, 2007, 2008; 宍倉・他, 2007)、Sawai et al. (2012) にまとめられた。これらによると、仙台平野や石巻平野では、当時の海岸線から内陸 3~4km まで津波堆積物が確認され、少なくともその範囲で津波の浸水があつたことが示された ([図 3-37](#))。また福島県南相馬市小高地区では、珪藻分析により、869 年貞観地震において地盤が沈下したことも示された。同重点的調査観測では、東北大学などによって岩手県や福島県の沿岸でも調査が進められ (今泉・他, 2010)、福島県浪江町請戸地区で 869 年貞観地震による津波堆積物が報告された。2011 年東北地方太平洋沖地震以降、南相馬市井田川低地で行われた調査でも、貞観地震に対応する津波堆積物が発見されている (Kusumoto et al., 2018)。

津波堆積物の情報に基づいて波源の断層モデルも推定されており、まず菅原・他 (2001) や Minoura et al. (2001) が宮城県沖の断層を提案した。その後、佐竹・他 (2008) や行谷・他 (2010) は、産業技術総合研究所などの詳細な調査結果に基づいて、様々なケースで断層モデルを設定し、津波シミュレーションによる浸水域と津波堆積物の分布域とを比較した。その結果、宮城県沖から福島県沖にかけてのプレート境界で、断層の長さ 200km、幅 100km、上端の深さ 15km または 30km、すべり量 7m で Mw8.4 の地震を仮定すると、津波堆積物の分布域と最も適合することが明らかになった ([図 3-37](#))。

2011 年東北地方太平洋沖地震では、869 年貞観地震の推定津波浸水域とほぼ重なる範囲が津波により浸水した。この津波により広域で津波堆積物が形成されたが、その分布を調査したところ、場所により実際の津波浸水域よりも 6~8 割程度の範囲までしか確認されなかった (Goto et al., 2011; 宍倉・他, 2012)。すなわち 869 年貞観地震についても、津波浸水域が津波堆積物の分布域よりも広範囲に拡がっていた可能性が高い。従来は津波堆積物の分布域を津波浸水域と仮定して断層モデルを推定していたが、Namegaya and Satake (2014) は 2011 年東北地方太平洋沖地震における観察事実を参考にして、津波堆積物の分布限界位置での津波浸水深を 1m と仮定し、断層モデルの再検討を行った。その結果、869 年貞観地震の規模は Mw8.6 以上となった。

869 年貞観地震の断層モデルの拘束において、これまではおもに宮城県南部から福島県北部沿岸の津波堆積物の情報のみが用いられてきた。近年、おもに三陸海岸での調査が進み、各地で 869 年貞観地震と推定される津波堆積物が発見されている (平川, 2012; Ishimura and Miyauchi, 2015; 高田・他, 2016)。また強震動の痕跡であるタービダイトの調査も行われており、Ikehara et al. (2016) が宮城県沖の日本海溝沿いで 869 年貞観地震によるものと推定される地震性タービダイトを報告している ([図 3-38](#))。今のところ 869 年貞観地震に関する地質記録の北限は岩手県野田村沿岸まで確認されているが、今後も海域を含めて調査範囲を南北へ拡充し、新たな情報に基づいた断層モデルの再検討を行う必要がある。

(2-2) 869 年貞観地震より後の地震

仙台平野では 869 年貞観地震の津波堆積物発見当時から、十和田 a テフラより上位により新しい時代の津波堆積物の存在が指摘され、1611 年慶長三陸地震によるものと考えられていた (Minoura and Nakaya, 1991)。Sawai et al. (2012) は、仙台平野や石巻平野で 869 年貞観地震の津波堆積物の上位に 2 層の砂層を確認し、それぞれ 1454 年享徳地震、1611 年慶長三陸地震による津波堆積物の

可能性を指摘している。特に 1454 年享徳地震については、Sawai et al. (2015) が津波堆積物に関する詳細な記載をした上で断層モデルを検討し、貞観地震と同じ波源で津波堆積物の分布が説明できるとした (図 3-39)。

宮城県沖の日本海溝沿いでは Ikehara et al. (2016) が十和田 a テフラの上位に 2 層の地震性タービダイトを発見している (図 3-38)。最上位は 2011 年東北地方太平洋沖地震によるものであるが、それを除くと十和田 a テフラの降下堆積以降 (AD915 以降)、強震動の痕跡としては 1 回分しか確認されていない。その後 Usami et al. (2018) によって、それが 1454 年享徳地震によるものと報告されている。

近年進められている三陸海岸以北の津波堆積物調査では、1454 年享徳地震や 1611 年慶長三陸地震、さらには 1896 年明治三陸地震や 1933 年昭和三陸地震に対比される津波堆積物が報告されている (Goto et al., 2015; Ishimura and Miyauchi, 2015; 高田・他, 2016)。青森県東通村では、Minoura et al. (2013) が 700 年前頃の、Tanigawa et al. (2014) が 16~18 世紀頃の津波堆積物を発見している。同地域は千島海溝と日本海溝との会合付近に面していることから、後者の津波の波源の候補には 17 世紀に千島海溝で発生した超巨大地震 (Nanayama et al., 2003 など)、1611 年慶長三陸地震が挙げられる。両者が同一のものである可能性も指摘されている (岡村・行谷, 2011; 平川, 2012) ことから、これら二つの地震の関係を検証する上で重要な情報と言える。

福島県南相馬市における調査では、2011 年東北地方太平洋沖地震と 869 年貞観地震の間には津波堆積物は発見されていない (Kusumoto et al., 2018)。茨城県北部沿岸では、Sawai et al. (2012) が過去約 1000 年間に少なくとも 3 層の砂層を発見し、最新のものは 1677 年延宝房総沖地震に対応する津波堆積物である可能性を指摘している。Yanagisawa et al. (2016) は千葉県銚子市の小畑池から津波堆積物を検出し、歴史記録と併せた検証から 1677 年延宝房総沖地震の津波によるものと報告している (図 3-40)。さらに津波高を最大 17m と推定し、断層モデルの検証から同地震の規模を Mw8.34 以上と推定している (図 3-41)。また、さらに南方の九十九里浜沿岸でも、Pilarczyk et al. (2016) などが過去約 1,000 年間に 2~3 層の津波堆積物を発見しているが、同地域は 1703 年元禄関東地震など相模トラフ沿いで発生する地震によっても大きな津波浸水が起こりうるため、現在のところ波源は明確ではない。

(2-3) 869 年貞観地震より前の地震

東北地方太平洋沿岸では、869 年貞観地震より前の地震による津波堆積物も各地で発見されている。仙台平野や福島県北部沿岸では菅原・他 (2001) などにより複数層の津波堆積物が報告された。産業技術総合研究所は、同地域を含むより広域で調査し、貞観地震の下位に少なくとも 2 層の砂層が広く分布していることを確認した (澤井・他, 2007, 2008; 宍倉・他, 2007)。さらに詳細な放射性炭素同位体年代測定を行い、それぞれ 4~5 世紀頃、紀元前 4~3 世紀頃と推定し、特に 4~5 世紀頃のイベントでは、珪藻分析から 869 年貞観地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震と同様に沈降が生じていたことも示された (図 3-42; Sawai et al., 2012)。仙台平野では遺跡発掘現場での津波堆積物の報告もあり、杓形遺跡では約 2,000 年前の弥生時代中期に、当時の海岸線から 4.2km 内陸まで浸水する津波があったとされている (Matsumoto et al., 2012 など)。しかしこの年代のイベントは Sawai et al. (2012) の報告とは一致せず、他地域でも対比できるイベントの報告がないため、今後の課題として残されている。

三陸海岸以北でも Ishimura and Miyauchi (2015, 2017) や高田・他 (2016)、Tanigawa et al. (2014) などによる報告があり、いずれも過去約 6000 年以内に複数回のイベントがあったことが明らかになっている (図 3-43)。しかし地域間の対比による特定イベントの津波浸水域の解明や、それに基づいた波源の推定までには至っていない。

福島県南相馬市における調査では、過去 3,800 年間に 2011 年、869 年の他に 3 層の津波堆積物が発見されており、これらは 2~4 世紀、紀元前 4~6 世紀、紀元前 9~12 世紀に発生したと推定されている (Kusumoto et al., 2018)。

(2-4) 地形・地質学的手法により推定される再来間隔

本地域の沿岸陸域での調査では、基本的に津波堆積物から過去の浸水履歴が解明されている。Ishimura and Miyauchi (2015) は岩手県山田町小谷鳥での調査から、1896 年明治三陸津波もしくはそれ以上の規模の津波が、平均して 290~390 年間隔で襲来していると推定している。高田・他 (2016) は岩手県沿岸全域の調査結果から、広域で対比できるイベントが 500~750 年程度の再来間隔で生じていると推定しているが、一方で局所的にしか認められないイベントの存在も報告している (図 3-1

43)。Tanigawa et al. (2014) や谷川・他 (2014) が報告した青森県太平洋沿岸では、十和田 a 火山灰 (AD915) 以降に少なくとも 1 回のイベントがあるが、それより前のイベントは 4,000 年以上前まで遡り、見かけ上再来間隔に大きな開きがあることが特徴である。福島県南相馬市では、過去 3,800 年間の津波堆積物と考えられるイベントの再来間隔は 560~950 年としている (Kusumoto et al., 2018)。

これらの報告はあくまでも津波浸水履歴であり、必ずしも同一波源の破壊履歴(いわゆる地震履歴)を示しているわけではない。一方、869 年貞観地震の断層モデルは、2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊領域にほぼ含まれており、少なくとも重なる範囲では同じ領域が破壊したと考えられる。また 1454 年享徳地震は 869 年貞観地震とほぼ同じ波源と推定されており (Sawai et al., 2015)、さらに Sawai et al. (2012) が報告した 4~5 世紀頃及び紀元前 4~3 世紀頃のイベントも、仙台平野や石巻平野で津波堆積物が広域に広がることや沈降を伴うことから同じ波源である可能性が高い。これらの再来間隔はおおよそ 400~600 年である。

本地域の海域では平成 23~25 年度に文部科学省の「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」の一環でタービダイトの調査が行われている (池原・他, 2014 など)。特定の歴史地震等との対比は行われていないが、広域テフラの層位や放射性炭素同位体年代からタービダイトの頻度が推定されており、三陸中部沖は平均 344 年間隔、宮城県南部沖では平均 161 年間隔であった。すなわち日本海溝沿いで北部よりも南部の方が高頻度でタービダイトが生じていることを示す。また Usami et al. (2018) は、過去 4,000 年間に約 12 回分の地震性タービダイトを確認しており、500-900 年間隔で超巨大地震が起きている可能性を報告している。

3-2 近年の地震活動等

3-2-1 地震活動の現状

日本海溝沿いの各領域について、1923 年~2018 年 12 月の地震活動を [図 3-44-1](#)、[2](#) に示す。日本海溝沿いの領域では、国内の他の海溝沿いの領域に比べて定常的に地震活動が活発である。2011 年 3 月 11 日には、国内観測史上最大規模である M9.0 の東北地方太平洋沖地震が発生した。東北地方太平洋沖地震の発生後、三陸沖から房総沖にかけての太平洋プレートの沈み込みに伴う地震活動が非常に活発となった。また、東北地方太平洋沖地震の発生前後で、太平洋プレートと陸のプレートの境界でおおむね一定の間隔で繰り返し発生している M4~6 程度の地震 (以下、繰り返し地震) の発生間隔が変化したケースがあった。

青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968 年十勝沖地震のあと平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震が発生したが、東北地方太平洋沖地震の発生前の約 8 年間は M6.0 以上の地震は発生していなかった。この領域のうち岩手県沖北部では、東北地方太平洋沖地震の発生後、2011 年 3 月 11 日 15 時 08 分に M7.4 の地震が発生するなど、2012 年にかけて M6.0 以上の地震が頻繁に発生した。その後、地震活動は徐々に減衰しているが、2015 年 2 月 17 日の M6.9 の地震など M6.0 以上の地震が時々発生しており、地震活動が活発である。一方、青森県東方沖では、東北地方太平洋沖地震の発生前後で地震活動に目立った変化はみられない。また、この領域内の岩手県沖 (種市沖) では、溜淵・他 (2014) による手法で 2016 年 5 月 24 日の M4.4 の地震などが M4~5 の繰り返し地震として検出されており、その繰り返し間隔は 1988 年から東北地方太平洋沖地震発生前までは平均 6.6 年であったが、東北地方太平洋沖地震以降は平均 2.7 年となり、これまでよりも短い間隔となっている (気象庁仙台管区气象台, 2017)。

岩手県沖南部については、東北地方太平洋沖地震の発生までは 20~30 年に 1 回程度の割合で M6~7 のまとまった活動がある程度で、他の領域に比べ地震活動が低調であったが、東北地方太平洋沖地震の発生後は直後に活発な地震活動がみられた。その後も M5~6 の地震が 1 年に 5~10 回程度発生していたが、地震活動は徐々に減衰しており、2016 年以降は M5.0 以上の地震があまり発生していない。また、この領域内の岩手県沖 (釜石沖) では、東北地方太平洋沖地震の発生前までは M4.8 程度の繰り返し地震が平均 5.35 年間隔で発生していた (Matsuzawa et al., 2002) が、東北地方太平洋沖地震の発生後は、9 日後に M5.9 の地震が発生し、その後 6 か月の間に M5.0~M5.5 の地震が 5 回発生しており、繰り返し間隔が短くなった (Uchida et al., 2015)。

宮城県沖では、30~40 年程度の間隔でプレート境界の地震活動が活発な時期があり、1930 年代に M7.0 以上の地震が 3 回発生した他、1978 年に M7.4、2005 年に M7.2 の地震が発生した。また、太平洋プレート内の地震として 2003 年に M7.1 と 2011 年 4 月に M7.2 の地震が発生した*。東北地方太平洋沖地震が発生する 2 日前には M7.3 の地震が発生しており、その後の地震活動が M7.3 の地震の震央か

ら南西方向へ移動した (Kato et. al., 2012)。そして、M7.3 の地震の震央の南西約 45km を震央として東北地方太平洋沖地震が発生した。東北地方太平洋沖地震の発生後の 2011 年には、M6~7 程度の地震が頻繁に発生したが、その後は規模の大きな地震の発生頻度が徐々に低下している。この領域内の宮城県沖 (気仙沼沖) では、東北地方太平洋沖地震の発生前には約 16 年の間隔で M6 程度の繰り返し地震が発生していた (高齋・他, 2014) が、これらの地震とは異なるすべり領域で、東北地方太平洋沖地震発生後の 1 年 3 か月の間に M6 クラスの繰り返し地震が 3 回発生した (気象庁, 2013)。

福島県沖では、1938 年の活動が顕著であるが、それ以外では、1987 年に M6.7、2008 年に M6.9 の地震などが発生した。東北地方太平洋沖地震の発生後には、2011 年 3 月~2012 年 4 月頃にかけて M6.0 以上の地震が頻繁に発生するなど、地震活動は活発となっている。また、この領域内のいわき沖では、東北地方太平洋沖地震の発生前までは、1923 年以降、M5.7 程度の繰り返し地震が平均 8.5 年間隔で 10 回発生していた (気象庁地震予知情報課・他, 2010) が、東北地方太平洋沖地震の発生後は、2012 年 4 月 1 日の M5.9 の地震が繰り返し地震として検出され (溜渕・他, 2014)、前回の地震から 6.4 年間隔となり、これまでの発生間隔 (約 8 年) より短い間隔で発生している (高齋・他, 2014)。

茨城県沖では、東北地方太平洋沖地震の発生までは約 20 年程度の間隔で地震活動が活発な時期があった。東北地方太平洋沖地震の発生後には、2011 年 3 月~2012 年 2 月頃にかけて M6.0 以上の地震が頻繁に発生するなど、地震活動が活発になったが、2012 年 3 月以降は M6.0 以上の地震は発生していない。

房総沖では、M6.0 以上の地震は時々発生している。東北地方太平洋沖地震の発生後には、2011 年 3 月 11 日 15 時 57 分に M6.2 の地震が発生し、その後も M6 程度の地震が頻繁に発生するなど、一時的に地震活動が活発となった。2014 年以降は M5.0 以上の地震があまり発生していなかったが、2016 年 9 月に M6.7 の地震が発生し、その前後でまとまった地震活動がみられた。

東北地方太平洋沖地震の余震活動は、本震当日に M7.0 以上の地震が 3 回発生するなど直後から極めて活発な状態で推移し、余震域は岩手県から千葉県北東部にかけての沿岸及びその沖合の広い範囲にわたった。その後、活動は時間の経過と共に低下してきているものの、余震域で発生した M4.0 以上の地震、震度 1 以上を観測した地震共に、東北地方太平洋沖地震発生以前の 2001 年から 2010 年の地震の月平均回数と比較すると、2018 年 3 月現在でも 1.5 倍程度の頻度で発生しており、依然活発な状態である。(気象庁, 2018)。

3-2-2 地殻変動の現状

(1) 測地学的手法により検出される地殻変動

(1-1) 東北地方太平洋沖地震以前の変動

日本海溝沿いでは、東側から、太平洋プレートが陸のプレートまたはフィリピン海プレートの下に沈み込んでおり、房総沖付近については、南側から、フィリピン海プレートが陸のプレートの下に沈み込んでいる場所である。

これらのプレート運動に伴う、陸上における地殻変動の様子を国土地理院による GNSS 観測結果で示す (図 3-3a)。これによると、東北地方から房総半島付近の太平洋沿岸では西向きへの移動が卓越し、東北地方は年間 2~3cm 程度東西に縮んでいることがわかる。

同様に、海底における地殻変動の様子を海上保安庁の GNSS/音響測距結合方式による観測結果で示す (図 3-3a)。海底の結果も陸上と同様に東北地方から房総半島付近では西向きに移動していることがわかる。これによると宮城沖から釜石沖の範囲で約 5cm/年であるのに比べ、福島県沖では約 1cm/年と場所によって移動速度が異なっている。

(1-2) 東北地方太平洋沖地震に伴う変動

東北地方太平洋沖地震の発生によって生じた水平方向の地殻変動を 図 3-3b (左) に示す。この図から、東北地方の陸域はこの地震に伴い、東西に約 4m 広がったことになる。また、震央付近では 20m を超える東南東方向への移動が観測されている。図 3-3b (右) は水圧計によるデータも加えた上下動を示す。震源付近を境に海溝側では強く隆起している一方で、西側では沈降している様子がわかる。これらの結果は、海溝軸近傍での大きなすべりの存在を示唆するものである。

(1-3) 東北地方太平洋沖地震後の変動

東北地方太平洋沖地震の余効変動は地震後の長期間にわたって東北地方を中心に観測され続けている。陸上では東北地方を中心に東向きの地殻変動が継続しているが、時間とともにその大きさは減

衰してきている (図 3-3c)。一方、海底では、茨城県沖から福島県沖では陸上と同様の東向きに時間とともに減衰する変動が観測されているが、地震時に大きくすべった宮城県沖から岩手県沖では、陸上とは逆向きの西向きの変動が観測されている。また、岩手県北部から青森県にかけての沖合では大きな変動は観測されていないなど、海溝軸に沿った方向に変動場の様相が大きく異なっている (図 3-3c)。

(2) 地形・地質学的手法により検出される地殻変動

池田 (1996, 2003)、池田・他 (2002) は、東北日本弧において、測地学的時間スケールでの地殻の水平ひずみ速度が、主に海岸段丘の高度に基づく地質学的時間スケールのひずみ速度より一桁大きいことと、太平洋岸が測地学的時間スケールでは沈降しているのに対し地質学的時間スケールでは若干の隆起を示していることを指摘し、両者の矛盾を解消するためには日本海溝沿いで今まで知られている規模以上の超巨大地震が発生する可能性があることを提唱していた。東北地方太平洋沖地震は、池田らが提唱していた地震に相当すると考えられ、大地震の長期評価を行う上で、地質学的時間スケールで考察することも重要であることを示した。ただし、池田 (2003) が指摘していた太平洋岸の沈降は東北地方太平洋沖地震時には解消されず、さらに沈降量が大きくなった。そのため、Ikeda (2014) は地震後のゆっくりとした隆起によって累積した沈降が解消されると提唱しているが、海岸線を隆起させる別のタイプの地震が発生して解消される可能性も指摘されている (宮内, 2012)。一方で、Nishimura (2014) は、東北地方太平洋沖地震後に観測された隆起がそれほど大きくないことから、地震前の測地観測で観測されていた沈降は、地震サイクルの後半のみに見られる現象で、サイクルの前半には緩やかに隆起することを提唱している。最近では、堆積物の研究 (Niwa et al., 2017) から、三陸海岸南部は地質学的時間スケールで沈降していることが示されるなど新たな観測データも得られており、地質学的・測地学的の両方の時間スケールにおける地殻変動履歴の解明が待たれる。

3-2-3 プレート運動との整合性

日本海溝では、太平洋プレートが陸のプレートまたはフィリピン海プレートに対して西北西方向に沈み込んでおり、プレート間の相対運動速度は約 6.5~8.7cm と考えられている (Demets et al., 1994; Seno et al., 1996; Sella et al., 2002; DeMets et al., 2010)。プレートの相対運動のうち、地震に伴うプレート間すべりで解消される割合をサイズミックカップリング率と呼ぶが、過去の研究では、日本海溝付近の平均的なサイズミックカップリング率は 20% から 30% とされていた (Peterson and Seno, 1984)。しかし、これは東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震が生じることを想定せず、1904 年~1980 年という短い時間窓でのデータを元にした推定であり、超巨大地震を考慮した最近の研究 (Scholz and Campos, 2012) によると約 60% と推定されている。しかし、日本海溝沿いで発生した過去の大地震の震源域を考慮すると、サイズミックカップリング率は日本海溝沿いでも地域によって大きく異なる可能性が高い。

GNSS 観測に基づく地殻変動データから、東北地方太平洋沖地震発生前のプレート間の固着分布が推定されており (例えば、Nishimura et al., 2004; Suwa et al., 2006; Hashimoto et al., 2012)、図 3-45、46 に示す。これらによると、プレートの相対運動のうちひずみとして蓄積している速度を表すすべり欠損速度は、青森県東方沖及び岩手県沖北部と宮城県沖で大きく、岩手県沖南部付近や茨城県沖以南は比較的小さい。これは、後述する各地域でのサイズミックカップリング率と相対的には整合する。しかし、陸域の地殻変動データだけでは、沖合の領域におけるすべりの解像度が不十分で、海溝軸に近い領域での固着が十分にとらえられていないことに注意する必要がある。東北地方太平洋沖地震以降の固着分布については、東日本では地震後の長期間にわたって広域に余効変動が観測されており、3-2-2 (1-3) でも述べた複雑な動きは、余効すべりだけでは説明できず、マンツルの粘弾性的性質による応力の緩和過程 (粘性緩和) が大きく影響していることが明らかになった (Sun et al., 2014; Sun and Wang, 2015; Suito, 2017)。また、海陸の地殻変動データの解析から、プレート境界断層では、地震時にすべりを起こした領域の周辺でのみ余効すべりが発生していることが見出された (Iinuma et al. 2016)。プレート間の固着・すべりによる地殻変動と上部マンツルなどにおける粘性緩和による地殻変動を分離することが難しいため、現状で十分信頼できる推定結果が得られているとは言い難い。今後、陸域及び海底での地殻変動観測結果を用いて、余効変動をモデル化すると同時にプレート間固着の推定を行うことが望まれる。

地震活動に基づくサイズミックカップリングについては、各領域において以下のことが言える。

青森県東方沖及び岩手県沖北部は、東北地方太平洋沖地震の震源域の北側であり、過去に発生した大地震としては、1968年十勝沖地震 (M7.9) や平成6年 (1994年) 三陸はるか沖地震 (M7.6) が知られている。Yamanaka and Kikuchi (2004) や永井・他 (2001) は、地震波によるアスペリティ分布の解析から、1968年と1994年の地震の共通アスペリティについては、サイズミックカップリング率はほぼ100%であると結論付けている。ただし、この共通アスペリティの面積は青森県東方沖及び岩手県沖北部の領域面積のごく一部であり、三陸はるか沖地震の後には大きな非地震性 (余効) すべりが観測された (Heki et al., 1997) ことから、長期的な領域全体のサイズミックカップリング率は100%を大きく下回ると考えられる。

岩手県沖南部から茨城県沖については、東北地方太平洋沖地震のすべり域であるがこの地域でも1978年宮城県沖地震 (M7.4) や1897年8月の宮城県沖の地震 (M7.7)、2008年の茨城県沖の地震 (M7.0) などM7~8クラスの地震が多数発生している。1978年宮城県沖地震の震源域では過去に同規模の地震が約40年毎に繰り返し発生し、平均2.1~2.3mのすべりがあった (Seno et al., 1980) ことが知られている。このすべりの量は、地震間のプレート間相対運動の7~8割に相当する。1978年の震源域は、東北地方太平洋沖地震の際にも10m程度のすべりが推定されており (Fujii et al., 2011; Iinuma et al., 2012)、よって、サイズミックカップリング率はおおむね100[%]に達しているといえる。また、東北地方太平洋沖地震では最大40~60mのすべりが宮城県沖の海溝側で推定されており、超巨大地震の繰り返し間隔を600年とすると、この大すべり域ではサイズミックカップリング率が100%に達している。一方、領域全体の平均的なサイズミックカップリング率は、前述の通り約60%と推定されており (Scholz and Campos, 2012)、GNSS観測によって大地震後の余効すべりが観測され (例えば、Suito, 2017)、非地震性すべりもプレート相対運動の一部を担っていると考えられる。

房総沖については、延宝房総沖地震以外の大地震の発生が知られておらず、[図3-47](#)に示す小繰り返し地震から推定されるサイズミックカップリング率は50%以下と見られ、他の領域に比べると低いと考えられる。

4 日本海溝沿いの地震活動の長期評価の説明

4-1 評価対象領域

4-1-1 プレート間地震の評価対象領域について

本評価におけるプレート間地震の評価対象領域を、地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往の巨大地震の震源域、現在の地震活動等から、**主文図 1** のように定義した。各境界線の根拠を以下に示す（境界線の番号は **図 4-1** を参照）。なお、本評価では横田・他（2017）の太平洋プレートのモデルを採用した。

境界線 1：「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）」（地震調査委員会，2017）との境界

境界線 2：海溝軸

境界線 3：太平洋プレート上面の深さ 15~20km を滑らかにつないだ曲線

茨城県沖以北では、1896 年の明治三陸地震の震源断層（Tanioka and Satake, 1996; Kanamori, 1971a, 1972 等）の幅と傾斜角から、海溝軸の約 70km 西側（太平洋プレート上面深さ 15~20km に相当）の曲線を境界線 3 とした。房総沖では、茨城県沖以北と比べ太平洋プレートが高角で沈み込むため、太平洋プレート上面の深さ 20km の等深線を境界線 3 とした。

境界線 4：太平洋プレート上面深さ 60km の等深線

Seno (2005) によると、茨城県沖以北においては、上盤側プレートのモホ面より深い深さ 60~70km までプレート間地震が発生している。これは、この領域で前弧マントルウェッジの蛇紋岩化が進んでいないことと関係している。また、Global CMT カタログに記載されている 1977 年以降の低角逆断層型の地震のうち、茨城県沖以北の太平洋プレートの上面の深さ ±10km 範囲内で発生し、太平洋プレートの進行方向がスリップベクトルと整合的なものを抽出したところ、深さ 60km 以深で発生したものはわずかであった (**図 4-2**)。これらの知見から、青森県東方沖から茨城県沖にかけては、プレート間地震が 60km より深い場所で発生する可能性は低いと考え、太平洋プレート上面の深さ 60km の等深線を境界線 4 とした。

境界線 5：フィリピン海プレート上面で発生している地震活動の北端

フィリピン海プレート上面の境界で起きると考えられる小繰り返し地震（Kimura et al., 2006; Uchida et al., 2010）や低角逆断層型地震活動発生域の北端（最深点）から推定した (**図 4-3**)。境界線 5 は地震調査委員会（2014）の評価対象領域の北端の一部と一致する。

境界線 6：太平洋プレート上面深さ 80km の等深線

房総沖では、広い範囲で太平洋プレートとフィリピン海プレートが直接接触していて、プレート間地震の深さの下限は 80km 程度にまでに達する (**図 4-4**)。これは、下側の太平洋プレートが、その直上のフィリピン海プレートにふたをされることで、その上のマントルウェッジからの加熱が妨げられるためと考えられている（Hasegawa et al., 2007）。

境界線 7：太平洋プレート上面深さ 80km と 60km を滑らかにつないだ曲線

東京湾以南では、プレート間地震の深さの下限は不明瞭になることから、南下するにつれて深さ 60km の等深線に戻すように設定した。

境界線 8：北緯 33 度の直線

太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込む領域は伊豆・小笠原海溝まで続くが、本評価の南端を定義するために、便宜的に北緯 33 度を境界線 8 とした。

境界線 9：沈み込んだフィリピン海プレートの北東端

太平洋プレートが接するプレートの違いによって、太平洋プレート上面で起きる地震の発震機構は異なることから (**図 4-5**)、フィリピン海プレートの北東端を推定し、境界線 9 とした。陸寄りの境界線は地震調査委員会（2014）の評価対象領域の北東端の一部と一致するが、海溝寄りの境界線はデータの不足により精度よく北東端を推定できないため、陸寄りの境界線を滑らかに延長することで境界線を設定した。

境界線 10：過去の地震活動や津波の波源域、プレート間の固着状況から境界を推定

岩手県沖南部は GNSS 観測により推定されるプレート間の固着（[図 3-45](#)、[46](#)）から、ほかの領域に比べてすべり欠損の速度が小さいことが知られている。その他の領域は過去の地震の震源域を参考に設定した。詳細は 4-2 を参照されたい。

第二版からの主な変更点

陸寄りの各領域（青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りを除く領域）は、各領域における地震で海溝軸まですべりが達する可能性を考慮し、海溝寄りの領域まで延長した（[主文図 1](#)）。この結果、海溝寄りでは、青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りと陸寄りから延長した領域との二つの領域が重複することとなるが、津波地震の場合は前者の領域で発生した地震として扱い、陸寄りのプレート間地震で海溝寄りまですべりが達する地震の場合は両方の領域で発生した地震として扱う。前者の例として 1896 年の明治三陸地震が、後者の例として東北地方太平洋沖地震が該当する。

第二版では、宮城県沖の領域のうち陸側の領域を宮城県沖、海溝寄りの領域を三陸沖南部海溝寄りと分割し、各領域で繰り返し発生する地震とそれ以外の地震を評価した。しかし、三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖が連動するプレート間巨大地震が過去に発生したと考えられていることから、両領域を統合した。さらに、上記の通り、海溝軸付近まですべりが達する可能性も考えて、本評価では統合した領域を海溝軸付近まで延長させた領域を新たに宮城県沖とした。

第二版では、茨城県沖と房総沖を銚子から海溝軸に直交する直線によって分割していたが、本評価では境界線 9 により分割した。この結果、茨城県沖以北では太平洋プレートが陸のプレートに沈み込む境界の地震を評価し、房総沖では太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込む境界の地震を評価することとなる。

4-1-2 プレート内地震の評価対象領域について

沈み込んだプレート内の地震の評価対象領域は、過去の地震活動から深さ約 100km 以浅の太平洋プレート内とした。

海溝軸外側の地震については、海溝軸から約 100km 東側までの太平洋プレート内の領域とした。日本海溝の外側には海溝周縁隆起帯が発達し、海溝斜面にかけて断層地形が見られ、断層の形成に関連する地震が発生する。Tsuru et al. (2000) は、海溝軸から沖合側に 100km 離れている領域において、海底下に断層構造が存在することを確認した。

4-2 地震の発生位置及び震源域の形態

4-2-1 複数の領域を震源域とした地震

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

東北地方太平洋沖地震の知見から、震源域は宮城県沖を必ず含み、隣接するいずれかの領域（岩手県沖南部または福島県沖）の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震であると評価した。東北地方太平洋沖地震はプレート間で発生した低角逆断層型の地震である。この地震の震源域は宮城県沖を中心に岩手県沖南部から茨城県沖まで及んでおり、その長さは約 400km 以上、幅は約 200km で、最大のすべり量は 50m 以上であったと考えられている（[主文図 4](#)）。

4-2-2 各領域の地震

(1) 青森県東方沖及び岩手県沖北部

プレート間巨大地震

当該地震の震源域の形態の例として 1968 年十勝沖地震の震源域を [図 4-6](#) に示す。また、[図 4-7](#) に 1968 年十勝沖地震の余震分布を示す。これらから、おおむね北緯 41.7 度を北端、宮古の沖合付近（北緯 39.8 度）を南端とする矩形内で発生していることが分かる。

ひとまわり小さいプレート間地震

1968 年十勝沖地震の震源域の南部と平成 6 年（1994 年）三陸はるか沖地 1994 年の三陸はるか沖地震は、同じアスペリティを破壊する地震として扱える可能性がある（永井・他，2001）。しかし、それ以前の M7 以上の地震については、震源域が明確ではないものもあることから、本評価では領域内のいずれの場所でも同様の地震が発生する可能性があると考えた。

(2) 岩手県沖南部

プレート間巨大地震

過去にプレート間巨大地震が発生したことは知られていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

1901年の地震については、震央が度の単位までしか求められておらず（宇佐美・他，2013によると、東経139度、北緯39度とされている）、1968年6月の地震と比べ精度が低い。よって、繰り返し発生する地震とするだけの知見はないため、領域内のいずれの場所でも同様の地震が発生する可能性があると考えた。

(3) 宮城県沖

プレート間巨大地震

1793年と1897年8月に発生した地震が該当する。この二つの地震の震源域を含む東北地方太平洋沖地震は規模が顕著に大きいことから、今後のひずみの蓄積過程が二つの地震後の状態と異なる可能性がある。そのため、第二版では二つの地震を繰り返し発生する地震と考えたが、領域内のいずれの場所でも同様のプレート間巨大地震が発生する可能性があると考えた。

ひとまわり小さいプレート間地震

宮城県沖では1885年以降、1897年2月、1898年、1915年、1933年、1936年、1937年、1978年、1981年、2005年、2011年3月9日に地震が発生している（1937年の地震はプレート内地震であるという説もある）。このほかに、東北地方太平洋沖地震の震源域は宮城県沖を含んでいる。このうち、1897年2月、1930年代（1933年、1936年、1937年）、1978年、2005年の地震は似たような領域で繰り返し発生している。震源域の形態は1978年宮城県沖地震が最も広く、1930年代と2005年の地震はそのうちの南部を破壊したと考えられている（[図3-17](#)）。また、東北地方太平洋沖地震では1978年の震源域全体に破壊が及んだ（Iinuma et al., 2012）。一方、1898年、1915年、1981年、2011年3月9日の地震は繰り返し発生する地震と判断するだけの知見がない。したがって、宮城県沖の領域全体では繰り返し発生する地震として扱わず、いずれの場所でもM7以上の地震が発生する可能性がある判断した。

(4) 福島県沖

プレート間巨大地震

過去にプレート間巨大地震が発生したことは知られていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

1938年にM7以上の地震が連続した事例と1905年の地震が知られているが、繰り返し発生する地震とするだけの知見はないため、領域内のいずれの場所でも同様の地震が発生する可能性があると考えた。

(5) 茨城県沖

プレート間巨大地震

過去にプレート間巨大地震が発生したことは知られていない。

ひとまわり小さいプレート間地震

茨城県沖では1885年以降、1896年、1923年、1924年、1938年5月、1982年、2008年、2011年3月11日15時15分に地震が発生している。第二版によるとM6.7～7.2の地震が21.9年の平均発生間隔で繰り返し発生し、これらとは別にM7.0～7.6の地震が3回発生していると評価した。しかし、繰り返し発生していると評価していた地震には、評価対象として規模がやや小さいものが含まれる。また、対象地震をM7以上に限った場合、領域全体として、繰り返し発生する地震と判断するだけの知見がない。したがって、茨城県沖の領域全体では繰り返し発生する地震として扱わず、いずれの場所でもM7以上の地震が発生する可能性がある判断した。

(6) 房総沖

プレート間巨大地震

房総沖では太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生するプレート間巨大地震は知られていない。1677年11月の延宝房総沖地震は、主要なすべり域が浅部にあると考えられているため、海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）として扱う。

ひとまわり小さいプレート間地震

地震調査委員会（2014）による評価対象領域の内部で発生するプレート間地震は地震調査委員会（2014）ですでに評価している。一方、領域外の地震については、房総沖のプレート間地震が過去に発生したと判断できるほどの知見がない。

（7）青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り

青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

1611年の慶長三陸地震及び1896年の明治三陸地震は、津波数値計算等から得られた震源断層モデルによると、海溝軸付近で発生したことが知られている（図4-6）。これらの知見からおよその震源断層の長さは約200km、幅は約50kmとし、南北に延びる海溝に沿って位置すると考えた。しかし、このタイプの地震が特定の領域で繰り返し発生する地震であると判断できるほどの知見はない。そこで、青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのいずれかの場所で同様の地震が発生する可能性があるかと判断した。

（8）海溝軸外側

海溝軸外側の地震

海溝軸外側の地震としては、1933年の昭和三陸地震が知られている。瀬野（1995）によると、このタイプの地震は沈み込む前のプレートが曲げられることで発生する正断層型の浅い地震と考えられる。このタイプの地震のうち比較的規模の大きなものは、昭和三陸地震しか知られておらず、繰り返し発生する地震であると判断できるほどの知見がない。そこで、海溝軸外側のいずれかの場所で同様の地震が発生する可能性があるかと判断した。

（9）沈み込んだプレート内

沈み込んだプレート内の地震

房総沖では地震調査委員会（2014）による評価対象領域の内部で発生するプレート内の地震は地震調査委員会（2014）ですでに評価している。一方、領域外の地震については、1909年と1953年の2例を除いて房総沖の沈み込んだプレート内の地震と判断できるほどの知見がない。

茨城県沖以北では、1885年以降、1938年、1968年5月16日19時39分、2003年、2011年4月、2011年7月、2012年12月に地震が発生している。これらの地震は異なる場所で発生していることから、茨城県沖以北の沈み込んだプレート内のいずれの場所でも同様の地震が発生すると判断した。

4-3 日本海溝沿いで発生する将来の地震について

留意点

将来の地震の発生確率については、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、2001）に基づいて推定した。ただし、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）は、地震発生時期の不確実性を考慮する方法で別途検討した。ここでは、確率の計算方法や地震規模の推定方法、将来の地震発生に関する情報等の留意点を述べる。

- ・ポアソン過程を適用して確率を計算する地震のうち、ひとまわり小さいプレート間地震及び沈み込んだプレート内の地震については、カタログ期間を1923年1月1日から2011年3月11日14時46分までとした。気象庁による震源カタログが整備されている期間が1923年1月1日以降であるため、均質なデータから確率を計算するため開始日をこのように設定した。また、東北地方太平洋沖地震を境に地震活動が急激に変化したため、終了日時を東北地方太平洋沖地震発生直前までとした。第二版では東北地方太平洋沖地震も確率の計算に使用したが、本評価では地震の規模に応じて評価対象地震を整理したため、評価対象とした規模と異なる地震は除外した。

- ・過去に各領域で発生したひとまわり小さいプレート間地震の規模は、青森県東方沖及び岩手県沖北部でM7.0～7.6、岩手県沖南部でM7²～7.2、宮城県沖でM7.0～7.5、福島県沖でM7.1～7.5、茨城県沖でM7.0～7.6である。各領域で発生したこれらの地震の規模の上限と下限から、評価対象とする将来発生するひとまわり小さいプレート間地震の規模については、一律でM7.0～7.5程度とした（繰り返し発生する地震を除く）。
- ・震源域の多様性を考慮するため、過去にプレート間巨大地震が発生したことが知られている青森県東方沖及び岩手県沖北部と宮城県沖では、断層面積から領域内で発生しうる最大の地震規模を算出した。本評価では藤原・他（2015）の関係式を用いた。この関係式は日本海溝周辺で発生したプレート間地震から導出されたため、より地域性を反映したものであることから採用した。ただし、この式は他の海溝型地震を推定する関係式に比べ応力降下量がやや大きいため、Mが過大に算出される可能性がある。また、藤原・他（2015）に限らず、他の関係式においても、回帰式を用いて地震規模を算出するため、算出された値はばらつきがある中で最も確からしい値である点に注意が必要である。
- ・余震は個別にカウントし確率の計算に使用することとした。例えば、1968年十勝沖地震後、同日19時39分頃と同年6月にM7.0以上の余震が発生した。これらはそれぞれ順に、青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震、岩手県沖南部のひとまわり小さいプレート間地震に分類し、確率計算に使用した。

4-3-1 複数の領域を震源域とする次の地震

(1) 超巨大地震（東北地方太平洋沖型）

超巨大地震（東北地方太平洋沖型）については、津波堆積物等の調査結果を使用し、以下の手法により評価した。

東北地方太平洋沖地震の一つ前の地震は、1611年の慶長三陸地震か、1454年の享徳地震と考えた。第二版以降の研究により、享徳地震が該当するイベントとして推定され、宮城県沖から福島県沖にかけて広がる震源断層が推定された（[図4-8](#)）。一方、慶長三陸地震についても調査が進み、日本海溝沿いの規模の大きな地震である可能性が指摘されている（[図4-9](#)）。ただし、二つの地震を明確に区別できるような津波堆積物はほとんど発見されていない。また、1454年の地震の記録は1611年に比べて残存しておらず資料の多寡だけで比較することもできない。したがって、現時点では二つの地震のどちらが該当するかは評価できないと考えた。二つとも超巨大地震であった可能性もあるが、宮城県沖の深海底堆積物の調査結果（[図3-38](#)）で確認されたタービダイトが3層（2011年、1454年、869年）であったことから、本評価ではどちらかが該当すると判断した。

地震の規模については、最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度とした。東北地方太平洋沖地震の津波は房総半島まで到達したが、歴史記録の中で、宮城県沖を震源とした地震で房総半島まで津波が到達したという記録は無く、津波堆積物調査でも貞観地震による堆積物は茨城県沿岸以南では発見されていない。したがって、過去の超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の規模はM9.0より小さかった可能性がある。しかし、歴史記録や津波堆積物は地震動と津波の到達範囲を必ずしも全て説明できるわけでは無く、特に津波堆積物は津波到達範囲よりも狭い範囲にしか残らず、地震後の風化や工事等により失われることも多い。近年、岩手県沿岸で貞観地震の津波堆積物が発見され、より規模の大きい地震であった可能性が示唆されているように、今後の調査によっては過去の地震の規模が修正される可能性がある。

将来の地震発生確率は津波堆積物などから推定されるイベント活動時期より、モンテカルロ法を用いて次の手順で求めた。① 歴史記録や地質記録より、イベントごとに発生年や発生する年代の幅を仮定した。発生する年代に幅がある場合は、イベント発生の確率密度関数は幅の中で等しいとした。② ①で求めた確率密度関数に基づき乱数を発生させ、各イベントの発生年を選定し地震時系列を作成した。③ 発生させたイベントの間隔から、最尤法によりBPT分布のパラメータ（平均発生間隔 μ 、およびばらつきの度合を表す値 α ）を決定した。④ ②、③の手順を10万回繰り返し実施し、パラメータ（ μ と α ）の頻度分布を求めた。⑤ ④で求めたパラメータ分布（ μ と α ）を用いて今後30年間に地震が発生する可能性を95%の信頼区間などを用いて評価した。⑥ 乱数を使って発生させた地震時系列の活動間隔の頻度分布を求め、地震の再来間隔を評価した。

² 宇津（2001）の表中にある1901年の地震のMによる。宇津（2001）では、Mの値に十分な精度がない場合、小数点以下は記載されていない。

[図4-10](#)に求められたBPT分布のパラメータ(μ と α)の頻度分布を示す。 μ を1年毎、 α を0.01毎の区間に分けて抽出された時系列の個数を数えた。最頻値は平均発生間隔 μ は554年、ばらつきの度合いを示す α は0.23となった。頻度の高いパラメータの値は、 μ については550~600年となり、第二版の600年程度と同程度である。また α は0.2~0.3となり、地震調査委員会が使われている0.24(陸域の活断層に対する値、地震調査委員会、2001)に近く、比較的規則性を持って地震が繰り返していることがわかる。次に求められたBPT分布のパラメータを用いて、今後30年間に地震が発生する確率を計算した。現在は、最新活動時期(2011年)から8年ほどしか経過しておらず、発生確率はほぼ0%になり、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)が発生する可能性は非常に低いことがわかる。参考までに、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率の時間変化を[図4-11](#)に示す。発生後200年ほどは確率がほぼ0%で推移することがわかる。[図4-12](#)に抽出された時系列の発生間隔の頻度分布を示す。四つの大きなピークは最新活動地震を含め過去3回の地震から出てきているものである。これは過去3回の地震は歴史記録などから年代が決まっているため(最新は2011年、一つ前は1611年か1454年、二つ前は869年)、発生間隔を絞り込むことができ、頻度が大きくなっていることによる。95%の信頼区間で発生間隔は380年~810年と評価でき、現在は2011年の最新活動時期から経過年数が短く、まだ発生確率が低い時期であることがわかる。

(2) その他の超巨大地震

超巨大地震(東北地方太平洋沖型)以外の超巨大地震として、さらに規模の大きな地震を想定することも可能である。例えば、岩手県沖南部からカムチャツカ半島沖まで長さ約2,400kmの海溝沿いが同時に破壊する地震を想定できる。しかし、そのような地震が過去に発生したことは知られておらず、地震発生確率を計算することは困難である。また、規模については、断層面積から推定することができるが、既往最大の地震である1960年のチリ地震(Mw9.5)を超える規模でも適用できるかは不明である。したがって、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)以外の超巨大地震が発生する可能性を否定できないが、将来の地震の規模・発生確率等は不明とした。

4-3-2 各領域の次の地震

(1) 青森県東方沖及び岩手県沖北部

プレート間巨大地震

1968年十勝沖地震(M7.9)から将来発生する地震の規模をM7.9程度とした。1968年以外の地震にはこれより小さなMが推定されているものもあるが、被害状況から1968年の地震と同規模である可能性が指摘されている(宇佐美・他、2013)。また、近代的な地震観測の開始前に発生した地震に関する情報の信頼性は開始後と比べると低いことも考慮し、1968年のM7.9を代表値とした。震源域が海溝寄りまで及ぶ場合、藤原・他(2015)に基づき断層面積から地震規模を推定すると最大でM8.8に達するが、そのような地震は知られておらず、将来発生する地震の発生確率等は不明である。

将来の地震発生確率については、繰り返し発生する地震としてBPT分布モデルを適用し、算出した。平均発生間隔 μ は1677年、1763年、1856年、1968年の4回から算術平均で97.0年と算出した。ばらつきのパラメータ α は、この4回の地震から、BPT分布モデルをあてはめ0.11となる。しかし、データが少ない場合には α は小さく求められる場合もある(Ogata, 1999)ことから、陸域の活断層のデータから得られた α の値(地震調査委員会、2001)も併用し α の値は0.11~0.24とした。これらの値から発生確率を計算すると、今後30年以内の地震発生確率は5~30%となる。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率の時間変化を[図4-13](#)に示す。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、東北地方太平洋沖地震以前の地震発生サイクルと比べて当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。当該地震の震源域は東北地方太平洋沖地震後も固着しているが、隣接する岩手県沖南部では地震後約8か月間だけで数十cmの余効すべりを観測しており([図4-14](#))、現在でも減衰しつつ継続している。したがって、領域の境界付近で当該地震を発生させるような応力が加わることで、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

ひとまわり小さいプレート間地震

将来発生する地震の規模については、各領域において過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震(繰り返し発生する地震を除く)の規模からM7.0~7.5程度とした。領域内では1923年1月

1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に10回発生したが、同じ場所で繰り返し発生しているか明らかとなっていない。したがって、8.8年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上と推定される。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。当該地震の震源域は領域内で特定できないが、領域内の広い範囲で東北地方太平洋沖地震後も固着している(図4-14)。一方で、隣接する岩手県沖南部では地震後約8か月間だけで数十cmの余効すべりを観測しており(図4-14)、現在でも減衰しつつ継続している。したがって、領域の境界付近で当該地震を発生させるような応力が加わることで、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

(2) 岩手県沖南部

プレート間巨大地震

岩手県沖南部では、プレート間巨大地震の発生は知られていない。地殻変動観測からすべり欠損速度が小さいことが知られており(図3-45、46)、隣接する領域に比べてひずみが蓄積する速度も小さいと考えられる。しかし、近年、岩手県の太平洋沿岸で津波堆積物調査が行われ、多くの津波堆積物が発見された(例えば、高田・他、2016)。個々の堆積物の波源は不明で、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)や後述する津波地震等による堆積物も含むと思われるが、当該領域でプレート間巨大地震が発生した可能性も否定できない。以上から、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定することはできず、将来の地震の規模・発生確率は不明とした。

ひとまわり小さいプレート間地震

将来発生する地震の規模については、各領域において過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震(繰り返し発生する地震を除く)の規模からM7.0~7.5程度とした。領域内では1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に1回のみ発生した。期間外に1901年にM7の地震が発生したが、震央位置や地震の規模の精度が低く、同じ場所で繰り返し発生しているか明らかとなっていない。よって、将来の地震は88.2年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は30%程度と推定される。

岩手県沖南部では被害を伴う地震が知られていないため、第二版では地震発生確率を計算しなかったが、本評価では被害の有無に関わらず一律でM7.0以上を評価対象とし、確率を計算した。

(3) 宮城県沖

プレート間巨大地震

将来発生する地震の規模は1793年の地震(M7.9)からM7.9程度とした。当該地震として、1793年(M7.9)と1897年8月(M7.7)の2回の地震が知られており、このうちの規模の大きい方を代表値とした。震源域が海溝寄りまで及ぶ場合、藤原・他(2015)に基づき断層面積から地震規模を推定すると最大でM8.6に達するが、そのような地震は知られておらず、将来発生する地震の発生確率等は不明である。

将来の地震発生確率については、ポアソン過程を適用して計算した。東北地方太平洋沖地震は当該地震ではないが、宮城県沖の広い範囲を震源域として含む。1793年や1897年8月の地震と比べて、東北地方太平洋沖地震は規模が顕著に大きいことから、今後のひずみの蓄積過程が2回の地震後と異なる可能性があるが、まだ十分に解明されていない。そのため、確率の計算にはBPT分布モデルを適用せず、上記2回の地震と東北地方太平洋沖地震から発生頻度を計算し、ポアソン過程から地震発生確率を推定した。発生履歴から頻度は109.0年に1回と算出されるため、今後30年以内の地震発生確率は20%程度である。

第二版では、海溝寄りの領域で繰り返し発生しているとしてBPT分布モデルを適用して確率を算出した。しかし、陸寄りの領域と連動して(もしくは単独で)プレート間巨大地震が発生する可能性も否定できない。実際に1793年の地震は陸寄りと連動した可能性が指摘されている。また、陸寄りでは東北地方太平洋沖地震以降、低角逆断層型地震の活動が活発な状況が継続している。さらに、海外の事例では、超巨大地震後に周辺の領域でプレート間巨大地震が誘発されたことが知られている

([図4-15](#))。これらのことから109.0年に1回の割合で、領域内で時間的にも空間的にも一様に発生すると考えポアソン過程を適用した。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域の陸寄りの部分では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。宮城県沖の陸寄りでは東北地方太平洋沖地震で一度はがれた固着が再開しているが、隣接する岩手県沖南部や福島県沖の北側では地震後約8か月間だけで数十cmの余効すべりを観測しており([図4-14](#))、現在でも減衰しつつ継続している。したがって、領域の境界付近で当該地震を発生させるような応力が加わることで、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

ひとまわり小さいプレート間地震

将来発生する地震の規模については、各領域において過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震(繰り返し発生する地震を除く)の規模からM7.0~7.5程度とした。領域内では1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に6~7回発生した(このうち、1937年の地震は沈み込んだプレート内の地震の可能性もあるため、1回分の幅を与えた)。このうち、1930年代の一連の地震(1933年、1936年、1937年)、1978年、2005年の地震は陸寄りの似たような領域で繰り返し発生しているが、1981年、2011年3月9日は異なる領域で発生している。したがって、12.6~14.7年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度と推定される。ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、当該領域の陸寄りの部分では東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震が発生しやすくなったと考えられる。したがって、地震発生確率は上記の確率より高い可能性がある。

陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震(宮城県沖地震)

将来発生する地震の規模は、震源域の形態がよく知られている地震のうち、最も規模が大きな地震である1978年宮城県沖地震(M7.4)から、M7.4前後とした。

将来の地震発生確率は、BPT分布モデルを適用し、繰り返し発生する地震として算出した。東北地方太平洋沖地震は当該地震ではないが、当該地震の震源域を含むため、平均発生間隔とばらつきのパラメータの計算に使用し、また、最新発生時期とみなし、BPT分布モデルを適用した。平均発生間隔は1897年2月、1930年代(1936年で代表)、1978年、2000年以降(2011年3月11日で代表)の4回から算術平均で38.0年と算出した。ばらつきのパラメータ α は、この4回の地震から、BPT分布モデルをあてはめた結果、0.10となった。しかし、データが少ない場合には α は小さく求められる場合もある(Ogata, 1999)ことから、陸域の活断層のデータから得られた α の値(地震調査委員会, 2001)も併用し α の値は0.10~0.24とした。これらの値から、今後30年以内の地震発生確率は50%程度となる。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を[図4-16](#)に示す。[図4-16](#)によると、2029年1月1日時点で確率は90%程度もしくはそれ以上にまで上昇しており、短い期間で確率が急上昇することがわかる。

第二版では東北地方太平洋沖地震の余効変動が観測され続けている中、今後どのようにひずみが蓄積し、地震がどのような間隔で発生するか不明であるため、確率は不明とした。しかし、海底地殻変動観測の進展により、東北地方太平洋沖地震時・地震後の地殻変動の様子が解明されつつある。地震後8か月間の観測データによると、当該地震の震源域の南北では数十cmに及ぶ余効すべりが発生しているが、当該地震の震源域ではすべりは小さい([図4-14](#))。このことから、当該地震の震源域では固着が再開していると考え、次の地震発生サイクルに入っていると判断した。よって、本評価ではBPT分布モデルを適用して、地震発生確率を算出した。

ただし、以下に示す理由により、当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。一つは、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響である。当該地震の震源域では東北地方太平洋沖地震後、固着が再開していると判断したが、隣接する岩手県沖南部や福島県沖の北側では余効すべりが継続している([図4-14](#))。したがって、領域の境界付近で当該地震を発生させるような応力が加わることで、東北地方太平洋沖地震以前の地震発生サイクルと比べて、地震が発生しやすくなっていると考えられる。このことは地震発生サイクルシミュレーションによっても想定されている。当該地震の震源域に固着域を設定し、固着の強弱に応じた複数のシナリオで地震発生サイクルシミュレーションを実施すると、多くのシナリオで超巨大地震(東北地方太平洋沖型)後、余効すべりによって固着域での応力が急速に

増加するため、当該地震の発生間隔が平均発生間隔より短くなるという結果が得られる。参考までに、そのうちの一つのシナリオを例として示す（[図 4-17](#)）。もう一つは、当該地震の震源域における低角逆断層型地震の活動状況である。当該地震の震源域では東北地方太平洋沖地震以降、低角逆断層型地震の活動が活発になり、現時点でも活発な状況が継続している（[図 4-18](#)）。

（4）福島県沖

プレート間巨大地震

福島県沖では、プレート間巨大地震の発生は知られていない。しかし、1938年の群発地震の震源域を1回で破壊するような地震が起こり得ると考えると、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定できないので、将来の地震の規模・発生確率は不明とした。

ひとまわり小さいプレート間地震

将来発生する地震の規模については、各領域において過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震（繰り返し発生する地震を除く）の規模からM7.0～7.5程度とした。領域内では1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に2回（1938年11月5日17時43分、同日19時50分）発生したが、同じ場所で繰り返し発生しているか明らかとなっていない。したがって、44.1年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は50%程度と推定される。

第二版では上記2回の地震と1938年11月6日の沈み込んだプレート内の地震をまとめて1回の地震として扱ったが、本評価ではポアソン過程を適用する場合に複数の地震をまとめる必要はないと判断し、2回のプレート間地震と1回の沈み込んだプレート内の地震として扱った。また、ポアソン過程を適用する際のカatalog期間を、第二版では1600年以降としたが、M7.0～7.5程度の規模では発生した被害が軽微であった場合に記録として残っていない可能性があるため、本評価では他の領域と同様に1923年1月1日から2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までとした。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。当該地震の震源域は領域内で特定できないが、領域内の南部では東北地方太平洋沖地震後も固着している（[図 4-14](#)）。一方で、領域内の北部では地震後約8か月間だけで数十cmの余効すべりを観測しており（[図 4-14](#)）、現在でも減衰しつつ継続している。したがって、領域内部では当該地震を発生させるような応力が加わることで、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

（5）茨城県沖

プレート間巨大地震

茨城県沖では、プレート間巨大地震の発生は知られていない。しかし、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定できないので、将来の地震の規模・発生確率は不明とした。

ひとまわり小さいプレート間地震

将来発生する地震の規模については、各領域において過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震（繰り返し発生する地震を除く）の規模からM7.0～7.5程度とした。領域内では1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に5回発生したが、同じ場所で繰り返し発生しているか明らかとなっていない。したがって、17.6年に1回の割合で時間的にも空間的にも当該領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は80%程度と推定される。

第二版では、M6.7～7.2で繰り返し発生する地震とそれ以外の地震を別々に評価したが、繰り返し発生する地震以外でもM7を超える地震が多く発生していることから、本評価では両者を統合したうえでM7.0以上の地震を評価した。

ただし、東北地方太平洋沖地震の余効すべりによる応力変化の影響で、東北地方太平洋沖地震以前の平均的な状況と比べて、当該地震がより発生しやすくなったと考えられるため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。当該地震の震源域は領域内で特定できないが、陸寄りの部分は東北地方太平洋沖地震後も固着している（[図 4-14](#)）。一方で、陸域や海溝寄りの部分では地震後約8か月間だけで数十cmの余効すべりを観測しており（[図 4-14](#)）、現在でも減衰しつつ継続している。したがって、領域内部では当該地震を発生させるような応力が加わることで、地震が発生しやすくなっていると考えられる。

(6) 房総沖

プレート間巨大地震

房総沖では、プレート間巨大地震の発生は知られていない。しかし、プレート間巨大地震が発生する可能性を否定できないので、将来の地震の規模・発生確率は不明とした。

ひとまわり小さいプレート間地震

房総沖で発生する地震の多くは沈み込んだプレート内の地震と合わせて地震調査委員会(2014)ですでに評価している。一方、プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震の評価対象領域(地震調査委員会, 2014 を参照)の外部で発生する地震については、プレート内地震と区別できるほどの知見がない。そのため、房総沖で発生するひとまわり小さいプレート間地震については、地震調査委員会(2014)を参照されたい。

参考までに、地震調査委員会(2014)では南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴い発生する M7 程度の地震をまとめて評価しており、今後 30 年以内にプレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震が発生する確率を 70%程度としている。

(7) 青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り

青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)

1600 年から 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震発生までに 4 回の地震の発生が知られているが、同じ場所で繰り返し発生しているとはいえない。よって、青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄りで時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率を 30%程度と推定される。

ただし、宮城県沖の海溝寄りの部分については、東北地方太平洋沖地震によりひずみを解放した状態と考えられる。よって、この部分は領域内の他の場所よりも地震が発生しにくいと考えられる。

地震の規模については 1896 年の明治三陸地震の M_t8.6~9.0 で代表させた。ただし、東北地方太平洋沖地震のように浅部だけでなく深部も同時にすべる場合、規模はさらに大きくなる可能性がある。

茨城県沖と房総沖では上盤側のプレートが異なっているが、これらの領域が連動する可能性は否定できない。1677 年 11 月の延宝房総沖地震は福島県沖から房総沖にかけての浅部が同時に破壊される震源断層モデルが提唱されている(図 3-26)。海外の事例として、ソロモン諸島で 2007 年 4 月 2 日に発生した地震は、オーストラリアプレートとソロモン海プレートが太平洋プレートに沈み込む境界で連動した。遠地実体波解析によると、オーストラリアプレートとソロモン海プレートを区切るトランスフォーム断層を越えて浅部を中心に大きなすべり域が推定されている(図 4-19)。茨城県沖と房総沖のような沈み込み帯で発生する海溝型地震とは状況は異なるが、接触するプレートが異なる場合でも、津波地震のようにプレート間浅部を中心に発生する地震では連動する可能性があるといえる。

第二版では、断層長(200km)に相当する特定の領域における地震発生確率を算出していたが、他の海溝型地震の長期評価との整合性を考慮し、本評価では算出しないこととした。

(8) 海溝軸外側

海溝軸外側の地震

将来発生する地震の規模は 1933 年の昭和三陸地震の規模から M_{8.2} 前後とした。

1600 年から 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震発生までに顕著な津波を伴った地震が 1 回発生したのみなので、同じ場所で繰り返し発生しているか明らかではない。よって、海溝軸外側で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 7%と推定される。

ひとまわり小さい地震については、地震発生確率を算出しないこととした。一般に、海溝軸外側の地震は、陸上の観測網から遠く離れた場所で発生するため、精度よく震源を決定することが難しい。特に、比較的規模が小さい地震では顕著な揺れや地殻変動、津波を伴わない。そのため、M₇ 以上の地震であっても抽出しきれない可能性があるため、確率を算出しなかった。M₇ 以上の海溝軸外側の地震として、2005 年 11 月、2011 年 3 月 11 日 15 時 25 分、2013 年に発生した地震が知られている。このうち、2013 年は負傷者 1 名を伴っているが、その他は顕著な被害を伴っていない。

海溝軸外側の地震はプレート間地震の後に続けて発生することがある。特に、昭和三陸地震は 1896 年の明治三陸地震の 38 年後に発生していることから、2011 年の東北地方太平洋沖地震以降、長期間にわたって海溝軸外側の地震に注意する必要がある。Kanamori(1972)は、明治三陸地震によりプレ

ート間の固着が弱まり、昭和三陸地震が誘発された可能性があるとしている。このほかに、2006年11月に千島列島で発生したM7.9のプレート間巨大地震の2か月後に海溝軸外側でM8.2の地震が発生し、2004年12月のスマトラ島北部西方沖の地震(Mw9.1)から約8年後の2012年4月にMw8.6の地震が海溝軸外側で発生している。

一方で、海溝軸外側の地震がプレート間地震を誘発する可能性も指摘されている。Uchida et al. (2016)によると、昭和三陸地震後にプレート間地震が増加しており、海溝軸外側の地震が発生することによる応力変化がプレート間地震を誘発しうるとしている。

ただし、プレート間地震が必ず海溝軸外側の地震を誘発するわけではなく、また、海溝軸外側の地震が必ずプレート間地震を誘発するわけでもない。また、1977年のSumba地震のように海溝軸外側の地震が単独で発生することもある(Spence, 1986)。

第二版では、断層長(200km)に相当する特定の領域における地震発生確率を算出していたが、他の海溝型地震の長期評価との整合性を考慮し、本評価では算出しないこととした。

(9) 沈み込んだプレート内

沈み込んだプレート内の地震

沈み込んだプレート内の地震の評価は茨城県沖以北のみを評価対象とした。房総沖の地震の多くはプレート間地震と合わせて地震調査委員会(2014)ですでに評価されている。一方、プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震の評価対象領域(地震調査委員会, 2014を参照)の外部で発生する地震については、1909年と1953年の地震を除いて、プレート間地震と区別できるほどの知見がない。そのため、房総沖の沈み込んだプレート内の地震の評価については地震調査委員会(2014)を参照されたい。参考までに地震調査委員会(2014)では南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴い発生するM7程度の地震をまとめて評価しており、今後30年以内にプレートの沈み込みに伴うM7程度の地震が発生する確率を70%程度としている。

茨城県沖以北で将来発生する地震の規模は、過去にM7.1~M7.5の地震が発生していることから、M7.0~7.5程度とした。これらの地震は過去に3~4回発生した。4回のうち1937年の地震はプレート間地震の可能性もあるため、1回分の幅を与えた。これらの地震は同じ場所で繰り返し発生しているとはいえない。したがって、22.0~29.4年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は60~70%と推定される。

ただし、東北地方太平洋沖地震後、当該地震が高い頻度で発生しているため、地震発生確率は上記より高い可能性があることに留意が必要である。M4以上の地震活動をみると、東北地方太平洋沖地震直後は当該地震の活動が活発になった。最近では活動が落ち着いてきているが、東北地方太平洋沖地震前の状況まで戻ってきたとはいえない(図4-20)。また、M7以上に限定すると、沈み込んだプレート内の地震は東北地方太平洋沖地震以降、3回発生している。

なお、ここで想定した地震の規模はM7.0~7.5程度であるが、日本海溝と同様に太平洋プレートが陸のプレートに沈み込んでいる千島海溝では、M8を超える地震として、平成6年(1994年)北海道東方沖地震(M8.2)が発生していることから、日本海溝沿いにおいても同様の地震が発生する可能性も考えられる。また、評価対象ではないが、2008年に岩手県北部でM6.8の地震が発生し、死傷者が出ているため、規模の小さいものでも震源が陸に近い場合は被害を及ぼすことがある。

4-4 多様な確率計算手法の試算

(1) 宮城県沖のプレート間巨大地震

本評価では宮城県沖で発生するプレート間巨大地震にポアソン過程を適用して、将来の地震発生確率を評価した。評価にあたっては、以下のようにBPT分布モデルを適用する計算方法も候補として試算した。

第二版では、三陸沖南部海溝寄りの領域(本評価の宮城県沖の領域のうち海溝寄りの部分に相当)で1793年と1897年8月に大地震が発生し、また、東北地方太平洋沖地震の震源域がこの領域を含むと評価し、この3例から109.0年の間隔で繰り返し発生する地震として扱っている。ばらつきのパラメータ α の範囲を、この3回の地震から求めた値($\alpha=0.04$)と陸域の活断層のデータから得られた値(地震調査委員会, 2001)から0.04~0.24とし、BPT分布モデルを適用して2019年1月1日時点で計算すると、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%となる。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を図4-21に示す

一方、東北地方太平洋沖地震後の宮城県沖の領域でのひずみの蓄積過程は、1793年と1897年8月の地震後とは異なる可能性があるが、十分には解明されていない。このため、本評価では、地震の発

生頻度が一定で時間が経過しても地震の起こりやすさが変わらないという仮定に基づくポアソン過程を適用した。

(2) 宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）

本評価では宮城県沖の陸寄りで発生するひとまわり小さいプレート間地震は、繰り返し発生する地震として BPT 分布モデルを適用して、将来の地震発生確率を評価した。評価にあたっては、以下のように、他の計算方法も候補として試算した。

一つは、ポアソン過程を適用して地震発生確率を計算する方法である。これは当該地震が同じような場所で繰り返し発生する地震ではないという考えから提起されうるものである。Yamanaka and Kikuchi (2004) による強震波形を用いた震源過程解析によると、1936 年の地震の 1978 年宮城県沖地震とは別の震源域で発生している (図 4-22)。また、Kanamori et al. (2006) は、1937 年の地震が沈み込んだプレート内の地震である可能性を指摘している。さらに、1897 年 2 月の地震は発生年が古いため、観測データの不足や記録手法の違いにより震源の精度が低いと考えられる。これらを考慮すると、宮城県沖の陸寄りで発生する地震は繰り返し地震としては扱えない可能性がある。その場合、宮城県沖の領域のうち陸寄りでは、1923 年から 2011 年の東北地方太平洋沖地震発生までに、ひとまわり小さいプレート間地震が 4~5 回発生していると考えることができる。つまり 17.6~22.0 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 70~80% と計算される。または、BPT 分布モデルを適用した場合と同じように 1930 年代の 3 回の地震、2005 年と 2011 年の東北地方太平洋沖地震をそれぞれひとまとまりの活動とみなした場合、38.0 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 50% 程度と計算される。

もう一つは、確率値を不明と評価する方法である。これは東北地方太平洋沖地震以前の地震発生履歴から BPT 分布のモデルパラメータを算出すべきではないという考えから提起される。東北地方太平洋沖地震の震源域は、宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生する地震の中では最も規模の大きい 1978 年の震源域を含んでいるだけでなく、さらに沖合の広範囲で大きなすべりが観測されている (主文図 4、図 4-14)。また、宮城県沖の南部から福島県沖の北部にかけての部分と隣接する岩手県沖南部では大きな余効すべりが観測されている (図 4-14)。このように、東北地方太平洋沖地震時から地震後にかけての地殻変動は、宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生する地震とは大きく異なる様子が観測されているため、ひずみの蓄積過程を東北地方太平洋沖地震前と同様とみなして、地震前と同じ平均発生間隔やばらつきのパラメータを使用することは適切ではない可能性があるとする考え方である。

以上のように地震発生確率を評価することも可能であるが、本評価では、1936 年と 2005 年の地震がほぼ同一の震源域を持つという知見 (Kanamori et al., 2006) や 2005 年は 1978 年のアスペリティの一部が破壊されたという知見 (文部科学省研究開発局・他, 2010) から宮城県沖地震が完全に同じ領域ではないが一定の領域で繰り返し発生していると判断した。そのうえで、近年の海底地殻変動観測により東北地方太平洋沖地震後に固着が再開したと想定されることから BPT 分布モデルを適用した。東北地方太平洋沖地震前の地震発生履歴から算出したパラメータは適切でない可能性はあるが、現時点では地震調査委員会 (2001) による地震発生履歴に依拠した確率評価手法しか構築されていない。過去の地震発生履歴だけでなく、現在の地殻活動の状況を確率値として反映する手法を構築するのは今後の課題である。

引用文献

- Abe, K. (1977): Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
- Abe, K. (1978): A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *Journal of Physics of the Earth*, **26**, 381-396.
- Abe, K. (1981a): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **27**, 194-205.
- Abe, K. (1981b): Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **27**, 72-92.
- Abe, K. (1985): Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **38**, 214-223.
- Abe, K. and S. Noguchi (1983a): Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **32**, 45-59.
- Abe, K. and S. Noguchi (1983b): Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **33**, 1-11.
- 阿部勝征 (1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 東京大学地震研究所彙報, **63**, 289-303.
- 阿部勝征 (1999): 遡上高を用いた津波マグニチュードMtの決定—歴史津波への応用—, 地震第2輯, **52**, 369-377.
- 阿部勝征 (2003): 津波地震とは何か—総論 (総特集 三陸～房総沖津波地震—今後30年間に起る確率20%)—, 月刊地球, **25(5)**, 337-342.
- 阿部勝征 (2011): 津波マグニチュードMt (K. Abe, 1979)—津波から見た地震の規模—, (http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/PREV_HP/outreach/eqvolc/201103_tohoku/)
- 阿部壽・菅野喜貞・千釜章 (1990): 仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定, 地震第2輯, **43**, 513-525.
- 相田勇 (1977): 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, **52**, 71-101.
- Aida, I. (1978): Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
- Asano, Y., T. Saito, Y. Ito, K. Shiomi, H. Hirose, T. Matsumoto, S. Aoi, S. Hori and S. Sekiguchi (2011): Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, Planets and Space*, **63:29**, doi:10.5047/eps.2011.06.016.
- Ben-Menahem, A. (1977): Renormalization of the Magnitude scale, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **15**, 315-340.
- Charles DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical research letters*, **21(20)**, 2191-2194.
- Chester, F.M., C. Rowe, K. Ujiie, J. Kirkpatrick, C. Regalla, F. Remitti, J. C. Moore, V. Toy, M. Wolfson-Schwehr, S. Bose, J. Kameda, J. J. Mori, E. E. Brodsky, N. Eguchi, S. Toczko, and Expedition 343 and 343T Scientists (2013): Structure and composition of the plate-boundary slip zone for the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, **342(6163)**, 1208-1211, doi:10.1126/science.1243719.
- 千釜章・多田省一郎・青沼正光 (1998): 下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因, 地震2, **51**, 61-73.
- 中央気象臺 (1897): 顕著地震概況、8月5日の地震, 「明治三十年地震報告」, 77.
- DeMets, C., R. G. Gordon and D. F. Argus (2010): Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, **181(1)**, 1-80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- 蝦名裕一 (2015): 東北地方太平洋沿岸における歴史津波の史料と伝承の分析—1611年慶長奥州地震津波に関する新出史料を中心に—, 津波工学研究報告, **32**, 231-239.
- 蝦名裕一・今井健太郎 (2014): 史料や伝承に基づく1611年慶長奥州地震の津波痕跡調査, 津波工学研究報告, **31**, 139-148.

- El-Fiky, G.S. and T. Kato (1999) : Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion, *Journal of Geophysical Research*, **104(B9)**, 20361-20377.
- Fujie, G., S. Kodaira, T. Sato and T. Takahashi (2016) : Along-trench variations in the seismic structure of the incoming Pacific plate at the outer rise of the northern Japan Trench, *Geophysical Research Letters*, **43**, 666-673, doi : 10.1002/2015GL067363.
- 藤井陽一郎 (1977) : 1933 年三陸沖地震の地殻変動, 測地学会誌, **23**, 74-81.
- Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa (2011) : Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, Planets and Space*, **63:55**, doi:10.5047/eps.2011.06.010.
- 藤岡換太郎 (1985) : 東北日本弧-海溝系の地形と地質, 地学雑誌, **94-2**, 84-101.
- 藤原広行・平田賢治・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・松山尚典・遠山 信彦・鬼頭直・村嶋陽一・村田泰洋・井上拓也・斎藤龍・秋山伸一・是永眞理子・阿部雄太・橋本 紀彦 (2015) : 日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, **400**, 49-52.
- Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda (2011) : The 2011 Tohoku-Oki earthquake : Displacement reaching the trench axis, *Science*, **334(6060)**, 1240, doi : 10.1126/science.1211554.
- Fujiwara, T., C. dos Santos Ferreira, A. K. Bachmann, M. Strasser, G. Wefer, T. Sun, T. Kanamatsu and S. Kodaira (2017) : Seafloor displacement after the 2011 Tohoku-oki earthquake in the northern Japan Trench examined by repeated bathymetric surveys, *Geophysical Research Letters*, **44(23)**, 11,833-11,839, doi:10.1002/2017GL075839.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1975) : Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **10**, 355-368.
- Fulton, P.M., E. E. Brodsky, Y. Kano, J. Mori, F. Chester, T. Ishikawa, R. N. Harris, W. Lin, N. Eguchi, S. Toczko, Expedition 343, 343T and KR13-08 Scientists (2013) : Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements, *Science*, **342(6163)**, 1214-1217, doi : 10.1126/science.1243641.
- Furlong, K. P., T. Lay and C. J. Ammon (2009) : A great earthquake rupture across a rapidly evolving three-plate boundary, *Science*, **324(5924)**, 226-229, doi: 10.1126/science.1167476.
- Goto, K., C. Chagué-Goff, S. Fujino, J. Goff, B. Jaffe, Y. Nishimura, B. Richmond, D. Sugawara, W. Szczuciński, D.R. Tappin, R.C. Witter and E. Yulianto (2011) : New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, **290**, 46-50.
- Goto, T., K. Stake, T. Sugai, T. Ishibe, T. Harada and S. Murotani (2015) : Historical tsunami and storm deposits during the last five centuries on the Sanriku coast, Japan, *Marine Geology*, **367**, 105-117.
- Hasegawa, A., S. Horiuchi, and N. Umino (1994) : Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *Journal of Geophysical Research*, **99(B11)**, 22295-22311.
- Hasegawa, A., J. Nakajima, S. Kita, T. Okada, T. Matsuzawa and S. Kirby (2007) : Anomalous deepening of a belt of intraslab earthquakes in the Pacific slab crust under Kanto, central Japan : Possible anomalous thermal shielding, dehydration reactions, and seismicity caused by shallower cold slab material, *Geophysical Research Letters*, **34(9)**, L09305, doi : 10.1029/2007GL029616.
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野 徳仁 (2013) : 東京直下に沈み込む 2 枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動, 地学雑誌, **122-3**, 398-417.
- Hashimoto, C., K. Fukui and M. Matsu'ura (2004) : 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure and Applied Geophysics*, **161**, 2053-2068, doi:10.1007/s00024-004-2548-8.
- Hashimoto, C., A. Noda and M. Matsu'ura (2012) : The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophysical Journal International*, **189(1)**, 1-5, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05368.x.

- 羽鳥徳太郎 (1973) : 安政 3 年(1856 年 8 月 23 日)八戸沖津波の規模と波源域の推定, 地震第 2 輯, **26**, 204-205.
- 羽鳥徳太郎 (1975a) : 房総沖における津波の波源—延宝(1677 年)・元禄(1703 年)・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定—, 東京大学地震研究所彙報, **50**, 83-91.
- 羽鳥徳太郎 (1975b) : 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 東京大学地震研究所彙報, **50**, 397-414.
- 羽鳥徳太郎 (1976a) : 1938 年福島県沖群発地震による津波の発生機構, 地震第 2 輯, **29**, 179-190.
- 羽鳥徳太郎 (1976b) : 南房総における元禄 16 年(1703 年)津波の供養碑—元禄津波の推定波高と対象地震津波との比較—, 東京大学地震研究所彙報, **51**, 63-81.
- 羽鳥徳太郎 (1987a) : 寛政 5 年(1793 年)宮城沖地震における震度・津波分布, 東京大学地震研究所彙報, **62**, 297-309.
- 羽鳥徳太郎 (1987b) : 房総沖における津波の波源, 地震第 2 輯, **40**, 205-211.
- 羽鳥徳太郎 (1998) : 貞観 11 年(869 年)宮城多賀城津波の推定波源域, 月刊海洋号外, **15**, 167-171.
- Hayes, G. P., D. J. Wald and R. L. Johnson (2012) : Slab1.0 : A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B01302, doi : 10.1029/2011JB008524.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji (1997) : Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hino, R., T. Kanazawa and A. Hasegawa (1996) : Interplate seismic activity near the northern Japan Trench deduced from ocean bottom and land-based seismic observations, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **93**, 37-52.
- 平川一臣 (2012) : 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味 : 仮説的検討, 科学, **82**, 172-181.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa (2001) : Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2177-2191.
- Iida, M. and M. Hakuno (1984) : The difference in the complexities between the 1978 Miyagiken-Oki earthquake and the 1968 Tokachi-Oki earthquake from a viewpoint of the short-period range, *Journal of Natural Disaster Science*, **6(2)**, 1-26.
- Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazum, Y. Osadam, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto and S. Miura (2012) : Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data, *Journal of Geophysical Research*, **117(B7)**, doi:10.1029/2012JB009186.
- Iinuma, T., R. Hino, N. Uchida, W. Nakamura, M. Kido, Y. Osada and S. Miura (2016) : Seafloor observations indicate spatial separation of coseismic and postseismic slips in the 2011 Tohoku earthquake, *Nature communications*, **7**, 13506.
- 池田安隆 (1996) : 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, **15**, 93-99.
- 池田安隆 (2003) : 地学的歪速度と測地学的歪速度の矛盾, 「総特集・日本列島の地殻変動と地震・火山・テクトニクス(下) 多田堯先生を偲ぶ」, 月刊地球, **25(2)**, 125-129.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) : 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254pp.
- Ikeda, Y. (2014) : Strain buildup in the Northeast Japan orogen with implications for gigantic subduction earthquakes, *Episodes : Journal of International Geoscience*, **37(4)**, 234-245.
- 池原 研・荒井晃作・田村 亨・天野敦子・佐藤智之・宇佐見和子 (2014) : 海底の地震性堆積物を用いた地震発生間隔の研究, 東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測 平成 25 年度成果報告書, 64-75.
- Ikehara, K., T. Kanamatsu, Y. Nagahashi, M. Strasser, H. Fink, K. Usami, T. Irino and G. Wefer (2016) : Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years, *Earth and Planetary Science Letters*, **445**, 48-56.

- 今井健太郎・前田拓人・飯沼卓史・蝦名裕一・菅原大介・今村文彦・平川新 (2015) : 組み合わせ最適化手法を利用した歴史津波の波源推定法-1611年慶長奥州地震の事例-, 東北地域災害科学研究, **51**, 139-144.
- 今泉俊文・石山達也・原口 強・宮内崇裕・後藤秀昭・島崎邦彦 (2010) : 津波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究, 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 152-185.
- 石橋克彦 (1986) : 1677(延宝5)年関東東方沖の津波地震について, 歴史地震, **2**, 149-152.
- 石田瑞穂 (1986) : 関東・東海地域の震源分布から推定したフィリピン海及び太平洋プレートの等深線, 国立防災科学技術センター研究報告, **36**, 1-19.
- 井上宇胤・地震課・銚子測候所・長津呂測候所・札幌管区气象台・仙台管区气象台・中央气象台・名古屋地方气象台 (1953) : 房総沖地震調査報告, 験震時報, **19**, 42-70.
- Ishida, M. (1992) : Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, *Journal of Geophysical Research*, **97(B1)**, 489-513.
- Ishimura, D. and T. Miyauchi (2015) : Historical and paleo-tsunami deposits during the last 4000 years and their correlations with historical tsunami events in Koyadori on the Sanriku Coast, northeastern Japan, *Progress in Earth and Planetary Science*, **2:16**, 2-18, doi: 10.1186/s40645-015-0047-4.
- Ishimura, D. and T. Miyauchi (2017) : Holocene environmental changes and paleo-tsunami history in Onuma on the southern part of the Sanriku Coast, northeast Japan, *Marine Geology*, **386**, 126-139.
- 伊藤亜妃・日野亮太・西野実・藤本博巳・三浦誠一・小平秀一・長谷見晶子 (2002) : エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造, 地震第2輯, **54**, 507-520.
- Ito, A., G. Fujie, T. Tsuru, S. Kodaira, A. Nakanishi and Y. Kaneda (2004) : Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 163-175, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.007.
- Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira and Y. Kaneda (2005) : 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, *Geophysical Research Letters*, **32(5)**, L05310, doi: 10.1029/2004G022307.
- Ito, A., Y. Yamamoto, R. Hino, D. Suetsugu, H. Sugioka, M. Nakano, K. Obana, K. Nakahigashi and M. Shinohara (2017a) : Tomographic image of crust and upper mantle off the Boso Peninsula using data from an ocean-bottom seismograph array, *Earth, Planets and Space*, **69:118**, doi:10.1186/s40623-017-0703-6 .
- Ito, A., H. Sugioka, K. Obana, R. Hino, D. Suetsugu, K. Nakahigashi, M. Shinohar, M. Nakano and Y. Yamamoto (2017b) : Upper boundaries of the Pacific and Philippine Sea plates near the triple junction of the Boso Peninsula deduced from ocean-bottom seismic observations, *Earth, Planets and Space*, **69:30**, doi:10.1186/s40623-017-0608-4.
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一 (1999) : GPS データのインバージョン解析から推定した東北日本におけるプレート間カップリングの推定, 月刊地球号外, **25**, 158-165.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000) : Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 117-130.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine and H. Hirose (2007) : Slow Earthquakes Coincident with Episodic Tremors and Slow Slip Events, *Science*, **315(5811)**, 503-506, doi: 10.1126/science.1134454.
- 岩淵洋 (2012) : 日本海溝海側斜面における地殻伸張速度, 地震, **65**, 9-19.
- 岩淵義郎 (1968) : 日本列島東方沖の海溝地形について, 地質学雑誌, **74**, 37-46.
- 地震調査委員会 (1999) : 日本の地震活動<追補版>, 391pp.
- 地震調査委員会 (2000) : 宮城県沖地震の長期評価, 18pp.
- 地震調査委員会 (2001) : 長期的な地震発生確率の評価手法について, 99pp.
- 地震調査委員会 (2003) : 2003年5月26日宮城県沖の地震の評価, 9pp.
- 地震調査委員会 (2005) : 2005年8月16日宮城県沖の地震の評価, 13pp.
- 地震調査委員会 (2009) : 日本の地震活動<第2版>, 496pp.
- 地震調査委員会 (2011) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について, 70pp.

- 地震調査委員会 (2011b) : 2011年4月の地震活動の評価, 39pp.
- 地震調査委員会 (2014) : 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について, 83pp.
- 地震調査委員会 (2017) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第三版), 130pp.
- 地震調査委員会 (2018) : 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」以降の地震活動の評価, 39pp.
- Kanamori, H. (1971a) : Seismological evidence for a lithospheric normal faulting - the Sanriku earthquake of 1933, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **4**, 289-300.
- Kanamori, H. (1971b) : Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, **12**, 1-13.
- Kanamori, H. (1972) : Mechanism of tsunami earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **6(5)**, 346-359.
- Kanamori, H., M. Miyazawa and J. Mori (2006) : Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms, *Earth, Planets and Space*, **58**, 1533-1541.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, N. Hirata (2012) : Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, **335(6069)**, 705-708, doi: 10.1126/science.1215141.
- 神田克久・武村雅之 (2005) : 震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, 地震第2輯, **58(3)**, 177-198.
- Kawasaki, I. and Y. Suzuki (1974) : Rise time and effective stress estimation from comparison of near-field data with theoretical seismograms in a semi-infinite medium; the Sanriku earthquakes of March 3, 1933, *Journal of Physics of the Earth*, **22**, 223-236.
- Kido, M., Y. Osada, H. Fujimoto, R. Hino and Y. Ito (2011) : Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, **38(24)**, L24303, doi:10.1029/2011GL050057.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1985) : Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes - The Tokachi-Oki earthquakes of 1968, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **37**, 235-248.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987) : Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, **144**, 231-247.
- Kimura, H., K. Kasahara, T. Igarashi and N. Hirata (2006) : Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interpolate aseismic slips, *Tectonophysics*, **417**, 101-118, doi: 10.1016/j.tecto.2005.06.013.
- 気象庁 (1969) : 1968年十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告, **68**, 1-244.
- 気象庁 (1983) : 日本付近の地域・海域別の被害地震・津波地震の表および震度分布図, 470pp.
- 気象庁 (2011) : 平成23年3月地震・火山月報 (防災編), 321pp.
- 気象庁 (2013) : 東北地方太平洋沖地震後の宮城県気仙沼市沖M6クラスの繰り返し地震, 地震予知連絡会会報, **89**, 68-71.
- 気象庁 (2018) : 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について～7年間の地震活動～, 11pp. (<https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/08d/1802offtohokueq.pdf>).
- 気象庁地震予知情報課・気象庁仙台管区气象台・気象庁気象研究所 (2010) : 東北地方 (福島県いわき沖・岩手県種市沖) の固有地震 (周期的な相似地震), 地震予知連絡会会報, **82**, 84-90.
- 気象庁仙台管区气象台 (2017) : 東北地方とその周辺の地震活動 (2016年5月～10月), 地震予知連絡会会報, **97**, 64-80.
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima, and T. Matsuzawa (2010) : Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 415-426.
- Kodaira, S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, S. Miura and A. Taira (2012) : Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature Geoscience*, **5**, 646-650, doi: 10.1038/ngeo1547.

- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka and T. Okadaf (2011) : A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, **310(3-4)**, 480-487.
- 河野幸夫・今村文彦・箕浦幸治 (2000) : 貞観津波と海底潜水調査, 東北地域災害科学研究, **36**, 115-122.
- Kono, Y., F. Murakami, F. Imamura and K. Minoura (2000) : Historical tsunami that occurred 1,100 years ago and underwater diving research, *Proceeding of the 4th International Conference on Hydro-Science and Engineering, Seoul, Korea, September 26-29*, 1-10.
- 越村俊一 (2005) : 1896年明治三陸地震津波, 広報 ぼうさい, **28**, 18-19.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya (1996) : Spatial distribution of intermediate depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **93**, 63-89.
- Kusumoto, S., T. Goto, T. Sugai, T. Omori and K. Satake (2018) : Geological evidence of tsunamis in the past 3800 years at a coastal lowland in the Central Fukushima Prefecture, Japan, *Marine Geology*, **404**, 137-146.
- Lay, T. (2017) : A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-oki Mw 9.1 earthquake, *Tectonophysics*, **733**, 4-36.
- Matsumoto, H., M. Yoshida and M. Kumagai (2012) : Paleo-tsunami and the 2011 tsunami deposits on the Sendai coastal lowland, northeast Japan, *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **33(4)**, 385-389.
- 松浦律子・中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫 (2006) : 江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業－7年間の成果中間報告－, 歴史地震, **21**, 255-256.
- Matsu'ura, R. S. (2017) : A short history of Japanese historical seismology: past and the present, *Geoscience Letters*, **4**, 3, doi:10.1186/s40562-017-0069-4.
- Matsuzawa, T., T. Igarashi and A. Hasegawa (2002) : Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophysical Research Letters*, **29(11)**, 1543, doi : 10.1029/2001GL014632.
- 箕浦幸治 (1991) : 東北日本における巨大津波の発生と周期, 歴史地震, **6**, 61-76.
- Minoura, K. and S. Nakaya (1991) : Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *Journal of Geology*, **99**, 265-287.
- Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono and T. Iwashita (2001) : the 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, *Journal of Natural Disaster Science*, **23**, 83-88.
- Minoura, K., S. Hirano and T. Yamada (2013) : Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, *Natural Hazards*, **68**, 631-643.
- Miura, S., S. Kodaira, A. Nakanishi, T. Tsuru, N. Takanashi, N. Hirata and Y. Kaneda (2003) : Structural characteristics controlling the seismicity of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data, *Tectonophysics*, **363**, 79-102, doi : 10.1016/S0040-1951(02)00655-8.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira and Y. Kaneda (2005) : Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, **407**, 165-188, doi : 10.1016/j.tecto.2005.08.001.
- 三宅弘恵・浅野公之・瀨瀬一起・岩田知孝 (2016) : 2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録を用いた震源モデルの概要, 日本地震工学会論文集, **16(4)**, 12-21.
- 宮内崇裕 (2012) : 海岸部を襲う直下型地震 : 懸念される海底活断層と地震性地殻変動. 科学, **82**, 651-661.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak interpolate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes, *Science*, **321(5893)**, 1194-1197, doi : 10.1126/science.1160256.
- Mogi, A. and K. Nishizawa (1980) : Breakdown of a Seamount on the Slope of the Japan Trench, *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, **56(5)**, 257-259.

- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所 (2010) : 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所 (2014) : 東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測 平成 25 年度成果報告書, 平成 26 年 5 月, 121pp.
- Mori, J. and K. Shimazaki (1983) : High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 1529-1544.
- Mori, N., T. Takahashi and The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2012) : Nationwide survey of the 2011 Tohoku earthquake tsunami, *Coastal Engineering Journal*, **54(1)**, 1-27, doi: 10.1142/S0578563412500015.
- 室谷智子・菊地正幸・山中佳子 (2003) : 近地強震計記録を用いた 1982 年茨城県沖地震の震源過程, 日本地震学会 2003 年度秋季大会, P029.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001) : 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較—, 地震第 2 輯, **54**, 267-280.
- 名古屋大学 (2008) : 2008 年 5 月 8 日 茨城県沖地震(Mj6.4, 7.0)の震源過程, 地震予知連絡会報, **80**, 101-110.
- 内閣府 (2011) : 平成 23 年版防災白書,
(<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/hakusho/h23/index.htm>).
- 内閣府 (2012) : 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告,
(<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/index.html>).
- 内閣府 (2013) : 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 45pp., および図表集, 138pp.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa (2006) : Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophysical Research Letters*, **33(16)**, L16309, doi : 10.1029/2006GL026773.
- Nakajima, J., F. Hirose and A. Hasegawa (2009) : Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Nakanishi, M. (2011) : Bending-related topographic structures of the subducting plate in the northwestern Pacific Ocean, In *Accretionary Prisms and Convergent Margin Tectonics in the Northwest Pacific Basin, Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, edited by Ogawa, Y., R. Anma and Y. Dilek, **8**, 1-38, Springer, Dordrecht.
- Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo and K. Ariyoshi (2016) : Possible scenarios for occurrence of M~7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation, *Scientific reports*, **6**, 25704.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木滋 (2010) : 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, **10**, 1-21.
- Namegaya Y. and K. Satake (2014) : Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophysical Research Letters*, **41**, 2297-2303, doi:10.1002/2013GL058678.
- 行谷佑一・佐竹健治 (2014) : 869 年貞観地震の規模の再検討: 津波堆積物と浸水深を考慮したシミュレーションに基づく, 歴史地震, **29**, 256.
- 行谷佑一・矢田俊文 (2016) : 史料に記録された中世における東日本太平洋沿岸の津波, 地震第 2 輯, **66(4)**, 73-81.
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B.F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki (2003) : Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, **424**, 660-663.
- Nishenko, S. P. and R. Buland (1987) : A Generic Recurrence Interval Distribution for Earthquake Forecasting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 1382-1399.

- 西村卓也・三浦哲・立花憲司・橋本恵一・佐藤俊也・堀修一郎・村上栄寿・河野俊夫・仁田交市・三品正明・平澤朋郎・宮崎真一 (1999) : 1994 年三陸はるか沖地震の余効変動と三陸沖プレート間カップリング, 月刊地球号外, **25**, 152-157.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa and H. Miyazaki (2000) : Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura and K. Tanaka (2004) : Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophysical Journal International*, **157(2)**, 901-916.
- Nishimura, T. (2014) : Pre-, Co-, and Post-Seismic Deformation of the 2011 TohokuOki Earthquake and its Implication to a Paradox in Short-Term and Long-Term Deformation, *Journal of Disaster Research*, **9(3)**, 294-302.
- Niwa, Y., T. Sugai, Y. Matsushima, S. Toda (2017) : Subsidence along the central to southern Sanriku coast, northeast Japan, near the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake, estimated from the Holocene sedimentary succession along a ria coast, *Quaternary International*, **456**, 1-16, doi : 10.1016/j.quaint.2017.08.008.
- 野口伸一・関口渉次 (2001) : 関東地域のフィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みと変形, 月刊地球, **23(10)**, 733-741.
- Noguchi, S. (2002) : Earthquake Clusters in the Kanto and Tokai Subduction Zones : Implications for Modes of Plate Consumption, In *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, edited by Y. Fujinawa and A. Yoshida, 451-467, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo.
- Obana, K., G. Fujie, T. Takahashi, Y. Yamamoto, Y. Nakamura, S. Kodaira and M. Shinohara (2012) : Normal - faulting earthquakes beneath the outer slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: Implications for the stress regime in the incoming Pacific plate, *Geophysical Research Letters*, **39(7)**, L00G24, doi:10.1029/2011GL050399.
- Obana, K., S. Kodaira, Y. Nakamura, T. Sato, G. Fujie, T. Takahashi and Y. Yamamoto (2014) : Aftershocks of the December 7, 2012 intraplate doublet near the Japan Trench axis, *Earth, Planets and Space*, **66:24**.
- Ogata, Y. (1999) : Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 17995-18014.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011) : Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, **475**, 373-376.
- 岡村行信・行谷佑一 (2011) : 17 世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, 活断層・古地震研究報告, **11**, 15-20.
- 岡村行信 (2012) : 地質から東北地方太平洋沖地震を考える, 地震ジャーナル, **54**, 1-12.
- 大島章一・荻野卓司・桂忠彦・池田清・内田摩利夫・永野真男・林田政和・宗田賢二・春日茂・谷伸 (1985) : 第1鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面へのもぐり込み現象, 水路部研究報告, **20**, 25-46.
- Peterson, Eric T. and Tetsuzo Seno (1984) : Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, **89(B12)**, 10233-10248.
- Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara, M. Shishikura (2016) : Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench, *Geophysical Research Abstracts*, **18**, EGU2016-749, EGU General Assembly 2016.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木滋 (2008) : 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, **8**, 71-89.
- Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, and Y. Namegaya (2013) : Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bulletin of the seismological society of America*, **103(2B)**, 1473-1492.

- Satake, K., Y. Fujii and S. Yamaki (2017) : Different depths of near-trench slips of the 1896 Sanriku and 2011 Tohoku earthquakes, *Geoscience Letters*, **4:33**, doi:10.1186/s40562-017-0099-y.
- Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki and A. Asada (2011) : Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, **332(6036)**, 1395, doi:10.1126/science.1207401.
- Sato, M., M. Fujita, Y. Matsumoto, T. Ishikawa, H. Saito, M. Mochizuki and A. Asada (2013) : Interplate coupling off northeastern Japan before the 2011 Tohoku - oki earthquake, inferred from seafloor geodetic data, *Journal of Geophysical Research*, **118**, 3860-3869, doi:10.1002/jgrb.50275.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝 (2007) : ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, **7**, 47-80.
- 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子 (2008) : ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, **8**, 17-70
- Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake and M. Shishikura (2012) : Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *Geophysical Research Letters*, **39**, L21309, doi:10.1029/2012GL053692.
- Sawai, Y., Y. Namegaya, T. Tamura, R. Nakashima and K. Tanigawa (2015) : Shorter intervals between great earthquakes near Sendai: Scour ponds and a sand layer attributable to A.D. 1454 overwash, *Geophysical Research Letters*, **42**, 4795-4800, doi:10.1002/2015GL064167.
- Sella, Giovanni F., Timothy H. Dixon and Ailin Mao (2002) : REVEL : A model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, **107(B4)**, ETG11-1, doi:10.1029/2000JB000033.
- Scholz, C. H. and J. Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B05310, doi:10.1029/2011JB009003.
- 瀬野徹三 (1979) : 宮城県沖に予想される地震について, 地震予知連絡会会報, **21**, 38-43.
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi (1980) : Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **23**, 39-61.
- 瀬野徹三・森山哲二・高野貴史 (1986) : 海溝三重点付近のサイスモテクトニクス, 月刊地球, **8**, 265-270.
- Seno, T. and T. Takano (1989) : Seismotectonics at the Trench-Trench-Trench Triple Junction off Central Honshu, *Pure and Applied Geophysics*, **129**, 27-40.
- 瀬野徹三 (1995) : 『プレートテクトニクスの基礎』, 朝倉書店, 190pp .
- Seno, T., T. Sakurai and S. Stein (1996) : Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *Journal of Geophysical Research*, **101(B5)**, 11305-11315.
- Seno, T (2005) : Variation of downdip limit of the seismogenic zone near the Japanese islands: implications for the serpentinization mechanism of the forearc mantle wedge, *Earth and Planetary Science Letters*, **231**, 249-262.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原治・藤野滋弘 (2007) : 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, **7**, 31-46.
- 宍倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一朗 (2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, **12**, 45-61.
- 消防庁災害対策本部 (2011) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) (第 140 報), 消防庁ホームページ, (http://www.fdma.go.jp/bn/higaihou_past_jishin_2310.html).
- 消防庁災害対策本部 (2018) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) (第 158 報), 消防庁ホームページ, (http://www.fdma.go.jp/bn/higaihou_new.html).
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦 (2001) : 西暦 869 年貞観津波による堆積作用とその数値復元, 津波工学研究, **18**, 1-10.

- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治 (2011) : 地質学的データを用いた西暦 869 年貞観地震津波の復元について, *自然災害科学*, **29-4**, 501-516.
- Sugawara, D., F. Imamura, K. Goto, H. Matsumoto and K. Minoura (2013) : The 2011 Tohoku-oki Earthquake Tsunami: Similarities and Differences to the 869 Jogan Tsunami on the Sendai Plain, *Pure and Applied Geophysics*, **170(5)**, 831-843.
- Suito, Hisashi (2017) : Importance of rheological heterogeneity for interpreting viscoelastic relaxation caused by the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69:21, doi:10.1186/s40623-017-0611-9.
- Sun, T., K. Wang, T. Iinuma, R. Hino, J. He, H. Fujimoto, M. Kido, Y. Osada, S. Miura, Y. Ohta and Y. Hu (2014) : Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature*, **514**, 84-87.
- Sun, T. and K. Wang (2015) : Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination, *Journal of Geophysical Research*, **120(2)**, 1329-1344, doi:10.1002/2014JB011707.
- Sun, T., K. Wang, T. Fujiwara, S. Kodaira and J. He (2017) : Large fault slip peaking at trench in the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature communications*, **8**, 14044.
- Spence, William (1986) : The 1977 Sumba earthquake series: Evidence for slab pull force acting at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, **91(B7)**, 7225-7239.
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana (2006) : Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *Journal of Geophysical Research*, **111(B4)**, doi:10.1029/2004JB003203.
- Tajima, F., J. Mori, and B.L.N. Kennett (2013) : A review of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0): Large-scale rupture across heterogeneous plate coupling, *Tectonophysics*, **586(26)**, 15-34.
- 高田圭太・宍倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課 (2016) : 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代, *活断層・古地震研究報告*, **16**, 1-52.
- Takahashi, N., S. Kodaira, T. Tsuru, J.-O. Park, Y. Kaneda, K. Suyehiro, H. Kinoshita, S. Abe, M. Nishino and R. Hino (2004) : Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan, *Geophysical Journal International*, **159**, 129-145, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02350.x.
- 高齋祥考・下川淳・長谷川安秀・太田健治・溜渕功史・草野富二雄 (2014) : 東北地方太平洋沖の繰り返し相似地震, *気象研究所技術報告*, **72**, 85-107.
- 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎 (2007) : 延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査, *歴史地震*, **22**, 53-59.
- 溜渕功史・中村雅基・山田安之 (2014) : 全国を対象とした客観的な相似地震の抽出, *気象研究所技術報告*, **72**, 5-16.
- 谷川晃一朗・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一 (2014) : 青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, *第四紀研究*, **53**, 55-62.
- Tanigawa, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Namegaya and D. Matsumoto (2014) : Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, *Journal of Quaternary Science*, **29**, 200-208.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996) : Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophysical Research Letters*, **23**, 1549-1552.
- The Tsunami Evaluation Subcommittee, The Nuclear Civil Engineering Committee and JSCE (Japan Society of Civil Engineers) (2002) : Tsunami Assessment Method for Nuclear Power Plants in Japan, 72pp.
- Tomita, F., M. Kido, Y. Ohta, T. Iinuma and R. Hino (2017) : Along-trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake, *Science Advances*, **3(7)**, e1700113, doi: 10.1126/sciadv.1700113.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011a) : 痕跡調査結果 統一調査データ リリース 20110715 版, 土木学会海岸工学委員会 東北地方太平洋沖地震津波情報 ホームページ, (<http://www.coastal.jp/ttjt/>)

- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2011b) : 2011 年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告, 津波工学研究報告, **28**, 129-134.
- 都司嘉宣 (1994) : 歴史上に発生した津波地震, 月刊地球, **16(2)**, 73-85.
- 都司嘉宣・上田和江 (1995) : 慶長 16 年(1611)、延宝 5 年(1677)、宝暦 12 年(1763)、寛政 5 年(1793)、および安政 3 年(1856)の各三陸地震津波の検証, 歴史地震, **11**, 75-106.
- 都司嘉宣・今井健太郎・馬淵幸雄・大家隆行・岡田清宏・岩渕洋子・今村文彦 (2012a) : 宮城県及び福島県沿岸での延宝五年 (1677) 房総及び慶長十六年 (1611) 三陸地震津波の痕跡調査, 津波工学研究報告, **29**, 189-208.
- 都司嘉宣・矢沼隆・平畑武則・今村文彦 (2012b) : 千葉県房総半島における延宝房総地震津波 (1677) の痕跡調査, 津波工学研究報告, **29**, 209-223.
- 都司嘉宣・馬淵幸雄・岡田清宏・畔柳陽介・木南孝博・松岡祐也・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦 (2014) : 延宝 5 年(1677)北三陸沖地震, 宝暦 12 年 12 月(1763 年 1 月)八戸沖地震, 天保 14 年(1843)根室沖地震、および、安政 3 年(1856)北三陸沖地震の各津波による東北地方北部沿岸での浸水高分布, 津波工学研究報告, **31**, 149-199.
- Tsuru, T., J.O. Park, N. Takahashi, S. Kodaira, S. Kido, Y. Kaneda and Y. Kono. (2000) : Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data, *Journal of Geophysical Research*, **105(B7)**, 16403-16413, doi:10.1029/2000JB900132.
- Tsuru, T., J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido and T. Hayashi (2002) : Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interpolate coupling, *Journal of Geophysical Research*, **107(B12)**, ESE-11, doi:10.1029/2001JB00166.
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa and T. Matsuzawa (2009) : What controls interpolate coupling? : Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, **283**, 111-121, doi : 10.1016/j.epsl.2009.04.003.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, J. Nakajima, and A. Hasegawa (2010) : Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B07309, doi : 10.1029/2009JB006962.
- Uchida, N. and T. Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, *Earth, Planets and Space*, **63(7)**, 675-679, doi : 10.5047/eps.2011.07.006.
- Uchida, N., K. Shimamura, T. Matsuzawa and T. Okada (2015) : Postseismic response of repeating earthquakes around the 2011 Tohoku-oki earthquake : Moment increases due to the fast loading rate, *Journal of Geophysical Research*, **120(1)**, 259-274, doi : 10.1002/2013JB010933.
- Uchida, N., S. H. Kirby, N. Umino, R. Hino, and T. Kazakami (2016) : The great 1933 Sanriku-oki earthquake: reappraisal of the main shock and its aftershocks and implications for its tsunami using regional tsunami and seismic data, *Geophysical Journal International*, **206(3)**, 1619-1633, <https://doi.org/10.1093/gji/ggw234>.
- Ujiie, K., H. Tanaka, T. Saito, A. Tsutsumi, J. J. Mori, J. Kameda, E. E. Brodsky, F. M. Chester, N. Eguchi, S. Toczko and Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments, *Science*, **342(6163)**, 1211-1214, doi : 10.1126/science.1243485.
- Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa (1995) : sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophysical Journal International*, **120**, 356-366.
- 海野徳仁・長谷川 昭・松澤 暢 (1995) : 近地 SP 波から求めた 1994 年三陸はるか沖地震の余震の深さ分布と太平洋プレートの形状, 平成 6 年度文部省科学研究費 (総合研究 A) 研究成果報告書 (課題番号 06306019) , 23-37.

- Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, G. Aoki (2006) : Revisiting the three M~7 Miyagi-oki earthquakes in the 1930s: possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M=7.4 Miyagi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **58**, 1587-1592.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995], 東京大学出版会, 496pp.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 最新版 日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会, 605pp.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, 694pp.
- Usami, K., K. Ikehara, T. Kanamatsu and C. McHugh (2018) : Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years, *Geoscience Letters*, **5(11)**, 1-12.
- 宇津徳治 (1982) : 日本付近のM6.0以上の地震及び被害地震の表: 1885年~1980年, 東京大学地震研究所彙報, **57**, 401-463.
- Utsu, T. (1984) : Estimation of Parameters for Recurrence Models of Earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **59**, 53-66.
- 宇津徳治 (1985) : 日本付近のM6.0以上の地震及び被害地震の表: 1885年~1980年 (訂正と追加), 東京大学地震研究所彙報, **60**, 639-642.
- 宇津徳治 (1999) : 地震活動総説, 東京大学出版会, 876pp.
- 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎 (2001) : 地震の事典 [第二版], 朝倉書店, 676pp.
- 渡辺偉夫 (1997) : 1611年慶長三陸津波と地震について-1896年明治三陸津波と地震の比較-, 津波工学研究, **14**, 79-88.
- 渡辺偉夫 (1998) : 日本被害津波総覧 (第2版), 東京大学出版会, 238pp.
- 渡邊偉夫 (2000) : 869 (貞観11)年の地震・津波と推定される津波の波源域, 津波工学研究報告, **17**, 27-37.
- 渡邊偉夫 (2001) : 伝承 (伝説) から地震・津波の実態をどこまで解明できるか-貞観十一年 (869年)の地震・津波を例として-, 第18回歴史地震研究会 研究発表会講演要旨集, 20.
- Watanabe, S., M. Sato, M. Fujita, T. Ishikawa, Y. Yokota, N. Ujihara and A. Asada (2014) : Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku - Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation, *Geophysical Research Letters*, **41(16)**, 5789-5796, doi:10.1002/2014GL061134.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008) : Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **113(B8)**, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2009) : Correction to "Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi - oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes", *Journal of Geophysical Research*, **114(B4)**, B04302, doi:10.1029/2009JB006419.
- Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, Y. Ito, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, K. Uehira, G. Fujie, Y. Kaneda, T. Takanami and T. Sato (2008) : Spatial heterogeneity of the mantle wedge structure and interpolate coupling in the NE Japan forearc region, *Geophysical Research Letters*, **35**, L23304, doi : 10.1029/2008GL036100.
- Yamamoto, Y., R. Hino and M. Shinohara (2011) : Mantle wedge structure in the Miyagi Prefecture forearc region, central northeastern japan arc, and its relation to corner-flow pattern and interpolate coupling, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B10310, doi : 10.1029/2011JB008470.
- Yamamoto, Y., K. Obana, S. Kodaira, R. Hino and M. Shinohara (2014) : Structural heterogeneities around the megathrust zone of the 2011 Tohoku earthquake from tomographic inversion of onshore and offshore seismic observations, *Journal of Geophysical Research*, **119**, 1165-1180, doi : 10.1002/2013JB010582.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *Journal of Geophysical Research*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.

- Yamazaki, Y., K. F. Cheung, and T. Lay (2018) : A Self - Consistent Fault Slip Model for the 2011 Tohoku Earthquake and Tsunami, *Journal of Geophysical Research*, **123(2)**, 1435-1458.
- Yanagisawa, H., K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru N. Iwamoto and Y. Takamori (2016) : Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami, *Journal of Geophysical Research*, **121**, 3504-3516, doi:10.1002/2015JB012617.
- 横田崇・根本信・松末和之・高瀬嗣郎・高田幸司・池田雅也 (2017) : 太平洋プレートのプレートモデルの検討, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS13-P04.
- 吉田東伍(1906) : 貞観十一年陸奥府城の震動洪溢, 歴史地理, **8**, 12, 1033-1040.
- Zhao, D., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa and H. Kanamori (2011) : Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) , *Geophysical Research Letters*, **38**, L17308, doi : 10.1029/2011GL048408.

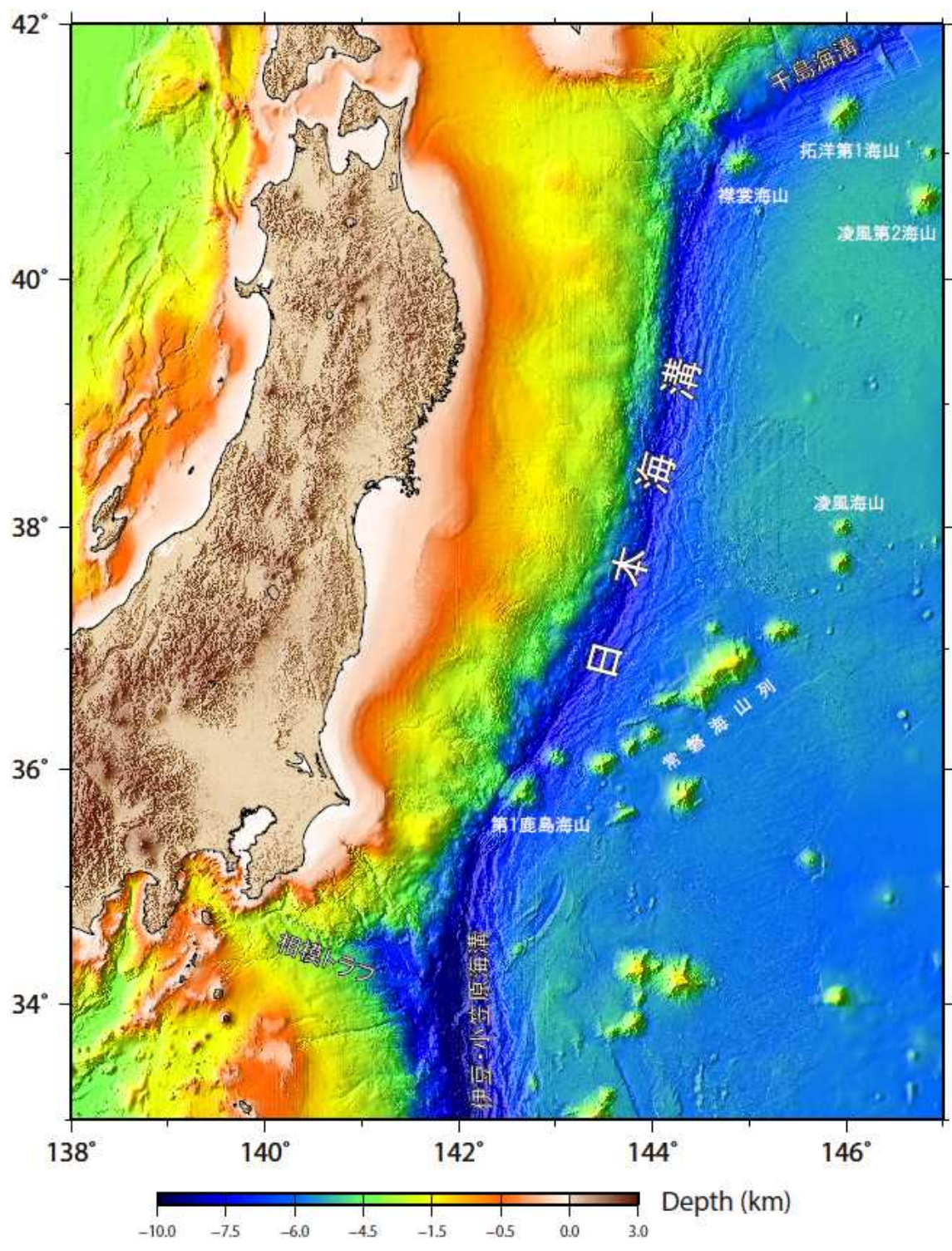


図 2 - 1 日本海溝沿いの海底地形図

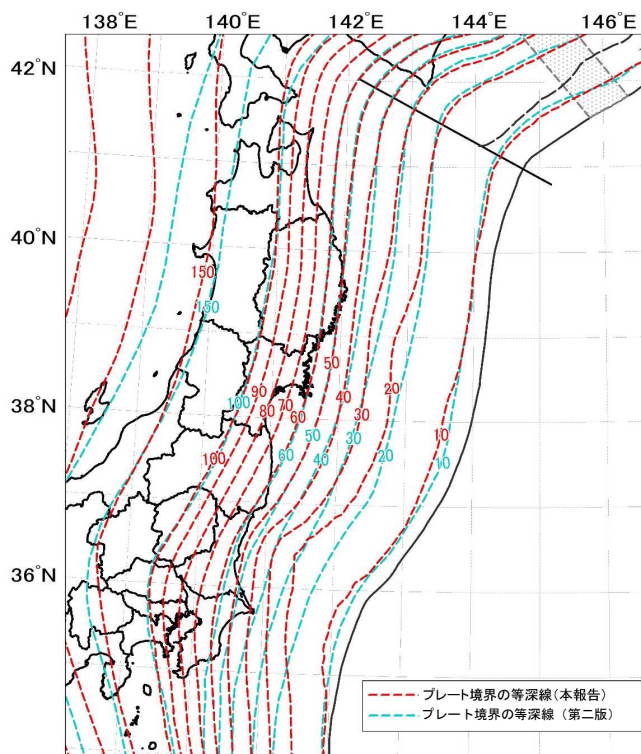


図 2-2-1 プレート境界と推定等深線図（第二版との比較）

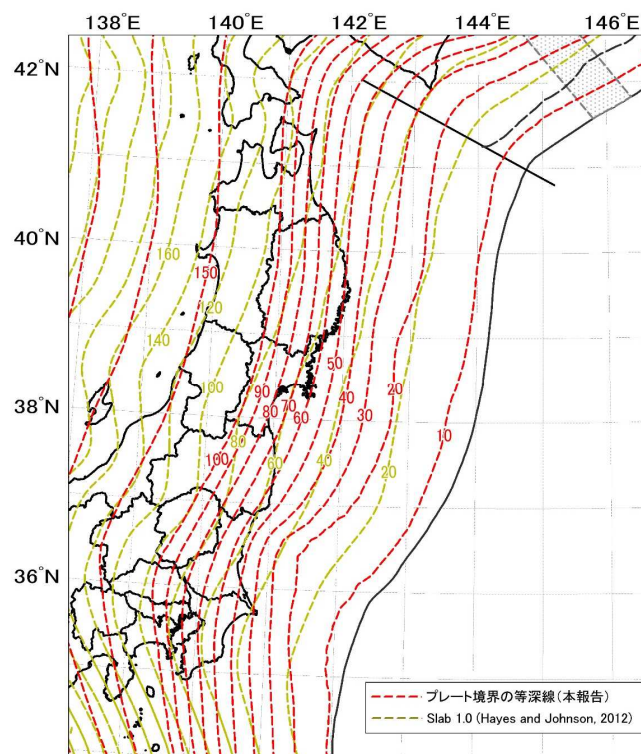


図 2-2-2 プレート境界と推定等深線図（Slab1.0 との比較）

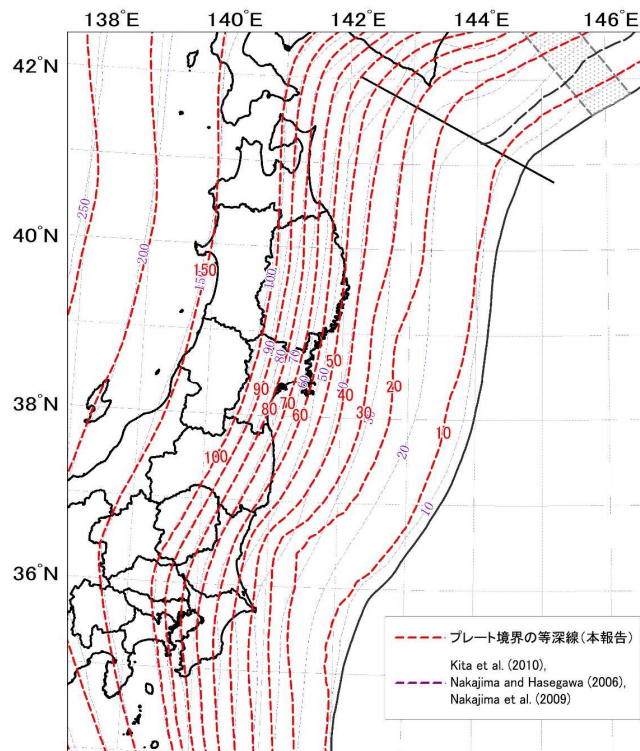


図 2-2-3 プレート境界と推定等深線図 (Kita et al., 2010、Nakajima and Hasegawa, 2006 及び Nakajima et al., 2009 との比較)

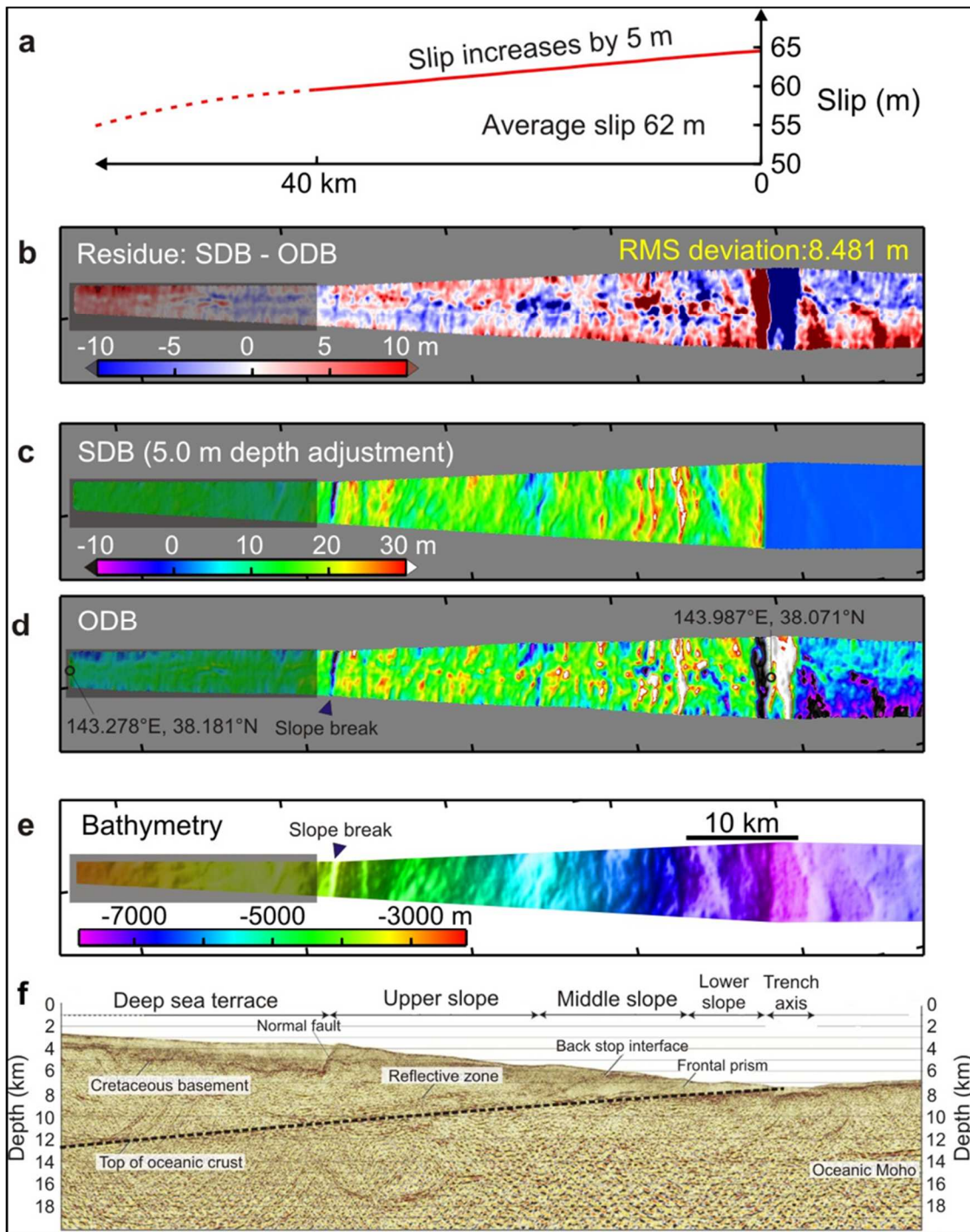


図 2-3 東北地方太平洋沖地震前後の地形変化にもとづくすべり量分布の推定 (Sun et al., 2017)

- a. 断層すべり量分布
- b. 地震後と地震前の地形変化と計算された地形変化との残差
- c. 計算の地形変化
- d. 地形変化（地震前と後の地形の差）
- e. 地震前の海底地形
- f. 反射法音波探査の地下構造イメージ。

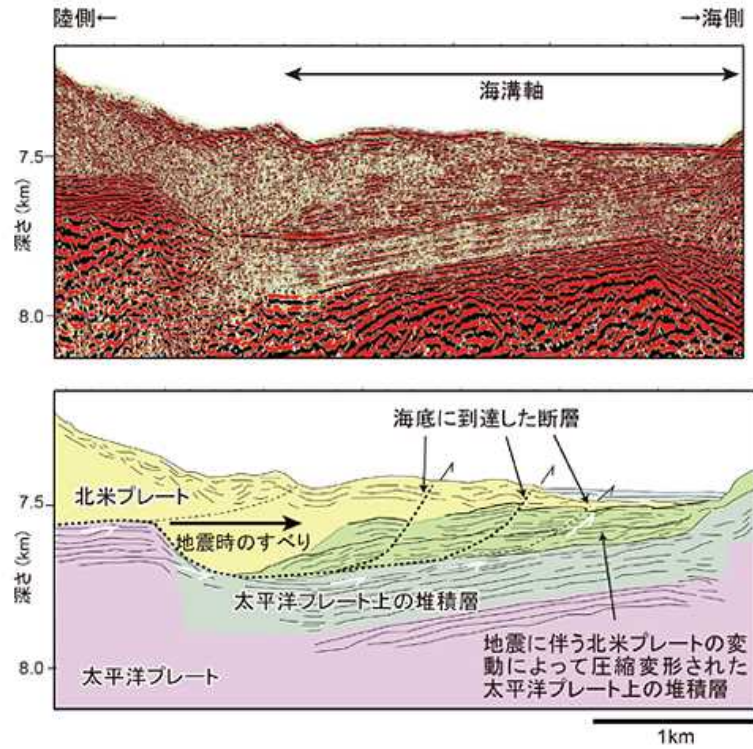


図 2-4 海溝軸付近での高解像度の反射法探査による地下構造データ (Kodaira et al., 2012 を改変)
 (上) : 地下構造データ
 (下) : 地下構造データの解釈図 (点線部 : 地震断層、薄い点線部 : 地震断層の可能性のある部分)

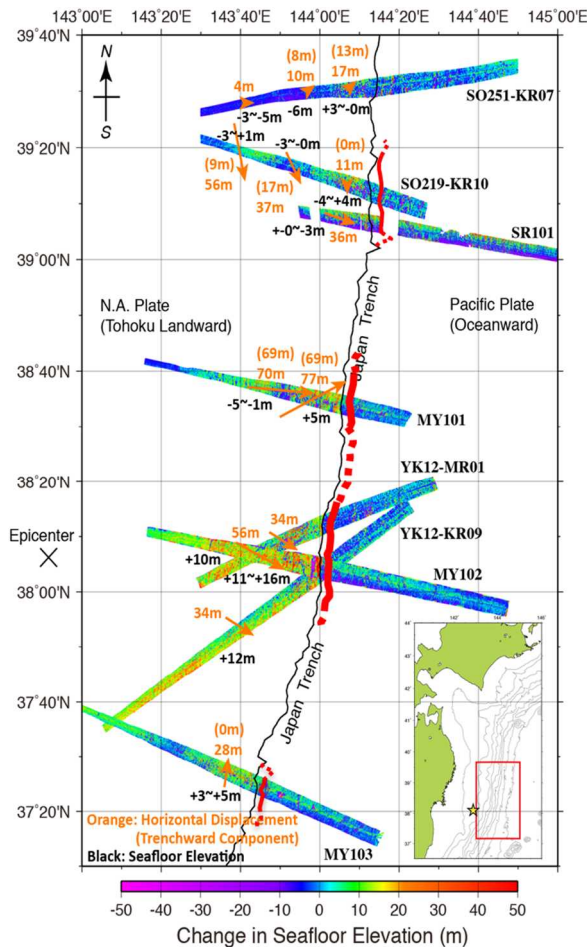


図 2-5 東北地方太平洋沖地震前後の地形変化 (Fujiwara et al., 2017)
 水平変位の大きさをオレンジの数値で示し、その海溝軸方向成分を () 内に示す。

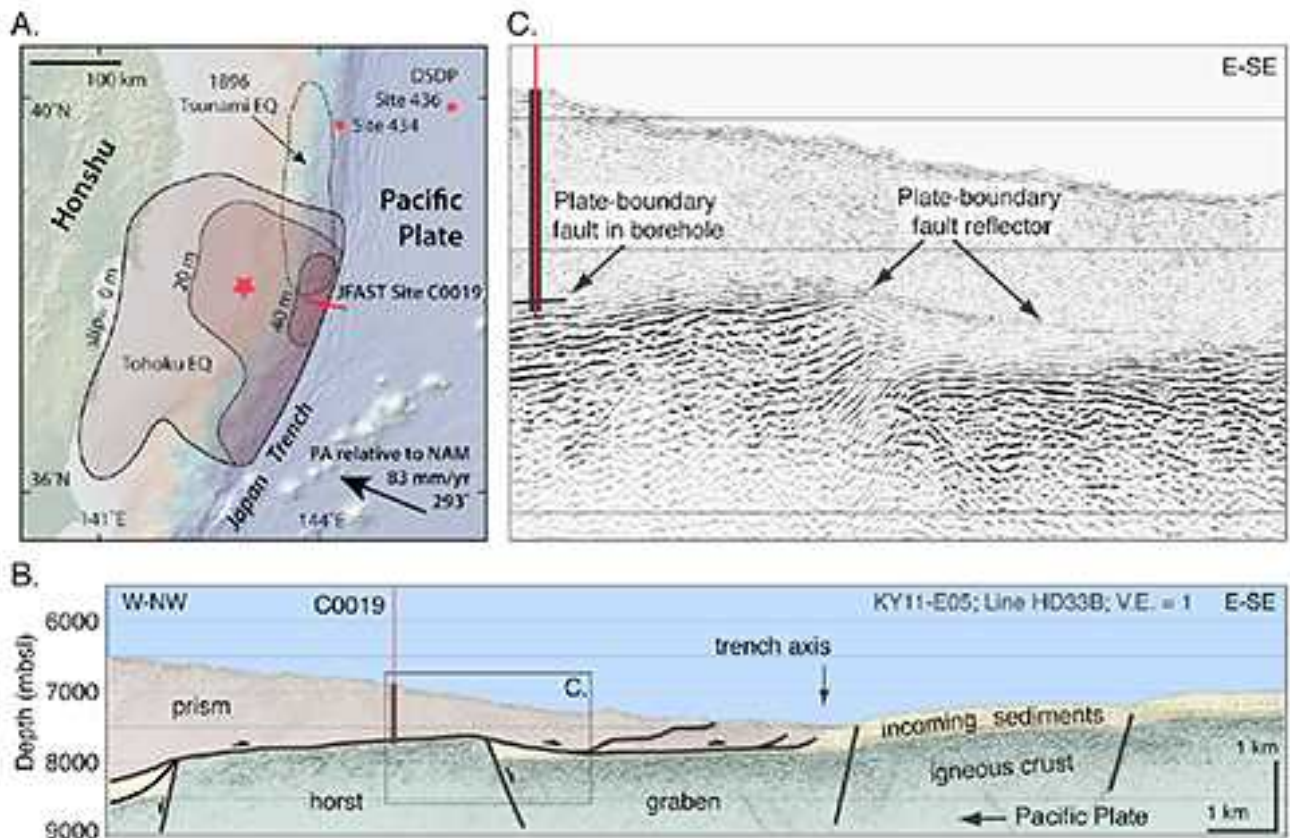


図 2-6 東北地方太平洋沖地震震源断層に達した海底掘削 (Chester et al., 2013)

- A) 掘削地点 (C0019)、震央 (赤星印)、そして、断層のすべり量分布を示す。
- B) 掘削地点の地質構造断面を示す。掘削地点は、沈み込む太平洋プレートが変形受けた地塁 (horst) の上で、遠洋性堆積物 (黄色) は薄くなっている。
- C) 掘削地点のクローズアップ。プレート境界断層は海溝軸まで続いている。

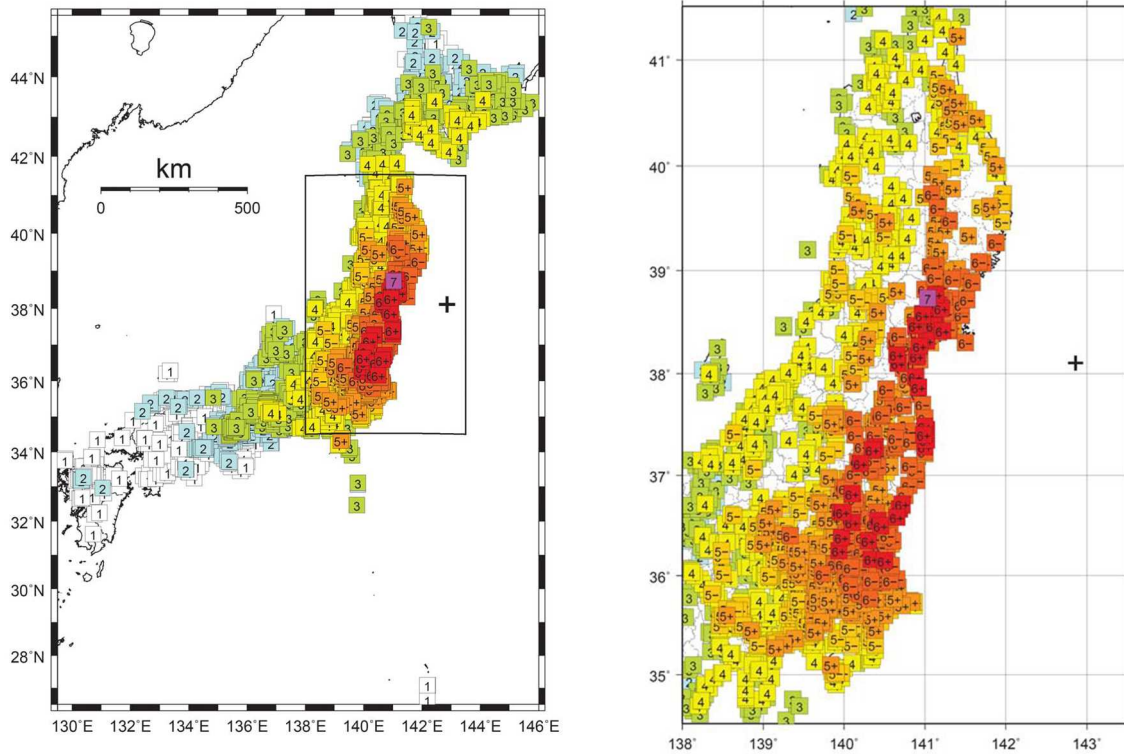


図 3 - 1 東北地方太平洋沖地震 (M9.0、最大震度 7) の震度分布 (左) と左図の矩形領域の震度分布及び推計震度分布 (+印は震央) (右)

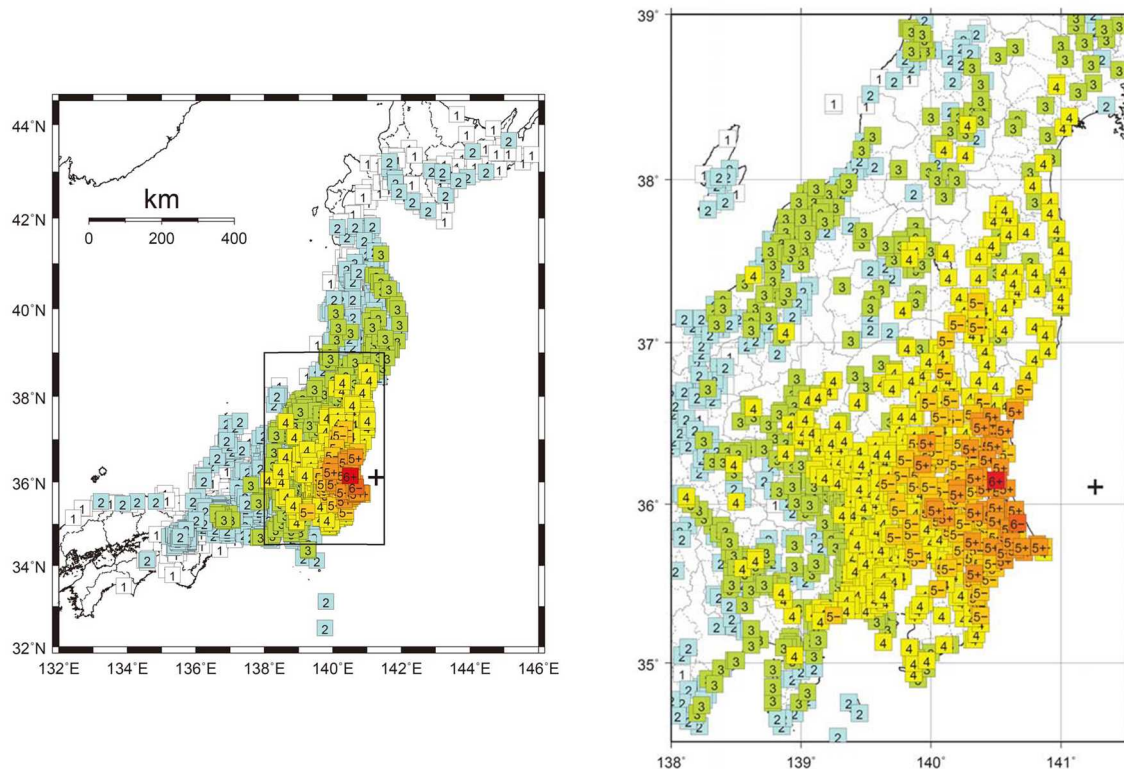


図 3 - 2 東北地方太平洋沖地震の最大余震 (M7.6、最大震度 6 強) の震度分布 (左) と左図の矩形領域の震度分布及び推計震度分布 (+印は震央) (右)

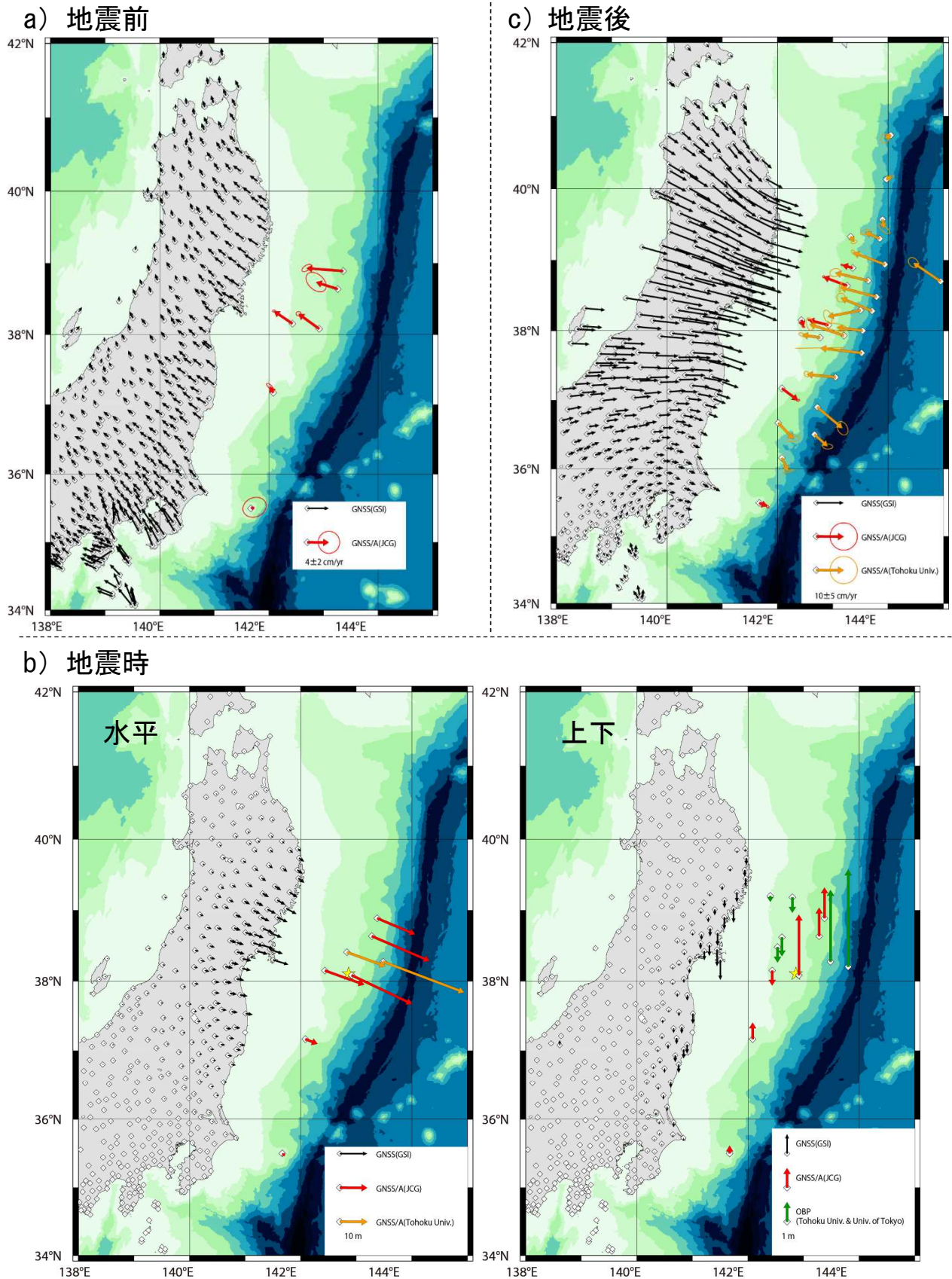


図 3-3 東北地方太平洋沖地震前から地震後の変位速度または変位量の分布（陸のプレート固定）

a) 地震前の変位速度。国土地理院のGEONET、Sato et al. (2013) のデータを使用

b) 地震時の変位量。国土地理院のGEONET、Sato et al. (2011)、Kido et al. (2011)、Inuma et al. (2012) のデータを使用

c) 地震後の変位速度。国土地理院の GEONET、Watanabe et al. (2014) とそれ以降に取得したデータ、Tomita et al. (2017) のデータを使用

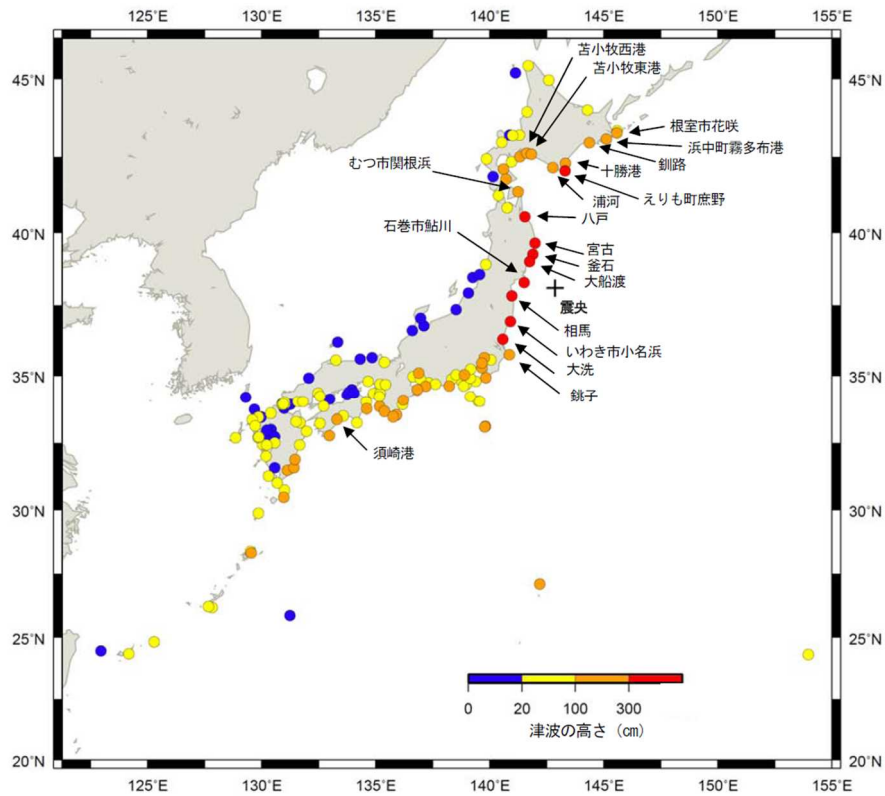


図 3-4 東北地方太平洋沖地震の津波の高さ分布図（気象庁資料）

観測値は気象庁による読み取り値。観測施設には、内閣府、国土交通省港湾局、海上保安庁、国土地理院、愛知県、四日市港管理組合、兵庫県、宮崎県、日本コークス工業株式会社の検潮所を含む。高さ200cm以上を観測した点については観測点名を表記した。

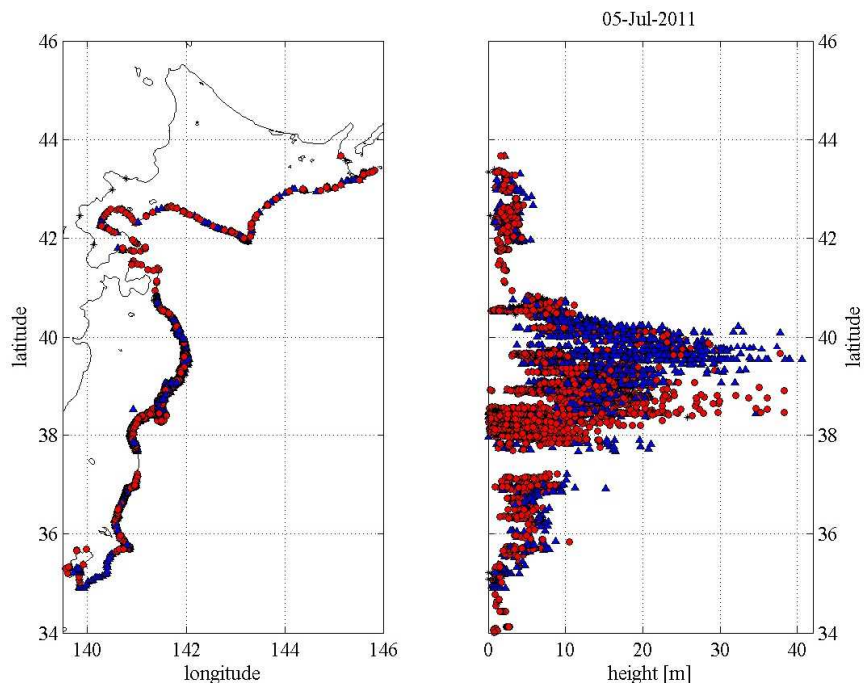


図 3-5 東北地方太平洋沖地震の津波の高さ（遡上高）分布図（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2011a より引用）

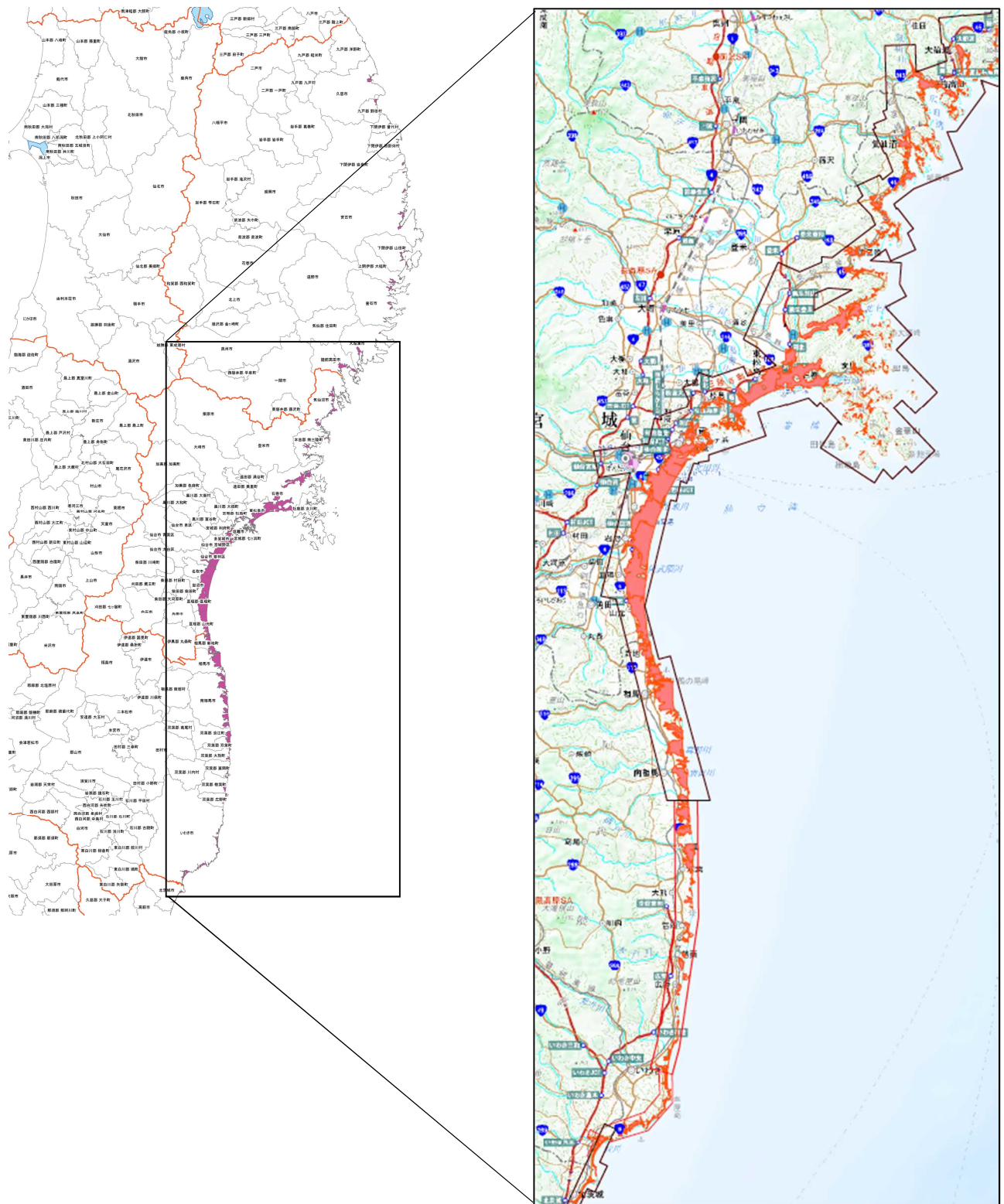


図3-6 東北地方太平洋沖地震の津波の浸水域図（国土地理院資料）

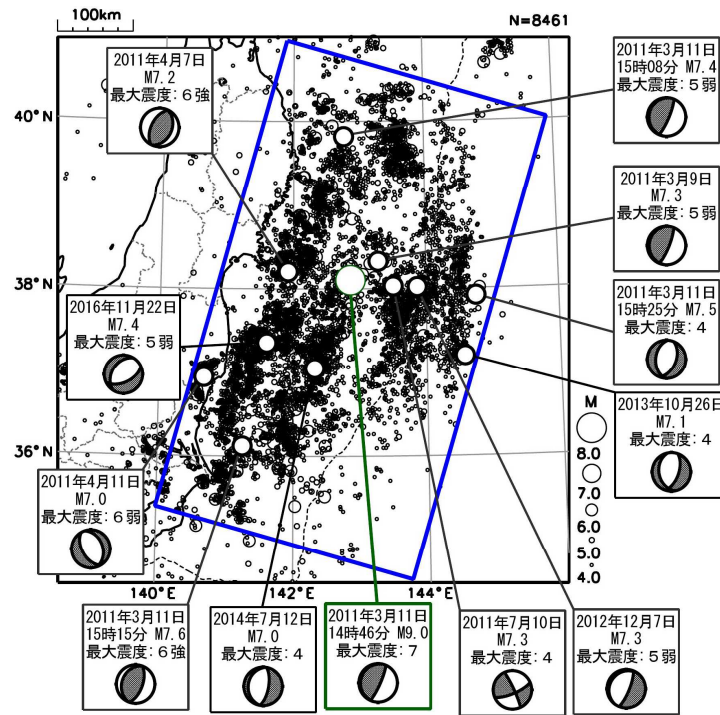


図3-7 東北地方太平洋沖地震の余震の震央分布図（気象庁資料）
 (2011年3月11日12時00分～2018年12月31日、深さ90km以浅、M≥5.0)

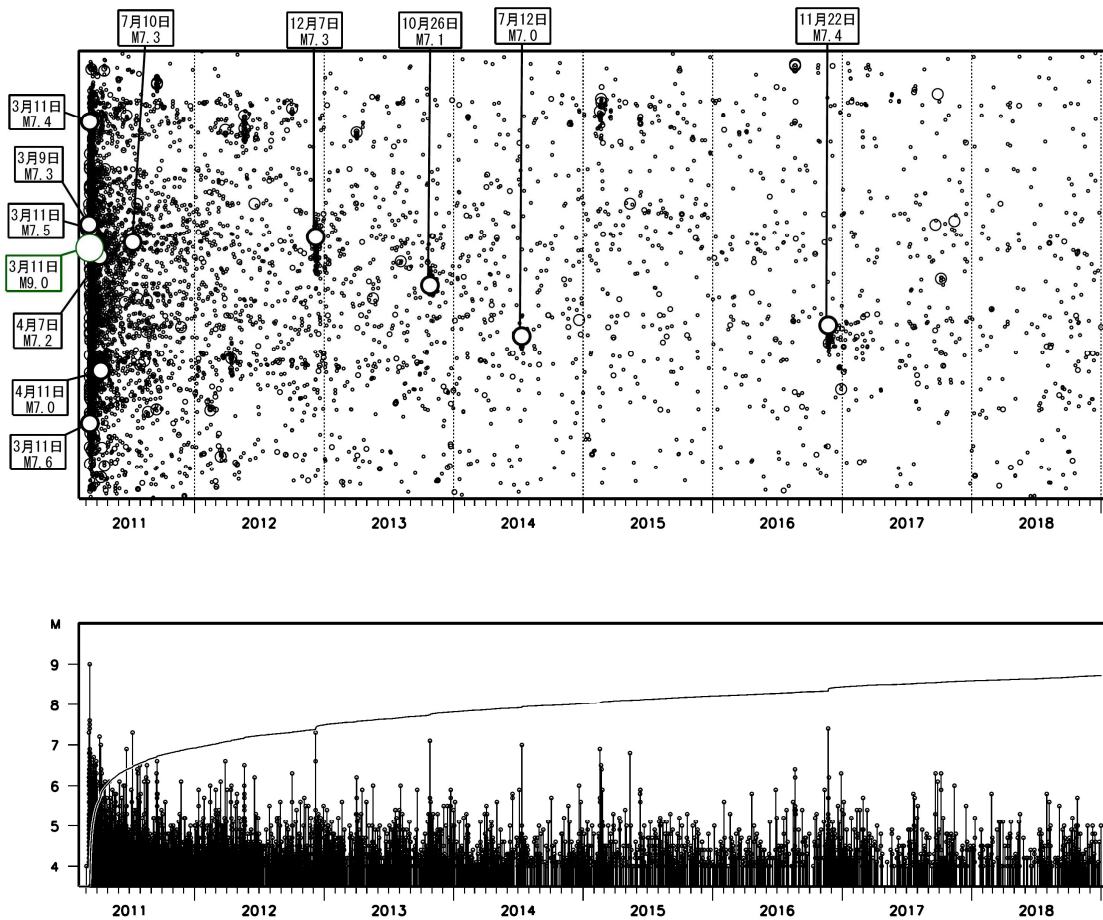


図3-8 東北地方太平洋沖地震の余震の時空間分布図（上）と時間経過図（下）（気象庁資料）

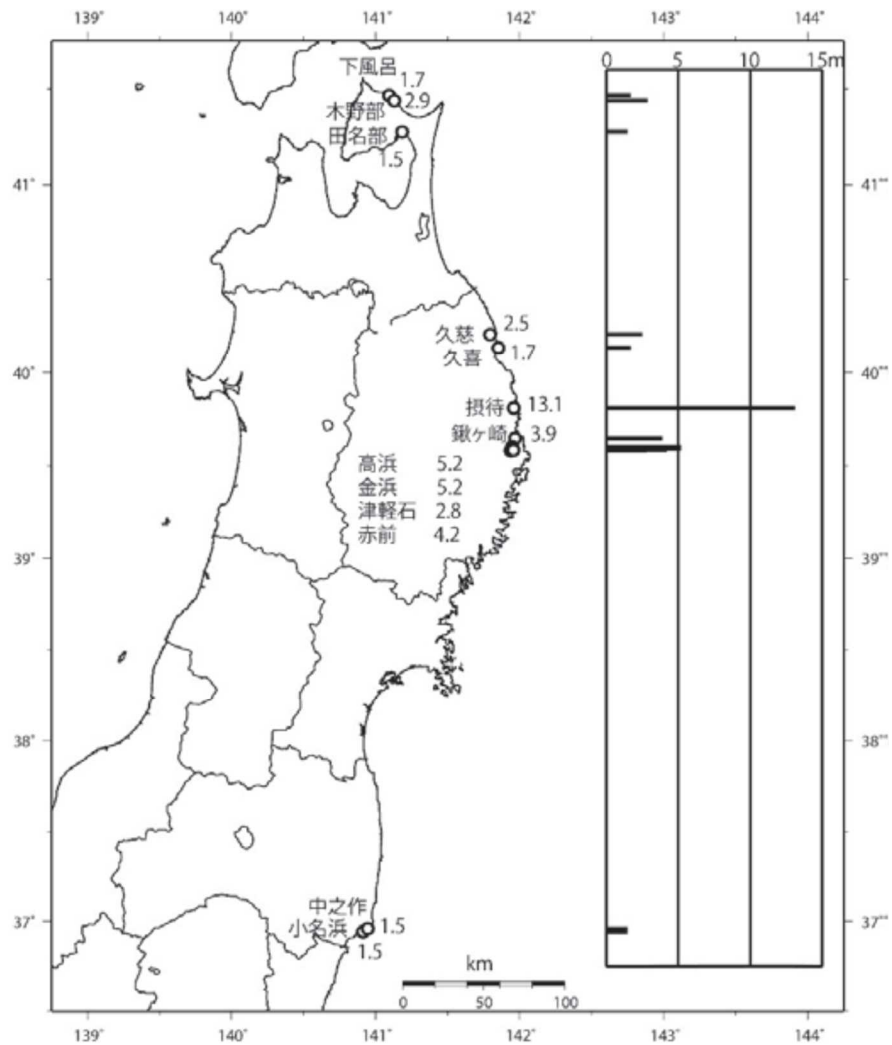


図3-9 1677年4月13日の延宝十勝沖地震の震度分布と津波波高分布（都司・他，2014）

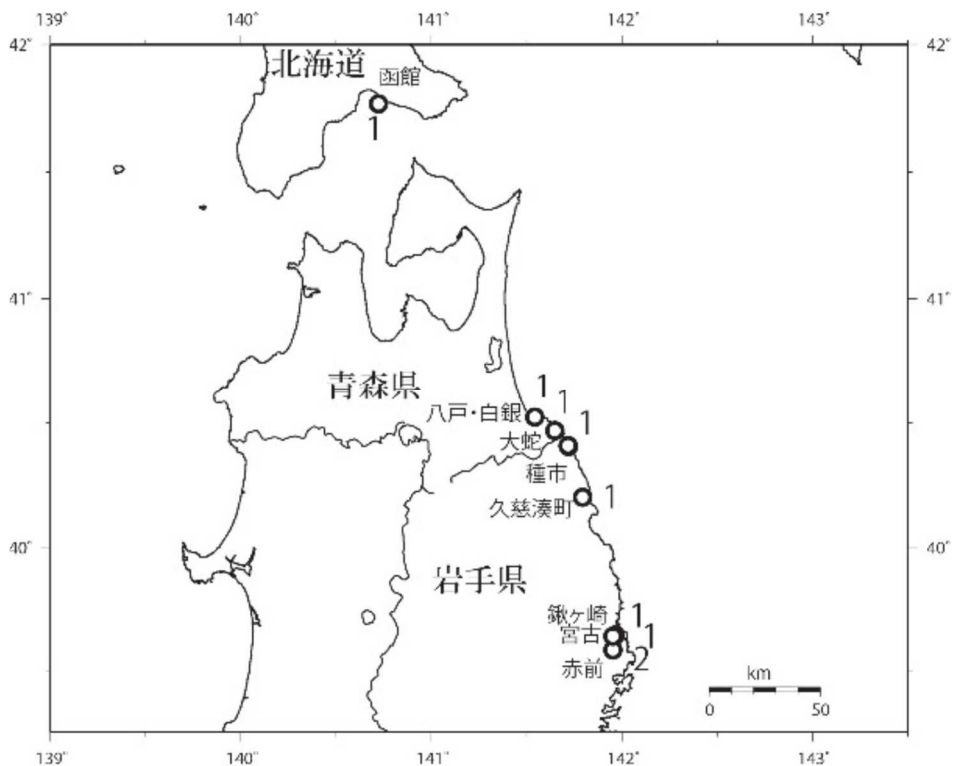


図3-10 1763年1月29日の宝暦十勝沖地震の震度分布と津波波高分布（都司・他，2014）

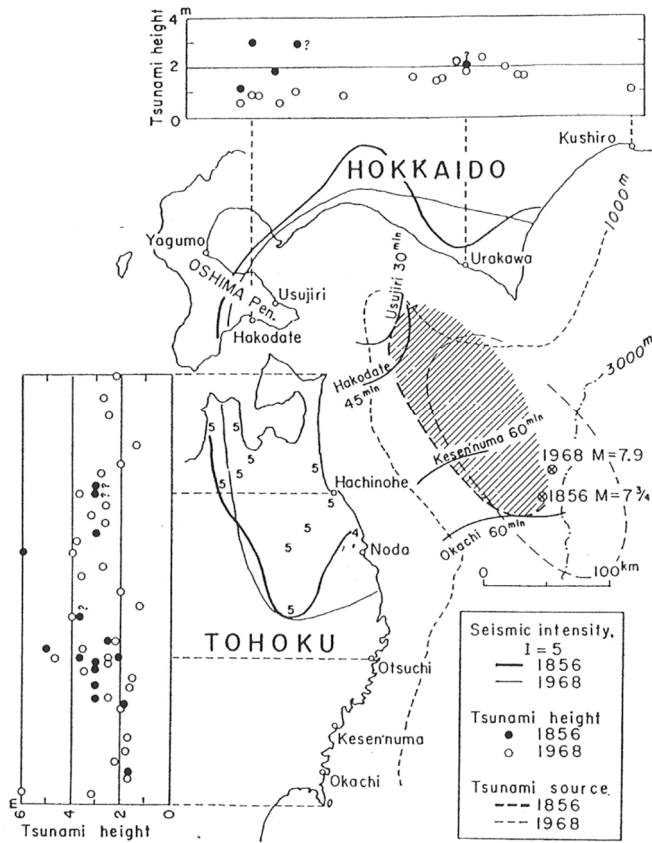


図3-11 1856年8月23日の安政十勝沖地震の震度分布と津波波高分布（羽鳥，1973）

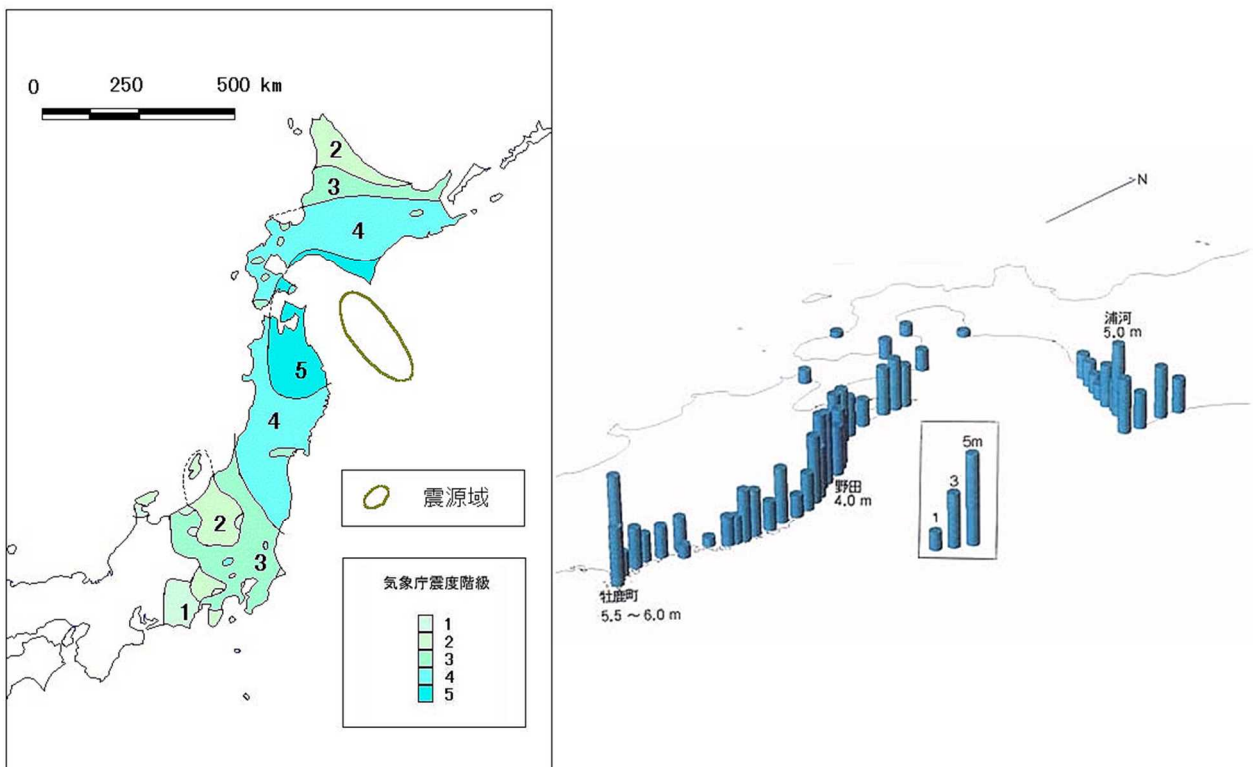


図3-12 1968年5月16日の十勝沖地震の震度分布と津波波高分布（地震調査委員会，1999）

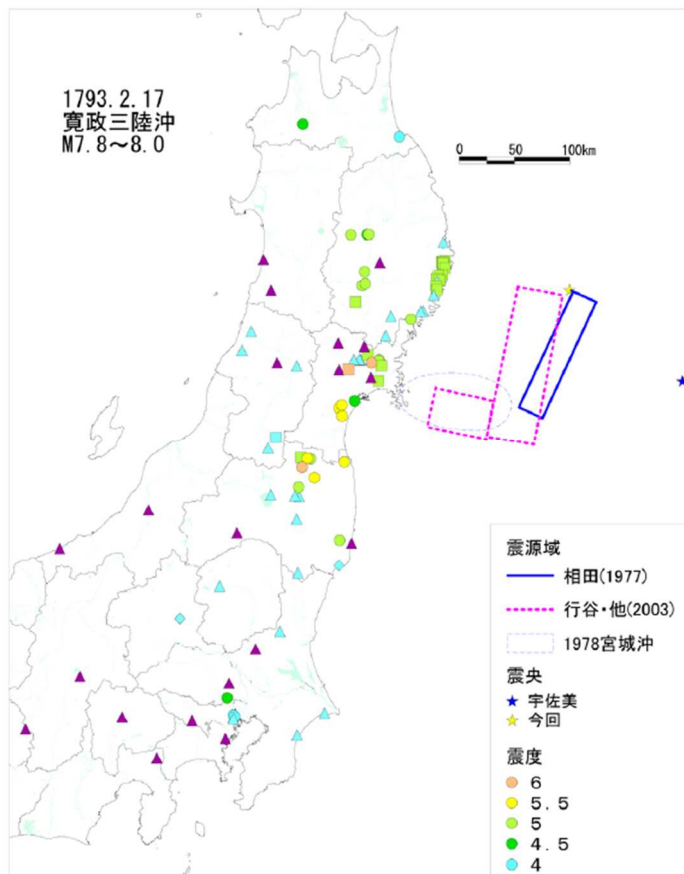


図3-13 1793年2月17日の地震の震度分布 (松浦・他, 2006)

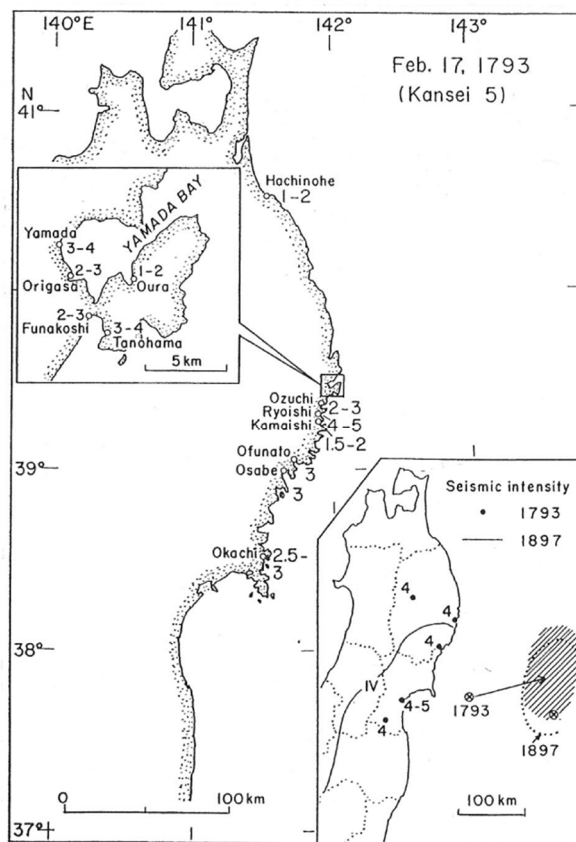


図3-14 1793年2月17日の地震の津波波高分布と震度分布及び1793年2月17日と1897年8月5日の波源域 (羽鳥, 1975b)

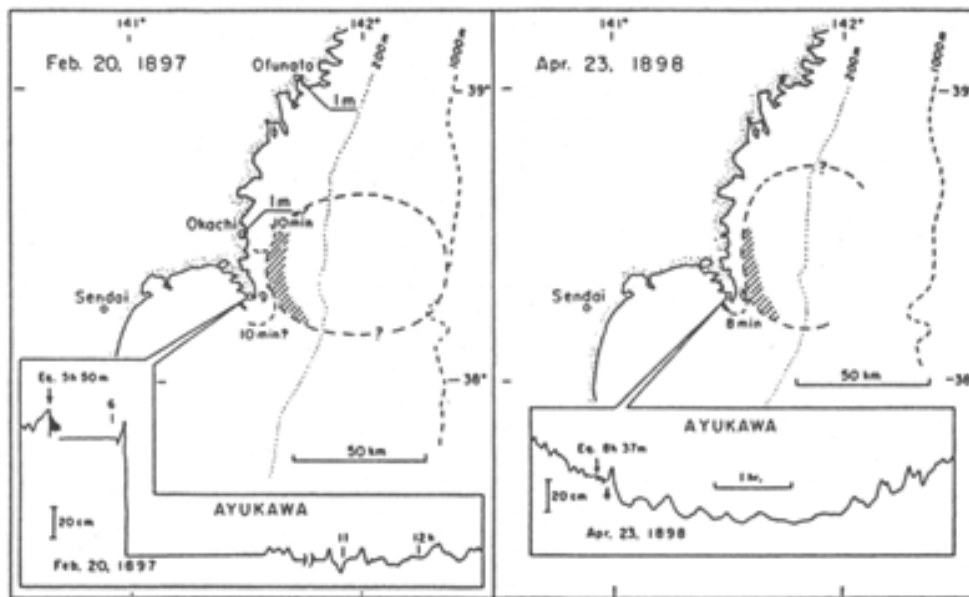


図3-15 1897年2月20日の地震と1898年4月23日の地震による津波の波源域と検潮記録(羽鳥, 1975b)

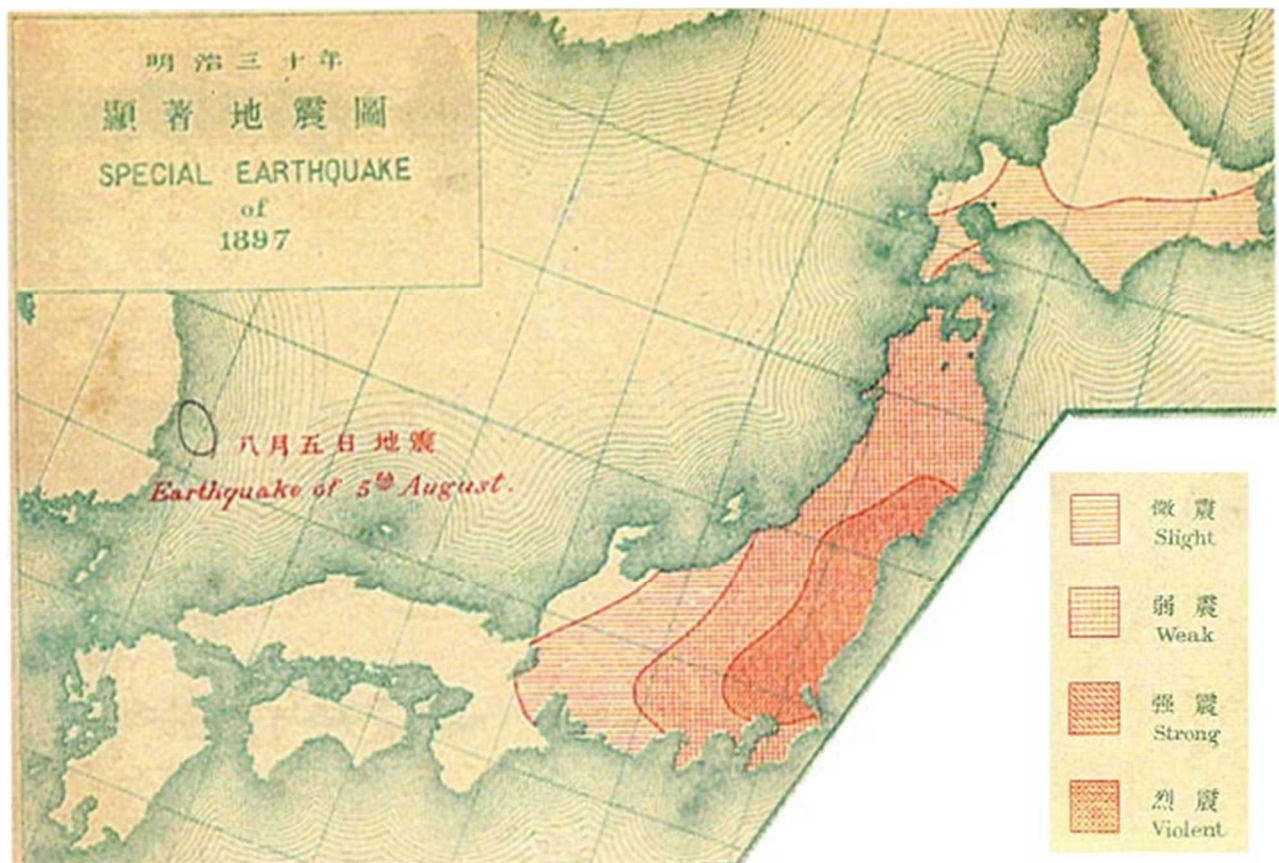


図3-16 1897年8月5日の宮城県沖の地震の震度分布(中央氣象臺, 1897)

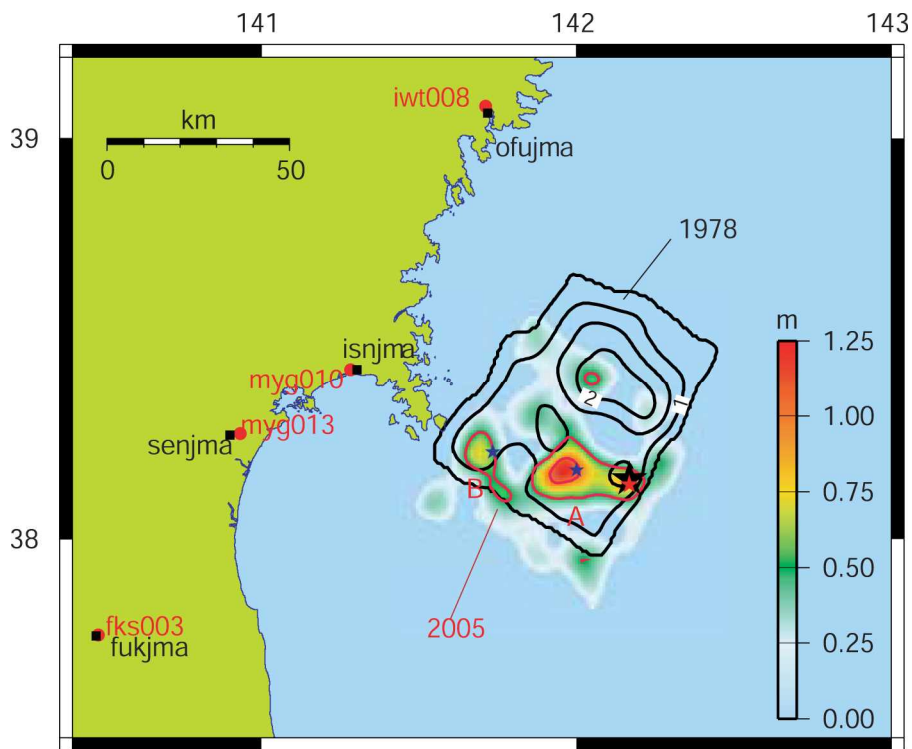


図3-17 1978年宮城県沖地震の震源域 (Wu et al., 2008)

1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の断層すべり分布の比較。1978年宮城県沖地震はコンターで、2005年宮城県沖の地震は色で表示。

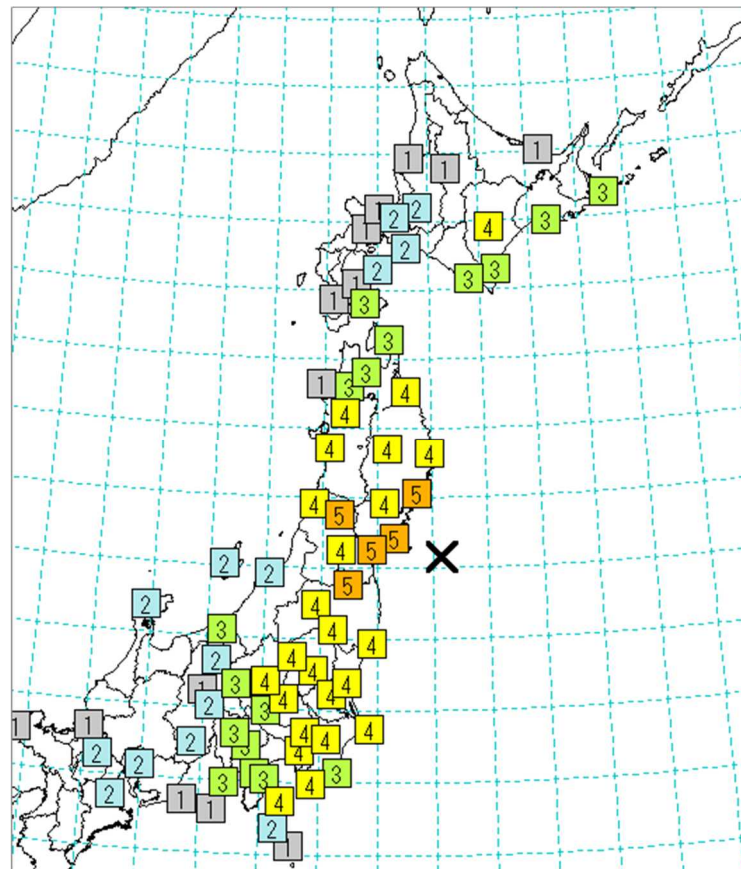
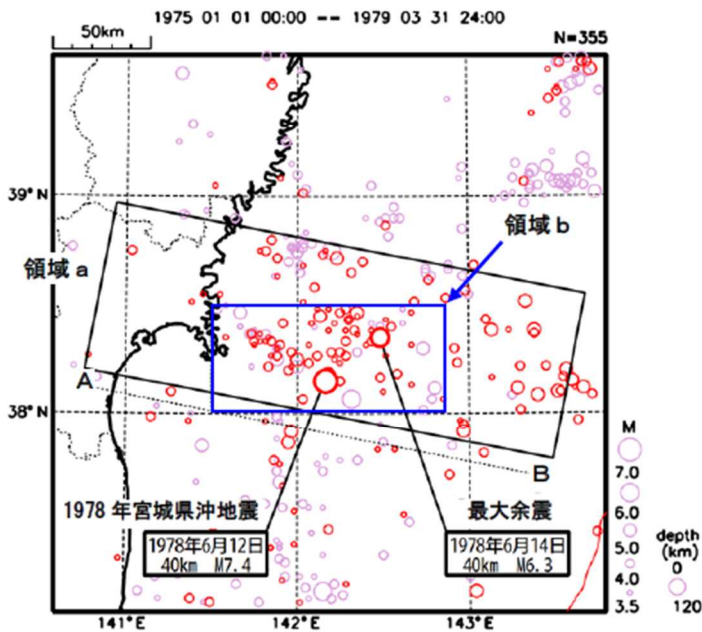


図3-18 1978年宮城県沖地震の震度分布図 (気象庁資料)

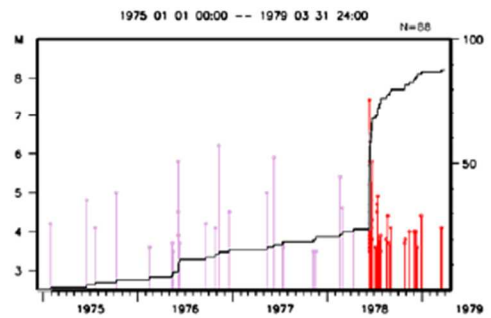
1978年宮城県沖地震

震央分布図(1975年1月1日~1979年03月31日、
深さ0~120km、 $M \geq 3.5$)



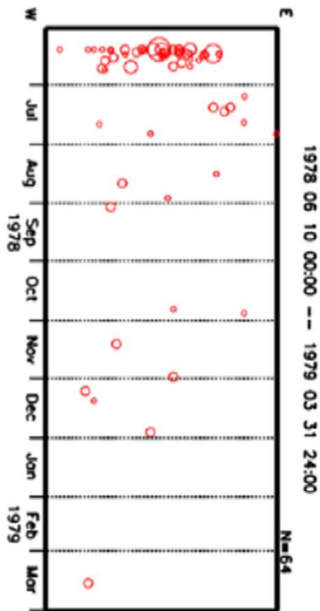
1978年6月12日以降の活動を○で表示している。

領域b内の地震活動経過図、回数積算図
(1975年1月1日~1979年3月31日、深さ70km以浅)

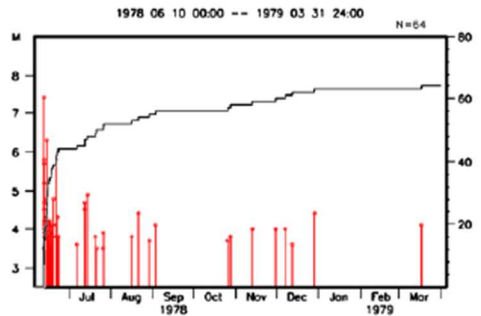


領域b内の時空間分布図

(東西投影、1978年6月10日~1979年3月31日、
深さ70km以浅)



領域b内の地震活動経過図、回数積算図
(1978年6月10日~1979年3月31日、深さ70km以浅)



気象庁作成

図3-19 1978年宮城県沖地震の余震の震央分布と余震の時間経過図（気象庁資料）

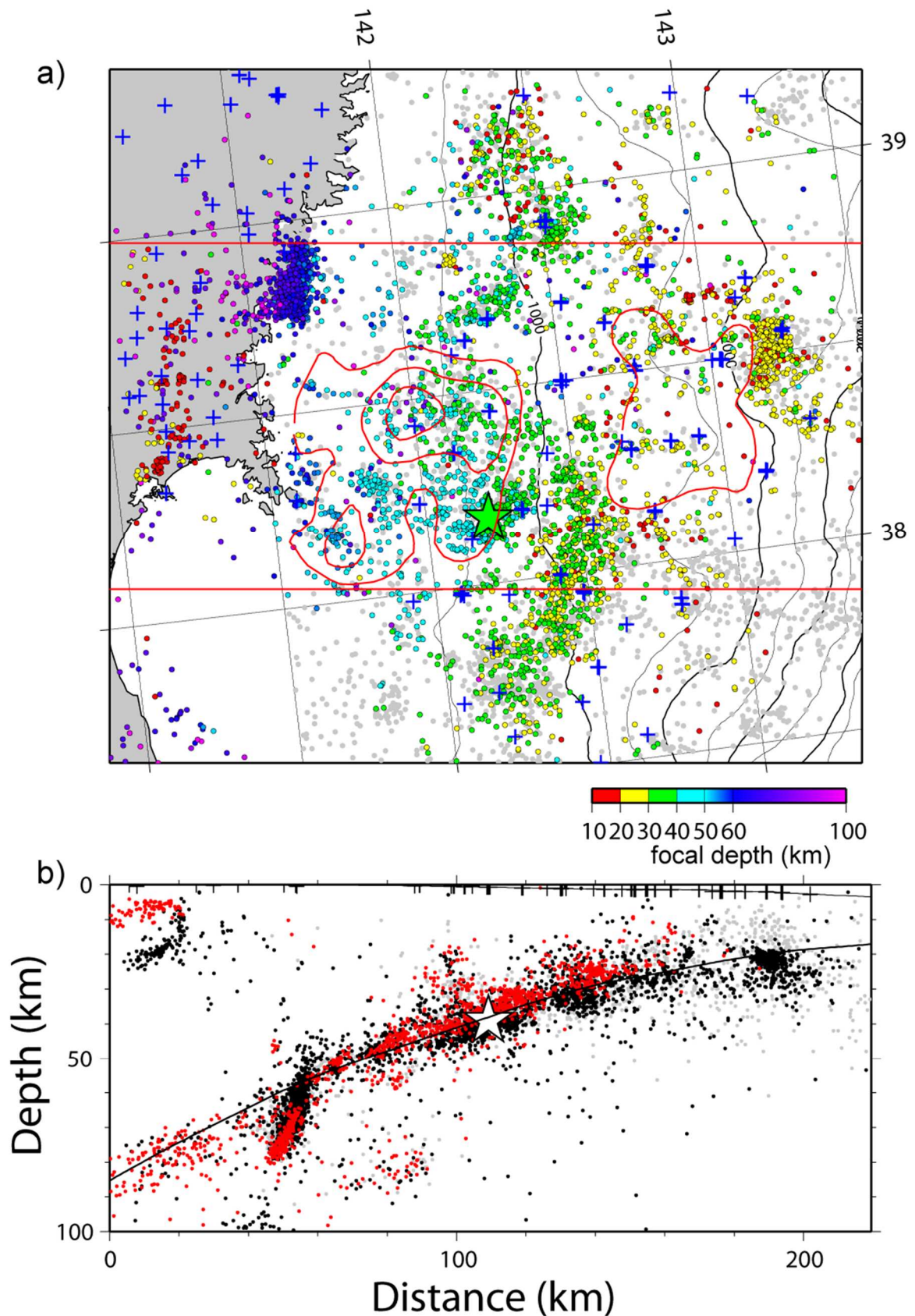


図3-20 2002年9月から2009年10月の宮城県沖における地震の震源分布 (文部科学省研究開発局・他, 2010)

- a) 震央分布 赤色コンターは1978年及び1981年の地震のアスペリティの位置 (Yamanaka and Kikuchi, 2004)
- b) 震源深さ 灰色丸は気象庁一元化震源、黒丸が再決定された震源、赤丸は特に震源決定精度が高いもの、星印は再決定された2005年の地震の本震震源

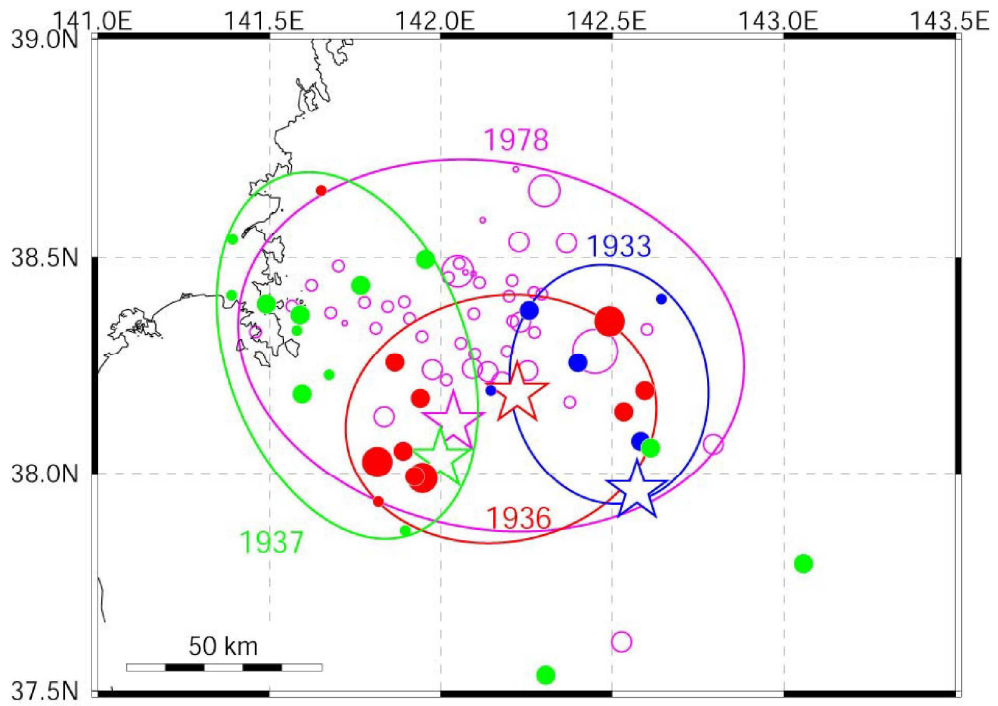


図3-21 1933年、1936年、1937年及び1978年の宮城県沖地震の本震（星印）と余震（丸印）の再決定された震央分布（Umino et al., 2006）
地震の震源の深さをプレート境界に固定してグリッドサーチにより推定した。

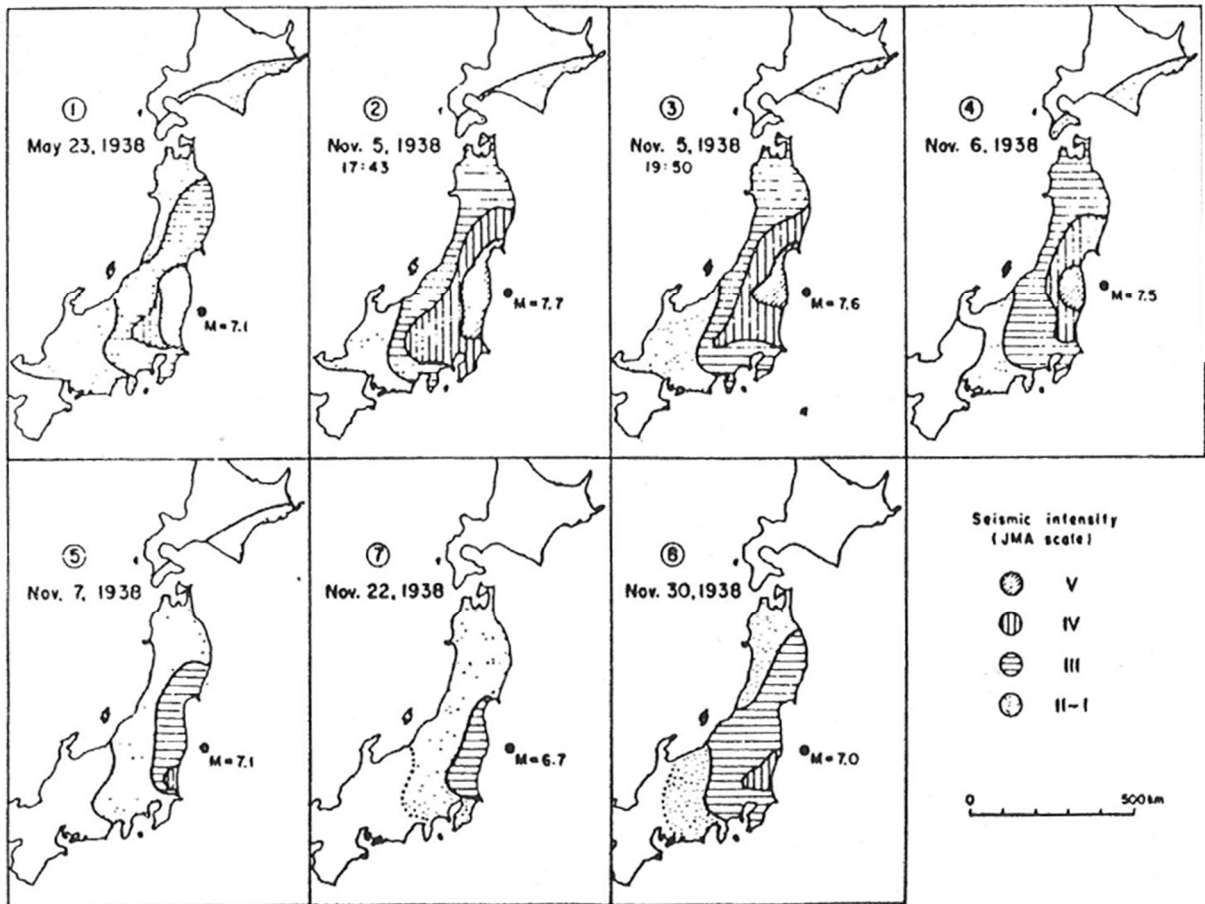


図 3-22 1938年の一連の福島県東方沖地震の震度分布 (羽鳥, 1976a)

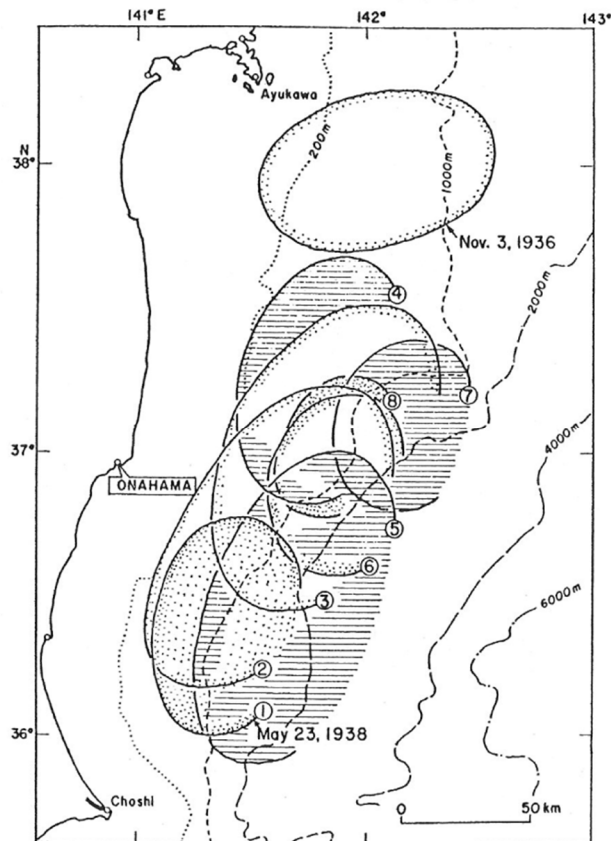


図 3-23 1938年11月5日の福島県東方沖地震の波源域 (羽鳥, 1976a)

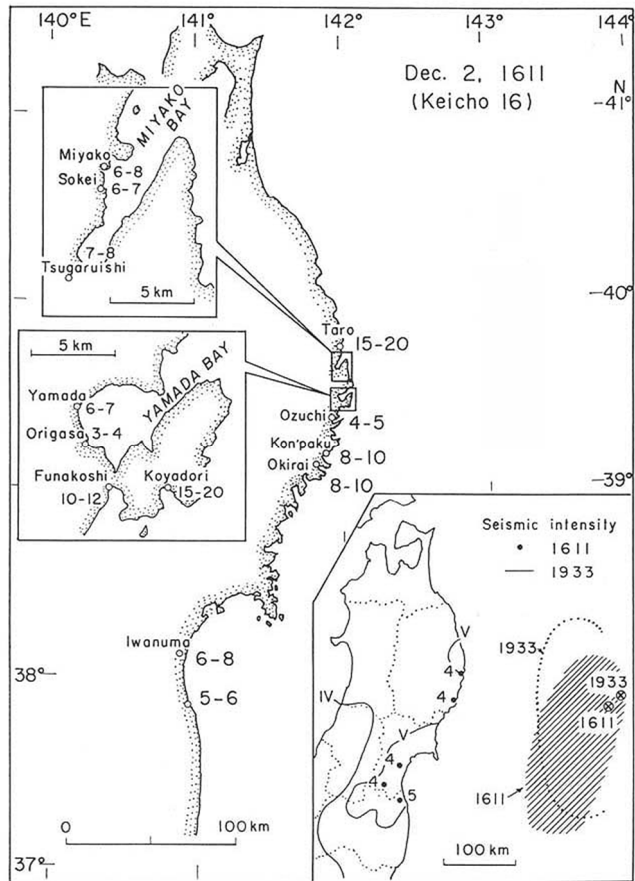


図 3-24 1611年12月2日の慶長三陸地震の津波波高分布と震度分布 (羽鳥, 1975b)

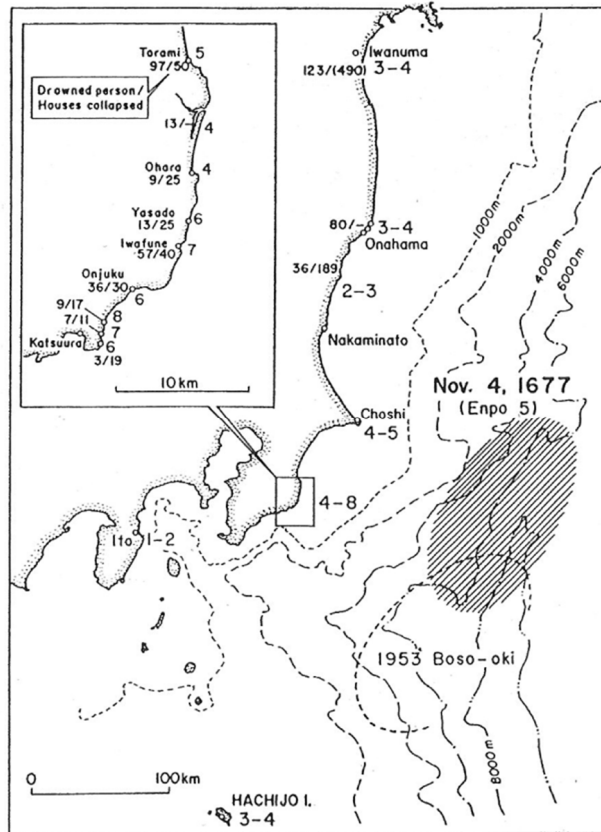


図 3-25 1677 年 11 月 4 日の延宝房総沖地震の津波の高さ (羽鳥, 1975a)

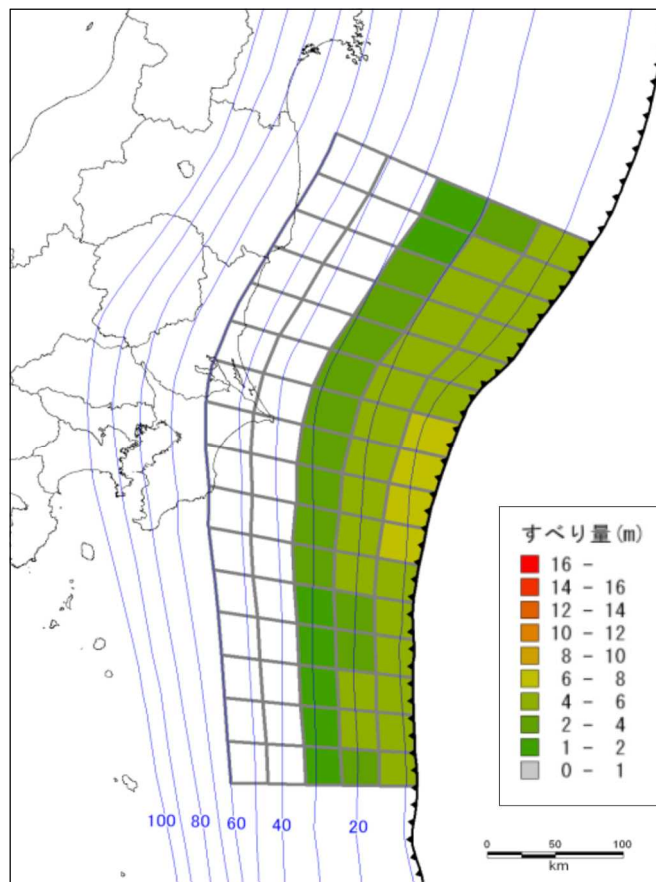


図 3-26 1677 年 11 月 4 日の延宝房総沖地震の津波断層モデル (内閣府, 2013)

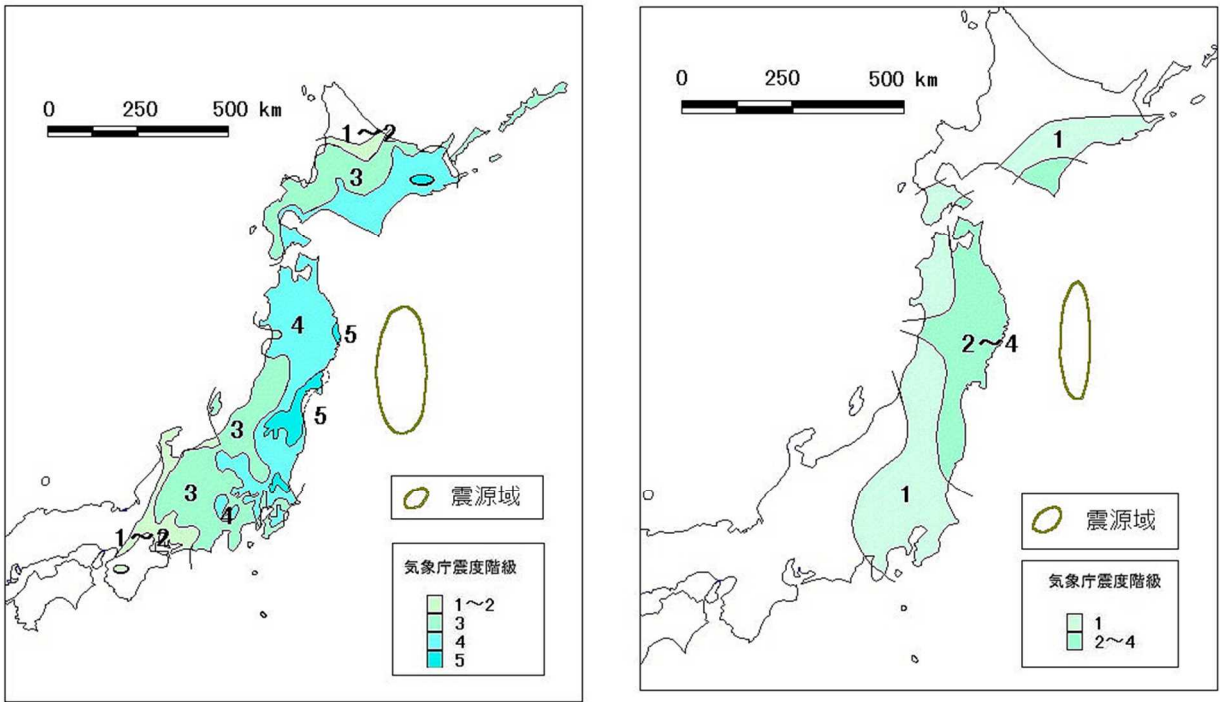


図3-27 1933年3月3日の昭和三陸地震（左）と1896年6月15日明治三陸地震（右）の震度分布（地震調査委員会，1999）

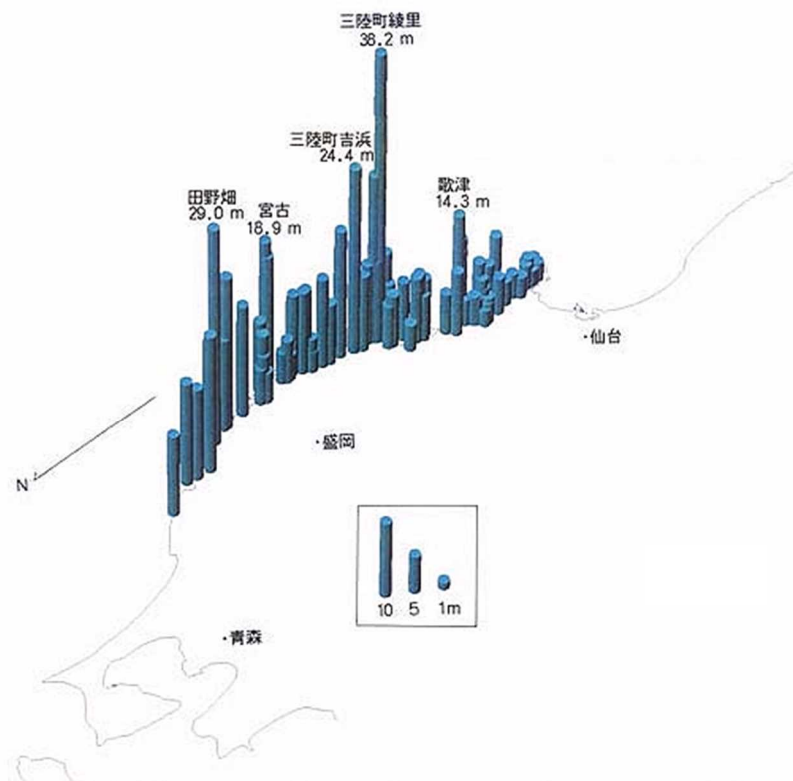


図3-28 1896年6月15日の明治三陸地震の津波波高分布（地震調査委員会，1999）

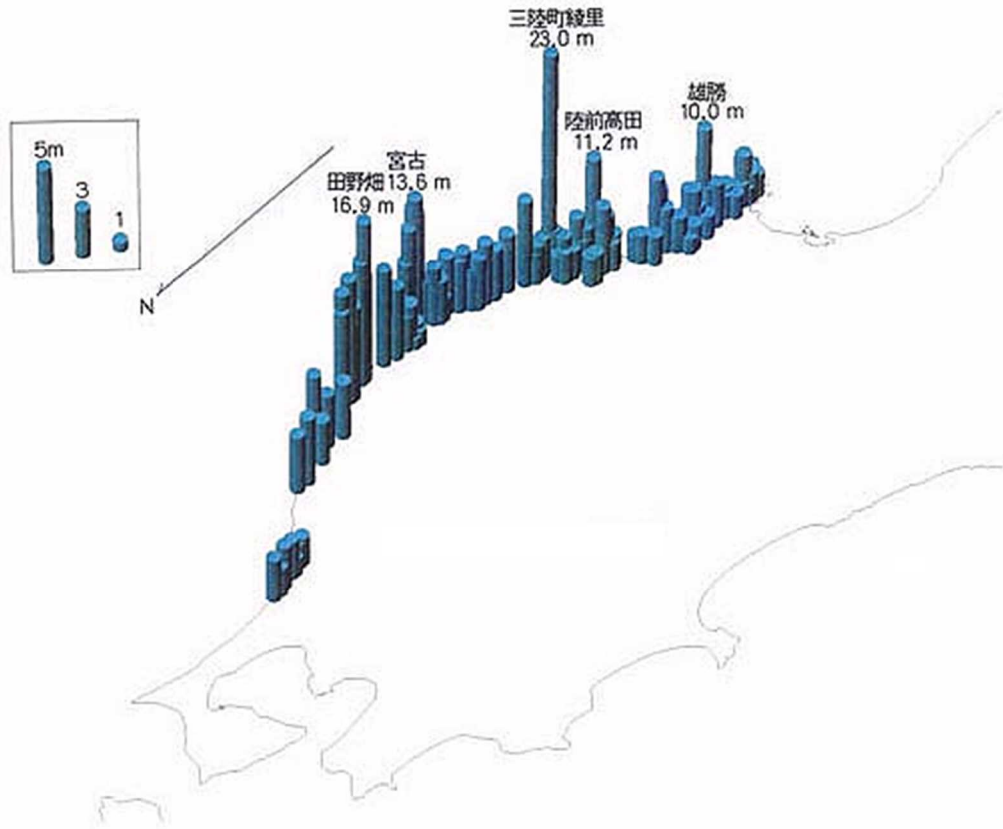
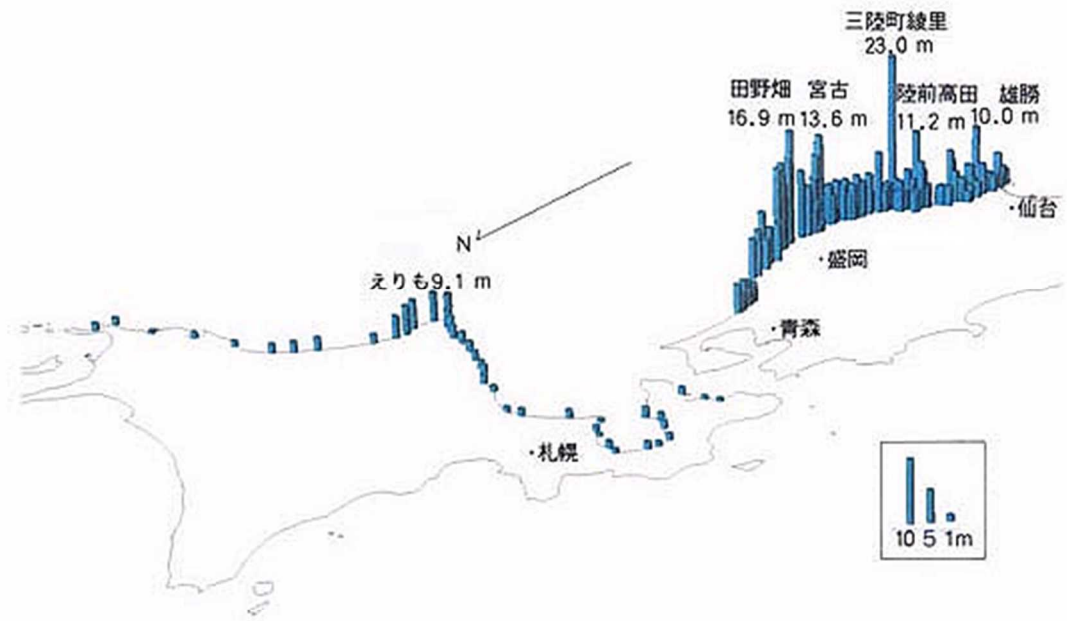


図3-29 1933年3月3日の昭和三陸地震の津波波高分布 (地震調査委員会, 1999)

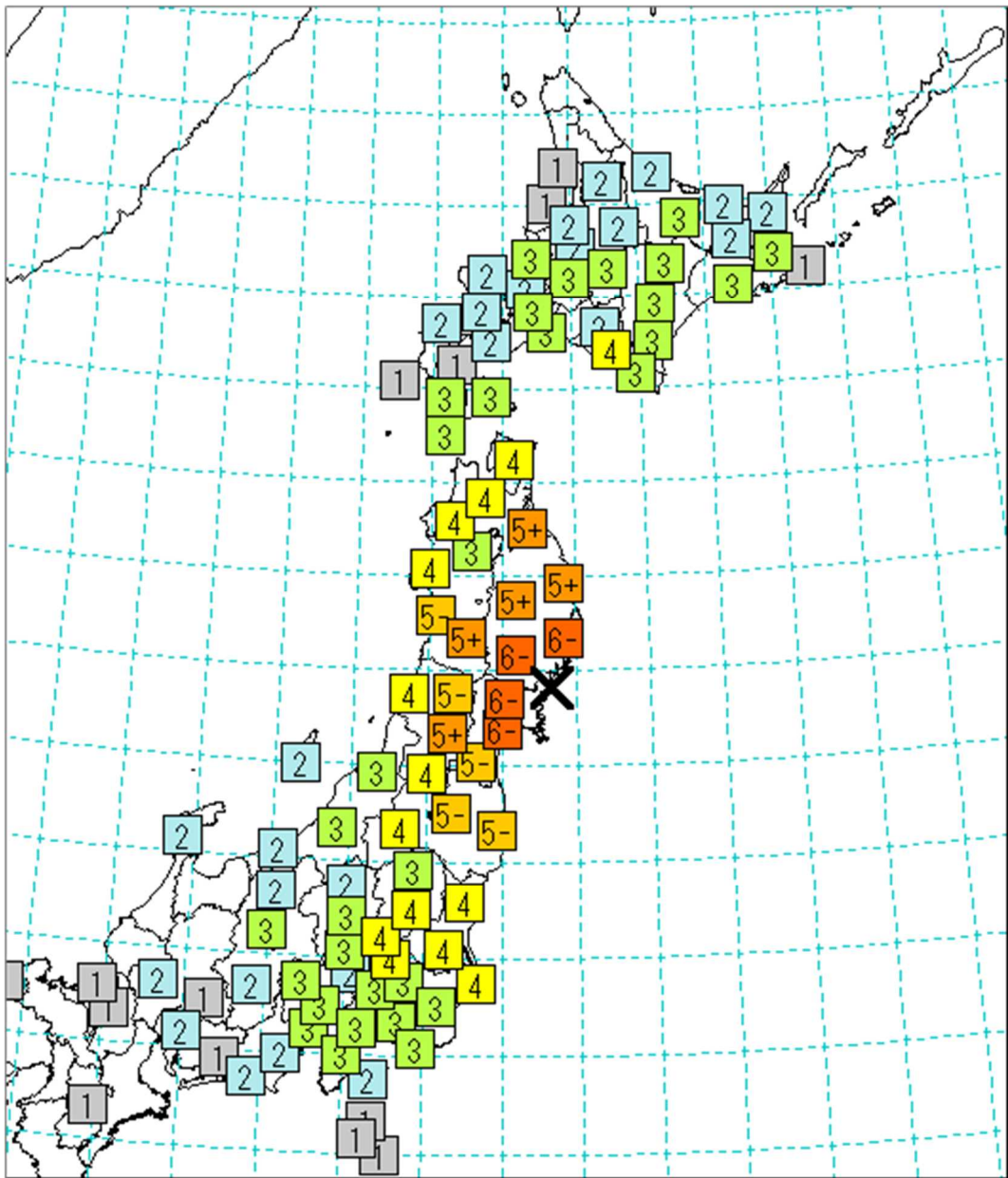


図 3-30 2003 年 5 月 26 日の地震の震度分布図 (気象庁資料)

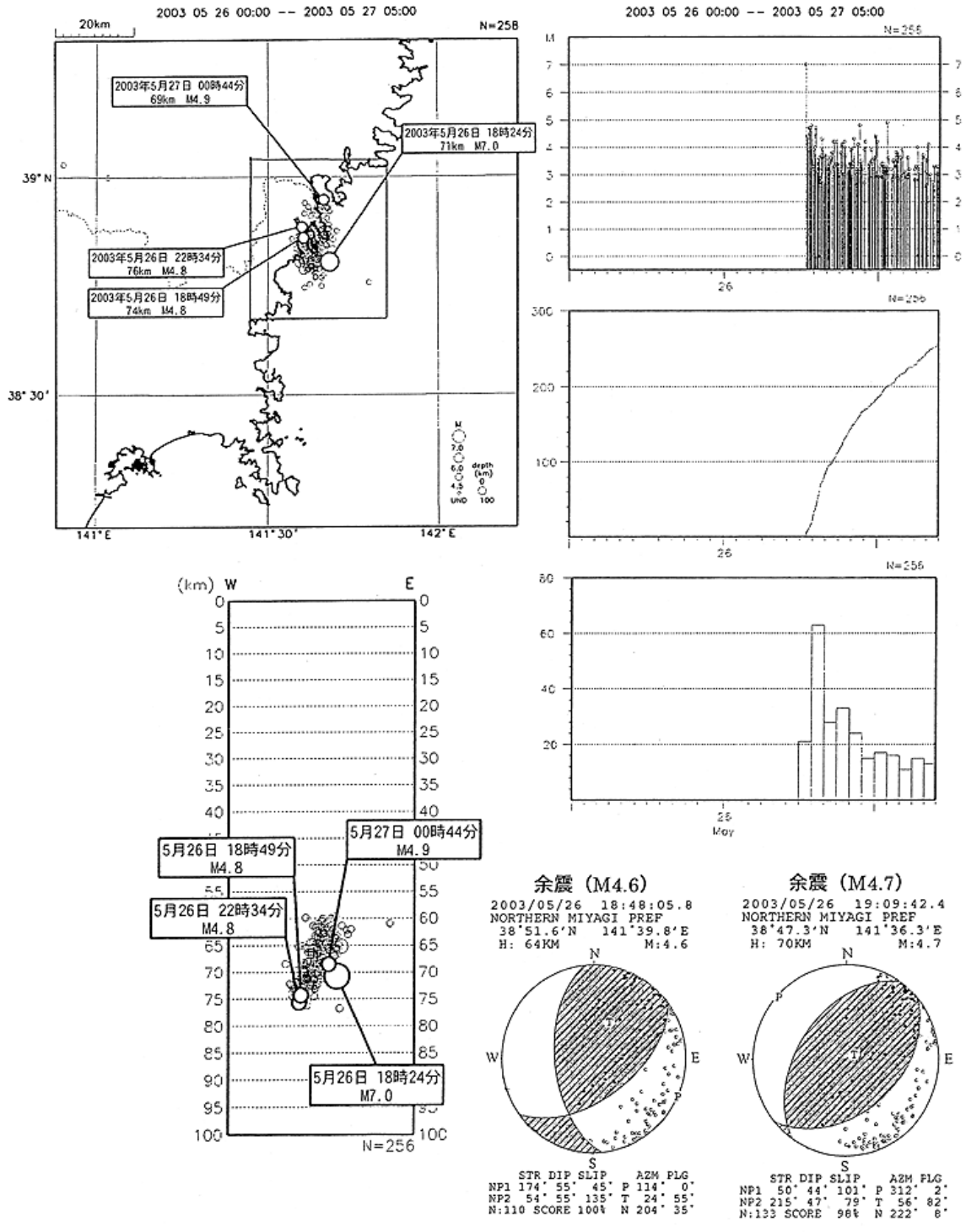


図3-31 2003年5月26日の地震に関する資料 (気象庁資料)

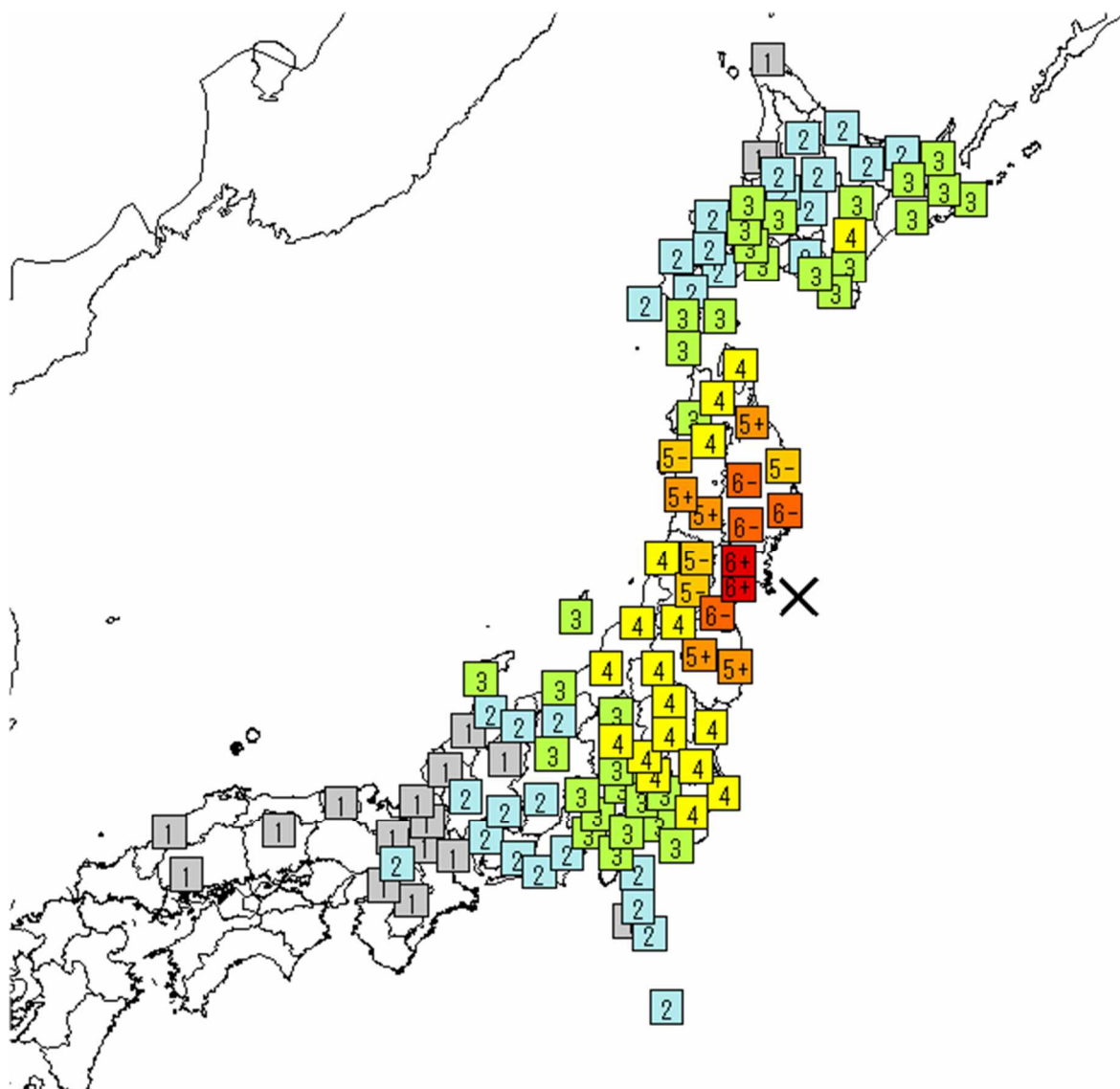


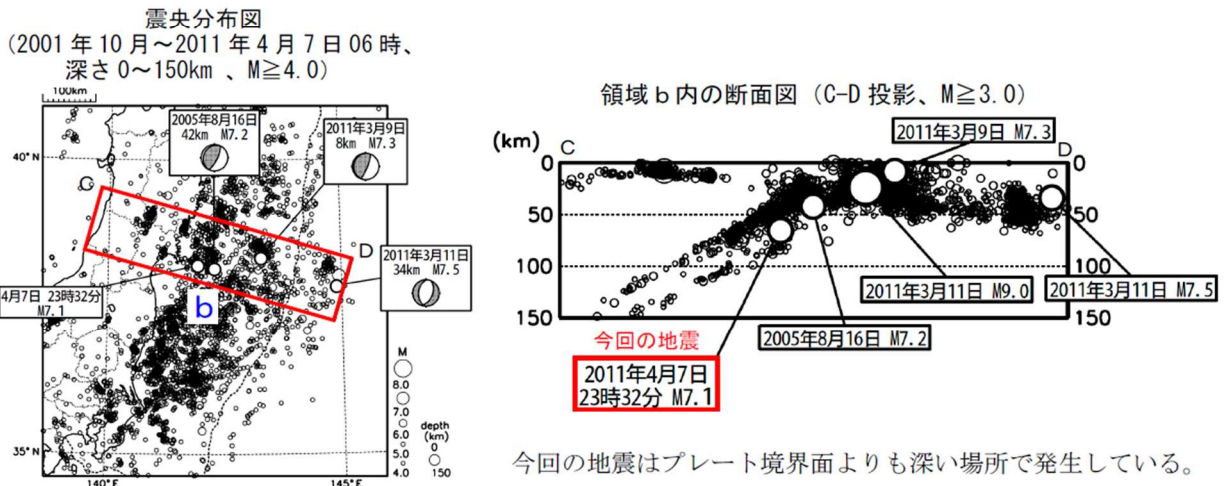
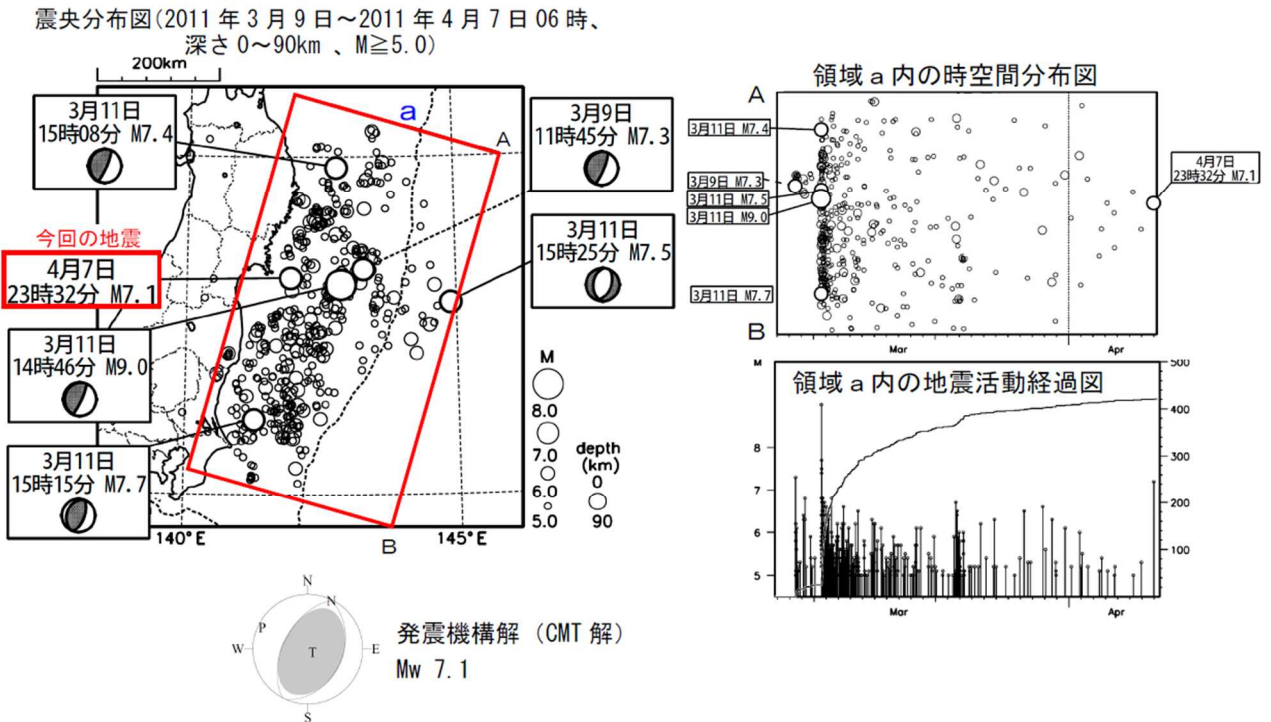
図3-32 2011年4月7日の地震の震度分布図（気象庁資料）

4月7日 宮城県沖の地震

2011年4月7日23時32分に宮城県沖の深さ66kmで、M7.1の地震（最大震度6強）が発生した。この地震は平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震（M9.0）の余震である。発震機構は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレート内部で発生した地震であった。

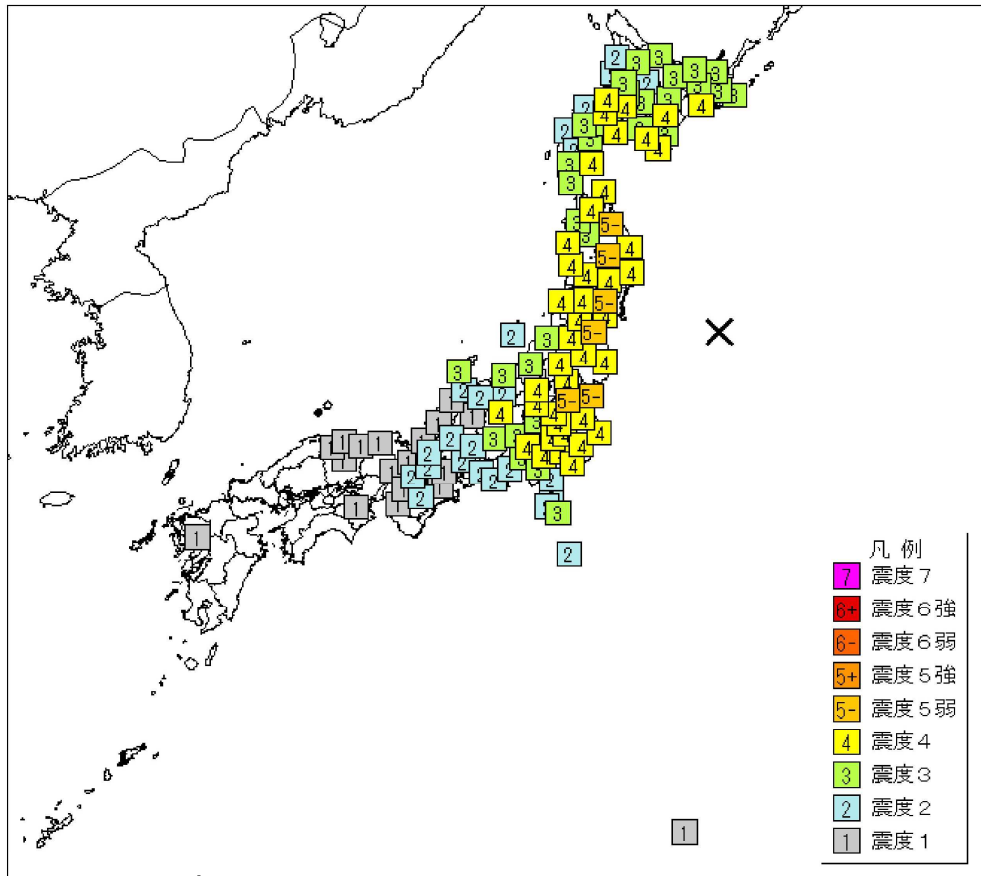
気象庁はこの地震について、宮城県に津波警報（津波）を、青森県太平洋沖、岩手県、福島県、茨城県に津波注意報を発表した。

この地震の後、7日23時49分のM4.7（速報値）の地震（震度3）が発生した。



気象庁作成

図3-33 2011年4月7日の地震に関する資料（気象庁資料）



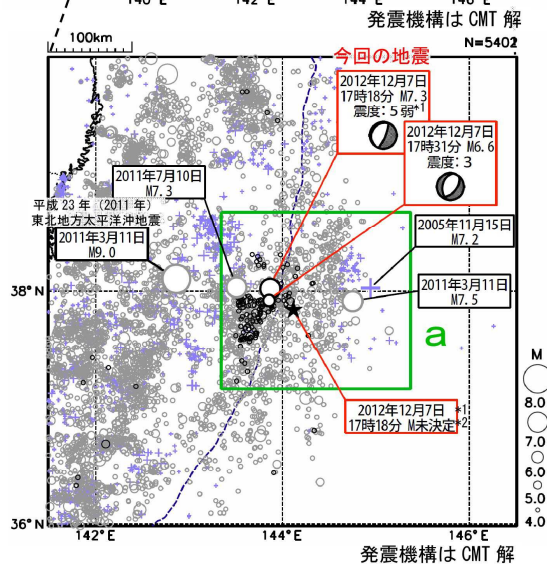
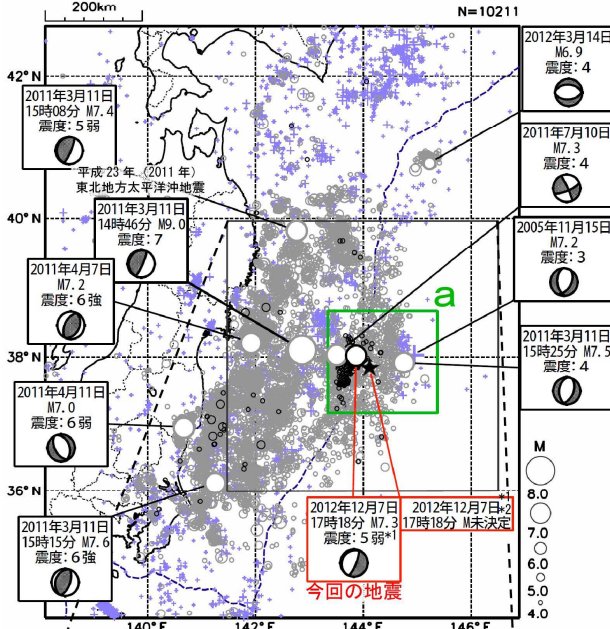
×:震央

図3-34 2012年12月7日の地震の震度分布図（気象庁資料）

12月7日 三陸沖の地震

震央分布図

(1997年10月1日～2012年12月31日、深さ0～100km、M \geq 4.0)
 東北地方太平洋沖地震以前に発生した地震を+、東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震を薄い○、2012年12月7日のM7.3の地震以降に発生した地震を濃い○で表示



1997年10月以降の活動を見ると、東北地方太平洋沖地震の発生前、今回の地震の震央付近(領域a)では、M5.0以上の地震が時々発生していたほか、2005年11月15日にはM7.2の地震(最大震度3)が発生した。2005年のM7.2の地震では岩手県の大船渡で高さ42cm、宮城県石巻市鮎川で16cmの津波を観測している。

東北地方太平洋沖地震の発生以降は、直後の2011年3月11日15時25分にM7.5の地震(最大震度4)が発生するなど地震活動がそれまでよりも活発化した。その後活動は徐々に低下してきていたが、東北地方太平洋沖地震の発生前よりも活発な状態が続いていた。

2012年12月7日17時18分に三陸沖でM7.3の地震(最大震度5弱^{*1})が発生した。発震機構(CMT解)は西北西-東南東方向に張力軸を持つ正断層型である。また、この地震の約8秒前にもM7クラスと推定^{*2}される地震^{*1}が発生した。これらの地震は日本海溝付近の太平洋プレート内部で発生した。ともに「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」の余震域内で発生した地震である。

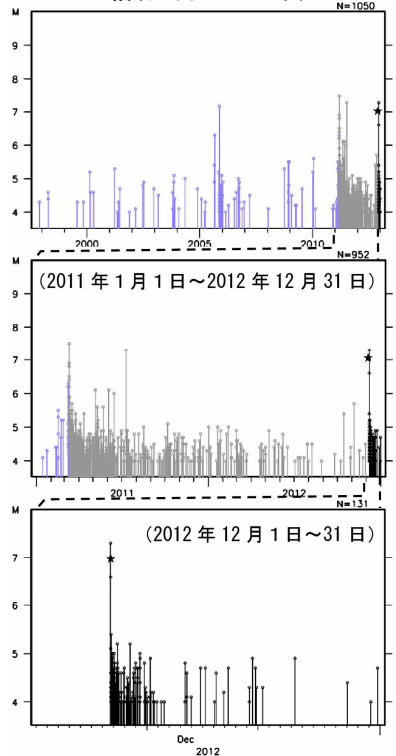
気象庁は今回の地震の発生に伴い、同日17時22分に宮城県に対して津波警報(津波)を、青森県太平洋沿岸、岩手県、福島県、茨城県に対して津波注意報を発表した(同日19時20分にすべて解除)。今回の地震により津波が発生し、石巻市鮎川で98cmなど、東北地方の太平洋沿岸で津波を観測した(詳細は別紙)。

今回の地震により、死者1人、負傷者15人等の被害が生じた(総務省消防庁による)。また、今回の地震の発生後、同日17時31分にM6.6の地震(最大震度3)が発生するなど、活発な余震活動が見られた。

*1: この2つの地震は近接した地域でほぼ同時に発生したため、震度の分離ができない。

*2: 直後に発生したM7.3の地震の影響でマグニチュードを正確に決定することができない。この資料の震央分布図及びM-T図では、参考のためM7.0のところに★印で表示した。

領域a内のM-T図



気象庁作成

図3-35 2012年12月7日の地震に関する資料(気象庁資料)

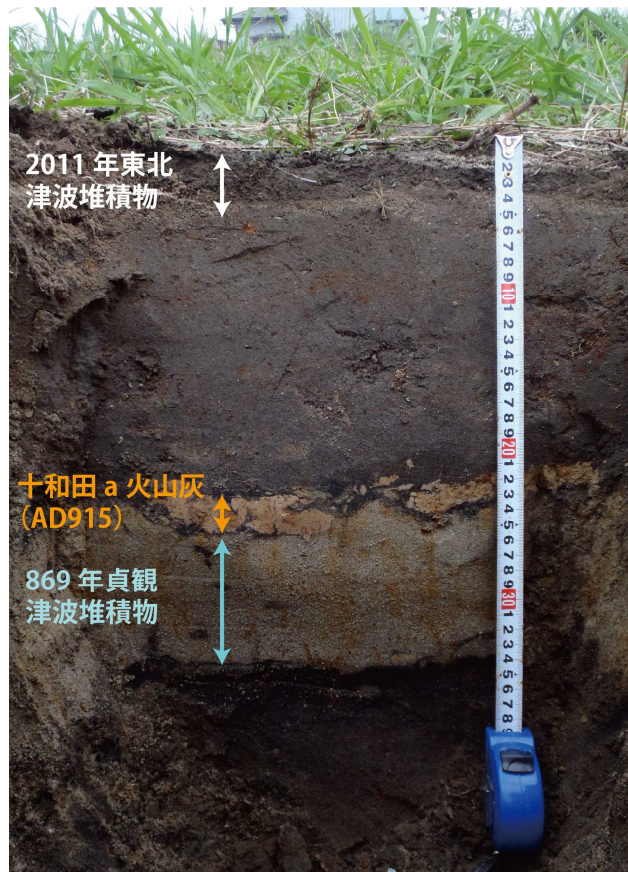
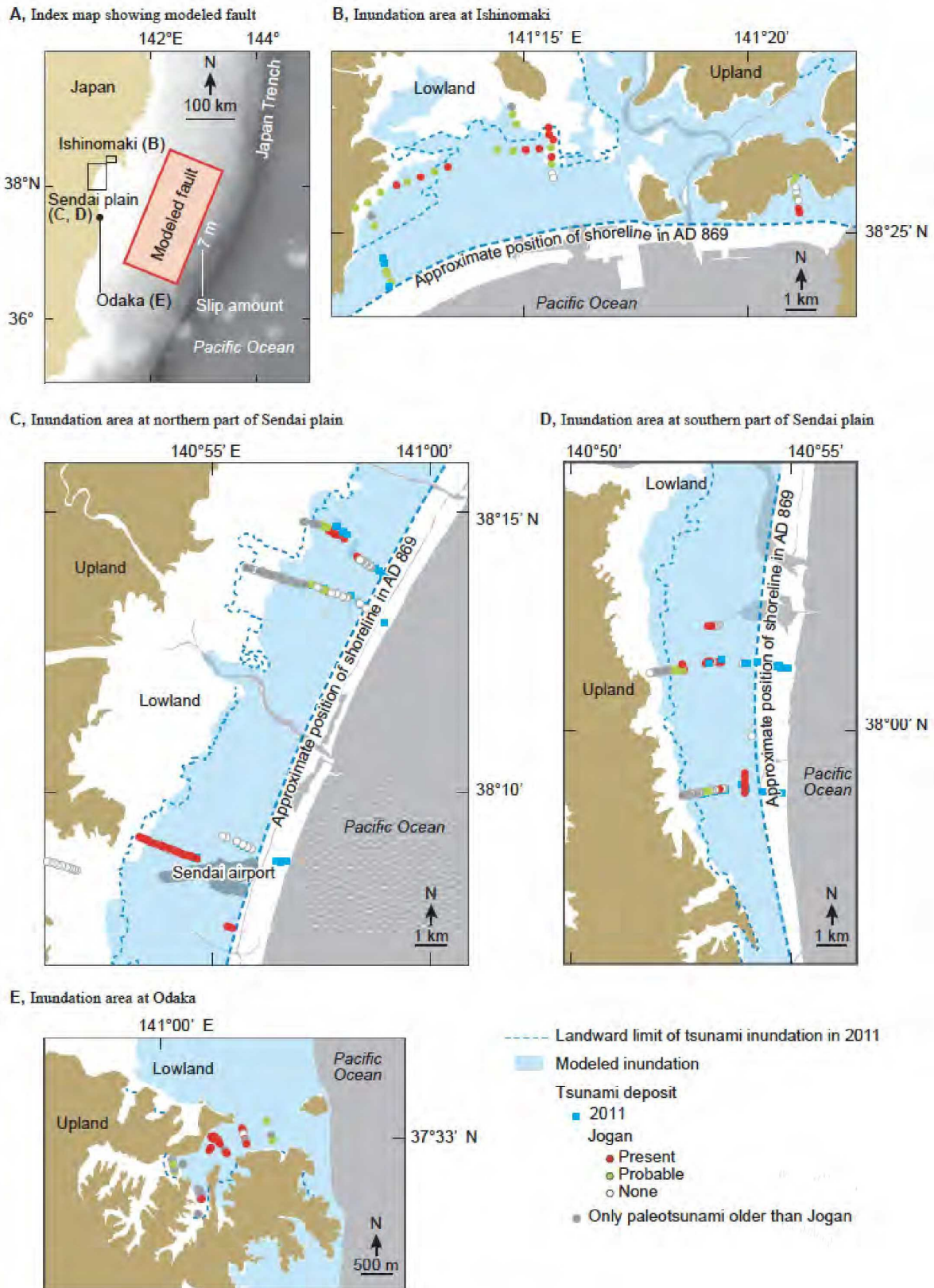


図3-36 宮城県東松島市矢本で観察された869年の貞観地震による津波堆積物の写真（産業技術総合研究所提供）



(B) ISHINOMAKI. Good fit. Modeled inundation area can explain limit of Jogan sand.
 (C) SENDAI (NORTH). Tsunami runs up a few km from the coast. The inundation area can explain northern transects. In south, the inundation area is not yet enough but it shows better match than the other models.
 (D) SENDAI (SOUTH). Good fit. Modeled inundation area can explain limit of Jogan sand.
 (E) ODAKA. Good fit. Modeled inundation area can explain limit of Jogan sand.

図3-37 石巻平野、仙台平野、福島県南相馬市小高地区における869年の貞観地震の津波堆積物の分布とModel10を用いた推定津波浸水域及び東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の分布と津波浸水域 (Sawai et al., 2012)

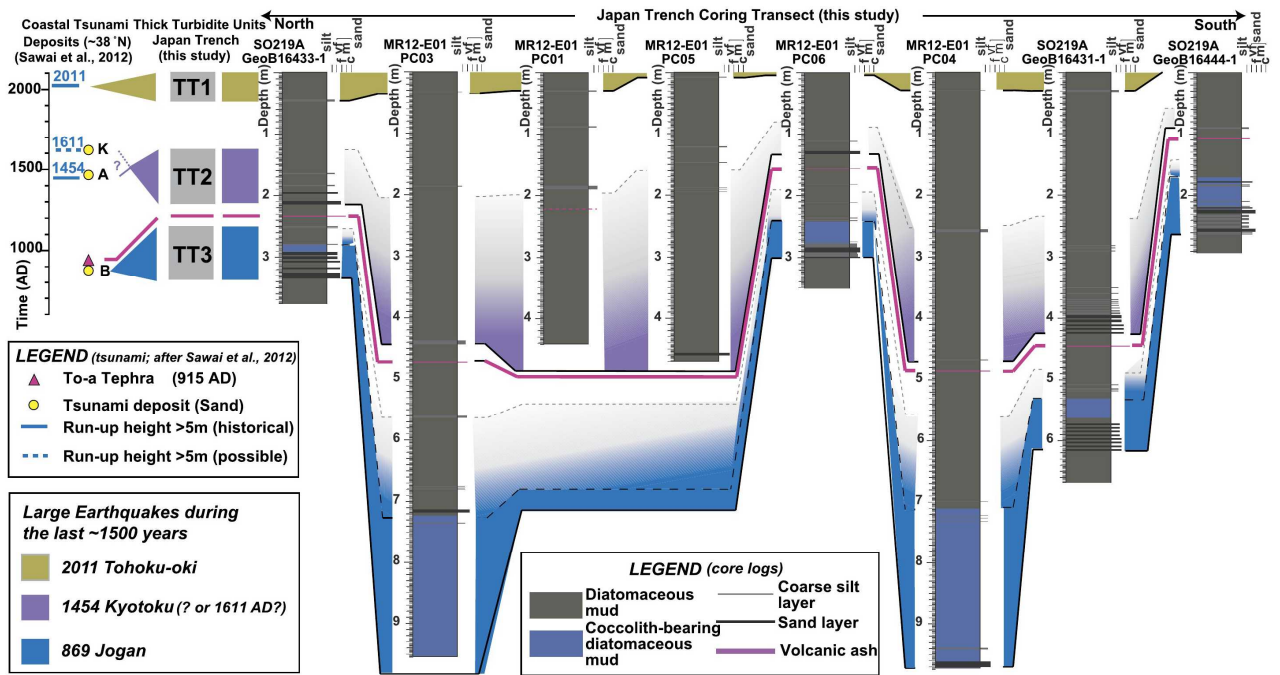


図 3-38 宮城県沖の日本海溝沿いで採取された堆積物コアの地質柱状図とそこから選定される地震性タービダイト (Ikehara et al., 2016)

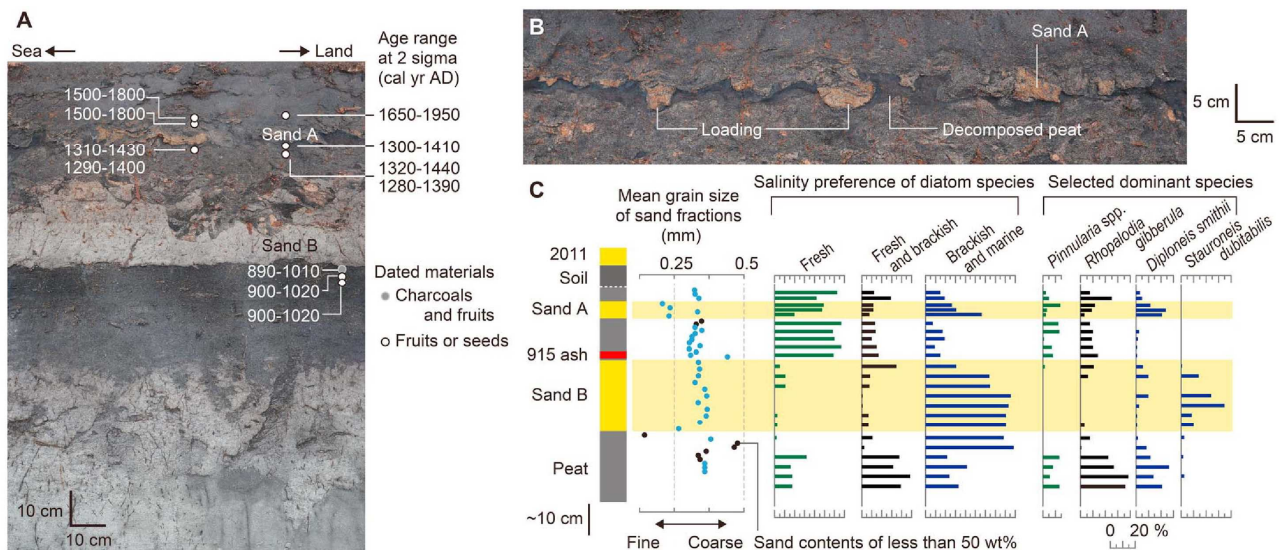


図 3-39 仙台平野における 869 年貞観地震と 1454 享徳地震の津波堆積物 (Sawai et al., 2015)

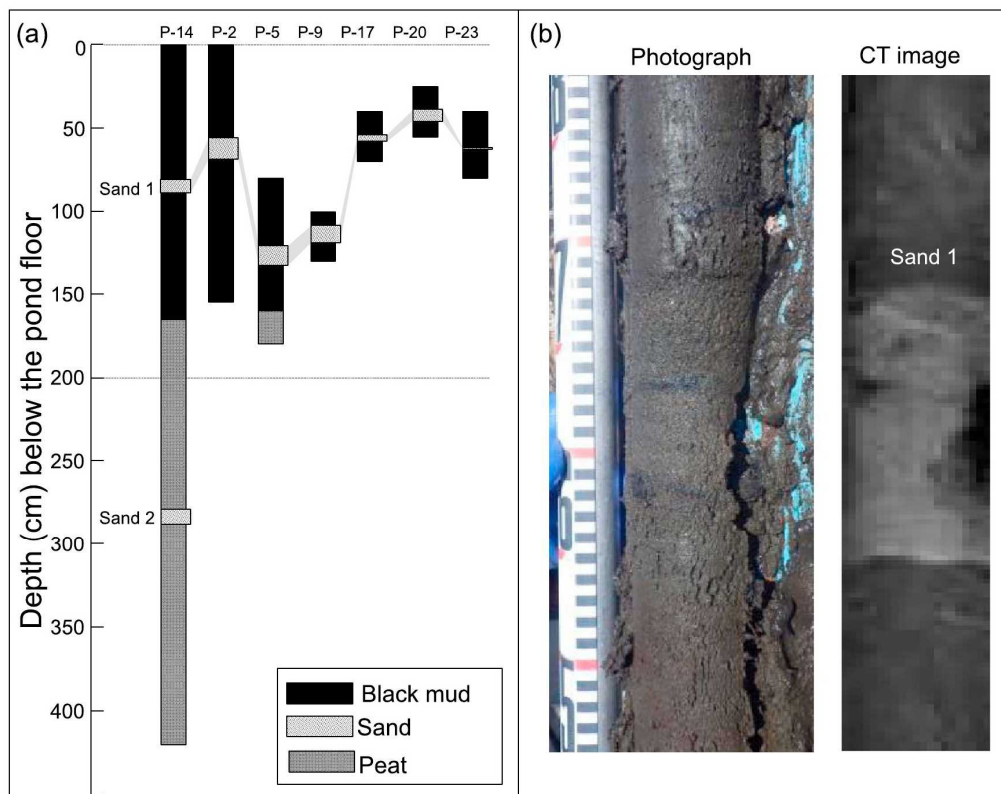


図 3-40 千葉県銚子市小畑池で採取された堆積物コアの地質柱状図と 1677 年延宝房総沖地震によるものと推定される津波堆積物の写真および CT イメージ (Yanagisawa et al., 2016)

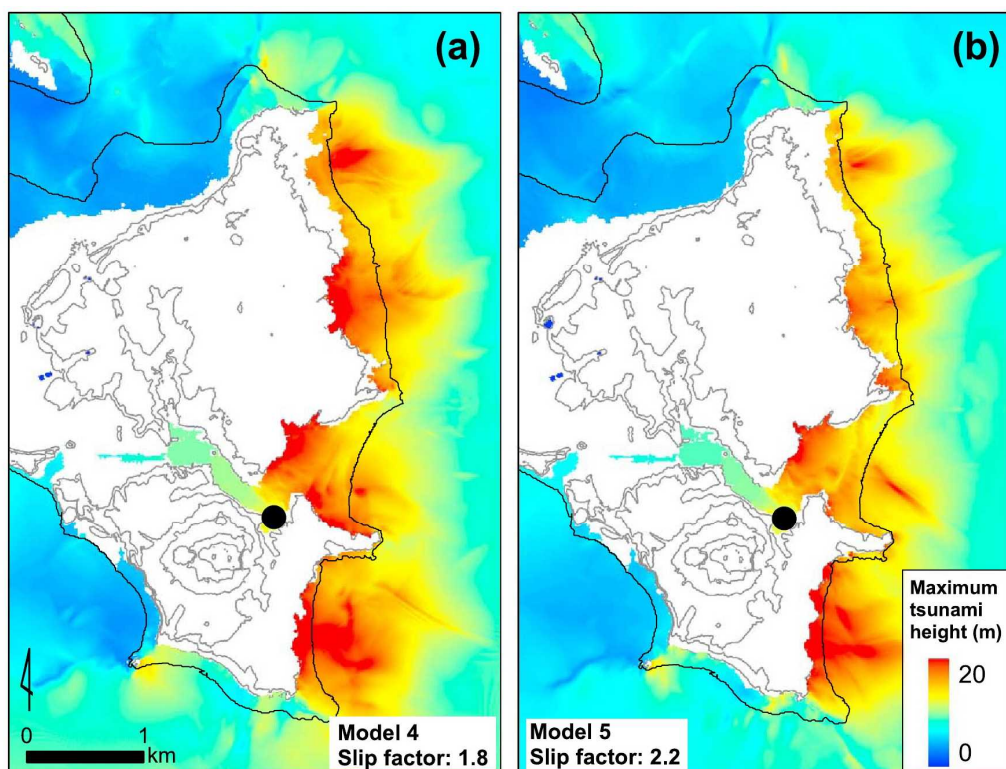


図 3-41 千葉県銚子市周辺における 1677 年延宝房総沖地震の津波浸水シミュレーション結果 (Yanagisawa et al., 2016)

小畑池 (図中の黒丸) の津波堆積物を説明できるように断層モデルを設定している。(a) の Model 4 は JSCE (2002) の断層モデルのすべり量を 1.8 倍したものの。(b) の Model 5 は内閣府 (2013) の断層モデルのすべり量を 2.2 倍したものの。

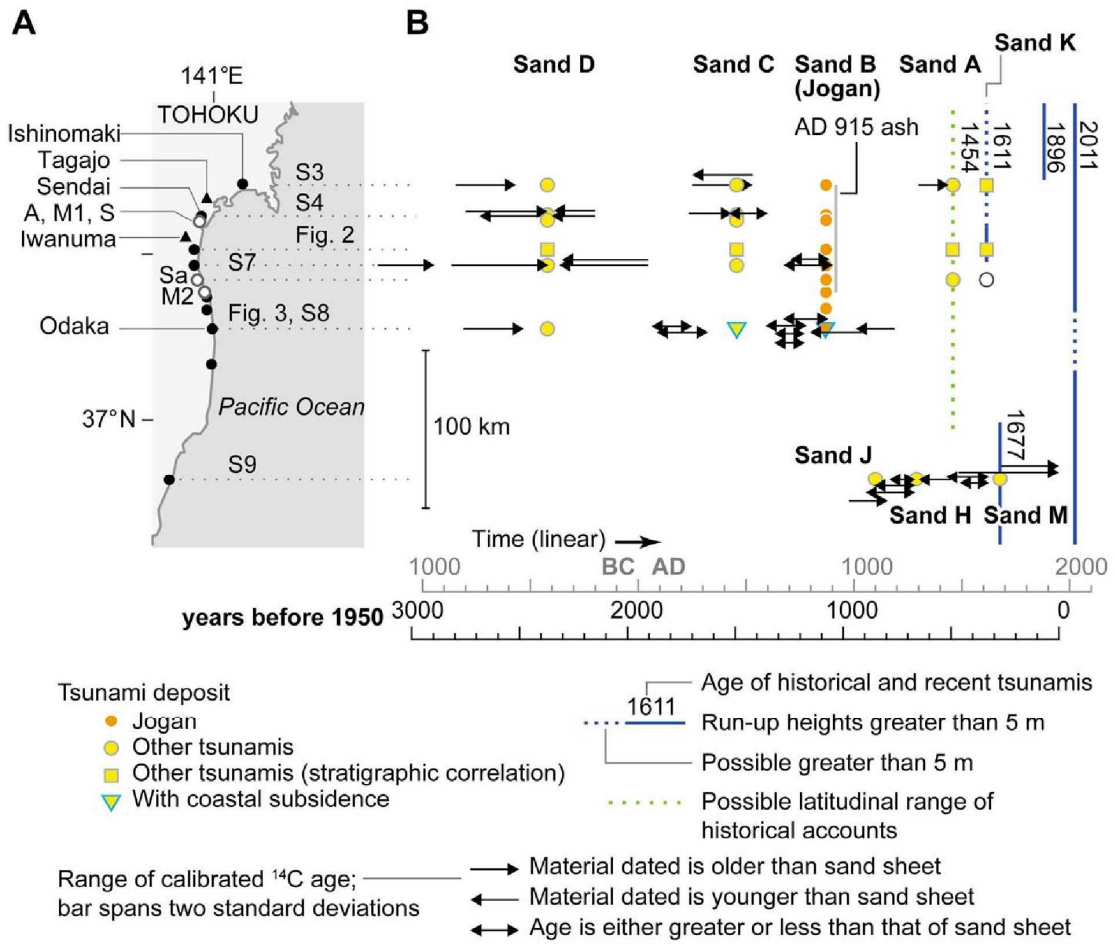


図3-42 宮城県南部から茨城県北部にかけての沿岸における津波堆積物の時空間分布 (Sawai et al. 2012)

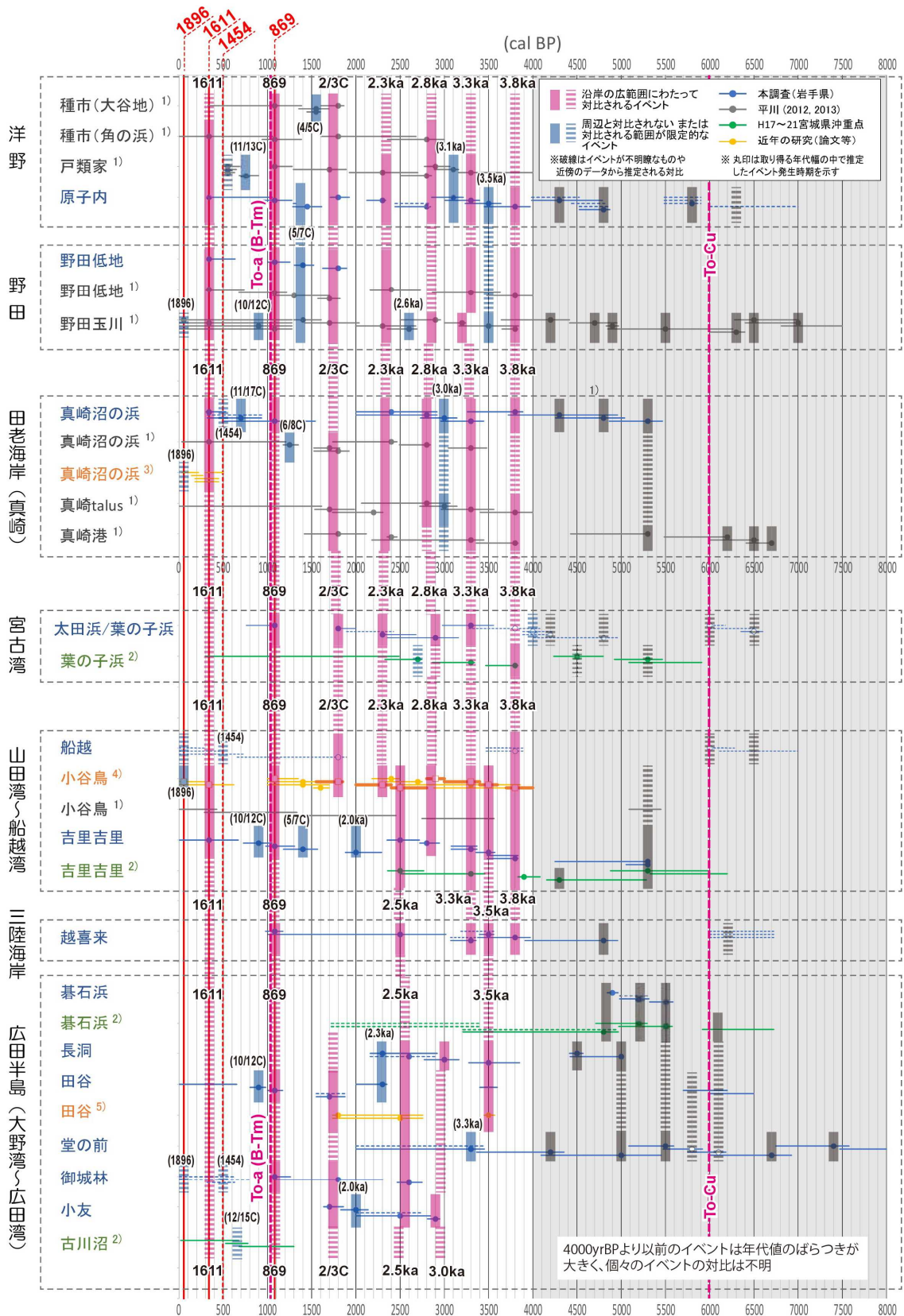


図 3-43 岩手県沿岸各地で発見されたイベント堆積物の時空間分布と地域間の対比 (高田・他, 2016)

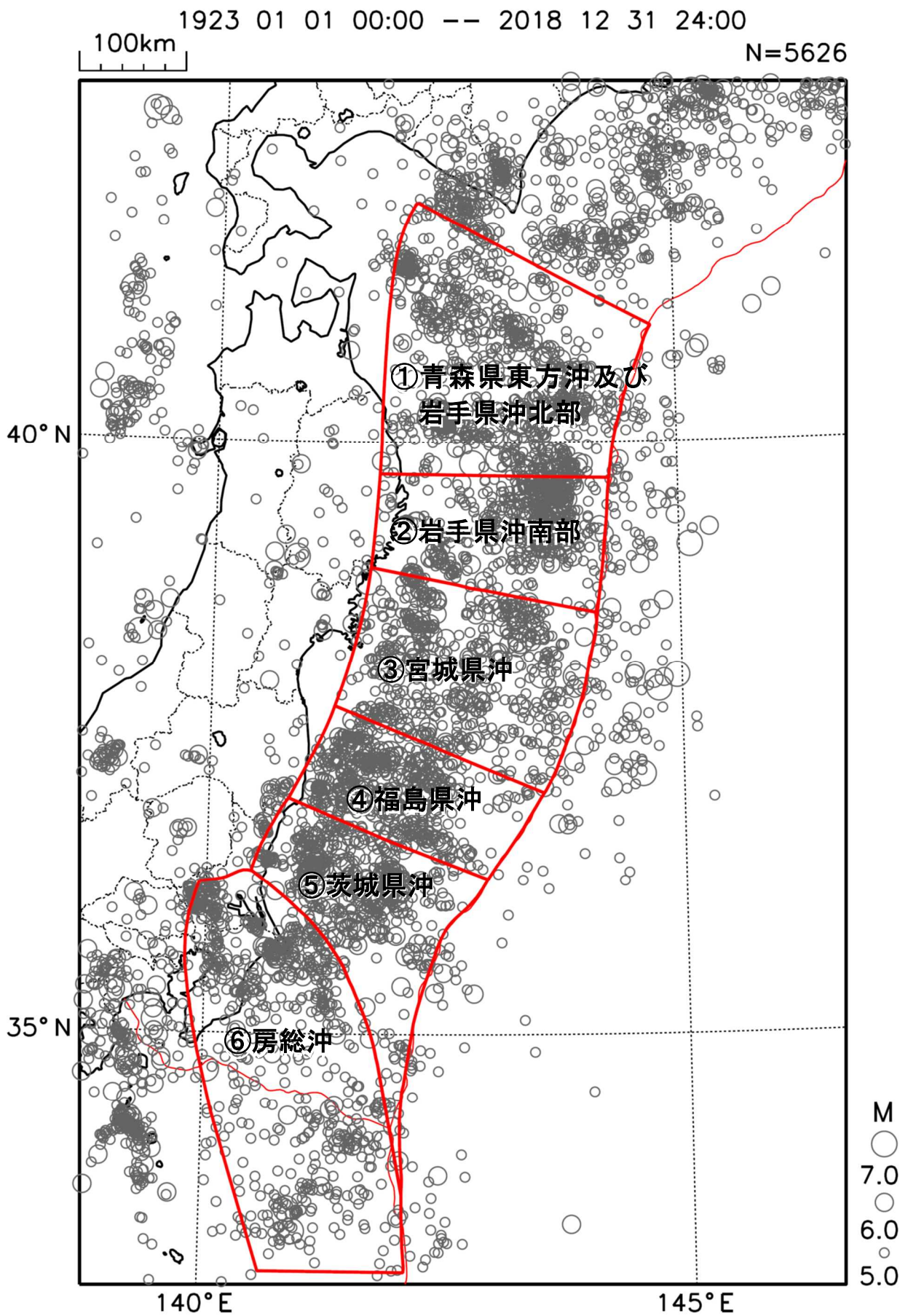


図3-44-1 日本海溝沿いの震央分布図（気象庁資料）
1923年～2018年に発生したM>5.0の地震を抽出

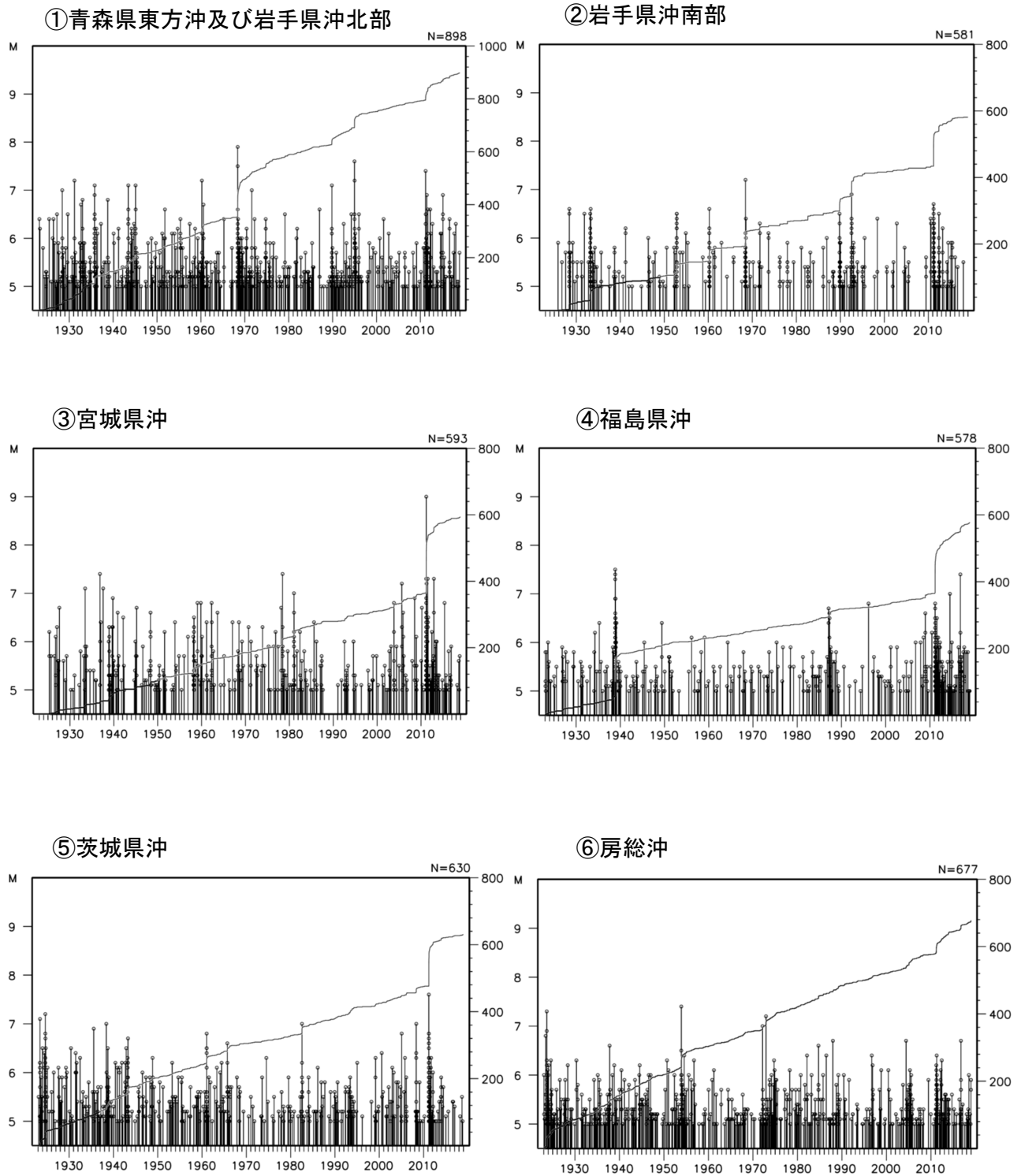


図3-44-2 領域①～領域⑥の地震活動経過図及び地震回数積算図（気象庁資料）
 領域内で1923年～2018年に発生したM>5.0の地震を抽出

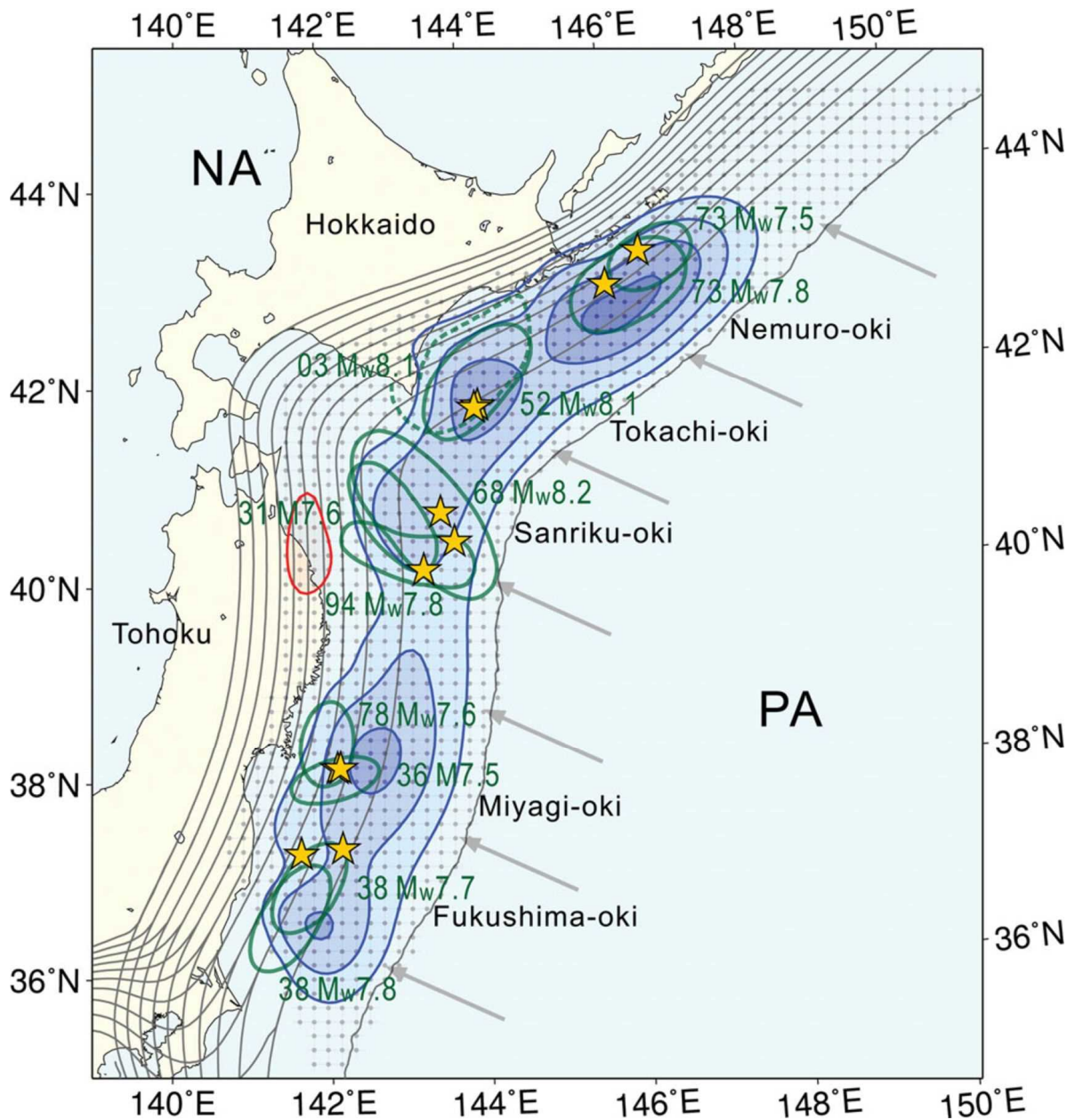


図3-45 陸上GNSSデータ(期間:1996-2000年)から推定したプレート間のすべり欠損速度(Hashimoto et al., 2012)

コンターは3cm/年の間隔で、青がすべり遅れ、赤がすべり過ぎを示す。緑及びグレーの線はそれぞれ過去の大地震の震源域とプレートの等深線(10km間隔)(Hashimoto et al., 2004)を表す。

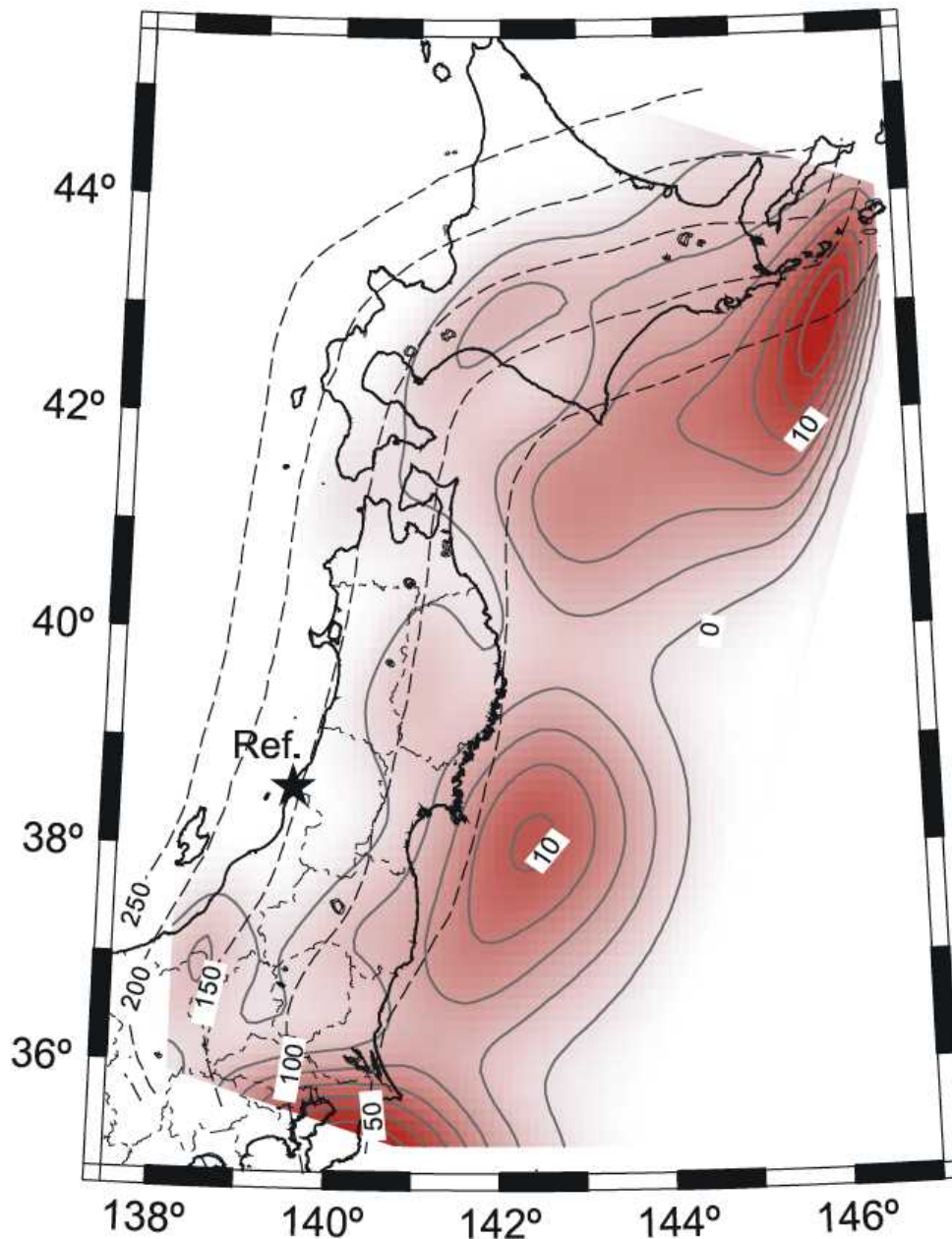


図3-46 陸上GNSSデータ(期間:1997-2001年)から推定したプレート間のすべり欠損速度(Suwa et al., 2006)

コンター間隔は2cm/年。破線はプレートの等深線(50km間隔)を表す。

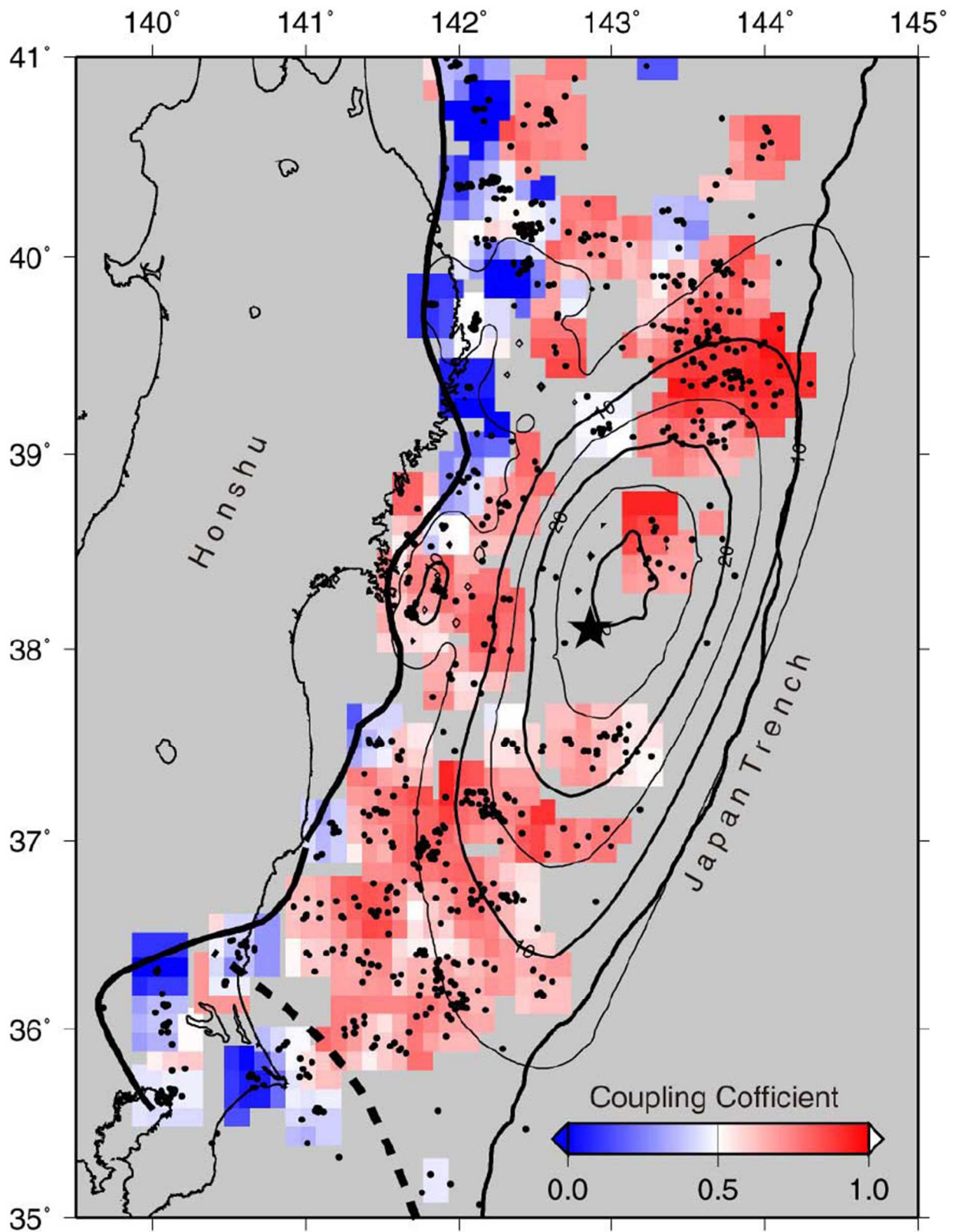


図3-47 小繰り返し地震から推定されるカップリング率の分布図 (Uchida and Matsuzawa, 2011)

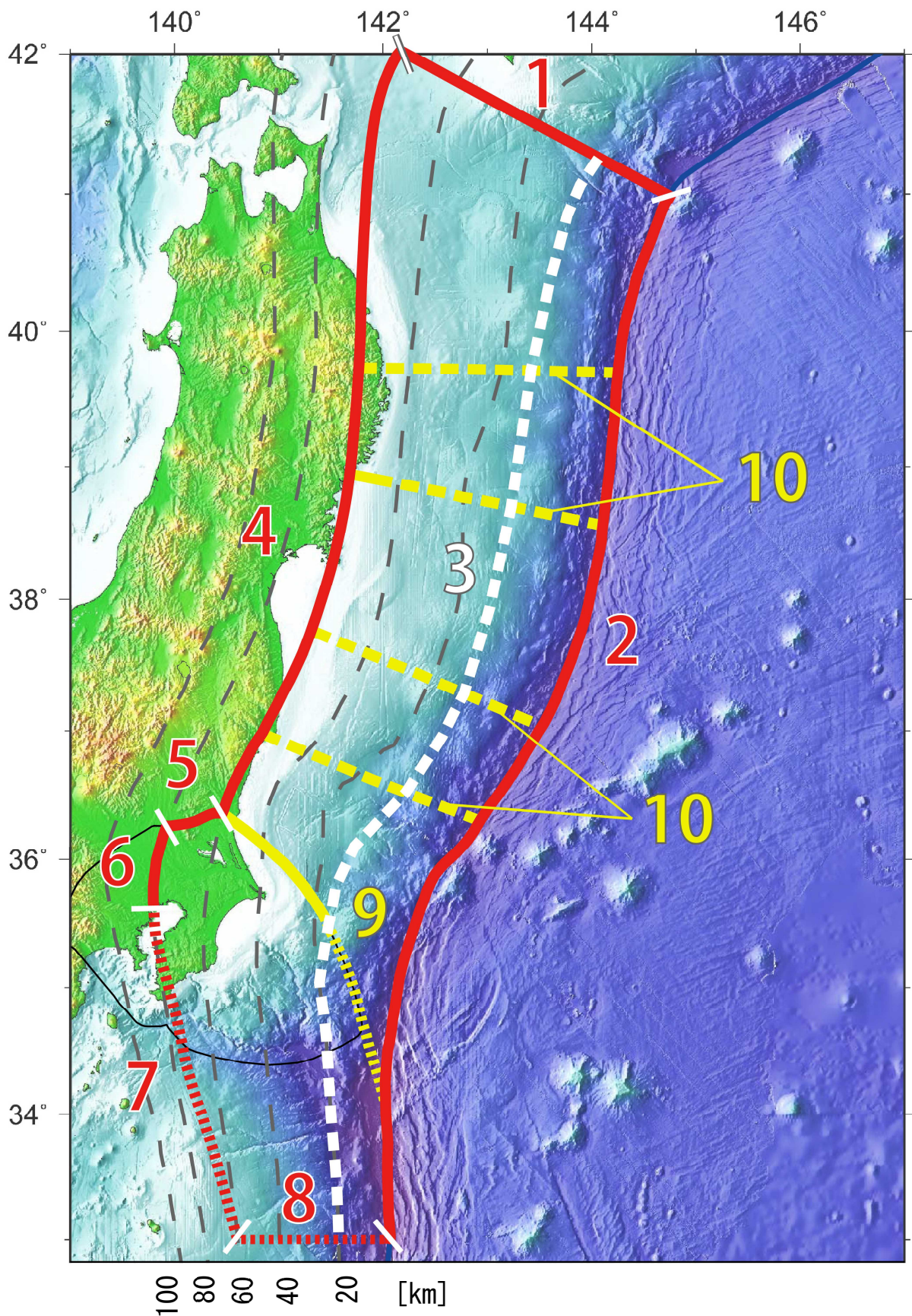


図4-1 プレート間地震の評価対象領域の境界線番号

黒実線は地震調査委員会（2014）の評価対象領域、灰色点線は横田・他（2017）による太平洋プレート上面深さの等深線

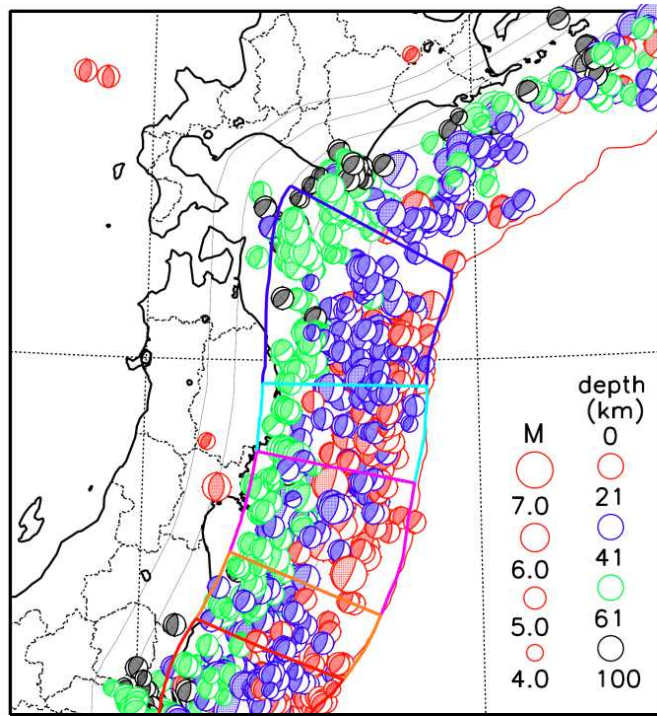


図4-2 プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布（気象庁資料）
震源データとしてGlobal CMTを用いた。1977年1月から2016年7月までの地震について、太平洋プレート上面深さ±10kmの範囲で発生したものをプロットした。赤線は海溝軸、灰色線は横田・他（2017）による太平洋プレート上面の等深線（20km間隔）

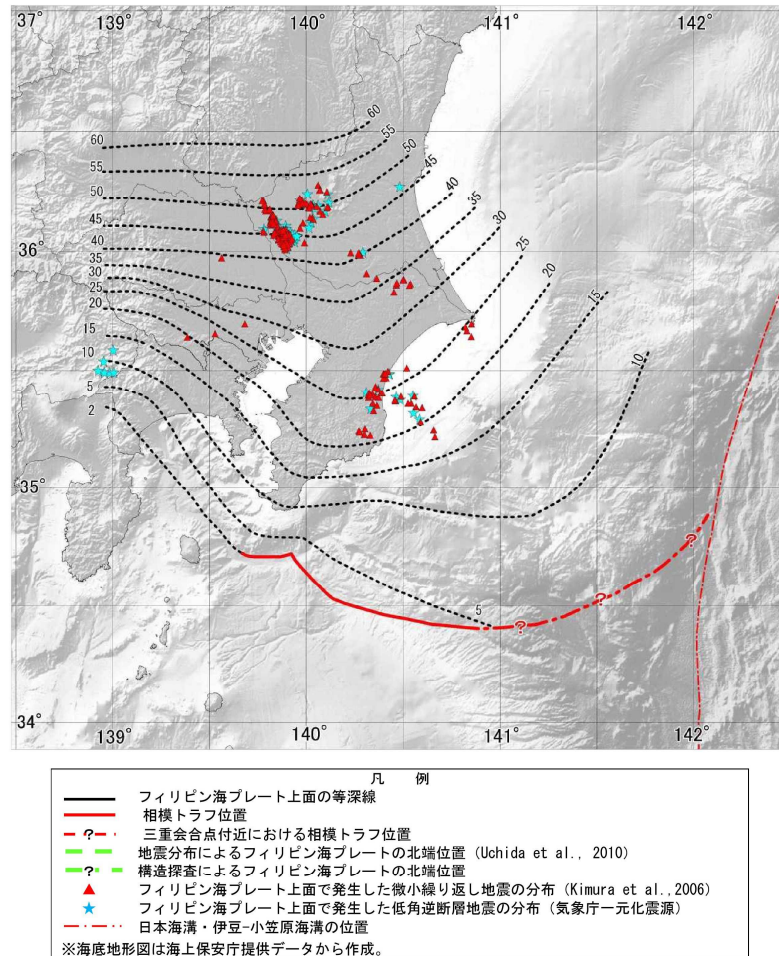


図4-3 相模トラフ沿いのフィリピン海プレート上面における微小地震の分布（地震調査委員会，2014）

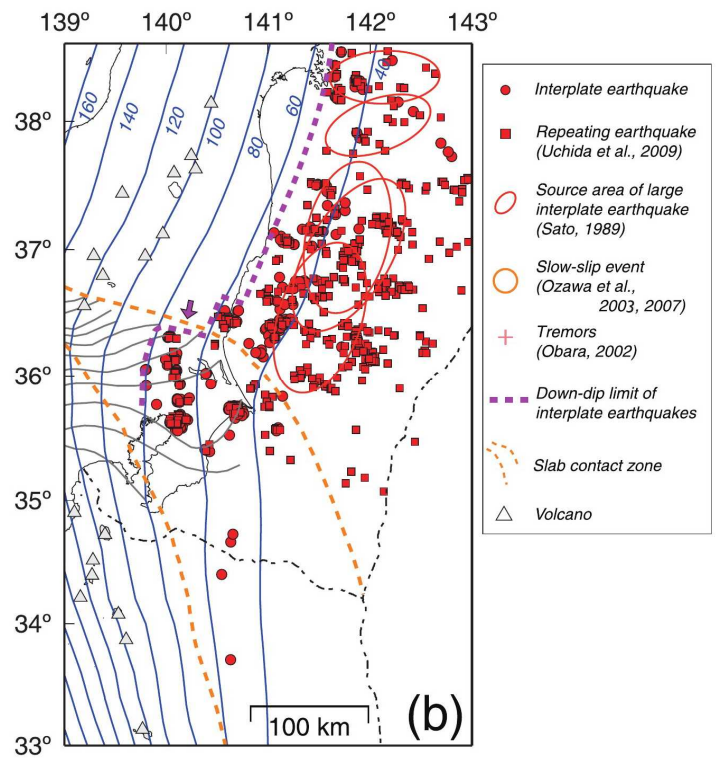


図 4-4 太平洋プレート上面の地震活動 (Nakajima et al., 2009)

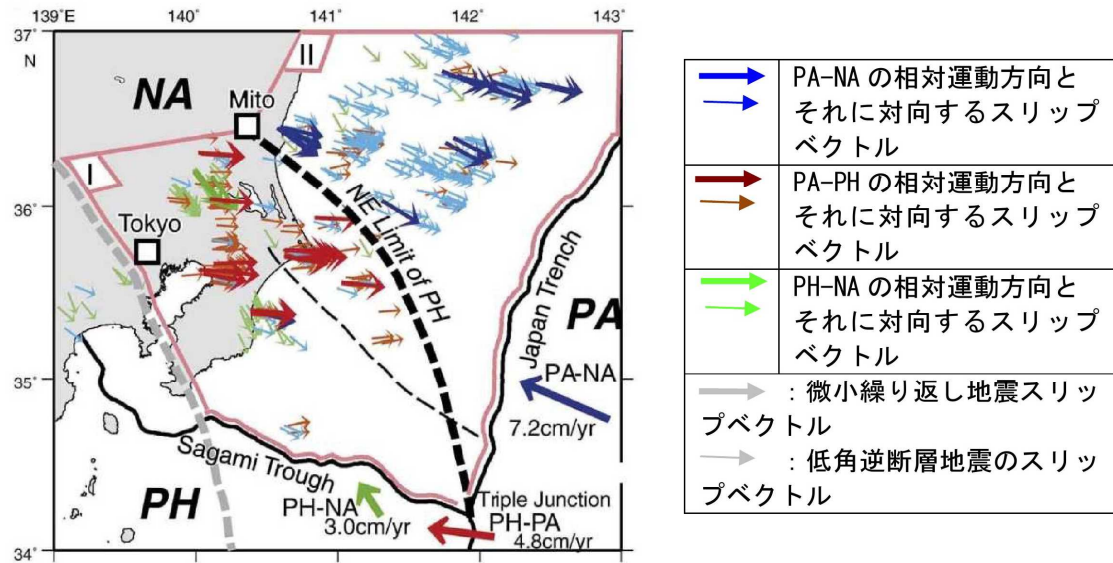


図 4-5 プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al., 2009)

NA : 陸側のプレート PA : 太平洋プレート PH : フィリピン海プレート

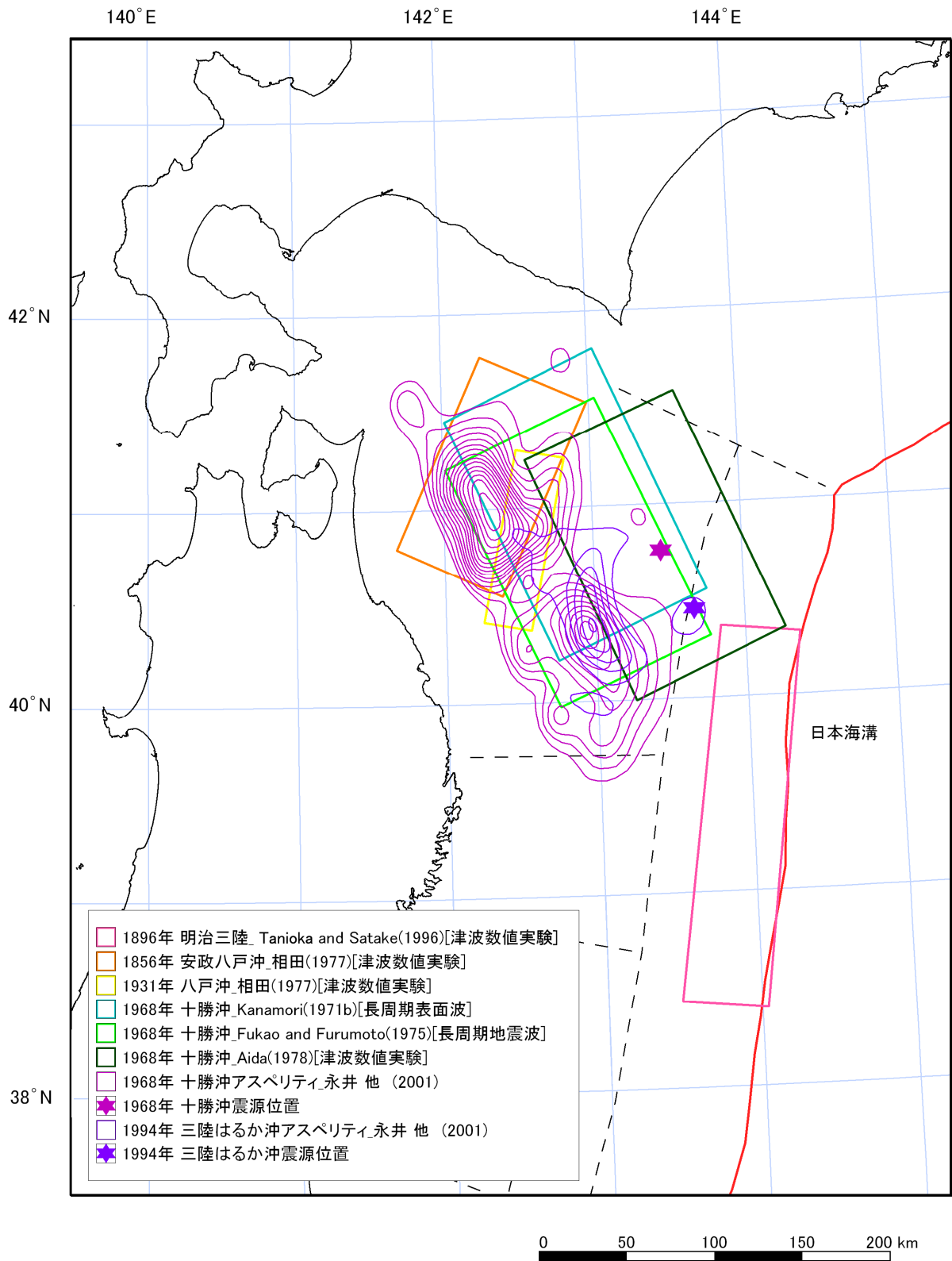
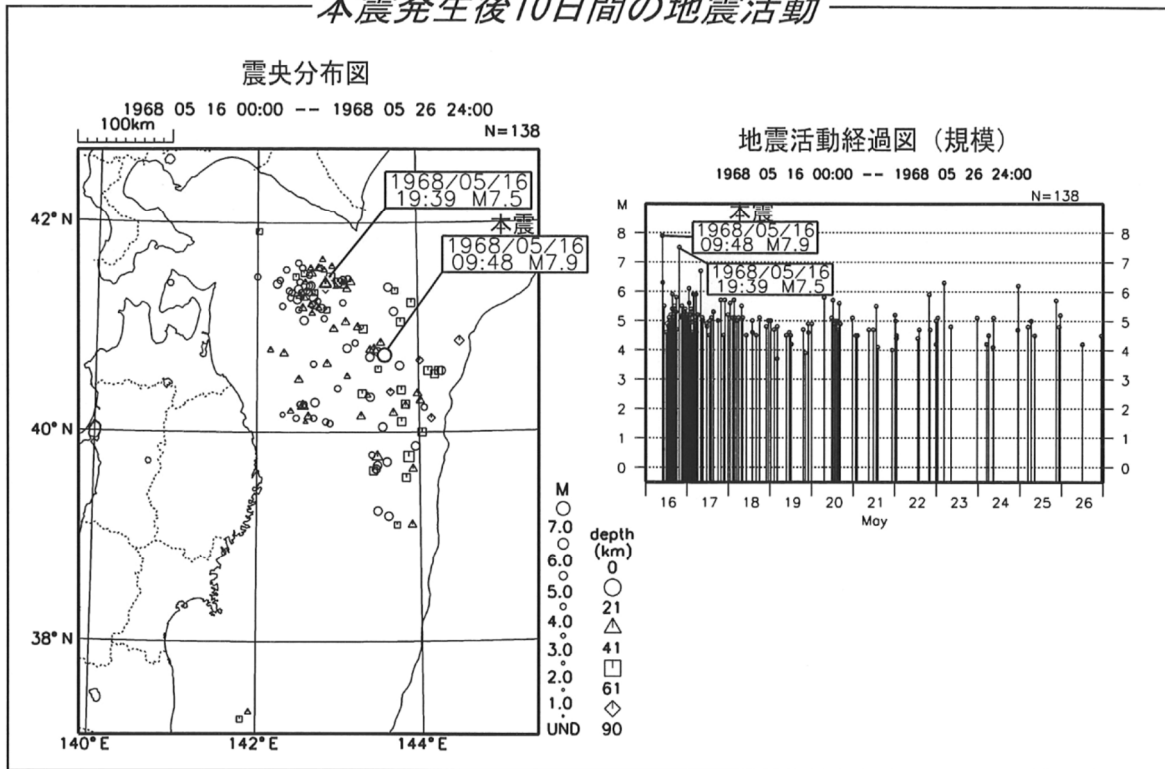


図4-6 1856年8月23日、1931年3月9日、1968年5月16日の十勝沖地震と1896年6月15日の明治三陸地震の各種震源断層モデル

1968年十勝沖地震の余震分布

本震発生後10日間の地震活動



3ヶ月間の地震活動

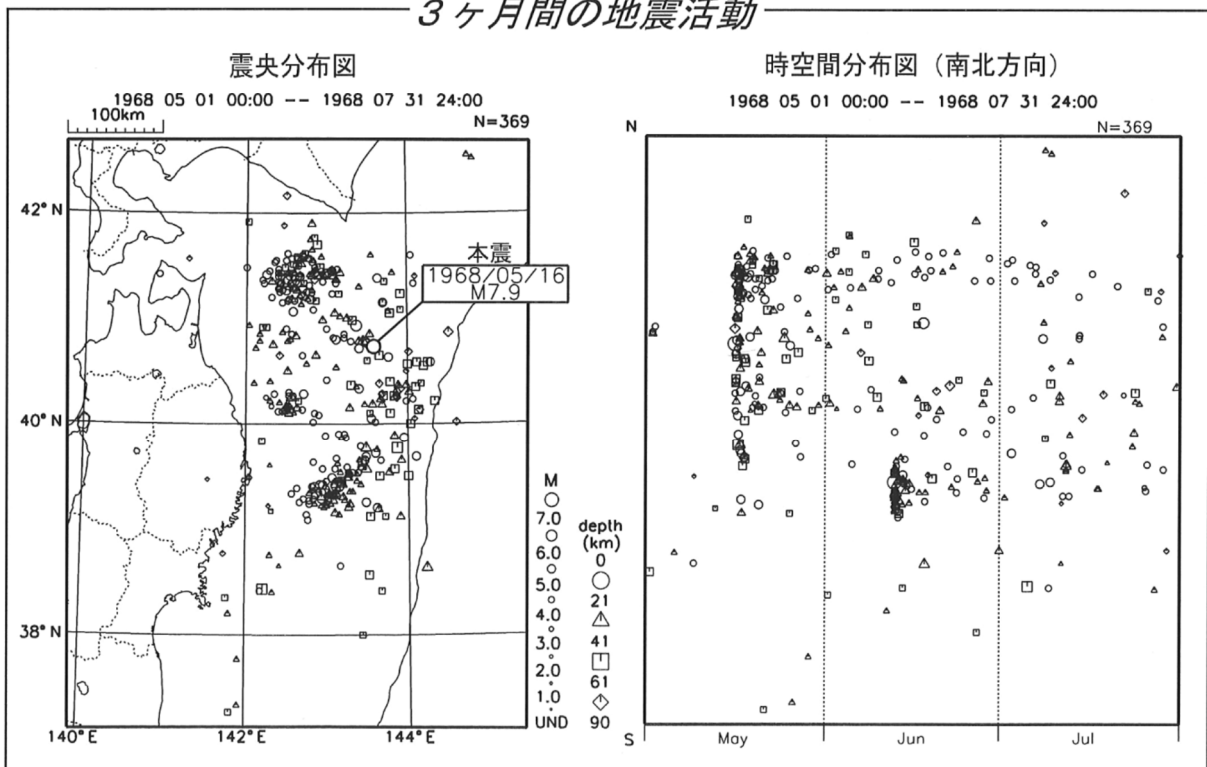


図4-7 1968年十勝沖地震の余震分布 (気象庁資料)

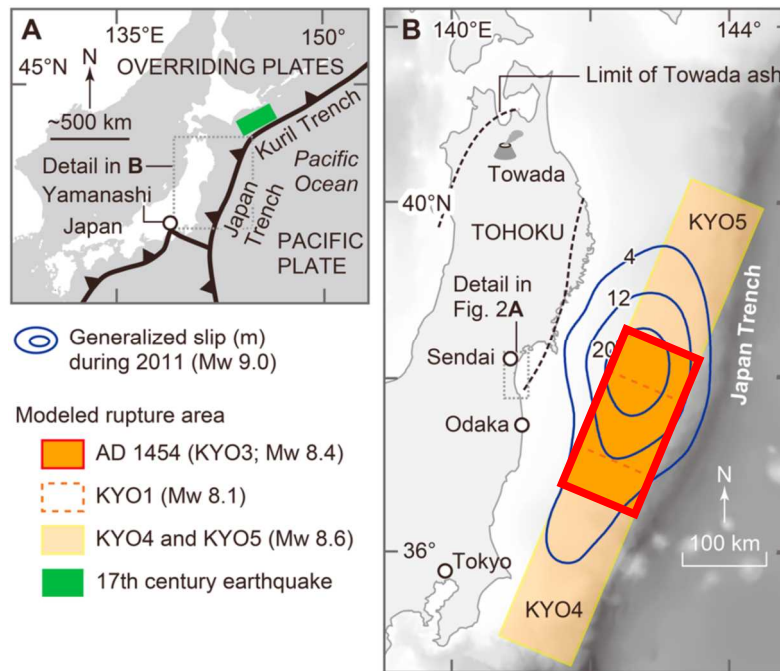


図 4-8 津波堆積物から推定された 1454 年の享徳地震の震源断層モデル (Sawai et al., 2015)
赤枠線が津波堆積物の分布を最も良く説明する震源断層モデル

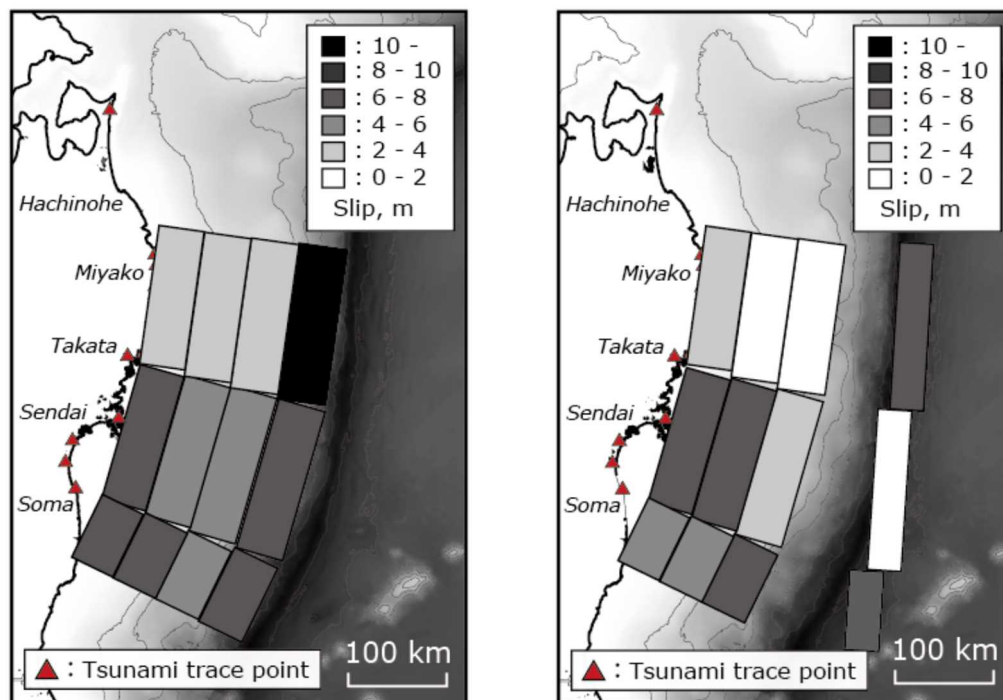


図 4-9 津波痕跡高から推定された 1611 年の慶長三陸地震の震源断層モデル (今井・他, 2015)
左) 震源断層をプレート境界の深部逆断層と海溝寄りの浅部逆断層に固定した場合
右) 震源断層をプレート境界面における深部逆断層と海溝軸外側の西傾斜正断層に固定した場合

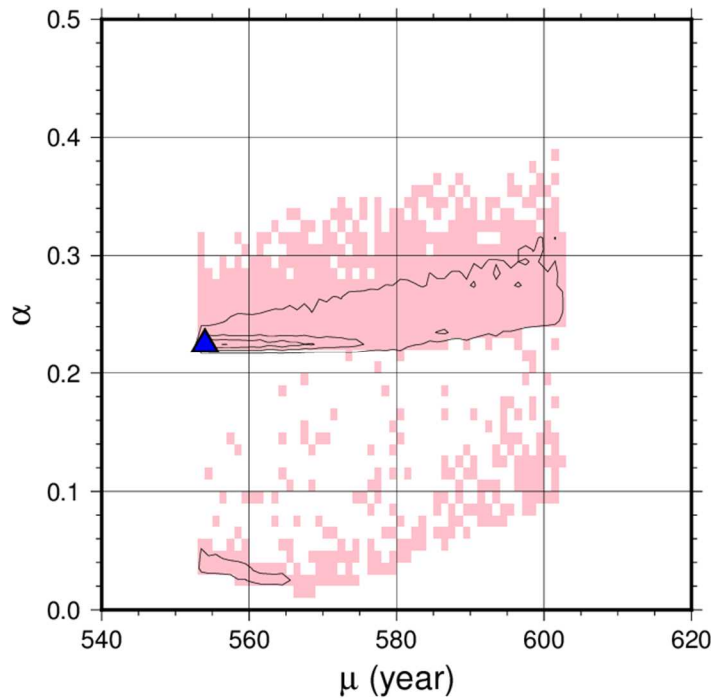


図4-10 歴史・地質データから推定された、平均繰り返し間隔 (μ) とばらつきの指標 (α) 10万個の地震時系列を作成した。 μ を1年毎、 α を0.01毎にbinに分けて集計した。最頻値については、 μ は554年、 α は0.23となり(図中の▲)、適合する地震時系列の数は約450個であった。等値線は適合する地震時系列の数を100個毎に引いた。ピンク色の部分はモンテカルロ法により信頼区間68%で推定したパラメータの範囲。

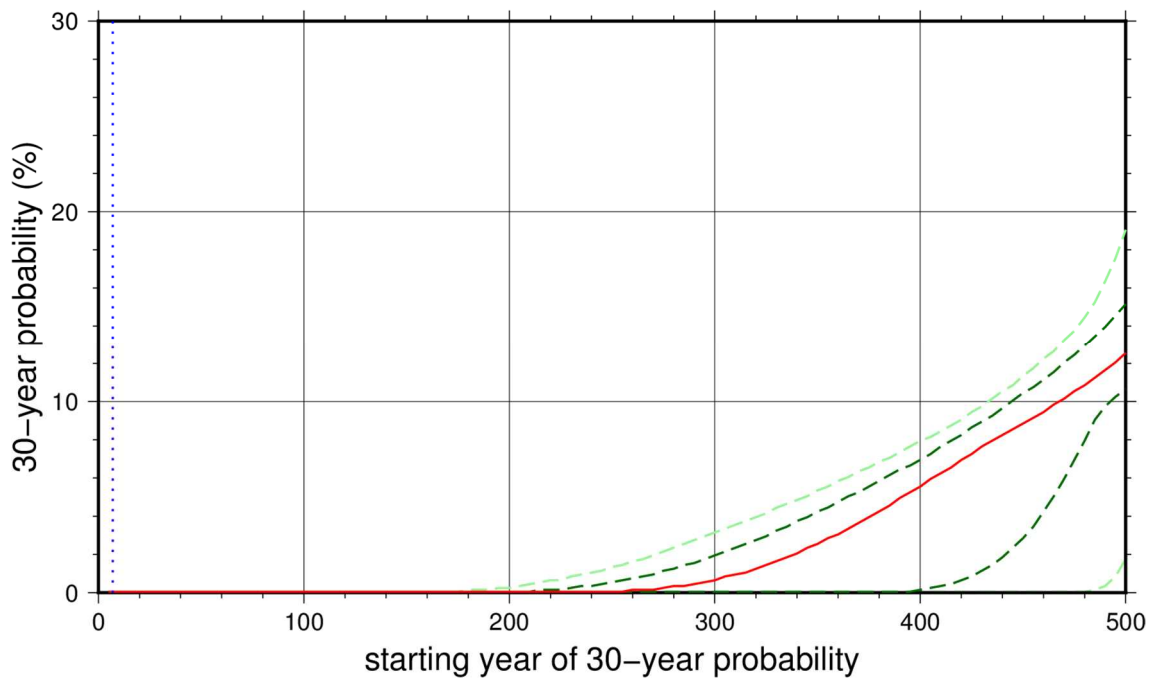


図4-11 今後30年以内に超巨大地震(東北地方太平洋沖型)が発生する確率の時間変化
赤実線は確率の中央値、濃緑破線及び薄緑破線は確率値の68%及び95%の信頼区間を示す。縦の点線は2019年1月1日時点を示す。

Histogram of intervals

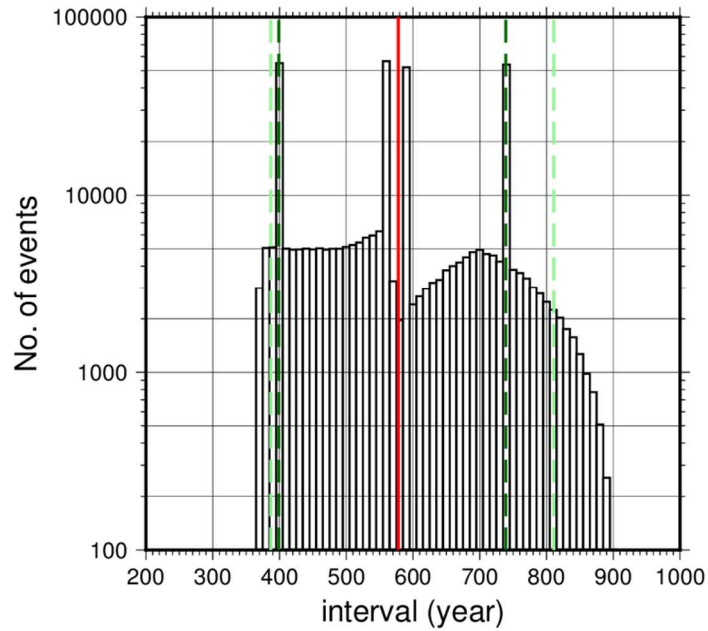


図4-12 歴史・地質データより推定した発生間隔の頻度分布図

10万個の地震時系列を用い、各時系列で4つの発生間隔があるため、計40万個のデータを用いている。赤実線は発生間隔の中央値、濃緑破線及び薄緑破線は発生間隔の68%及び95%の信頼区間を示す。

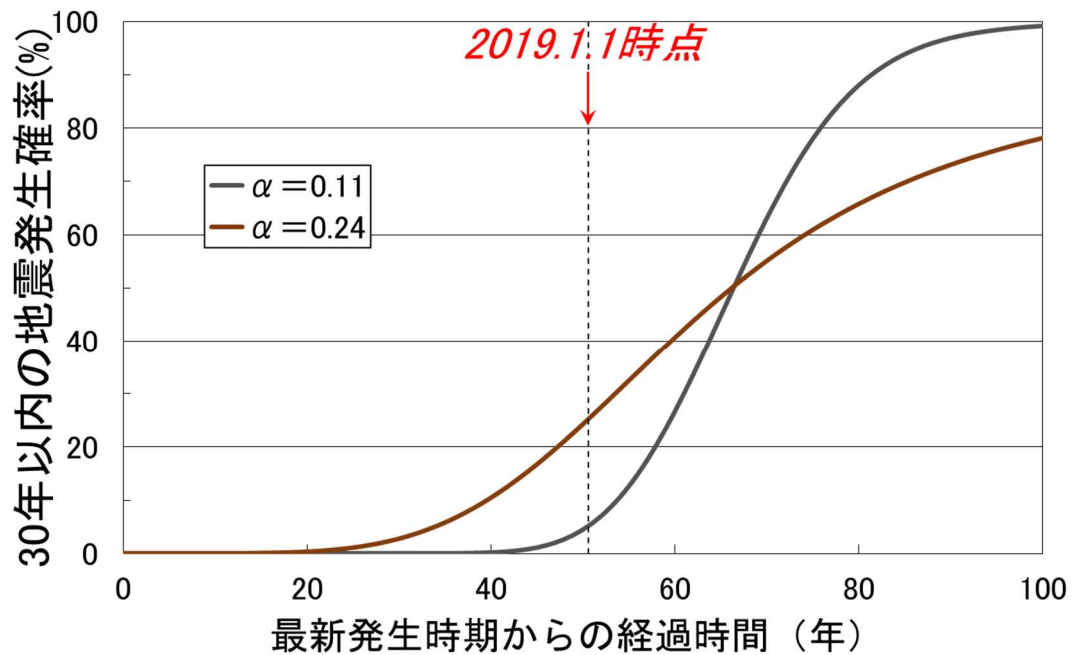


図4-13 今後30年以内の地震発生確率の時間変化（青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震）

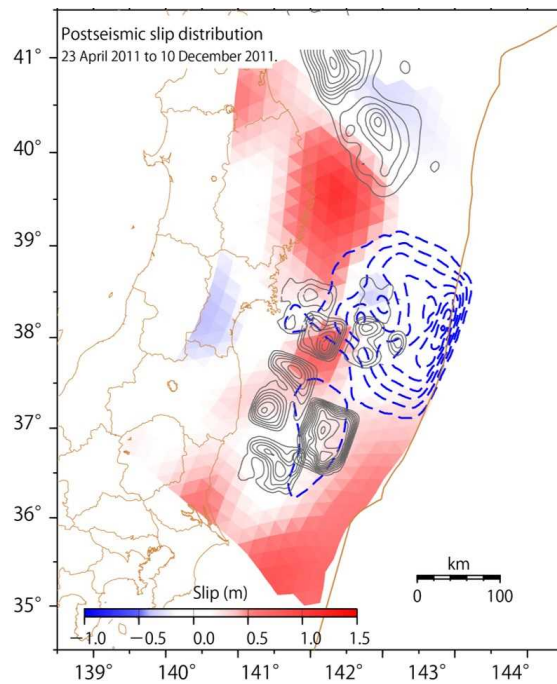


図4-14 東北地方太平洋沖地震の余効すべりの分布 (Iinuma et al., 2016 を一部改変)
 シェードが余効すべりの分布を示す。青破線は東北地方太平洋沖地震時のすべり分布、灰色実線はその
 他、過去の大地震のすべり分布を示す。

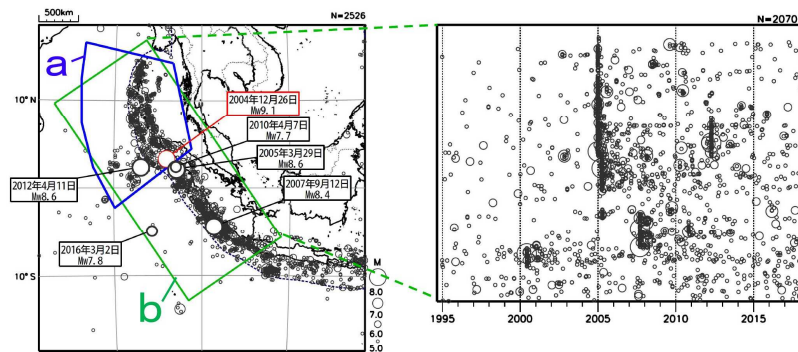


図4-3 2004年12月26日インドネシア、スマトラ北部西方沖の地震 (Mw9.1) の発生以降
 (左) 震央分布図 (1994年12月26日~2018年2月28日、深さすべて、 $M \geq 5.0$)

(右) 震央分布図中の領域b内の時空間分布図 (矩形の長辺に投影)

震源要素は、2010年4月7日の地震 (Mw7.7) 以降の吹き出しを付けた地震の Mw は気象庁、それ以外は米国地質調査所 (USGS) による。なお、USGS による 2010年4月7日の地震の Mw は 7.8 である。領域aは2004年の Mw9.1 の地震の発生後すぐに活
 発な地震活動が発生していた領域を海溝の西側まで広げた範囲。

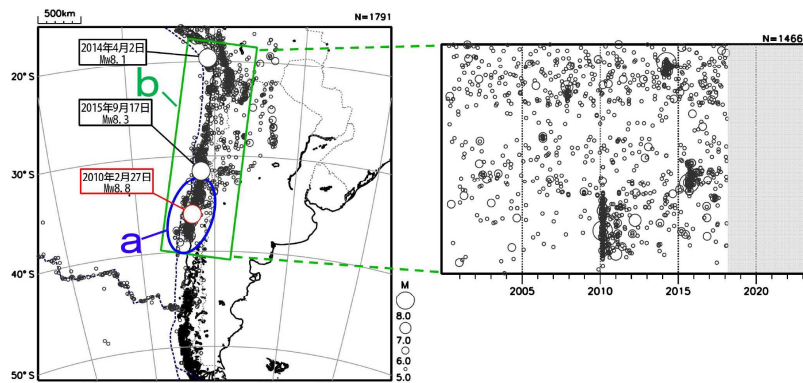


図4-4 2010年2月27日チリ中部沿岸の地震 (Mw8.8) の発生以降

(左) 震央分布図 (2000年2月27日~2018年2月28日、深さすべて、 $M \geq 5.0$)

(右) 震央分布図中の領域b内の時空間分布図 (矩形の長辺に投影)

震源要素は、吹き出しを付けた地震の Mw は気象庁、それ以外は米国地質調査所 (USGS) による。領域aは2010年の Mw8.8
 の地震の発生後すぐに活発な地震活動が発生していた領域を海溝の西側まで広げた範囲。領域b内の Mw8.0 以上に吹き出し
 を付けた。

図4-15 世界中の M8 後半以上の地震発生以降の状況 (地震調査委員会, 2018)

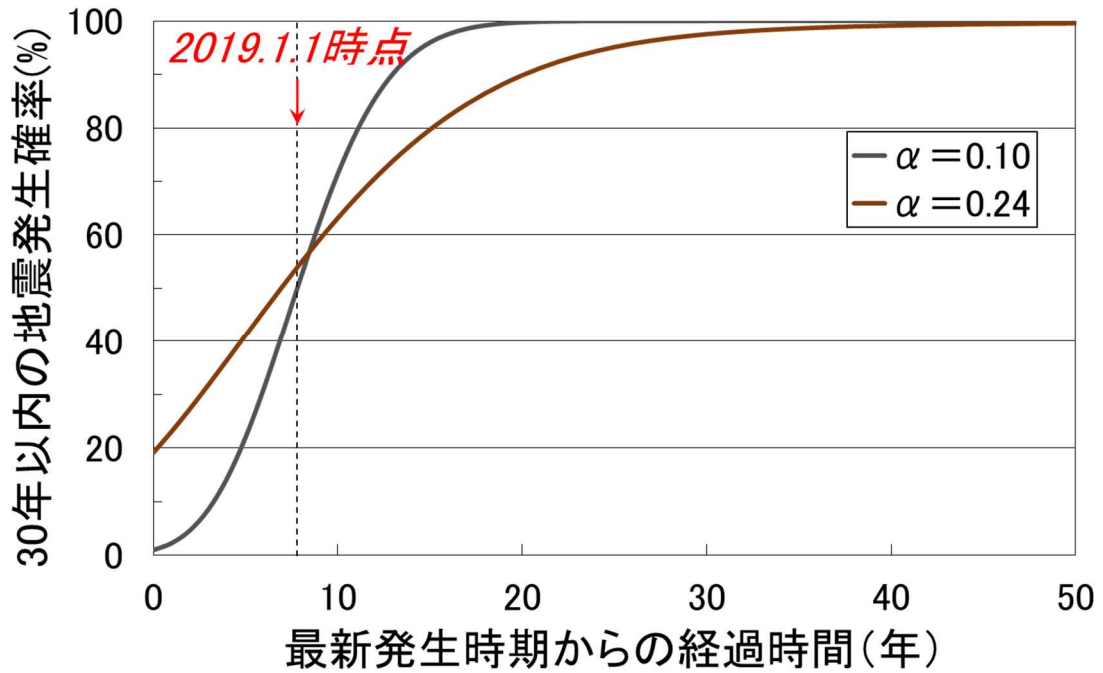


図4-16 今後30年以内の地震発生確率の時間変化（宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震））

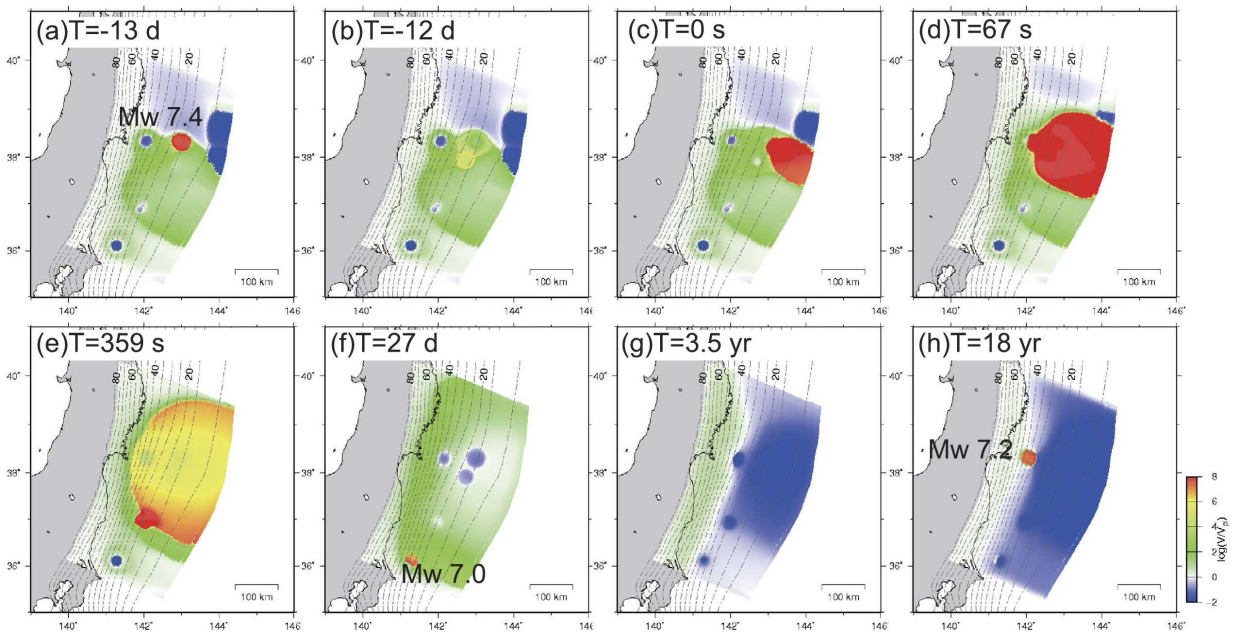


図4-17 超巨大地震（東北地方太平洋沖型）発生前後のすべり速度分布の時間変化の一例（Nakata et al., 2016）

T=0 は超巨大地震（東北地方太平洋沖型）の発生時点である。この例では、超巨大地震（東北地方太平洋沖型）が発生し（c～e）、その18年後に宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）が発生している（h）。すべり速度は太平洋プレートの定常的な沈み込み速度で正規化している。

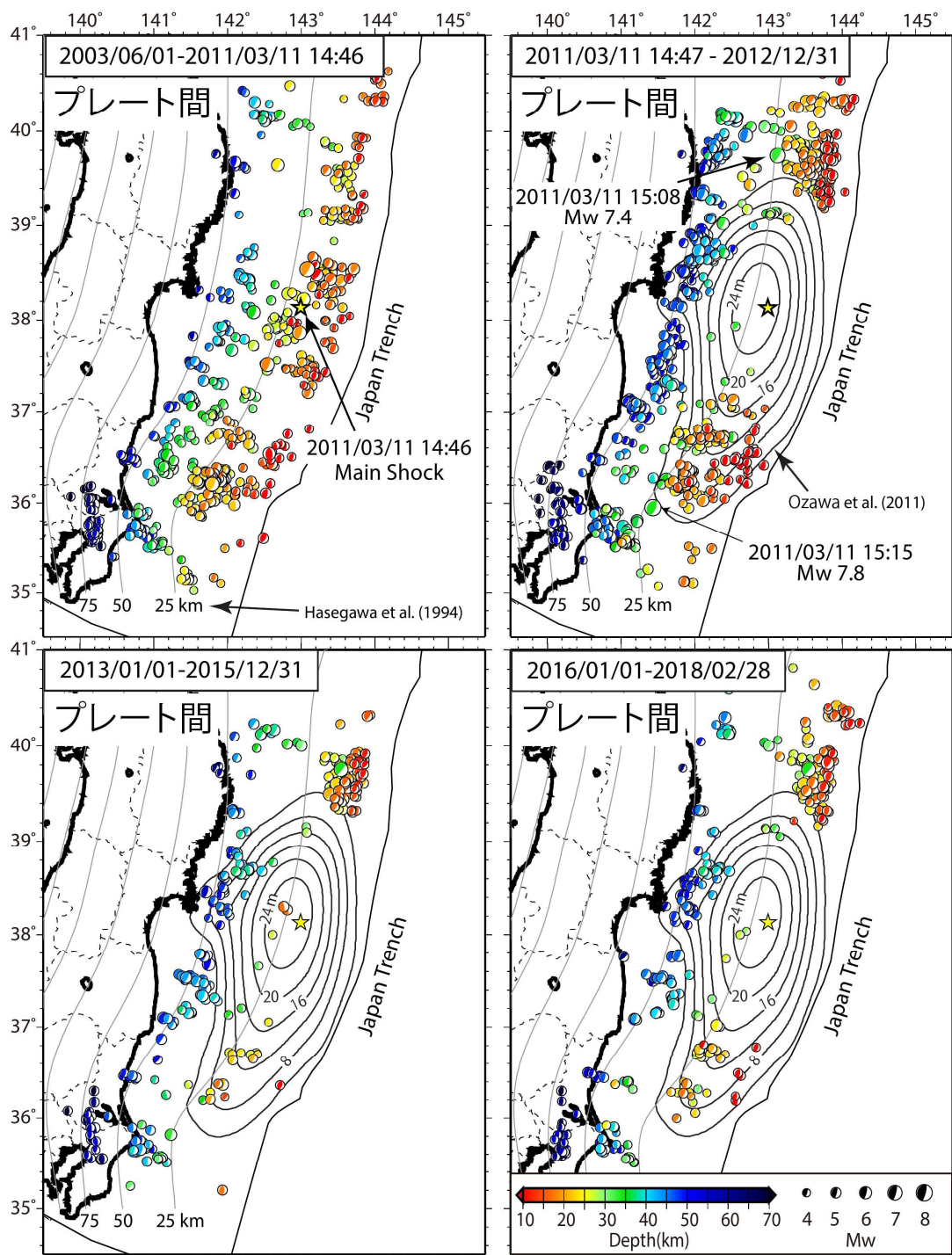


図 4-18 東北地方太平洋沖地震前後の期間におけるプレート間地震の空間分布（防災科学技術研究所提供）

F-net 広帯域速度計及び Hi-net 併設高感度加速度計の記録を Ito et al. (2007) の手法で解析した。抽出条件は、Asano et al. (2011) の条件に加えて、最適ダブルカップル解のすべり角が 30~150 度の地震とした。黒色コンターは Ozawa et al. (2011) による東北地方太平洋沖地震時のすべり分布、灰色コンターは Hasegawa et al. (1994) による沈み込んだ太平洋プレート上面深さを表す。

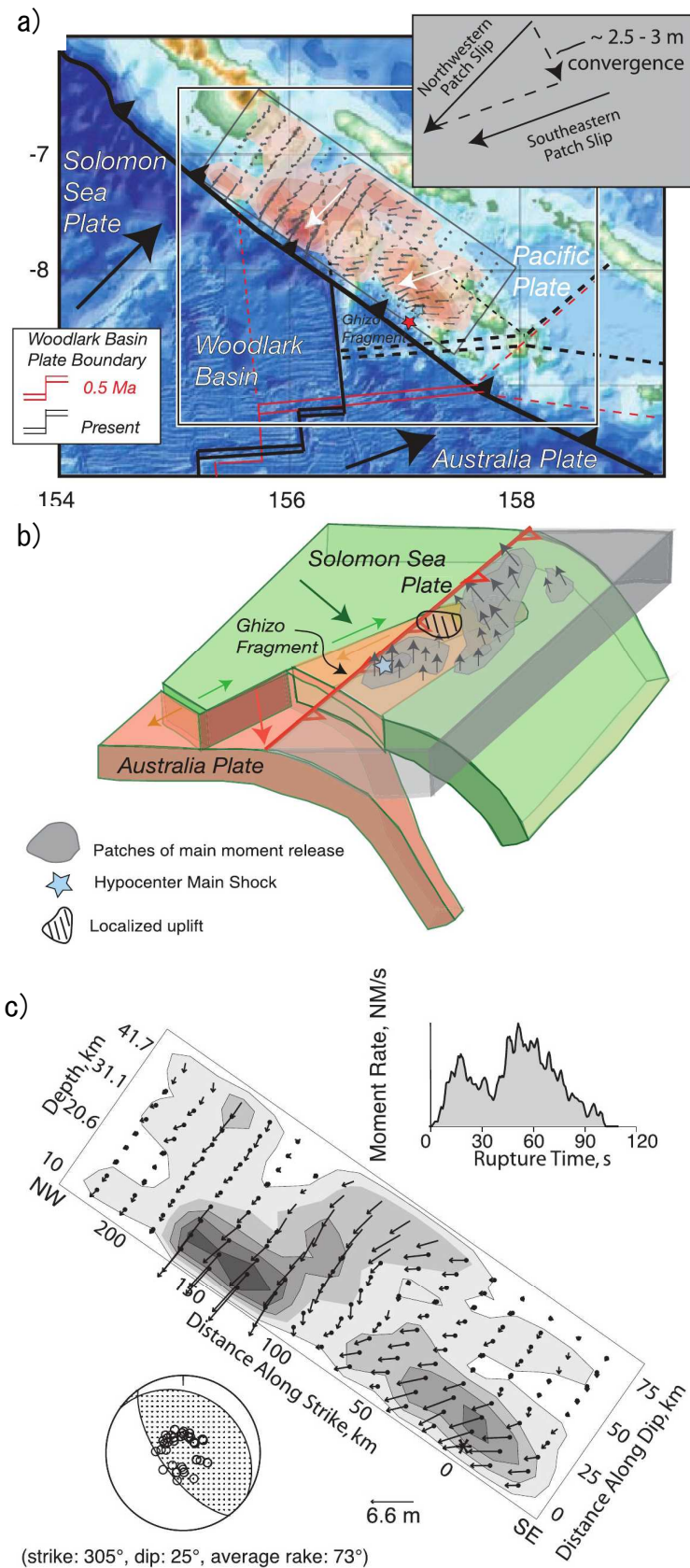


図4-19 2007年4月2日のソロモン諸島の地震に関する資料 (Furlong et al., 2009)

a) 震源域のすべり分布と周辺のテクトニックセッティング
 b) 震源域とその周辺の構造の模式図
 c) 遠地実体波解析により得られたメカニズム解、すべり分布、震源時間関数

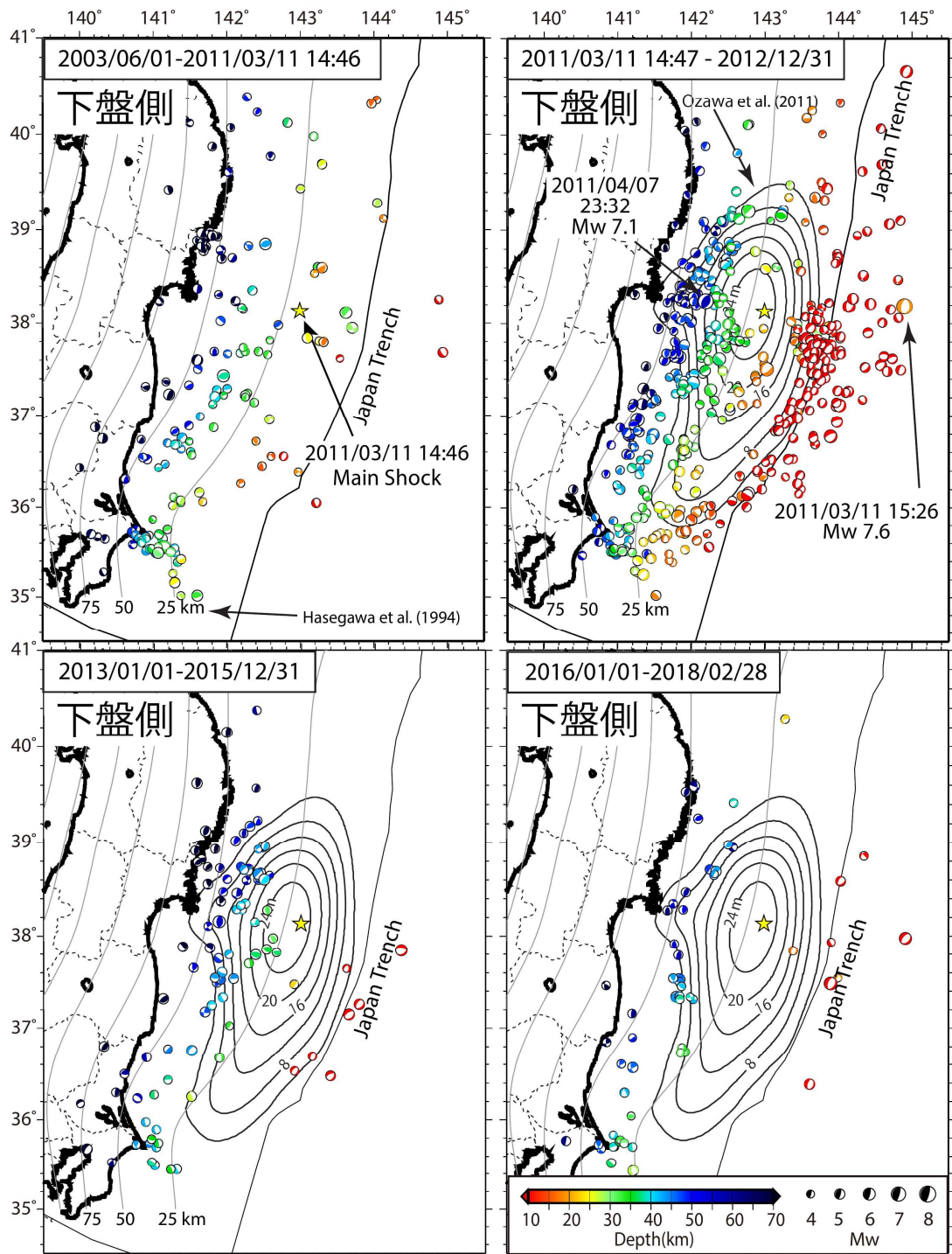


図4-20 東北地方太平洋沖地震前後の期間における沈み込んだプレート内の地震の空間分布（防災科学技術研究所提供）
プレート間地震と分類された地震を除いた後に、下盤に位置する地震を抽出した。他は図4-18と同じ。

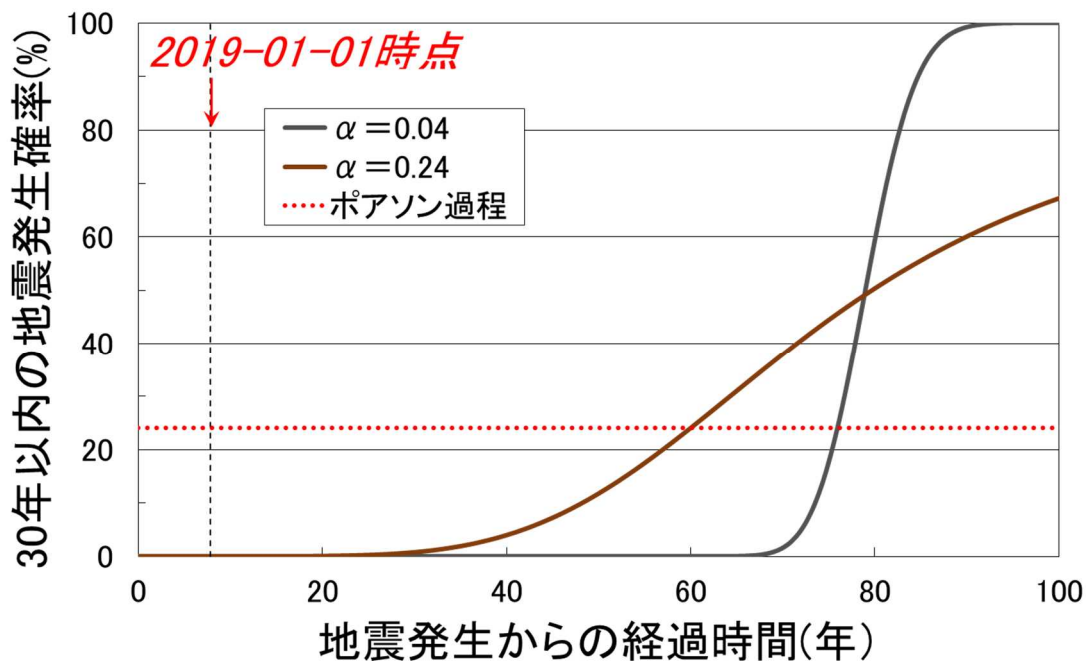


図 4-21 今後 30 年以内の地震発生確率の時間変化（宮城県沖のプレート間巨大地震）

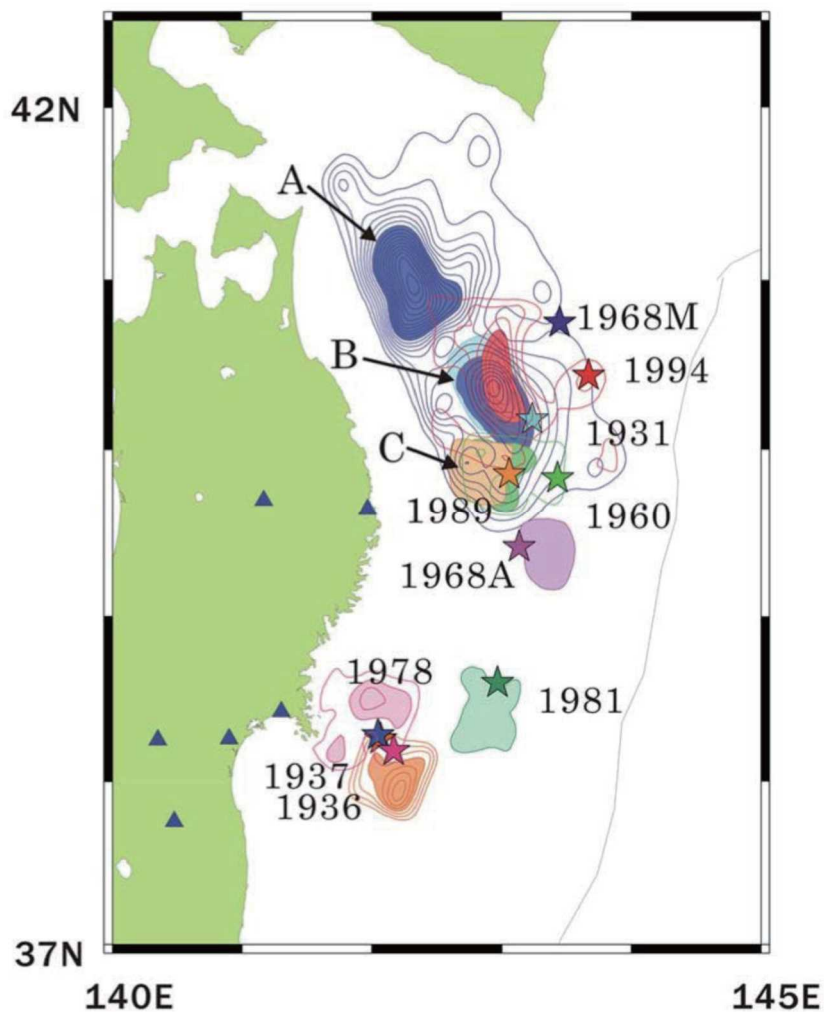


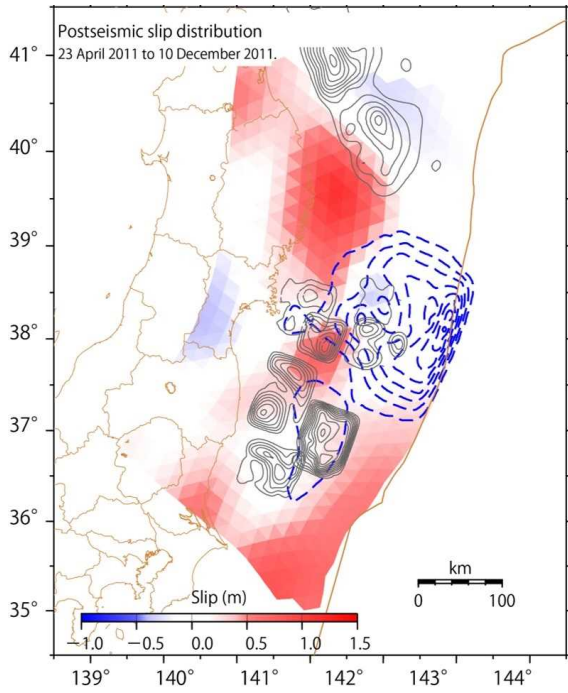
図 4-22 日本海溝沿いにおけるアスペリティの分布（Yamanaka and Kikuchi, 2004）

Appendix 1 東北地方太平洋沖地震時のすべり分布モデル

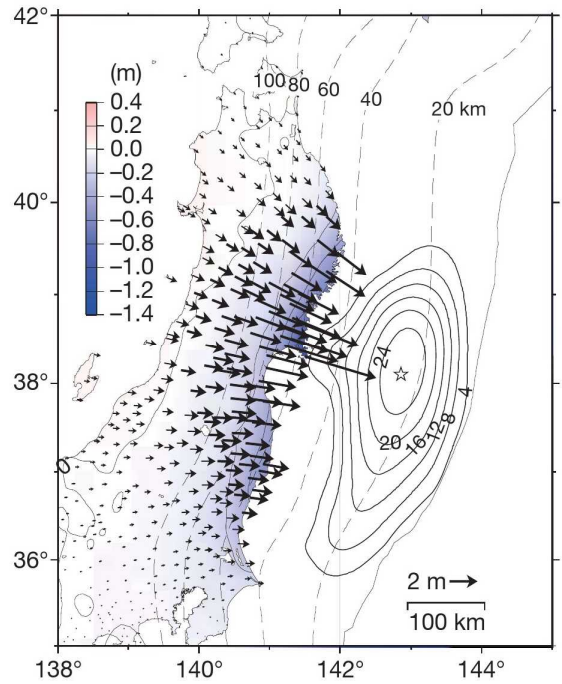
東北地方太平洋沖地震について、国内外の研究者から様々な手法を用いた地震時のすべり分布モデル等が提供されている。ここでは、第二版以降の知見を中心に紹介する。

- 1 測地データ解析によるすべり分布モデル
- 2 津波波形解析によるすべり分布モデル
- 3 強震波形解析によるすべり分布モデル
- 4 強震波形解析による強震動生成域モデル
- 5 ジョイントインバージョンによるすべり分布

1 測地データ解析によるすべり分布モデル

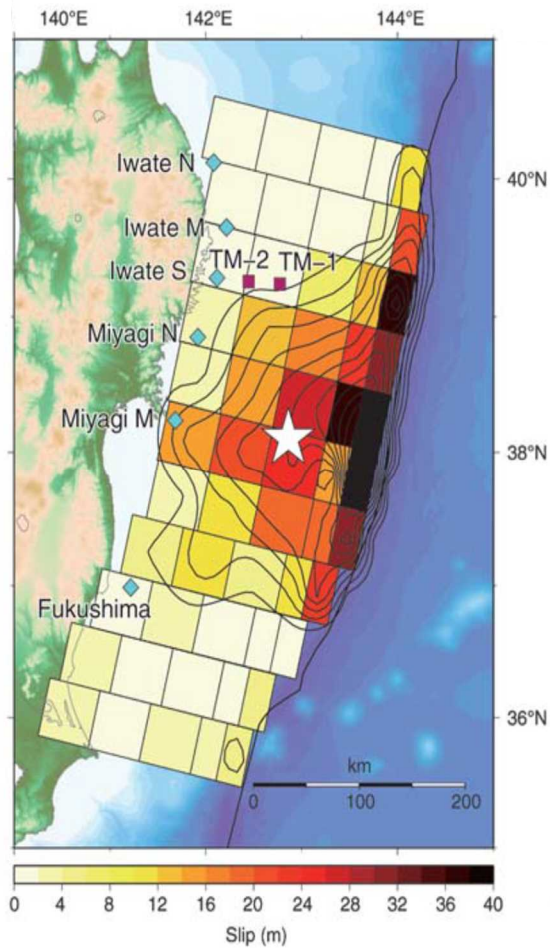


Iinuma et al. (2016) より引用



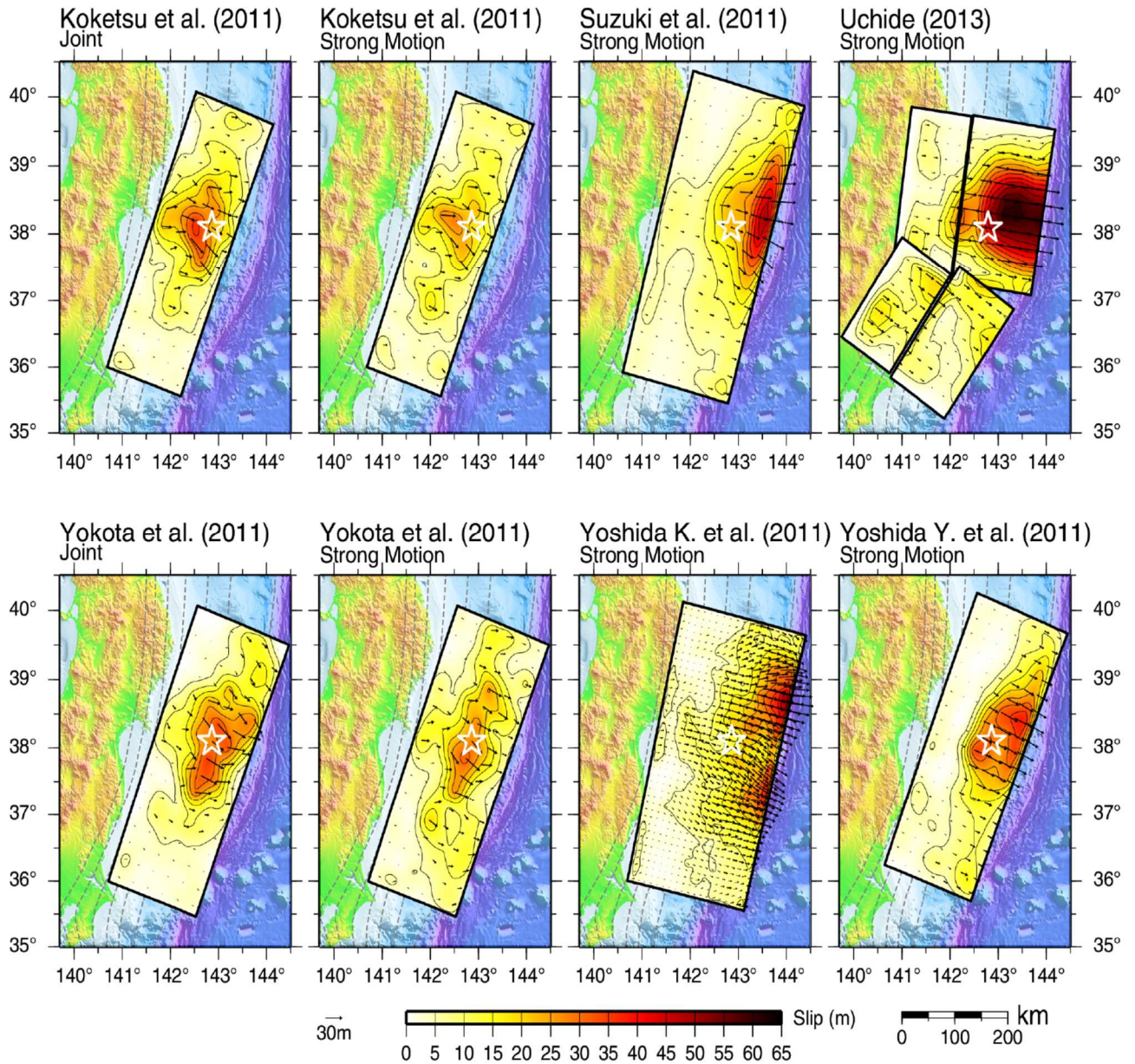
Ozawa et al. (2011) より引用

2 津波波形解析によるすべり分布モデル



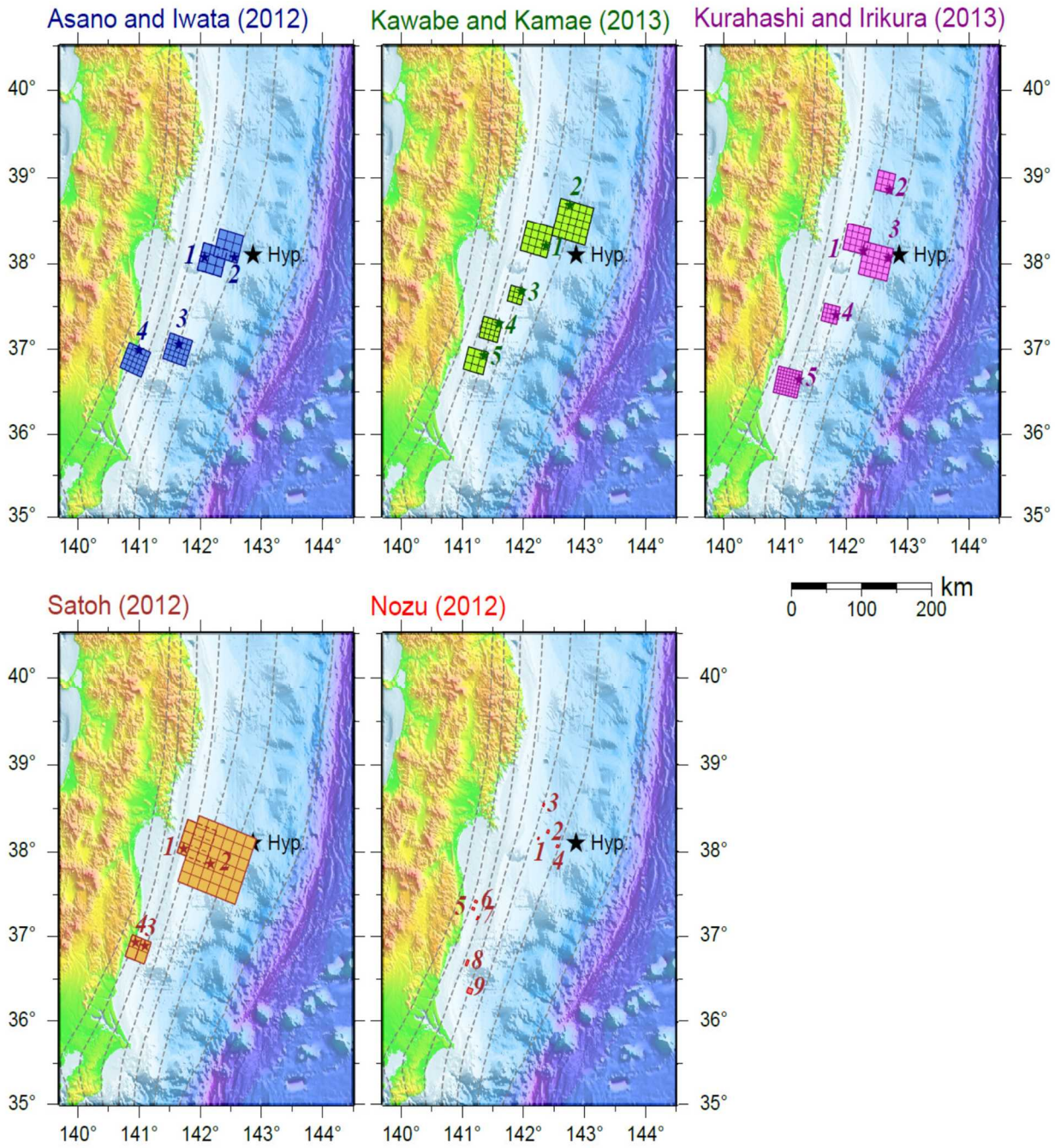
Satake et al. (2013) より引用

3 強震波形解析によるすべり分布モデル



三宅・他 (2016) より引用

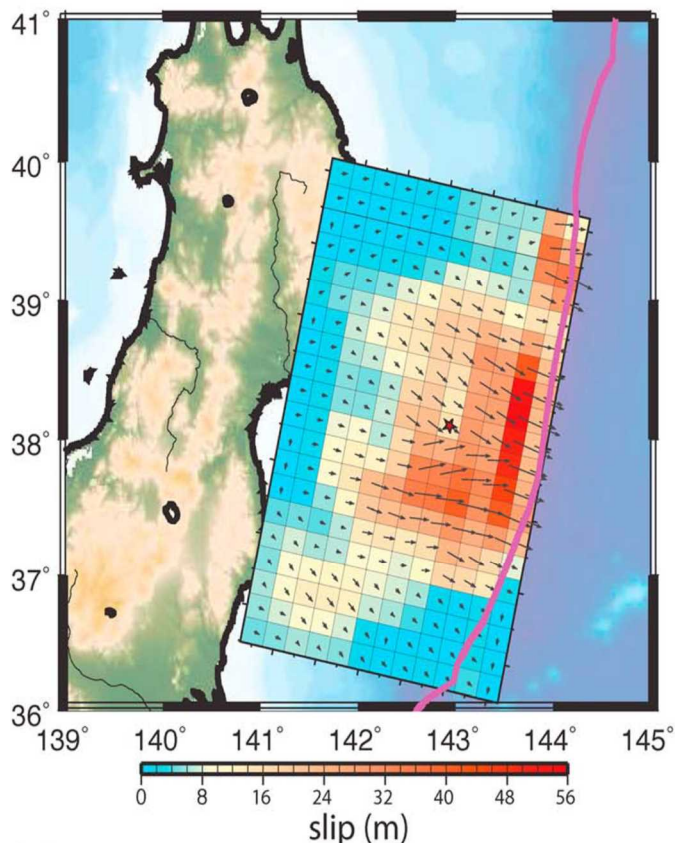
4 強震波形解析による強震動生成域モデル



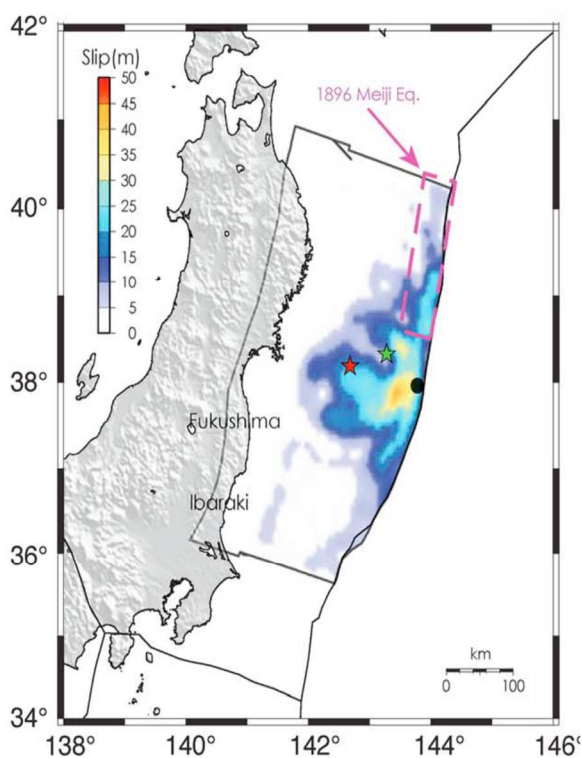
三宅・他 (2016) より引用

5 ジョイントインバージョンによるすべり分布

遠地実体波+津波 (Yamazaki et al., 2018)

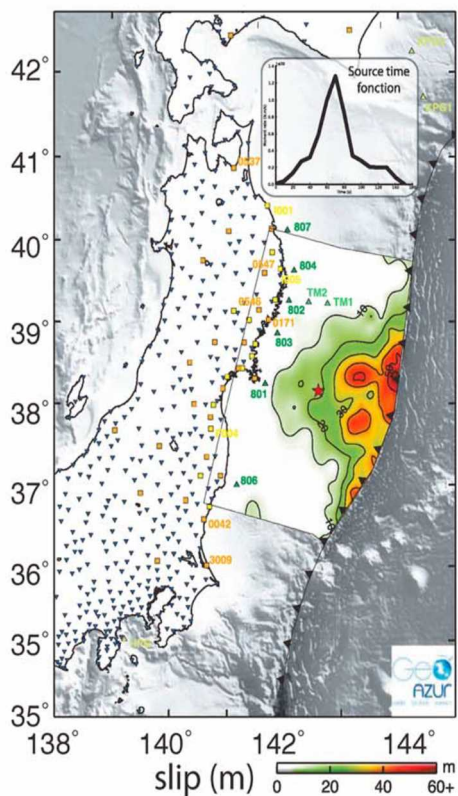


津波波形+測地 (Romano et al., 2014)



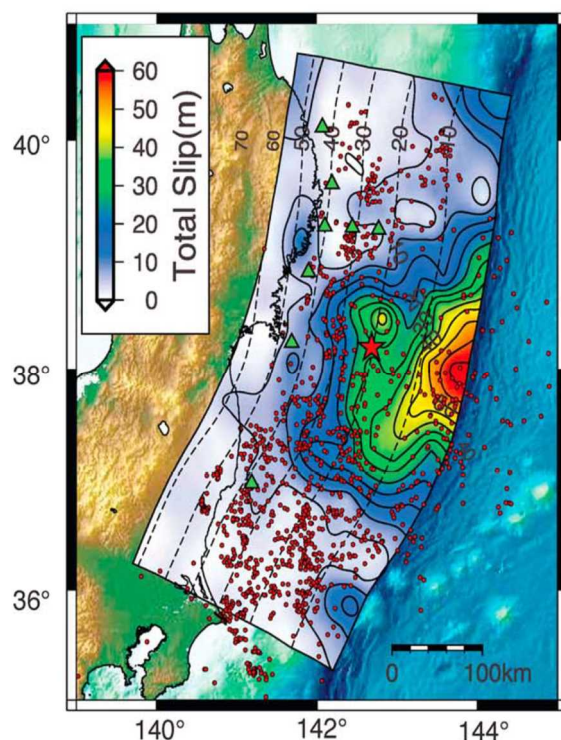
強震動+遠地実体波+測地+津波

(Bletery et al., 2014)



強震動+測地+津波

(Melgar and Bock., 2015)

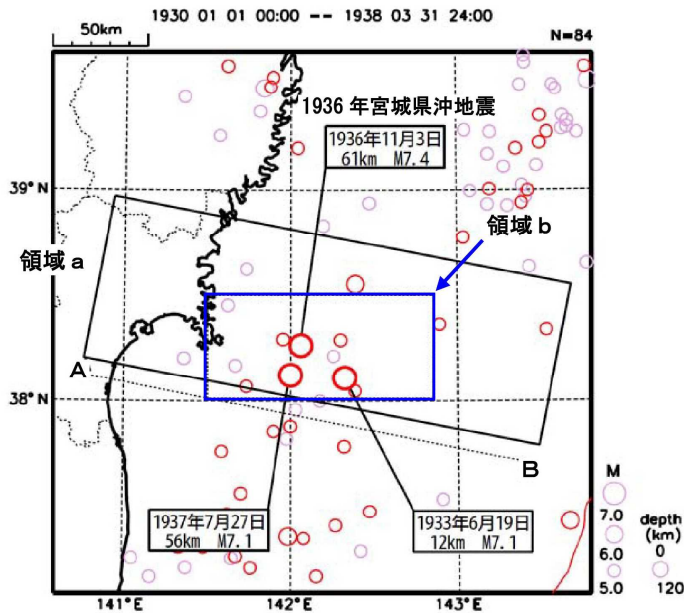


いずれも Yamazaki et al. (2018) より引用

Appendix 2 宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）に関する資料

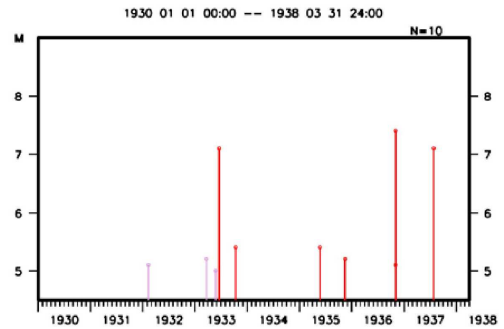
1930年代の宮城県沖の地震

震央分布図(1930年1月1日~1938年03月31日、深さ0~120km、 $M \geq 5.0$)



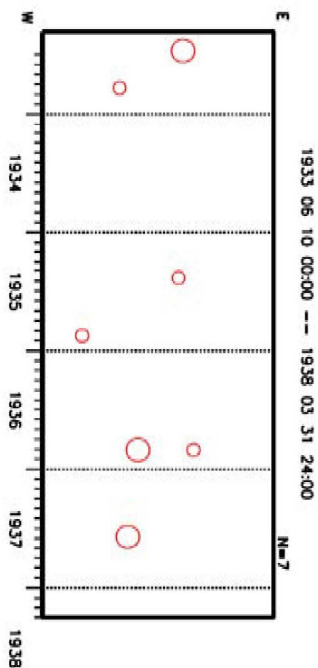
1933年6月19日以降の活動を○で表示している。

領域b内の地震活動経過図 (1930年1月1日~1938年03月31日、深さ70km以浅)

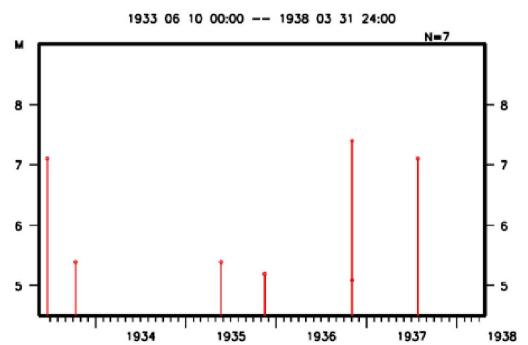


領域b内の時空間分布図

(東西投影、1933年6月10日~1938年3月31日、深さ70km以浅)

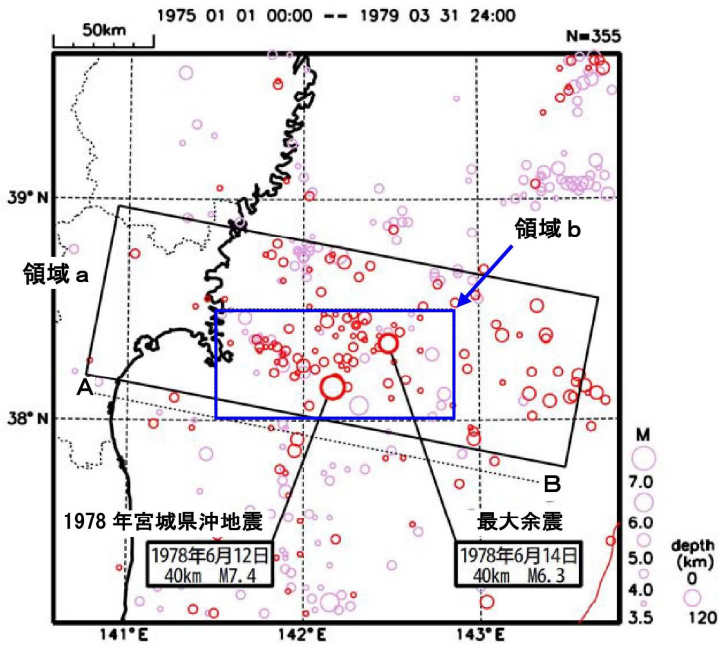


領域b内の地震活動経過図 (1933年6月10日~1938年3月31日、深さ70km以浅)



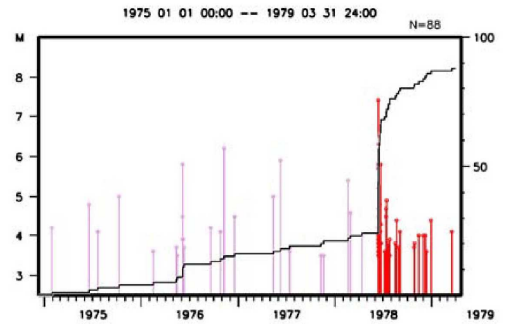
1978年宮城県沖地震

震央分布図(1975年1月1日~1979年3月31日、
深さ0~120km、 $M \geq 3.5$)

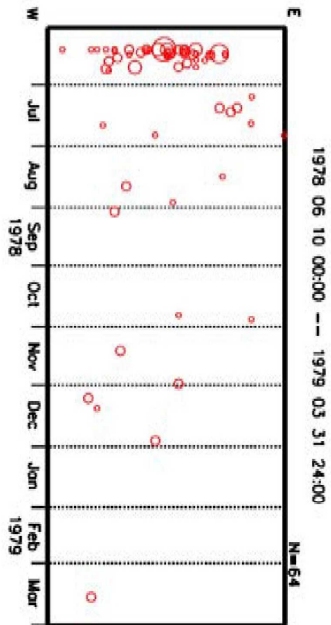


1978年6月12日以降の活動を○で表示している。

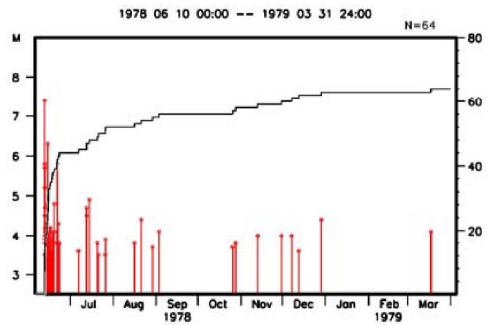
領域 b 内の地震活動経過図、回数積算図
(1975年1月1日~1979年3月31日、深さ70km以浅)



領域 b 内の時空間分布図
(東西投影、1978年6月10日~1979年3月31日、
深さ70km以浅)

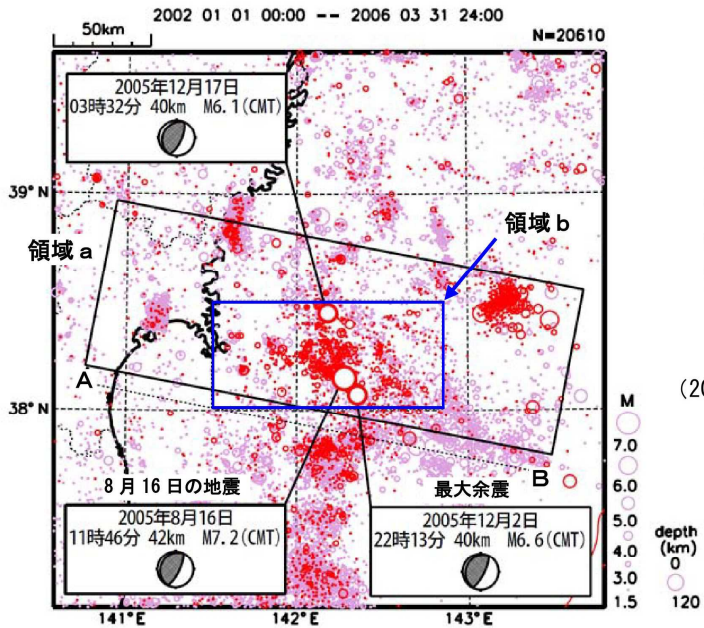


領域 b 内の地震活動経過図、回数積算図
(1978年6月10日~1979年3月31日、深さ70km以浅)



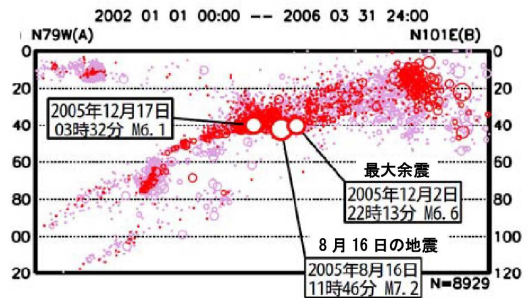
2005年8月16日 宮城県沖の地震

震央分布図(2002年1月1日~2006年03月31日、
深さ0~120km、 $M \geq 1.5$)

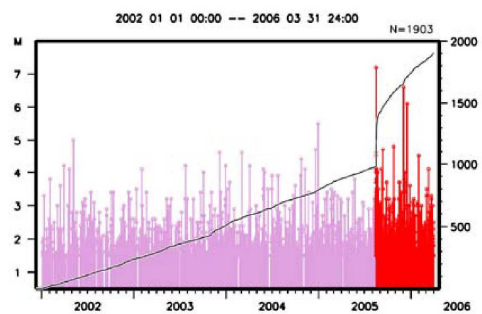


2005年8月16日以降の活動を○で表示している。

領域 a 内の断面図 (A-B 投影)

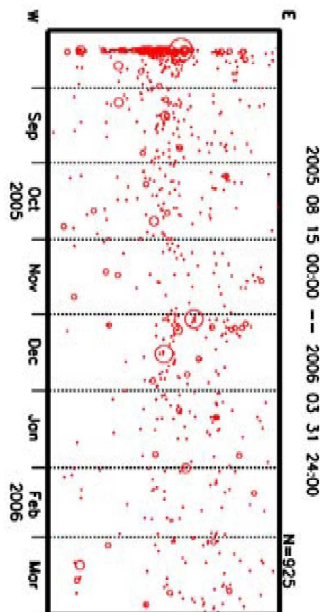


領域 b 内の地震活動経過図、回数積算図
(2002年1月1日~2006年03月31日、深さ70km以浅)



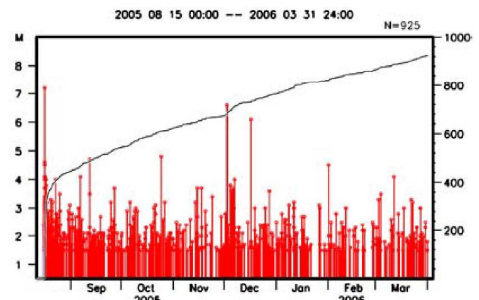
領域 b 内の時空間分布図

(東西投影、2005年8月15日~2006年3月31日、
深さ70km以浅)

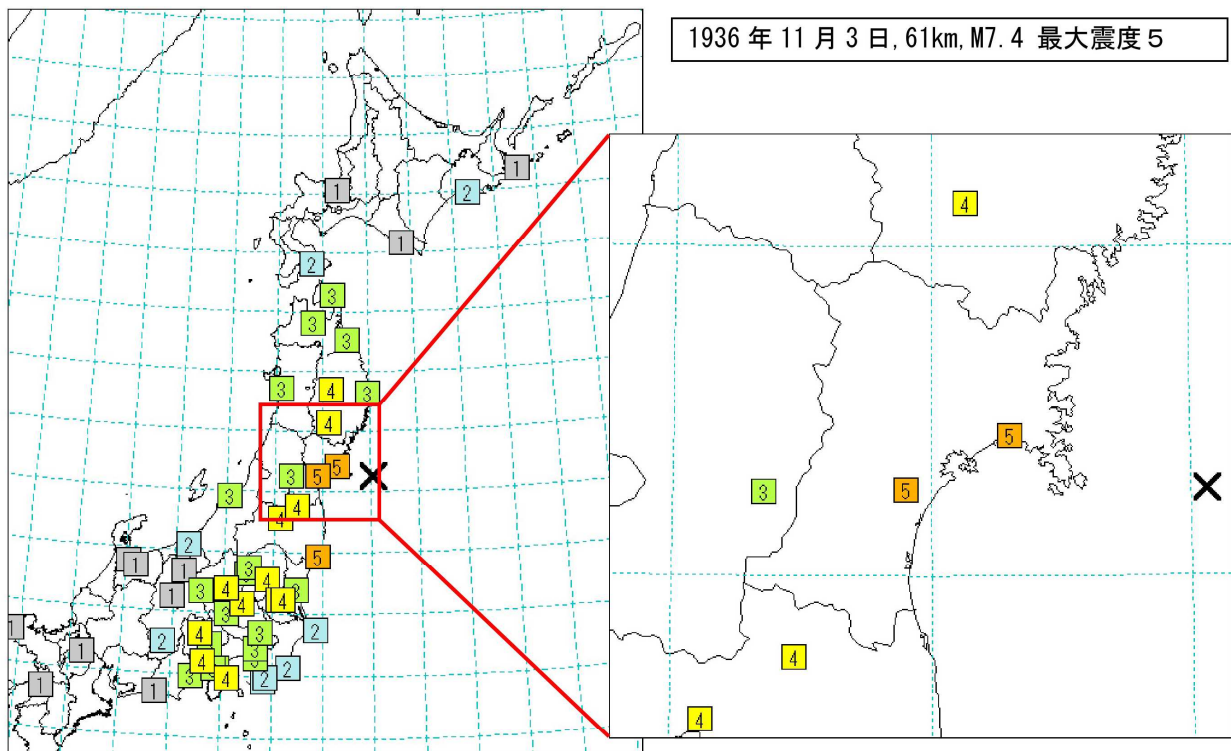
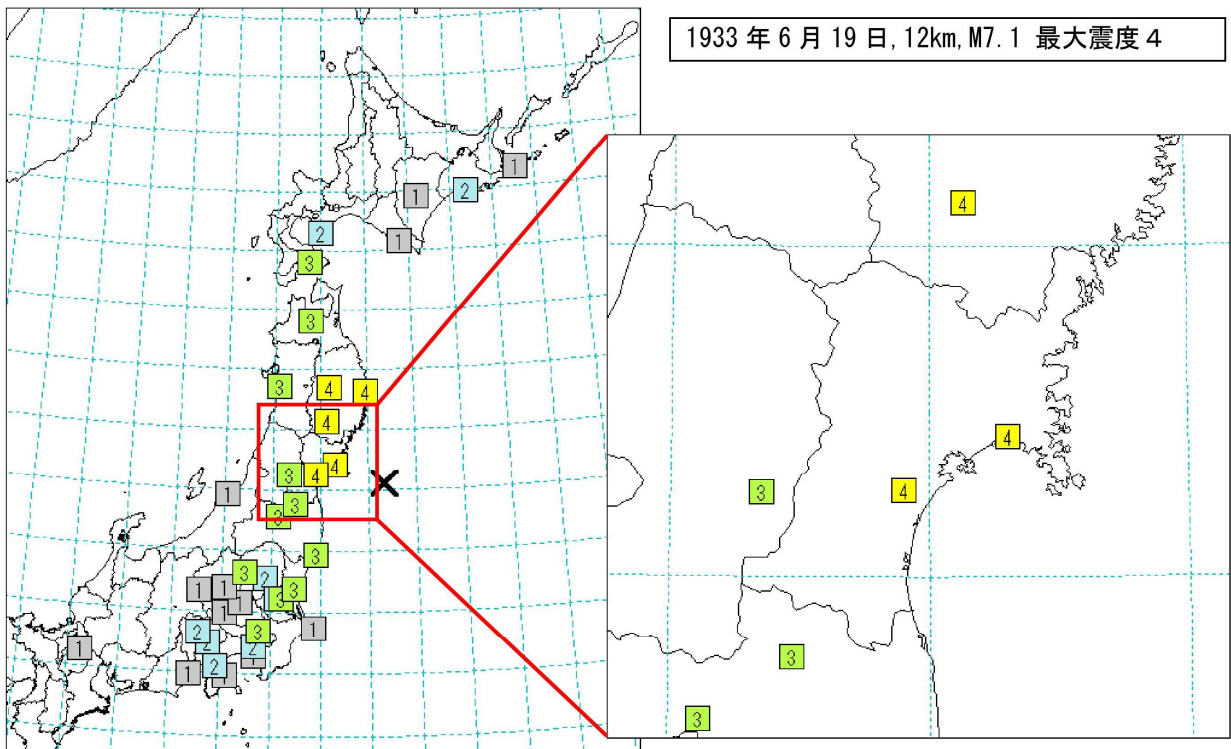


領域 b 内の地震活動経過図、回数積算図

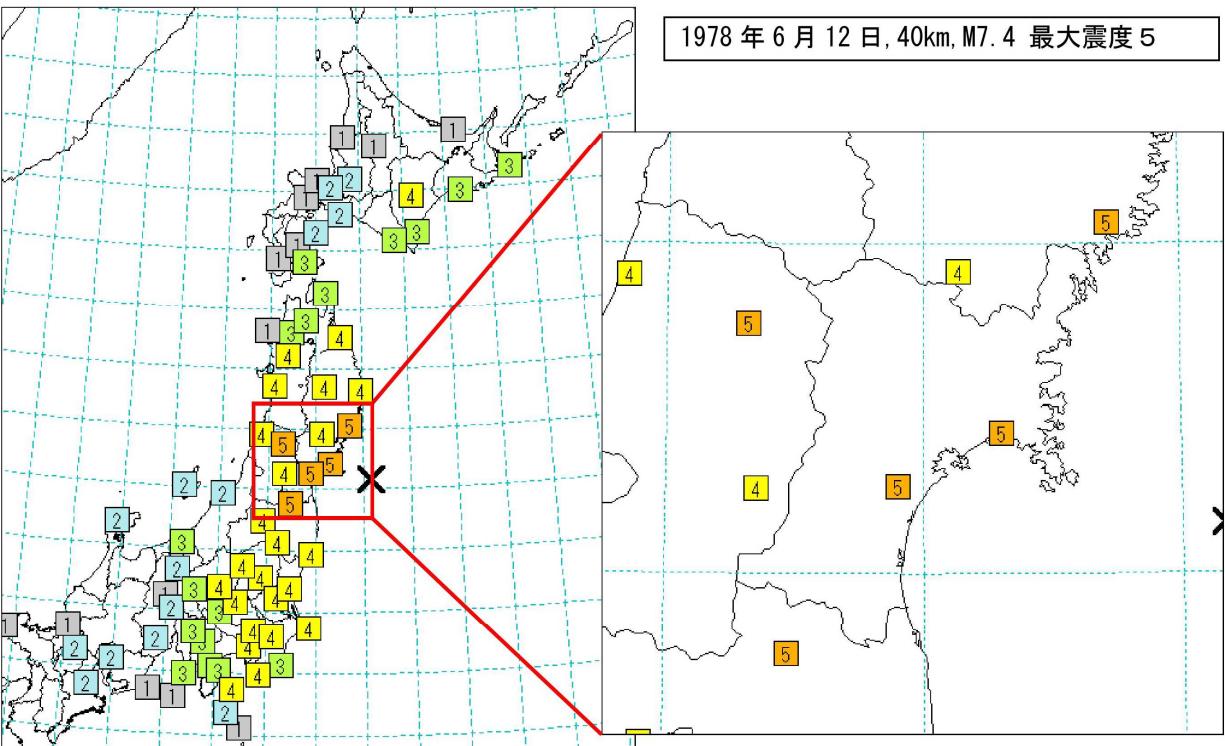
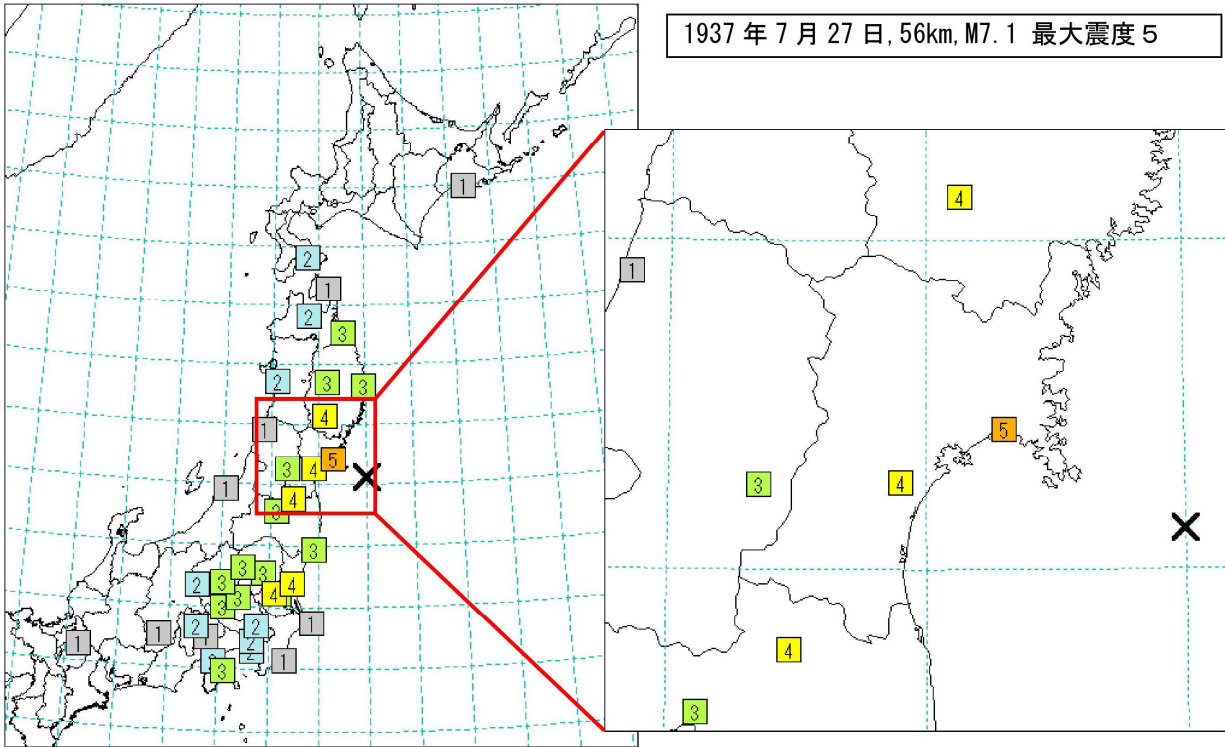
(2005年8月15日~2006年3月31日、深さ70km以浅)



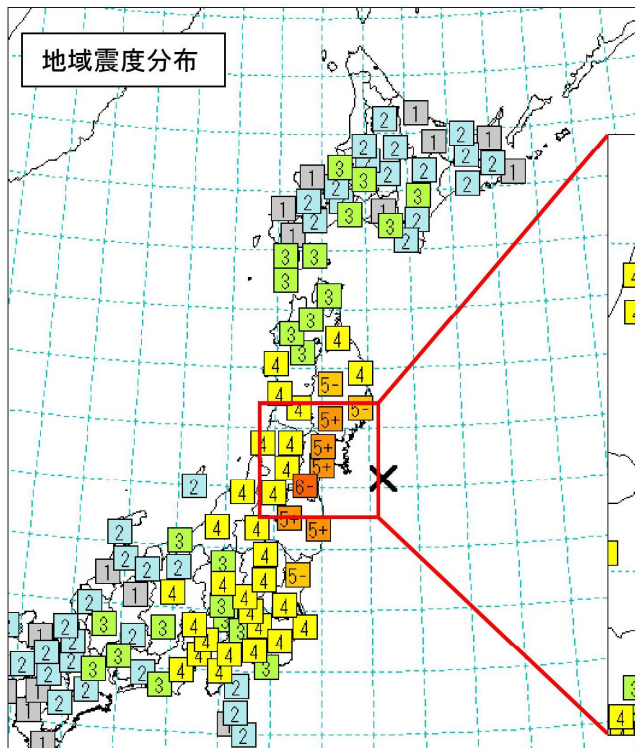
Appendix 3 宮城県沖の陸寄りで繰り返し発生するひとまわり小さいプレート間地震（宮城県沖地震）の震度分布



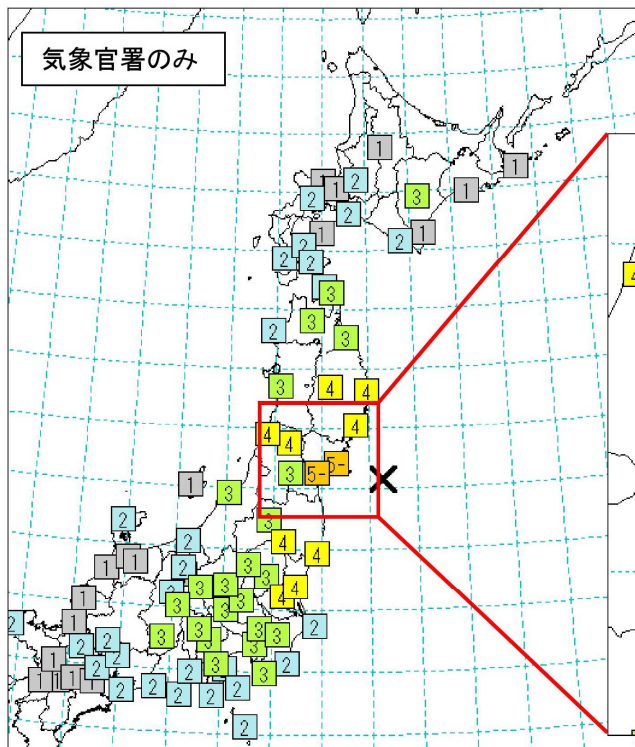
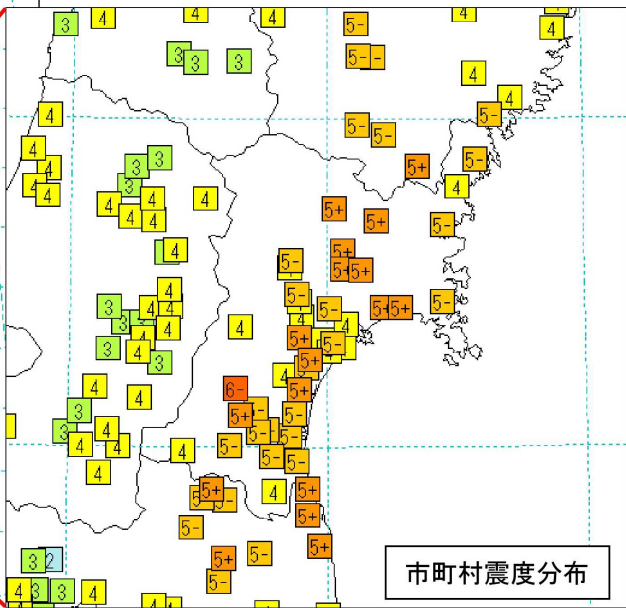
気象庁作成



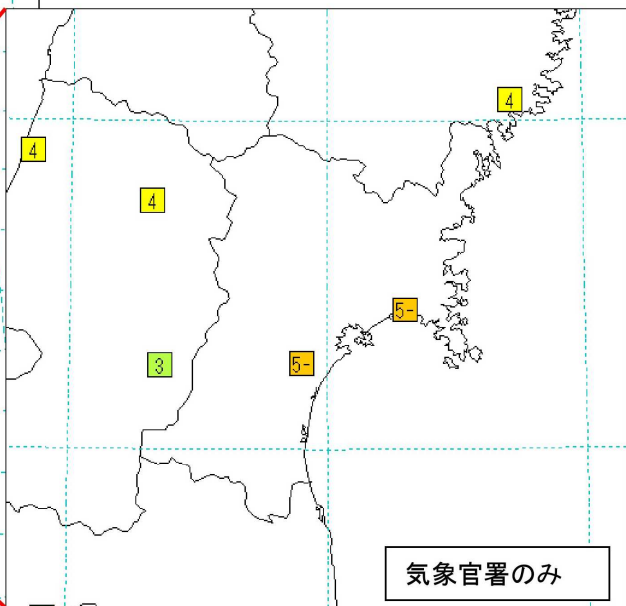
気象庁作成



2005年8月16日, 42km, M7.2 最大震度6弱



2005年8月16日, 42km, M7.2 最大震度6弱



気象庁作成