

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: 案) について

平成23年 ● 月 ● 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」(平成11年4月23日)を決定し、この中において、「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会ではこの決定を踏まえて、これまでに、海域に発生するプレート間大地震(海溝型地震)として、宮城県沖地震、南海トラフの地震、三陸沖から房総沖にかけての地震活動、千島海溝沿いの地震活動、日本海東縁部の地震活動、日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動及び相模トラフ沿いの地震活動の長期評価を行い、公表した。

2005年に宮城県沖で地震が発生したことや、最近の調査結果により過去の宮城県沖地震の新たな知見が得られたことから、このたび「宮城県沖地震の長期評価」の見直しを行い、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」に統合し、第二版としてとりまとめた。

さらに、前回の公表から時間が経過したため、三陸沖から房総沖にかけての地震発生確率等、記述の一部を更新した。

なお、評価に用いられたデータは量及び質において一様ではなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗があり、平成15年以降に発表した長期評価からは、評価の結果の信頼度を付与している。

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：案）

三陸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に示す三陸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、これらの領域に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 地震の発生領域及び震源域の形態

日本海溝沿いに発生する地震は、主に、本州が乗っている陸のプレートの下へ太平洋側から太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面（以下「プレート境界面」という。）が破壊する（ずれる）ことによって発生する。また、時によっては1933年の三陸地震のように太平洋プレート内部が破壊することによって起こることもある。

1-1 過去の地震の震源域について

過去に日本海溝沿いで発生した地震の震源域については、表1のとおり。

三陸沖北部および茨城県沖以外の三陸沖から房総沖にかけては、同一の震源域で繰り返し発生している大地震がほとんど知られていないため、表1に整理されている地震等を根拠として、震源域を図1のような領域に分けて設定した。

1-2 次の地震の発生位置及び震源域の形態について

次の地震の発生位置（領域）及び震源域の形態は、大地震の記録が比較的多く残っている三陸沖北部については、大地震の発生状況を踏まえて、一番最近の1968年十勝沖地震を当該海域で発生する代表例と考え、図2-1のようになる可能性が高いとした。宮城県沖については、1978年の地震のアスペリティ群のうち2005年の地震で破壊されなかったアスペリティが破壊する可能性が高いと考えた。茨城県沖についても地震の発生状況を踏まえ、1982年及び2008年の地震の解析結果等を参考に、図2-3のようになる可能性が高いとした。また、三陸沖北部、宮城県沖及び茨城県沖以外の三陸沖から房総沖にかけては、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付近（但し、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）に関しては、太平洋プレート内部）で発生する可能性が高いと考えた。なお、房総沖のフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については別途評価がなされているため本報告では評価しなかった。

2 地震活動

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、三陸沖北部～房総沖における大地震を表2のように整理した。領域分けを行った個々の領域内において、繰り返して発生する最大規模の地

震をここでは固有地震¹⁾として扱うこととし、それより規模の小さい地震や繰り返しのはっきりしない地震は固有地震としては扱わなかった。

なお、宮城県沖の地震については、地震の規模や破壊されるアスペリティが様ではなく、当該の震源域全体のアスペリティ群を破壊した1978年の地震と同様の型(以下、1978型という) (M7.4前後)と1978型のアスペリティを一部破壊した地震(以下、一部破壊型という) (M7.2前後)とに判別した。また、茨城県沖についても、同じ領域で20年程度の間隔で比較的規模の大きい地震が繰り返し発生している。そして、2008年の地震のように比較的規模の大きな前震と本震が発生した場合と、1982年のように1回の地震の場合があることから、この領域では複数のアスペリティが別々にすべる場合と、同時にすべる場合があると考えた。本評価では、ある年代の複数または1つの地震をまとめて一つの活動として扱い、20年程度で繰り返す地震活動を茨城県沖における一連の地震として扱った。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、各領域で評価した地震(表2)及びそれを踏まえた次の地震の評価結果は次のとおりである。

2-1 過去の地震について

三陸沖北部～房総沖の日本海溝沿いに発生した大地震については、869年の三陸沖の地震(貞観地震)まで遡って確認された研究成果がある。しかし、16世紀以前については、資料の不足により、地震の見落としの可能性が高い。以下ではこのことを考慮した。

(1) 三陸沖北部のプレート間大地震

過去の三陸沖北部の地震については、津波被害の記録が残るような大地震が17世紀以降現在までの約400年間に4回発生した可能性があると考えた。また、このうち少なくとも最近の3回の地震は多数の死傷者が出ている。4回の地震の発生間隔は85.8年から111.8年までの範囲にあり、平均発生(活動)間隔は97.0年となる。最新の発生が1968年5月16日であることから、最新発生からの経過時間は2011年1月1日現在で42.6年となり、平均発生間隔の4～5割が経過したことになる。これらの地震は、ほぼ同じ場所で繰り返し発生し、この領域における最大規模またはそれに近い地震とみなされることから、固有地震として扱った。過去の地震の規模は、M(マグニチュード)7.4～M7.9(Mt²⁾7.6～Mt8.2)である(表2参照)。三陸沖北部のプレート間大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-1にまとめた。

なお、三陸沖北部において、上記4回の地震以外で、規模は一回り小さいが死傷者を伴った地震については、(4)で別途取り扱うこととした。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震³⁾)

¹⁾ 固有地震モデルとは、Schwartz and Coppersmith(1984, 1986)のいうCharacteristic earthquake modelの訳(垣見, 1989)で、「個々の断層またはそのセグメントからは、基本的にはほぼ同じ(最大もしくはそれに近い)規模の地震が繰り返し発生する」というもの。本報告では、固有地震をその領域内で繰り返し発生する最大規模の地震と定義した。

²⁾ Mtは「津波マグニチュード」のことである。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)。津波の最大高をデータとして工夫して用いることで、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。なお、Mwは、震源の物理学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。この報告書で示す過去の地震のMの値は、1894年以前のものについては近代観測によらず被害などから推定されたものであり、必ずしもそれ以後のMと十分に整合性が取れているとは限らない。一方において、Mtは比較的信頼性が高い津波に関する記述に基づいていることから、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。

³⁾ 「津波地震」とは、断層が通常よりゆっくりとずれて、人が感じる揺れが小さくても、発生する津波の規模が大きくなるような地震のことである。この報告書では、Mtの値がMの値に比べ0.5以上大きい(阿部, 1988)か、津波による顕著な災害が記録されているにも関わらず顕著な被害が記録されていないものについて津波地震として扱うことにした。1896年の明治三陸地震津波を引き起こした地震が津波地震の例として有名である。

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域については、過去にM8クラスの地震が幾つか知られている。そのうち1933年の三陸沖の地震はプレート内で発生した正断層型の地震である。ここではこれ以外の大地震を評価した。

日本海溝付近のプレート間で発生したM8クラスの地震は17世紀以降では、1611年の三陸沖、1677年11月の房総沖、明治三陸地震と称される1896年の三陸沖（中部海溝寄り）が知られており、津波等により大きな被害をもたらした。よって、三陸沖北部～房総沖全体では同様の地震が約400年に3回発生しているとすると、133年に1回程度、M8クラスの地震が起こったと考えられる。これらの地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言いがたいため、固有地震としては扱わなかった。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-2にまとめた。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）

過去の三陸沖北部から房総沖にかけてのプレート内正断層型大地震で、津波等により大きな被害をもたらしたものは、三陸沖で1933年に発生したものが唯一知られているだけである。したがって、過去400年間に1933年の地震が1回のみ発生したことから、このような地震は400年以上の間隔を持つと推定される。一方、世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントの推定から、このようなプレート内の正断層型の地震については、三陸沖北部～房総沖全体では750年に1回程度発生していると計算される。これらから三陸沖北部～房総沖全体ではこのような地震は400～750年の間隔を持って発生したと考えた。しかし、このようなプレート内正断層型大地震は、1回しか知られていない地震であるので、固有地震としては扱わなかった。三陸沖北部から房総沖にかけてのプレート内大地震（正断層型）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。

なお、房総沖で1953年に発生した地震は、そのメカニズムからプレート内の正断層型の地震と考えられている。また、1909年の房総沖の地震についても1953年と同じようなタイプの地震と考えられている。しかし、両者とも大きな被害は無く、1933年の地震に比べ一回り小さな地震であると考えられることから、これら二つの地震については、発生間隔等の評価対象とはしなかった。

(4) 上記(1)～(3)以外の地震

三陸沖北部～房総沖における個別の領域について、(1)～(3)以外の地震で過去に複数の死傷者が出る被害のあった地震が発生した領域は、三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖及び房総沖である。茨城県沖については、20年程度の間隔で地震活動の活発な時期が見られるが、死者をもたらした地震は知られていない。

三陸沖北部

三陸沖北部の最大規模の地震より一回り小さい地震には、死者3名を伴った1994年の三陸はるか沖のM7.6の地震などが含まれる。これらの地震については、1945年のM7.1の地震により死傷者が出ていることから、M7.1以上の地震を対象とすると、1923年～2001年の約79年間に7回発生しており、約11.3年に1回発生していたと考えられる。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-4にまとめた。

三陸沖中部

三陸沖中部は過去に死傷者をもたらした地震は知られていない。

宮城県沖

過去の宮城県沖の地震については、1978型と一部破壊型の地震は1897年以降現在までの約100年間に合わせて6回発生したと考えられる。ここで1933年、1936年、1937年の地震を一連の活動と見なし、さらに2005年の地震は次の地震と一連の活動と見なして活動間隔の計算に用いないとすると、活動間隔は39.7年から41.6年までの範囲となり、平均活動間隔は40.7年となる。

なお、1897年より前の地震についてはデータが十分でないと判断し評価を行わなかった。宮城県沖における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-5にまとめた。

三陸沖南部海溝寄り

1793年にM7.9の地震があり、死傷者を伴った。1897年8月にはM7.7の地震が発生しているが、死傷者は無かった。このような地震活動については、105年程度の間隔でここを震源域とする地震が繰り返した可能性があると考え、固有地震として扱うこととした。三陸沖南部海溝寄りにおける地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-6にまとめた。

宮城県沖から福島県沖にかけて

869年に地震があり、地震動及び津波を伴い、死傷者を伴った（貞観地震）。地質調査等からこの地震の震源域は少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての海域を含み、当時の海岸線から1.5-4kmの内陸の平野部まで巨大津波が遡上したと推定される。この地震の規模はM8.3程度と推定される。

福島県沖

1938年に逆断層型及び正断層型を取り混ぜ、M7.4程度の地震が幾つか発生し、死者1名、負傷者数名の被害を伴ったことが知られているが、このような地震活動については、過去400年間他に事例が知られていない。このことから、400年以上の間隔でこのような地震が繰り返した可能性があると考えた。福島県沖における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-7にまとめた。

茨城県沖

これまで死者をもたらした地震は知られていないが、地震観測データにより現在とほぼ同様の手法で震源決定されている1923年以降現在までに、M7程度の地震が繰り返し発生したことが知られている。そのうち、震源位置などから1920年代、1943年、1960年代、1982年、2008年の地震活動を茨城県沖における一連の地震として扱うこととした（図2-3）。1920年代の活動では1923年6月2日5時15分の地震を、1960年代の活動では1965年の地震を主な地震と見なすと、平均発生（活動）間隔は21.2年であり、過去の地震の規模は、M6.7～M7.2である（表2参照）。茨城県沖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3-8にまとめた。

房総沖

2-1(2)で述べた1677年11月の津波地震、1909年、1953年の正断層型の地震のほかに、1987年には、千葉県東方沖で死者2名を出すM6.7の地震が発生した。この地震は、フィリピン海プレート内部の地震と考えられている。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」（地震調査委員会、2004）において評価した。

2-2 次の地震について

三陸沖北部～房総沖における次の地震の発生時期及び規模は、過去の事例を踏まえ表4-1～8のようであると考えた。地震の発生時期は、当該領域における将来の地震発生確率を過去の地震活動履歴に基づいて予測する確率モデル（更新過程）を適用し、次のように評価した。当該地域における地震が比較的規則的な間隔で発生している場合には、更新過程をあてはめる際に、現状においてよりよく地震発生過程を近似すると考えられるBPT分布^{*1}を適用する。それ以外の地震に対しては、更新過程をあてはめる際に、指数分布（更新過程の特殊な場合であり、ポアソン過程^{*2}と呼ばれる）を適用するものとする。個々の領域における評価は以下のとおり。

(1) 三陸沖北部のプレート間大地震

約100年間隔の大地震については、これまでの平均活動間隔が97.0年であり、2009年1月1日現在の経過年数が40.6年であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.11～0.24として今後30年以内の発生確率は0.5～10%、今後50年以内の発生確率は40～50%と推定される。今後の長期発生確率等は、表4-1のとおりである。

また、次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM8.0前後と推定される。

なお、三陸沖北部の一回り規模の小さい地震については（4）で評価するが、複数の死傷者が出ている地震が含まれており、約12年に1回の割合で発生していることに留意する必要がある。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）

M8クラスのプレート間の大地震は、過去400年間に3回発生していることから、この領域全体では約133年に1回の割合でこのような大地震が発生すると推定される。ポアソン過程により（発生確率等は表4-2に示す）、今後30年以内の発生確率は20%程度、今後50年以内の発生確率は30%程度と推定される。

また、特定の海域では、断層長（200km程度）と領域全体の長さ（800km程度）の比を考慮して530年に1回の割合でこのような大地震が発生すると推定される。ポアソン過程により（発生確率等は表4-3に示す）、今後30年以内の発生確率は6%程度、今後50年以内の発生確率は9%程度と推定される。

次の地震も津波地震であることを想定し、その規模は、過去に発生した地震の M_t 等を参考にして、 M_t 8.2前後と推定される。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）

プレート内の正断層型の地震については、過去400年間に1933年の昭和三陸地震の1例しかないことと三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層型地震の総モーメントの推定から、三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの全体について400～750年の間隔で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用することにより（発生確率等は表4-3に示す）、今後30年以内の発生確率は4～7%、今後50年以内の発生確率は6～10%と推定される。

また、特定の海域では、断層長（200km程度）と領域全体の長さ（800km程度）の比を考慮して、1600～3000年の間隔で発生していると考えられ、ポアソン過程により（発生確率等は表4-3に示す）、今後30年以内の発生確率は1～2%、今後50年以内の

*1 BPT分布は、物理モデルを考慮した、地震発生間隔を表す統計モデルの一つ。

*2 ポアソン過程を用いた場合、地震発生の確率はいつの時点でも同じ値となり、本来時間とともに変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。

発生確率は2～3%と推定される。

次の地震の規模は、過去に発生した地震のMおよびMtを参考にして、M8.2前後と推定される。

(4) 上記(1)～(3)以外の地震

三陸沖北部～房総沖における個別の領域の、上記の(1)～(3)以外の地震については、過去に複数の死傷者が出る被害のあった、三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖について評価を行った。また、20年程度の間隔で地震活動の活発な時期が確認されている茨城県沖についても評価を行った(表4-4～8)。

三陸沖北部

三陸沖北部において、(1)で取り上げた地震以外の一回り規模の小さい地震については、複数の死傷者が報告されている地震を含むM7.1以上の地震は、約11.3年に1回の割合で発生している。このことから、ポアソン過程により今後30年以内の発生確率は90%程度と推定される(表4-4)。

次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM7.1～M7.6と推定される。

三陸沖中部

この領域については、現在知られている資料からは、規模の大きな地震は知られていないため、将来の大地震の発生の可能性もかなり低いと考えられる。しかし、発生確率を評価するだけの資料がないため、確率の評価は行わなかった。

宮城県沖

2005年の地震は、1978年の地震で破壊された3つのアスペリティのうち南側のものが破壊されたに過ぎない。次の地震では、1978年の地震のアスペリティ群のうち2005年の地震で破壊されなかったアスペリティが破壊する可能性が高いと考えられる。更新過程(BPT分布を適用)によれば、ばらつき α を0.19～0.24として、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上(96%～99%)と推定される。今後の長期発生確率等は、表4-5のとおりである。

次の地震の規模は、1978年の地震のアスペリティ群のうち2005年の地震で破壊されなかったアスペリティが1度に破壊した場合、M7.3前後と推定される。三陸沖南部海溝寄りの地震後経過率が1.0を越えていることから、宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りが連動する可能性も考えられる。

三陸沖南部海溝寄り

1793年及び1897年8月にここを震源とした地震があったと考えられ、発生間隔は105年程度(104.5年)であったと考えられる。2009年1月1日現在の経過年数が111.4年であることから、更新過程(BPT分布を適用)によれば、ばらつき α を0.19～0.24として、今後30年以内の発生確率は80～90%、今後50年以内で90%程度もしくはそれ以上と推定される(表4-6)。

次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模を参考にすると、ここを震源域とする地震が発生した場合はM7.9程度と推定される。

宮城県沖から福島県沖にかけて

宮城県中南部から福島県中部にかけての沿岸で、巨大津波による津波堆積物が過去2500年間で4回堆積しており、そのうちの 하나가869年の地震(貞観地震)によるものとして確認された。最新は西暦1500年頃の津波堆積物で、貞観地震

のものと同様に広い範囲で分布していることが確認された。これらの地域では、巨大津波が複数回襲来を伴う地震が発生する可能性があることに留意する必要がある。

なお、貞観地震の震源域は推定できたものの、貞観地震以外の震源域は不明である。

福島県沖

1938年の福島県東方沖地震のようにほぼ同時期に複数のM7.4程度の地震が発生したものが過去400年に1回だけであったため、この領域ではこのような地震の発生間隔は400年以上と考えられる。このことから、長期的な発生確率は、ポアソン過程により今後30年以内で7%程度以下、今後50年以内で10%程度以下と推定される(表4-7)。

次の地震の規模は、過去の事例からM7.4前後と推定され、複数の地震が続発することが想定される。

茨城県沖

茨城県沖の一連の地震は、約20年程度(21.2年)の間隔で発生している。更新過程(BPT分布を適用)によれば、ばらつき α を0.16~0.24として、今後20年以内の地震発生確率は70%程度と推定される(表4-8)。

次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM6.7~M7.2と推定される。

なお、茨城県沖の評価対象領域では、一連の地震と見なしたものの以外にも1938年にM7.0の地震が発生した。このことから、茨城県沖の評価対象領域内では、想定震源域以外でもM7クラスの地震が発生する可能性があることに留意する必要がある。

房総沖

房総沖については、1909年及び1953年の地震による大きな被害がなかった(死者はいなかった)ことから、将来の同様な地震の発生確率等の評価は行わなかった。また、1987年の千葉県東方沖の地震のようなフィリピン海プレートの沈みこみに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2004)において評価したため、ここでは評価しない。

3 今後に向けて

- 三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りの領域及び茨城県沖の地震以外は、過去の地震資料が少ないなどの理由でポアソン過程として扱ったが、今後新しい知見が得られればBPT分布を適用した更新過程の取り扱いの検討が望まれる。
- 三陸沖~房総沖にかけての海域ではプレート内逆断層型の大地震についてはこれまで知られていない。しかし、同様に過去このタイプの地震が知られていなかった北海道東方沖で1994年にM8.2の地震が発生したこともあり、このような地震についても留意する必要がある。
- 宮城県沖について1978年の地震のアスペリティ群のうち2005年の地震で破壊されなかったアスペリティがいつ・どのように破壊するかは不明であるので、継続してプレート間すべりの時空間変化に注目していく必要がある。
- 貞観地震については津波堆積物調査等から断層モデルが推定されたが、今後新しい知見が得られれば、断層モデルが改良されることが期待される。また、貞観地震の地震動についてと、貞観地震が固有地震として繰り返し発生しているかについては、これらを判断するのに適切なデータが十分でないため、さらなる調査研究が必要である。

表1 三陸沖～房総沖の主な地震の発生領域の目安

(凡例：○=当該年月日に発生した地震の発生領域の目安。)

発生年月日	地震名 (通称)	三陸沖 北部	三陸沖北 部から房 総沖の海 溝寄り	宮城県 沖	三陸沖 南部海 溝寄り	福島県 沖	茨城県 沖	M
1677年 4月13日		○						7.9
1763年 1月29日		○						7.4
1856年 8月23日		○						7.5
1968年 5月16日	1968年十勝沖 地震	○						7.9
1611年12月 2日			○					8.1
1677年11月 4日			○					8.0
1896年 6月15日	明治三陸地震		○					8.2
1933年 3月 3日	三陸地震		○					8.1
1897年 2月20日				○				7.4
1933年 6月19日				○				7.1
1936年11月 3日				○				7.4
1937年 7月27日				○				7.1
1978年 6月12日	1978年宮城県 沖地震			○				7.4
2005年 8月16日				○				7.2
1793年 2月17日					○			7.9
1897年 8月 5日					○			7.7
869年 7月13日	貞観地震			○		○		8.3
1938年11月5～6日	福島県東方沖 地震					○		7.3～ 7.5
1896年 1月 9日							○	7.3
1923年 6月 2日							○	7.1
(2.24)							○	7.1
1923年 6月 2日							○	7.1
(5.15)							○	7.1
1924年 8月15日							○	7.2
1935年 7月19日							○	6.9
1938年 5月23日							○	7.0
1943年 4月11日							○	6.7
1961年 1月16日							○	6.8
1965年 9月18日							○	6.7
1982年 7月23日							○	7.0
2008年 5月 8日							○	7.0

備考

三陸沖北部の地震については、固有地震と同等したもの示した。
 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの地震については、M8クラスの地震について示した。
 福島県沖については、M7クラスの地震が多発した時期を示した。
 茨城県沖については、比較的規模の大きな地震を示した。

表2 三陸沖～房総沖で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生日	地震の平均的発生頻度等 ^{注1}	地震規模			死傷者数 ^{注5}		
			M ^{注2}	Mt ^{注3}	Mw ^{注4}	死者	負傷者	
三陸沖北部のプレート間地震 (固有地震として扱った地震)	1677/4/13	平均発生間隔は約97.0年	7.9	7.7		—	—	
	1763/1/29		(7.3/4~8.0) ^{注7}			数人	—	
	1856/8/23		7.4	7.9		37	多数	
	1968/5/16		(7.9) ^{注7}	7.5	7.6		52	330
			(7.8~8.0) ^{注7}			7.9		
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震)	1611/12/2	江戸時代1603年以降約400年間において発生は3回。	8.1	8.4		5000	—	
	1677/11/4		8.0	8.0		540	多数	
	1896/6/15		8.2	8.2		22000	4500	
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震 (正断層型地震)	1933/3/3	江戸時代1603年以降約400年間において発生は1回。	8.1	8.3		3064	1092	
三陸沖北部の固有地震として扱ったもの以外のプレート間地震	1931/3/9	1923年からの約79年間に固有地震である1968年十勝沖地震を除いて発生は7回。	7.2	7.2		0	0	
	1935/10/18		7.1	6.9				
	1943/6/13		7.1	7.3		2	—	
	1945/2/10		7.1	7.1		0	0	
	1960/3/21		7.2	7.5		0	0	
	1989/11/2		7.1			0	0	
	1994/12/28		7.6			3	693	
宮城県沖のプレート間地震	1897/ 2/20	1897年以降約200年間において発生は6回。	7.4			0	0	
	1933/ 6/19		7.1	7.1		0	0	
	1936/11/ 3		7.4	7.0	7.2/7.5	0	4	
	1937/ 7/27		7.1		7.2	0	0	
	1978/ 6/12		7.4	7.4	7.5/	28	1325	
			7.6 ^{注8}					
	2005/ 8/16		7.2		7.1/	0	79	
	7.2 ^{注8}							
三陸沖南部海溝寄りのプレート間地震 (固有地震として扱った地震)	1793/2/17	発生間隔は105年程度。	7.9	7.6		39	—	
	1897/8/5		7.7	7.8		0	0	
宮城県沖から福島県沖にかけてのプレート間地震	869/ 7/13		8.3		8.4	多数	—	
福島県沖のプレート間地震	1938/11/5	江戸時代1603年以降約400年間において続発活動は1回。	7.5	7.6		1	9	
	1938/11/5		7.3	7.6		0	0	
	1938/11/6		7.4	7.3		0	0	

茨城県沖のプレート間地震 (一連の地震のうち、地震発生 間隔等の算出に用いた地震)	1923/6/2(5:15)	平均発生間隔は約21.2年	7.1				
	1943/4/11		6.7				
	1965/9/18		6.7				
	1982/7/23		7.0	7.0			
	2008/5/8		7.0	6.9			
房総沖の地震	1909/3/13	(1909年と1953年の地震は海溝寄りのプレート内地震(正断層型))	7.5		0	3	
	1953/11/26		7.4	7.8	0	0	

- 注1:発生間隔については、当該領域に発生する固有地震と判断した地震系列についてのみ示した。
- 注2:Mの欄は宇津(1982, 1985, 1999)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時点のものであり、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)の書物によるが、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の表(1982, 1985)による。」としている。
- また、宇津(1982, 1985, 1999)がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震に関しては、気象庁による改訂M値(平成13年4月23日、平成15年9月25日)を採用した。
- ただし、1923年6月2日の地震のMは、気象庁地震予知情報課(2007)に、1793年2月17日の三陸沖南部海溝寄りの地震は松浦他(2006)による。
- 注3:Mtは津波マグニチュード(阿部, 1988, 1999)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)。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。
- 注4:Mwはモーメントマグニチュード。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。三陸沖北部の1968年のMwについては、永井他(2001)の地震モーメントから、推定した。宮城県沖地震のMwについては、1936年の7.5はYamanaka and Kikuchi(2004)、7.2は谷岡・長谷川(2005)による、1978年の7.5はYamanaka and Kikuchi(2004)、7.6はHarvardカタログのCMT解から換算による、2005年の7.2はMiura et al.(2006)他多数、7.1は三浦他(2007)による地震モーメントである。宮城県沖と福島県沖のS69年のMw8.4は文部科学省研究開発局他(2010)による。
- 注5:死傷者の欄は宇津(1999)によった。表中「-」は不明(記録がない)でゼロとは限らない、「数人」は死(傷)者があったが数については情報がないことを表す。なお、同書に扱われていない地震は空欄としている。
- 注6:石橋(1986)は、最大震度が4程度でM6～6.5程度の地震と推定し、揺れに比べて津波の規模が大きい津波地震であるとしている。
- 注7:()内のMは、宇佐美(1996)にある記述。宇佐美(1996)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8:宮城県沖地震の地震モーメントM₀については、1936年はYamanaka and Kikuchi(2004)によると2.20E+20[Nm]である。1937年はYamanaka and Kikuchi(2004)によると9.00E+19[Nm]である。1978年はYamanaka and Kikuchi(2004)によると2.30E+20[Nm]、Seno et al.(1980)によると3.10E+20[Nm]、Kanamori&Given(1981)によると2.16E+20[Nm]、Wu et al.(2008, 2009)によると2.80E+20[Nm]、HarvardカタログのCMT解から換算によると3.37E+20[Nm]である。2005年のYaginuma et al.(2006)によると8.20E+19[Nm]、Miura et al.(2006)によると6.50E+19[Nm]、長谷川他(2006)によると8.20E+19[Nm](遠地)、4.10E+19[Nm](近地)、Wu et al.(2008, 2009)によると6.80E+19[Nm]、HarvardカタログのCMT解から換算によると7.43E+19[Nm]、長谷川他(2006)によると7.40E+19[Nm]、独立行政法人防災科学研究所F-netのCMT解から換算によると5.43E+19[Nm]である。ちなみに地震モーメントM₀とは断層運動の大きさを示す物理量で、震源断層の面積、平均変位量、剛性率から求められる。

表 3-1 三陸沖北部のプレート間大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^(注)
(1)地震の発生領域の目安	図 2-1 の塗りつぶした領域。	震源域は、1968年の「十勝沖地震」についてのアスペリティモデル（永井他, 2001）、過去の他の震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	A
(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	図 2-1（深さは、沿岸寄りでは約60km、日本海溝寄りでは約10km。）		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E \pm 10°（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（瀬野, 1993；Seno <i>et al.</i> , 1996）から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生間隔 約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2011年1月1日現在までの経過時間 42.6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3-2 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^(注1)
(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」についてのモデル (Tanioka and Satake, 1996; Aida, 1978)を参考にし、同様の地震は三陸沖北部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。	C
(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200km程度の長さ幅50km程度の幅。具体的な地域は特定できない。		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (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(頼野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全域 平均発生頻度 400年に3回程度 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのうち特定の200kmの領域 平均発生頻度 530年に1回程度	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りにかけて顕著な津波被害を伴ったM8クラスの地震の発生は、江戸時代以降には、1611年・1677年・1896年の3回と判断。(房総沖の1677年の地震の震源はやや陸寄りという考え方もあるが、石橋(1986)および阿部(1999)から津波地震であることは明らかなので、評価対象に含める。)特定の領域(約200km)の発生頻度は1896年明治三陸地震の断層長(約200km)と三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの長さ(約800km)の比を考慮して求めた。	

表3-3 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^(注1)
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1933年の「三陸地震」についてのモデル (Kanamori, 1971a, 1972; Ben-Menahem, 1977; 他)を参考にし、同様の地震は三陸沖北部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。	C
(2)震源域の形態	太平洋プレート内部。正断層型。		
(3)震源域	日本海溝に沿って長さ200km程度の長さ幅100km程度の幅。具体的な地域は特定できない。		
(4)発生間隔等	三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全域 平均発生頻度 400～750年に1回 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのうち特定の200kmの領域 平均発生頻度 1600～3000年に1回	過去400年の間において、日本海溝沿いでは、正断層型のM8クラスの地震については1933年の三陸地震しか知られていないため、平均発生頻度は400年に1回以下である。一方、世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントの推定から、平均発生頻度は750年に1回程度と推定される。特定の領域(約200km)の発生頻度は1933年三陸地震の断層長(約200km)と三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの長さ(約800km)の比を考慮して求めた。	

表 3-4 三陸沖北部の固有地震以外の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	評価の信頼度 ^{注1}
(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。	B
(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	図1(深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (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(瀬野,1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生頻度 11.3年に1回程度	1923年からの約79年間に固有地震である1968年十勝沖地震を除いた地震は7回あるため、活動は11.3年に1回程度とした。	

表 3-5 宮城県沖のプレート間大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1978年の宮城県沖地震についてのアスペリティモデル（文部科学省研究開発局他，2010）、過去の他の震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	B
(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	図2-2（宮城県の牡鹿半島の東方域で深さは、西端が約60kmで、東端が約40km。） 次の地震のアスペリティは、1978年の地震のアスペリティ群のうち、2005年の地震で破壊されなかった北側の部分を想定		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/ 10°（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（瀬野，1993；Seno <i>et al.</i> ，1996）から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 約40.7年	1897年、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年に当該領域において発生した6回の地震について、1933年、1936年、1937年の地震を一連の活動として1936年に代表させて、さらに2005年の地震を次の地震と一連の活動として回数に数えないこととして、1897年、1936年、1978年の平均発生間隔を算術平均で求めた。	
	最新発生時期（1978年 6月12日）から2011年1月1日現在までの経過時間 32.6年	2005年の地震を次の地震と一連の活動として回数に数えないこととして、経過時間を求めた。	

表 3-6 三陸沖南部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

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	1793年の地震及び1897年の地震によって生じた津波の波源域(羽島, 1987a)、並びにこれらの地震の断層モデル(相田, 1977)などを参考に判断した。	B
(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	図1(深さは、西端は約30km、東端は約10km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生間隔 105年程度	1793年と1897年の地震との発生間隔より判断した。	
	最新発生時期(1897年8月5日)から2011年1月1日現在までの経過時間 113.4年		

表 3-7 福島県沖の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	評価の信頼度 ^{注1}
(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概ね次の活動の震源域であると判断した。	C
(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。なお、複数の大地震が2日程度の間継続発。		
(3)震源域	図1(深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生頻度 400年に1回以下	江戸時代以降において、福島県沖については、M7クラスの地震が複数短期間に発生した活動は1938年のみと判断した。	

表3-8 茨城県沖の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	評価の信頼度 ^{注1}
(1)地震の発生領域の目安	図2-3の桃色破線で囲んだ領域内。	震源域は、1982年及び2008年の解析結果及び過去の地震の震源位置等を参照して、総合的に判断した。	A
(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	図2-3(深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生間隔 約21.2年 最新発生時期(2008年5月8日)から2011年1月1日現在までの経過時間 2.7年	1923年・1943年・1965年・1982年・2008年に発生した地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。	

注1: 評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確かさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。
A: (信頼度が)高い B: 中程度 C: やや低い D: 低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。なお、発生領域の評価の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

発生領域の評価の信頼度

A: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域で地震が繰り返し発生しており、発生領域の信頼性は高い。

B: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しを想定でき、発生領域の信頼性は中程度である。
または、想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。

C: 発生領域内における地震は知られていないが、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの領域を想定震源域と推定できる(地震空白域^{*)})。過去に地震が知られていないため、発生領域の信頼性はやや低い。または、想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できず、過去の地震データが不十分であるため発生領域の信頼性はやや低い。

D: 発生領域内における地震は知られていないが、領域内のどこかで発生すると考えられる。ただし、地震学的知見が不十分なため発生領域の信頼性は低い。

^{*)} いわゆる海溝型地震の内、プレート境界で発生する大地震は、その震源域が互いにほとんど重ならず、大地震が起こっていない領域を埋めるように次々と起こってゆく傾向がみられる。このように大地震の発生する可能性がある領域において、隣接する領域で大地震が発生しているにもかかわらず、まだ大地震が発生していない領域を「地震空白域」という。

表4-1 次の三陸沖北部のプレート間大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0%～0.6% 0.003%～4% 0.5%～10% 8%～30% 40%～50% 90%程度以上 90%程度以上	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, 2001a)) を適用して算出した。	A
地震後経過率	0.44	経過時間42.6年を発生間隔97.0年で除した値。	
次の地震の規模	M8.0前後 ^{注3}	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	A

表4-2 次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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# 今後100年以内の発生確率# 今後300年以内の発生確率#	7%程度 (2%程度) 10%程度 (4%程度) 20%程度 (6%程度) 30%程度 (7%程度) 30%程度 (9%程度) 50%程度 (20%程度) 90%程度 (40%程度)	約400年間に顕著な津波を伴った大地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに3回発生していると判断し、平均発生間隔を133.3年(=400年/3回)とし、ポアソン過程により三陸沖北部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。また、1896年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が530年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。 # 三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	Mt8.2前後 ^{注3}	過去に発生した地震のMt等を参考にして判断した。津波地震であるためMはMtより小さい。	A

表 4-3 次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震（正断層型）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 # 今後100年以内の発生確率 # 今後300年以内の発生確率 #	1%～2% (0.3%～0.6%) 3%～5% (0.7%～1%) 4%～7% (1%～2%) 5%～10% (1%～2%) 6%～10% (2%～3%) 10%～20% (3%～6%) 30%～50% (10%～20%)	M8程度のプレート内正断層型大地震については、三陸沖北部～房総沖の海溝寄り全体では過去400年間に1933年の三陸地震の1例しかないことと、三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層地震の総モーメントの推定から、同様の地震が400～750年に1回発生するものとして、ポアソン過程により三陸沖北部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。また、1933年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が1600～3000年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。 #三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	M8.2前後 ^{注3}	過去に発生した地震のMおよびMtを参考にして判断した。	B

表 4-4 次の三陸沖北部の固有地震以外の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	60%程度 80%程度 90%程度 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上	1923年以降の過去約79年間に1968年十勝沖地震(固有地震)以外のM7.1以上の地震が7回あったため、平均発生間隔を11.3年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	B
次の地震の規模	M7.1 ～M7.6	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

表4-5 次の宮城県沖のプレート間大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	50%程度 80%～90% 90%程度以上 (96%～99%) 99% 99% 99% 99%	BPT分布モデルに平均発生間隔40.7年と発生間隔のばらつき $\alpha=0.19$ (過去の海溝型地震の平均値)～0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001a))を適用して算出した。 宮城県沖の地震の発生確率は、発生確率表記のルール ^{注3} が定まる前に公表されたため、今回もこれを踏襲する。ちなみに発生確率表記のルールに基づく今後30,40,50,100,300年以内の地震発生確率はいずれも90%程度以上になる。	B
地震後経過率	0.80	経過時間32.6年を発生間隔40.7年で除した値。	
次の地震の規模	M7.3前後 ^{注3}	次の地震の規模は、宮城県沖の震源域全域のアスペリティのうち、2005年の地震で破壊されたアスペリティを除いた部分が破壊すると想定して算出した。	C

表4-6 次の三陸沖南部海溝寄りの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1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	40%程度 60%～70% 80%～90% 90%程度 90%程度もしくはそれ以上 90%程度以上 90%程度以上	BPT分布モデルに平均発生間隔104.5年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.19$ (過去の海溝型地震の平均値)～0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001a))を適用して算出した。	B
地震後経過率	1.09	経過時間113.4年を発生間隔104.5年で除した値。	
次の地震の規模	M7.9程度 ^{注3}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表4-7 次の福島県沖の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1} 2	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	2%程度以下 5%程度以下 7%程度以下 10%程度以下 10%程度以下 20%程度以下 50%程度以下	過去400年間の間に、M7クラスの地震が純発したことが1回だけあったと判断し、同様の地震が400年以上の間隔を持って発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。	D
次の地震の規模	M7.4前後 ^{注3} 複数続発	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表4-8 次の茨城県沖の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1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	0.07%～2% 70%程度 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上	BPT分布モデルに平均発生間隔21.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.16$ (過去の茨城県沖地震から求めた値)～0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会, 2001a))を適用して算出した。	A
地震後経過率	0.13	経過時間2.7年を発生間隔21.2年で除した値。	
次の地震の規模	M6.7～M7.2	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

注1：評価時点は全て2011年1月1日現在。

注2：評価時点がどの時点でもポアソン過程を用いているため確率は変化しない。

注3：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」および「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4：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：(信頼度が)高い B：中程度 C：やや低い D：低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生時の切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

規模の評価の信頼度

A：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが比較的多くあり、規模の信頼性は高い。

B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。

C：規模を過去の事例からでなく地質学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。

D：規模を過去の事例からでなく地質学的知見から推定したが、地質学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。

B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。

C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地質学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地質学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

注5：海溝型地震の発生確率表記のルールでは、当該の地震の発生確率をその最新の発生時刻、平均発生間隔、ばらつきを用いて算定する。有効桁数は1として計算結果を丸めて以下の表記の規程を適用する。

<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	→	「d%」
1以上10未満	→	「d%」
10以上94.5未満	→	「d%程度」
94.5以上	→	「90%程度以上」

発生確率の計算パラメータに、ばらつき (α) があり、通常幅のある値を採用している (例: 0.24~0.32 など)。このため発生確率は、ばらつきの値の最小・最大値を用いて計算し、それぞれの結果を上記の発生確率の「評価としての表記」の規程にあてはめて、最小値と最大値の表記に違いがあれば、幅のある表現をとる。

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」は必要無い。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。

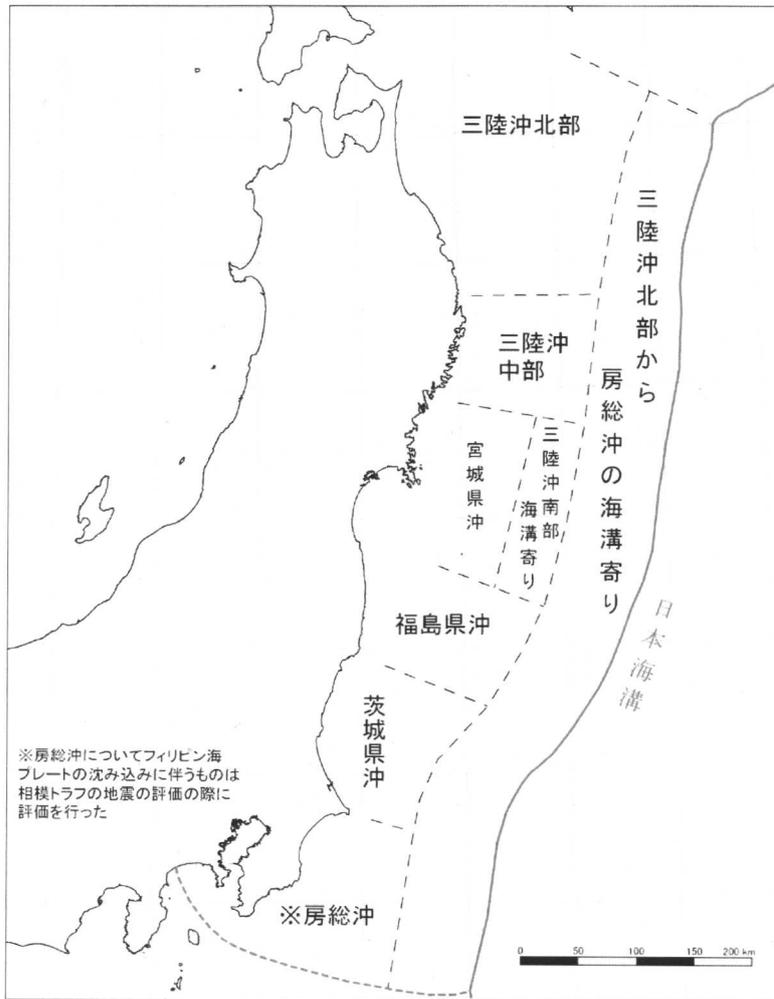
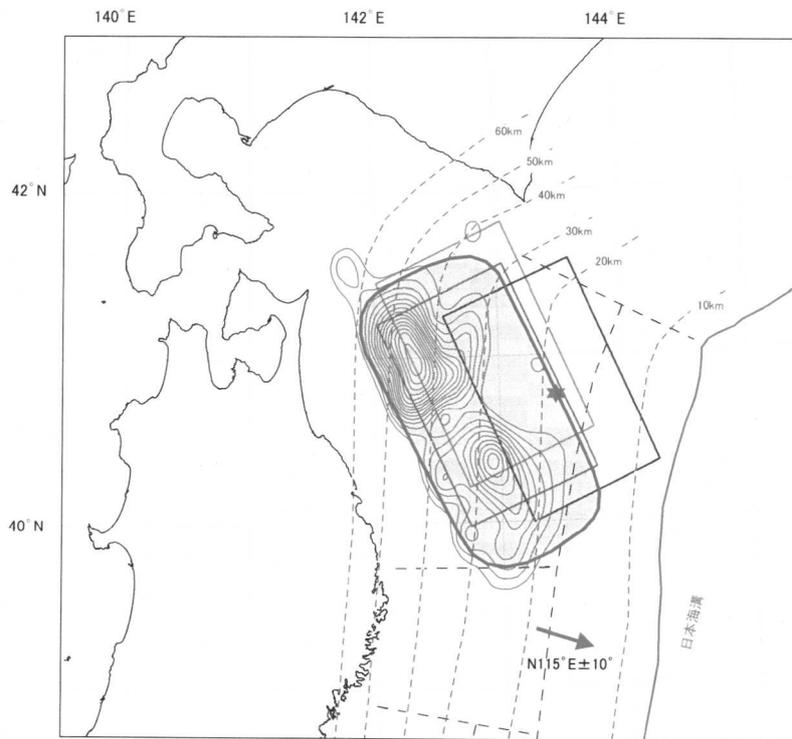


図1 三陸沖北部から房総沖の評価対象領域



- プレート境界の等深線(本報告)
 - 1968年 十勝沖 Kanamori(1971b)[長周期表面波]
 - 1968年 十勝沖 Fukao and Furumoto(1975)[長周期地震波]
 - 1968年 十勝沖 Aida(1978)[津波数値実験]
 - 1968年 十勝沖アスペリティ 永井 他 (2001)
 - ★ 1968年 十勝沖震源位置
 - ▨ 想定震源域
- 矢印は陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向きを示す。



図 2-1 三陸沖北部の想定震源域の位置

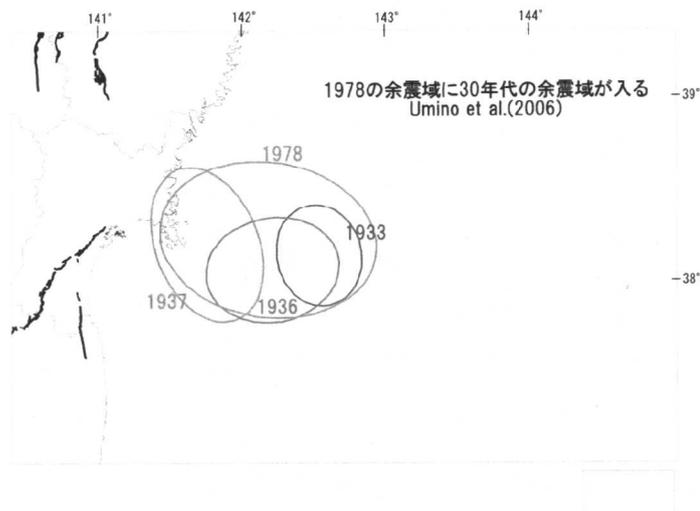
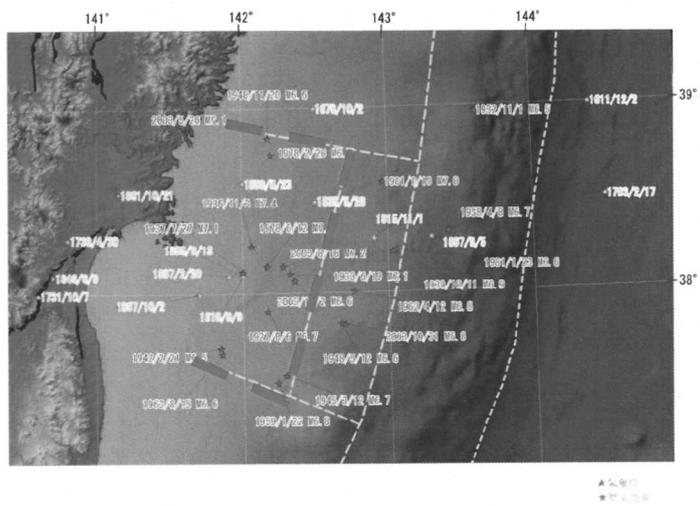


図2-2 上：宮城県沖で発生した地震の震源位置（☆印）と想定震源域（赤点線）
下：1933年、1936年、1937年と1978年の地震の余震域(Umino et al, 2006)

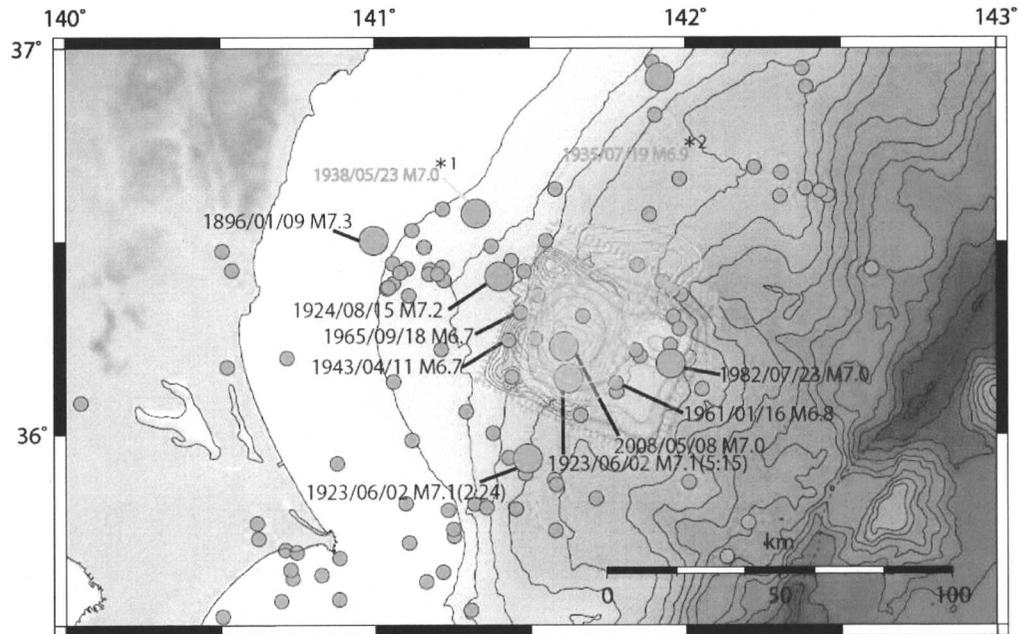


図 2-3 茨城県沖の一連の地震の想定震源域

1923年～2008年8月の地震（深さ60km以浅、 $M \geq 6.0$ ）及び1896年の地震（ $M7.3$ ）をプロットした。

1896年の地震は、宇津の世界被害地震の表、1923年1月～7月は、気象庁地震予知情報課（2007）を使用。

1923年8月以降は気象庁震源カタログを使用。

赤のコンターは名古屋大学（2008）による2008年5月8日（ $M6.3$ 、 $M7.0$ ）の地震のすべり量分布（コンター間隔：0.2m）

緑のコンターは室谷他（2003）による1982年7月23日（ $M7.0$ ）の地震のすべり量分布（コンター間隔：0.2m）

黄のコンターは Mochizuki *et al.*（2008）による1982年7月23日の地震のすべり量分布（コンター間隔：0.1m、最も外側のコンターは0.4m）

桃色破線は茨城県沖の一連の地震の想定震源域

最大すべり量の半値以上すべった領域を塗りつぶした。

*1 1938年5月23日（ $M7.0$ ）の地震は、他の地震に比べて、震源が北よりであること及びすべり量が大きいことから、茨城県沖の一連の地震には含めない。

*2 1935年7月19日（ $M6.9$ ）の地震は、他の地震に比べて、震源が北よりであるため茨城県沖の一連の地震には含めない。

説明

1 三陸沖から房総沖にかけての地震に関するこれまでの主な調査研究

三陸沖から房総沖にかけての地震の系列の同定にかかわる調査研究としては、869年の三陸沖の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、b、1976a、b、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)等がある。

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、三陸沖北部の地震については、相田(1977)、Kanamori(1971a、b、1972)、Fukao and Furumoto(1975)、Aida(1978)、Iida and Hakuno(1984)、Mori and Shimazaki(1983)、Kikuchi and Fukao(1985、1987)等がある。三陸沖海溝寄りの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)、文部科学省 研究開発局他(2010)等がある。三陸沖南部海溝寄りについては、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)、三陸沖北部のアスペリティの研究としては、永井他(2001)がある。

津波の波源域および、歴史地震の研究として羽鳥(1975a、b、1976a、b、1987a、b)、石橋(1986)、都司(1994)、都司・上田(1995)、渡辺(1997)、松浦他(2006)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GPSデータを用いた伊藤他(1999)、Ito *et al.* (2000)、西村他(1999)及びNishimura *et al.* (2000)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)、Ishida(1992)、野口・関口(2001)、Noguchi(2002)がある。

2 三陸沖から房総沖にかけての地震の長期評価の説明

2-1 地震の発生位置及び震源域の形態に関する評価の説明

地震の発生位置及び震源域の評価作業に当たっては、過去の震源断層モデルを参照し、微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する調査研究成果及び当該地域の変位構造についての調査研究成果を参照して、三陸沖北部から房総沖にかけての領域について推定した。

各領域の区分けについては、微小地震の震央分布を参照し、過去の大地震の震央、波源域、震源断層モデルの分布、バックスリップモデルの研究結果を考慮して、図1のように行った。このうち、海溝沿いの領域については、この領域で過去に発生した1896年の明治三陸地震、1933年の三陸地震の震源断層モデル(Tanioka and Satake, 1996、Kanamori, 1971a、1972等)の幅と傾斜角から、海溝軸から約70km程度西側のところまでとした。地震によっては、震源の位置よりも波源域や震源域の位置を重視して区分けした場合があり、必ずしも震源が該当する領域に入っていない場合もある(図6)。

プレート境界の形状については、バックスリップの解析に用いた伊藤他(1999)、Ito *et al.* (2000)、西村他(1999)、Nishimura *et al.* (2000)による等深線を元に、Umino *et al.* (1995)、海野他(1995)、Kosuga *et al.* (1996)等を参照し、宮城県沖付近については、Miura *et al.* (2005)の海底下構造調査の解析結果、茨城県沖から南側については、Ishida(1992)、Noguchi(2002)を参照し、気象庁震源の断面図(図4-1.2)も参考にして、図3のように作成した。

(1) 三陸沖北部のプレート間大地震

今回の評価では、1968年の十勝沖地震を、三陸沖北部におけるプレート間大地震の典型的な例と考えた。したがって、当該領域の大地震が発生する領域は、羽鳥(1975b)の波源域及びKanamori(1971b)、Fukao and Furumoto(1975)等を参考にし、永井他(2001)によるアスペリティの研究結果をもとに、1968年の地震のアスペリティおよび破壊開始点が含まれるような領域(図2-1)と考えた。過去の震源モデルの成果から、震源断層の長さは約200km、幅は約100kmと考え、北西方向に傾き下がるほぼ長方形の震源域と想定した。

(南端)

1968年の地震の余震分布(図9)、過去の震源断層モデル(図2-1, 7, 8)から、宮古の沖合付近(北緯39.8°付近)とした。また、この際、1896年の明治三陸津波の震源断層モデルの位置(Tanioka and Satake, 1996, 図8)とは重ならない位置とした。

(東端・西端)

1968年の地震の本震の震源は、過去に得られているいくつかの震源断層モデルの東端付近に位置している(図2-1, 7, 8)。1968年の本震の震源の位置を考慮し、そこを含むように東側の端を決めた。

微小地震の分布等から、プレート境界の深さ約60km付近が東経142°付近に当たり、過去の震源断層モデルの西端が、ほぼこの位置に一致していることから、断層面の西端は、太平洋プレート上面の深さが約60kmのところと判断した。これは、プレート境界付近の陸側のプレートの厚さが60km程度であり、60kmより深いところでは太平洋プレート上面は、アセノスフェアと接することとなり、プレート境界の地震は発生しないこと(例えば、瀬野, 1995)と整合している。

(北端)

1968年の地震の余震分布(図9)、過去の震源断層モデルの北端の位置(図2-1, 7, 8)から、北緯41.7°付近とした。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)

過去に知られている1611年の地震および1896年の地震は、津波数値計算等から得られた震源断層モデルから、海溝軸付近に位置することが判っている(相田, 1977、Tanioka and Satake, 1996, 図8)。これらからおよそその震源断層の長さは約200km、幅は約50kmとし、南北に伸びる海溝に沿って位置すると考えた。しかし、過去の同様の地震の発生例は少なく、このタイプの地震が特定の三陸沖にのみ発生する固有地震であるとは断定できない。そこで、同じ構造をもつプレート境界の海溝付近に、同様に発生する可能性があるとし、場所は特定できないとした(図1)。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)

三陸沖から房総沖にかけて過去にプレート内で発生した大地震は、1933年に発生した地震が知られている。瀬野(1995)によれば、このタイプの地震は、沈み込もうとしているプレートが曲げを受ける部分で起きる浅い正断層型の地震と考えられるとしている。このような地震はアリューシャン列島の沈み込み帯付近から、千島海溝・日本海溝に続く海溝の外側で発生している例がある(瀬野, 1995)。このタイプの地震についても、三陸沖北部から房総沖の海溝付近のうちで発生する場所は特定できないとした。およそその震源断層の長さ、幅は、過去における最大のものを想定し、それぞれ、約200km、約100kmと考え、南北に伸びる海溝に沿って位置すると考えた。傾斜角を約45°程度(Kanamori, 1971a, 1972等)とすると、水平投影面における東西方向の幅は約70km程度となる。

(4) (1)～(3)以外の地震

三陸沖北部

三陸沖北部については、1968年の震源域の南部と1994年の三陸はるか沖地震は、最近の研究から、同じアスペリティが破壊する固有地震としてみることができると示されている(永井他, 2001)。しかし、ここではそれ以前のM7クラスの地震については、必ずしも、全てについて震源域が明確ではないことから、本報告では固有地震としては扱わないこととする。

三陸沖中部

三陸沖中部については、過去に死傷者をもたらした地震は知られていない。

宮城県沖

宮城県沖については、図2-2に示す震源域においてプレート間で大地震が繰り返し発生していることが知られている(例えば、地震調査委員会(2000))。今回の評価では、宮城県沖の震源域全体のアスペリティ群を破壊した1978型と、1978型のアスペリティ群の一部を破壊した一部破壊型を宮城県沖地震として取り扱った。1897年以降では、1897年、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年にM7.1～7.4のプレート間地震が発生した(Appendix 4.5)。2005年の地震では、宮城県を中心に強い地震動が生じ、最大震度6弱が観測された(地震調査委員会, 2005)。図18, 19参照。

宮城県沖地震の震源の深さは西端60km、東端40kmと推定されている。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^{*1}は、1978年の地震の際の仙台新港での値49cmであった（地震調査委員会，1999）。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りについては、1793年と1897年8月に海溝寄りで発生した地震をこの領域における固有地震として取り扱った。三陸沖南部海溝寄りの領域の範囲は、これら二つの地震によって生じた津波の波源域（羽鳥，1987a）、並びに震源断層モデル（相田，1977）、バックスリップの研究成果（Ito *et al.*, 2000、Nishimura *et al.*, 2000、El-Fiky and Kato, 1999、図32-1, 2）を参考にして決めた。

宮城県沖から福島県沖にかけて

少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域を震源域とする地震が869年に発生した（貞観地震）。地質調査の結果から、この地震に伴う沿岸環境の変化が復元され、その原因が地震性地殻変動と推定されている（文部科学省 研究開発局他，2010）。

また、歴史記録「日本三代実録」（以下、日本三代実録）では、869年の地震で地震動を伴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（行谷他，2010）。この地域では貞観地震と同程度の地震が繰り返し発生している可能性があるが、今のところ固有地震とするだけのデータは無い。

福島県沖

福島県沖については、1938年にM7.4程度の地震が続発した例があるが、この他には知られておらず、固有地震とするだけのデータは無い。そこで、福島県沖の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。

茨城県沖

茨城県沖については、地震観測データにより現在とほぼ同様の手法で震源決定されている1923年以降では、1923年、1924年、1935年、1938年、1943年、1961年、1965年、1982年、2008年にM6.7～M7.2のプレート間地震が発生している（図2-3）。

2008年の地震については、本震および本震の約40分前に発生した前震について地震波による解析が行われ、前震で東側の領域、本震で西側の領域で破壊が生じたことが示された（名古屋大学，2008）。このことから、この領域には少なくとも2つのアスペリティがあると推定される。また、西側の方が面積・すべり量とも大きいので、この領域の主要なアスペリティであると考えられる。

1982年の地震については、室谷他（2003）やMochizuki *et al.*（2008）の解析によるすべり量の大きかった領域が、2008年の前震及び本震によるすべり量の大きかった領域と概ね対応することから、1982年の地震では2つのアスペリティが同時に破壊されたと推定される。なお、1982年の地震の震央位置は東側のアスペリティに含まれる。

1961年及び1965年の地震については、震央位置がそれぞれ東側、西側のアスペリティと対応し、2つあるアスペリティがそれぞれ単独で破壊されたと推定されることから、合わせて一つの活動と見なした。特に1965年の地震は西側の主要なアスペリティを破壊したと考えられること、及び地震波形の類似性（Appendix 2）から、地震発生間隔等の算出には1965年の値を用いた。

以上のことから、この領域では複数のアスペリティが、同時あるいはある程度の時間間隔をもって、時空間的にまとまって繰り返し破壊されていると考えた。

それ以前の地震についても震央位置等の検討により、1943年の地震は、上記の地震とほぼ同じ位置に震央があること（Appendix 1）、震度分布等の類似性から（Appendix 3）一連の地震と見なした。1923から1924年にかけてはM6～M7程度の地震が頻発したが、他の一連の地震とほぼ同じ位置に震央があることから、まとめて一つの活動と見なした。なお、地震発生間隔等の算出には、西側の主要なアスペリティに最も震央位置が近いと計算されている1923年6月2日5時15分の地震を用いた。

なお、地震発生間隔等の算出には含めなかったが、1896年にはM7.3の地震が発生している。震央の位置及び地震規模の精度は現在よりも劣るものの、震源域は茨城県沖であること及び地震の発生間隔の上でも矛盾がないことから一連の地震と推定される。

また、1935年及び1938年の地震は、一連の地震に比べて、震央が北側にあること、特に1938年の地震は1982年や2008年の地震と比較してすべり量が大きいことから、一連の地震とは別の地震とし

*1 最大波高は、津波の全振幅の最大のことである。地震調査委員会（1999）p.75の「津波の高さ」は、最大波高のことである。なお、「津波の高さ」は、平常潮位から津波の山までの高さを示すことが多い。

た(表5-3)。

以上のことから、茨城県沖で発生する一連の地震の想定震源域は、図2-3に示す領域と考えた。想定震源域は、精度の良い解析結果が得られている1982年及び2008年の地震のすべり量分布や震源位置等を参考にして判断した。

房総沖

房総沖については、1677年11月の地震は、海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)として扱う。それ以外の地震については、1909年、1953年のものが知られている。これらの地震は、プレート内部で発生した正断層型の地震である可能性が高いが、いずれも大きな被害がなかったことから、評価の対象とはしないこととした。

以上の判断から、三陸沖中部以外の領域は、図1に示すそれぞれの領域内では、いずれの場所でも地震が発生する可能性があると考えた。なお、三陸沖中部については、過去に大きな地震が発生した記録がないため、ここでは、確率等の評価をしないこととした。また、いずれの領域においても発生する地震の震源域はプレート境界付近であると考えた。

2-2 地震活動

2-2-1 過去の地震について

三陸沖～房総沖の日本海溝沿いに発生した大地震の過去の研究では、869年の三陸沖の地震まで確認された研究成果があるが、16世紀以前については、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。

(1) 三陸沖北部のプレート間大地震

この領域におけるプレート間大地震の系列の同定に当たっては、宇佐美(1996)、渡辺(1998)、阿部(1999)、宇津(1999)、地震調査委員会(1999)等の記述を参考にした。また、地震のマグニチュード(M)の値は宇津(1999)を採用することとした。但し、近代観測が行われるようになった1885年より前の値は、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の信頼性は低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード(Mt;阿部,1999)を併記し、参照することとした(表2)。

三陸沖北部においては、プレート間大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固有地震と同定することとした(表5-1,2)。また、これらの大地震の間に発生した、一回り規模が小さいが、被害を伴った地震を含むM7.1～M7.6の地震については(4)で扱う。

1968年5月16日の地震

1968年5月16日に地震があった。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。波の一番高かったのは、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,1996)。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、この地震を三陸沖北部におけるプレート間大地震の固有地震の典型と考えた。図10参照。

1856年8月23日の地震

1856年8月23日に地震があった。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ゆれたとされている。地震後、津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。津波の高さの最大は函館で3.6～3.9mなど。南部藩では溺死者26名などの被害、八戸藩などでも死者5名などの報告あり(宇佐美,1996)。宇佐美(1996)はこの地震の津波の様子は1968年の十勝沖地震によく似ていると述べている。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、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11参照。

1763年1月29日の地震

1763年1月29日に地震があった。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。江戸でとところ破損、小船沖に引かれ破船、平館で家潰3、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, 1996)。津波の高さは、江戸と久慈で4~5mと考えられる(羽鳥, 1975b)。図12参照。

1677年4月13日の地震

1677年4月13日に地震があった。江戸に被害があったが、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, 1996)。江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、最大で岩手県赤前の約6m(羽鳥, 1975b)。図13参照。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)

この領域で、M8クラスの津波地震は、17世紀以降では、三陸沖で1611年、1896年の2例、房総沖で、1677年11月の1例が知られているのみである。

1896年6月15日の地震

1896年6月15日に地震があった。被害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に襲撃した。津波来襲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、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名を算した。津波は襟裳岬で高さ約4m、室蘭・函館で溢水があり、父島で波の高さ約1m、ハワイでは全振幅は2.5~9mで多少の被害があった。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, 1996)。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。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14、16参照。

1677年11月4日の地震

1677年11月4日に地震があった。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, 1996)。銚子、一宮および江戸で弱い揺れ(e: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、津波の最も激しかった地域の方である(羽鳥, 1975a)。図31参照。

1611年12月2日の地震

1611年12月2日に地震があった。三陸地方で強震。被害は軽く、津波による被害が大きかった。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。北海道東部にも津波が押し寄せ溺死者が多かった。津波の波源は昭和8年の三陸地震の波源とほぼ一致する(宇佐美, 1996)。山田・大槌でe(震度2~3)、無感の所もあり、地震動は非常に小さい(渡辺, 1998)。津波の高さは、岩手県田老や小谷島で15~20mに達している(羽鳥, 1975b)。図17参照。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)

1933年3月3日の地震

1933年3月3日に地震があった。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・堤防の決壊があった程度。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名であった。また、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った。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, 1996)。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して特異なものであった(渡辺, 1998)。図14、15参照。

房総沖の海溝三重重点付近の地震

房総沖の海溝三重重点付近では、太平洋プレートの走向や傾斜角が変化するため、特異な地震活動が見られる。1953年11月26日に発生した房総沖の地震(M7.4)は、瀬野他(1986)、Seno and Takano(1989)によるとメカニズムから、断層運動は北西ないし西北西走向で鉛直に近い節面で南西

側ブロックが北東側ブロックに対して滑り落ちる正断層型の地震であったとされ、津波を伴った。この地震による被害は、宇佐美(1996)によると、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おり、津波は銚子付近で最大2～3m観測されたものの津波による被害はなかった。また、1909年3月13日の地震(M7.5)は震度分布から見て1953年とほぼ同規模の大地震であり、震源域の位置はやや陸寄りとみられ、やはり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、宇佐美(1996)によると、横浜で煙突の倒潰・煉瓦壁の崩壊・瓦の墜落などで、負傷3名であった。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)。いずれの地震の被害も大きなものではなかったため、確率等の評価のための対象地震としては扱わなかった。

(4) (1)～(3)以外の地震

三陸沖北部

この領域で、気象庁の地震カタログが整備されている1923年からの約79年間に発生した地震のうち、死傷者が発生している1945年の地震を含むM7.1以上の地震は(1)で固有地震とした1968年の十勝沖地震を除き、1931年(M7.2)、1935年(M7.1)、1943年(M7.1)、1945年(M7.1)、1960年(M7.2)、1989年(M7.1)、1994年(M7.6)の7回発生している。これらは、すべてについて必ずしも震源域の位置が特定できているわけではなく、同じ場所であると判断するだけの資料が無いため、ここでは固有地震としては扱わなかった。

三陸沖中部

この領域で過去に発生したM7クラス以上の被害地震は知られていない。

宮城県沖

この領域で知られている地震の調査研究と本報告の評価は表5-3に、調査研究の概要については表5-4に示す。

1897年以降の約100年間に発生した地震のうち、M7.1以上の地震は9回知られている。これらの地震のうち1897年2月、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年の6回の地震を宮城県沖地震と取り扱うこととした。残り3回については、1897年8月の地震は三陸沖南部海溝寄りで発生したこと、1898年は宮城県沖より陸寄りで発生した(羽島, 1975b)こと、1915年の地震は宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りの境界付近で発生した(宇津, 1999)ことから宮城県沖地震ではないとした。

宮城県沖地震では、津波を伴う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。

1897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、宮城県沖地震の取り扱いを判断するのに適切なデータが十分でないとして判断し、評価は行わなかった。図18, 19, 20, 21, 22参照。

三陸沖南部海溝寄り

この領域で18世紀以降に知られている地震は、1793年と1897年8月の地震である。地震調査委員会(2000)によれば、1793年の地震は、宮城県沖の地震と連動したM8.2の地震であり、1897年8月については、海溝寄りのみが単独でM7.7の地震として発生したと評価したが、松浦他(2006)は1793年の地震について過去の知見を検証し、宮城県沖の地震との連動を否定し、海溝寄りのみが単独でM7.9程度の地震として発生したと結論しており、今回の評価ではこれを採用する。この2例から105年程度の間隔で繰り返し発生している可能性があると考え、これらの地震を固有地震として扱うこととした。図23, 24, 25参照。

宮城県沖から福島県沖にかけて

少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域を震源域とする地震が869年に発生した(貞観地震)。日本三代実録にはこの地震に伴った津波の様子が記述されており、地質調査からもこの津波による津波堆積物が見つかった。五巻平野全体では当時の汀線は現海岸線よりも1km内陸にあったと推定でき、貞観津波の浸水域は当時の汀線から少なくとも約3km内陸まで及んだと考えられた。仙台平野では当時の海岸線の位置は現在の海岸線より

も0.5-1 km程度内陸にあったと存在していたと推定され、貞観津波の遡上距離は少なくとも2 kmと考えられた。名取市及び岩沼市では当時の海岸線の位置が現在の海岸線よりも1 km程度内陸にあったと推定され、貞観津波の遡上距離は少なくとも4 kmと考えられた。亙理町では当時の海岸線の位置は現在の海岸線よりも1.5-2 km程度内陸にあったと推定され、貞観津波の遡上距離は少なくとも2 kmと考えられた。山元町では当時の海岸線の位置は現在の海岸線よりも0.5-1 km程度内陸にあったと推定され、貞観津波の遡上距離は少なくとも2 kmと考えられた。南相馬市では当時の海岸線の位置が現在とほぼ同じであると仮定し、貞観津波の遡上距離は少なくとも1.5 kmと推定された。また、この地震に伴う沿岸環境の変化が地震性地殻変動によることが推定された。さらに津波浸水計算により、この領域でプレート間地震が発生した場合に、津波堆積物の位置まで津波がおおむね浸水することが確認され、この地震の規模はMw8.4程度と推定された。さらに、この地域では巨大津波を示すと考えられる津波堆積物が過去2500年間で4回堆積していることが確認された(文部科学省 研究開発局他, 2010)。

日本三代実録では、869年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(行谷他, 2010)。この地域では貞観地震と同程度の地震が繰り返して発生している可能性があるが、その他には貞観地震と同様な歴史地震は文書記録になく、今のところ固有地震とするだけのデータは無い。図26, 27, 28参照。

書式変更: フォント: (特殊) MS 明朝, 文字間隔狭く 0.05 pt

福島県沖

福島県沖については、1938年11月5日にM7.5の地震が発生した。その後、大きな余震が相次いで発生し、M6.9以上のものは、5日19時50分にM7.3、6日17時53分にM7.4、7日06時38分にM6.9、30日11時29分にM6.9である。福島県で死者1名、負傷者9名の被害があり、浪江・福島・請戸等、県内東部の各地で、小被害を伴った。茨城・宮城両県でも微小被害(宇佐美, 1996)。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)。図29, 30参照。

茨城県沖

茨城県沖については、近代観測が始まった1885年以降で見ると、M6.7以上の地震が、1896年、1923年、1924年、1935年、1938年、1943年、1961年、1965年、1982年、2008年に発生している。このうち、最も規模が大きかったのは1896年のM7.3であり、家屋の小破及び弱い津波などが報告されている(宇佐美, 2003)。

房総沖

房総沖については、上に述べた1677年11月、1909年、1953年の地震のほかに、1885年以降では、1916年にM7.0の地震が発生しているが、この地震による被害は宇佐美(1996)によると、御蔵島で道路破壊、横浜で練習用灯台の水銀がこぼれるなど軽微であった。したがって、この地震は評価の対象とはしないこととした。また、房総沖では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動が見られる。1987年には、千葉県東方沖で死者2名を出すM6.7の地震が発生したが、この地震はフィリピン海プレート内部の地震と考えられている。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2004)で別途評価した。

2-2-2 地殻変動の現状

三陸沖北部から房総沖にかけては、東側から、太平洋プレートが陸側の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側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最近の国土地理院によるGPS観測結果(図33-1, 2)で示す。これによると、東北地方から房総半島付近では西向きへの移動が卓越し、1997年から5年間程度の期間は引き続き太平洋プレートの移動に伴う動きを示していることがわかる。

宮城県沖については、2005年の地震で破壊されたアスベリティの固着は2007年始め頃までにほぼ回復した。その一方で、破壊を免れた1978年宮城県沖地震の北側のアスベリティが依然として強く固着していることが示唆された。現在の宮城県沖における固着の強さは、2004年以前とほぼ変わらない(文部科学省 研究開発局他, 2010)。

2-2-3 地震活動の現状

三陸沖から房総沖にかけての各領域について、1923年以降の地震活動の現状を図34-1から図34-3に示す。

三陸沖北部については、1968年十勝沖地震のあと1994年に三陸はるか沖地震が発生したが、現在は、地震はほぼ一定の割合で発生しており、定常的な地震活動になっていると考えられる。

三陸沖中部については、地震発生数が少なく、他の領域に比べ地震活動が低調であることがわかる。

宮城県沖については、2005年の地震発生直後には活発な余震活動がみられたが2ヶ月程度で終息したことや、破壊域の東側及び南側の領域では最大余震（2005年12月2日）発生後に至るまで余震活動が活発な状態が継続したことが明らかになった。一方で、1978年の地震の北側のアスペリティ周辺では、プレート境界付近の地震ならびに上盤側（陸側）のプレート内地震のいずれの活動度も、顕著な時間変動を示しておらず、このアスペリティが固着したままの状態であることが示唆された（文部科学省 研究開発局他，2010）。

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、1996年にM6.8の地震が発生した。

茨城県沖では、約20年程度の周期で地震活動が活発な時期があり、最近では2008年にM7.0の地震が発生した。

房総沖では、最近は大きな地震は無い。

2-2-4 プレート運動との整合性

過去の研究では、日本海溝付近の平均的なカップリング率は20%から30%とされている（Paterson and Seno, 1984）。比較的研究がなされている三陸沖北部から宮城県沖の領域については以下のことが言える。

三陸沖北部については、1968年の十勝沖地震は、プレート境界面で平均4.0m(Aida, 1978)～4.1m(Kanamori, 1971b)のずれがあったと推定されている。この平均的なずれ量は、平均発生間隔を97年と考えると、年間約8cmというプレートの相対運動速度(Seno et al., 1996)から期待されるずれの累積値の約50%程度である。一方、Yamanaka and Kikuchi(2004)や永井他(2001)は、アスペリティ分布の解析から、1968年の地震(M7.9)と1994年の地震(M7.6)の共通アスペリティについては、カップリング率はほぼ100%であると結論付けている。三陸沖北部におけるこれらのカップリング率の高い値は、この地域で繰り返し大地震が発生していることと矛盾しない。

三陸沖中部については、Yamanaka and Kikuchi(2004)によれば、蓄積されている地震モーメントを地震としてはほとんど解放しておらず、川崎他(1998)によれば、1989年、1992年、1994年の三陸沖の地震の後に非地震性すべりが起こったとされている。このことから、カップリング率は低いと考えられる。このことと、三陸沖中部では大地震が発生していないことは整合する。

宮城県沖については、1978年の地震は低角逆断層型であり、プレート境界面で平均2.1～2.3mのずれがあった(Seno et al. 1980)。この平均的なずれの量は、年間約8cmというプレートの相対運動速度と約40.7年の平均活動間隔から期待されるずれの累積値より有意に小さい。宮城県沖は強いカップリング状態であり、平均的なずれの量が有意に小さいことについては未だ説明されていない。

三陸沖南部海溝寄りについては、1897年のM7.7の地震による平均的なずれの量は、標準的な地震の断層パラメータの関係式(宇津, 2001)から約5.6mと推定される。このずれの量は、年間8cmというプレートの相対運動速度と前回の1793年の地震から104年程度経過していることから期待されるずれの累積値(8.3m)と比較すると、有意に小さい。このことは、この地域のカップリング率が100%より小さいこと(例えば、川崎他, 1998)を考慮するとプレートの相対運動と矛盾しない。

El-Fiky and Kato(1999)は、水準測量、検潮、三角測量の記録を用いて、東北地方の沈み込み帯でのバックスリップ量を求めた(図32-2)。これによると、三陸沖北部と宮城県沖で、強いカップリング状態であり、三陸沖中部付近はカップリングが弱いことを示している。これは、上記のことと整合する。

池田(1995)、池田他(2002)は、東北・北海道の太平洋岸は測地学的時間スケールでの地殻の歪速度が、地質学的時間スケールの歪速度より一桁大きいことを示し、この歪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巨大地震が発生した可能性があることを指摘している。しかし、このような地震については、三陸沖から房総沖において過去に実際に発生していたかどうかを含め未解明の部分が多いため、本報告では評価対象としないこととした。

2-2-5 次の地震について

(1) 三陸沖北部のプレート間大地震

想定される地震の規模については、1968年の地震のマグニチュードがM7.9で過去4回の地震の最大であり、津波の規模から得られている津波マグニチュードがMt8.2であることから、マグニチュードは8.0前後になると判断した。

当該領域において、過去に津波被害を伴った1600年以降の1677年4月、1763年、1856年、1968年の4回の地震について、平均発生間隔を算術平均で求め、97.0年とした。この4回の地震から、BPT分布モデルをあてはめ、ばらつき α を求めると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傾向がある(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, 2001a)も考慮し 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年以内で、0.5~10%、50年以内で40~50%と推定される(表4-1)。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35-1に示す。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)

プレート間のM8クラスの大地震は、三陸沖で1611年、1896年、房総沖で1677年11月に知られている。これら3回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとはいえないが、固有地震としては扱わないこととし、同様の地震が、三陸沖北部海溝寄りから房総沖海溝寄り(図1)にかけてどこでも発生する可能性があると考えた。房総沖の1677年11月の地震については、石橋(1986)は、地震の規模をM6~6.5と推定しており、もう少し陸寄りに発生した地震である可能性を指摘している。しかし、阿部(1999)から、津波地震であることは確実と思われるので、1611年、1896年の地震と同じような地震であるとして扱うこととする。このような大地震の発生頻度は、過去400年間に3回発生していることから、この領域全体では133年に1回の割合で発生すると推定される。ポアソン過程を適用すると、この領域全体では今後30年以内の発生確率は20%程度、今後50年以内の発生確率は30%程度と推定される。

また、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの特定の領域での発生頻度は、断層長(約200km)と海溝寄りの領域全体の長さ(約800km)の比を133年に乗じ、530年に1回程度の発生頻度であると推定した。ポアソン過程を適用すると、特定の領域では今後30年以内の発生確率は6%程度、今後50年以内の発生確率は9%程度と推定される(表4-2)。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)

プレート内の正断層型の大地震は、過去400年に1933年の三陸地震が知られているのみである。他に例がないことから、このタイプの地震についても固有地震としては扱わないこととする。

三陸北部から房総沖の海溝寄りの領域全体において、このような地震の事例は過去400年間にこの1回だけであることから、発生間隔は最低でも400年以上であるとした。

また、三陸沖の海溝外縁の正断層による地震の発生頻度の推定として、Wesnousky(1982)、島崎(1986)に従い、以下のように考えることもできる。

世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントから、このタイプの地震が、どのくらいの頻度で発生しているかを推定することができる。1933年の地震モーメントは 4.3×10^{28} dyne・cm(Kanamori, 1971a)と得られている。20世紀に全世界の海溝沿いに起きたプレート内の正断層地震の地震モーメントの総和を求め、平均モーメント放出率を 2.7×10^{27} dyne・cm/年と計算した。全世界の海溝の長さの総計が約40,000kmであるのに対して、三陸地震の断層の長さが約200kmとされる。世界中のどの海溝においても、1933年三陸地震タイプの地震が発生する確率が等しいと単純に仮定すれば、このタイプの地震のモーメント放出率は、200kmと40,000kmの比から $(200/40000)$ を 2.7×10^{27} dyne・cm/年に乗じ、 1.35×10^{25} dyne・cm/年となる。この放出率の比をとると、 $(4.3 \times 10^{28}) / (1.35 \times 10^{25})$ で3185年となる。これらのことから、断層長約200kmになる特定の場所についての発生間隔は、3000年程度と見ることができる。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの全体の領域では、断層長約200kmと全体の長さ約800kmの比から、750年程度と計算される。

岩潤(2002)は、三陸沖海溝外縁の断層地形から次のような推定をしている。

三陸沖海溝外縁で断層地形が認められるのは海溝軸から約100km付近までであり、プレートの移動速度を年間約10cmとすると、断層が動き始めたのはおよそ100万年前となる。一方、実際の海底地形断面の一つから断層崖の西落ちの比高の総和を求めると2850mとなるが、この比高の総和から海底の伸長による陥没の影響(東落ちの断層崖の比高の総和が陥没量に等しいと仮定)を差し引いて、正断層の地震によると考えられる断層崖の比高の総和を求めると、約2100mとなる。1933年の地震の震源断層モデル

はいくつか求められているが(佐藤, 1989)、それらのモデルによる鉛直変位量は1.7m~5.2mと求まっており、その中央値をとると約3.5mとなる。したがって、正断層の地震による断層崖が1933年タイプの地震のみによって形成されたと仮定すれば、その発生回数は600回程度(2100m/3.5m)となる。これらの地震が100万年の間に発生したので、特定の場所についての発生頻度は1700年程度に1回(100万年/600回)と推定される。三陸北部~房総沖の海溝寄り全体における発生頻度は、断層長約200kmと全体の長さ約800kmの比を考慮して、約430年程度に1回と推定される。

以上をまとめると、三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では、1933年の地震と同様な地震は400~750年に1回程度の頻度で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用すると、この領域全体では、長期的な発生確率は今後30年以内の発生確率は4~7%、今後50年以内の発生確率は6~10%と推定される。

また、この領域のある特定の約200kmの長さを持つ領域では、1600~3000年に1回程度の頻度で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用すると、特定の約200kmの長さを持つ領域では、長期的な発生確率は、今後30年以内の発生確率は1~2%、今後50年以内の発生確率は2~3%と推定される(表4-3)。

(4) (1)~(3)以外の地震

三陸沖北部

三陸沖北部については、固有地震とした1968年十勝沖地震を除いて、M7.1以上の地震が、1923年からの約79年間に7回発生している。現在までの調査研究では、これらの地震は、震源域が同じ場所で繰り返し発生しているかどうかははっきりしているわけではない。これらのことをもとに推定すると、将来の地震もM7.1~M7.6の地震が、約11.3年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えた。したがって、ポアソン過程を適用して計算することにより今後10年以内、20年以内、30年以内の発生確率はそれぞれ60%程度、80%程度、90%程度と推定される(表4-4)。

三陸沖中部

この領域については、長期確率の評価は行わない。

宮城県沖

宮城県沖については、1897年以降で1897年、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年の6回の地震について、1933年、1936年、1937年を1つの活動(規模が最大の1936年を代表とする)としてまとめる。さらに2005年の地震を次の地震と一連の活動として回数に数えないとする。このように考えるすると、計算に用いるのは1897年、1936年、1978年で、平均発生間隔は40.7年、今後30年以内の発生確率は90%程度以上(96%~99%)になる(表4-5)。これは、次の地震で、1978年の地震のアスぺリティ群のうち2005年の地震で破壊されなかったアスぺリティが1度に破壊した場合、その規模はM7.3前後と推定されるを想定している。アスぺリティが別々に破壊した場合、その規模はM7.3もしくはそれ以下と推定される。用いたばらつきは、海溝型地震の平均値0.19(地震調査委員会, 2001a, b)から活断層の地震の平均値0.24(地震調査委員会, 2001a)とした。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35-2に示す。

2005年で最新の一連の活動が完了した場合、平均発生間隔は36.1年、今後30年以内の発生確率は50%程度となる。

現時点では、2005年の地震と一連の地震が発生することを想定しているが、今後非地震性すべり等が観測された場合は2005年で最新の一連の活動が完了したという可能性も高くなる。

連動する地震について述べる。三陸沖南部海溝寄りの地震の地震後経過率が1.0以上となっており、三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖の地震が連動して発生する可能性もあると考えられる。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りについては、1793年に発生した地震のタイプが次の地震であると考え、マグニチュードは7.9程度と推定される。過去に発生した1793年及び1897年の地震をもとに発生間隔を105年程度(104.5年)と推定し、地震後経過時間が111.4年であることからBPT分布をあてはめ発生確率を計算した。この場合、事例が2例だけであり、ばらつき α を決定するだけのデータが無いため、ここでは海溝型の過去の事例の平均値0.19(地震調査委員会, 2001a, b)の算術平均値および陸域の活断層のデータから得られた0.24(地震調査委員会, 2001a)を採用し、 α を0.19~0.24とした。

その結果、長期的な発生確率は今後30年以内で80～90%、今後50年以内で90%程度もしくはそれ以上と推定される(表4-6)。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35-3に示す。

宮城県沖から福島県沖にかけて

石巻市、仙台市、山元町、相馬市における堆積物の地域間対比によると、西暦1500年頃、貞観地震(西暦869年)、西暦430年頃、紀元前390年頃に全地域で共通してみられる巨大津波による堆積物が見つかった(文部科学省 研究開発局他, 2010)。

また、貞観地震の地震動についてと、貞観地震が固有地震として繰り返し発生しているかについては、これらを判断するのに適切なデータが十分でないため不明としたのである。

福島県沖

福島県沖については、過去400年間で1回のみ1938年の地震活動のようにほぼ同時期に複数のM7.4程度の地震が続発した事が知られている。このことから、この領域ではこのような地震の発生間隔は400年以上と考えられる。したがって、長期的な発生確率はポアソン過程を適用することにより、今後10年以内、30年以内、50年以内でそれぞれ2%程度以下、7%程度以下、10%程度以下と推定される(表4-7)。

茨城県沖

茨城県沖については、1923年、1943年、1965年、1982年、2008年の5回の地震について、平均発生間隔を算術平均で求め、21.2年とした。この5回の地震から、BPT分布モデルをあてはめ、ぼらつき α を求めると0.16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傾向がある(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, 2001a)も考慮し α の値は0.16～0.24とした。これらの値を適用して評価を行うと、今後10年以内、20年以内、30年以内の発生確率はそれぞれ0.07%～2%、70%程度、90%程度以上と推定される(表4-8)。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35-4に示す。

房総沖

房総沖のフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2004)で評価した。

(付表) 評価の信頼度の分類条件について

発生領域の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

ランク	分類条件
A	ほぼ領域全体を震源域とする地震が2回以上繰り返し起こっている。今後も同様な震源域で繰り返し地震が発生すると考えられ、発生領域の信頼性は高い。
B	ほぼ領域全体を震源域とする地震が1回発生しており、地震学的知見から地震の繰り返しを想定できる。それ以前にも地震が発生しているが、同様な震源域での繰り返しは必ずしも明確でないか、あるいは、ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しが知られていないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	領域内における地震は知られていないが、地震学的知見から、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの震源域をもつ地震を想定できる(地震空白域)。発生領域内における地震が知られていないため、信頼性はやや低い。

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

B	想定地震と同様な地震が領域内で4回以上発生しており、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震が領域内で1～3回しか発生していないが、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できず、地震データも少ないため、発生領域の信頼性はやや低い。
D	領域内で発生した地震は知られていないが、地震発生のポテンシャルはあると考えられる。地震学的知見が不十分で震源域を特定できず、発生領域の信頼性は低い。

規模の評価の信頼度

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が3回以上発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が比較的多く、規模の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が1、2回発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が多くないため、規模の信頼性は中程度である。
C	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
D	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したが、領域や推定断層長の信頼性も低く、想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

OBPT 分布適用

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が4回以上同定され、繰り返し間隔が3回以上得られており、発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が2、3回で、繰り返し間隔が1、2回得られており、発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は高々1回しか知られておらず、地震学的知見から繰り返し間隔を推定したため、発生確率の値の信頼性はやや低い。

○ポアソン過程適用

D	想定地震と同様な地震は過去に知られておらず、地震学的知見から発生確率を推定した。発生確率の値の信頼性は低い。
---	--

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

○ポアソン過程適用

A	想定地震と同様な地震が領域内で10回以上発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が領域内で5～9回発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は領域内で2～4回と少ないが、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性はやや低い。
D	想定地震と同様な地震は1回以下で、地震回数または地震学的知見をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は低い。

表5-1 三陸沖北部に発生する地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

西暦年月日 (+2)	これまでの研究成果 (+1)					本報告		地震規模 M (主に宇佐美, 1996による)		すべり 量
	地震調査 委員会 (1999)	宇佐美 (1996)	渡辺 (1998)	阿部 (1999) Mt, Hn(m)	宇津 (1999) (+3)	北領域	南領域	北領域	南領域	
1677/ 4/13		7 1/4~1/2 (7 3/4~8) (*5)	7 3/4~8	7.7. 3.5	◎ (7.9)	◎		7 1/4~1/2		
1763/ 1/29	7.4	7.4 (7.9) (*5)	7.6	7.9. 4.5	◎ (7.4)	◎		7.4		
1763/ 3/11	7 1/4	7 1/4	7 1/4		(7.3)	× (余震)		7 1/4		
1763/ 3/15	7	7.0			(7.0)	× (余震)		7.0		
1856/ 8/23	7.5	7.5 (7.8~8.0) (*5)	7.8~8.0	7.6. 3.0	◎ (7.5)	◎		7.5		810cm (*8)
1896/ 6/15	8 1/2	6.8(8.5) (*6)	6.8 (Mt=8.3)	8.2. 16.0	(8.2)		?	8.5 (+2)		1250cm (*8)
1896/ 6/16	7.5						× (余震)	7.5 (+2)		
1896/ 6/16	7.5						× (余震)	7.5 (+2)		
1901/ 8/ 9	7.2	7.2	7.2 (Mt=7.9)		(7.2)		× (規模小)		7.2	
1901/ 8/10		7.4	7.4 (Mt=7.8)		○ (7.4)	○ (*7)		7.4		
1931/ 3/ 9	7.6	7.6	7.6 (Mt=7.2)		○ (7.6)		○		7.6	74cm (*8) 650cm (*12)
1933/ 3/ 3	8.1	8.1	8.1 (Mt=8.2)	8.3. 8.0	(8.1)	× (領域外)		8.1 (領域は南領域のさらに南側)		330cm (*10) 660cm (*8)
1935/10/18			7.1 (Mt=7.3)	6.9(*13)		○		7.1		
1943/ 6/13		7.1	7.1 (Mt=7.5)	7.3(*13)		○		7.1		
1945/ 2/10	7.1	7.1	7.0 (Mt=7.1)		(7.1)	× (規模小)		7.1		37cm (*12)
1960/ 3/21		7.2	7.2 (Mt=7.5)	7.5(*13)	7.2	○		7.2		
1968/ 5/16	7.9	7.9	7.9 (Mt=8.1)	8.2. 4.5	◎ (7.9)	◎		7.9		410cm (*11) 400cm (*9)
1968/ 5/16	7.5	7.5	7.5 (Mt=7.7)		△ (7.5) (*4)	× (余震)		7.5		
1968/ 6/12	7.2	7.2	7.2 (Mt=7.4)			× (領域外・余震)		7.2 (領域は南領域のさらに南側)		
1989/11/ 2		7.1	7.1 (Mt=7.6)		7.1	○		7.1		
1994/12/28	7.5	7.5	7.5 (Mt=7.8)		○ (7.5)		○		7.5	178cm (*12)
1995/ 1/ 7	7.1	7.2			(7.2)		× (余震)		7.1 (+2)	

※表中の「北領域」は北緯 40.5~41.5 度に対応。「南領域」は北緯 40~40.5 度に対応
(凡例)

・「文献における判断」の欄における記号

- ◎：青森県東方沖（三陸沖北部）地震と同定したか、同所に発生した大地震と判断したイベント。
- ◎は約 100 年周期の大地震、○は 40 年周期の M7.5 クラス地震（宇津（1999））
- △：青森県東方沖（三陸沖北部）地震と同定される可能性のあるイベント
- 空欄：判断を示していないか、資料不十分と判断したイベント。
- ・「本報告（案）」の欄の記号
- ◎：三陸沖北部のプレート間地震と同定したイベント（◎は約 100 年周期の大地震、○はひとまわり小さい被害地震）
- ？：三陸沖北部のプレート間地震と同定される可能性のあるイベント
- ×：三陸沖北部のプレート間地震でないと判断したイベント
- 空欄：評価しなかった。

(注)
 (*1) 各欄に記載されている数字はマグニチュード。渡辺(1998)のMtは津波マグニチュード。
 (*2) 地震調査委員会(1999)による。
 (*3) 宇津(1999)は、青森県東方沖（三陸沖北部）において 100 年ごとに巨大地震が発生している(◎)ことに言及し、その他に M7.5 前後の地震が起こり(○)、平均間隔が 40 年程度であるとしている。
 (*4) 1968 年十勝沖地震の最大余震 (M7.5=△) は通常の余震とするには非常に大きく、メカニズムも本震の低角逆断層とは異なり、正断層型であった (Kanamori, 1971b より) としている。
 (*5) 1968 年十勝沖地震と類似しているため下段の規模の地震があった可能性を指摘。
 (*6) 宇津(1982)において、6.8 と 8.5 の双方が示されていたが、それに触れた上で本編では 6.8 を採用している。
 (*7) 1901 年の震源域は南領域の北半分と北領域の南半分であり、1896 年の明治三陸地震とは震源域は重なっていない。
 (*8) 相田(1977)による。
 (*9) Aida(1978)による。
 (*10) Kanamori(1971a)による。
 (*11) Kanamori(1971b)による。
 (*12) 太平洋プレートの沈み込み速度を年 8cm と仮定して、Yamanaka and Kikuchi(2004)の図に当てはめた値。
 (*13) 阿部(1988)による。数字はMt。
 1968 年十勝沖地震については北領域と南領域にアスペリティがありそれぞれ 412cm と 286cm のすべり量となる。

表5-2 三陸沖北部の地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1611年12月2日	<p>[宇佐美1996]: 三陸海岸および北海道東岸。三陸地方で強震。震害は軽く、津波による被害が大きかった。伊達政宗領内で死1,783人。南部・津軽で人馬死3,000余という。宮城県岩沼、刈田郡にも津波が押し寄せ、岩沼辺では家屋残らず流出した。宮古でも一軒残らず波にとられる。津波の波源は昭和8年の三陸地震の波源とほぼ一致する。M=8.1, 144.4° E 39.0° N。</p> <p>[渡辺1998]: 三陸はるか沖。慶長三陸津波。津波の高さ(m)の推定値は、田老21、宮古7~8、山田7~8、小谷島15~20、大槌5~6、船越12、仙台3~4。M=7~8, 144.5° E 39° N。</p> <p>[阿部1999]: 慶長三陸地震。羽鳥(1975b)の資料をもとに、津波が高くデータも豊富な岩手県田老から大槌までの約40kmの範囲で、Hmax(田老)=20m、Hm=7.9m、Mt=8.4が求められる。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 三陸海岸および北海道東岸。津波があり、伊達領で溺死者1,783、南部、津軽で人馬の死3,000以上。M=8.1。</p> <p>[宇津1999]: 三陸沿岸・北海道東岸(津波地震)。M=8.1, 144.0° E 39.0° N。</p>
1677年4月13日	<p>[宇佐美1996]: 陸中。八戸に震害あり。青森・仙台被害なし。大槌・宮古・鉾ヶ崎等で津波被害。M=7 1/4~1/2 (1968年十勝沖地震と似ているためM=7 3/4~8.0であった可能性もあり)。142 1/4° E 41.0° N (1968年十勝沖地震と似ているため、144.0° E 40.0° Nの可能性もあり)。</p> <p>[渡辺1998]: 三陸はるか沖。八戸の史料からこの地震の震度は5。田名部で船舶多数流失の記録など津波被害あり。M=7 3/4~8.0, 144.0° E 40.0° N。</p> <p>[阿部1999]: 延宝十勝沖地震。1968年十勝沖地震の3回前のプレート間地震とされる(羽鳥, 1975)。Hmax(赤前)=6m、Hm=3.5m、Mt=7.7。</p> <p>[宇津1999]: 陸中・陸奥。M=7.9, 142.3° E 40.5° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
1677年11月4日	<p>[宇佐美1996]: 磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波襲来。小名浜・中作・薄磯・四倉・江名・豊間などで家流倒約550、死・不明130余。水戸領内、房総、奥州岩沼領でも津波の被害記録あり。陸に近いM6クラスの地震という説もある。M=8.0, 142.0° E 35.5° N。</p> <p>[渡辺1998]: 房総半島東方沖。延宝房総津波。地震の震度は鈍子、一宮、勝浦および江戸で弱い地震(震度2~3)があった程度。磐城から房総・伊豆半島東岸・伊豆諸島にかけて津波襲来。M=8.0, 142.0° E 35.5° N。</p> <p>[阿部1999]: 延宝房総沖地震。震源の位置ははっきりしないが、津波高の分布から波源は房総沖とみられる(羽鳥, 1975a)。Hmax(新宮)=6.5m、Hm=4.9m、Mt=8.0。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波。水戸領内で溺死者36、家屋全壊189。M=8。</p> <p>[宇津1999]: 磐城・常陸・房総・八丈島(津波地震)。M=8.0, 141.5° E 35.0° N。</p>
1763年1月29日	<p>[宇佐美1996]: 陸奥八戸。11月はじめより地震を発生し、この日大地震。八戸でところどころ破損。小船波で沖に引かれ破船。函館は強く感じ津波あり。M=7.4 (1968年十勝沖地震と似ているためM7.9程度であった可能性もあり)。142 1/4° E 41.0° N (1968年十勝沖地震と似ているため、143.5° E 40 3/4° Nの可能性もあり)。</p> <p>[渡辺1998]: 青森県東方沖。1ヵ月以上前から地震あり。八戸で人家・土蔵の潰壊多い。津波の高さは、八戸と久慈で4~5m。M=7.6, 142 1/4° E 41.0° N。</p> <p>[阿部1999]: 宝暦十勝沖地震。1968年十勝沖地震の2回前のプレート間地震とされる(羽鳥, 1975)。今村(1942)の津波規模階級は1と小さく、1677年十勝沖地震に比べてデータははるかに少ない(羽鳥, 1975)。Hmax(八戸)=5m、Hm=4.5m、Mt=7.9。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 陸奥八戸。津波あり、家屋破損多数、河川の溢水により田畑の多数埋没。M=7.4。</p> <p>[宇津1999]: 陸奥(八戸)。M=7.4, 142.3° E 41.0° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
1763年3月11日	<p>[宇佐美1996]: 陸奥八戸。1月29日の地震以来震動とまらず。この日に強震。流失船あり。M=7 1/4, 142.0° E 41.0° N。</p> <p>[渡辺1998]: 1月29日の地震の最大余震。八戸城内の土手などが崩れ、八戸・久慈で船の流失破損があった。M=7 1/4, 142.0° E 41.0° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 陸奥八戸。建物倒壊。M=7 1/4。</p> <p>[宇津1999]: 八戸。M=7.3, 142.0° E 41.0° N。</p>
1763年3月15日	<p>[宇佐美1996]: 陸奥八戸。湊村は津波に襲われ、家屋人馬の流失多し。M=7.0, 142.0° E 41.0° N。</p>

	<p>[地震調査委員会1999]: 陸奥八戸。八戸地方で津波等により被害。人馬流失多数。M=7。 [宇津1999]: 八戸。M=7.0。142.0° E 41.0° N。</p>
1856年 8月23日	<p>[宇佐美1996]: 日高・胆振・渡島・津軽・南部。震害は少なかったが、八戸城内でところどころ破損等の記録あり。震後津波が三陸および北海道の南岸を襲った。波の高さの最大は函館で3.6~3.9mなど。M=7.5 (津波の様子が1968年十勝沖地震と似ているためM7.8~8.0となる可能性もあり)。142.1/4° E 41.0° N (津波の様子が1968年十勝沖地震と似ているため143.5° E 40.5° Nとなる可能性もあり)。 [渡辺1998]: 三陸はるか沖。この地震前19日頃から数回の地震があった。震度分布と津波の波源域は1968年十勝沖地震津波と類似。震害・津波の記載内容は宇佐美(1996)とほぼ同じ。M=7.8~8.0。143.0° E 40.5° N。 [阿部1999]: 安政十勝沖地震。地震被害と津波の資料から見て、1968年十勝沖地震の1回前のプレート間地震とされる(羽鳥,1973)。Hmax(大槌)=6m、Hm=3.0m、Mt=7.6。 [地震調査委員会1999]: 日高・胆振・渡島・津軽・南部。津波により湊村に被害。家屋浸水多数。八戸藩で死者5、家屋全壊189、同流失33。M=7.5。 [宇津1999]: 三陸地方・松前。M=7.5。142.3° E 41.0° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
1896年 6月15日	<p>[宇佐美1996]: 三陸沖。明治三陸地震津波。震害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に来襲。M=6.8 (又は8 1/2。いずれも宇津,1982から引用)。144° E 39 1/2° N。 [渡辺1998]: 明治三陸津波。震度は小さく、地震による被害はなかったが、津波は非常に大きく、いわゆる津波地震あるいは低周波地震である。M=6.8。Ms=7.2。Mt0=(8.3)。144° E 39.5° N。 [阿部1999]: Hmax(三陸町綾里)=38.2m、Hm=16.0m、Mt=8.2。 [地震調査委員会1999]: 明治三陸地震。逆断層型のプレート間地震。死者26360名。津波の高さは岩手県三陸町綾里で38.2m(明治以降に日本付近で記録された津波の高さの最大)。地震動はあまり大きくなく最大でも震度4程度であったとされているが、津波の高さは非常に高く、通常の地震より断層がゆっくりとずれる津波地震であったと考えられている。M=8 1/2。 [宇津1999]: 岩手県沖[三陸沖]津波地震。M=8.2。144.0° E 39.5° N。</p>
1896年 6月16日	<p>[宇佐美1996]: 余震29回(青森)。但し規模についての記載はなし。 [地震調査委員会1999]: M7.5の最大余震(2回)が発生。</p>
1901年 8月9日	<p>[宇佐美1996]: 青森県東方沖。青森県三戸郡で被害が最大。宮古近海で9日夜高さ60cmくらいの小津波が襲来。その他、鮎川では9日に全振幅46cm、10日には全振幅50cmの津波があった等の記録あり(被害は9日と10日の地震を一括して記述)。M=7.2。142.5° E 40.5° N。 [渡辺1998]: 青森県東方沖。青森県三戸郡で被害が最も大きい。津波は9日夜に宮古で高さ約0.6mがあったが、10日にはなかった。10日は鮎川の検潮記録に50cmの津波最大全振幅の記録あり。M=7.2。Mt0=(7.9)。142.5° E 40.5° N。 [宇津1999]: 青森県東方沖。M7.2。142.5° E 40.5° N。</p>
1901年 8月10日	<p>[宇佐美1996]: 被害は9日の地震と一括して記述。M=7.4。142.3° E 40.6° N。 [渡辺1998]: 青森県東方沖。被害は9日の地震と一括して記述。M=7.4。Mt0=(7.8)。142.3° E 40.6° N。 [地震調査委員会1999]: 八戸地方。八戸から青森にかけて津波を含めて被害。死傷者18、住家全壊8。M=7.2(7.4)。 [宇津1999]: 青森県東方沖。M7.4。142.3° E 40.6° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。</p>
1931年 3月 9日	<p>[宇佐美1996]: 青森県南東方沖。八戸市で壁の剥落等。函館や青森でも被害あり。八戸で津波の全振幅39cm。M=7.6。142.5° E 41.2° N。 [渡辺1998]: 青森県東方沖。八戸市で壁の剥落等。函館や青森でも被害あり。八戸で津波の全振幅39cm。M=7.6。Mt0=7.2。142.5° E 41.2° N。 [宇津1999]: 青森県東方沖。M=7.6。142.50° E 41.20° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。</p>
1933年 3月 3日	<p>[宇佐美1996]: 三陸地震津波。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・堤防の決壊があった程度。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。M=8.1。144.52° E 39.23° N。 [渡辺1998]: 昭和三陸津波。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・堤防の決壊が</p>

	<p>あった程度。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、大きな災害をもたらした。M=8.1, Mt₀=8.2, 144° 31' E 39° 14' N。</p> <p>[阿部1999]: Hmax=28.7m, Hm=8.0m, Mt=8.3。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 三陸地震。大津波により被害。太平洋プレート内で発生した正断層型の地震。死者3064名。津波の高さの最大は三陸町綾里で23.0m。太平洋沿岸地域を中心に震度5を観測し、壁の亀裂、崖崩れなどの被害を生じた。M=8.1。</p> <p>[宇津1999]: 岩手県沖[三陸沖地震]。M=8.1, 144.52° E 39.23° N。</p>
1935年10月18日	<p>[渡辺1998]: 三陸はるか沖。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で20cm, M=7.1, Mt₀=(7.3), 144° 21' E 40° 45' N。</p> <p>[阿部1988]: 青森県東方沖, Mt=6.9, Mj=7.1。</p>
1943年 6月13日	<p>[宇佐美1996]: 八戸東方沖。八戸で最大全振幅60cmの津波があった。M=7.1, 143.35° E 41.25° N。</p> <p>[渡辺1998]: 十勝沖。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で60cm、宮古で13cmであった。M=7.1, Mt₀=(7.5), 143° 21' E 41° 15' N。</p> <p>[阿部1988]: 青森県東方沖, Mt=7.3, Mj=7.1。</p>
1945年 2月10日	<p>[宇佐美1996]: 八戸北東沖。八戸、小中野・三田町方面で微小被害。八戸で津波全振幅35cm, M=7.1, 142° 07' E 41.00° N。</p> <p>[渡辺1998]: 青森県東方沖。八戸で震度5を記録し、微小被害。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で35cmであった。M=7.1, Mt₀=(7.0), 142.04° E 41.00° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 青森県東方沖。死者2。家屋倒壊2。M=7.1。</p> <p>[宇津1999]: 青森県東方沖, M=7.1, 142.07° E 41.00° N。</p>
1960年 3月21日	<p>[宇佐美1996]: 三陸沖。本震により青森・岩手・山形の各県にわずかな被害と地変を生じた。津波を生じ、三陸海岸で波の高さ50～60cmで被害なし。M=7.2, 143.43° E 39.83° N。</p> <p>[渡辺1998]: 三陸はるか沖。八戸市で水道管破裂2ヶ所、八戸駅陸橋の橋脚部欠損、岩手県二戸郡安代町で崖崩れなど。津波の高さ(cm)は、田老50、釜石市両石60など。M=7.2, Mt₀=7.5, 143° 26' E 39° 50' N。</p> <p>[阿部1988]: 岩手県沖, Mt=7.5, Mj=7.2。</p> <p>[宇津1999]: 岩手県沖, M=7.2, 143.43° E 39.83° N。</p>
1968年 5月16日	<p>[宇佐美1996]: 1968年十勝沖地震。被害は北海道・青森・岩手を主とし南は埼玉にまで及んでいる。この地震によりかなりの津波が生じ、太平洋沿岸の各地を襲った。波の一番高かったのは八戸の北等で、平均潮位上約5mに達した。M=7.9, 143° 35' E 40° 44' N。</p> <p>[渡辺1998]: 1968年十勝沖地震。青森県東部と北海道西南部で震度5を観測。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。津波は、八戸の北等で4m以上の高さ。M=7.9, Mt₀=8.1, 143° 35' E 40° 44' N。</p> <p>[阿部1999]: Hmax=6.8m, Hm=4.5m, Mt=8.2。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 1968年十勝沖地震。青森県東方沖の広い範囲を震源域として発生したプレート間地震。東北地方の北部や北海道南部を中心に広い範囲で強い地震動を生じ、東北地方では青森市、八戸市で震度5を観測。津波も発生し、高さは最大6mぐらいの高さに達した場所もあった。</p> <p>[宇津1999]: 青森県東方沖[十勝沖地震]。M=7.9, 143.58° E 40.73° N。100年ごとに繰り返す地震の一つ。</p>
1968年 5月16日 (余震)	<p>[宇佐美1996]: 同日のM7.9の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.5, 142° 51' E 41° 25' N。</p> <p>[渡辺1998]: 1968年十勝沖地震の最大余震。浦河と広尾で震度5。津波の最大全振幅は広尾で115cm等。M=7.5, Mt₀=7.7, 142° 51' E 41° 25' N。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 余震。北海道南部の浦河町、広尾町で震度5を観測。M=7.5。</p> <p>[宇津1999]: 青森県東方沖, M=7.5, 142.85° E 41.42° N。通常の余震とするには非常に大きく、メカニズムも本震の低角逆断層に対して正断層型と異なる(Kanamori, 1971bを引用)。</p>
1968年 6月12日	<p>[宇佐美1996]: 5月16日の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.2, 143.08° E 39.25° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]: 東北北部から北海道南部にかけての広い範囲で震度4を観測。M=7.2。</p> <p>[渡辺1998]: 1968年十勝沖地震の余震。最大震度は八戸など東北の北部を中心とした範囲で4を記録。検潮</p>

	記録による津波の最大全振幅は島ノ越が最大(156cm)である。M=7.2。Mt ₀ =7.4。143° 08′ E 39° 25′ N。
1989年11月 2日	[宇佐美1996]：三陸はるか沖。北海道・三陸海岸で高さ約50cm未満の津波が観測された。三沢漁港で壁面の一部落下があった。M=7.1。143° 03.4′ E 39° 51.3′ N。 [渡辺1998]：三陸はるか沖。検潮記録による津波の最大全振幅 (cm) は、久慈105、宮古92、浦河63、八戸60、日立津66など。M=7.1。Mt ₀ =7.6。143° 03′ E 39° 51′ N。 [宇津1999]：岩手県沖。M=7.1。143.06° E 39.85° N。
1994年12月28日	[宇佐美1996]：平成6年(1994年) 三陸はるか沖地震。八戸で死傷者が出る被害。小津波が沿岸各地を襲った。M=7.5。143° 44.9′ E 40° 25.6′ N。 [渡辺1998]：平成6年(1994年) 三陸はるか沖地震。八戸で震度6など、北海道から中部地方の広い範囲で有感。死傷者をはじめ、被害のほとんどが青森県であった。津波による災害はなく、地震によるものである。津波の検潮記録による最大全振幅は久慈で170cmなどであった。M=7.5。Mt ₀ =7.8。143° 43′ E 40° 27′ N。 [地震調査委員会1999]：三陸はるか沖地震。プレート間地震。青森県八戸市付近を中心に強い地震動が生じ、八戸市では震度6を観測。検潮所で観測された津波の高さは岩手県の宮古市の55cmが最大で、津波による大きな被害はなかった。建物の倒壊などの被害が生じ死者3名。M=7.5。 [宇津1999]：八戸東方沖[三陸はるか沖地震]。M=7.5。143.75° E 40.43° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。
1995年 1月 7日	[宇佐美1996]：前年12月28日の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.2。142° 18.6′ E 40° 13.2′ N。 [地震調査委員会1999]：昨年12月28日に発生した三陸はるか沖地震の最大余震。八戸市で震度5を観測し、負傷者や家屋倒壊などの被害が生じた。M=7.1。 [宇津1999]：八戸東方沖(余震)。M=7.2。142.31° E 40.22° N。

表5-3 宮城県沖地震の判別に関する調査研究と本報告の評価

文献 発成年月日	宇佐美 (2003)	地震本部 (1999)	羽島 (1975b, 1987a)	茅野 (2001)	宇津 (1999)	松浦他 (2006)	本報告	M ^{*1}	津波 ^{*2}
1611/12/ 2	×		OFF	OFF	×			8.1	有
1616/ 9/ 9	△	○		△	△			7.0	?/有
1646/ 6/ 9	IN	○		IN	IN			6.6	
1678/10/ 2	×	○		ID	ID			7.5	
1717/ 5/13	○			○	○	◎		7.4	有
1731/10/ 7	IN			IN	IN			6.9	
1736/ 4/30	△	○		IN	△			6.0	
1770/ 5/27	—	△		—	×			7.4	
1793/ 2/17	×/OFF	△	OFF	OFF	OFF	OFF		8.2/7.9	有
1835/ 7/20	○	○	○	○	○	○		7.0	?
1855/ 9/13	△			△	△			7.3	
1861/10/21	IN	○	○	△	△	IN		7.3/6.4	無/?
1897/ 2/20		○	○		○	◎	◎	7.4	有
1897/ 8/5			OFF		OFF	OFF	×OFF	7.7	有
1898/ 4/23			稍小		稍小		×陸寄り	7.2	有
1915/11/ 1			Mid		Mid	Mid	×	7.5	有
1933/ 6/19					△		○	7.1	有
1936/11/3		○	○		○	○	○	7.4	有
1937/ 7/27							○	7.1	無
1978/ 6/12		○	○		○	◎	◎	7.4	有
2005/ 8/16						○	○	7.2	有

(凡例)

・文献の欄の記号

- ◎：宮城県沖地震の最大級と同定(1978型)
- ：宮城県沖地震の一つと同定
- △：宮城県沖地震の可能性あり
- ×
- ×：宮城県沖地震ではないと判断
- ：資料不十分

以下は×と同じだが、補足の説明

- OFF：三陸南部の日本海溝寄りに発生した地震と判断
- Mid：宮城県沖と日本海溝寄りとの間に発生した地震と判断
- IN：内陸に発生した地震と判断
- ID：やや深発
- 空欄：判断を示していないか検討対象外

・本報告の欄の記号

- ◎：宮城県沖地震のうち1978型と同定した地震
- ：宮城県沖地震のうち一部破壊型と同定した地震
- ×
- ×：宮城県沖地震には当たらないと判断した地震

・津波の欄の記号

- 有：津波が観測された地震
- ？：津波があった可能性がある、もしくは津波の存在を示す資料が否定された地震
- 無：津波が観測されなかった地震

*1 Mの欄は〔宇津 1999〕の表に記載されたMを示した。

宇津は、「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)の書物(〔宇佐美 2003〕の旧版)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、宇津は、「1885～1980年の震源とマグニチュードは宇津の表による。1981年以降は気象庁資料による。」としている。但し、1861年10月21日の地震については宇佐美と震源が異なる見解を採用したので、茅野(2001)に依ってM7.3としてあるので、右側に宇佐美のMを掲げた。1793年2月17日の地震は、右側に震源が三陸南部の日本海溝寄りである場合の宇佐美のMを掲げた。宇津がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震に関しては、気象庁による改訂M値(2003年9月25日)を採用したため1936年は文献中の7.5ではなく7.4とした。

*2 津波の欄は、〔宇佐美 2003〕の記述を記入。〔茅野 2001〕と〔宇津 1999〕と異なる見解がある場合には左側に異論を記入した。

表5-4 宮城県沖地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1611年12月2日	<p>[茅野 2001] : 震害は軽かったが津波被害が大きかった。日本海溝寄り。</p> <p>[羽鳥 1975b] : 岩手県から宮城県沿岸で4~20mの津波。波源域は日本海溝寄り。</p> <p>[宇佐美 2003] : 三陸地方で強震だが震動被害は未発見。北海道東部~福島県まで津波被害。</p> <p>[宇津 1999] : 津波あり。日本海溝寄り。M_s 1。</p>
1616年9月9日	<p>[茅野 2001] : 仙台城破損。津波史料有。江戸で有感。M7.0。宮城県沖の一つ。</p> <p>[宇佐美 2003] : 仙台城に被害。津波?江戸で有感?震央不明だが宮城県沖に仮置き。M7.0。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つ。津波があったかもしれない。M7.0。</p>
1646年6月9日	<p>[茅野 2001] : 仙台城・白石城・会津・日光で被害。</p> <p>[宇佐美 2003] : 仙台・白石・会津等で被害。仙台平野でM6.5-6.7。</p> <p>[宇津 1999] : 内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M6.6。</p>
1678年10月2日	<p>[茅野 2001] : 東北広域で被害。やや深発か。</p> <p>[宇佐美 2003] : 花巻等で被害。岩手沖でM7.5。</p> <p>[宇津 1999] : やや深発か。</p>
1717年5月13日	<p>[茅野 2001] : 津波による人畜の被害はなかった。宮城県沖M7.5。</p> <p>[宇佐美 2003] : 仙台・花巻で被害。角館・日光・江戸等の揺れから宮城県沖M7.5。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.5。</p> <p>[松浦他 2006] : 1978年と類似。宮城県沖の最大級。仙台と花巻の被害が特徴的。M7.4~7.5</p>
1731年10月7日	<p>[茅野 2001] : 福島市内の液状化跡の原因か。1961年白石地震同様材木岩が崩れた。内陸M6.5。</p> <p>[宇佐美 2003] : 岩城付近の内陸地震M6.5。</p> <p>[宇津 1999] : 内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M6.5。</p>
1736年4月30日	<p>[茅野 2001] : 仙台内陸。M6.0。</p> <p>[宇佐美 2003] : 仙台城で破損。地震数十回から仙台平野でM6.0。宮城県沖か?</p> <p>[宇津 1999] : 内陸地震の可能性。M6.0。</p>
1770年5月27日	<p>[茅野 2001] : 詳細不明。</p> <p>[宇佐美 2003] : 盛岡で破損。史料少なく地震の存在も不明。</p> <p>[宇津 1999] : 内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M7.4。</p>
1793年2月17日	<p>[相田 1977] : 日本海溝寄りで1897/8よりやや陸寄り。1897よりやや大きくMw7.8。</p> <p>[地本 1999] : 沖合の地震。この系列に含まれるかどうか疑問がある。</p> <p>[羽鳥 1975b] : 岩手県から宮城県の沿岸で2~5mの津波。1897年8月の震度分布と似ている。波源域は日本海溝寄りで、1897年8月と大体同じかやや北寄り。</p> <p>[羽鳥 1987a] : 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。主に、岩手県中部から福島県沿岸まで津波があり、高さは2~5m。波源域は1897年8月のものを含むかたちで日本海溝付近にあった。震度分布の拡がりからM7.8。</p> <p>[茅野 2001] : 宮城県の日本海溝寄りの巨大地震。M_s 2。</p> <p>[宇佐美 2003] : 日本海溝寄りで津波被害は三陸から陸前まで大きい。明治三陸地震に類似とすればM_s 0~8.4。1897/8に類似とすればM7.9。</p> <p>[宇津 1999] : 津波あり。日本海溝寄り及び宮城県沖地震の領域の両地域で活動。M_s 2。</p> <p>[松浦他 2006] : 日本海溝寄りの三陸南部の地震。振動被害から1897/8よりやや陸寄り。M7.8~8.0</p>
1835年7月20日	<p>[羽鳥 1975b] : 宮城県内震度5以上。岩手県南部から宮城県にかけて2~6mの津波があり、宮城県野蒜(のびる)で被害多。波源域は陸寄り。</p> <p>[茅野 2001] : 津波は誤認。宮城県沖でM7.2。</p> <p>[宇佐美 2003] : 宮城県沖地震。仙台城破損。岩手県藤沢から仙台まで震度V。M7.0。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.0。</p> <p>[松浦他 2006] : 1936年、2003年と類似。1978年よりやや南よりで小さい。相馬等の被害が特徴。M6.9~7.1</p>
1855年9月13日	<p>[茅野 2001] : 宮城県沖でM7.3。</p> <p>[宇佐美 2003] : 仙台城被害。宮城県沖としてM7.25~7.5。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つの可能性もあるが、明らかでない。津波の記録なし。M7.3。</p>
1861年10月21日	<p>[羽鳥 1975b] : 宮城県内震度5以上。岩手県南部(綾里(りょうり))から宮城県野蒜にかけて2~4mの津波あり。波源域は陸寄りで、1835年7月よりも北。</p>

	<p>[茅野 2001]: 宮城県沖として M7.3。内陸なら M6.4。綾里の津波は年月日不明。</p> <p>[宇佐美 2003]: 北上川低地に被害集中。津波の史料は不採用。宮城県北部で M6.4。</p> <p>[宇津 1999]: 津波があったかもしれない。また、内陸地震の可能性。M7.3。</p> <p>[松浦他 2006]: 内陸 M6.5 程度。綾里の津波は気象災害の誤認。野蒜の海嘯を採択して宮城県北部より南の沿岸部あるいは湾内が震源域。</p>
1897 年 2 月 20 日	<p>[羽島 1975b]: 津波あり(鮎川記録)。雄勝(おがつ)に地震後 10 分で津波。岩手県南部から福島県にかけて震度 5 以上。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇佐美 2003]: 宮城県沖地震の一つと判断。</p> <p>[宇津 1999]: 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.4。</p> <p>[松浦他 2006]: 1978 年や 1717 年と類似。仙台と花巻の被害が特徴的。</p>
1897 年 8 月 5 日	<p>[相田 1977]: 日本海溝寄りで Mw7.8。</p> <p>[羽島 1975b]: 震度 4 以下。津波あり。波源域は日本海溝寄り。M7.7。</p> <p>[宇津 1999]: 津波あり。日本海溝寄り。M7.7。</p>
1898 年 4 月 23 日	<p>[羽島 1975b]: 石巻付近に軽い被害。岩手県南部から宮城県南部にかけて震度 5。地震後 8 分で鮎川で津波記録。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇津 1999]: 津波あり。M7.2。</p>
1915 年 11 月 1 日	<p>[宇津 1999]: 日本海溝寄り又は日本海溝寄りの領域と宮城県沖地震の領域との境界付近。他の日本海溝寄りの活動より規模が小さいので宮城県沖地震の活動にも日本海溝寄りの活動にも含めない。津波あり。M7.5。</p>
1933 年 6 月 19 日	<p>[宇津 1999]: 津波あり。M7.1。</p> <p>[Umino et al. 2006]: 余震再解析からやや沖よりの地震。</p> <p>[Kanamori et al. 2006]: 表面波から宮城県沖より浅い沖よりの地震。</p>
1936 年 11 月 3 日	<p>[羽島 1975b]: 岩手県南部から福島県にかけて震度 5。津波あり。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇津 1999]: 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.5。</p> <p>[松浦他 2006]: 1835 年、2003 年と類似。1978 年よりやや南よりで小さい。福島県の被害が特徴。</p> <p>[Umino et al. 2006]: 1978 年の北側部分以外が破壊した宮城県沖地震。</p> <p>[Kanamori et al. 2006]: 2005 年とほぼ同じ地震。</p>
1937 年 2 月 27 日	<p>[宇佐美 2003]: 石巻で小被害。</p> <p>[Yamanaka & Kikuchi. 2004]: 1936 年の地震の北にあるアスペリティが破壊。</p> <p>[Kanamori et al. 2006]: 1936, 1978, 2005 年の地震より深部のスラブ内地震である可能性が高い。</p> <p>[Umino et al. 2006]: 1937 年に破壊されたアスペリティ群の内、最も西側の一番深いアスペリティが破壊されて生じた。40km よりも深いプレート境界型地震。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010]: 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考えられる。</p>
1978 年 6 月 12 日	<p>[気象庁 1983]: 震度 5 (現在の震度階級において、震度 5 弱または 5 強に相当) 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。また、検潮所で観測された津波の最大波高の最も大きな地点は、仙台新港の 49cm であった。</p> <p>[Umino et al. 2006]: M7 程度の地震に相当する 3 個程度のアスペリティの複合破壊。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010]: 少なくとも 3 つのアスペリティを破壊した。</p>
2005 年 8 月 16 日	<p>[地震調査委員会 2005]: M7.2 の地震 (最大震度 6 弱) が発生し、東北地方の太平洋沿岸で微弱な津波を観測した。想定している宮城県沖地震 (1978 型) の震源域の一部が破壊したものと考えられる。</p> <p>[柳沼他 2007]: 1978 年に破壊されたアスペリティ群の南東部分を破壊した地震。</p> <p>[Wu, et al. 2008]: 1978 年に破壊されたアスペリティの内、南側を破壊した地震。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010]: 1978 年の地震のアスペリティのうち南部のアスペリティのみを破壊し、北部のアスペリティは破壊を免れた。</p>

表 5-5 茨城県沖で発生する地震の系列の同定に関する文献等での評価結果

西暦年月日	これまでの研究成果 (*1)					本報告	最大すべり量	
	気象庁	大竹・笠原 (1983)	宇佐美 (2003)	宇津 (1982)	宇津 (1999)			阿部 (1988)
1896/1/9		7 1/2	7.3		7.3	7.3	○	
1923/6/2 (2時24分)	7.1 (*2)	7.3		7.3		7.4	○	
1923/6/2 (5時15分)	7.1 (*2)	7.1		7.1			◎	
1924/8/15	7.2 (*2)	7.1		7.1			○	
1935/7/19	6.9			6.9		6.6	×	
1938/5/23	7.0		7.0	7.0		7.5	×	5.7 m (*3)
1943/4/11	6.7	6.7					◎	
1961/1/16	6.8			6.8		7.2	○	
1965/9/18	6.7			6.7			◎	
1982/7/23	7.0	7.0				7.0	◎	75cm (*4)
2008/5/8	7.0					6.9 (*6)	◎	1.7 m (*5)

(凡例)

・「本報告」の欄の記号

- ◎ : 茨城県沖の評価領域において時空間的にまとまって繰り返し発生する一連の地震の代表として地震発生間隔等の算出に用いたイベント
- : 茨城県沖の評価領域で発生する一連の地震だが、地震発生間隔等の算出には用いなかったイベント
- ×

(注)

- (*1) 各欄に記載されている数字はマグニチュード。ただし、阿部(1988)は津波マグニチュード。
- (*2) 気象庁地震予知情報課 (2007)による
- (*3) 室谷他 (2004)による
- (*4) Mochizuki et al. (2008)による
- (*5) 名古屋大学 (2008)による
- (*6) 阿部 (2008 私情)による

表5-6 茨城県沖の地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1896年 1月 9日	<p>[大竹・笠原1983] : M=7 1/2, 141° E 36 1/2° N。 [宇佐美2003] : 水戸付近から久慈・那珂両川の沿岸地方で家屋・土蔵の小破あり。また猪苗代湖でも小被害があった。弱い津波あり(周期8分)。M=7.3, 141° E 36 1/2° N。 [宇津1999] : 茨城県沖。死傷者は無く、壁や地面に亀裂などが生じる程度の微少被害。津波の記録はあるが、被害無し。M=7.3, 141° E 36.5° N。深さ100km未満。</p>
1923年 6月 2日	<p>(02時24分) [宇津1982] : 茨城県沖。M=7.3, 142° E 35.9° N。 [気象庁2007] : M=7.1 (05時15分) [宇津1982] : 茨城県沖。M=7.1, 142° E 36° N。 [気象庁2007] : M=7.1</p>
1924年 8月15日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=7.1, 141.6° E 36.2° N。
1935年 7月19日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.9, 141.38° E 36.63° N。
1938年 5月23日	<p>[宇佐美2003] : 被害は小名浜付近の沿岸と、内陸の福島・郡山・白河・会津若松付近にあった。とくに郡山・須賀川・猪苗代の付近で強く、煉瓦煙突の折損、墜落、壁や道路の亀裂があった。小名浜でも同様の小被害があり、小屋崩れもあった。小名浜に震後22分で小津波(全振幅83cm)が押し寄せた。M=7.0, 141° 35' E 36° 39' N。 [宇津1982] : 茨城県沖。M=7.0, 141.58° E 36.65° N。家屋の破損、道路の損壊などが生じる程度の小被害。 [宇津1999] : 茨城県沖。死傷者は無く、壁や地面に亀裂などが生じる程度の微少被害。津波の記録はあるが、被害無し。M=7.0, 141.58° E 36.65° N。</p>
1943年 4月11日	[大竹・笠原1983] : M=6.7, 141.45° E 36.35° N。
1961年 1月16日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.8, 142.27° E 36.03° N。
1965年 9月18日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.7, 141.47° E 36.32° N。深さ40km。
1982年 7月23日	[大竹・笠原1983] : M=7.0, 142.20° E 36.36° N。
2008年 5月 8日	<p>(気象庁一元化震源) M=7.0, 141° 36.4' E 36° 13.6' N。深さ51km。 [消防庁2008] : 軽傷6名、住家被害なし。</p>

引用文献 (アルファベット順)

- Abe, Ka. (1977): Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, 41, 269-289.
- Abe, Ka. (1981): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- 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, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 63, 289-303.
- 阿部勝征 (1999): 遡上高を用いた津波マグニチュード M_t の決定 - 歴史津波への応用 -, *地震* 2, 52, 369-377.
- Abe, Ku. (1978): A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *J. Phys. Earth*, 26, 381-396.
- 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* 2, 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.
- Ben-Menahem, A. (1977): Renormalization of the Magnitude scale, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15, 315-340.
- 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.
- 茅野一郎 (2001): 日本の主な地震表第一部, *地震の事典 [第二版]*, 朝倉書店, 572-603.
- 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.
- 中央気象臺 (1902): 「明治31年中央気象臺年報」第二編, 戊ノ部, 地震報告.
- El-Fiky, G. S. and T. Kato (1999): Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion, *J. Geophys. R.*, 104, B9, 20361-20377.
- 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.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1975): Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 10, 355-368.
- 長谷川昭・山中佳子・谷岡勇市郎・今村文彦・海野徳仁・日野亮太・金沢敏彦・金田義行・三浦哲・藤本博巳・松澤暢・中原恒・源栄正人・額竈一起・古村孝志 (2006): 2005年8月16日に発生した宮城県沖の地震に関する調査研究, 138.
- 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* 2, 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* 2, 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)宮城県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* 2, 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.
- 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, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 37-52.
- 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, *J. Geophys. Res.*, 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,

Nat. Disas. Sci., 6(2), 1-26.

- 池田安隆 (1995): 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・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.
- 今村明恒 (1942): 日本津浪史, 海洋の科学, 小山書店, 2, 74-80.
- 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.
- Ishida, M. (1992): Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, J. Geophys. Res., 97, B1, 489-513.
- 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2, 54, 507-520.
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一 (1999): GPSデータのインヴァ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.
- 岩瀧洋 (2002): 海洋プレート上の正断層による地震(1933年三陸沖型)の発生頻度の推定, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会講演予稿集, S046-001.
- 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 (2001a): 『長期的な地震発生確率の評価手法について』, 46pp.
- 地震調査委員会 (2001b): 『南海トラフの地震の長期評価について』, 52pp.
- 地震調査委員会 (2002): 『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について』, 62pp.
- 地震調査委員会 (2004): 『相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について』, 58pp.
- 地震調査委員会 (2005): 2005年8月16日宮城県沖の地震の評価,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2005.htm#a20050816
- 垣見俊弘 (1989): 固有地震雑考, 活断層研究, 7, 1-4.
- Kanamori, H. (1971a): Seismological evidence for a lithospheric normal faulting - the Sanriku earthquake of 1933, Phys. Earth Planet. Inter., 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, Phys. Earth Planet. Inter., 6, 346-359.
- Kanamori, H., M. Miyazaki, J. Mori (2006): Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms, Earth Planets Space, 58, 1533-1541.
- 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, J. Phys. Earth, 22, 223-236.
- 川崎一朗・浅井康広・田村良明 (1998): 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング - 中・長期予測の基礎 -, 地震2, 50.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1985): Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes - The Tokachi-Oki earthquakes of 1968, Phys. Earth Planet. Inter., 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.
- 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.
- 気象庁地震予知情報課 (2007): 1965年以前の地震カタログの改訂と1923年前半の地震カタログの作成, 地震予知連絡会会報, 78, 5-9.
- 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, Proceedings of the 4th International Conference on Hydro-Science and -Engineering, Seoul, Korea, September 26-29, 2000, PAP96, 1-10.
- 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, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 63-89.
- 松浦律子・唐鎌郁夫・中村操 (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.
- 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.
- 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.
- Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa (2006) : Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 58, 1567-1572.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounds and Repeating M~7 Earthquakes, *Science*, 321, 1194-1197.
- 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
- 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, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1529-1544.
- 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.
- 室谷智子・菊地正幸・山中佳子・島崎邦彦 (2004) : 1938 年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程(2), 日本地震学会 2004 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*, 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.
- 行谷佑一・佐竹健治・山本 滋 (2010) : 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.
- Nishenko, S. P. and R. Buland (1987) : A Generic Recurrence Interval Distribution for Earthquake Forecasting, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1382-1399.
- 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.
- 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.
- Noguchi, S. (2002) : Earthquake Clusters in the Kanto and Tokai Subduction Zones : Implications for Modes of Plate Consumption, *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 451-467.
- 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.
- Ogata, Y. (1999) : Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 104, 17995-18014.
- 大竹政和・笠原敬司 (1983) : 茨城県沖地震に見られるペア地震現象, *地震*, 36, 643-653.
- Paterson, E. T. and T. Seno (1984) : Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 10233-10248.
- 佐藤良輔編著 (1989) : 『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』, 鹿島出版会, 390pp.
- Schwartz, D.P. and K.J. Coppersmith (1984) : Fault behavior and characteristic earthquake: examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones, *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 5681-5698.
- Schwartz, D.P. and K.J. Coppersmith (1986) : Seismic hazards: new trends in analysis using geologic data in Active Tectonics, National Academy Press, pp. 215-230.

- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi (1980) : Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 39-61.
- Seno, T. and T. Takano (1989) : Seismotectonics at the Trench-Trench-Trench Triple Junction off Central Honshu, *PAGEOPH* 129, 27-40.
- Seno, T., T. Sakurai and S. Stein (1996) : Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, No. B5, 11305-11315.
- 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.
- 瀬野徹三 (1993) : 日本近海のプレート運動と地震, *科学*, 63, pp. 711-719.
- 瀬野徹三 (1995) : 『プレートテクトニクスの基礎』, 朝倉書店, 190pp.
- 瀬野徹三・森山哲二・高野貴史 (1986) : 海溝三重点付近のサイスマテクトニクス, *月刊地球*, 8, 265-270.
- 島崎邦彦 (1986) : 「太平洋岸の地震危険度 (I)」『地震災害予測の研究』地震災害予測研究会, 昭和59年度報告, 損害保険料率算定会.
- 消防庁 (2008) : 茨城県沖を震源とする地震 (確定報), 消防庁ホームページ.
- 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.
- Tanioka, Y., and K. Satake (1996) : Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1549-1552.
- 谷岡勇市郎・長谷川洋平 (2005) : 津波波形を用いた 1936 年宮城県沖地震の震源過程の再解析, *日本地震学会秋季大会*, 128.
- 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・土田和江 (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.
- 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 interplate coupling, *J. Geophys. Res.* 107, ESE-11 1-15.
- Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa (1995) : sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 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』, 東京大学出版会, 434pp.
- 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.
- Utsu, T. (1984) : Estimation of Parameters for Recurrence Models of Earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo* 59, 53-66.
- 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.
- 宇津徳治 (1985) : 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 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 (2001) : 『地震学 (第 3 版)』, 共立出版, 279.
- 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.
- 渡辺偉夫 (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.
- 渡辺偉夫 (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.
- Wesnowsky, S. G. (1982) : Crustal deformation and earthquake risk in Japan, Ph. D. thesis, Columbia University, 235pp.

- 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, 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", *J. Geophys. Res.*, 114, B04302, doi:10.1029/2009JB006419.
- Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa (2006) : Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms, *Earth Planets Space*, 58, 1549-1554.
- 柳沼直・岡田知己・長谷川昭・加藤研一・武村雅之・八木勇治 (2007) : 近地・遠地地震波形インバージョンによる 2005 年宮城県沖の地震 (M7.2) の地震時すべり量分布—1978 年宮城県沖地震 (M7.4) との関係—. *地震*, 60, 43-53.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683
- Yamamoto, Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, and G. Aoki (2006) : Three dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi Oki earthquake, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 33, L10308 doi:10.1029/2005GL025619

参考文献 (アルファベット順)

- Akaike, H. (1974) : A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Control*, AC-19, 667-674.
- 石垣祐三 (2007) : 明治・大正時代の震度観測について—震度データベースの遡及—, *験震時報*, 70, 29-49.
- 気象庁 (1996) : 「震度を知る—基礎知識とその活用—」. ぎょうせい, 238pp.
- Minoura, K. and S. Nakaya, (1991) : Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *J. Geology*, 99, 265-287.
- Minoura, K., S. Nakaya and M. Uchida. (1994) : Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast northeast Japan, *Sedimentary Geology*, 89, 25-31.
- 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*, v.23, no.2, 83-88.
- 箕浦幸治 (2001) : 津波災害は繰り返す, *まなびの杜*, 16, 4-5.
- 三浦武亜 (1964) : 気象庁震度の変遷. *測候時報*, 31, 134-138
- 坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎 (1983) : 「情報量統計学」. 共立出版, 236pp.
- 宇津徳治 (1979) : 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M6以上の地震及び被害地震の再調査—, *東京大学地震研究所彙報*, 54, 253-308.
- Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984) : Integration of Geological and Seismological Data for the Analysis of Seismic Hazard. A Case Study of Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 687-708.

