

日本海東縁部の地震活動の長期評価

北海道沖から新潟県沖にかけての日本海東縁部では、これまでいくつかの大地震が発生したことが知られている。本報告書は、日本海東縁部のうち、図1に示す北海道北西沖、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖、および佐渡島北方沖の各領域における長期的な観点での地震発生の可能性、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

日本海東縁部で発生する地震は、主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生する。日本付近の太平洋沿岸では、海溝からプレートが沈み込むことによって明瞭なプレート境界が存在し、主にこのプレート境界で、圧縮力による歪を解消すると考えられるが、日本海東縁部では、プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（以下、「歪み集中帯」と呼ぶ）より成り、幅をもった領域全体で圧縮力による歪を解消するものと考えられている。

本報告書では、北海道北西沖から新潟県北部沖にかけての日本海東縁部に沿って、M7.5以上の地震の発生したことが地震観測および歴史記録から知られている領域を評価対象とし、便宜上各々を、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖と呼ぶこととした（図1）。

また、地震観測および歴史記録からはM7.5以上の大地震の発生が確認されていない残りの海域（一般に「地震空白域」と呼ばれている）についても検討し、地震性堆積物・津波堆積物^{*1}の記録および領域の大きさから、将来M7.5以上の大地震が発生する可能性があるとして判断した北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖を評価対象とした（図1）。北海道西方沖・北海道南西沖・青森県西方沖の狭間にある空白域は、その大きさからM7.5以上の大地震は発生する可能性が低いと考え、評価対象とはしなかった。

本報告では、設定した各領域で東西方向から圧縮する力を受けて繰り返しM7.5以上の地震が発生するものと考え、それらの地震をそれぞれ「北海道北西沖の地震」・「北海道西方沖の地震」・「北海道南西沖の地震」・「青森県西方沖の地震」・「秋田県沖の地震」・「山形県沖の地震」・「新潟県北部沖の地震」・「佐渡島北方沖の地震」と呼ぶこととする。

1 - 1 過去の震源域について

江戸時代以降現在までにM7.5以上の大地震の発生が知られている北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖の地震を表1に、それらの代表的な断層モデルを図2に示す。

北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖の地震については、地震観測および歴史記録からは過去にM7.5以上の大地震の発生が知られていないが、地震性堆積物・津波堆積物の記録、地殻短縮量の大きさ、および現在の地震活動の状況から過去の発生が推定される。

^{*1} 浅い水深に堆積した砂などの粗粒堆積物が、地震・津波・暴風等による震動や衝撃などによって、周りの流体と混合し流動化して発生する混濁流によってもたらされた堆積物をタービダイトと呼ぶ。本報告では、タービダイトを発生させた要因として地震動の可能性が高いと判断できる堆積物を地震性堆積物と呼んだ。

他方、津波によって直接運ばれ、あるいはその作用を受けて形成された堆積物を津波堆積物と呼ぶ。

1 - 2 将来の地震の発生位置及び震源域の形態について

地震観測および歴史記録からM7.5以上の大地震の発生が確認されている領域では、次に起こる地震の発生位置（領域）及び震源域の形態を、過去の地震を参考にして推定した。すなわち、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖の地震は、1940年、1993年、1983年、1833年、1964年の地震を各々の領域の代表例と考え、将来も同様な地震が発生するものと考えた。その想定震源域は、図2に示した1940年神威岬沖（積丹半島沖）の地震、1993年北海道南西沖地震、1983年日本海中部地震、1833年庄内沖の地震、1964年新潟地震の代表的な断層モデルに設定した。

北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖では、地震観測や歴史記録からはM7.5以上の大地震の発生が知られていないが、海底断層・褶曲帯の分布、地殻短縮量の大きさの地質学的データ、現在の地震活動の状況、および周辺で発生した過去の大地震の規模にもとづく類推から、想定震源域を図2の様に設定した。なお、北海道北西沖と佐渡島北方沖は他の領域より広いが、これらの領域で起こる地震の規模は、地震観測および歴史記録から知られている日本海東縁部の最大規模を想定した。これら2領域に示した想定震源域の矩形の位置は一つの代表例であり、当該領域内のどこでも起こりうるものと考えた。

2 地震活動

地震計観測記録、歴史地震の記録、津波の記録、震度分布、及び地震性堆積物・津波堆積物の解析結果に基づく既存の調査研究の成果を吟味し、北海道北西沖から新潟県北部沖および佐渡島北方沖にかけての大地震を表2のように整理した。各領域で評価した地震（表2）及びそれを踏まえた次に起こる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

北海道北西沖から新潟県北部沖および佐渡島北方沖にかけての日本海東縁部に発生した大地震については、850年の出羽地震まで遡って確認された研究成果がある。本評価では地震観測および歴史記録から地震の見落としの可能性がない時期は、北海道北西沖に関しては明治時代（19世紀半ば）以降、北海道西方沖から北海道南西沖にかけては18世紀以降、青森県西方沖以南に関しては江戸時代（17世紀）以降であると考えた。それ以前に関しては、地震性堆積物や津波堆積物の記録から大地震の履歴を推定した研究成果があるので、それらを用いて大地震の可能性のあるイベントを同定した。

北海道北西沖の地震

歴史記録からはM7.5以上の大地震は知られていないが、北海道礼文島西方の利尻トラフにおける海底堆積物の解析から、その付近で大地震が発生した痕跡を表す2枚の地震性堆積物が認められる。本報告ではその堆積年代の推定値を採用して、約2100年前、約6000年前に北海道北西沖の地震が発生した可能性があると判断した。北海道北西沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 1にまとめた。

北海道西方沖の地震

過去の北海道西方沖で発生したM7.5以上の大地震については、地震観測および歴史記録からは1940年に神威岬沖（積丹半島沖）で発生したものが唯一知られているだけ

である。この地震の地震動による被害はほとんどなかったが、津波は日本各地を襲い、北海道においては死傷者を伴った（利尻で最大3m）。この地震の規模はM7.5（Mt7.7, Mw7.6）^{*2}である。本報告ではこの地震を北海道西方沖の地震の典型例と考えた。北海道西方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 2にまとめた。

北海道南西沖の地震

過去の北海道南西沖で発生したM7.5以上の大地震については、地震観測および歴史記録からは1993年北海道南西沖地震が唯一知られているだけである。この地震により最大震度は5を観測、津波の高さは奥尻島で数m～10数m（最大約30m）、渡島半島西岸でも7～8mに達し、多くの死傷者を伴った。この地震の規模はM7.8（Mt8.1, Mw7.7）である。本報告ではこの地震を北海道南西沖の地震の典型例と考えた。

なお、奥尻島周辺の後志（しりべし）トラフにおける地震性堆積物の推定堆積年代から、過去約7000年間に1400年程度の平均間隔で、北海道南西沖の地震が繰り返し発生した可能性があるかと判断した。北海道南西沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 3にまとめた。

青森県西方沖の地震

過去の青森県西方沖で発生したM7.5以上の大地震については、地震観測および歴史記録からは1983年日本海中部地震が唯一知られているだけである。この地震により最大震度は5を観測、津波の高さは秋田県峰浜村で最大約14m、秋田県八竜町（はちりゅうまち）で約7mに達し、多くの死傷者を伴った。この地震の規模はM7.7（Mt8.1, Mw7.7）である。本報告ではこの地震を青森県西方沖の地震の典型例と考えた。

なお、過去約1000年間における日本海中部地震震源域における地震性堆積物の記録、及び青森県沿岸部の津軽十三湖における津波堆積物の記録を比較検討した結果、1983年以前にも、14世紀、および10世紀（発生間隔は平均500年程度）に青森県西方沖の地震が繰り返し発生した可能性があるかと判断した。青森県西方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 4にまとめた。

秋田県沖の地震

歴史記録からはM7.5以上の大地震は知られていない。しかしながら、地殻短縮量が他領域と比較して相応な大きさをもつこと、および南方延長の歪み集中帯でM7.5以上の地震が2回（1833年庄内沖の地震、1964年新潟地震）発生していることから、当該領域でも同程度の規模の地震が過去に繰り返し発生した可能性が高いと判断した。秋田県沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 5にまとめた。

山形県沖の地震

過去の山形県沖で発生したM7.5以上の大地震については、地震観測および歴史記録からは1833年に庄内沖で発生したものが唯一知られているだけである。この地震により最大震度5を記録し、庄内地方で多くの死傷者を伴った。また、山形県沿岸の湯野浜～鼠ヶ関（ねずがせき）、佐渡の相川、能登半島の輪島を5～8mの高さの津波が襲い、多くの溺死者が出た。この地震の規模はM7.7（Mt8.1）である。本報告ではこの地震を山形県沖の地震の典型例と考えた。山形県沖の地震の発生領域、震源域の形

^{*2} Mwは「モーメントマグニチュード」のことで、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マグニチュードである。マグニチュードの頭打ち（地震が大きくてもマグニチュードがその割に大きくならない現象）を回避でき、物理的な意味が明確な指標である。

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工夫して用いることで潮位観測データが無い歴史地震にも適用可能（Abe, 1999）である。従って歴史地震のMwを推定する上で信頼性が高い。

態、発生間隔等は表3 - 6にまとめた。

新潟県北部沖の地震

過去の新潟県北部沖で発生したM7.5以上の大地震については、地震観測および歴史記録からは1964年新潟地震が唯一知られているだけである。この地震により最大震度は5を観測、津波の高さは震源域付近の日本海沿岸・佐渡の両津湾で約3～5mを記録し、多くの死傷者を伴った。この地震の規模はM7.5(Mt7.9, Mw7.6)である。本報告ではこの地震を新潟県北部沖の地震の典型例と考えた。新潟県北部沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 7にまとめた。

佐渡島北方沖

歴史記録からはM7.5以上の大地震は知られていないが、佐渡海嶺北部から南部にかけての複数の地点で採取された地震性堆積物の履歴、および分布する地殻短縮量の大きさより、過去に500～1000年程度の平均間隔で、佐渡島北方沖の地震が繰り返し発生した可能性があるかと判断した。佐渡島北方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3 - 8にまとめた。

過去の地震の履歴から推定される平均活動間隔の推定

上記のように、地震観測および歴史記録からは、その発生が知られている地震は各領域とも高々1回である。そこで各領域における評価対象地震の平均活動間隔は、当該領域および隣接領域における地震性堆積物・津波堆積物の記録や、プレート運動の知見等を参考にして推定することとした。

その結果、北海道北西沖における平均活動間隔を3900年程度、北海道西方沖における平均活動間隔を1400～3900年程度、北海道南西沖、青森県西方沖における平均活動間隔を500年～1400年程度、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖における平均活動間隔を1000年程度以上、佐渡島北方沖における平均活動間隔を500～1000年程度であると推定した。

評価対象としなかった地震

本報告では各領域におけるM7.5以上の地震を評価対象とし、地震観測記録および歴史記録からM7.5に達していないとされる地震は、ひとまわり小さい地震とみなして評価対象から外した。また、規模が大きいとされる地震に関しても、地震観測記録および歴史記録の信憑性に疑問があって規模や発生時期、場所が著しく不明瞭であるものや、被害記録はあっても地震以外の原因である可能性が大きいものは評価対象から外した。^{*3}

2 - 2 将来の地震について

将来発生する地震の発生確率は、地震調査委員会(2001)^{*4}に基き、過去の平均活動間隔と最新活動からの経過時間をBPT分布モデルにあてはめることで推定する。但し、

^{*3} 評価対象から外したのは、地震観測記録や歴史記録の信憑性に問題があった850年(出羽国)、1341年(青森県西方沖?)、1614年(新潟県沖?)、1741年(渡島付近)、1897年(秋田県沖?)のイベントと、地震観測記録や歴史記録からはM7.5に達しないと思われる1704年(岩館付近)、1762年(佐渡近海)、1792年(北海道西方沖)、1793年(鱸ヶ沢付近)、1802年(佐渡付近)、1804年(象潟付近)、1810年(男鹿半島沿岸)、1834年(石狩湾付近)、1939年(男鹿半島沿岸)、1947年(北海道西方沖)、1964年5月(男鹿半島沖)、1971年(サハリン南西沖)、1993年2月(能登半島沖)の地震である。

^{*4} 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、当該地域で繰り返し発生する可能性があるかと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。

秋田県沖、佐渡島北方沖に関しては最新活動時期を特定するだけの十分な資料がないため、ポアソン過程を用いて推定した。また、想定規模は当該領域や周辺における過去の地震規模から推定した。その結果は以下のとおり（図3参照）。

次の北海道北西沖の地震の今後30年以内の発生確率は0.006～0.1%程度、今後50年以内の発生確率は0.01～0.2%程度、規模はM7.8程度と推定される（表4-1）。次の北海道西方沖の地震の今後30年以内、今後50年以内の発生確率はともにほぼ0%、規模はM7.5前後と推定される（表4-2）。次の北海道南西沖の地震の今後30年以内、今後50年以内の発生確率はともにほぼ0%、規模はM7.8前後と推定される（表4-3）。次の青森県西方沖の地震の今後30年以内、今後50年以内の発生確率はともにほぼ0%、規模はM7.7前後と推定される（表4-4）。次の秋田県沖の地震の今後30年以内の発生確率は3%程度以下、今後50年以内の発生確率は5%程度以下、規模はM7.5程度と推定される（表4-5）。次の山形県沖の地震の今後30年以内、今後50年以内の発生確率はともにほぼ0%、規模はM7.7前後と推定される（表4-6）。次の新潟県北部沖の地震の今後30年以内、今後50年以内の発生確率はともにほぼ0%、規模はM7.5前後と推定される（表4-7）。次の佐渡島北方沖の地震の今後30年以内の発生確率は3～6%程度、今後50年以内の発生確率は5～10%程度、規模はM7.8程度と推定される（表4-8）。

3 今後に向けて

- ・ 日本海東縁部ではM7.5以上の地震は、地震観測や歴史記録からは各領域で高々1回しか知られていないために、大地震の繰り返しの記録は、地震性堆積物や津波堆積物の地質学的データから推定する方法が有効である。しかし、地震性堆積物などの調査研究は進展途上にあり、今後新しい知見が得られる可能性が高い。今後の新しい知見によっては、評価の再検討も必要である。
- ・ 太平洋の沈み込み帯におけるプレート境界の役割を、日本海東縁部では何条かに分かれて、南北方向に分布する歪集中帯が一体として担うものと考えられている。今後、各歪集中帯の地殻短縮量や、プレート相対速度が精度よく求めれば、プレート相対運動から各歪み集中帯における大地震の活動間隔がある程度推定できる可能性があり、更なる調査研究が期待される。

表1 日本海東縁部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)	北海道 西方沖	北海道 南西沖	青森県 西方沖	山形県 沖	新潟県 北部沖	規模 (M)	備考
1833年12月 7日	庄内沖の地震						7.7	日本海東縁部の北海道北西沖から新潟県北部沖および佐渡島北方沖にかけて、地震観測および歴史記録に残るM7.5以上の地震と同定したものを表示した。
1940年 8月 2日	神威岬沖の地震						7.5	
1964年 6月16日	新潟地震						7.5	
1983年 5月26日	日本海中部地震						7.7	
1993年 7月12日	北海道南西沖地震						7.8	

表2 日本海東縁部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 年月日(地震観測記録 および歴史記録から判 明しているもの)	地震の平均的発生頻度等 ^{注1}	地震規模 ^{注2}			死傷者数 ^{注3}	
			M	Mt	Mw	死者	負傷者
北海道北西沖	なし	地震性堆積物から得られた間隔は3900年程度					
北海道西方沖	1940/ 8/ 2		7.5	7.7	7.6	10	0
北海道南西沖	1993/ 7/12	地震性堆積物から得られた平均間隔は1400年程度	7.8	8.1	7.7	230	323
青森県西方沖	1983/ 5/26	地震性堆積物・津波堆積物から推測される平均間隔は500年程度	7.7	8.1	7.7	104	163
秋田県沖	なし						
山形県沖	1833/12/ 7		7.7	8.1		100	多数
新潟県北部沖	1964/ 6/16		7.5	7.9	7.6	26	447
佐渡島北方沖	なし	地震性堆積物から得られた平均間隔は500～1000年程度					

注1：各領域における活動痕跡(地震性堆積物・津波堆積物)から推定される間隔を示した。但し、各領域の地震の平均活動間隔は、当該領域のみならず隣接領域の堆積間隔も考慮して推定していることに留意されたい。

注2：地震規模を表す指標として、観測点における地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するマグニチュード(M)・津波の高さの空間分布を使って算出する津波マグニチュード(Mt)・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モーメントマグニチュード(Mw)の三種類を表記した。

Mの欄は宇津(1999)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(宇津,1982・1985)による。」としている。

Mtの欄は阿部(1988,1999)の表に記述されたMtを採用することとした。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。

Mwの欄は宇津(1999)の表に記述されたMwを採用することとした。特に1977年以降のMwは、「HarvardカタログのCMT解から換算(宇津,1999)」している。

注3：死傷者の欄は宇津(1999)によった。

表3 - 1 北海道北西沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源断層面	図2の当該領域 歪み集中帯で起こる逆断層型 概ね南北方向に長さ140km程度、幅24km程度の矩形。傾斜角は45°程度（東傾斜か西傾斜かは特定できない）。その位置は図2の当該領域内のどこかであるが、具体的な地域は特定できない。深さ20km程度以浅。	震源断層面に関して、傾斜方向及び傾斜角は、日本海東縁部で知られている過去の大地震の断層モデルの値を参考にした。深さは、長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考に20km程度以浅と判断し、その値を想定した。幅は震源断層面の深さと傾斜角から推定した。長さは、想定規模M7.8から、大竹(2002)の経験式を用いて推定した。	C
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N79°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 3900年程度 最新発生時期から2003年1月1日現在までの経過時間 2100年程度	利尻トラフにおける地震性堆積物の堆積間隔(池原,2000b)を参考にして推定した。 利尻トラフにおける地震性堆積物の最新イベント年代(池原,2000b)を参考にした。	

表3 - 2 北海道西方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源断層面	図2の当該領域の矩形領域 歪み集中帯で起こる逆断層型 図2に示すSatake(1986)のモデルのとおり	震源断層面に関しては、1940年神威岬沖の地震の震源モデル(Satake,1986)を参考にして判断した。	B
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N77°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして計算した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 1400～3900年程度 最新発生時期(1940年8月2日)から2003年1月1日現在までの経過時間 62.4年	利尻トラフと後志トラフにおける地震性堆積物・津波堆積物の堆積間隔(池原(2000a),中嶋・金井(1995),箕浦(1991))を参考にして推定した。	

表 3 - 3 北海道南西沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注 1
(1) 地震の発生領域の目安	図 2 の当該領域の矩形領域	震源断層面に関しては、1993年北海道南西沖地震の震源モデル(Tanioka et al, 1995)を参考にして判断した。	B
(2) 震源域の形態	歪み集中帯で起こる逆断層型		
(3) 震源断層面	図 2 に示すTanioka et al.(1995)のモデルのとおり		
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N77°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 500～1400年程度	後志トラフと日本海盆における地震性堆積物・津波堆積物の堆積間隔(池原(2000a), 中嶋・金井(1995), 箕浦(1991))を参考にして推定した。	
	最新発生時期(1993年7月12日)から2003年1月1日現在までの経過時間 9.5年		

表 3 - 4 青森県西方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注 1
(1) 地震の発生領域の目安	図 2 の当該領域の矩形領域	震源断層面に関しては、1983年日本海中部地震の震源モデル(Sato, 1985)、およびその最大余震の震源モデル(阿部, 1987)を参考にして判断した。	B
(2) 震源域の形態	歪み集中帯で起こる逆断層型		
(3) 震源断層面	図 2 に示すSato(1985)と阿部(1987)のモデルのとおり		
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N78°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 500～1400年程度	後志トラフと日本海盆における地震性堆積物・津波堆積物の堆積間隔(池原(2000a), 中嶋・金井(1995), 箕浦(1991))を参考にして推定した。	
	最新発生時期(1983年5月26日)から2003年1月1日現在までの経過時間 19.6年		

表3 - 5 秋田県沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源断層面	図2の当該領域 歪み集中帯で起こる逆断層型 概ね南北方向に長さ90km程度、幅24km程度の矩形(図2)。傾斜角は45°程度(東傾斜か西傾斜かは特定できない)。深さ20km程度以浅。	震源断層面に関して、傾斜方向及び傾斜角は、日本海東縁部で知られている過去の大地震の断層モデルの値を参考にした。深さは、長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考に20km程度以浅と判断し、その値を想定した。幅は震源域の深さと傾斜角から推定した。長さは、想定規模M7.5から、大竹(2002)の経験式を用いて推定した。	C
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N80°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 1000年程度以上	北海道南西沖～青森県西方沖と同程度の間隔をもつと推定されるが、主要な歪集中帯が二列に分離することを考慮し、沖合の佐渡島北方沖における堆積間隔から沿岸(秋田県沖)に割り振られる推定間隔を示した。	

表3 - 6 山形県沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源断層面	図2の当該領域の矩形領域 歪み集中帯で起こる逆断層型 図2に示す相田(1989)のモデルのとおり	震源断層面に関しては、1833年庄内沖の地震の震源モデル(相田,1989)を参考にして判断した。	B
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N80°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 1000年程度以上	北海道南西沖～青森県西方沖と同程度の間隔をもつと推定されるが、主要な歪集中帯が二列に分離することを考慮し、沖合の佐渡島北方沖における堆積間隔から沿岸(山形県沖)に割り振られる推定間隔を示した。	
	最新発生時期(1833年12月7日)から2003年1月1日現在までの経過時間 169.1年		

表3 - 7 新潟県北部沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態	図2の当該領域の矩形領域 歪み集中帯で起こる逆断層型	震源断層面に関しては、1964年新潟地震の震源モデル(Abe, 1975)を参考にして判断した。	B
(3) 震源断層面	図2に示すAbe(1975)のモデルのとおり		
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N80°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 1000年程度以上 最新発生時期(1964年6月16日)から2003年1月1日現在までの経過時間 38.5年	北海道南西沖～青森県西方沖と同程度の間隔をもつと推定されるが、主要な歪集中帯が二列に分離することを考慮し、沖合の佐渡島北方沖における堆積間隔から沿岸(新潟県北部沖)に割り振られる推定間隔を示した。	

表3 - 8 佐渡島北方沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態	図2の当該領域 歪み集中帯で起こる逆断層型	震源断層面に関して、傾斜方向及び傾斜角は、日本海東縁部で知られている過去の大地震の断層モデルの値を参考にした。深さは、長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考に20km程度以浅と判断し、その値を想定した。幅は震源域の深さと傾斜角から推定した。長さは、想定規模M7.8から、大竹(2002)の経験式を用いて推定した。	C
(3) 震源断層面	概ね南北方向に長さ140km程度、幅34km程度の矩形。その位置は図2の当該領域内のどこかであるが、具体的な地域は特定できない。傾斜角は30°程度(東傾斜か西傾斜かは特定できない)。深さ20km程度以浅。		
(4) 地震時における震源断層面の平均的なずれの向き	約N78°W±10° (北海道・東北日本のアムールプレートに対する運動方向)	Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)のオイラー軸の値を参考にして推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 500～1000年程度	佐渡海嶺における地震性堆積物の堆積間隔(中嶋, 2003)を参考にして推定した。	

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。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。ほぼ同じ震源域で大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大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大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^{*5})。過去に大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大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のため発生領域の信頼性は低い。

*5 いわゆる海溝型地震など、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 次の北海道北西沖の地震の発生確率等

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	0.002% ~ 0.04% 0.004% ~ 0.07% 0.006% ~ 0.1% 0.008% ~ 0.2% 0.01% ~ 0.2%	BPT分布モデルに平均発生間隔3900年及び発生間隔のばらつき =0.17(宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001))を適用して算出した。	C
地震後経過率	0.54		
次の地震の規模	M7.8程度	日本海東縁部で知られている大地震の最大Mを参考にして判断した。	D

表4-2 次の北海道西方沖の地震の発生確率等

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	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0%	BPT分布モデルに平均発生間隔1400 ~ 3900年及び発生間隔のばらつき =0.17(宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001))を適用して算出した。	C
地震後経過率	0.02 ~ 0.04		
次の地震の規模	M7.5前後	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表4-3 次の北海道南西沖の地震の発生確率等

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	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0%	BPT分布モデルに平均発生間隔500 ~ 1400年及び発生間隔のばらつき =0.17(宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001))を適用して算出した。	C
地震後経過率	0.007 ~ 0.02		
次の地震の規模	M7.8前後	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表4-4 次の青森県西方沖の地震の発生確率等

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	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0%	BPT分布モデルに平均発生間隔500 ~ 1400年及び発生間隔のばらつき =0.17(宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24(陸域の活断層に対する値(地震調査委員会,2001))を適用して算出した。	C
地震後経過率	0.01 ~ 0.04		
次の地震の規模	M7.7前後	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表 4 - 5 次の秋田県沖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	1%程度以下 2%程度以下 3%程度以下 4%程度以下 5%程度以下	日本海東縁部の後志トラフ・日本海盆・佐渡海盆における地震性堆積物の履歴とプレート運動の知見を参考に、平均活動間隔は約1000年以上と推定し、ポアソン過程を適用して算出した。	D
次の地震の規模	M7.5程度	秋田県沖から新潟県北部沖にかけての沿岸寄りの歪み集中帯で過去に知られている1833年庄内沖の地震・1964年新潟地震の規模を参考に判断した。	C

¹平均活動間隔を1000年と仮定した場合、江戸時代以降の約400年間M7.5以上の大地震が知られていないことを前提に、BPT分布を用いて次に起こる地震の発生確率を計算すると、とり得る値の範囲は30年以内がほぼ0 - 40% (図11-1参照)、50年以内がほぼ0 - 60%となる。

表 4 - 6 次の山形県沖の地震の発生確率等

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 地震後経過率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% 0.17以下	BPT分布モデルに平均発生間隔1000年以上及び発生間隔のばらつき $\sigma = 0.17$ (宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24 (陸域の活断層に対する値(地震調査委員会, 2001)) を適用して算出した。 経過時間169.1年を平均発生間隔1000年以上で割った値。	C
次の地震の規模	M7.7前後	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 次の新潟県北部沖の地震の発生確率等

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 地震後経過率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% 0.04以下	BPT分布モデルに平均発生間隔1000年以上及び発生間隔のばらつき $\sigma = 0.17$ (宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値) ~ 0.24 (陸域の活断層に対する値(地震調査委員会, 2001)) を適用して算出した。 経過時間38.5年を平均発生間隔1000年以上で割った値。	C
次の地震の規模	M7.5前後	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 次の佐渡島北方沖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	1 ~ 2% 2 ~ 4% 3 ~ 6% 4 ~ 8% 5 ~ 10%	平均活動間隔は約500 ~ 1000年と推定し、ポアソン過程を適用して算出した。	D
次の地震の規模	M7.8程度	日本海東縁部で知られている大地震の最大Mを参考にして判断した。	D

佐渡海嶺南部におけるタービダイトのコア試料の分析結果（中嶋、準備中）によれば、平均活動間隔は約1000年、最新イベントの推定年代は400 - 800年前である。この未公表成果を佐渡島北方沖の地震の平均活動間隔、および最新活動時期として採用すれば、BPT分布による30年確率がほぼ0～6%、50年確率がほぼ0～10%となる。

注1：評価時点は全て2003年1月1日。「ほぼ0%」は 10^{-3} %未満の確率値を示す。

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：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、規模およ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震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震学的知見から推定したが、地震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、必要に応じ地震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、地震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。

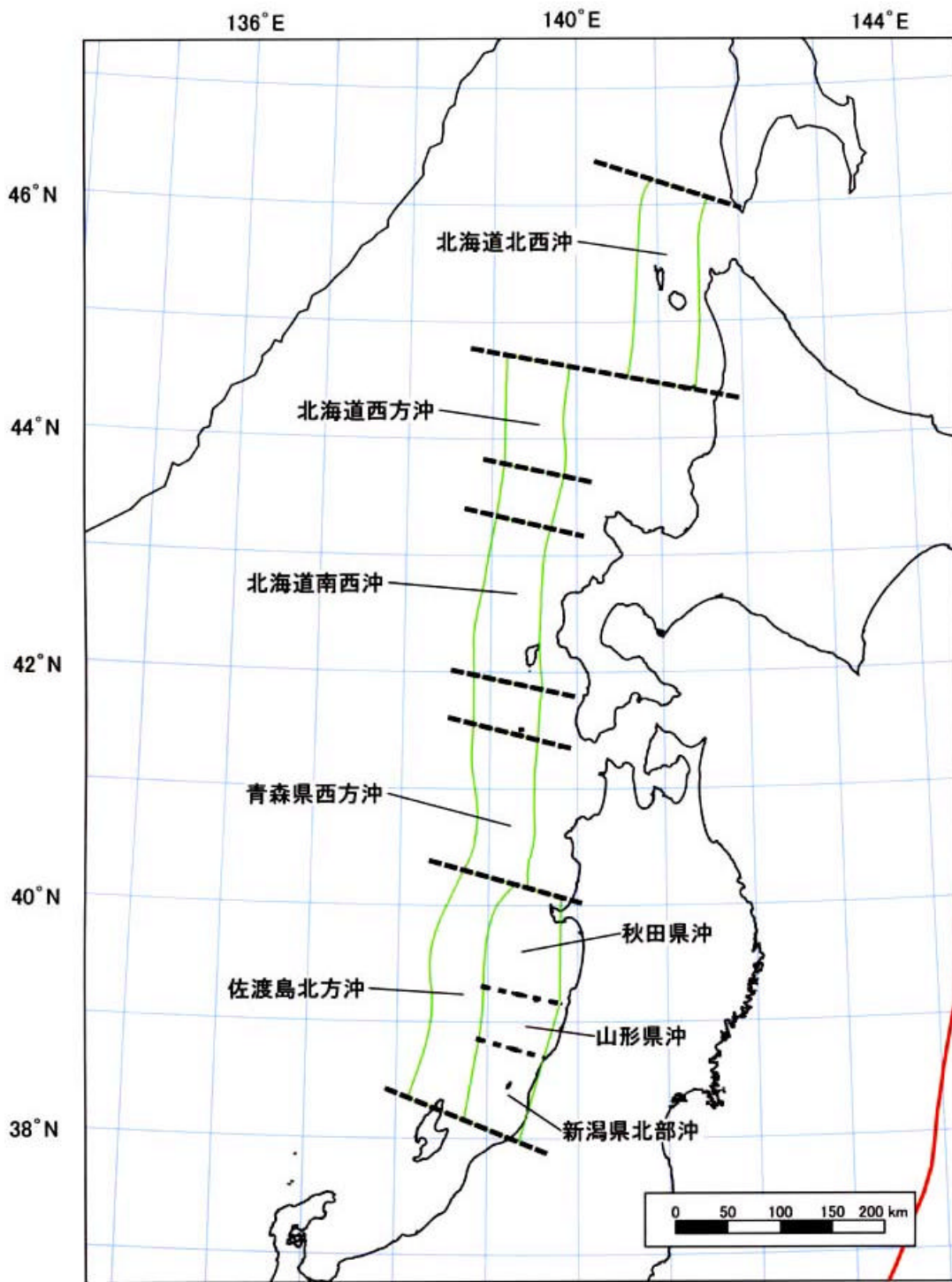


図1 日本海東縁部の評価対象領域

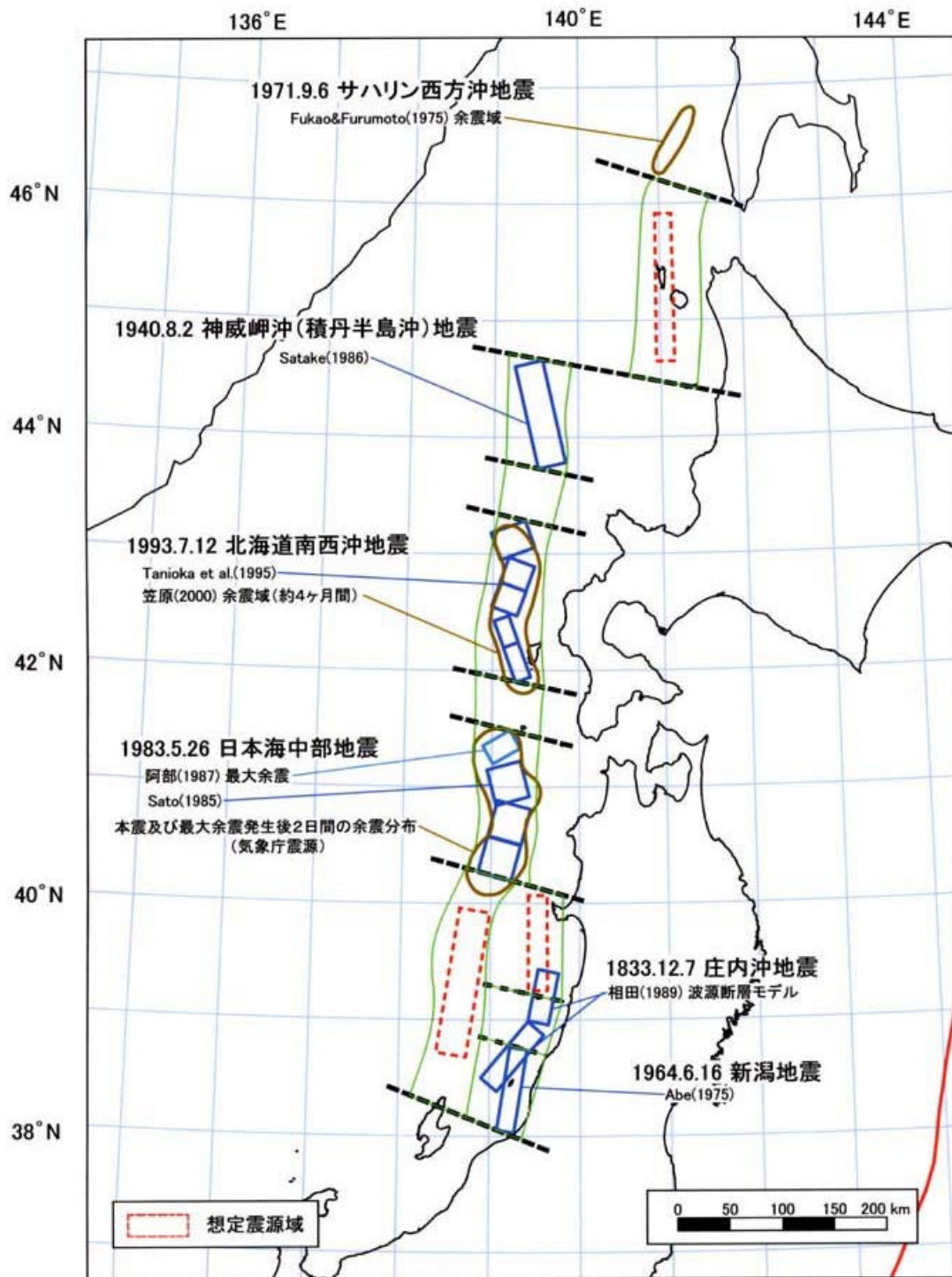


図2 過去の震源モデル、及び想定震源域

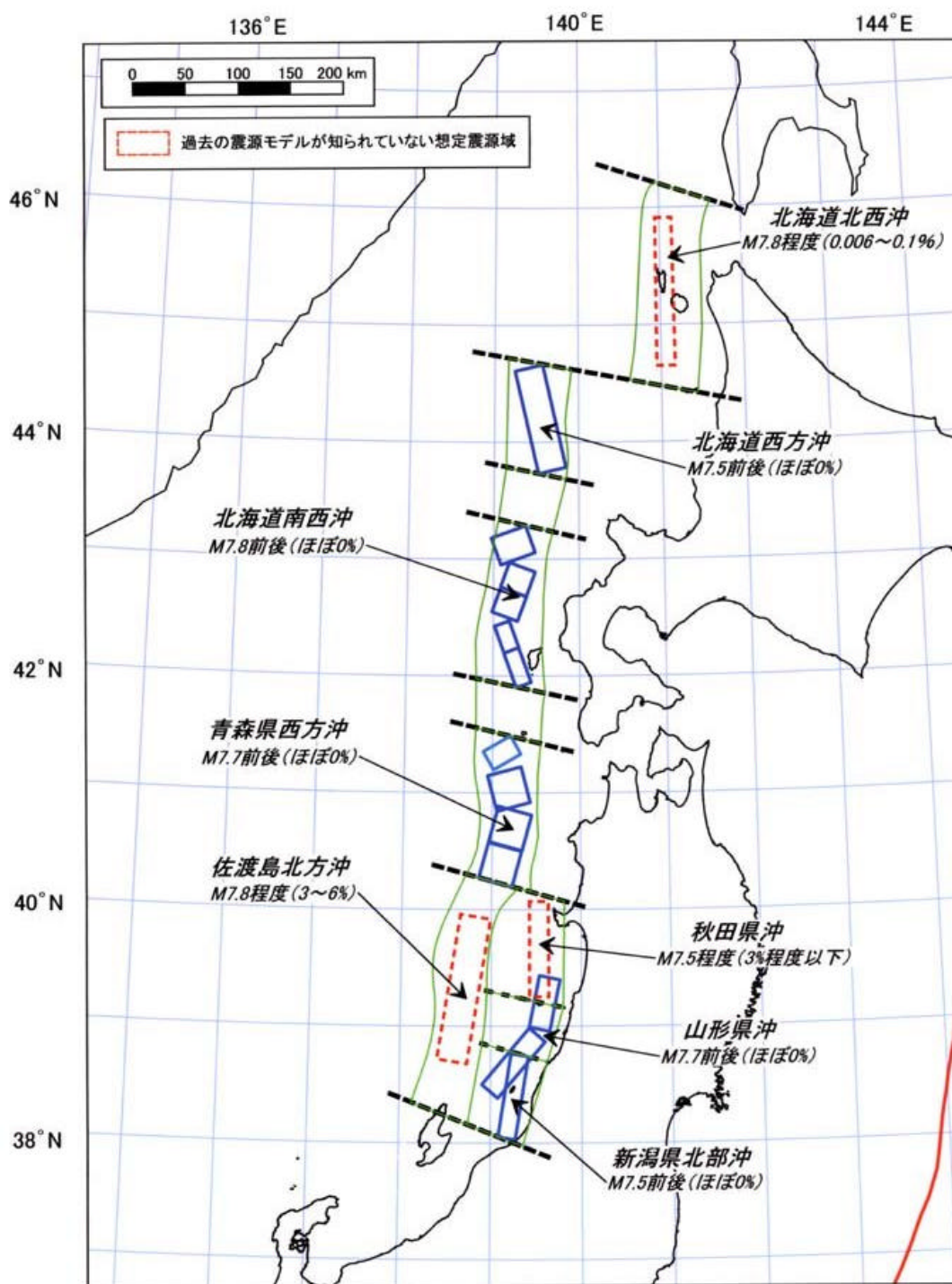


図3 想定地震の震源域・規模および30年確率

説明

1 日本海東縁部で発生する地震に関するこれまでの主な調査研究

日本海東縁部の歴史地震にかかわる調査研究としては、宇佐美(2003)、渡辺(1985,1998)、宇津(1979,1982,1985,1999)、阿部(1999)、地震調査委員会(1999)、萩原他(1989)、樋渡他(2002)等がある。それらの津波波源域は羽鳥他(1965,1969,1977,1987,1994)等が研究している。

特定の領域での大地震の繰り返し履歴に対する地震性堆積物や津波堆積物からの調査研究としては、池原他(1998,2000a,2000b)、箕浦(1991)、中嶋・金井(1991)、下川・池原(2002)、中嶋(準備中)、石井他(1999)等がある。

過去に発生した地震の震源モデルや余震の決定に係わる調査研究としては以下のものがある。1940年神威岬沖(積丹半島沖)の地震についてはSatake(1986)等が、1993年北海道南西沖地震についてはTanioka et al.(1995)、日野他(1994)等が、1983年日本海中部地震については、Sato(1985)、阿部(1987)、海野他(1985)等が、1833年庄内沖の地震については相田(1989)等が、1964年新潟地震についてはAbe(1975)、草野・浜田(1991)等がある。この他にも数多くの調査研究がなされている(例えば、佐藤(1989))。

過去に大地震の発生が知られていないいわゆる地震空白域に係わる調査研究としては以下のものがある。秋田県沖に関しては大竹(2002)、石川(1998,2002)、松澤(1998)等が、北海道北西沖から青森県西方沖にかけては、地震活動にもとづく中西(1994)、佐竹・加藤(2002)等の研究成果、および潜水調査にもとづく岡村他(1999)、竹内他(2000)、岡村他(2001)、Okamura et al.(2002c)等の研究成果がある。

日本海東縁部、およびそこで発生する地震の特性に関する研究としては、長谷川(2002)、石川(2002)、大竹(2002)、岡村・加藤(2002a)、岡村(2002b)、鷲谷(2002)、平他(2002a,2002b)等がある。また、日本海東縁部におけるプレート相対運動に関する研究としては、Wei and Seno(1998)、Heki et al.(1999)、Takahashi et al.(1999)、Sella et al.(2002)、瀬野(2002)等がある。

なお、以下海底地形図および主要な地形の名称に関しては、図4を参照されたい。

2 日本海東縁部で発生する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

日本海東縁部における地震の発生位置及び震源域は、過去の震源モデルや微小地震等にもとづく地殻構造の推定に関する調査研究成果を参照して推定した。各領域の区域分けについては、過去の大地震の震源モデル・余震域、および歪み集中帯の空間的な分布を参考にした。但し、歪み集中帯を構成する海底断層や褶曲帯は、約300万年間に地殻の短縮歪みが集中した場所であると考えられる(岡村,2002b)ので、将来発生する地震の位置は、現在の地震活動の状況も併せて参照した(図2,図5)。プレート境界を構成する歪み集中帯の形状と活動度については、岡村(2002b)、平・岡村(2002b)を参照した。

なお、M7.5以上の地震観測記録がない北海道北西沖、秋田県沖、および佐渡島北方沖で発生する評価対象地震の深さは、以下のように考えた。長谷川(2002)の研究成果からは、1993年北海道南西沖地震が海洋性地殻から大陸性地殻へと地殻の厚さが急変する場所を破壊するように発生しており、断層面の深さは20km程度以浅に位置している。また、日野(1994)は同地震の発生直後、震源域において海底地震観測を行い余震分布を求めた。その結果を見ると、一部の断層セグメントでは深い余震活動が見られるものの、ほとんどの余震は20km以浅の領域で発生している。1983年日本海中部地震に関しては、余震の震源再決定を行った結果、精度良く震源決定できた余震の深さ分布は0~20kmに分布しているという研究成果(海野他,1985)がある。これらの研究成果を参考にして、当該領域で発生する評価対象地震の深さは、1993年北海道南西沖地震や1983年日本海中部地震と同程度であると考え、一律に20km程度以浅と設定した。

北海道北西沖の地震

本報告では、地震性堆積物の存在や現在の地震活動の状況を考慮し、当該領域で大地震が発生する可能性が高いと判断した。但しその想定規模は、歴史記録から過去に大地震の発生が知られていないので、日本海東縁部で過去に知られている地震の最大規模を参考にM7.8程度と考えた。震源断層面のパラメータは以下のように設定した。傾斜角については、当該領域の歪み集中帯が沿岸寄りに分布すること、および日本海東縁部の沿岸寄りの歪み集中帯で発生した1833年庄内沖の地震、1964年新潟地震の震源断層モデルの傾斜角が低角ではないとされていることを参考にして、45°に想定した。深

さについては、上記の長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考にして20km程度以浅と判断した。幅については、これらの傾斜角と深さの推定値を参考にして24km程度と想定した。長さについては、想定規模と大竹(2002)の経験式を用いて140km程度と想定した。地震性堆積物の記録からはその震源断層の位置を精度良く推定することが難しいため、想定する震源断層の位置が当該領域内のどこかは特定できないが、沿岸の歪み集中帯に沿って発生する可能性が高いと考え、その一例を図2、図5に示した。傾斜方向に関しては、当該海域の逆断層の形状が知られておらず、日本海東縁部における平均像が得られていないために特定はしなかった。

北海道西方沖の地震

1940年の神威岬沖(積丹半島沖, M7.5)の地震を北海道西方沖の地震の典型例と判断した。その震源断層としては、Satake(1986)の震源モデル(図2, 図5)が知られている。本報告では同モデルにもとづき、歪み集中帯に沿って長さ約100km、幅約35km、傾斜角45°の、東北東方向に傾き下がる矩形を震源断層として想定した。

北海道南西沖の地震

1993年の北海道南西沖地震(M7.8)を北海道南西沖の地震の典型例と判断した。その震源断層としては、久家他(1994)、Tanioka et al.(1995)の震源モデル(図2, 図5)などが知られている。Tanioka et al.(1995)の震源モデルは各々長さ25~35km、幅30~40kmの5個の断層より構成され、最北の断層は傾斜角30°の東北東方向に傾き下がる矩形、その南方の2個の断層は傾斜角30°の西北西に傾き下がる矩形、最も南の二つの断層傾斜角60°の西南西に傾き下がる矩形で表現される。本報告では同モデルを震源断層として想定した。

青森県西方沖の地震

1983年の日本海中部地震(M7.7)を青森県西方沖の地震の典型例と判断した。その震源断層としては、Sato(1985)や阿部(1987)の震源モデル(図2, 図5)などが知られている。但し、阿部(1987)は本震発生後約1ヶ月の6月21日に発生した最大余震(M7.1)に対応する震源モデルである。Sato(1985)の震源モデルは各々長さ35km、幅35kmの3個の断層より構成され、最北の断層は傾斜角20°の東北東方向に傾き下がる矩形、南の2個の断層は傾斜角20°の東南東に傾き下がる矩形で表現される。阿部(1987)の震源モデルは上記本震モデルの北隣に位置し、長さ30km、幅23km、傾斜角30°の東南東に傾き下がる矩形で表現される。本報告ではこれらのモデルを震源断層として想定した。

秋田県沖の地震

本報告では、南方延長上の山形県沖および新潟県北部沖の歪み集中帯で過去に知られているM7.5以上の地震(1833年庄内沖の地震、1964年新潟地震)と同様な規模の地震が発生する可能性が高いと判断し、その規模は上記の二つの地震の規模を参考にM7.5程度と考えた。震源断層面のパラメータは以下のように設定した。傾斜角については、1833年庄内沖の地震と1964年新潟地震の震源断層モデルの傾斜角が低角ではないとされていることを参考にして45°と設定した。深さについては、長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考にして20km程度以浅と判断した。幅については、これらの傾斜角と深さの推定値を参考にして24km程度と想定した。長さについては、想定規模と大竹(2002)の経験式を用いて90km程度と想定した。これらのパラメータから決定される震源断層面を沿岸に分布する歪み集中帯に沿って想定した(図2, 図5)。但し、傾斜方向に関しては、当該海域の逆断層の形状が知られておらず、日本海東縁部における平均像が得られていないために特定はしなかった。

山形県沖の地震

1833年の庄内沖の地震(M7.7)を山形県沖の地震の典型例と判断した。その震源断層としては、相田(1989)の震源モデル(図2, 図5)が知られており、推定波源域としては羽鳥・片山(1977)が知られている。相田(1989)の震源モデルは南北2個の断層より構成され、北側の断層は長さ50km、幅40km、傾斜角60°の東南東方向に傾き下がる矩形、南側の断層は長さ70km、幅40km、傾斜角60°の南東に傾き下がる矩形で表現される。但し、相田(1989)の震源モデルは限られた津波記録から推定されたものであり、信頼性がやや劣る。従って、図1の山形県沖の領域は、相田(1989)の震源モデルの中央付近のみを示している。本報告ではこのモデルの近傍で山形県沖の地震が発生するものと想定した。

新潟県北部沖の地震

1964年の新潟地震(M7.5)を新潟県北部沖の地震の典型例と判断した。その震源断層としては、H

irasawa(1965)、Abe(1975)の震源モデル(図2,図5)などが知られている。Abe(1975)の震源モデルは長さ80km、幅30km、傾斜角56°の西北西方向に傾き下がる矩形で表現される。本報告では同モデルを震源断層として想定した。

佐渡島北方沖の地震

本報告では、地震性堆積物の存在、地殻短縮量の大きさおよび現在の地震活動の状況を考慮して、当該領域で大地震が発生する可能性が高いと判断した。但し、当該領域では歴史記録から過去に大地震の発生が知られていないので、その想定規模は日本海東縁部で過去に知られている地震の最大規模を参考にM7.8程度と考えた。震源断層面のパラメータは以下のように設定した。傾斜角については、1983年日本海中部地震(青森県西方沖)と同様に緩やかに傾き下がるものと考え30°に想定した。深さについては、長谷川(2002)・日野他(1994)・海野他(1985)を参考にして20km程度以浅と判断した。幅については、これらの傾斜角と深さの推定値を参考にして34km程度と想定した。長さについては、想定規模と大竹(2002)の経験式を用いて140km程度と想定した。地震性堆積物の記録や地殻短縮量の分布からはその震源断層の位置を精度良く推定することが難しいため、震源断層の位置が当該領域内のどこかは特定できないが、沖合の歪み集中帯に沿って発生する可能性が高いと考え、その一例を図2,図5に示すこととした。傾斜方向に関しては、当該海域の逆断層の形状が知られておらず、日本海東縁部における平均像が得られていないために特定はしなかった。

2 - 2 地震活動

2 - 2 - 1 過去の地震について

北海道北西沖から新潟県北部沖および佐渡島北方沖にかけての日本海東縁部に発生した大地震の過去の研究は、地震観測記録や歴史記録によるものと、地質学的な記録によるものに類別される。

歴史記録については、850年に山形県沿岸ないしは最上川流域近傍で発生したとされる地震まで確認された研究成果がある(表5参照)が、江戸時代以前については、いずれの領域についても地震が見落とされている可能性があるため、1600年以降について整理し、検討したイベントの位置(地震に関してはその震央)を図6に示した。地震の同定に当たっては、宇佐美(2003)、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、近代地震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(M_t;阿部,1999)を併記し、参照することとした。また、震源の物理的大きさをより反映するモーメントマグニチュード(M_w)も併記し、参照することとした(表2)。

地質学的な記録については、海底堆積物中の地震性堆積物、及び震源域沿岸の湖沼系における津波堆積物の解析結果から、海域の大地震であった可能性があるイベントを整理した(表2)。

地震観測記録や歴史記録から、M7.5以上の地震が発生した可能性がある領域は北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖である。他方、地質学的な記録から、強震動や大津波を伴った可能性がある領域は北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖である。これらの領域について、過去の調査研究成果から以下のように当該領域の地震を同定した。

<北海道北西沖の地震>

池原(2000b)によれば、北海道礼文島西方の利尻トラフにおいて採取したコア(柱状試料)(GH98-1228)には、2枚のタービダイトが認められ、地震起源と推定される。このコアの2層準における浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定結果にもとづくタービダイトの推定堆積年代は、放射性炭素年代で約2300年前と約5500年前とされる(図8-1参照)。ただし、この年代値は海洋リザーバー効果(海洋循環の影響で深層海水中に古い炭素が取り込まれているため、海底堆積物の有機物から得られた放射性炭素年代値が陸の試料よりも古く求められる効果)の補正がされておらず、暦年代にも補正されていない。そこで本報告では、同じ試料を用いた池原(2000c)の研究成果を参考にして海洋リザーバー効果を350年と見積もり、CalibETH(Niklaus,1991)を用いて放射性炭素年代値を暦年代値に補正した。その結果、2枚のタービダイトの推定堆積年代(中央値)は各々約2100年前、約6000年前である。これらの堆積物の供給源となった斜面崩壊の場所は利尻トラフ東側の斜面であると推定されている。また、この海域の大地震の発生源となる海底断層の位置は不明のままであるが、コア採取地点に沿って地質学的な歪集中帯が分布していることから、当該コアの記録は、利尻トラフ近傍の大地震の活動履歴を表すと推定されている。但し、コアはこの1本のみであ

るので、この近傍の大地震が引き起こした利尻トラフの斜面崩壊の全てを記録しているとは断言できない。

本報告では、上記の約2100年前と約6000年前のイベントを過去の北海道北西沖の地震として想定した。過去の地震の震源域（タービダイトを堆積させた発生源である断層の位置）や地震動の大きさは不明とされるため範囲を絞り込むことは困難であるが、コア採取地点である利尻トラフ近傍の歪集中帯で起こった可能性が高いと推定される。

<北海道西方沖の地震>

1940年8月2日の地震（神威岬沖（積丹半島沖）の地震）

1940年8月2日に神威岬沖で地震（M7.5）があった。この地震により天塩川河口～積丹半島にかけての日本海沿岸で震度4を観測したが、地震動による被害はほとんどなかった。他方、津波は日本各地を襲った。手塩・羽幌で波高は2mに達し、天塩川河口付近で死者があった。利尻での津波高は約3mに達し、佐渡でも津波が記録され小被害があった（宇佐美,2003）。この地震による被害は死者10名、負傷者24名、家屋全壊26棟などである（地震調査委員会,1999）。図7-1参照。

<北海道南西沖の地震>

1993年7月12日の地震（北海道南西沖地震）

1993年7月12日に奥尻海嶺と日本海盆の境を震源域とする地震（M7.8）があった（図7-2参照）。この地震により北海道寿都町・江差町・小樽市、青森県深浦市で震度5が観測された。地震に伴い、奥尻島は数10cm～1m以上沈降し、渡島半島では地盤の液状化現象や亀裂による被害が生じた。現地調査によると、津波の高さは、奥尻島で数m～10数m（南西岸で最大約30m）に、渡島半島西岸でも最大7～8mに達した。震源域が奥尻島や渡島半島西岸に近かったために、地震発生後4～5分で津波が押し寄せ、多くの人々が犠牲となった。被害は、死者・行方不明者230名、負傷者323名、家屋全壊601棟などである（地震調査委員会,1999）。図7-3参照。

池原(2000a)・池原他(2002)によれば奥尻島周辺の後志トラフ中部の海盆底において採取したコア（GH95-184）には、1993年北海道南西沖地震による最表層のものを含めて9枚のタービダイトが確認できる（図8-2参照）。同試料にはこの海域の南方で発生した1983年日本海中部地震や、北方で発生した1940年神威岬沖の地震に対応するタービダイトが含まれていないことから、下川・池原(2002)は同記録を、奥尻島周辺の奥尻海嶺沿いにおける巨大地震の発生履歴を表すとしている。また、このうちタービダイト2と3、4と5に関しては、各々同一のイベントにより形成され、前者は1741年渡島大島津波に関係したものである可能性を指摘している。本報告では、表5で述べたように渡島大島津波は地震動ではなく、火山噴火に伴う山体崩落によってもたらされたと判断し、タービダイト2と3を当該領域の地震に伴うイベントとは見なさなかったため、タービダイト1、タービダイト4・5、タービダイト6、タービダイト7、タービダイト8、タービダイト9を堆積させた各イベントを、過去の北海道南西沖の地震の可能性があるとした。各タービダイトの堆積年代は、測定試料に陸源の古い堆積物が混入している可能性があるため数百年以下の時間精度は得られていないが、放射性炭素年代測定値から推定される堆積間隔が、順に1500年、1400年、600年、1500年、2000年である。本報告ではそれらの平均値1400年を一つの目安として、日本海東縁各領域の地震の平均活動間隔を推定することとした。

<青森県西方沖の地震>

1983年5月26日の地震（日本海中部地震）

1983年5月26日に男鹿半島沖から津軽海峡の西側にかけての広い範囲を震源域とする地震（M7.7）があった（図7-4参照）。この地震により秋田県・青森県の日本海沿岸を中心に強い地震動が生じ、秋田市・むつ市・深浦町では震度5が観測され、建物などに被害を及ぼす液状化現象が発生した。また、秋田県及び青森県の日本海沿岸から内陸部にかけて、地表が東西ないしは北西-南東方向に伸びるような地殻変動が観測された。津波の高さは、秋田県峰浜村で14m、秋田県八竜町で6.6m、奥尻島で4.3mに達した他、山陰沿岸でも最大3m程度を観測した。震源域が陸域に近かったため、早いところでは地震発生からわずか7分後に津波が来襲し、多くの人々が犠牲になった。被害は、死者104名、負傷者163名、住屋全壊933棟・流出52棟などであり、死者のほとんどが津波によるものであった。なお、本震発生後約1ヶ月の6月21日に本震の震源域北端である津軽海峡の西の海域で、M7.1の最大余震が発生し、青森市で震度4、秋田市で震度3を観測したほか、小津波も押し寄せた（地震調査委員会,1999）。図7-5参照。

中嶋・金井(1995)によれば日本海中部地震の余震域に近い日本海盆南東縁において採取したコア (GH93-816)には、1983年に対応するものを含めて5枚のタービダイトが確認できる(図8-3参照)。タービダイトの間の半遠洋性堆積物の厚さや陸上における暦年代が知られているB-Tm(白頭山-苫小牧)火山灰による年代値から推定される堆積年代値は順に、1983年、1650年、1320年、1160年、1000年である。5枚のタービダイトは、陸域近くからの供給は考えられず、久六島を含む奥尻海嶺とその南方延長の海底斜面および松前海台南側の海底斜面が供給源として考えられている。このことから、採取したコアには、比較的広域の複数の断層活動が記録されている可能性がある。また、これらの斜面域で震度6程度の地震動が生じたと推定されている。

箕浦(1991)は、津軽十三湖とこれに近接する湖沼の堆積物に、津波による堆積イベントを認めている(図8-4参照)。このうち、内湖の柱状試料(H2)は、1983年日本海中部地震の津波の高さから、いずれも5mを越す巨大津波の襲来による堆積作用の記録を表しているとしている。堆積速度から推定した堆積イベントの年代は順に、1983年、1748年、1339年、923年、595年、351年である。

本報告では、両者を比較検討し、歴史記録も考慮した結果、過去約1000年間に青森県西方沖に強震動と巨大津波をもたらした可能性があるイベントとして順に1983年、14世紀、10世紀(平均間隔500年)を同定し、この値500年を一つの目安として、日本海東縁各領域の地震の平均活動間隔を推定することとした。(14世紀のイベントに対応する歴史記録に関しては、表5の1341年10月31日の地震の記述も参照されたい。)

なお、1748年(津波堆積物)と1650年(タービダイト)は共に1741年渡島大島津波に関係するイベントである可能性が高い。本報告では、渡島大島津波は地震動ではなく、火山噴火に伴う山体崩落によってもたらされたと判断し、これらを当該領域の地震に伴うイベントとは見なさなかった。また、1160年(タービダイト)は、それに対応する津波堆積物のイベントが存在しないこと、及び前後するイベントとの間隔が有意に短いことから、他領域で発生した大地震に由来するイベントであった可能性を考慮し、検討対象から外した。

<山形県沖の地震>

1833年12月7日の地震(庄内沖の地震)

1833年12月7日に庄内沖で地震(M7.7)があった。この地震により山形県庄内地方及び、山形県沿岸～秋田県男鹿半島にかけて震度5に達し、庄内地方では多くの死傷者が出た。新発田藩では液状化現象を記録し、新潟平野では石油井で塵埃砂を噴き出したものがあった。津波の高さは湯野浜～府野間で5～6m、局所的に7～8mに達した他、佐渡の相川町で6.4m、輪島で5.7m、隠岐諸島で2～2.6mを記録した。湯野浜～鼠ヶ関間で最も激しい津波に襲われ溺死者多数、波源から遠い輪島でも中心部に津波が遡上して多くの人々が溺死した他、函館・鱒ヶ沢・氷見では低地に水が溢れた(渡辺,1998)。被害は、死者100名(宇津,1999)、家屋全壊475棟(地震調査委員会,1999)などである。図7-6参照。

<新潟県北部沖の地震>

1964年6月16日の地震(新潟地震)

1964年6月16日に新潟県北部の沖合を震源域とする地震(M7.5)があった(図7-7参照)。この地震により新潟市・佐渡相川町・酒田市・仙台市などで震度5が観測され、液状化現象により建物が傾き倒れるなどの被害が生じた。粟島は全体として1m隆起した。本震の約15分後から津波が日本海沿岸各地を襲った。津波の高さは、震源域付近の日本海沿岸で3～5m、佐渡島の両津湾付近で3m前後、能登半島周辺までの沿岸で1～2mとなった。さらに遠く島根県隠岐諸島でも水田が冠水した。被害は、死者26名、負傷者447名(宇津,1999)、住家全壊1960棟、住家全焼290棟(地震調査委員会,1999)などである。図7-8参照。

<佐渡島北方沖の地震>

中嶋(2003)によれば佐渡海嶺の複数の地点において採取したコアに記録されたタービダイトの堆積間隔は、佐渡海嶺南部で1000年程度、佐渡海嶺北部で500年程度であり、ほぼ地震起源であると推定されている。これらのコアはそれぞれ、佐渡海嶺南部及び佐渡海嶺北部の海底活断層の活動を記録すると考えられている。このうち、佐渡海嶺南部の1000年という間隔は以下の2つのコアにおける記録から得られた値である：コアSt.514において、陸上における暦年代が知られているU-Ok(鬱陵-隠岐)火山灰の年代(暦年で10700年前)を、その後のイベント回数10回で割った値

コアSt.22において、有孔虫の放射性炭素年代値に海洋の平均的な海洋リザーバー効果を400年と仮定してCalibETH(Niklaus, 1991)を用いて暦年補正した値(8200年前)を、その後のイベント回数8回で割った値。

そこで本報告では以上の解析結果に加え、地殻短縮量の大きさ(岡村, 2002b)も参考にして、当該領域に大地震をもたらしたイベントが繰り返し発生した可能性があると推測し、その平均活動間隔を500~1000年と設定した。

過去の地震の履歴から推定される平均活動間隔の推定

繰り返し発生する平均的な間隔に関しては、津波堆積物・地震性堆積物の記録から推定することとした。それによれば、北海道北西沖で3900年程度、北海道南西沖で1400年程度、青森県西方沖で500年程度の活動間隔が得られている。また、プレート相対運動の空間分布(Wei and Seno(1998), Heki et al.(1999), Sella et al.(2002)等)からは、隣接する領域では大地震の活動間隔はそれほど大きく変化しないであろうと思われる。従って、大地震の平均活動間隔は連続的に変化すると考え、各領域における平均活動間隔は、近接する領域における活動間隔やそのばらつきを考慮して推定した。その結果、平均活動間隔は、北海道北西沖で3900年程度、北海道西方沖で1400~3900年程度、北海道南西沖以南では500~1400年程度であると判断した。

つぎに、青森県西方沖より南では、地殻短縮量の分布から海域でプレート相対運動の圧縮力による歪を解消する歪み集中帯が沿岸(秋田県沖・山形県沖・新潟県北部沖)と沖合(佐渡島北方沖)の二条に分岐すると考えた。上記で得られた500~1400年程度という活動間隔をもたらす歪みは二条の歪み集中帯に割り振られ、その結果、沿岸と沖合各々での平均活動間隔はこの活動間隔よりも長くなると推定される。本報告では、沖合では佐渡島北方沖での堆積間隔から500~1000年程度という平均活動間隔を推定し、沿岸に割り振られる歪みの割合を考慮することで、沿岸(秋田県沖・山形県沖・新潟県北部沖)における平均活動間隔を1000年程度以上であると判断した。

以上を総括すると、津波堆積物・地震性堆積物およびプレート運動の知見によって推定される平均活動間隔は、北海道北西沖で3900年程度、北海道西方沖で1400~3900年程度、北海道南西沖・青森県西方沖で500~1400年程度、秋田県沖・山形県沖・新潟県北部沖で1000年程度以上、佐渡島北方沖で500~1000年程度と推論される。

評価対象としなかった地震

850年に羽田で発生したとされる地震に関しては、歴史記録からは1833年庄内沖の地震のように海域に震央をもつ大地震とは言い難く、陸域で発生した可能性もあることから、検討対象からは外した。

1341年10月31日に発生したとされる地震については、歴史文書の信憑性に疑問がもたれるため、評価対象とはしなかった。しかしながら、津軽十三湖での津波堆積物の調査や地震性堆積物の解析結果からは、この時期に巨大津波と強震動を伴う大地震が発生した可能性が高いことを考慮し、この年代付近で青森県西方沖の地震が発生したと判断した。

1614年11月26日の地震は、M7.7に相当するとされる有感半径の広さと津波記録に関する歴史記録の信憑性が疑われているため、本報告ではこの地震を日本海東縁部における評価対象から外した。

1741年8月29日の渡島大島津波(Mt8.4)は、海底地形探査等の結果、火山噴火に伴う山体崩落で説明できるとされる。本報告では、当該イベントが地震動によってもたらされたものではないと判断し、評価対象からは外した。

1897年2月7日に秋田県沖で発生したとされる地震については、その規模が当初過大評価された可能性があり、なおかつ震度分布からは岩手県沖で発生した可能性も否定できないことから、評価対象からは外した。

1971年9月6日にサハリン西方沖で発生した地震(M6.9, Mt7.5)はロシア領で発生した地震であり、日本国には被害を与えていない。本報告ではその震源域の南端を北海道北西沖の北方境界として採用することとした。

これ以外にも、1704年・1762年・1792年・1793年・1802年・1804年・1810年・1834年・1939年・1947年・1964年5月・1993年2月に、M6.4~M7.2の地震が日本海東縁部で発生し、地震動や津波によって多大な被害をもたらしたものもある。しかしながら、本報告では各領域でM7.5以上の地震を評価対象とし、上記の地震はひとまわり小さい地震とみなして、評価対象からは外した。

以上の評価対象としなかったイベントの詳細は表5に、位置(地震に関してはその震央)は図6に取りまとめた。

2 - 2 - 2 地殻変動の現状

東北日本弧は、アムールプレートに対して西向きに相対変位をしている。また、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いる。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9-1-1, 図9-1-2, 図9-2）で示す。このうち、図9-1-2は図9-1-1と同じものを、電子基準点950456（上対馬）を固定して表示したもので、ほぼアムールプレートに対する相対運動を表わしている。これらの図から、東北日本弧が全体としてアムールプレートに対して西向きに移動し、東北日本弧内部では東西方向ないし北西 - 南東方向の縮みが卓越していることがわかる。

2 - 2 - 3 地震活動の現状

本報告で対象としている日本海東縁部について、1923年以降の気象庁震源カタログによる地震活動の状況を図10-1, 10-2に示す。

1923年以降、M7.5以上の規模の地震は4つあり、北から1940年の神威岬沖（積丹半島沖）の地震、1993年の北海道南西沖地震、1983年の日本海中部地震、1964年の新潟地震である。これらのうち、1983年の日本海中部地震と1993年の北海道南西沖地震の余震分布は線状配列が見られるものの、その他の日本海東縁部の震央分布には、はっきりとした地震の列はみられない（図10-1参照）。

最近の地震活動に関しては、1993年の北海道南西沖地震以降、特に顕著な活動はない。なお、日本海東縁部で発生する主な地震の発震機構は、東西方向に圧力軸をもつ逆断層型が多い（図10-2参照）。

2 - 2 - 4 プレート運動との整合性

日本海東縁部におけるM7.5以上の大地震によるずれの量に関しては、1993年北海道南西沖地震のTanioka et al.(1995)、都司他(1994)、橋本他(1994)の平均的ずれ量、1983年日本海中部地震および1964年新潟地震の平均的ずれ量に関する諸研究成果(佐藤編著, 1989)を平均して推定した。ただし、震源モデルが複数の断層から構成される場合の平均的ずれ量は、剛性率を一定とみなし、各断層における平均的ずれ量に、各断層の総断層面積に占める比率を乗じて、足し合わせた値を採用した。それによると1993年北海道南西沖地震の平均的ずれ量は4.1m程度、1983年日本海中部地震の平均的ずれ量は4.4m程度、1964年新潟地震の平均的ずれ量は4.0m程度である。

他方、北海道・東北日本のアムールプレートに対するプレート間相対速度は、Wei and Seno(1998)では年間1.0cm程度、Heki et al.(1999)では年間1.7cm程度、Sella et al.(2002)では2.2cm程度である。

北海道南西沖、青森県西方沖に関しては、本報告で推定される平均活動間隔はいずれの領域でも500年程度より短くなることはないので、平均活動間隔から期待されるずれの蓄積量は、最小のWei and Seno(1998)のプレート間相対速度を採用すれば5m程度以上、最大のSella et al.(2002)を採用すれば11m程度以上となる。1993年北海道南西沖地震と1983年日本海中部地震に伴う水平短縮量は各々の平均的ずれ量4.1mあるいは4.4mを越えないと思われるので、これらの平均的ずれ量はプレート相対運動に矛盾しない。

新潟県北部沖に関しては、本報告で推定される平均活動間隔はいずれの領域でも1000年程度より短くなることはないので、平均活動間隔から期待されるずれの蓄積量は、最小のWei and Seno(1998)のプレート間相対速度を採用すれば10m程度以上、最大のSella et al.(2002)を採用すれば22m程度以上となる。但し、本報告ではプレート相対運動の圧縮力による歪を沿岸（秋田県沖・山形県沖・新潟県北部沖）と沖合（佐渡島北方沖）に分布する二条の歪集中帯で分担すると見なしたので、この蓄積量は新潟県北部沖とその沖合に位置する佐渡島北方沖を合せた値と考えられる。1964年新潟地震の水平短縮量は、その平均的ずれ量と断層傾斜角より、2m程度と考えられるので、歪の割振りが沿岸と沖合で極端な比率にならなければ、この水平短縮量はプレート相対運動に矛盾しないと推定される。

2 - 2 - 5 将来の地震について

想定される地震の規模については、地震観測記録および歴史記録から過去の発生が知られている北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖に関しては過去に知られている地震のマグニチュードの値を参考にして、次の北海道西方沖の地震の想定規模をM7.5前後、次の北海道南西沖の地震の想定規模をM7.8前後、次の青森県西方沖の地震の想定規模をM7.7前後、次の山形県沖の地震の想定規模をM7.7前後、次の新潟県北部沖の地震の想定規模をM7.5前後と判断した。

他方、北海道北西沖および佐渡島北方沖では海底の地震性堆積物の試料から、大地震の発生履歴は推定できるものの、地震の規模については推定することが困難である。そこで本報告では、次の北海道北西沖および佐渡島北方沖の地震の想定規模を、周辺で発生した過去の最大地震の規模に基づく推定から、M7.8程度と判断した。

秋田県沖では目下、M7.5以上の大地震発生記録は得られてはいないが、南方隣接域の歪み集中帯で発生した1964年新潟地震（新潟県北部沖）や1833年庄内沖の地震（山形県沖）と同程度の大地震が発生する可能性が高いと考え、次の地震の想定規模をM7.5程度と判断した。

区分けした各領域では、地震観測記録および歴史記録からは高々1回しか履歴が知られていないので、想定震源域には不定性が含まれるが、M7.5以上のプレート間大地震が当該領域で繰り返し発生すると考え、2 - 2 - 1にもとづき、北海道北西沖における平均活動間隔を約3900年、北海道西方沖における平均活動間隔を1400～3900年程度、北海道南西沖、青森県西方沖における平均活動間隔を500～1400年程度、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖における平均活動間隔を1000年程度以上、佐渡島北方沖における平均活動間隔を500～1000年程度に設定した。

次の地震の発生確率は、いずれの領域も想定地震をほぼ特定しているので、原則BPT分布を用いて計算することとした。この場合、ばらつきを決定するだけの十分なデータが無いため、本報告では海溝型地震の他海域での事例の平均値0.17（南海地震0.202、東南海地震0.182、宮城県沖地震0.177、三陸沖北部プレート間大地震0.111の算術平均値）および陸域の活断層データから得られた値0.24（地震調査委員会,2001）を採用し、を0.17～0.24とした。また、秋田県沖と佐渡島北方沖は最新活動時期を特定できなかったため、ポアソン過程で計算することとした。

その結果、長期的な発生確率は表4-1～4-8の通りになった（図3も参照）。また、ポアソン過程を用いた場合、地震発生確率の値はいつの時点でも同じ値となり、本来最新活動時期からの経過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。そこで、秋田県沖と佐渡島北方沖に関しては、江戸時代以降の約400年間M7.5以上の大地震が知られていないことを考慮したBPT分布による今後30年以内の地震発生確率（参考値）と、ポアソン過程による今後30年以内の地震発生確率の比較を図11-1、11-2に示す。

なお、最近の100年間では、M7.5以上の地震が、1940年（北海道西方沖）、1964年（新潟県北部沖）、1983年（青森県西方沖）、1993年（北海道南西沖）と4回起こっている。仮に各々の領域の想定地震が相互作用無しに独立に起こったと仮定すると、平均活動間隔がいずれの領域も500年以上と長いことから、100年間に立て続けに起こる確率は非常に小さな値となる。したがって、領域間に相互作用が働き、その場合はM7.5以上の地震観測記録のない秋田県沖、佐渡島北方沖、北海道北西沖の地震発生確率が、上記の値より高くなる可能性も想定される。

表5 日本海東縁部における主な地震に関する文献での評価結果等

補足) は将来の地震の評価に用いた地震を表す。

850年	<p>嘉祥三年(850年)出羽国で地震があった。地裂け、山崩れ、国府の城柵は傾斜し、圧死者多数。最上川の岸崩る。海水は国府から6里(3km)の所まで迫った。M=7.0, 139.7°E 39.0°N(宇佐美, 2003)。</p> <p>当時被害を受けた国府が最上川沿いの低湿地にあったと推定されるにも拘らず、津波が伴われた形跡がないことから、天保四年(1833年)庄内沖の地震のような海域に震央をもつ大地震と見なす理由はない。庄内平野東縁の丘陵部を南北に走り、東傾斜の逆断層である酒田衝上断層群に震源を求める方が自然である(萩原, 1989)。</p>
1341年10月31日	<p>『東日流(つがる)外三郡誌』によれば、朝地震とともに約9mの津波が津軽半島の十三湊を襲い26,000名が溺死したとある(渡辺, 1985)。同歴史文書の信憑性について疑問視する人もおり、第二版の渡辺(1998)からは同地震の記述が削除されている。</p> <p>然るに、十三湖水戸口周辺での試錐調査からは、この時期巨大津波の襲来によるものと思われる海岸環境の劇的な改変が示唆される(箕浦・中谷, 1990)。</p> <p>本報告では、これらに中嶋・金井(1995)によるタービダイトの解析結果も加えて比較検討し、歴史記録からは信憑性に欠けるものの、この時期に巨大津波を伴う地震が青森県西方沖で発生したものと判断した。</p>
1614年11月26日	<p>『大日本地震資料』によれば、慶長19年10月25日(1614年11月26日)に地震が発生して、越後国高田に強震動、津波、および多くの死者を伴い、相模・紀伊・山城・伊予・伊豆の広範囲に地震記録を残したとされる。その有感半径から地震規模はM7.7と推定され、羽鳥・片山(1977)は震央位置を越後高田の沖合に設定している。しかしながら、萩原他(1982)は、『異本塔寺長帳』を初めとする史料や、高田城普請の記録等を分析した結果、高田城下における震動および被害を裏付ける確かな史料が目下存在しないこと、上記の有感域内において津波の存在を裏付ける確かな史料が存在せず、その有無が判然としないこと、徳川幕府の編纂書『徳川実紀』の被害記録は京都付近に震央をもつ局所的な地震を示唆すること、などからこれを否定している。本報告は、萩原他(1982)の考察を参考にして、同地震を日本海東縁部の評価対象から外した。</p>
1704年5月27日	<p>E=140.0°N=40.4°, M=7.0, 死者87名(宇津, 1999)。能代で推定震度6、山崩れ、川がせき止められて津軽十二湖ができたのはこの地震によると言われる。津波高は黒崎~大間越で推定1.4m(羽鳥, 1987)。岩館付近で最大1.9mの隆起が推定される(今村(1936), Nakata et al.(1976))。</p>
1741年8月29日	<p>E=139.4°N=41.6°, M不明(宇津, 1999), Mt=8.4(阿部, 1999)。死者2000、負傷者多数(宇津, 1999)。渡島大島火山噴火中のイベントであり、渡辺(1998)では襲来した津波は津波地震によるものか、火山噴火に伴うものか、海底すべり等の理由によるものか不明としている。佐竹・加藤(2002)は、噴火や津波の様子は松前藩の『福山秘府』などに記載されているが、地震による震動は記録されていない</p> <p>最近の海底地形調査をもとに、火山噴火による海底地すべり体積を推定し、津波シミュレーションをおこなった結果、日本海沿岸で記録された津波高を説明できるとし、これらを根拠に同イベントを火山噴火によるものと結論している。本報告は、以上を参考にこのイベントは地震によるものではないと判断し、検討対象から外した。</p>
1762年10月31日	<p>E=138.7°N=38.1°, M=7.0(宇津1999)。佐渡相川で石垣所々崩れ、家屋破損。津波により、佐渡北端の願村(現両津市)全部流失など(渡辺, 1998)。新潟で地割れ・液状化現象を記録した(宇佐美, 2003)。</p>
1792年6月13日	<p>E=140.0°N=43.8°, M=7.1(宇津, 1999)。積丹地域で震度5と推定され、被害があった(渡辺, 1998)。津波の高さが3m以上に達し(渡辺, 1998)、忍路で出漁中の夷人5人溺死した(宇佐美, 2003)。</p>
1793年2月8日	<p>E=140.0°N=40.8°, M=7.0(宇津, 1999)。深浦から鱒ヶ沢までの海岸の地震の被害が大きく(最大震度6)、大戸瀬崎を中心に約12kmの海岸が最大3.5m隆起し</p>

	た。地震直後の津波のため、鯨ヶ沢で流死・家屋流出あり(渡辺,1998)、推定津波高は2~3m(羽鳥,1987)。
1802年12月9日	E=138.3°N=37.8°, M=6.8(宇津1999)。佐渡の西南海岸(沢崎~赤泊間)は隆起し、小木では干潟を生じた(宇佐美,2003)。佐渡3郡全体で死者19名、全壊家屋1,150、同焼失328。
1804年7月10日	E=139.9°N=39.1°, M=7.0(宇津,1999), Mt=7.7(阿部,1999)。海岸の隆起や液状化現象を伴い、地震による被害は死者333名、倒壊家屋5,500余(地震調査委員会,1999)。津波は象潟で4~5mに達し、家屋300棟が浸水した(渡辺,1998)。
1810年9月25日	E=139.9°N=39.9°, M=6.5, 死者60名、負傷者120名(宇津,1999)。八郎潟西岸を中心に山崩れ、液状化現象を記録し、松木沢~払戸間で約1m隆起した。激震により全壊家屋は約1000棟に達する(渡辺,1998)。
1833年12月7日 庄内沖の地震	E=139.2°N=38.9°, M=7.7(宇津,1999), Mt=8.1(阿部,1999)。山形県庄内地方及び、山形県沿岸~秋田県男鹿半島にかけて震度5、庄内地方では多くの死傷者が出た。新発田藩では液状化現象を記録し、新潟平野では石油井で塵埃砂を噴き出したものがあった。津波の高さは湯野浜~府野間で5~6m、局所的に7~8mに達した他、佐渡の相川町で6.4m、輪島で5.7m、隠岐諸島で2~2.6mを記録した。湯野浜~鼠ヶ関間で最も激しい津波に襲われ溺死者多数、波源から遠い輪島でも中心部に津波が遡上して多くの方が溺死した他、函館・鯨ヶ沢・氷見では低地に水が溢れた(渡辺,1998)。被害は、死者100名(宇津,1999)、家屋全壊475棟(地震調査委員会,1999)などである。
1834年2月9日	E=141.1°N=43.3°, M=6.4(宇津,1999)。地割れて泥を噴出す。アイヌの家23潰、会所等の損壊あり(宇佐美 2003)。宇津(1999)によれば津波が記録されているが、「松前郡役所報告」の津波記録は1833年庄内沖の地震津波の誤認の疑いがある(笠原,1998)。同文献(笠原,1998)は更に、建物損壊多数・液状化痕跡を根拠に、札幌市の直下型地震の可能性を指摘している。
1897年2月7日	Kanamori-Abe(1979), Abe-Nuguchi(1983a,1983b), 宇津(1982)はGutenberg地震計値を過大評価して規模を推定(M7 1/2 ~ Ms7.8)した可能性があり、ヨーロッパの地震計を加味した阿部(1994)の結果及び宇津(1979)による最大振幅の推定から、規模はM7.1~7.2であった可能性が高い。 宇津(1982)は、大森・平田(1899)及びGutenberg(1956)の記録から秋田県沖139°E 40°Nと推定している。他方秋田県沖におけるプレートの厚さを考慮すると上記規模からあってしかるべき被害がないことは、岩手県沖のプレート境界型地震(宇津,1979)ないしは異常震域(広い範囲にわたり震度が異常に大きい地域)の可能性を示唆する。 本報告では、推定規模がM7.5以上には達しないこと、及び震源が不明瞭であることを根拠に評価対象から外した。
1939年5月1日	E=139.74°N=39.94°, M=6.8(宇津,1999), Mt=6.9(阿部,1988)。震源再決定した結果、震央が沖合いから男鹿半島内部へ移動した(濱田,1987)。秋田県で震度5。男鹿半島頸部に被害、集落によっては全滅の所あり。津波の検潮記録による最大全振幅(cm)は、土崎27、鯨ヶ崎10、酒田15。男鹿半島北西部隆起(渡辺,1998)。死者27、負傷者52、住家全壊479(地震調査委員会,1999)。
1940年8月2日 神威岬沖の地震	E=139.47°N=44.25°, M=7.5, Mw=7.6(宇津,1999), Mt=7.7(阿部,1988)。天塩川河口~積丹半島にかけての日本海沿岸で震度4を記録したが、地震動による被害はほとんどなかった。他方、津波は日本各地を襲った。手塩・羽幌で波高は2mに達し、天塩川河口付近で死者があった。利尻では約3mに達した。佐渡でも津波が記録され、小被害があった(宇佐美,2003)。被害は死者10名、負傷者24名、家屋全壊26棟などである(地震調査委員会,1999)。震源規模の割には有感域が狭く、また余震活動が異常に低く、その時間減衰も急で、特異な地震ではあるが津波地震とは言えない(宇津,1999)。 この地震の震源域として佐竹(1986)のモデルを採用する根拠は以下のとおり： Satake(1986)によって再検討された津波到達時刻の読み取り結果によれば、Miyabe(1941)による津波到達時刻の読み取り誤差は、ほとんどの記録について、考える時計の誤差(5分)よりも十分に小さい。しかし、岩内における到達時刻は

	<p>Miyabe(1941)の読み取りより5分以上遅いこともわかった。したがって、Miyabe(1941)による岩内の読み取りによって決定されたHatori(1969)の波源域の南端部分は明らかに大きすぎる。Satake(1986)は、積丹半島沖を含めた4例の地震について、余震域と断層長との関係を観測点における地震波のS-P時間から調べた。それによると、ある観測点において観測される余震活動によるS-P時間の分布の幅に比べ、断層長に相当する範囲のS-P時間の幅はいずれもかなり小さい。Fukao & Furumoto(1975)の断層モデルによるS-P時間の幅は、余震活動のS-P時間の分布幅とほぼ同じとなり、明らかに大きすぎる。最近の潜水調査(岡村他,1999)によれば、Satake(1986)の断層モデルに含まれる忍路海山付近では、大規模な急崖露頭があり、その崩壊によって生じた巨礫などの堆積物がみられるなど、1940年の積丹半島沖地震に対応すると見られる地震の痕跡が観察された。また、この付近の柱状コアには複数枚のタービダイトが見られた。一方、Hatori(1969)の津波波源域には含まれるが、Satake(1986)の断層モデルの外に位置する後志海山東方および神威海嶺では、地震の痕跡は認められたものの、崩壊した露頭などは薄く泥をかぶっており、積丹半島沖地震よりも古い地震の痕跡と考えられる。</p>
1947年11月4日	<p>E=141.02° N=43.82°, M=6.7(宇津,1999), Mt=7.3(阿部,1988)。留萌、羽幌で最大震度4を観測(気象庁,1947)。小津波を起こし、波高は稚内2mで小舟・漁具に損害があった(宇佐美,2003)。</p>
1964年5月7日	<p>E=139.00° N=40.33°, M=6.9(宇津,1999)。男鹿半島で震度5、地震被害は青森県、秋田県、山形県の日本海沿いの地盤の軟弱な地域に集中して発生した(渡辺,1998)。住家全壊3、八郎潟の干拓堤防に被害(地震調査委員会,1999)。津波が江差から直江津の間に記録され、検潮記録による最大全振幅(cm)は、深浦(岩崎)31、岩船47、江差22(渡辺,1998)。</p>
1964年6月16日 新潟地震	<p>E=139.18° N=38.35°, M=7.5, Mw=7.6(宇津,1999), Mt=7.9(阿部,1988)。新潟県北部の沖合を震源域とする地震であった。新潟市・佐渡相川町・酒田市・仙台市などで震度5が観測され、液状化現象により、建物が傾き倒れるなどの被害が生じた。粟島は全体として1m隆起した。本震の約15分後から津波が日本海沿岸各地を襲った。津波の高さは、震源域付近の日本海沿岸で3~5m、佐渡島の両津湾付近で3m前後、能登半島周辺までの沿岸で1~2mとなった。さらに遠く島根県隠岐諸島でも水田が冠水した。被害は、死者26名、住家全壊1960棟、住家全焼290棟などである(地震調査委員会,1999)。</p>
1971年9月6日	<p>E=141.38° N=46.67°, M=6.9(気象庁,1971), Mt=7.5(阿部,1988)。北海道で有感、稚内で震度3であった。サハリン沿岸における津波(検潮記録による最大全振幅)は最大80cmを観測し、日本でも弱い津波が観測された(羽鳥,1972)。</p>
1983年5月26日 日本海中部地震	<p>E=139.08° N=40.36°, M=7.7, Mw=7.7(宇津,1999), Mt=8.1(阿部,1999)。男鹿半島沖から津軽海峡の西側にかけての広い範囲を震源域とする地震であった。秋田県・青森県の日本海沿岸を中心に強い地震動が生じ、秋田市・むつ市・深浦町で震度5が観測され、建物などに被害及ぼす液状化現象が発生した。また、秋田県及び青森県の日本海沿岸から内陸部にかけて、地面が東西ないしは北西-南東方向に伸びるような地殻変動が観測された。津波の高さは、秋田県峰浜村で14m、秋田県八竜町で6.6m、奥尻島で4.3mに達した他、山陰沿岸でも最大3m程度を観測した。震源域が陸域に近かったため、早いところでは地震発生からわずか7分後に津波が来襲し、多くの人々が犠牲になった。被害は、死者104名、負傷者163名、住屋全壊933棟・流出52棟などであり、死者のほとんどが津波によるものであったことは特筆に値する。なお、本震発生後約1ヶ月の6月21日に本震の震源域北端である津軽海峡の西の海域で、M7.1の最大余震が発生し、青森市で震度4、秋田市で震度3を観測したほか、小津波も押し寄せた(地震調査委員会,1999)。</p>
1993年2月7日	<p>E=137.3° N=37.7°, M=6.6(気象庁,1993), Mw=6.3(Harvardカタログ)。輪島で震度5を観測した他、高田・富山・金沢などで震度4を観測し、珠洲市を中心に被害が生じた。この地震により負傷者30名と家屋・道路に若干の被害があった。なお、この地震により、輪島港や佐渡の小木港で小さな津波が観測された(輪島で最大波高26cm)(地震調査委員会(1999), 気象庁(1993))。</p>
1993年7月12日	<p>E=139.18° N=42.78°, M=7.8, Mw=7.7(宇津,1999), Mt=8.1(阿部,1999)。奥尻</p>

北海道南西沖地震	海嶺と日本海盆の境を震源域とする地震であった。北海道寿都町・江差町・小樽市、青森県深浦市で震度5が観測された。地震に伴い、奥尻島は数10cm～1m以上沈降し、渡島半島では地盤の液状化現象や亀裂による被害が生じた。現地調査によると、津波の高さは、奥尻島で数m～10数m（最大約30m）に、渡島半島西岸でも最大7～8mに達した。震源域が奥尻島や渡島半島西岸に近かったために、地震発生後4～5分で津波が押し寄せ、多くの人々が犠牲となった。被害は、死者・行方不明者230名、負傷者323名、家屋全壊601棟などである（地震調査委員会,1999）。
----------	---

(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大地震が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大地震が1回発生しており、地震学的知見から大地震の繰り返しを想定できる。それ以前にも大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	領域内における大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大地震を想定できる(地震空白域)。発生領域内における大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	領域内で発生した大地震は知られていないが、大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)

BPT 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。

引用文献 (アルファベット順)

- Abe, K.(1975) : Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *Journal of Physics of the Earth*, 23, 349-366.
- Abe, K.(1981) : Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern pacific, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 194-205.
- 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.
- 阿部邦昭(1987) : 小地震の波源モデルと津波の性質 - 日本海中部地震の最大余震 (1983年6月21日) に伴う津波, *地震第2輯*, 40, 349-363.
- 相田勇(1989) : 天保四年の庄内沖地震による津波に関する数値実験, 『*続古地震 - 実像と虚像*』 (荻原尊禮編著), 東京大学出版会, 204-214.
- Fukao, Y. and M. Furumoto(1975) : Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan sea, *Tectonophysics*, 25, 247-266.
- Furukawa, E. and K. Irikura(1986) : Rupture process of the 1983 Japan sea (Akita-oki) earthquake using a waveform inversion method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 6, 1623-1640.
- 福山英一(1994) : 1993年北海道南西沖地震本震および最大余震の震源過程について, *月刊海洋*, 号外, 7, 29-34.
- Gutenberg, B.(1956) : Great earthquakes 1896-1903, *Transactions, American Geophysical Union*, 37, 608-614.
- 萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄(1982) : 『*古地震 - 歴史資料と活断層からさぐる*』, 東京大学出版会, 434pp.
- 萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄(1989) : 『*続古地震*』, 東京大学出版会, 312pp.
- 浜田信生(1987) : 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, *気象研究所研究報告*, 38, 2, 77-156.
- 長谷川昭(2002) : 東北日本の地殻構造と地震活動, 『*日本海東縁の活断層と地震テクトニクス*』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編), 東京大学出版会, 27-43.
- Hatori, T.(1965) : On the tsunami which accompanied the Niigata earthquake of June 16, 1964. - Source deformation, propagation and tsunami run-up, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43, 129-148.
- Hatori, T.(1969) : A study of the wave source of tsunami generated off west Hokkaido on Aug.2, 1940, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 47, 1063-1072.
- Hatori, T.(1970) : Vertical crustal deformation and tsunami energy, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 48, 171-188.
- 羽鳥徳太郎(1972) : 1971年9月6日サハリン南西沖の津波, *地震第2輯*, 25, 218-224.
- 羽鳥徳太郎・片山通子(1977) : 日本海沿岸における歴史地震の挙動とその波源域, *東京大学地震研究所彙報*, 52, 49-70.
- 羽鳥徳太郎(1987) : 西津軽・男鹿間における歴史地震 (1694~1810) の震度・津波調査, *東京大学地震研究所彙報*, 62, 133-147.
- 羽鳥徳太郎(1994) : 1993年北海道南西沖地震津波の規模および波源域, *地震第2輯*, 47, 1-9.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. F. Vasilenko, A. Ivashchenko and Ki-Dok An(1999) : The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *Journal of Geophysical Research*, 104, B12, 29147-29155.
- 日野亮太・金沢敏彦・末広 潔・佐藤利典・島村英紀(1994) : 海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布, *月刊海洋*, 号外, 7, 35-42.
- Hirasawa, T.(1965) : Source mechanism of Niigata earthquake of June 16, 1964, as derived from

- body waves, *Journal of Physics of the Earth*, 13, 35-66.
- 池原研・井内美郎(1998)：深海底タービダイトからみた北海道西方日本海東縁の地震発生間隔，*月刊地球*，20，8，470-475.
- 池原研(2000a)：海底堆積物中の地震性堆積物からみた北海道西方沖の地震再来間隔，*月刊地球*，号外，28，134-138.
- 池原研(2000b)：北海道北端部、利尻トラフの海底堆積物中にタービダイトとして記録された地震，*第四紀研究*，39(6)，569-574.
- 池原研(2000c)：いくつかの材料を用いた海底堆積物の放射性炭素年代値の比較，*月刊地球*，22，670-674.
- 今村明恒(1936)：元禄7年及宝永元年両度の能代地震に伴へる陸地変形に就て，*地震*1，8(2)，51-56.
- 石井次郎・保柳康一・関島善子・前田寿嗣・池原研(1999)：北部日本海盆海底より採取された柱状試料，*地球科学*，53，135-146.
- 石川有三(1998)：日本海の変動帯，*月刊地球*，20，8，490-496.
- 石川有三(2002)：日本海東縁の地震活動からみた歪み集中帯，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，151-168.
- 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(2001)：『長期的な地震発生確率の評価手法について』，99pp.
- Kanamori, H. and K. Abe(1979)：Reevaluation of the turn-of-the-century seismicity peak，*Journal of Geophysical Research*，84，6131-6139.
- 笠原 稔・宮崎克宣(1998)：札幌市とその周辺の歴史地震と最近の地震活動，*北海道大学地球物理学研究報告*，61，239-261.
- 笠原 稔(2000)：1993年北海道南西沖地震，*地震予知連絡会30年のあゆみ*，160-181.
- 気象庁(1968)：地震観測指針(参考編).
- 気象庁(1971)：気象要覧(1971年9月).
- 気象庁(1984)：気象庁技術報告，106(1984号).
- 気象庁(1993)：気象要覧(1993年2月).
- 久家慶子・菊地正幸・J. Zhang(1994)：遠地実体波・表面波でみる北海道南西沖地震(1993年7月12日)の複雑な震源過程，*月刊海洋*，号外，7，21-28.
- 草野富二雄・浜田信生(1991)：1964年新潟地震の余震分布再調査結果について，*地震*第2輯，44，305-313.
- 松澤暢(1998)：日本海東縁に発生する地震の特徴と空白域，*月刊地球*，20，8，483-489.
- Mendoza, C. and E. Fukuyama(1996)：The July 12, 1993, Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recordings，*Journal of Geophysical Research*，101，B1，791-801.
- 箕浦幸治・中谷周(1990)：津軽十三湖および周辺湖沼の成立ち，*地質学論文集「湖沼の成因と環境・地質」*，36，21-31.
- 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.
- Miyabe, N.(1941)：Tsunami associated with the earthquakes of August 2, 1940，*Bulletin of the Earthquake Research Institute*，19，104-114.
- Mogi, A., B. Kawamura and Y. Iwabuchi(1964)：Submarine crustal movement due to the Niigata earthquake in 1964, in the environs of the Awa Sima island, Japan sea，*測地学会誌*，10，180-186.
- 中西一郎(1994)：北海道南西沖地震：残された問題，*月刊地球*，号外，7，6-11.
- 中嶋健・金井豊(1995)：1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定，*地震*第2輯，48，223-228.
- 中嶋健(2003)：タービダイトから推定される日本海東縁佐渡海嶺の地震発生ポテンシャル，*地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集*.
- 中嶋健(準備中)：佐渡島北方海域の最新イベント年代について
- Nakata, T., T. Imaizumi and H. Matsumoto(1976)：Late quaternary tectonic movements on the Nishitsugaru coast, with reference to seismic crustal deformation，*Science Reports of Tohoku University(Geography)*，26，101-112.
- Niklaus, T. R.(1991)：CalibETH version 1.5, ETH, Zurich, 2 disketts and manual, 151p.
- 樋渡康子・佐藤魂夫・今村文彦(2002)：日本海沿岸に発生する地震に伴う津波の波源と伝搬，*地震*第2輯，54，431-440.

- 大森房吉・平田威(1899)：宮古地震観測ノ調査，震災予防調査会報告，29，57-79.
- 大竹政和(2002)：日本海東縁の地震発生ポテンシャル，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，175-185.
- 岡村行信・佐竹健二・荒井晃作・池原 研(1999)：北海道西方沖の地震震源域及び空白域の潜航調査，JAMSTEC深海研究，15，109-122.
- 岡村行信・佐竹健治・荒井晃作・池原 研・長尾哲史・桧物豊成(2001)：北海道西方沖の地震震源域における活断層の潜航調査，JAMSTEC深海研究，18，31 - 46.
- 岡村行信・加藤幸弘(2002a)：海域の変動地形および活断層，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，47-69.
- 岡村行信(2002b)：新第三紀以降の歪み集中帯，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，111-121.
- Okamura, Y., K. Satake, A. Takeuchi, T. Gamo, C. Kato, Y. Sasayama, F. Nanayama, K. Ikehara, and T. Kodera(2002)：Tectonic, geochemical and biological studies in the eastern margin of the Japan Sea -preliminary results of Yokosuka/Shinkai 6500 YK01-06 cruise -, JAMSTEC Journal of Deep Sea Research, 20, 77-114.
- 鷺谷威(2002)：明治期以降の歪み集中帯，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，133-150.
- Satake, K. and K. Abe(1983)：A fault model for the Niigata, Japan, earthquake of June 16,1964, Journal of Physics of the Earth, 31, 217-223.
- Satake, K.(1985)：The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 37, 249-260.
- Satake, K.(1986)：Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 43, 137-147.
- 佐竹健治・加藤幸弘(2002)：1741年寛保津波は渡島大島の山体崩壊によって生じた，月刊海洋，号外，28，150-160.
- Sato, K.(1971)：Submarine crustal movement and magnetic change in the environs of the Awa Sima (island), Japan Sea, associated with Niigata earthquake of 16 June 1964, Report of Hydrographic Researches, 6, 1-46.
- 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.
- Sato, T.(1985)：Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu(Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, Journal of Physics of the Earth, 33, 525-557.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao(2002)：REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, Journal of Geophysical Research, 107, B4, ETG11, 1-32.
- 瀬野徹三・魏東平(1998)：極東地域のプレート運動：残された課題，月刊地球，20，497-504.
- 瀬野徹三(2002)：東アジアのプレート運動と日本海東縁，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，16-26.
- 下川浩一・池原研(2002)：堆積物に残された古地震，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，95-110.
- 平朝彦(2002a)：日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，3-15.
- 平朝彦・岡村行信(2002b)：日本海東縁変動帯の地震テクトニクスマップ，『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編)，東京大学出版会，169-174.
- Takahashi H., M. Kasahara, E. Kimata, S. Miura, K. Heki, T. Seno, T. Kato, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin and M. Gerasimenko (1999)：Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, Geophysical Research Letters, 26, 16, 2533-2536.
- 高木章雄(1990)：日本海中部地震，地震予知連絡会20年のあゆみ，136-163.
- 竹内 章・岡村行信・加藤幸弘・池原 研・張 勁・佐竹健治・長尾哲史・平野真人・渡辺真人(2000)：日本海東縁，奥尻海嶺および周辺の大地震と海底変動，JAMSTEC深海研究，16，29-46.

- Tanioka, Y., K. Satake and L. Ruff(1995) : Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, *Geophysical Research Letters*, 22, 1, 9-12.
- 都司嘉宣・加藤健二・荒井賢一・韓世燮・山中佳子(1995) : 北海道南西沖地震津波の特徴, *月刊海洋*, 号外, 7, 110-122.
- 海野徳仁・長谷川昭・小原一成・松澤暢・清水洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕(1985) : 1983年日本海中部地震の前震と余震分布, *地震第2輯*, 38, 399-410.
- 宇佐美龍夫(2003) : 『日本被害地震総覧 [最新版416-2001]』, 東京大学出版会, 605pp.
- 宇津徳治(1979) : 1885年～1925年の日本の地震活動, *東京大学地震研究所彙報*, 54, 253-308.
- 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(2001) : 『地震学 (第3版)』, 共立出版, 376pp.
- 渡辺偉夫(1985) : 『日本被害津波総覧 (第1版)』, 東京大学出版会, 206pp.
- 渡辺偉夫(1998) : 『日本被害津波総覧 (第2版)』, 東京大学出版会, 238pp.
- Wei, D and T. Seno(1998) : Determination of the amurian plate motion, *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynam. Series*, ed. M. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, and T. -Y. Lee, 27, 337-346.