

根室沖等の地震に関する調査研究

(平成 23 年度)

成果報告書

平成 24 年 5 月

文部科学省 研究開発局
国立大学法人北海道大学大学院 理学研究院

本報告書は、文部科学省の委託業務として、国立大学法人北海道大学大学院理学研究院が実施した平成 23 年度「根室沖等の地震に関する調査研究」の成果をとりまとめたものです。

従って、本報告書の複製、転載、引用等には文部科学省の承認手続きが必要です。

グラビア

千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査結果

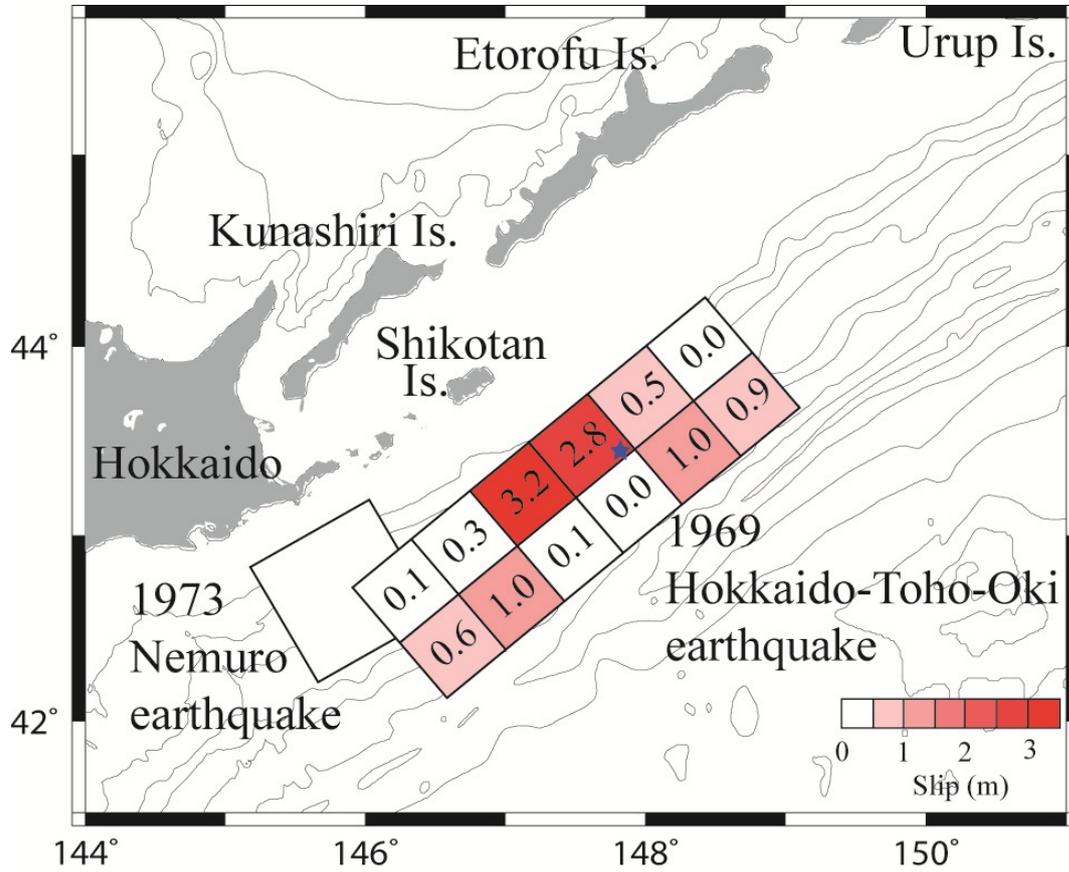


図1 津波波形インバージョンによる1969年色丹沖巨大地震のすべり量分布。☆は震源を表す。等深線の間隔は1000m.小断層の大きさは50 km×50 km. また1973年根室沖地震の破壊域 (Tanioka et al., 2007) を示す。

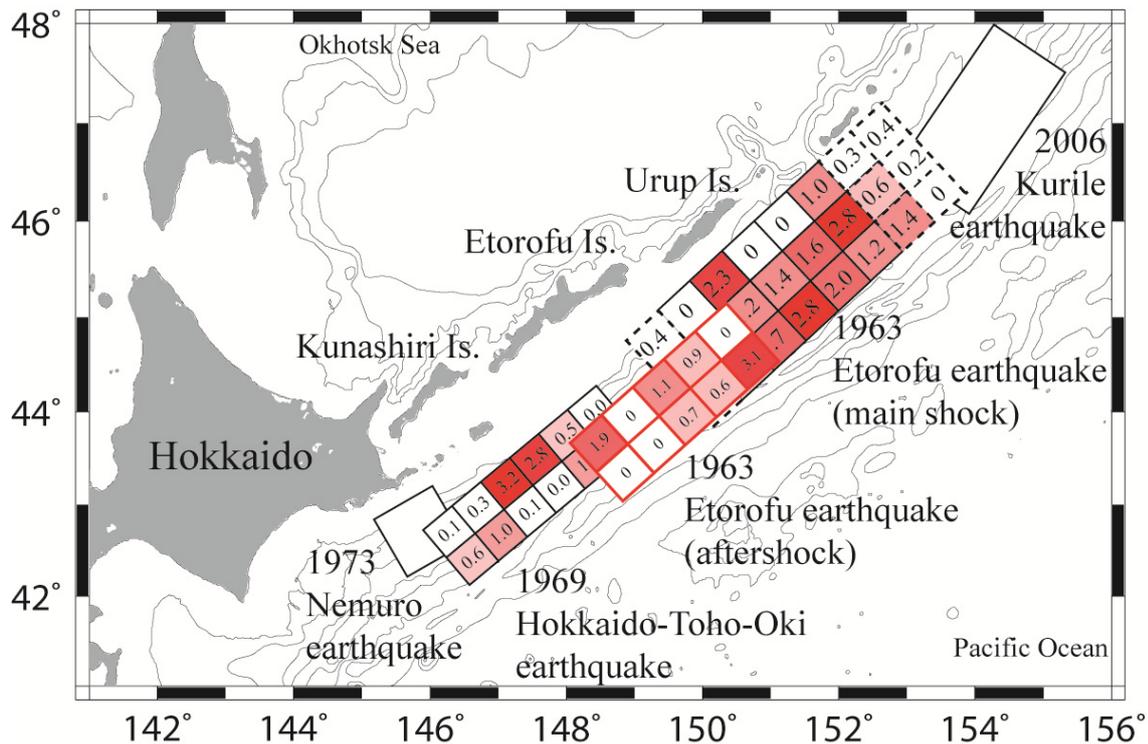


図2 本事業で推定した千島列島沿いで発生したプレート境界型巨大地震のすべり量分布。

千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査結果

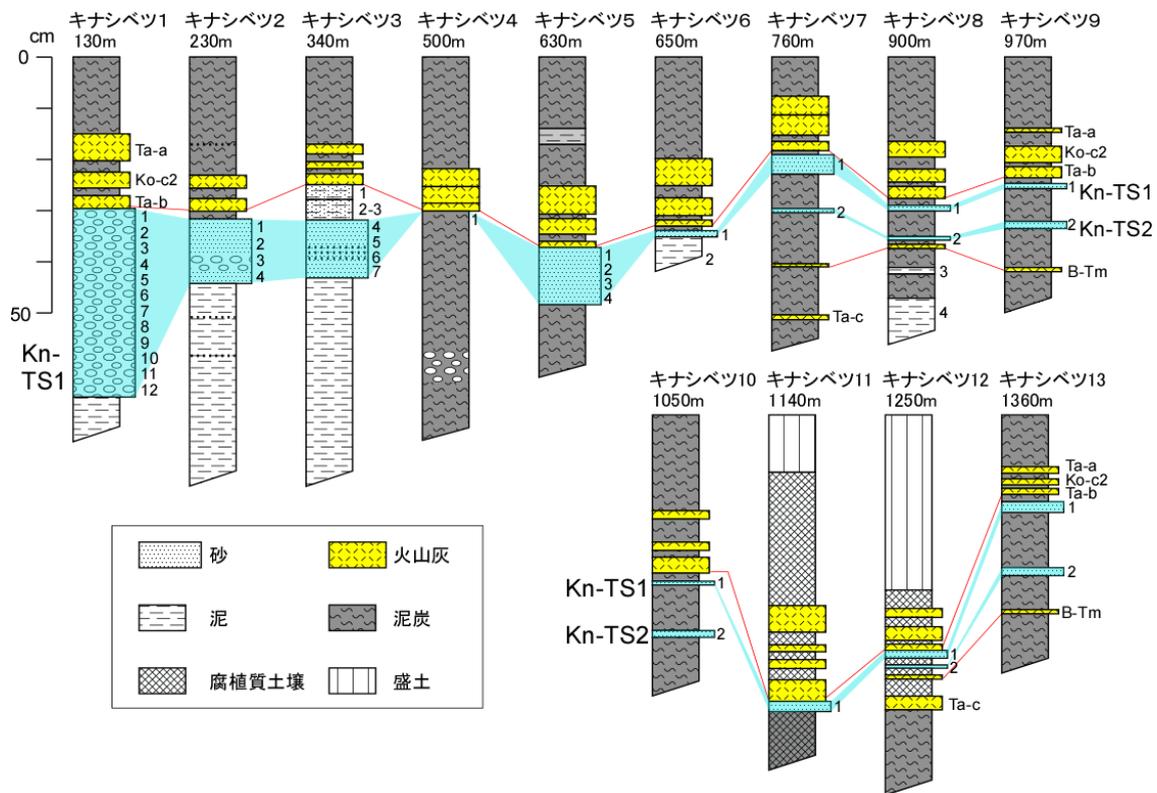


図3 釧路市キナシベツ湿原における掘削地点の層序と試料採取層準。

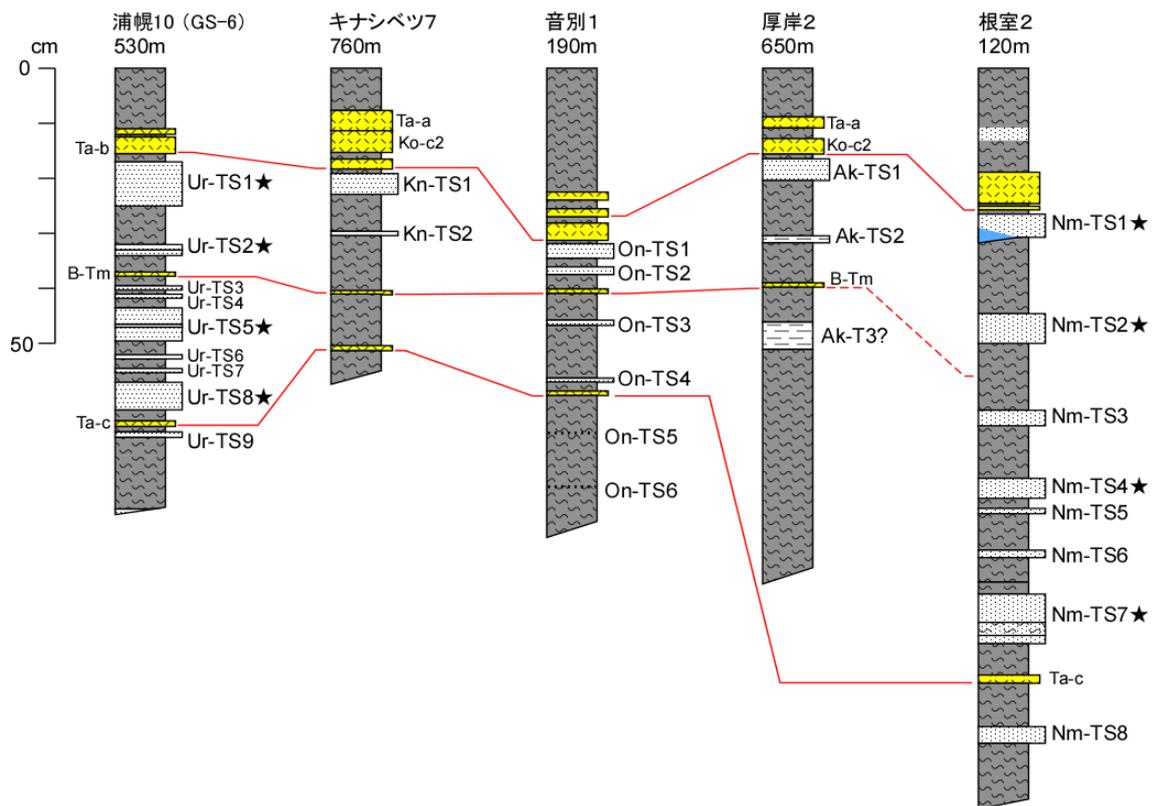


図4 浦幌，釧路（キナシベツおよび音別湿原），厚岸，根室における津波堆積物の層序．浦幌および根室の津波砂層についても，本年度の成果と同様にそれぞれ Ur-TS1～Ur-TS9，Nm-TS1～Nm-TS8 と表記する．ただし，浦幌の堆積物については，平成 21 年度成果報告書とは TS 番号の付け方が異なるので注意．★は比較的広く分布する津波堆積物．

目次

グラビア	i
1. プロジェクトの概要	1
2. 研究機関および研究者リスト	3
3. 研究報告	
3. 1 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを 明らかにするための古地震調査	4
3. 2 千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を 明らかにするための津波堆積物調査	4 9
3. 3 成果のとりまとめ	7 3
4. 全体成果概要	8 7
5. 活動報告	
5. 1 会議録	8 8
5. 2 対外的発表	8 9
6. むすび	9 0

1. プロジェクトの概要

1. 1 はじめに

地震調査研究推進本部地震調査委員会において、根室沖を含む千島海溝沿いで発生する大地震の今後30年の長期評価が発表されているが、この地域の歴史資料は19世紀以降に限定されるために、評価の確度は、西南日本の南海トラフで発生する地震などに比べて著しく低いものになっている。そこで長期評価の精度向上に資する情報を得るため、過去の資料（津波波形記録等）の再解析により19世紀以降の大地震の震源位置及びその規模の再決定を行い大地震間の相互関係を明確にし、大地震発生域の特性を明らかにするとともに、北海道から南千島における日本及びロシアの津波堆積物の調査結果の検討により数千年間の大地震履歴を明らかにして、千島海溝沿いの海溝型地震発生メカニズムの再検証を進める。

1. 2 成果の目標

- 1) 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査
 - (1) 地震観測データ解析：
地震観測読み取りデータを収集し、千島海溝周辺地域の地震活動についてM7クラスを含めた大地震の震源域の再決定を行い、活動履歴を明らかにする。
 - (2) 津波観測データ解析：
津波波形記録を用いて、1969年色丹沖地震の震源過程を推定し、千島海溝沿いで発生する巨大地震の発生機構を明らかにし、平成22年度までに津波波形解析から得られた全ての巨大地震震源過程を比較・検討し千島海溝沿いの巨大地震の発生の履歴とメカニズムをまとめる。
- 2) 千島海溝周辺地域における20世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査
北海道東部において詳細な津波堆積物調査を実施し、地域ごとの過去の津波発生履歴を明らかにする。さらに平成19年度から平成23年度までに得られた結果を比較し、千島海溝周辺地域の過去数千年間の津波発生履歴を明らかにする。これらによって、千島海溝周辺地域における巨大津波イベント間の共通性や独自性を明らかにする。
- 3) 成果のとりまとめ
平成19年度から平成22年度までの「根室沖等の地震に関する調査研究」等の成果及び本事業の結果について、関係研究者と意見交換を行い、千島海溝沿いで発生する巨大地震に対する長期評価に資する成果をとりまとめる。

1. 3 業務の方法

- 1) 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査：
 - (1) 地震観測データ解析：
International Seismological Summary Earthquake (ISS)カタログおよびInternational Seismological Center (ISC)カタログにある地震観測読み取りデータを収集し、そのデータを利用して、1963年択捉沖巨大地震以降の地震活動に対して震源再決定を実施し、M7クラス程度以上の大地震について震源域を推定する。
 - (2) 津波観測データ解析：
平成22年度までに作成した津波波形解析コードを修正し、平成22年度までに得られた津波波形をデジタル化し、津波波形インバージョン手法を用いて津波波形記録から1969年色丹沖巨大地震の震源過程を推定する。平成19年度から平成23年度までの結果をまとめ、千島海溝沿い大地震発生の時空間分布と発生メカニズムを把握する。

2) 千島海溝周辺地域における20世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査:

北海道東部において津波堆積物調査を実施し、津波イベントの津波遡上範囲・遡上高の推定を行う。また、試料粒度分析など詳細な試料分析を実施し、地域ごとの津波発生履歴を調べる。平成19年度から平成23年度までの結果を比較解析し、過去数千年間の千島海溝沿いの巨大津波発生の時空間分布を把握する。これらによって、千島海溝周辺地域における巨大津波イベント間の共通性や独自性を明らかにする。

3) 成果のとりまとめ

ロシア側研究者を招聘し津波堆積物調査に同行してもらおうと共に成果のとりまとめのための意見交換を行う。平成19年度から平成22年度までの「根室沖等の地震に関する調査研究」等の成果及び本事業の結果について、ロシアおよび日本の関係研究者と研究成果について意見交換を実施し、色丹半島から太平洋沿岸にわたる巨大津波（巨大地震）の時空間分布をまとめ、巨大地震の長期評価に資する成果をとりまとめる。

2. 研究機関および研究者リスト

2. 1 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査

所属機関	役職	氏名	担当課題
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	3. 1
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	勝俣 啓	3. 1

2. 2 千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査

所属機関	役職	氏名	担当課題
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村 裕一	3. 2
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	非常勤研究員	中村 有吾	3. 2

2. 3 成果のとりまとめ

所属機関	役職	氏名	担当課題
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	3. 3
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村 裕一	3. 3
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	高橋 浩晃	3. 3
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	中川 光弘	3. 3

3. 研究報告

3. 1 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	tanioka@mail.sci.hokudai.ac.jp
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	勝俣 啓	kkatsu@mail.sci.hokudai.ac.jp

(c) 業務の目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、19世紀末から20世紀初頭に千島海溝沿いで発生した、M7以上の大地震について、日本、ロシア及びアメリカでの資料の収集を行い、地震データ及び津波波形の記録などから震源域及び規模の再検討を行い、千島列島沿いの海溝型地震発生のメカニズムの再検証を進め、大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにする。古地震の対象としては、19世紀末から、1970年代までとする。

- 1) 地震観測データの解析：大地震間の関係を明らかにすることを目的として、サハリンをベースにロシア側の地震データ収集及び文献調査を進め、1950年代から1970年代の巨大地震の震源情報文献調査を進めると共に、地震観測データを収集し、統合処理を進め、巨大地震の震源域を推定する。さらに地震間・地震前・地震後の地震活動の評価を行う。
- 2) 津波観測データの解析：大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにすることを目的として、日本の津波波形記録は過去の文献からの収集及び検潮所での原記録の収集を行い、それらをデジタル化する。過去の波形記録を解析するためには時刻精度等の正確な情報を得るために原記録に戻るのが最適である。アメリカ海洋大気庁 (NOAA)・地球物理学データセンター (NGDC) には古い津波波形記録がマイクロフィルムとして保管されている。その中から千島海溝沿いで発生した地震の津波波形を収集し、デジタル化する。これらの津波波形記録を津波数値計算により再現することで過去の大地震の震源過程を推定する。

(d) 5カ年の年次実施計画

1) 平成19年度：

- ・NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形

記録の収集を行った。

- ・ 気象庁仙台管区気象台に保管されている鮎川検潮所の津波波形原記録の収集を行った。
- ・ 津波波形の文献調査による津波波形の収集を行った。
- ・ 日本・ロシアの地震読み取りデータカタログの収集を行った。

2) 平成 20 年度 :

- ・ NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行った。
- ・ 北海道の地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集及びデジタル化を行った。
- ・ 文献調査による津波波形の収集及びデジタル化を行った。
- ・ 津波数値計算による津波波形解析により 1918 年中千島地震の震源過程の推定を行った。
- ・ 過去の巨大地震の余震を含む日本及びロシアの地震データによる震源再解析のためのロシア側データを収集した。

3) 平成 21 年度 :

- ・ 過去の巨大地震の地震データ及びロシア文献情報の収集、及び日本側の観測データとの統合処理について検討を行った。
- ・ 平成 20 年度に引き続き、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行った。
- ・ 津波数値計算による 1963 年択捉沖巨大地震とその最大余震の震源過程の推定を行った。

4) 平成 22 年度 :

- ・ 1963 年択捉沖巨大地震、1969 年色丹沖巨大地震の地震前・地震後の地震活動の変化を解析した。
- ・ 平成 21 年度に収集した以外の気象庁地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集を行った。
- ・ 収集された津波波形記録のデジタル化を行った。
- ・ 1963 年択捉沖巨大地震の最大余震・1958 年択捉沖巨大地震の震源過程を津波波形インバージョンにより推定した。

5) 平成 23 年度 :

- ・ 20 世紀に発生した巨大地震の地震後・地震間の地震活動から特徴を明かにする。
- ・ 津波波形記録の得られた 1969 年色丹沖巨大地震に対して震源過程を推定し、千島海溝沿い大地震発生の時空間分布図を作成する。

(e) 平成 23 年度業務目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、ISS 及び ISC カタログにある地震観測読み取りデータを収集すると共に震源再決定の後、全てのデータを利用して巨大地震前後・地震間の地震活動を評価し、巨大地震の震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明する。平成 21 年度までに日本、ロシア及びアメリカから収集された津波波形記録のデジタル化と潮汐補正を実施し、津波波形インバージョン解析に使用できる津波波形データを得る。平成 21 年度までに作成した太平洋全域の津波数値計算プログラムを改良し、津波波形インバージョンにより 1969 年色丹沖巨大地震のすべり量分布を推定し、この地震の特徴を議論する。さらに同様の方

法により 1963 年択捉沖巨大地震の最大余震（津波地震）のすべり量分布の再評価を試み、平成 23 年度までに津波波形解析から得られた全ての巨大地震震源過程を比較・検討し千島海溝沿いの巨大地震の発生の履歴とメカニズムをまとめる。

（2）平成 23 年度の成果

（a）業務の要約

1）地震観測データ解析

ISC 及び ISS のカタログの地震観測読み取りデータ・震源データを収集し 1963 年択捉島沖で発生した巨大地震の震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明するために地震活動履歴の調査研究を実施した。1964 年以降の $M=5.0$ 以上の震源分布より、地震活動の時間的・空間的変動を詳細に解析した。その結果、2006 年千島列島中部の地震 ($M=8.3$) の約 11 年前から震源域で地震活動度が顕著に低下していたことを見出した。この地震は 1963 年の震源域の北東側に隣接している。また、1963 年の震源域では、1964 年以降、 $M=5.0$ 以上の地震がほぼ一定レートで発生していて、これは震源域に一定の速度で歪みが蓄積していることを示す。ただし、2000 年以降、地震の発生レートが顕著に低下していることが分かった。

2）津波波形データ解析

これまでにアメリカ (NOAA・NGDC)・日本・ロシアから収集された 1969 年色丹島沖巨大地震の津波波形記録の波形のデジタル化と潮汐補正等の処理を実施し、震源過程解析に使用できる津波波形データを作成した。太平洋全域の津波数値計算プログラムを 1969 年色丹島沖地震津波解析用に改良して、津波数値計算を実施した。その後、津波波形インバージョンを実施して、1969 年択捉島沖巨大地震のすべり量分布を推定した。その結果すべり量が 1m 以上の破壊域は $200\text{ km} \times 100\text{ km}$ となり、震源付近ではすべり量が約 3m と大きいことがわかった。地震モーメントは $1.1 \times 10^{21}\text{ Nm}$ ($M_w = 8.0$) と推定された。1969 年色丹島沖地震のすべり域と 1973 根室半島沖地震のすべり域は重ならず、その間にすべり残した空白域も存在しない事が明確になった。さらに 1975 年根室半島沖津波地震の震源域とも重ならない事が確かめられた。

さらに、1963 年択捉沖巨大地震の最大余震（津波地震）のすべり量分布の再解析を実施した。昨年度南西部に離れたプレート境界に推定されたすべり域の決定精度を明確にするため、花咲での津波波形の時間分解能等を検討し、津波波形インバージョンを実施した。最も大きく滑った断層 (3.1m) の位置は地震波形解析から推定されている場所とほぼ同じ位置で海溝近傍のプレート境界である。また 1963 年本震では大きなすべりが発生しなかった位置に推定されている。他にも 1.9m の大きなすべりが南西側でも推定された。昨年度の結果よりも少し北東側に移動しているが、このすべりは花咲の検潮記録を説明するために必要となることが明確になった。1963 年択捉島巨大地震の最大余震の震源域は海溝寄りのプレート境界を 300 km にも渡った長い領域を破壊したと考えられる。これは、津波地震の大きな特徴と言える。地震モーメントは $1.0 \times 10^{21}\text{ Nm}$ ($M_w = 7.9$) と推定された。

平成 23 年度までに津波波形解析から得られた全ての巨大地震震源過程を比較・検討し千島海溝沿いの巨大地震の発生の履歴とメカニズムをまとめる部分については 3.3 章でまとめて報告する。

(b) 業務の実施方法

ISS 及び ISC カタログにある地震観測読み取りデータを収集し、それらのデータから巨大地震前後・地震間の地震活動の違いから震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明する。平成 21 年度までに日本、ロシア及びアメリカから収集した過去の千島海溝沿い大地震の津波波形データのデジタル化を継続する。平成 21 年度までに作成した太平洋全域の津波数値計算プログラムを改良するとともに、観測津波波形デジタルデータを利用した津波波形インバージョンにより 1969 年色丹沖地震の最大余震のすべり量分布を推定する。さらに同様の津波波形解析により 1963 年択捉沖地震の最大余震（津波地震）のすべり量分布を再調査する。

(c) 業務の成果

1) 地震観測データの解析

1-1) はじめに

1963 年択捉島沖で発生した巨大地震の震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明するためにこの地域での地震活動履歴を調査研究した。1964 年以降に国際地震センター (International Seismological Center, 略称 ISC) が決定した M=5.0 以上の震源 データを収集し、再決定を行い、地震活動の時間的・空間的変動を詳細に解析した。

沈み込み帯に発生する小地震は通常、ほぼ一定の割合で発生していて、時間的変化はほとんどない。ところが、地震の発生が間近に迫ると、震源域やその周辺の地震活動度が低下する場合があります。大地震の前兆現象だと考えられている。これを地震活動の静穏化仮説と呼ぶ (Mogi, 1969)。この静穏化の継続時間 T (日) と本震のマグニチュード (M) には相関があり、

$$\log T = 0.72 + 0.35M \quad (1),$$

という経験式が提案されている (SVRD-MRI-JMA, 1990)。この経験式によると、M8 程度の地震の場合は、 $T=10$ 年程度である。

地震活動の静穏化仮説を支持する過去の研究例は多い (Ohtaka et al, 1977 ; Wyss, 1985)。Wyss and Habermann (1988) は 17 件の静穏化の事例 ($M=4.7\sim 8.0$) をまとめた結果、以下の結論を得た：(1) 地震活動度の減少率は 45~90%である、(2) 静穏化の継続時間 15~75 か月である。最近になってより信頼性の高い研究例も報告されている：1988 年 Spitak 地震 ($M=7.0$) (Wyss and Martirosyan, 1998), 1992 年 Landerse 地震 ($M=7.5$) (Wiemer and Wyss 1994), 1994 年北海道東方沖地震 ($M=8.3$) (Katsumata and Kasahara, 1999), 2003 年十勝沖地震 ($M=8.3$) (Katsumata, 2011) などである。2006 年千島列島中部の地震 ($M=8.3$) の発生前の地震活動度を詳しく調査し、静穏化の継続時間や空間的広がり、本震の震源域との位置関係などを明らかにし、1963 年択捉沖地震の震源域での歪みの蓄積過程を解明する。

1-2) データ

解析に使用したデータは、International Seismological Center (ISC) が編集・発行している地震カタログである。1964 年 1 月 1 日から 2006 年 11 月 15 日までの 15658 日間に発生した地震で、震源の深さは 100 km 以浅のものを選んだ。M の範囲は、期間によって検知能力が違うの

で注意深く設定する必要がある。地震数と M との関係がべき乗則になる、すなわち、グーテンベルグーリヒター則が成立する最小の M を M_c と定義する (Wiemer and Wyss, 2000)。1964 年から 1970 年までの期間では $M_c=5.0$ で、その後 M_c は徐々に低下する。したがって、 $M \geq 5.0$ ならば 1964 年以降検知能力が一定であるので、本研究では、 $M=5.0$ 以上の地震を解析した。地震数は 553 個であり、解析領域は北緯 45~50 度、東経 150~157 度である (図 1-1a)。顕著な群発地震や余震は見られないので、群発地震や余震を人為的に除去する処理、すなわち、デクラスタリング処理は行わない (図 1-1b)。期間内で G-R 式における係数 b 値の時間的変化が多少認められる (図 1-1c)。 M の範囲を区切って積算度数をプロットしたものが図 1-1d であるが、どの M においても同じような積算度数曲線を示している。したがって、人工的な観測的原因の M の変化はないと考えられる。

1-3) 解析方法

地震活動度の時間的空間的変化の解析には ZMAP を使用する (Wiemer and Wyss 1994)。解析領域 (図 1-1a) を 0.1 度×0.1 度の空間グリッドに分割し、各格子点を中心として半径 r の円を描き、その円内に含まれる地震を選択する。本研究では $N=100$ 個の地震を選択する。半径 r は格子点毎に異なる値を持つが、選択する地震の個数は 100 個に固定する。選択した 100 個の地震の積算度数曲線を描く。その際、横軸の開始時刻 t_0 は 1964 年 1 月 1 日、終了時刻 t_e は 2006 年 11 月 15 日である。そして、開始時刻 T_s 、終了時刻 T_s+T_w の時間窓を設定する。すなわち、 $t_0 \leq T_s \leq T_s+T_w \leq t_e$ である。本研究では、 $T_w=7$ 年とする。 T_s は 0.08 年 (約 28 日) ずつ移動しながら、 Z 値を計算する。 Z 値は、時間窓 T_w の平均的な地震活動度 R_w とバックグラウンドの平均的な地震活動度 R_{bg} との差を測定するための統計量である。 Z 値は以下の式で定義される。

$$Z = (R_w - R_{bg}) / (S_{bg}/n_{bg} + S_w/n_w)^{1/2}$$

S と n はそれぞれ分散とデータ個数を表す。

1-4) 結果

T_s は 0.08 年 (約 28 日) ずつずらしながら計算を行うため、結果は膨大な量になる。ここでは代表的な時刻に対する結果のみを示す (図 1-2)。 Z 値が正の大きな値になるほど強い静穏化を表す。 Z 値に応じて着色しているが、水色や緑色、黄色は強い静穏化ではない。注目すべきは、図 1-2c の赤く着色された格子点である。格子点の位置は、A (北緯 48.8 度、東経 151.7 度) である。円の半径は $r = 246$ km である。静穏化の開始時刻は $T_s = 1995.52$ 年、すなわち 2006 年千島列島中部の地震の発震時 2006.87 年の 11.4 年前である。地震発生レートは、2.8 個/年から 0.63 個/年へと約 78%減少した。静穏化の強度を表す Z 値は $Z = 7.8$ である。この Z 値は、1964 年 1 月 1 日から 1996 年 12 月 1 日までの期間において、最大の値である。この高 Z 値異常を示した格子点 A に対する地震の分布と積算度数を図 1-3 に示す。本震で大きく滑った領域ではなく、その深部延長部が静穏化していることが分かる。1964 年以降の地震活動度はほぼ一定レートであり、地震活動度の低下が突然始まっていることも明らかである。また、静穏化期間の後半ではやや地震活動が活発になり、その後本震が発生しているようにも見える。

図 1-4 は Global CMT カタログから $M=5.5$ 以上の地震を選択したものである。同じ格子点 A を中心として半径 $r = 246$ km の範囲の地震を選択した。図 1-4 の場合は図 1-3 より不明瞭であるが、やはり 1995 年頃を境に発生レートが低下している。したがって、ISC カタログによる図 1

－3 の結果は、検知能力の変化や観測条件の変化による見かけ上のものではないことを強く示唆する。

地震は時間的空間的にほぼランダムに発生しているので、ある確率において、静穏化が偶然現れる可能性もある。そこで、本研究で検出された高 Z 値異常がどの程度統計的に有意であるか、数値シミュレーションにより評価する (Katsumata, 2011)。シミュレーションの結果、 $Z = 7.8$ 以上になるのは 500 回の内 11 回、約 2% である。したがって、本研究の解析領域で約 2000 年間観測を継続していると、1 回程度は $Z = 7.8$ の静穏化が偶然起こり得ることになる。しかし、2000 年に 1 度の現象が偶然にも 2006 年の地震と時間空間的に同期したという解釈は不自然であろう。

1－5) 議論

1－5－1) 静穏化継続時間 T と本震の M

本研究では、2006 年千島列島中部の地震 ($M=8.3$) の震源域の深部延長部において、顕著な地震活動の静穏化を検出した。静穏化の開始時刻は 1995.52 年、静穏化の継続時間は $T = 11.4$ 年である。この継続時間を(1)式に代入して M を計算すると、 $M = 8.3$ となり、実際に発生した本震の M と一致する。

1－5－2) 1963 年択捉沖地震の震源域で継続している静穏化

本研究と同様、ISC のデータ (図 1-5) を用いて ZMAP を作成すると (図 1-6)、図 1-6d に示すような強い静穏化が択捉島付近で検出される。静穏化の詳しい位置を図 1-7 に示す。図 1-8 は Global CMT カタログの結果であり、図 1-7 と同様な静穏化が見られる。1963 年択捉沖地震で大きく滑った領域の深部延長部で静穏化が継続していることが分かる。静穏化の開始時刻は、 $T_s = 1999.76$ 年なので、2012 年 4 月 1 日現在 12.5 年が経過している。この継続時間を(1)式に代入すると、 $M = 8.4$ となる。今後の想定シナリオとしては、(1) 大きな地震が発生しないまま、静穏化がさらに継続する、(2) 大きな地震が発生しないまま、地震活動度が以前のレートまで回復する、(3) 近い将来 1963 年択捉沖地震の震源域で $M=8.4$ の地震が発生する、の 3 通り程度が考えられるが、現時点では、どの可能性が高いかは判断できない。

1－6) まとめ

1963 年択捉島沖で発生した巨大地震の震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明するために研究を実施した。その結果、2006 年千島列島中部の地震 ($M=8.3$) の約 11 年前から震源域で地震活動度が顕著に低下していたことを見出した。この地震は 1963 年の震源域の北東側に隣接している。また、1963 年の震源域では、1964 年以降、 $M=5.0$ 以上の地震がほぼ一定レートで発生していて、これは震源域に一定の速度で歪みが蓄積していることを示す。ただし、2000 年以降、地震の発生レートが顕著に低下している。この現象は、地震発生サイクルの途中における一時的な揺らぎなのか、それとも、次の巨大地震の直前過程であるのかは、現時点では判断できない。

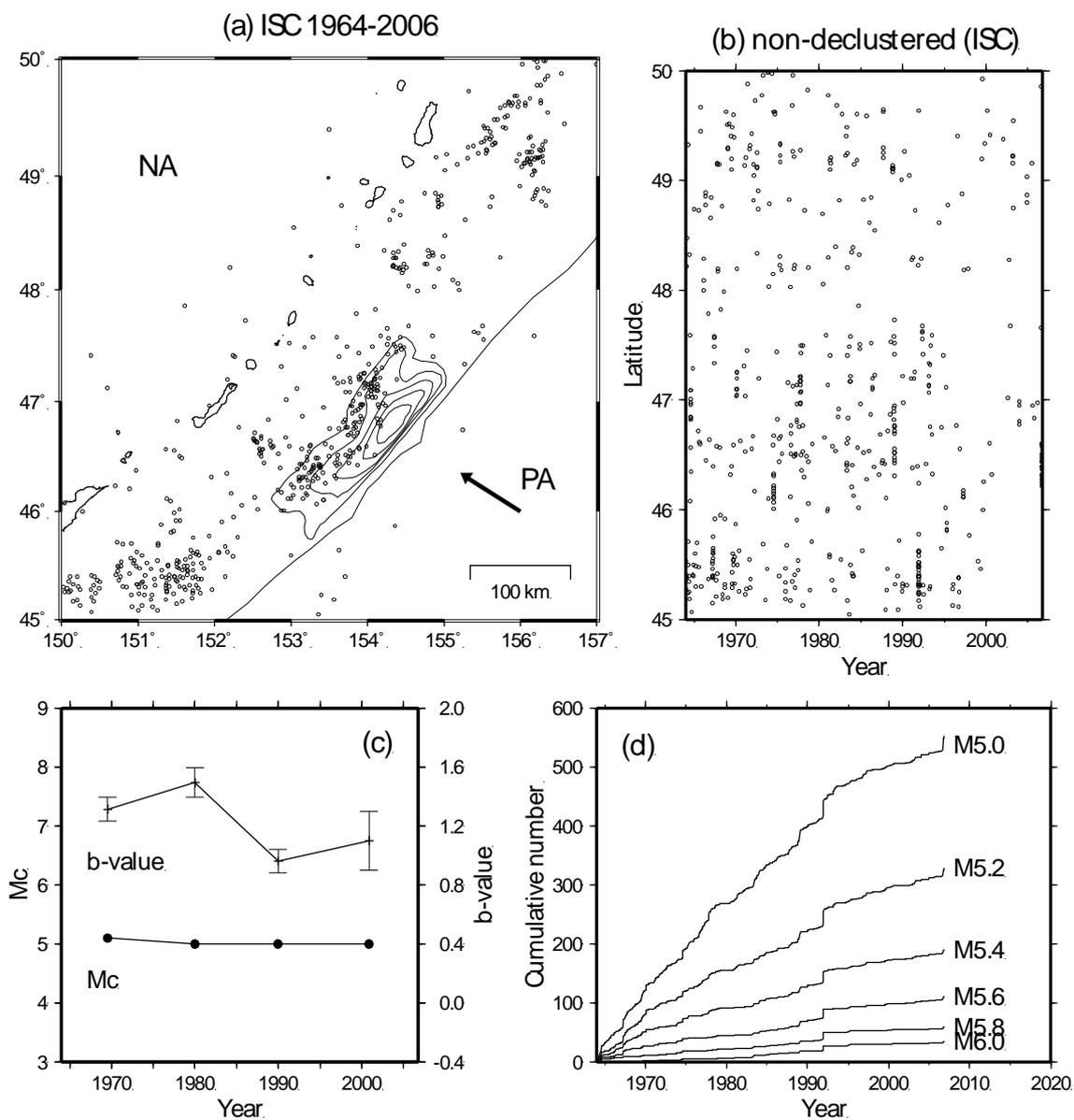


図 1-1. 2006 年千島列島中部の地震(M=8.3)の発生前の地震活動度を調べるために使用した ISC データ。(a) 震央分布(1964~2006 年, M=5.0 以上, 深さ 100km 以浅). PA と NA は太平洋プレートと北米プレートを示す. 矢印は北米プレートに対する太平洋プレートの運動方向を示す. コンターは遠地実体波記録から求めた 2006 年千島列島中部の地震の本震の滑り量分布で, 外側から 2, 4, 6, 8, 10m のコンターを示す¹². (b) 時空間分布, (c) b 値と M_c の時間変化, (d) M 別の積算度数, 例えば, 「M5.2」というラベルは, M5.2 以上の地震の積算度数曲線を示す.

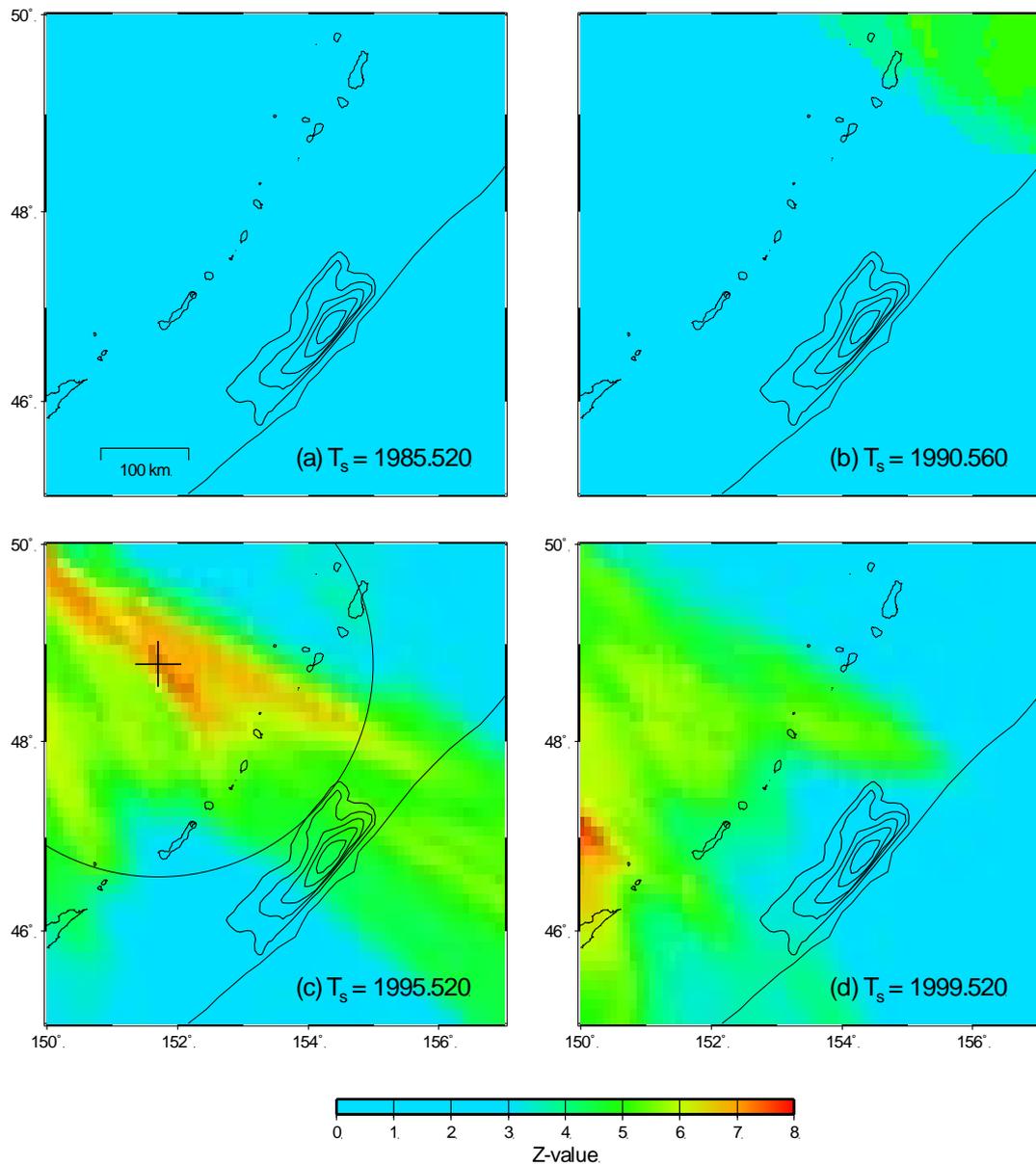


図 1-2. 代表的な時刻 T_s における ZMAP. Z 値は正の大きな値ほど強い静穏化を示す. 格子点間隔は $0.1 \text{ 度} \times 0.1 \text{ 度}$, $N = 100$ 個, $T_w = 7$ 年, T_s は 0.08 年 (約 28 日) 間隔で計算する. コンターは遠地実体波記録から求めた 2006 年千島列島中部の地震の本震の滑り量分布で, 外側から 2, 4, 6, 8, 10m のコンターを示す(山中, 2006).

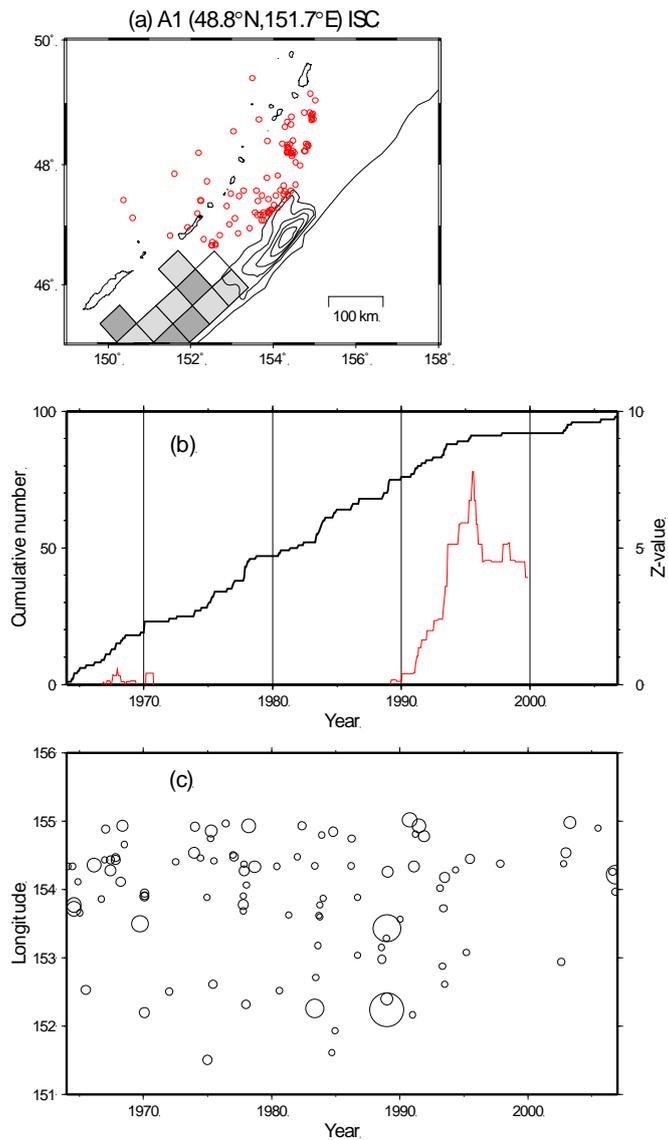


図 1-3. (a) 最も Z 値が大きかった（最も強い静穏化を示した）格子点（北緯 48.8 度，東経 151.7 度）において選択された地震（ISC カタログ）の分布（赤丸）．コンターは遠地実体波記録から求めた 2006 年千島列島中部の地震の本震の滑り量分布で，外側から 2, 4, 6, 8, 10m のコンターを示す¹²．正方形は津波記録から求めた 1963 年択捉島沖地震の滑り量分布¹³．(b) 積算度数分布（黒線）と Z 値（赤線）．(c) 時空間分布．

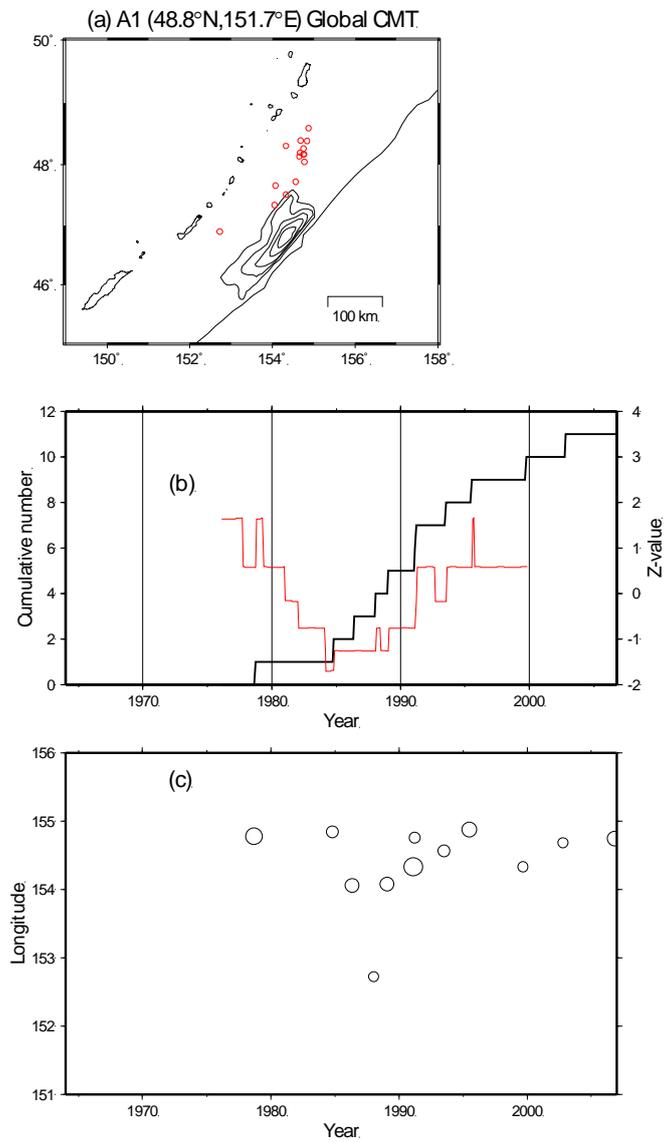


図 1-4. 図 1-3 と同じ範囲の地震を Global CMT カタログから選択した. 1976~2006 年, $M=5.5$ 以上, 深さ 100km 以浅. 各図の意味は図 1-3 と同じ.

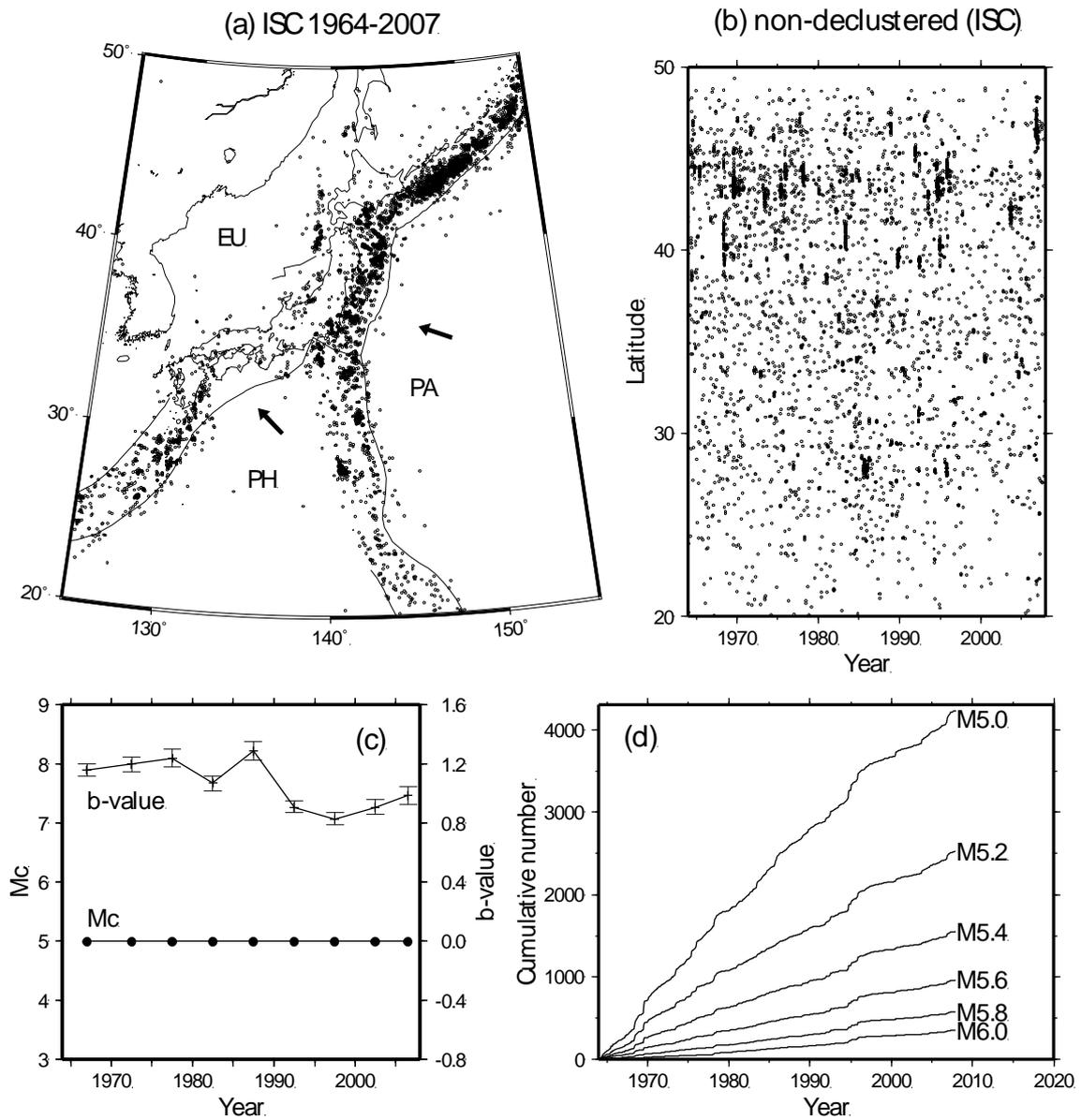


図 1-5. 日本付近の地震活動度を調べるために使用した ISC データ. (a) 震央分布 (1964~2007 年, $M=5.0$ 以上, 深さ 100km 以浅). PA, PH, EU は太平洋プレート, フィリピン海プレート, ユーラシアプレートを示す. 矢印はユーラシアプレートに対する太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動方向を示す. (b) 時空間分布, (c) b 値と M_c の時間変化, (d) M 別の積算度数, 例えば, 「M5.2」というラベルは, M5.2 以上の地震の積算度数曲線を示す.

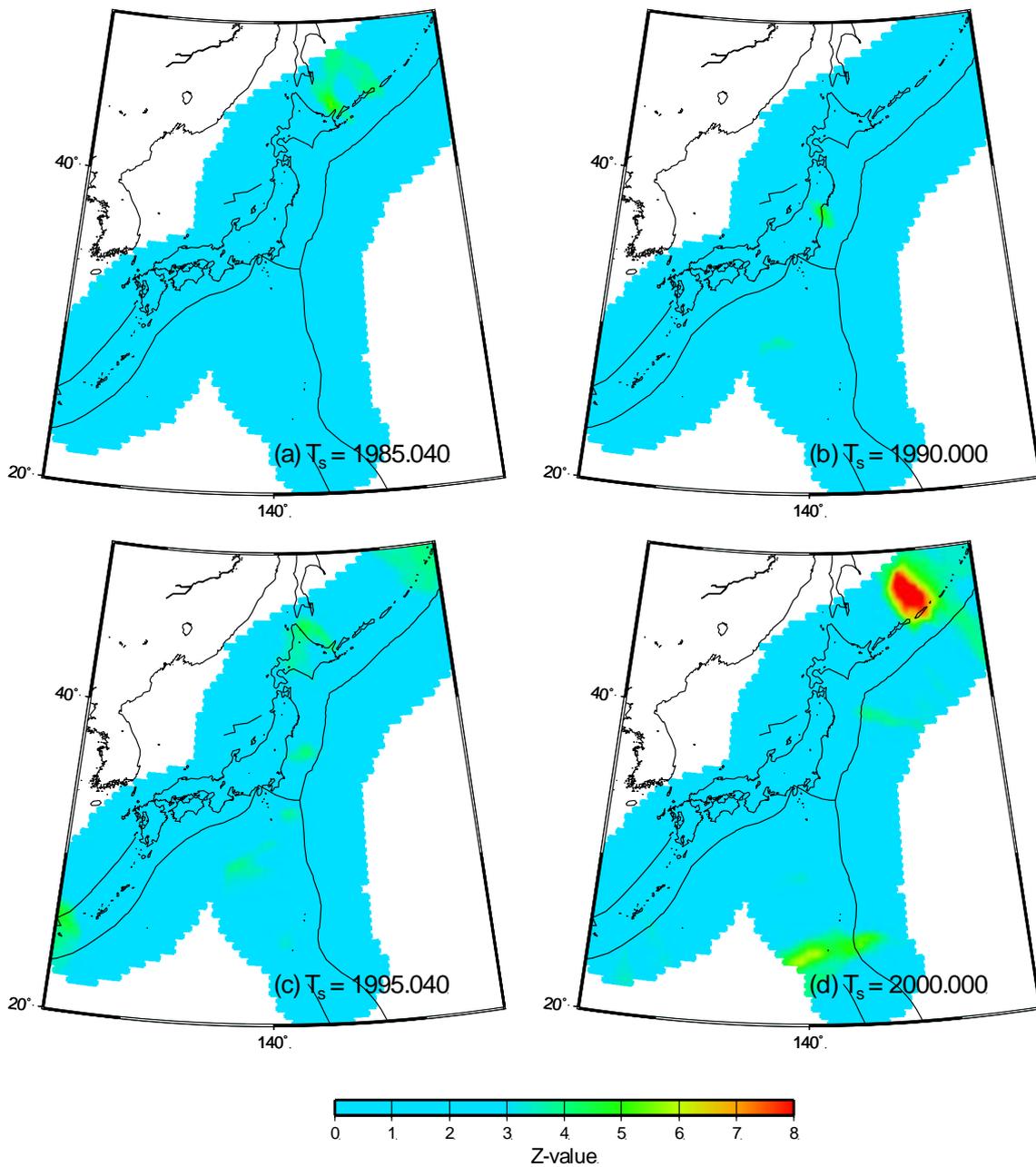


図1-6. 代表的な時刻 T_s における ZMAP. Z 値は正の大きな値ほど強い静穏化を示す. 格子点間隔は 0.5 度 \times 0.5 度, $N = 100$ 個, $T_w = 6$ 年, T_s は 0.08 年 (約 28 日) 間隔で計算する.

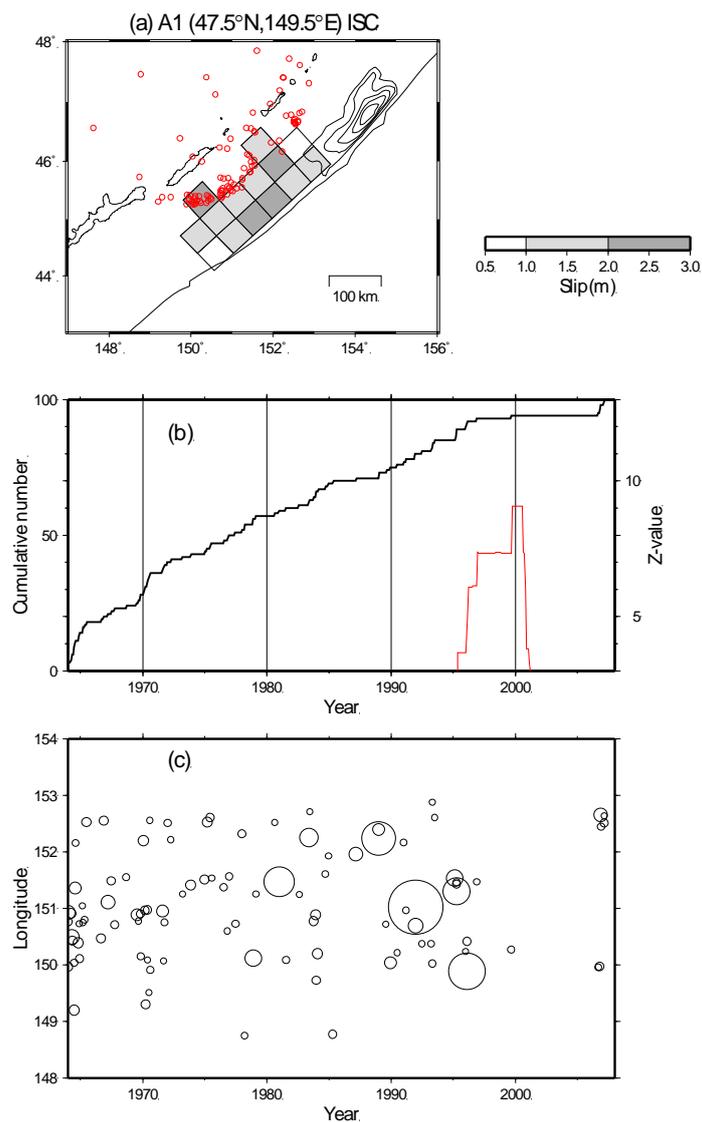


図1-7. (a) 最もZ値が大きかった（最も強い静穏化を示した）格子点（北緯47.5度，東経149.5度）において選択された地震（ISCカタログ）の分布（赤丸）．コンターは遠地実体波記録から求めた2006年千島列島中部の地震の本震の滑り量分布で，外側から2，4，6，8，10mのコンターを示す¹²．正方形は津波記録から求めた1963年択捉島沖地震の滑り量分布（文部科学省，2010）．(b) 積算度数分布（黒線）とZ値（赤線）．(c) 時空間分布．

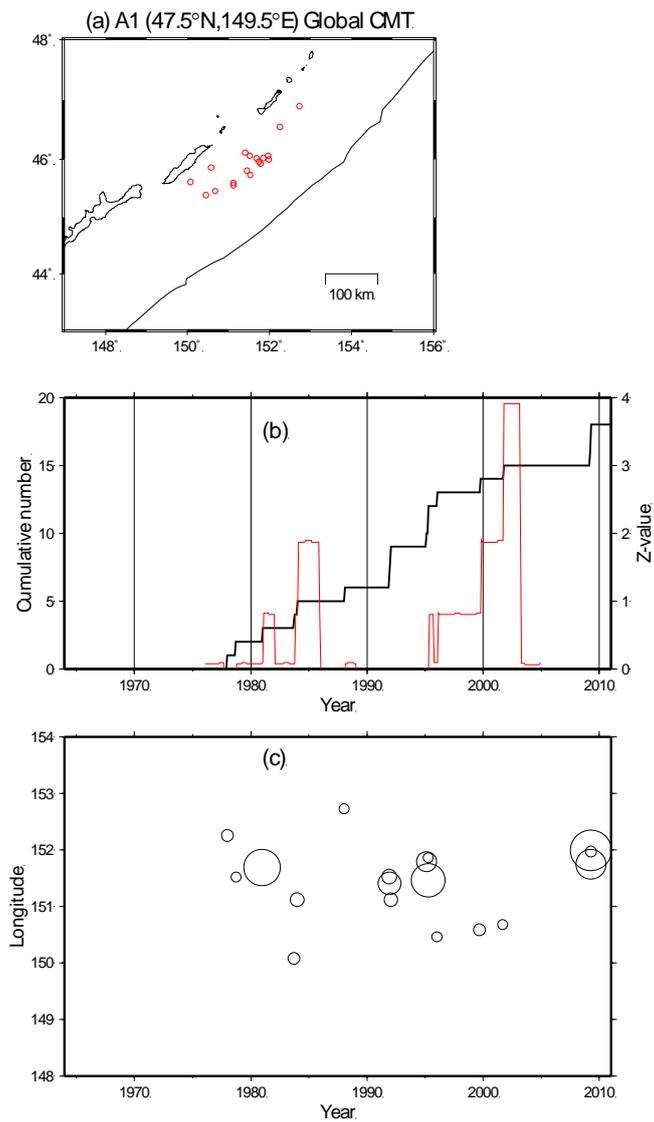


図1-8. 図1-7と同じ範囲の地震をGlobal CMTカタログから選択した。1976~2007年、 $M=5.5$ 以上、深さ100km以浅。各図の意味は図1-7と同じ。

2) 津波観測データの解析

2-1) 1969年色丹沖巨大地震の津波波形インバージョンによる震源過程解析

2-1-1) はじめに

1969年8月12日6時28分、色丹島沖の 42.7° N, 147.6° E, 深さ30 kmでM7.8の巨大地震が発生した。断層パラメータはAbe(1973)がWWSSNの長周期地震記録より走行 220° 、傾斜角 16° 、すべり角 90° と推定した。表面波の振幅比較により地震モーメントは 2.2×10^{21} Nmと推定された。さらにその余震分布より地震の破壊域は長さ180 km, 幅85 kmと推定された(図2-1)。Schwartz and Ruff (1985)やSchwartz and Ruff (1987)は震源時間関数を推定した。その結果、主要なモーメント放出は地震発生から17秒間の初期破壊の間に終了し、その間に地震モーメントの約50%が放出されたと推定した(図2-2)。Kikuchi and Fukao (1987)はモーメント解放分布を推定し、やはり震源近傍で大きなモーメント解放があったことを求めた(図2-3)。

この地震により大きな津波が発生し、渡辺(1998)によると択捉島の太平洋側で1-1.5m、色丹島東南側で5m、色丹島北西側で1m、色丹島オホーツク側で0.5-1m、歯舞諸島で1-2m、国後島で1mに達したとされている。津波は太平洋を伝搬しハワイ諸島に達し、マウイ島で43 cm, ハワイ島ヒロで21 cm, オアフ島ホノルルで15 cm, ミッドウエイ島で49 cmを記録した。日本でも多くの検潮所で津波が記録され、北海道太平洋沿岸や三陸沿岸の漁業施設(養殖筏)で被害が報告されている。

本調査では各地で観測された津波波形を用いて津波波形インバージョンを実施してこの地震のすべり量分布を推定し、地震波形から得られているモーメント解放量と比較することでこの地震の震源過程を議論する。

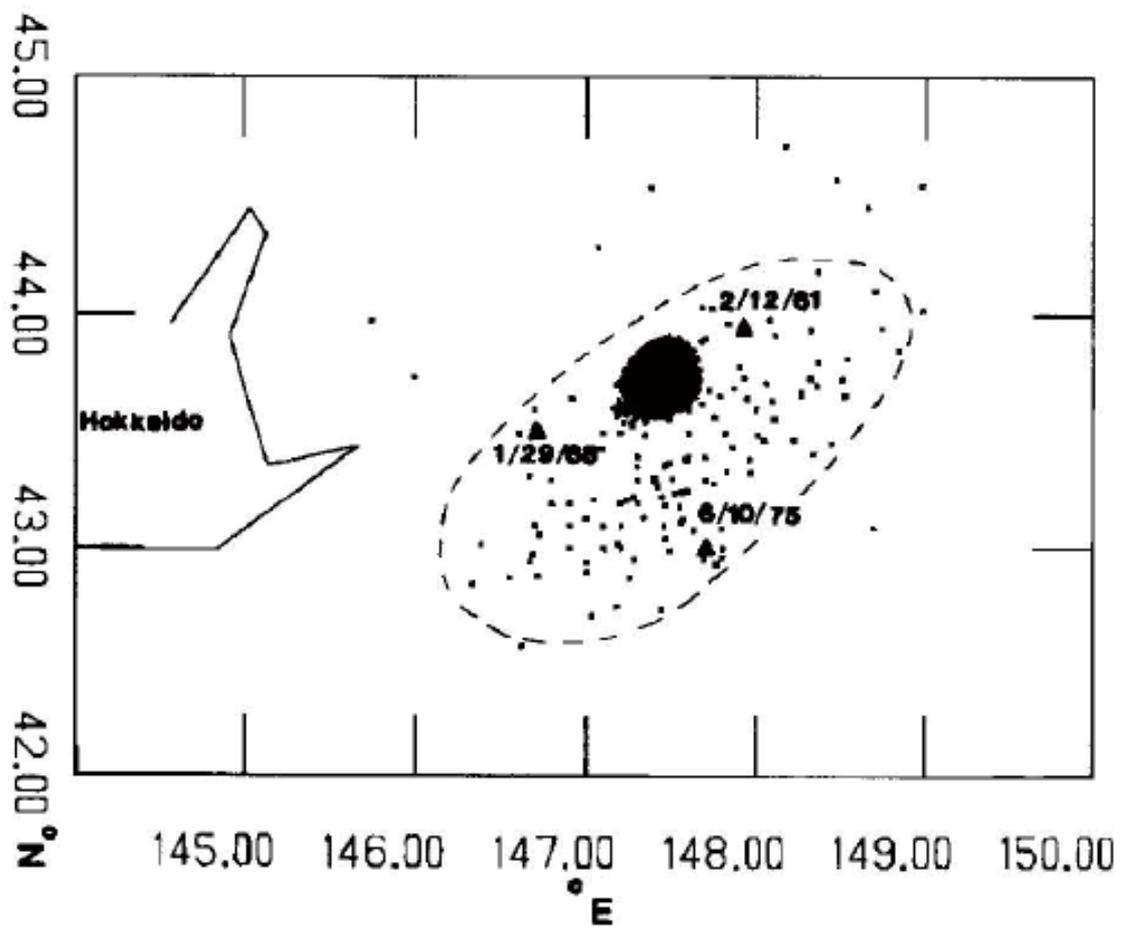


図 2 - 1 1969 年北海道東方沖地震の 1 日間の余震分布 (Schwartz and Ruff, 1985)

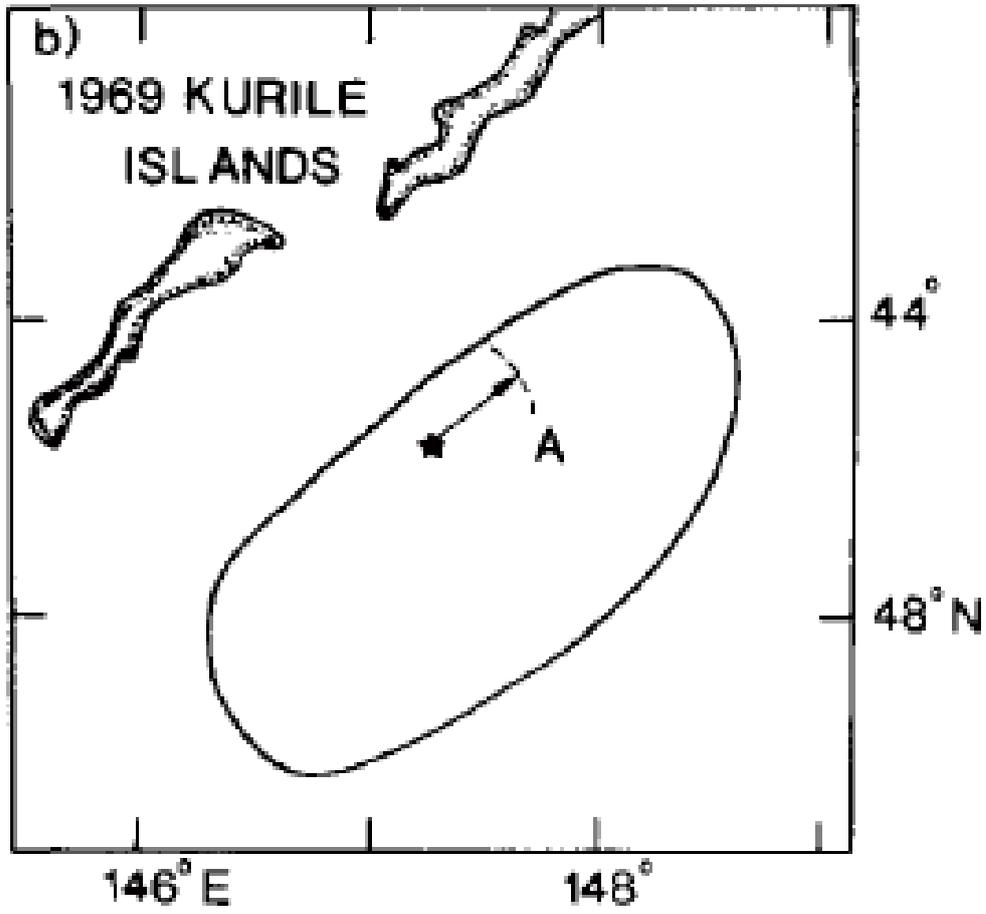


図2-2 Schwartz and Ruff (1987)より、P波を用いて求められた1969年北海道東方沖地震の震源域と大きなモーメント解放域。

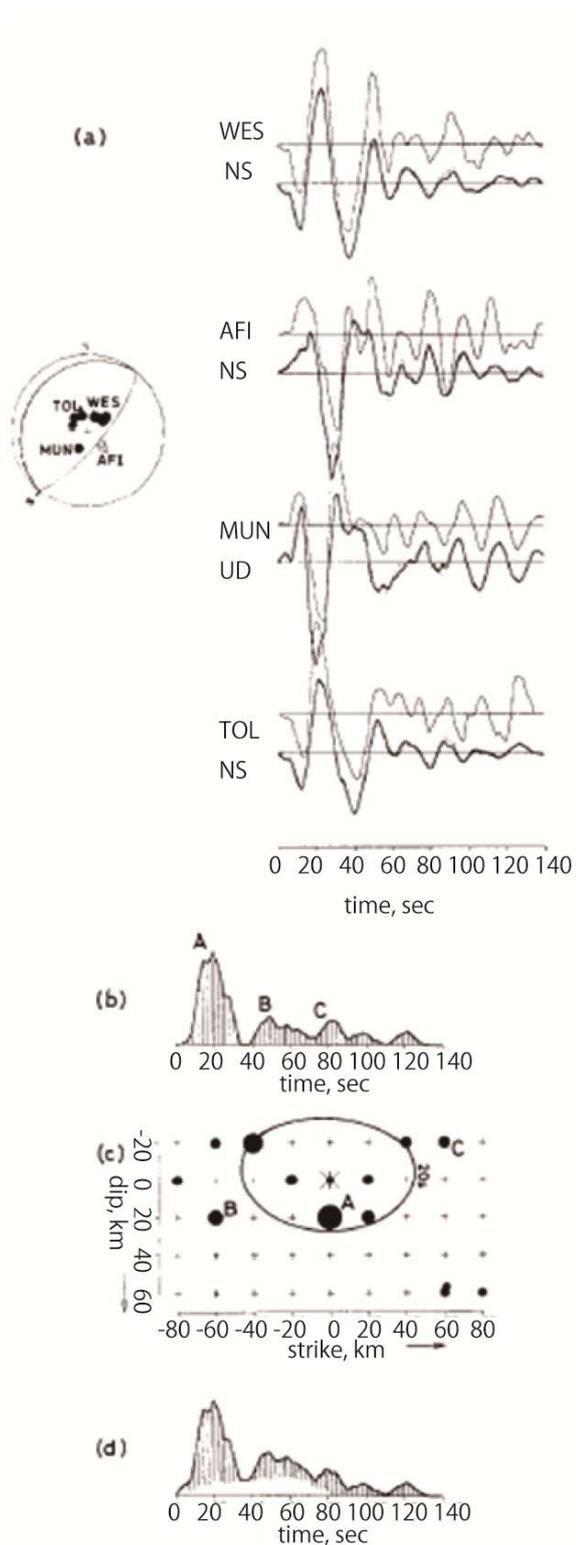


図2-3 Kikuchi and Fukao (1987)より、P波 (a) を用いて求められた1969年北海道東方沖地震の震源時間関数 (b, d) とモーメント解放分布 (c)。

2-1-2) 津波数値計算手法

津波の数値計算領域は、135~220° E, 0~60° N とした。全体として 1 分メッシュの海底地形データを作成した。日本沿岸および海外の検潮所の検潮所周辺は 20 秒メッシュのデータを作成した。津波数値計算時には 1 分メッシュ部分と 20 秒メッシュ部分を繋げて計算を行った。破壊継続時間は 70 秒とした。時間ステップは数値計算の安定条件を満足するよう 1 秒とした。安定条件の式は、 Δt を時間ステップ (s)、 Δx をグリッドの大きさ (m)、 g を重力加速度 (m/s^2)、 d_{\max} を最大の深さ (m) とすると、

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{2gd_{\max}}} \quad (1)$$

と表される。

津波伝播を計算するため、はじめに Okada の式 (Okada, 1985) を用いて各小断層で海底地殻変動を計算した。一般に巨大地震の断層モデルの場合、波長が海の深さに比べ非常に大きいので海面上昇は海底地殻変動と等しい、とみなすことができる。本論文では海面上昇と海底地殻変動が等しいと仮定し、津波の数値計算を行う。津波の数値計算は、線形長波近似式をスタガード格子上の差分法で解く手法を用いた (参照 Satake, 2007)。

津波の数値計算には運動方程式と連続の式を用いる。津波の波長 λ は水深 d に比べて十分長いので、長波とみなすことができる。また津波の水深 d は振幅 h に比べて十分大きいので、一般に線形として扱うことができる。この場合線形長波近似により運動方程式は

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -g \nabla h \quad (2)$$

と表される。この場合 t は時間、 V は水平方向の速さ、 g は重力加速度をそれぞれ表す (図 2-4)。連続の式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot (dV) \quad (3)$$

と表される。

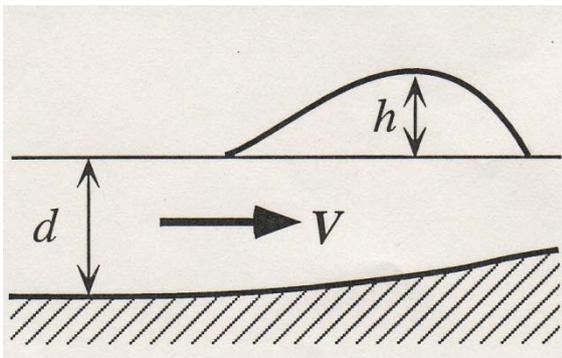


図 2-4. 海のクロスセクション

V : 水平方向の速さ

d : 水深

h : 振幅

また津波の計算範囲を広くすると、遠距離の津波を計算することによりコリオリの項の影響が無視できなくなるため、コリオリの項を考慮した。 Ω を

$$\Omega = \frac{2 \times a \cos(-1)}{24 \times 60 \times 60} \quad (4)$$

とすると、コリオリパラメータ f は

$$f = 2\Omega \cos \theta \quad (5)$$

と表され、 x を東方向、 y を南方向の成分とすると、 x 方向、 y 方向のコリオリの力 \mathbf{F}_x^{Cor} 、

\mathbf{F}_y^{Cor} は

$$\mathbf{F}_x^{Cor} = -f V_y \quad (6)$$

$$\mathbf{F}_y^{Cor} = f V_x \quad (7)$$

となる。このコリオリの項を (2) 式に付け足すと、 x 方向、 y 方向はそれぞれ

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} - f V_y \quad (8)$$

$$\frac{\partial V_y}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial y} + f V_x \quad (9)$$

となる。また (3) 式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -d \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) \quad (10)$$

となる。

次に (8), (9), (10) 式を差分法で解く。(8), (9) 式は Taylor 展開から 2 次以上の項は無視して

$$\frac{1}{\Delta t} [V_x(t + \Delta t) - V_x(t)] = -\frac{g}{\Delta x} [h(x + \Delta x) - h(x)] - f V_y(t) \quad (11)$$

$$\frac{1}{\Delta t} [V_y(t + \Delta t) - V_y(t)] = -\frac{g}{\Delta y} [h(y + \Delta y) - h(y)] + f V_x(t) \quad (12)$$

となる。同様に (10) 式は

$$\frac{1}{\Delta t} [h(t + \Delta t) - h(t)] = -d \left[\frac{1}{x} \{V_x(x + \Delta x) - V_x\} + \frac{1}{y} \{V_y(y + \Delta y) - V_y(y)\} \right] \quad (13)$$

となる。以下では x 方向の速さ U と y 方向の速さ V を扱った伝播を考え、 U , V , h が異なる格子を用いるスタッガードグリッドシステムを適用する (図 2-5)。

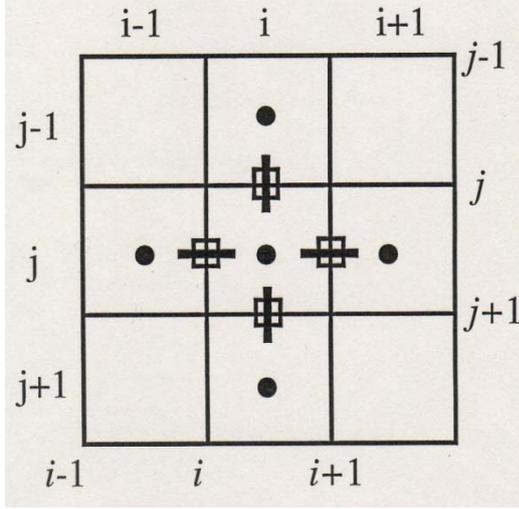


図 2-5. スタッガードグリッドシステム

- : 振幅 (h)
- : 水深 (d)
- : x 方向の速さ (V_x)
- ┃ : y 方向の速さ (V_y)

(11), (12), (13) 式において, $t = l\Delta t$, $x = m\Delta x$ (l, m : 整数) とすると

$$\frac{1}{\Delta t} \left[U_m^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta x} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] - f V_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (14)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[V_m^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta y} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] + f U_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (15)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^{l+1} - h_{m+\frac{1}{2}}^l \right] = -d \left[\frac{1}{x} \left(U_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l+\frac{1}{2}} \right) + \frac{1}{y} \left(V_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l+\frac{1}{2}} \right) \right] \quad (16)$$

となる. プログラムの中では m と $m + 1/2$, $l - 1/2$ と l を同等に扱うことができるため, $m = m + 1/2 \equiv i$, $l - 1/2 = l \equiv 1$, $l + 1/2 = 2$ となり, (15), (16), (17) 式は

$$U(i, 2) = U(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta x} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] - f V(i, 1) \Delta t \quad (17)$$

$$V(i, 2) = V(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta y} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] + f U(i, 1) \Delta t \quad (18)$$

$$h(i, 2) = h(i, 1) - d \Delta t \left[\frac{1}{x} \{U(i+1, 2) - U(i, 2)\} + \frac{1}{y} \{V(i+1, 2) - V(i, 2)\} \right] \quad (19)$$

となる. これらの式を用いて数値計算を行う.

境界条件については, 陸と海との境界では完全反射条件

$$U(i,2)=0 \quad (20)$$

を適用する。計算領域との境界では射出条件

$$\frac{h(x+\Delta x,t+\Delta t)-h(x+\Delta x,t)}{h(x,t)-h(x+\Delta x,t)} = \frac{\Delta t \sqrt{gd}}{\Delta x} \quad (21)$$

⇕

$$h(i,2) = h(i,1) + \frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gd} [h(i-1,1) - h(i,1)] \quad (22)$$

を適用する。これらの式は Satake (2007) を参考にした。

2-1-3) 津波波形インバージョン手法

各小断層で津波の数値計算を行い、Green 関数としてインバージョンに用いた。津波波形インバージョンを行い、各小断層のすべり量を求めた。さらにすべり量の値が負にならないよう拘束条件を与えた。津波波形を用いたインバージョンの方法は、 i をデータ数、 j を小断層の数字、 A を計算波形のデータ、 x をすべり量、 b を観測波形のデータとすると、

$$A_{ij}(t) x_j = b_i(t) \quad (23)$$

と求められ、ある時刻での行列は

$$\begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} & \cdots & A_{1j-1} & A_{1j} \\ A_{21} & A_{22} & \cdots & A_{2j-1} & A_{2j} \\ A_{31} & A_{32} & \cdots & A_{3j-1} & A_{3j} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ A_{i-21} & A_{i-22} & \cdots & A_{i-2j-1} & A_{i-2j} \\ A_{i-11} & A_{i-12} & \cdots & A_{i-1j-1} & A_{i-1j} \\ A_{i1} & A_{i2} & \cdots & A_{ij-1} & A_{ij} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_{j-1} \\ x_j \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \\ \vdots \\ b_{i-2} \\ b_{i-1} \\ b_i \end{pmatrix} \quad (24)$$

となる。この方程式を解くことにより各小断層でのすべり量が求められる (参照 Satake, 2007)。

すべり量の誤差を求めるために、Jackknife method (ex. Tichelaar and Ruff, 1989) を用いた。この手法はデータをランダムに選びインバージョンを行う手法を繰り返すことにより、誤差を求めるものである。本研究では全データ数 1185 の中からデータ数 500 を取り除き、インバージョンを 50 回繰り返し誤差を求めた。Jackknife method の式を以下に示す。 n はデータ数、

x はデータの値とすると、平均 \hat{x} は

$$\hat{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (25)$$

と表される。次に、標準偏差 $\hat{\sigma}$ は

$$\hat{\sigma} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

となる。 j は取り除いたデータ数、 k を $k = n - j$, p を小断層の数、 Q を

$$Q = \left(\frac{k - p + 1}{n - k} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

と仮定すると、誤差 E は

$$E = \hat{\sigma} \cdot Q \quad (27)$$

と求められる。

インバージョンに用いた津波波形データは 1 分間隔で、津波の初期波または第二波までを用いた。

2-1-4) 津波波形データと断層モデル

昨年度までに収集された波形データをデジタル化し、潮汐を取り除いた津波波形の中から津波波形インバージョンに使用可能な 23 点の検潮所で記録された津波波形をデータ抽出した。日本の検潮記録は 14 点 (網走, 花咲, 広尾, 浦河, 苫小牧, 函館, 八戸, 宮古, 大船渡, 気仙沼, 鮎川, 小名浜, 布良, 串本), ハワイ列島など太平洋の島々やアリューシャン列島等の検潮記録は 9 点 (Midway Island, Nawiliwili, Kahului, Hilo, Honolulu, Kwajalein Island, Guam, Eniwetok, Christmas Island) で 検潮所の位置を 図 2-6 と 図 2-7 に示す。それぞれの検潮所で記録されたデータと、潮汐補正を行った後の津波波形を 図 2-8 に示す。

断層モデルのパラメータは走行= 230° (千島海溝軸の走行より), 傾斜= 25° (周辺のプレート境界の傾斜角を参考), すべり角= 90° (低角逆断層) とした。この地震の震源域は余震分布 (図 2-1) を含むようにプレート境界面 300 km x 100 km に 12 個の小断層を配置した。さらにこの震源域は Schwartz and Ruff (1987) や Kikuchi and Fukao (1987) が遠地地震波解析より推定したモーメント解放域を含む。断層モデルの最浅端の深さは 10 km とした。破壊継続時間は、このサイズの地震に典型的な 70 秒として数値計算を実施した。

2-1-5) 津波波形インバージョンの結果

津波波形インバージョンの結果を 図 2-9 と表 2-1 に示す。また観測津波波形と計算津波波形の比較を 図 2-10 に示す。最も大きく滑った断層は色丹島沖で 3.2m のすべりが推定された。そ

の東隣の小断層でも 2.8m のすべりが推定された。この位置は Schwartz and Ruff (1987) が遠地地震波形解析から推定した大きなモーメント解放域とほぼ同じプレート境界である。さらに大きくすべったプレート境界の浅い側 (小断層 8 や 11) でも 1m 程度のすべり量が推定された。1m 以上すべった大すべり域は 200 km に達したと言える。剛性率を $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定すると、地震モーメントは $1.1 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 8.0$) と推定された。

2-1-6) 考察

津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域はプレート境界でその長さは 200 km に達していると推定された。本研究で推定された 1969 年色丹沖巨大地震の破壊域の西隣で発生した 1973 年根室半島沖巨大地震の破壊域は Tanioka et al. (2007) によって津波波形より推定されている。図 2-9 に示すように、1969 年色丹沖地震のすべり域と 1973 年根室半島沖地震のすべり域は重ならず、その間にすべり残した空白域も存在しない事が明確になった。つまり、1973 年根室半島沖地震は 1952 年十勝沖巨大地震と 1969 年色丹沖地震の間のプレート境界を重なることなく、埋めるように発生したことが明確になった。さらに図 2-11 に示すように 1975 年根室半島沖津波地震の震源域とも重ならない事が確かめられた。

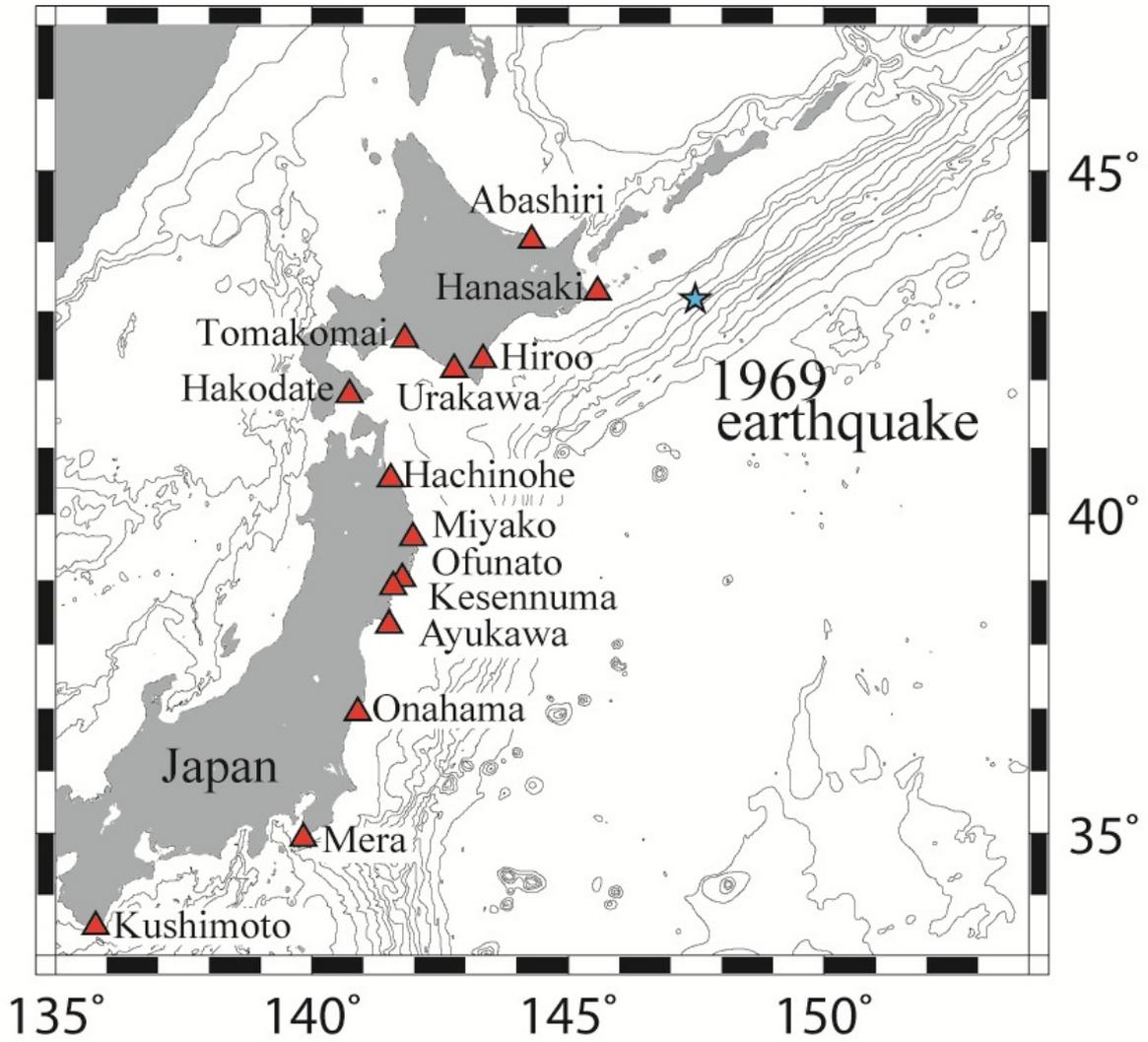


図 2-6 1969 年北海道東方沖地震の震源(☆), 津波波形インバージョンに用いた日本の検潮所(△)の位置を示す. 等深線の間隔は 1000m.

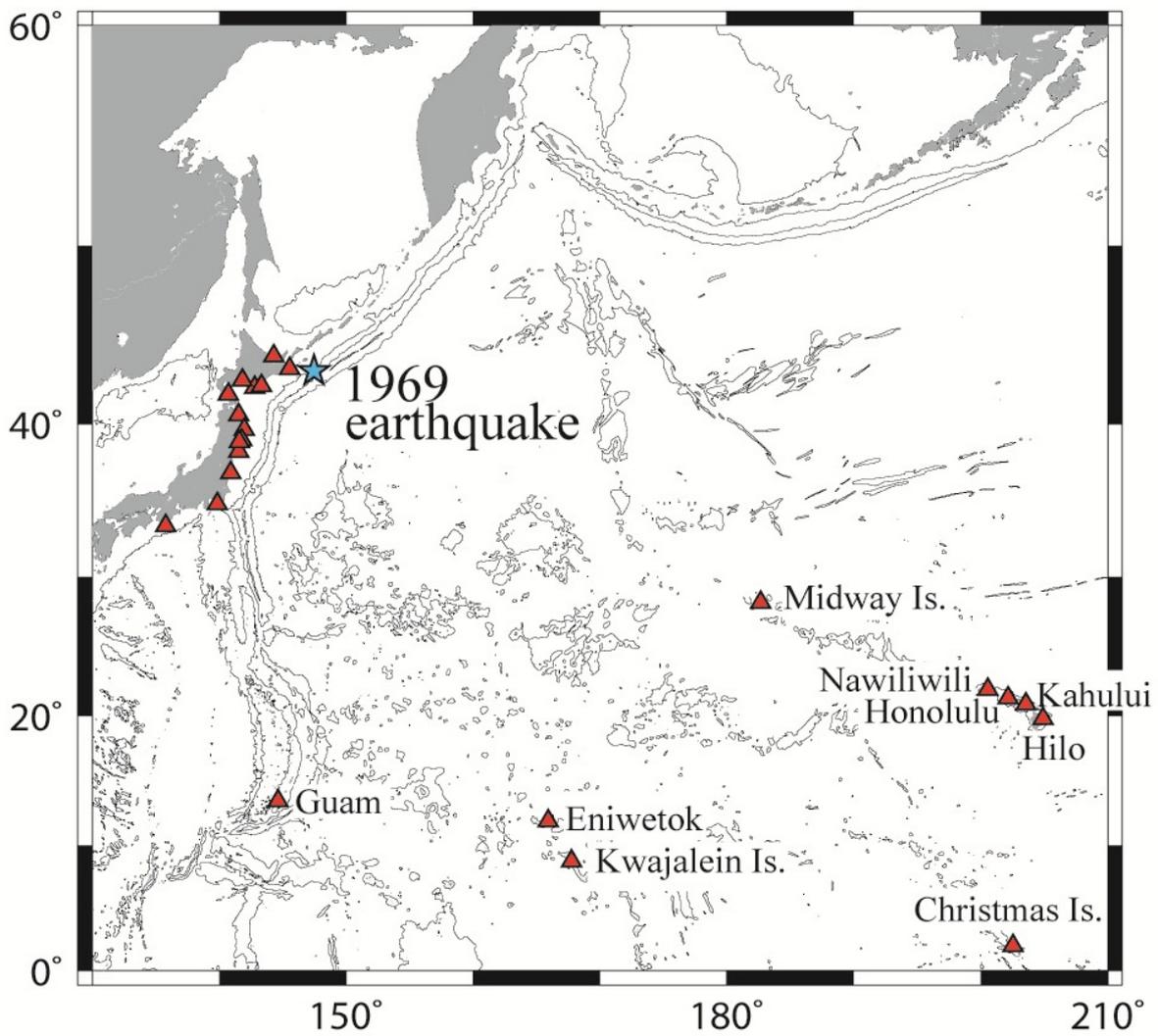


図 2-7 津波数値計算の計算範囲. 1969 年北海道東方沖地震の震源(☆), 津波波形インバージョンに用いた検潮所(△)の位置をそれぞれ示す. 等深線の間隔は 3000m.

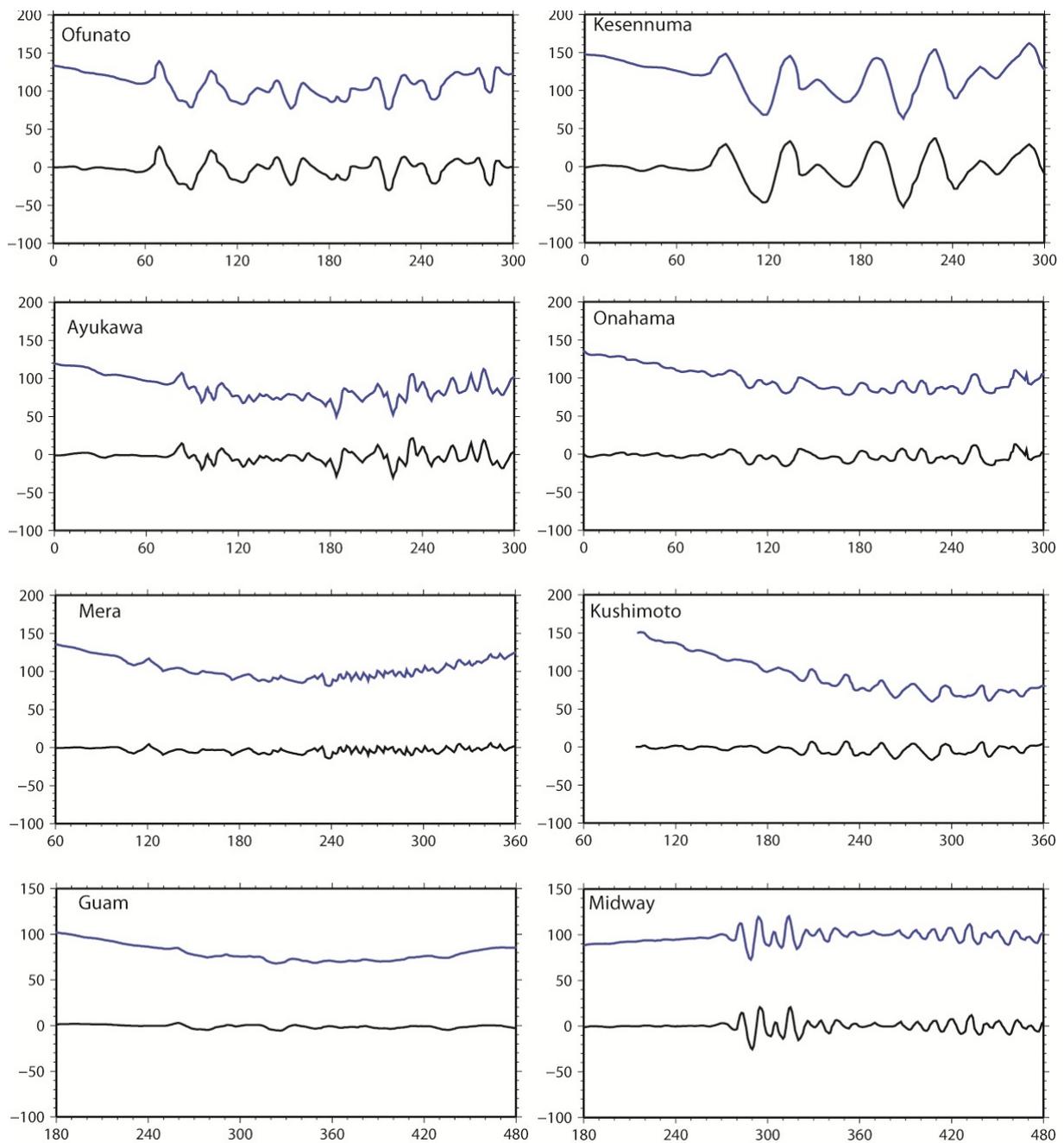


図 2-8 検潮所で記録された津波波形(青), 検潮所で記録されたデータから潮汐を取り除いた津波波形(黒). 縦軸に津波の高さ(cm), 横軸に時間(分)を表す. 時間は地震が発生した時刻を 0 とする.

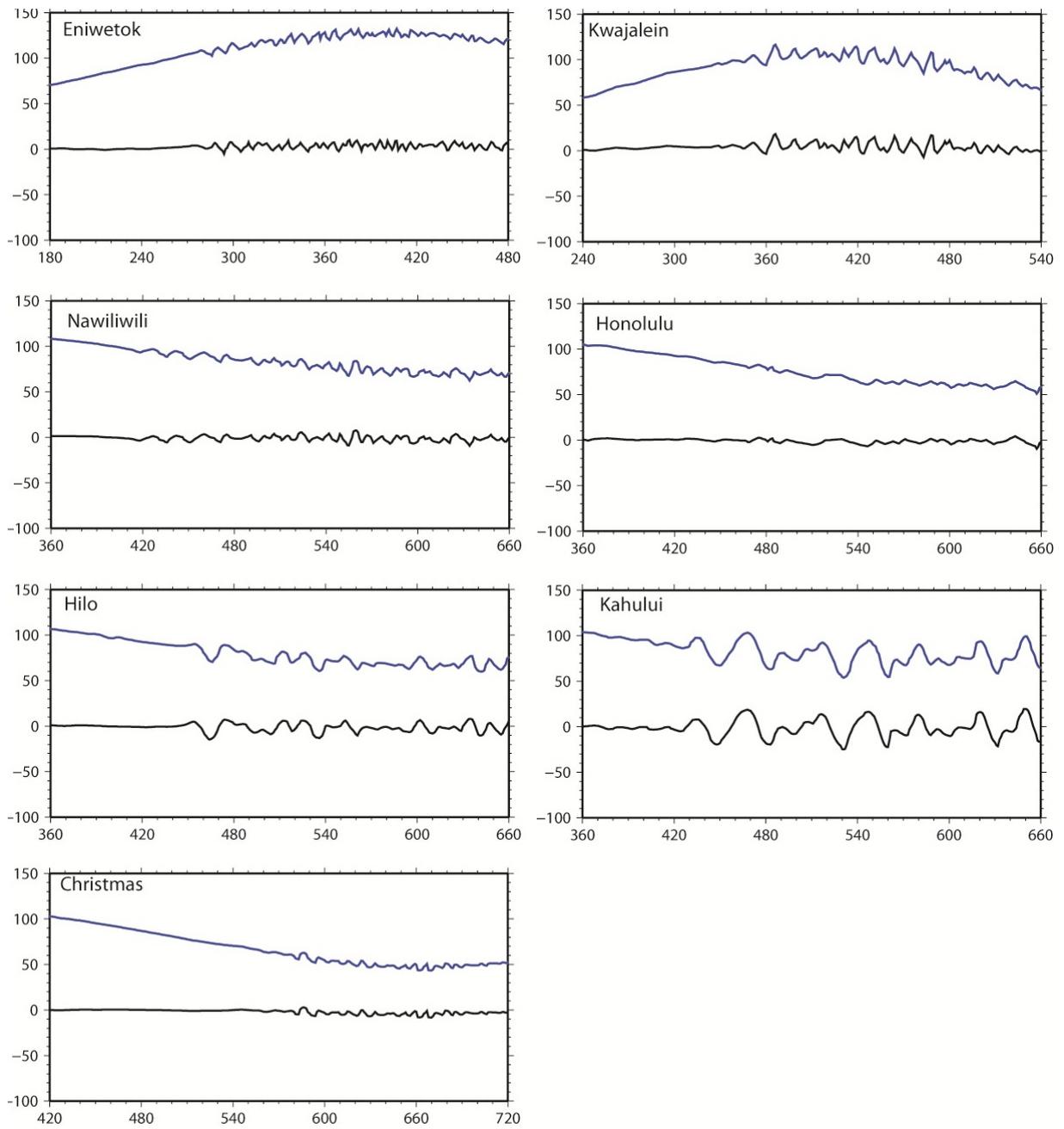


図 2-8 の続き

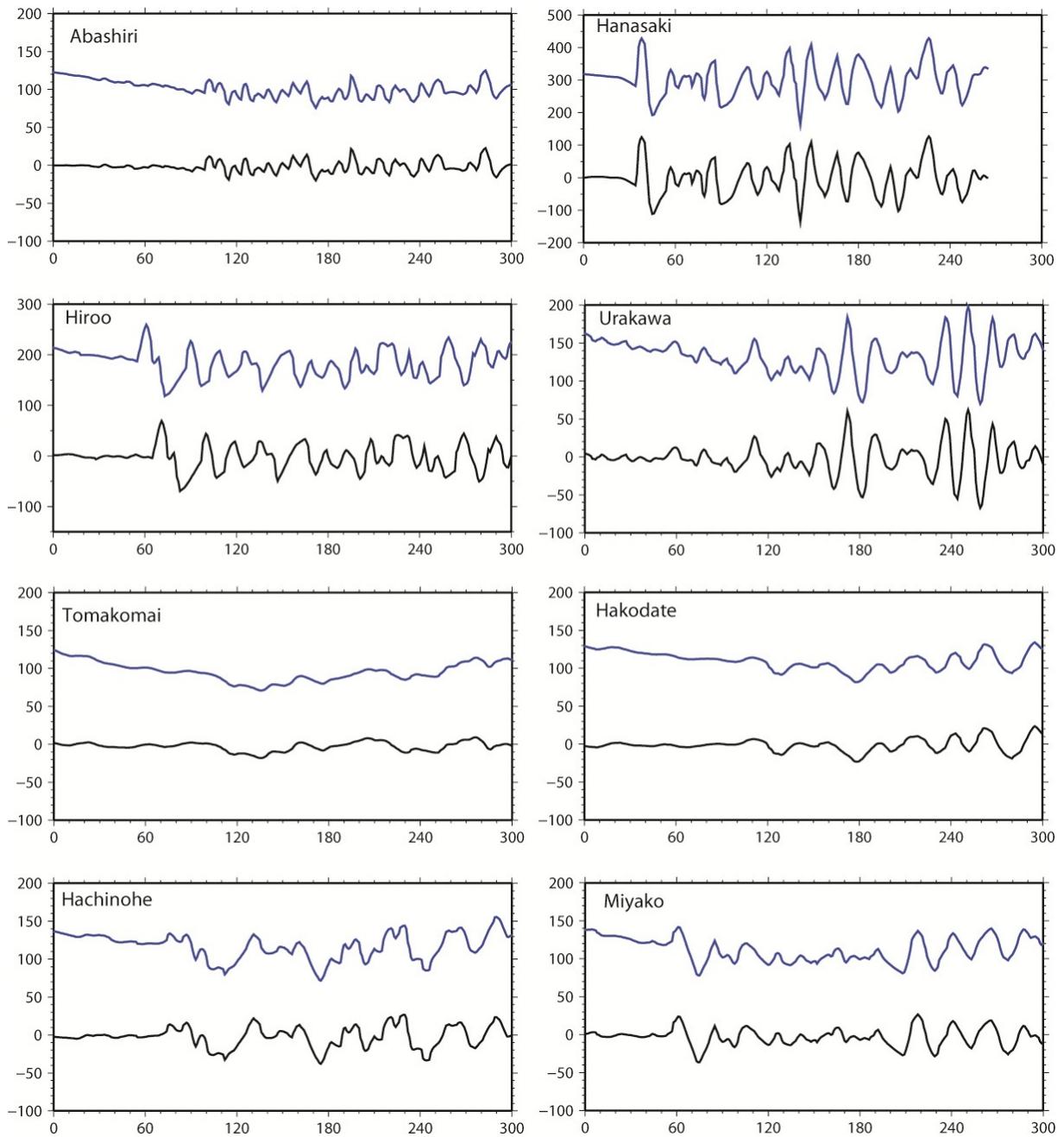


図 2 - 8 の続き

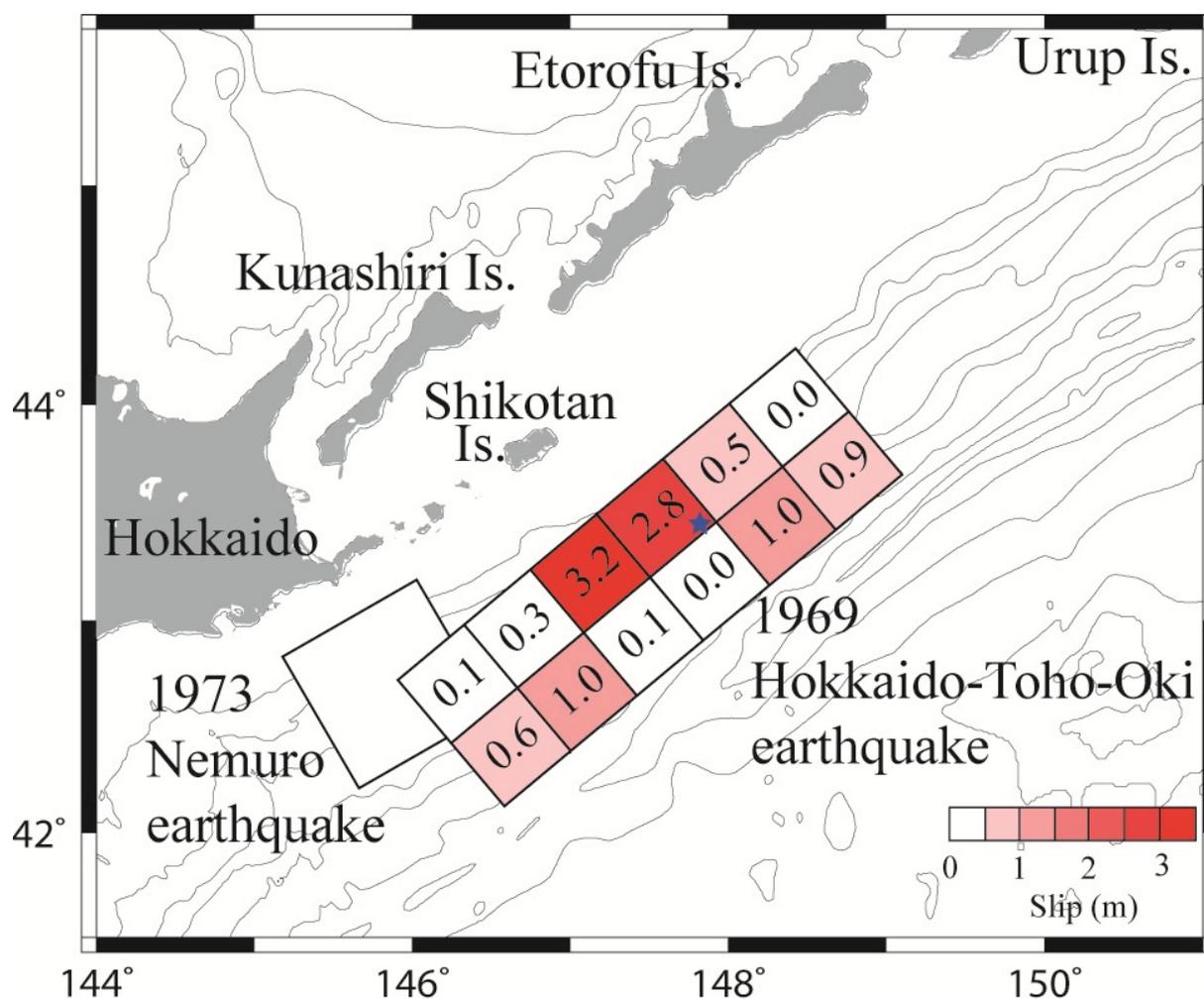


図 2-9 津波波形インバージョンによる 1969 年北海道東方沖地震のすべり量分布. ☆は震源を表す. 等深線の間隔は 1000m. 小断層の大きさは 50 km×50 km. また 1973 年根室沖地震の破壊域 (Tanioka et al., 2007) を示す.

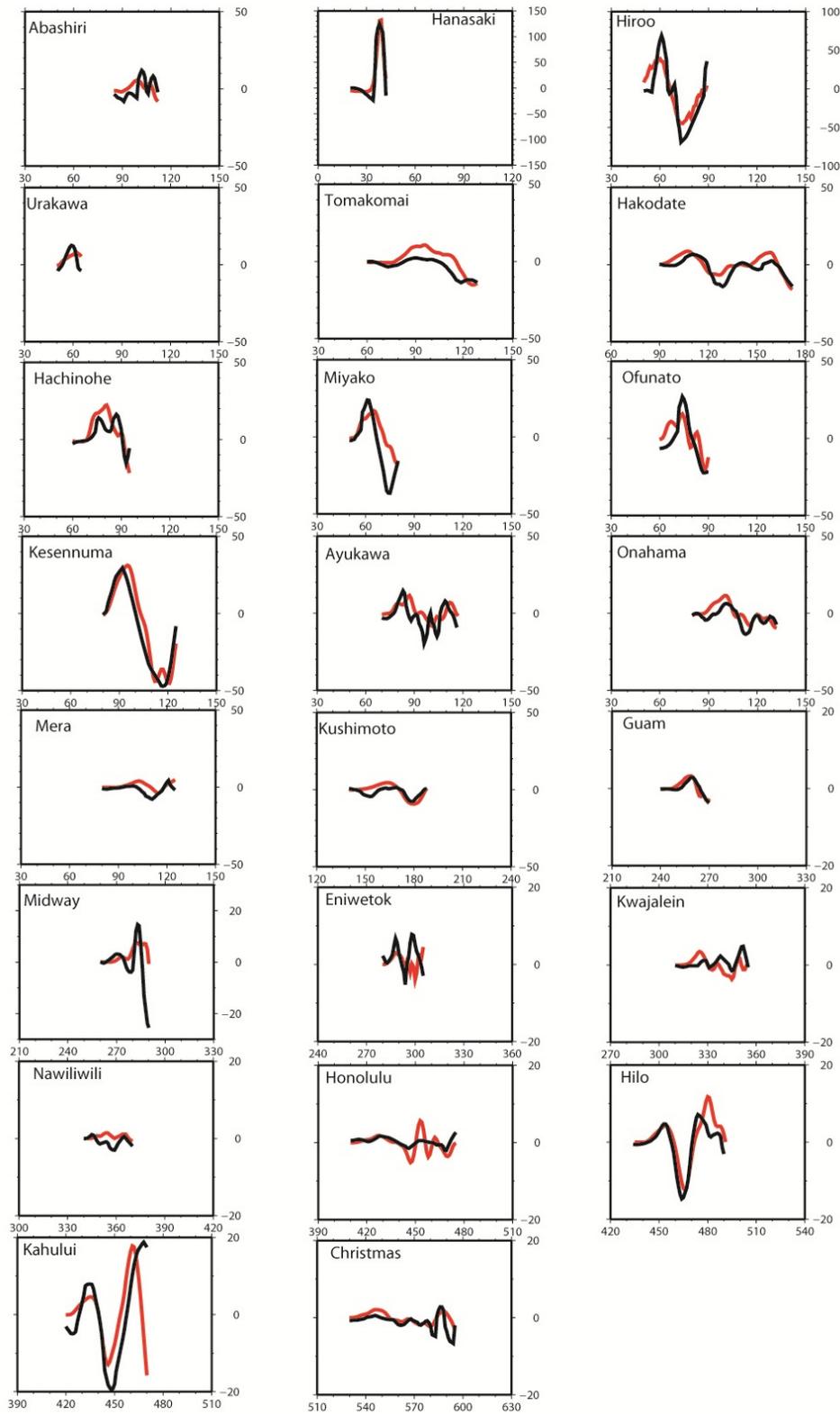


図 2-10 1969 年北海道東方沖地震の津波波形インバージョンから求めた観測波形(黒)と計算波形(赤)の比較. 縦軸に津波の高さ(cm), 横軸に時間(分)を表す. 時間は地震が発生した時刻を 0 とする.

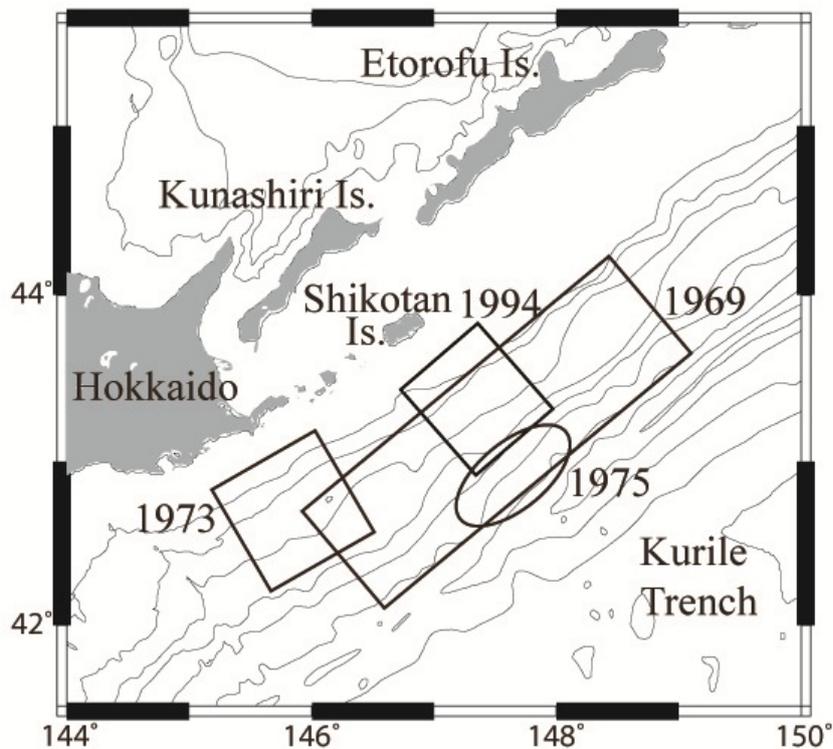


図 2-11 1969 年色丹沖巨大地震の震源域と 1973 年根室半島沖巨大地震の震源域 (Tanioka et al., 2007), 1975 年根室半島沖津波地震の余震域, 1994 年千島東方沖地震の震源域 (Tanioka et al., 1995) の比較

表 2-1 1969 年色丹沖巨大地震のすべり量分布と誤差分布

subfault number	slip (m)	error (m)	subfault number	slip (m)	error (m)
1	0.1	0.1	7	0.6	0.2
2	0.3	0.3	8	1.0	0.3
3	3.2	0.5	9	0.1	0.3
4	2.8	0.8	10	0.0	0.2
5	0.5	0.5	11	1.0	0.4
6	0.0	0.1	12	0.9	0.5

2-2) 1963年択捉沖巨大地震の最大余震の津波波形インバージョンによる震源過程再解析

2-2-1) はじめに

1963年10月20日09時53分11秒、択捉島沖の 44.7° N, 150.7° E, 深さ = 10 km で1963年10月13日の択捉島沖巨大地震の最大余震が発生した。断層パラメータはSchwartz and Ruff (1987) より 走行 = 225° , 傾斜 = 15° , すべり角 = 90° と推定されている。破壊域は本震と比較すると海溝側の上部, 南西側に位置する (Fukao, 1979) (図2-12)。

この地震により地震の規模のわりにとても大きな津波が発生し, 太平洋やオホーツク海に伝播した。津波の高さは, ウルップ島 10 ~ 15 m, 択捉島 7 ~ 8 m, 国後島 0.5 m, 歯舞島 0.7 ~ 0.8 m。また八戸における津波の最大全振幅は 50 cm (渡辺, 1998)。津波の高さは大局的に本震の高さの 0.4 倍であった。たとえばカリフォルニアにおける津波の高さは本震の場合 70 cm, 最大余震の場合 30 cm。しかし破壊域付近ではとても大きな津波が発生し, ウルップ島では本震の場合 5 m であったのに対し, 最大余震では 10~15 m とはるかに大きくなった。検潮所で記録された津波波形の初動から, 津波の波源域が求められた (Solov' ev, 1965 and Hatori, 1971)。Hatori (1971) の津波波源域を図2-13に示す。また余震域の広がりから, 破壊域は 100 km×60 km と推定された (Fukao, 1979) (図2-12)。

津波地震と定義する様々な特徴は, 地震の規模のわりに破壊過程の時間が非常に長く, 長周期の地震波が観測されること (Kanamori, 1972) や, 津波波形から求められた地震モーメントより, 表面波から求められた地震モーメントのほうが小さく見積もられること (Ward, 1982) などが挙げられる。また津波地震の震源は他のプレート境界型地震の震源より浅く, 海溝に非常に近い場所で発生し, 低い剛性率の堆積物をゆっくり破壊する (Wiens, 1989)。Satake and Tanioka (1999) は, 深さが浅い海溝寄りで発生した地震は, ゆっくり破壊が進むため地震波のわりに海底地殻変動が大きく, 津波が励起され津波地震となると述べている。

1963年択捉島沖巨大地震の最大余震の長周期地震波と津波波形を比較すると, 津波波形のわりに非常に小さい地震波が観測された (Fukao, 1979)。同様に表面波の振幅のわりにとても大きな津波が発生した (Kanamori, 1972 and Abe, 1981)。Abe (1979) より求められた津波マグニチュード $M_t = 7.9$ は実体波解析より求められた地震モーメント 0.6×10^{20} Nm ($M_w = 7.1$) (Wiens, 1989) や表面波解析より求められた地震モーメント 0.7×10^{20} Nm ($M_w = 7.2$) (Furumoto, 1979) に比べて 0.5 以上大きく, 津波地震であると言える。Abe (1981) より求められた表面波マグニチュードと津波マグニチュードの関係を 図2-14 に示す。また Fukao (1979) よりこの地震は, 地震の規模のわりに破壊過程の時間が長く, 海溝付近の浅い場所でゆっくりすべりが発生したため津波地震となったと述べられている。

昨年度, 津波波形インバージョンにより, 最大余震のすべり量分布を推定したが, 花咲で観測された津波観測波形と, 他の験潮所での津波観測波形を合わせて, インバージョンに用いるべき最適な時間領域を決めて再解析を実施した。

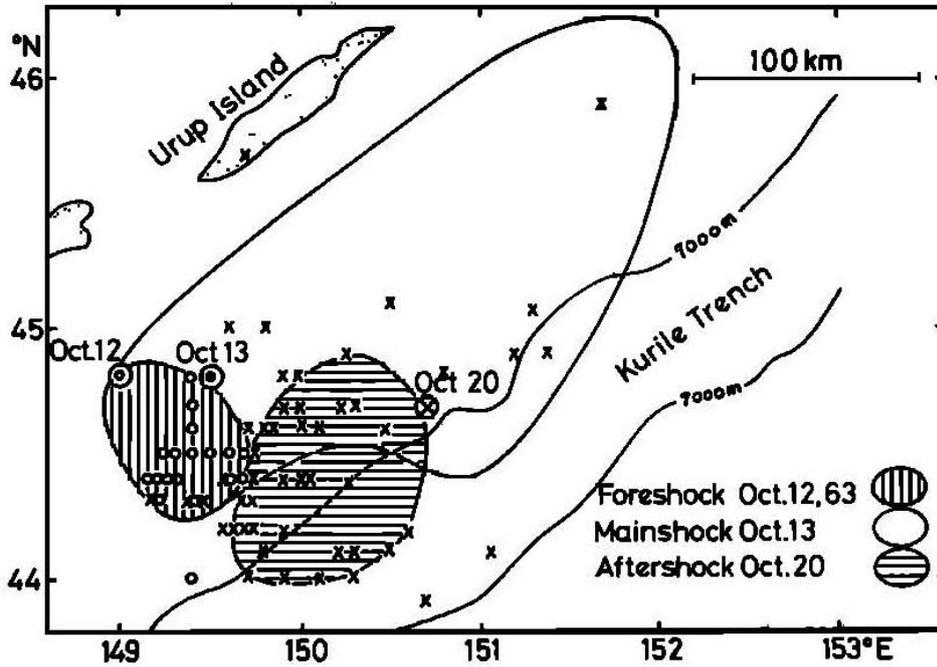


図 2-12. 1963 年択捉沖巨大地震の最大前震 (10 月 12 日)・本震 (10 月 13 日)・最大余震 (10 月 20 日) に対する余震分布. 白丸は最大前震と本震の間に発生した地震, ×印は最大余震後 3 日間に発生した地震の位置を示す. (Fukao, 1979 より)

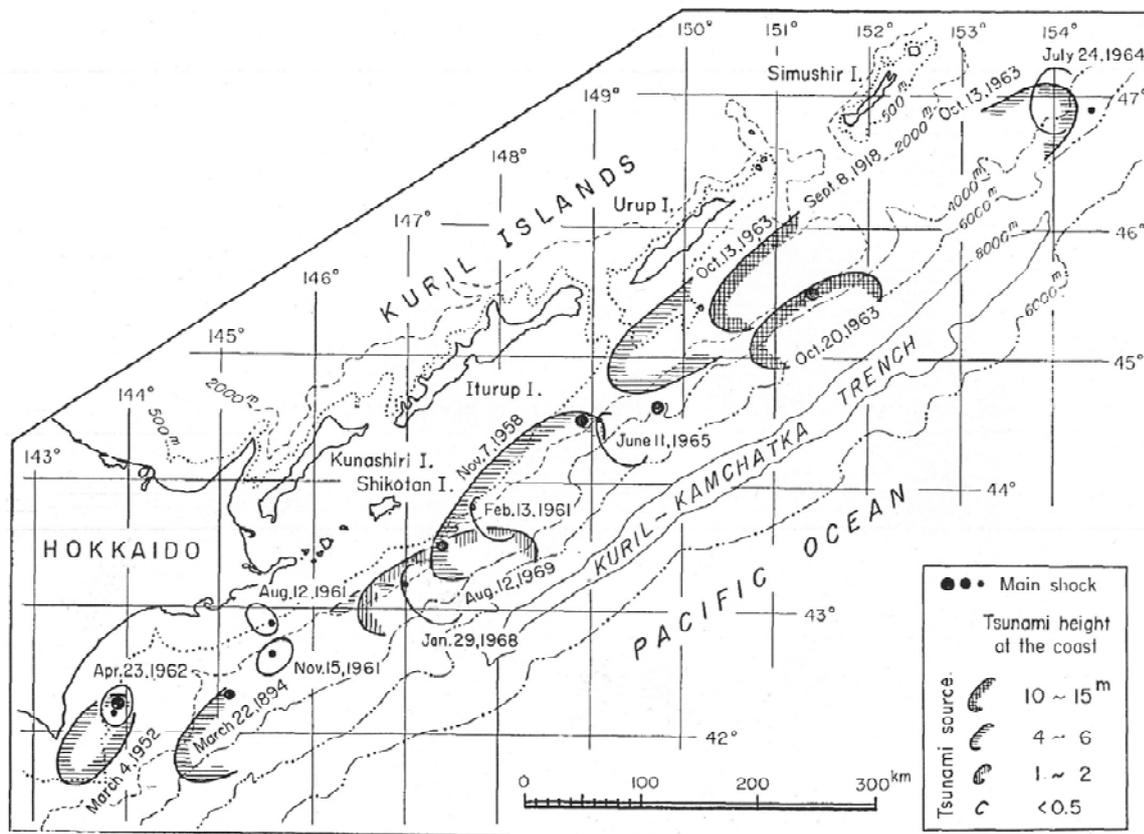


図2-13. 76年間（1894年-1969年）に北海道から千島列島にかけて発生した津波に対し、沿岸での津波高から推定された波源の分布。（Hatori, 1971より）

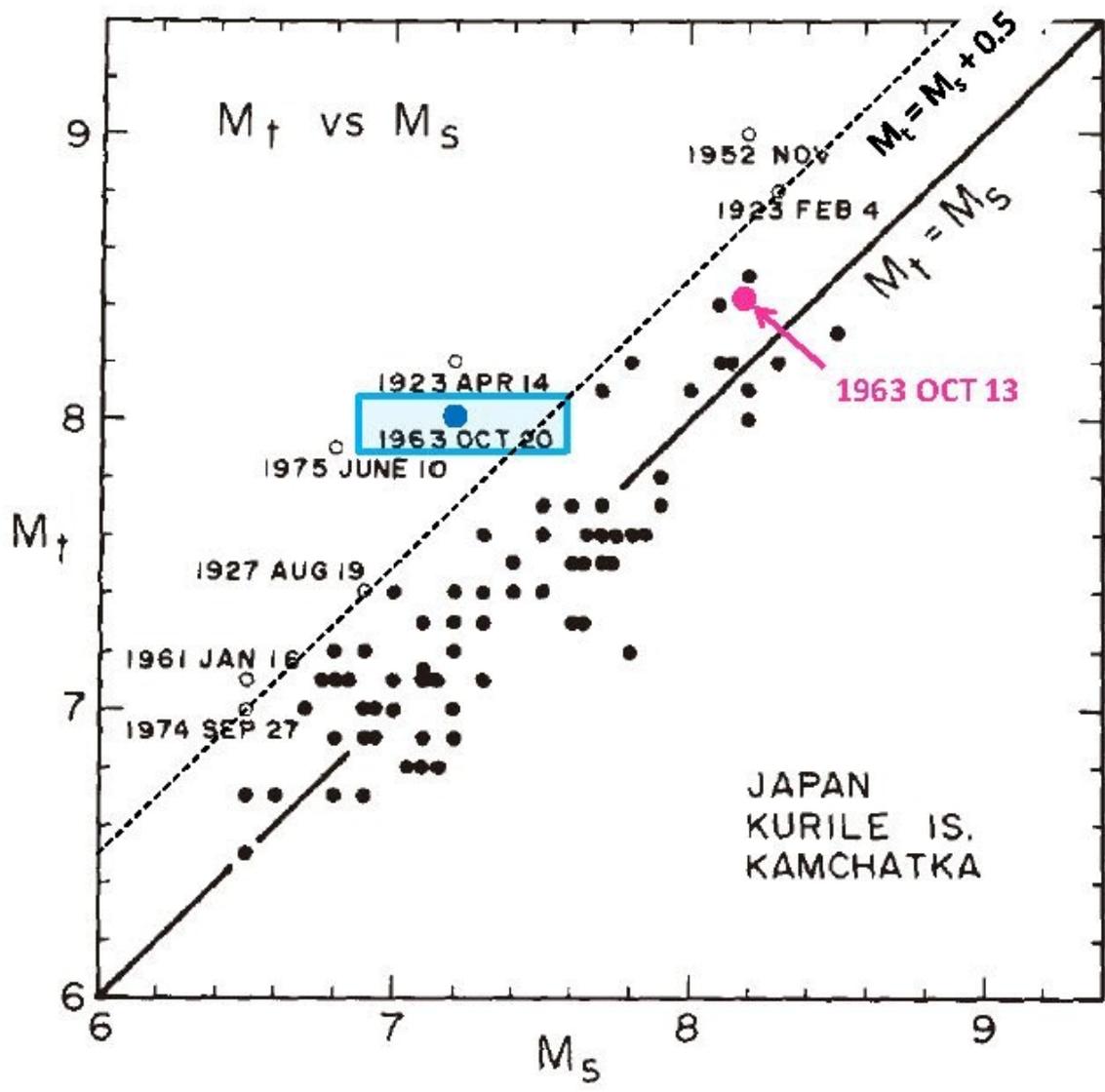


図 2-14. M_t と M_s の関係。直線が $M_t = M_s$ を示す、 $M_t - M_s$ が 0.5 以上の異常な地震を白丸に発生日を付して示す。（Abe, 1981 より）

2-2-2) 津波波形データと断層モデル

潮汐補正を行った7点の検潮所、ロシア人研究者より提供を受けた検潮記録2点 (Kurilsk, Matua) およびハワイ諸島など太平洋の島々での検潮記録5点 (Nawiliwili, Hilo, Honolulu, Christmas Island, Wake Island) (図2-15, 図2-16), に日本の花咲で観測された津波波形を加えた合計8点の津波観測波形を使用した。

断層モデルのパラメータは走行 = 225° , 傾斜 = 15° , すべり角 = 90° とした。この地震の震源域は津波地震であることを考え海溝寄りのプレート境界 350 km x 100 km程度に14個の小断層を配置した。Fukao (1979) より求められた破壊域 100 km x 60 km, や Beck and Ruff (1987) より求められた破壊域を大きく含む領域に配置した。小断層のサイズは 50 km x 50 km とした。小断層の位置を図2-17に示す。震源は断層モデルの北側 (小断層14) に位置する。破壊継続時間に関しては200秒として数値計算を実施した。津波数値計算手法や津波インバージョンの手法は2-1-3章と2-1-4章に記した。

2-2-3) 津波波形インバージョンの結果

津波波形インバージョンの結果を図2-18に示す。また観測津波波形と計算津波波形の比較を図2-19に示す。最も大きく滑った断層は13で3.1mのすべりが推定された。この場所はFukao (1979) や Beck and Ruff (1987) など地震波形解析から推定されている場所とほぼ同じ位置で海溝近傍のプレート境界である。さらに1963年本震では大きなすべりが発生しなかった位置に推定されている。さらに、1.9mの大きなすべりが南西側でも推定された。昨年度の結果よりも少し北東側に移動しているが、このすべりは花咲の検潮記録を説明するために必要となる。以上より1963年択捉島巨大地震の最大余震の震源域は海溝寄りのプレート境界を300kmにも渡った長い領域を破壊したと考えられる。これは、津波地震の大きな特徴と言える。剛性率を $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定すると、地震モーメントは $1.0 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.9$) と推定された。

2-2-4) 考察

津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域は昨年度と同様に海溝寄りでの長さは300kmにも達していると推定された。これは1896年明治三陸津波地震などを含む典型的な津波地震の特徴のひとつと言える。さらに津波波形インバージョンより求められた地震モーメントは $1.0 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.9$) となり、この結果は実体波解析より求められた地震モーメント $0.6 \times 10^{20} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.2$) (Wiens, 1989) や、表面波解析より求められた地震モーメント $0.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.2$) (Furumoto, 1979) と比べて非常に大きな値となった。この結果は昨年度と同様に本最大余震が津波地震であることを明確に示すものであろう。

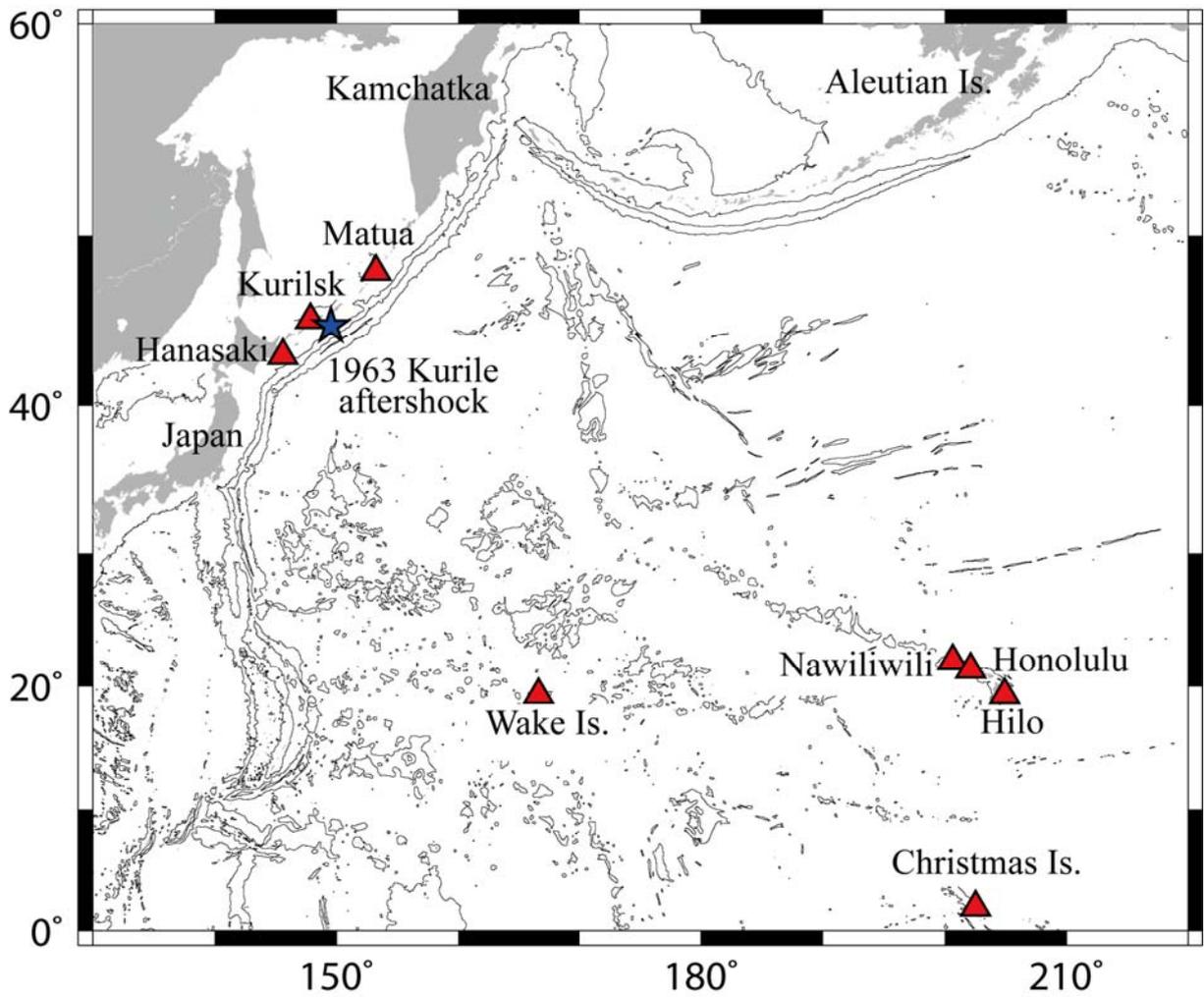


図 2-15. 1963 年最大余震の津波数値計算領域. ★は 1963 年最大余震の震源を示す. ▲は 1963 年最大余震の津波波形インバージョンに使用した検潮所の位置を示す. 水深のコンターは 3000m 間隔.

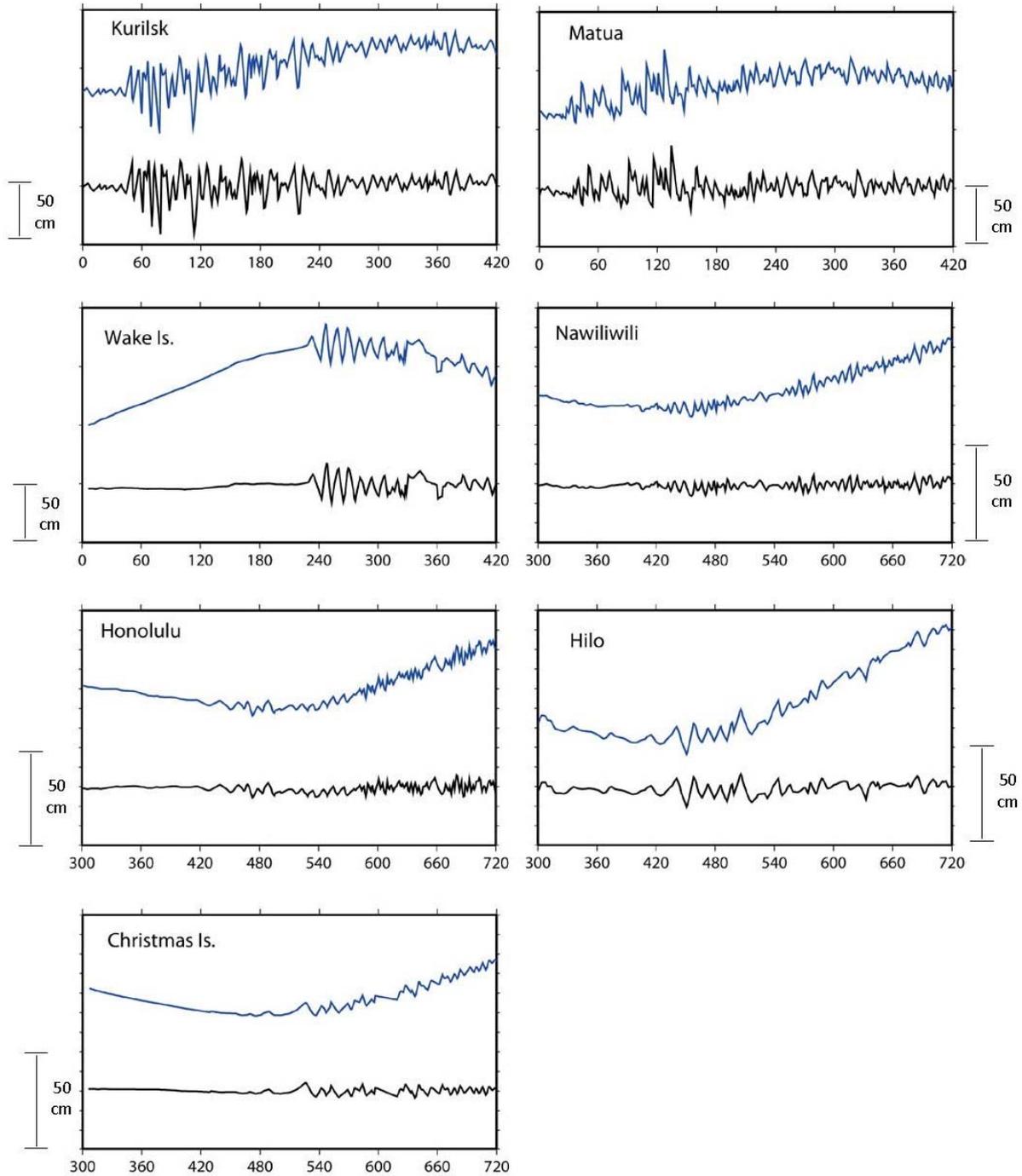


図 2-16. 各観測点での観測原波形（青）と潮汐補正を行った後の波形（黒）の比較. 横軸は地震発生時からの時間（分）.

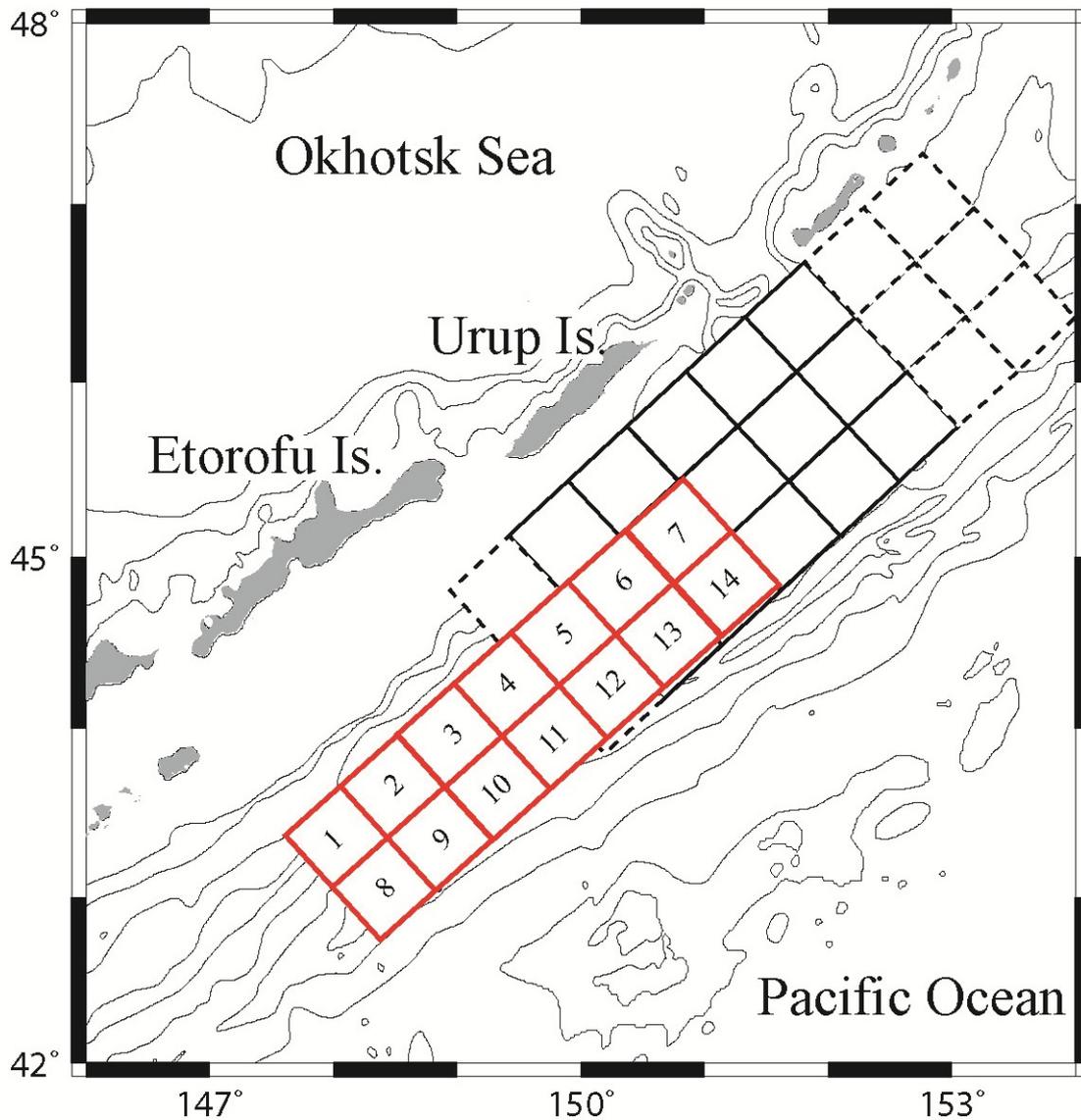


図 2-17. 1963 年最大余震の津波波形インバージョンに用いた小断層 14 個 (赤) の位置を示す. 小断層 (黒線・黒点線) は 1963 年本震のすべり量分布推定断層の位置を示す. 水深のコンター間隔は 1000m.

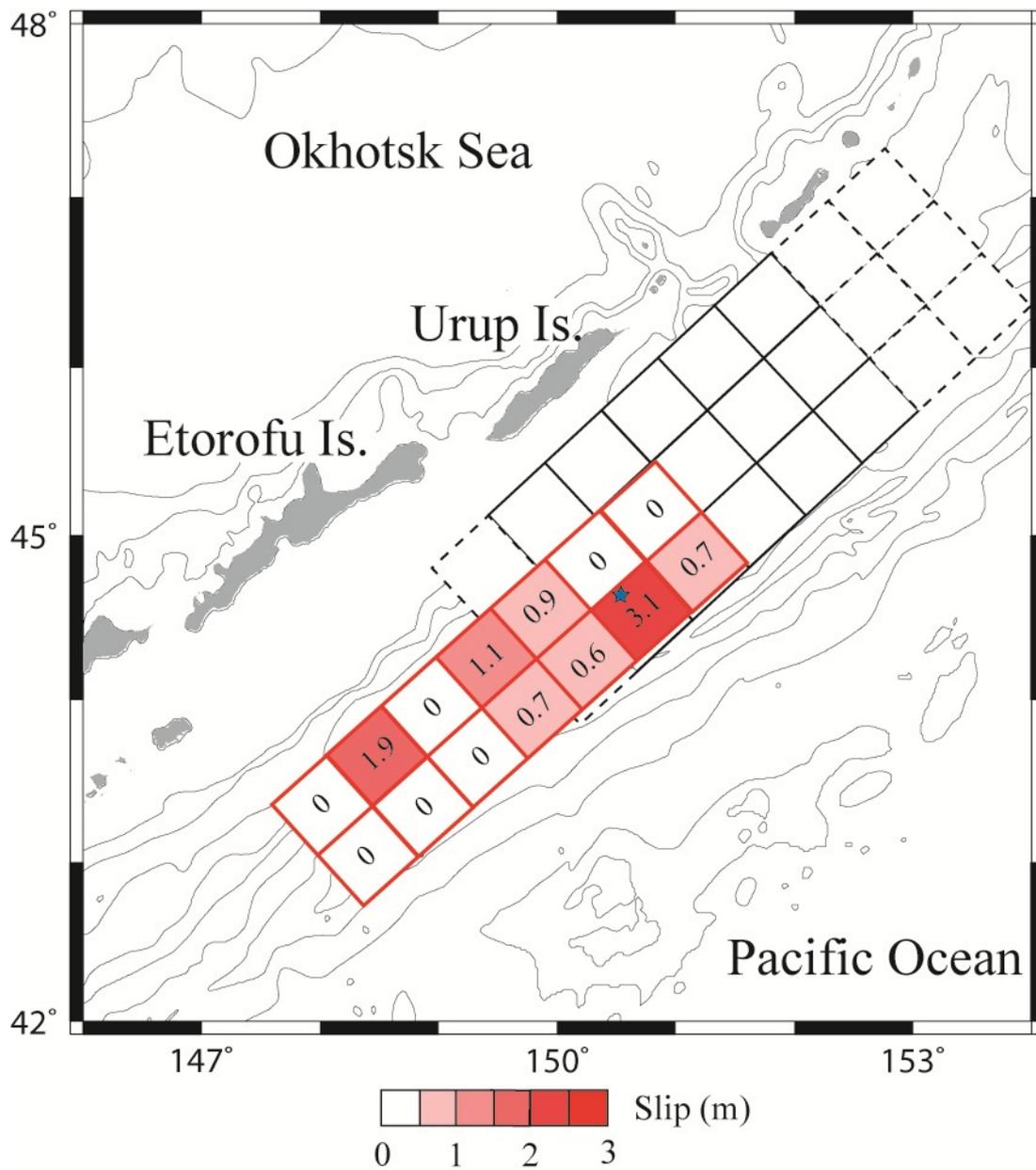


図 2-18. 津波波形インバージョンにより推定された 1963 年最大余震のすべり量分布. 水深のコンター間隔は 1000m.

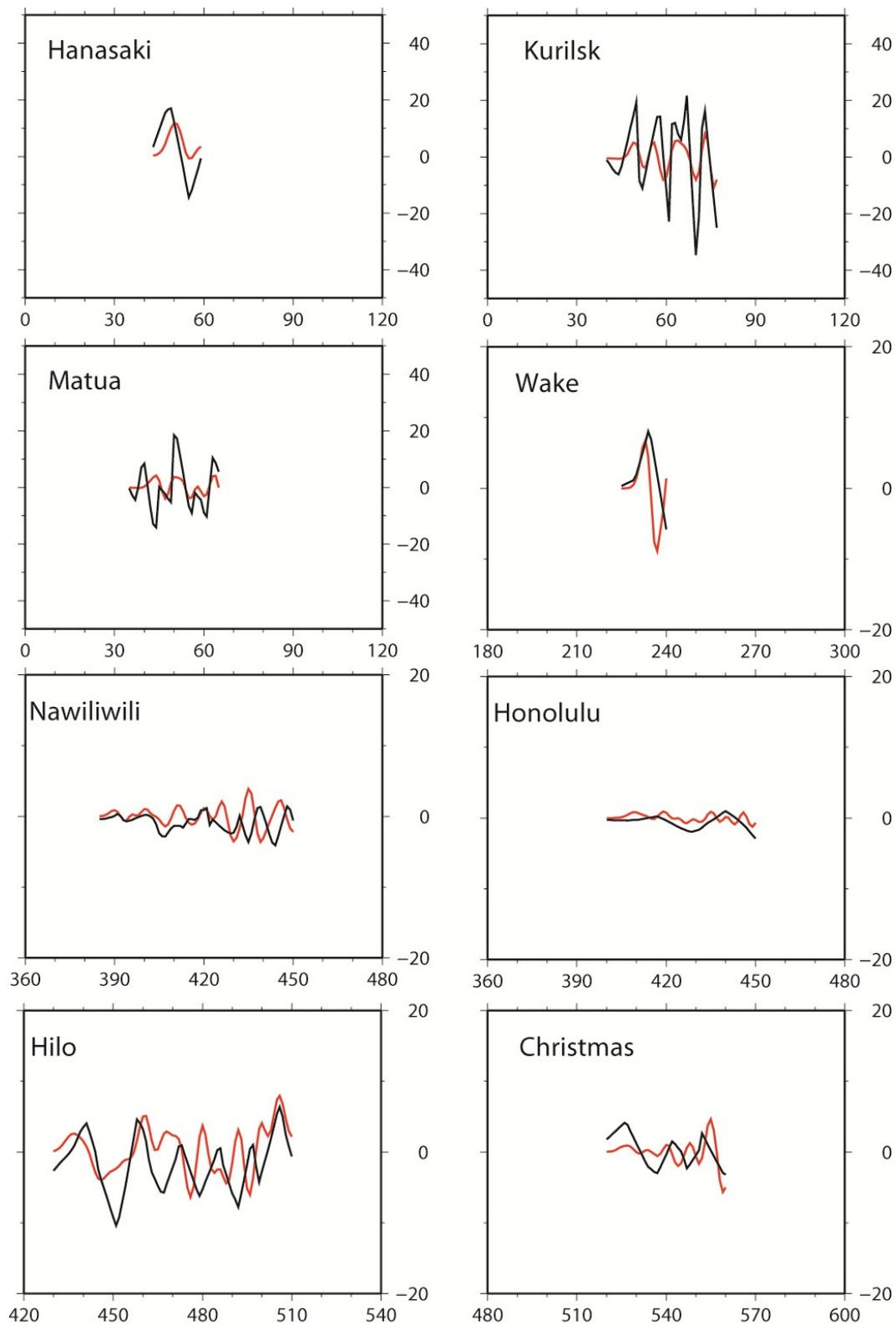


図 2-19 各観測点での津波観測波形（黒）と津波計算波形（赤）の比較。横軸は地震発生時からの時間（分），縦軸は波高（m）。

(d) 結論ならびに今後の課題

・地震観測データ解析

1964年以降のM=5.0以上の震源分布より、地震活動の時間的・空間的変動を詳細に解析した。その結果、2006年千島列島中部の地震(M=8.3)の約11年前から震源域で地震活動度が顕著に低下していたことを見出した。この地震は1963年の震源域の北東側に隣接している。また、1963年の震源域では、1964年以降、M=5.0以上の地震がほぼ一定レートで発生していて、これは震源域に一定の速度で歪みが蓄積していることを示す。ただし、2000年以降、地震の発生レートが顕著に低下していることが分かった。

・津波波形データ解析

津波波形インバージョンを実施して、1969年択捉島沖巨大地震のすべり量分布を推定した。その結果すべり量が1m以上の破壊域は200km×100kmとなり、震源付近ではすべり量が約3mと大きいことがわかった。地震モーメントは 1.1×10^{21} Nm ($M_w = 8.0$)と推定された。1969年色丹沖地震のすべり域と1973年根室半島沖地震のすべり域は重ならず、その間にすべり残した空白域も存在しない事が明確になった。さらに1975年根室半島沖津波地震の震源域とも重ならない事が確かめられた。

さらに、1963年択捉沖巨大地震の最大余震(津波地震)のすべり量分布の再解析を実施した。最も大きく滑った断層(3.1m)の位置は地震波形解析から推定されている場所とほぼ同じ位置で海溝近傍のプレート境界である。さらに1963年本震では大きなすべりが発生しなかった位置に推定されている。また1.9mの大きなすべりが南西側でも推定された。昨年度の結果よりも少し北東側に移動しているが、このすべりは花咲の検潮記録を説明するために必要となることが明確になった。1963年択捉島巨大地震の最大余震の震源域は海溝寄りのプレート境界を300kmにも渡った長い領域を破壊したと考えられる。これは、津波地震の大きな特徴と言える。地震モーメントは 1.0×10^{21} Nm ($M_w = 7.9$)と推定された。

将来は津波堆積物等をデータとして取り込み津波数値計算によりさらに古い巨大地震の震源過程を解析する必要がある。

(e) 引用文献

- Abe, K. (1973), Tsunami and mechanism of great earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 7, 143-153.
- Abe, K. (1979), Size of Great Earthquakes of 1837-1974 Inferred From Tsunami Data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- Abe, K. (1981), Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- Beck, S. L. and Ruff, L. J. (1987), Source process of the 1963 Kurile Islands earthquake, *J. Geophys. Res.*, 14123-14138.
- Fukao, Y. (1979), Tsunami Earthquakes and Subduction Processes Near Deep-Sea Trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303-2314.
- Furumoto, M. (1979), Initial Phase Analysis of R Waves From Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 84, 6867-6874.

- Hatori, T. (1971), Tsunami Source in Hokkaido and Southern Kurile Regions, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 103-109.
- Kanamori, H. (1972), Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors* 6, 346-359.
- Katsumata, K. (2011) Precursory seismic quiescence before the $M_w=8.3$ Tokachi-oki, Japan earthquake on 26 September 2003 revealed by a re-examined earthquake catalog, *J. Geophys. Res.* **116**, B10307, doi:10.1029/2010JB007964.
- Katsumata, K. and Kasahara, M. (1999) Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile earthquake ($M_w=8.3$) revealed by three independent seismic catalogs, *Pure Appl. Geophys.* **155**, 443-470.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987), Inversion of long-period P waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, 144, 231-247.
- Mogi, K. (1969) Some feature of recent seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.* **47**, 395-417.
- 文部科学省研究開発局 (2010) 根室沖等の地震に関する調査研究 (平成 21 年度) 成果報告書.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Ohtaka, M., Matsumoto, T., and Latham, G. V. (1977) Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake, *Pure Appl. Geophys.* **115**, 375-386.
- Satake, K. (2007), Tsunamis, in "Treatise on Geophysics Volume 4: Earthquake Seismology", ed. by H. Kanamori, Elsevier Science, 483-512.
- Satake, K, and Y. Tanioka, (1999) Source of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, 154, 467-483.
- Seismology and Volcanology Research Division of the Meteorological Research Institute (1990) Database of earthquake precursors, *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* **26**, 329 pp.
- Schwartz, S. Y. and L. J. Ruff (1985), The 1968 Tokachi-Oki and the 1969 Kurile Islands earthquakes: Variability in the rupture process, *J. Geophys. Res.*, 90, 8613-8626.
- Schwartz, S. and Ruff, L. J. (1987), Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 49, 54-77.
- Solov' ev, S. L. (1965), The Urup Earthquake and Associated Tsunami of 1963, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 43, 103-109.
- Tanioka, Y., L. J. Ruff, and K. Satake (1995), The great Kurile earthquake of October 4, 1994 tore the slab, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 13, 1661-1664.
- Tanioka, Y., K. Satake, and K. Hirata (2007), Recurrence of Recent Large Earthquakes Along the Southernmost Kurile-Kamchatka Subduction Zone, *Geophysical monograph*, 172, 145-152.

- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff (1989), How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth, *EOS*, 70, 593, 605-606.
- 渡辺 偉夫 (1998), 日本被害津波総覧 [第二版]
- Ward, S. N (1982), Earthquake mechanisms and tsunami generation: The Kurile Islands event of the 13 October 1963, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 759-777.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (1994) Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bare (M=6.5) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 900-916.
- Wiemer, S., and Wyss, M. (2000) Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 859-869 .
- Wiens, D. A. (1989) Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench, *J. Geophys. Res.*, 94, B3, 2955-2972.
- Wyss, M. (1985) Precursors to large earthquakes, *Earthq. Predict. Res.* **3**, 519-543.
- Wyss, M. and Habermann, R. E. (1988) Precursory seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys* **126**, 319-332.
- Wyss, M. and Martirosyan, A. H. (1998) Seismic quiescence before the M7, 1988, Spitak earthquake, Armenia, *Geophys. J. Int.* **134**, 329-340.
- 山中佳子 (2006) http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2006/EIC183.html

(f) 成果の論文発表・口頭発表
[発表]

- Ioki, K. and Y. Tanioka, Rupture area of the 1958 Etorofu earthquake occurred in Kurile subduction zone estimated from tsunami waveforms, IUGG, Melbourne Convention & Exhibition Centre, Australia, 7/2011
- Ioki, K. and Y. Tanioka, Relations of Great Kurile Earthquakes estimated from tsunami waveforms, JKASP-2011, IVS, FEB, RAS, Russia, 8/2011
- Ioki, K. and Y. Tanioka, Relations of Great Kurile Earthquakes estimated from tsunami waveforms, AGU2011, Moscone Center, USA, 12/2011
- 伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 千島沈み込み帯で発生した 1958 年択捉島沖地震の津波波形から求めた破壊域, 幕張メッセ国際会議場, 地球惑星科学連合 2011 年大会, 5/2011
- 伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 1969 年北海道東方沖地震の津波波形解析, グランシップ (静岡県), 日本地震学会 2011 年度秋季大会, 10/2011

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定
なし

3. 2 千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村 裕一	yns@mail.sci.hokudai.ac.jp
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	非常勤研究員	中村 有吾	

(c) 業務の目的

過去数千年間の津波履歴，すなわち規模の大きな海溝型地震の発生履歴を明らかにするため，南千島（北方四島）と北海道東部太平洋岸において系統的な津波堆積物の調査及び既存の調査結果の再解釈を行う。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は実施業務の要約）

北海道においては既に，北海道大学や産業技術総合研究所の研究結果があり，また南千島についてはロシアの研究者が調査を続けてきた。しかしながら，両地域の津波堆積物を対比させ，全域を襲ったような津波の存在や各津波を起こした地震の規模，すなわち震源域や滑り量の分布について言及されたことはない。

本調査では，両地域の地層の年代を結びつける火山灰層を識別し，さらに年代測定結果を用いて，北海道から南千島に及ぶ広い範囲で歴史時代及び先史時代の津波堆積物を対比し，巨大地震の発生間隔とそれぞれの地震の規模について検討する。

1) 平成19年度：

- ・色丹島と国後島において津波堆積物の予備的調査を実施した。
- ・ウラジオストックとユジノサハリンスクの研究者と千島列島沿いの過去の調査結果及び今後の予定について情報交換を行った。

2) 平成 20 年度：

- ・既存の試料について，色丹島に分布する完新世の火山灰層を識別して鍵層となる火山灰層の情報を明確にした。

3) 平成 21 年度：

- ・色丹島南海岸において，泥炭地を掘削し，火山灰層と津波堆積物層の候補を記載し，試料を採

取した。

- ・色丹島の泥炭地において、過去数 1000 年間に起きたと考えられる津波をターゲットにして、津波堆積物の分布を評価した。

- ・十勝平野浦幌町でも同様の調査を実施し、南千島で発見された津波イベントとの比較を行った。

4) 平成 22 年度：

- ・21 年度までに色丹島・国後島の調査により得られた試料の粒度分析・組成分析等から津波堆積物の明確な同定を行った。

- ・根室から厚岸にかけて詳細かつ系統的な津波堆積物調査を行い、津波堆積物を残した巨大地震の発生頻度を推定した。

5) 平成 23 年度：

- ・北海道東部において詳細な津波堆積物調査を実施し、地域ごとの過去の津波発生履歴を明らかにする。

- ・平成 23 年度までに得られた結果を比較し、千島海溝周辺地域の過去数千年間の津波発生履歴を明らかにする。

(e) 平成 23 年度業務目的

北海道東部において詳細な津波堆積物調査を実施し、地域ごとの過去の津波発生履歴を明らかにする。さらに本事業で平成 23 年度までに得られた結果を比較し、千島海溝周辺地域の過去数千年間の津波発生履歴を明らかにする。これらによって、千島海溝周辺地域における巨大津波イベント間の共通性や独自性を明らかにする。

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 平成 22 年度までの調査地点を埋めるように、釧路市キナシベツ湿原、釧路市音別湿原、厚岸町白浜で津波堆積物調査を実施した。釧路市キナシベツでは Ta-b (西暦 1667 年) と B-Tm (約 1000 年前) の間の層準に 2 枚の津波砂層が認められた。どちらも現在の海岸線から少なくとも 1360m の地点まで到達しており、その標高は 4.9m である。音別では Ta-b と Ta-c (約 2700 年前) の間に 4 層あり、3 層は海岸から 670m 地点 (標高 4.7m) まで、1 層は 590m 地点 (標高 4.9m) まで到達した。厚岸では、Ko-c2 (西暦 1694 年) と B-Tm の間の 2 層が、少なくとも 1810m 地点 (標高 1.4m) まで確認できた。ここに示した上記 3 測線での到達距離・標高はあくまで津波堆積物の到達範囲であり、実際の津波浸水範囲はこれを超えたと考えるべきである。

2) 平成 21 年度の調査によると、浦幌では Ta-b と B-Tm の間に 2 層、B-Tm と Ta-c の間に 6 層がある。いずれも測線上のすべての調査地点で認められたので、海岸から 625m 以上、標高 2.0m 以上に到達したことになる。平成 22 年度の調査によると、根室（別当賀）では Ko-c2 と Ta-c の間に 7 枚の津波砂層がある。示標テフラとの層位関係、津波砂層の層厚・分布規模の違いから、広域対比をある程度推定すると、2700 年前 (Ta-c の降下時期) から 350 年前 (Ta-b, Ko-c2 の時期) の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が 4 回にわたって発生した可能性が高い。

(b) 業務の実施方法

北海道東部において津波堆積物調査を実施し、津波イベントの津波堆積範囲・遡上高の推定を行う。また、試料粒度分析など詳細な試料分析を実施し、調査地域ごとの津波発生履歴を調べる。平成 23 年度までに調査された津波堆積物解析結果を比較し、過去数千年間の千島海溝沿いの巨大津波発生の時空間分布を把握する。これらによって、千島海溝周辺地域における巨大津波イベント間の共通性や独自性を明らかにする。

(c) 業務の成果

1) はじめに

2011 年 3 月 11 日に東日本の太平洋沿岸を襲った津波は、きわめて甚大な被害をもたらした。大規模な津波は、北海道の東部太平洋沿岸地域においても、数百年周期で繰り返し発生したとされる。19 世紀以前の古文書・観測記録が存在しない北海道東部では、過去数百年間に発生した津波の性質を明らかにするためには、野外地質調査にもとづいた考察が必要である。実際に北海道の太平洋沿岸では、平川 (2012)、平川ほか (2000a; 2000b; 2005)、七山ほか (2000, 2001a, 2001b, 2002, 2004)、Nanayama et al. (2007)、添田ほか (2003) といった研究成果がある。このように野外地質調査にもとづいて、過去に生じた津波の浸水域や波高を推定するには、地層中の津波堆積物を正確に対比しなければならない。従来の研究において津波堆積物の対比は、層厚、堆積構造、示標テフラ、放射年代などにもとづいている。しかし、層厚や堆積構造は、微地形の影響が大きく連続性がない。また、北海道東部で利用できる示標テフラは、17 世紀以前のものは少ない。放射性炭素年代についても、十分な精度があるとはいいがたい。そこで本調査では、津波堆積物の対比をより確実に行うため、1/16φ 精度の粒度組成を記載することで、津波堆積物を対比する。

本調査研究では、平成 23 (2011) 年度に調査をおこなった釧路市 (キナシベツ湿原および音別湿原) および厚岸町での成果をはじめに記述し、ついで、平成 21 年度・平成 22 年度の調査で明らかになった浦幌および根室での調査結果と併せて考察をおこなう。

2) 調査・分析手法

平成 23 年度に調査をおこなったのは、北海道東部の釧路市（キナシベツ湿原および音別湿原）および厚岸町白浜の海岸に近い低地である（図 1）。いずれの地点でも海岸線にほぼ直行する測線を設けた。測線の長さは、キナシベツ湿原では 1360m で、これより内陸では道路および鉄道、農地などが存在するため調査が不可能であった（図 2）。音別湿原では、津波堆積物が確認できなくなる地点（海岸から 790m）までの測線を設定した（図 3）。厚岸では、海岸から 2km 以上にわたって低地が続くが、農地や宅地開発によって調査可能な地点が限られる。よって、ここでは、海岸から 1810m 地点までのやや不規則な測線を設けた（図 4）。いずれの測線でも、20～100m 間隔でハンディジオスライサー（全長 100cm）による掘削調査を実施し、堆積物を採取した。堆積構造を詳細に記載するために、水反応性グラウト材によるはぎとりをおこなった。室内分析に用いるため、津波堆積物の試料を採取した。層厚 2cm 以上の堆積物については、複数の試料を採取した。掘削地点の位置および高度は GPS 機器（ジオサーフ社製 ProMark3）で測定し、測定結果は浦幌、音別、厚岸にある国土地理院電子基準点の観測データを用いて補正した。標高値は楕円体高で示されるので、国土地理院が提供する「日本のジオイド 2000 Ver. 5」をもとに調査地域のジオイド高をもとめ、ジオイドからの高さに換算した。

掘削調査によって得た津波堆積物は、実験室において前処理および粒度組成分析をおこなった。野外で採取した試料には植物遺体や腐植などの有機物が含まれるので、濃度 30% の過酸化水素水に浸したうえで 70℃ に加熱することで有機物を除去した。過酸化水素の反応終了後（4 時間後）に、試料に含まれる泥水を捨て、真水で過酸化水素を洗い流した上で、試料を乾燥させた。試料の乾燥重量は、いずれも 10～20g 程度である。試料の粒度組成分析には米国 Earlham College 所有の粒度分析装置（レッチェ社製カムサイザー）を用い、 $-4\sim-5\phi$ の範囲を $1/16\phi$ の精度で測定した。粒度組成分析結果は Moore et al. (2007) を参考にして解析した。

3) 調査結果と津波砂層の対比

本調査地域には以下の示標テフラ分布する：樽前 a テフラ（西暦 1739 年：Ta-a, 山田, 1958）、駒ヶ岳 c2 テフラ（1694 年：Ko-c2, 古川ほか, 1997）、樽前 b テフラ（1667 年：Ta-b, 山田, 1958）、白頭山苫小牧テフラ（約 1000 年前：B-Tm, 町田・新井, 2003）、樽前 c テフラ（約 2700 年前：Ta-c, 柳井・五十嵐, 1990 ; Kelsey et al., 2002）。これ以降の記述では、テフラの名称は略号で示す。上記の示標テフラは、粒径、色調、層序、構成粒子（鉱物および火山ガラス）の特徴などにもとづいて識別した。

掘削調査の結果、Ta-c と Ko-c2（すなわち約 2700 年前から 318 年前）の間にあるイベント堆積物は、キナシベツで 2 層（Kn-TS1, Kn-TS2）、音別で 6 層（On-TS1～On-TS6）、厚岸で 2 層（Ak-TS1, Ak-TS2）であった。これらイベント堆積物は、砂粒が円磨されていること、海岸および海岸砂丘を構成する砂と同様の粒度組成を示すこと、内陸に行くほど層厚が減少すること、内陸ほど細粒となることから、津波による堆積物（津波砂層）と推定される。以下に、調査結果を地域ごとに詳しく記載する。

3-1) 釧路市キナシベツ湿原

キナシベツ湿原は、幅 1km、奥行き 1.5km の低湿地で、海岸とは標高約 5m、幅 50m 前後の砂丘で隔てられる。湿原はスゲ、ヨシなどの草本植物で覆われ、谷地坊主とよばれる微地形を呈する。海岸から 600m 以上内陸は、森林となっている。湿原の中央部には流路があり、また小規模な沼が点在する。掘削地点の層序を図 5 に、標高および地形断面を図 6 に示す。

海岸から 130m のキナシベツ 1 地点では、地表から 15~30cm に Ta-a, Ko-c2, Ta-b があり、その直下に層厚 37cm の津波砂層がある (図 5)。この砂層を 12 分割してそれぞれ試料採取した。この砂層は細砂~極粗砂からなっており、試料 7 の層準でやや粗粒となる。また、試料 1~3 層準には泥が含まれる。この砂層の直下はラグーン堆積物 (泥) である。この津波砂層は、層厚を徐々に減じながら内陸の各地点まで連続しており、少なくとも 1360m 地点 (キナシベツ 13 地点) まで分布する。キナシベツ 7 地点より内陸では、B-Tm より深い層準まで泥炭が確認でき、上記の津波砂層と B-Tm の間にも、さらに 1 層の津波砂層が認められた (図 5, キナシベツ 7~13 地点)。

粒度分析の結果 (図 7), Ta-b 直下の砂層は海に近い地点 (キナシベツ 1) では-1~0φ前後と粗く、内陸 (キナシベツ 12 地点) で細粒 (2φ前後) になるが、その変化は連続的であることから、同一の津波による砂層 (Kn-TS1) と考えられる。キナシベツ 4~6 地点では多量の泥が含まれるが、これらの掘削地点は測線から少し離れて (図 2), より低湿な湿原中央部に近いことが影響したと思われる。

Kn-TS1 の下位にある砂層も、同様に単一の津波砂層 (Kn-TS2) に認定できる。Kn-TS2 はキナシベツ 7 地点ではやや粗いが、キナシベツ 8~12 地点ではいずれも Kn-TS1 より細粒である。

なお、キナシベツ 13 地点において 2 層の砂層はわずかに粗粒となる (図 7 では Kn-TS1', Kn-TS2' と表記する)。その理由として、津波の遡上過程で陸上物質を取り込んだことや、他の地点とは異なる経路 (たとえば河川沿い) で津波が遡上したことなどが考えられるが、詳しいことは不明である。示標テフラとの関係から、それぞれ Kn-TS1, Kn-TS2 と同一のイベントによる堆積物であることは間違いないだろう。

なお、現在のキナシベツ海岸の堆積物 (浜, 砂丘) は、時期によって若干の変化がある (図 7) が、津波砂層と類似した粒度組成をしめす。

3-2) 釧路市音別湿原

音別川の右岸側河口付近には、丘陵に囲まれた、幅 300m 程度の谷底低地が見られる。ここでは、海岸から 1km 以上にわたって泥炭地が分布する。なお、国土地理院 1:25,000 地形図等にはこの湿原の名称が記載されていないので、ここでは音別湿原と呼ぶこととする。音別湿原の大部分はスゲ、ヨシなどの草本植物で覆われ、谷地坊主が広く分布する。湿原の縁辺部には低木が生育する。掘削地点の層序を図 8 に、標高および地形断面を図 9 に示す。

音別湿原では、地表から 70cm 前後までの層準に Ta-a から Ta-c までの示標テフラが確認できる。また、80cm 以深にラグーン堆積物が見られる (音別 3・4 地点) ほかは、泥炭層となっている。

掘削調査の結果、音別 1 地点では、Ta-b と B-Tm の間に 2 枚、B-Tm と Ta-c の間に 2 枚、Ta-c の下位に 2 枚の砂層が存在することが明らかとなった。Ta-b と B-Tm の間の 2 枚は、音別 1～8 地点すべてで見られる。B-Tm と Ta-c の間の砂層は、音別 1～6 地点で 2 枚、音別 7～8 地点で 1 枚である。Ta-c の下位の砂層は、音別 1 地点のほかは、音別 4, 5 地点でそれぞれ 1 枚認められるだけである。音別 9 地点では、津波砂層は見られなかった。いずれの津波砂層も、海岸に近い地点で厚く、内陸ほど薄くなる傾向がある。

この 6 層の砂層は、粒度分析結果(図 10)にもとづいて対比できるので、上位から 0n-TS1～0n-TS6 と呼ぶこととする。0n-TS1, 0n-TS2, 0n-TS3 は音別 8 地点まで、0n-TS4 は音別地点 6 まで分布する。

0n-TS1 について詳細に見ると、音別 6～8 地点のデータ(図 10)を見る限り、内陸ほど細粒になる。しかし、0n-TS1 層は音別 1 から音別 5 地点へと、むしろ粗粒化する傾向がある。この区間の地形が、内陸ほど低くなる(図 9. 河川の流路に向かって低下する)ことと関係があると思われるが、詳細は不明である。

0n-TS2, 0n-TS3, 0n-TS4 も同様に、音別 1～3 地点に対して、音別 4 地点においてわずかに粒子が粗くなる。これについても、やはり地形との関係を考慮する必要がある。音別 4 地点より内陸では、内陸細粒化の傾向が見られる(図 10)。図 10 では 0n-TS2', 0n-TS3', 0n-TS4' と記述したが、それぞれ 0n-TS2, 0n-TS3, 0n-TS4 と同一のイベントによる堆積物と考えられる。

なお、音別測線の津波砂層の粒度組成(図 10)は、現在の海岸・砂丘砂と大きく異なっていた。津波発生当時と現在とで海岸の堆積環境が異なっているのであろう。

3-3) 厚岸町白浜

厚岸では、海岸から 1.3km までは、農地や住宅地となっており、調査可能な地点が限られる(図 4)。海岸から 650m 付近の支谷底および 1480m 地点より内陸部において調査が可能であった。

厚岸 1 地点では、Ta-a および Ko-c2 の直下に津波砂層が 1 層あり、さらに下位に砂礫層がある(図 11)。この砂礫層も津波堆積物と考えられるが、粒径 2cm を超える礫が含まれており、ジオスライサーでは全層を採取できなかった。よって、層厚、最大粒径は不明である。厚岸 2～6 地点では、Ko-c2 と B-Tm の間に、泥を含む細砂～極細砂層が 2 枚分布している(図 11)。

粒度分析結果(図 12)を見ると、厚岸 1 地点の津波砂層は、海岸堆積物同様に粗砂～細礫を含んでおり、粒度分布のばらつきが大きい。しかし、厚岸 1 地点の試料 1 は、海岸の堆積物と類似した粒度組成を示す。

厚岸 2～6 地点で採取した津波砂層は、粒度分布のばらつきが大きく、測定結果も地点ごとに若干異なる。しかし、いずれも細砂～極細砂を中心とする堆積物で、内陸ほど細粒化する傾向が見られる(図 12)ことから、厚岸 1～6 地点に分布する Ko-c2 と B-Tm の間の 2 層はそれぞれ対比されるものと考え、Ak-TS1, Ak-TS2 と呼ぶこととする(図 11)。

4) 津波堆積物層序のまとめ

以上の結果をまとめると、釧路市キナシベツでは Ta-b（西暦 1667 年）と B-Tm（約 1000 年前）の間の層準に 2 枚の津波砂層（Kn-TS1, Kn-TS2）が認められた。どちらも現在の海岸線から少なくとも 1360m の地点まで到達しており、その標高は 4.9m である（図 5, 6）。

音別では Ta-b と Ta-c（約 2700 年前）の間に 4 層（On-TS1～On-TS4）あり、On-TS1, On-TS2, On-TS3 は海岸から 670m 地点（標高 4.7m）まで、On-TS4 は 590m 地点（標高 4.9m）まで到達した（図 8, 9）。

厚岸では、Ko-c2（西暦 1694 年）と B-Tm の間の Ak-TS1 および Ak-TS2 が、少なくとも 1810m 地点（標高 1.4m）まで確認できた。ここに示した上記 3 測線での到達距離・標高はあくまで津波堆積物の到達範囲であり、実際の津波浸水範囲はこれを超えたと考えるべきである。

次に、以上の調査結果と、平成 21 年度・平成 22 年度に調査をおこなった浦幌および根室の模式層序をまとめたものが、図 13 である。図 13 では、浦幌および根室の津波砂層も、本年度の成果と同様に、それぞれ Ur-TS1～Ur-TS9, Nm-TS1～Nm-TS8 と表記した。

平成 21 年度の調査によると、浦幌では Ta-b と B-Tm の間に Ur-TS1, Ur-TS2 が、B-Tm と Ta-c の間に Ur-TS3～Ur-TS8 がある（図 13 の浦幌 10 地点参照。なお、この地点は平成 21 年度成果報告書の「GS-6 地点」に相当する）。そのうち、Ur-TS1 の層厚が最も大きく、ついで Ur-TS2, Ur-TS5, Ur-TS8 の順に厚い層をなしていた（注：平成 21 年度成果報告書ではこの 4 層のみを TS1, TS2, TS3, TS4 と呼んでいるので、TS の後の数字は対応しない）。いずれも測線上のすべての調査地点で認められたので、海岸から 625m 以上、標高 2.0m 以上に到達したことになる。

また、平成 22 年度の調査によると、根室（別当賀）では Ko-c2 と Ta-c の間に 7 枚の津波砂層（Nm-TS1～Nm-TS7）がある（図 13 の根室 2 地点）。7 枚のうち、層が厚く、最も広く分布するのは Nm-TS2（分布限界は海岸から 360m, 標高 15.5m）で、次いで Nm-TS1（360m 地点, 標高 15.5m）、Nm-TS4（300m 地点, 標高 12.7m）、Nm-TS7（260m 地点, 11.1m）が広く分布する。

現時点では、離れた地域の津波砂層を対比する手法は確立されていない。しかし、示標テフラとの層位関係、津波砂層の層厚・分布規模の違いから、広域対比をある程度推定することは可能である。すなわち：

Ur-TS1 --- Kn-TS1 --- On-TS1 --- Ak-TS1 --- Nm-TS1
Ur-TS2 --- Kn-TS2 --- On-TS2 --- Ak-TS2 --- Nm-TS2
Ur-TS5 ----- On-TS3 ----- Nm-TS4
Ur-TS8 ----- On-TS4 ----- Nm-TS7

このように、2700 年前（Ta-c の降下時期）から 350 年前（Ta-b, Ko-c2 の時期）の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が 4 回にわたって発生した可能性が高い。

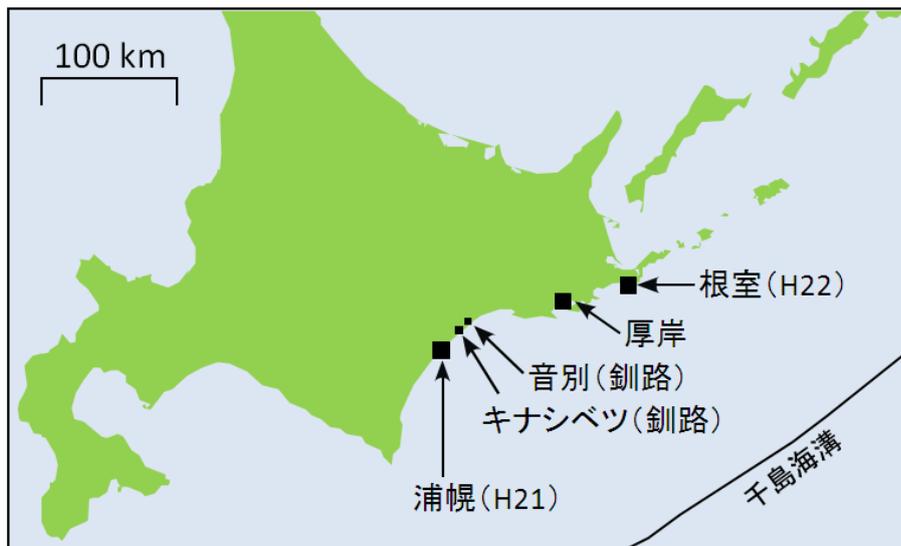


図1 津波堆積物調査地点（平成21～23年度実施）の位置

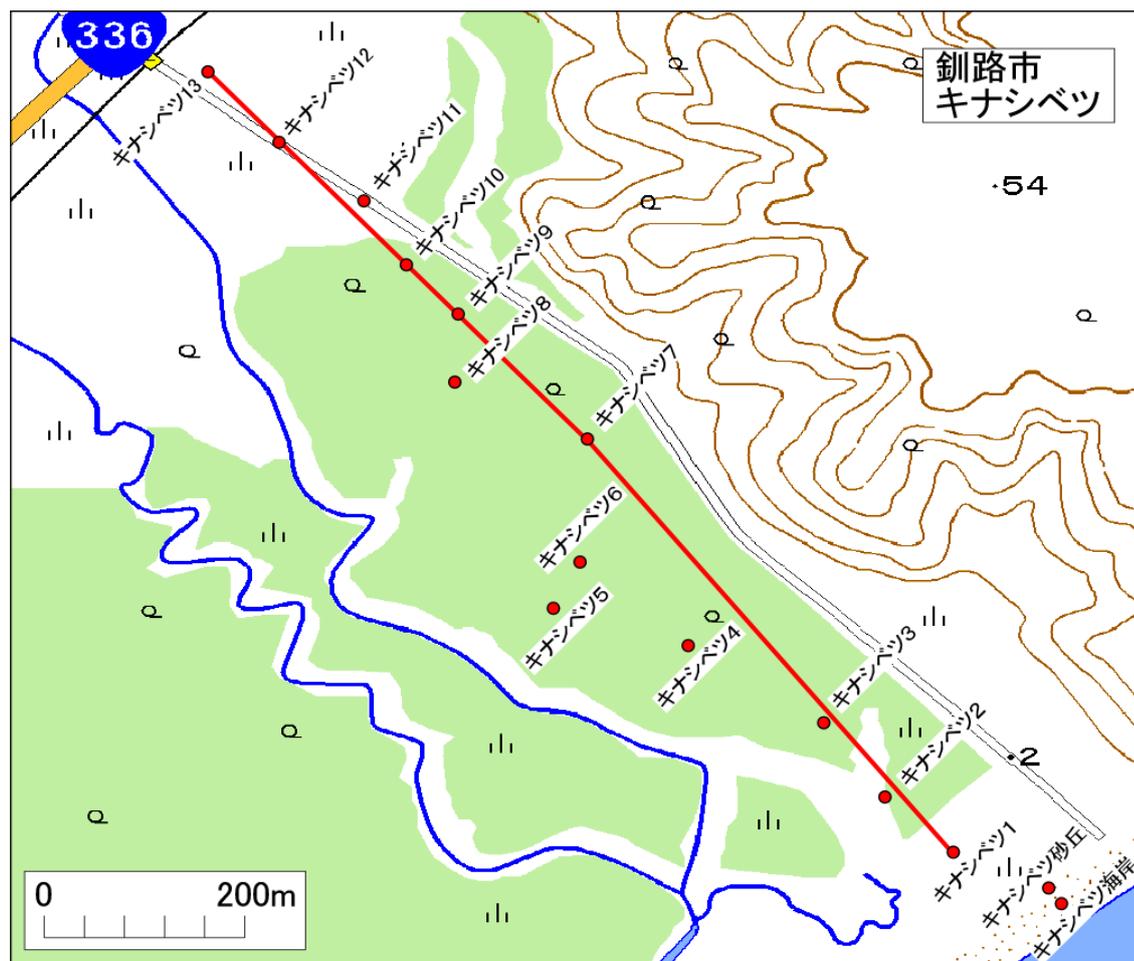


図2 釧路市キナシベツ湿原における調査測線および掘削地点の位置。地図は国土地理院電子国土基本図を使用。

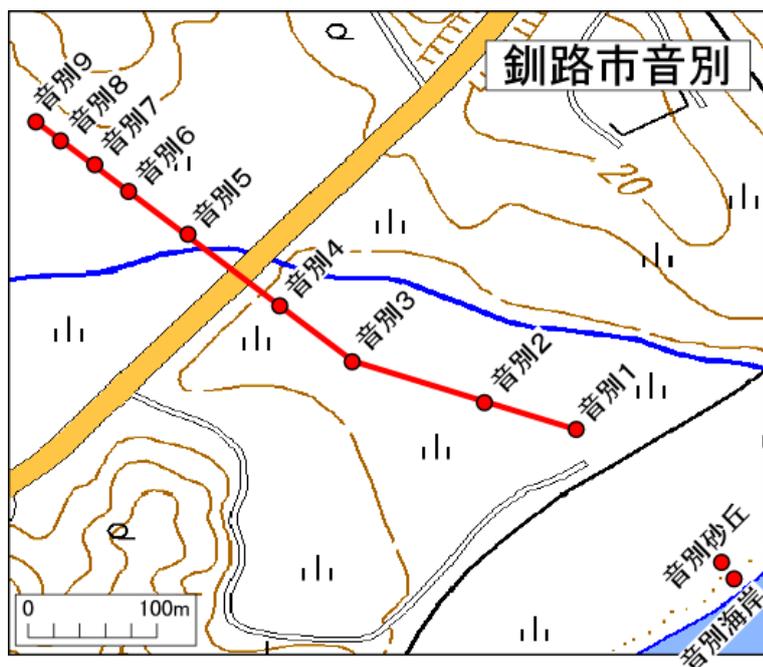


図 3 釧路市音別湿原における調査測線および掘削地点の位置。地図は国土地理院電子国土基本図を使用。

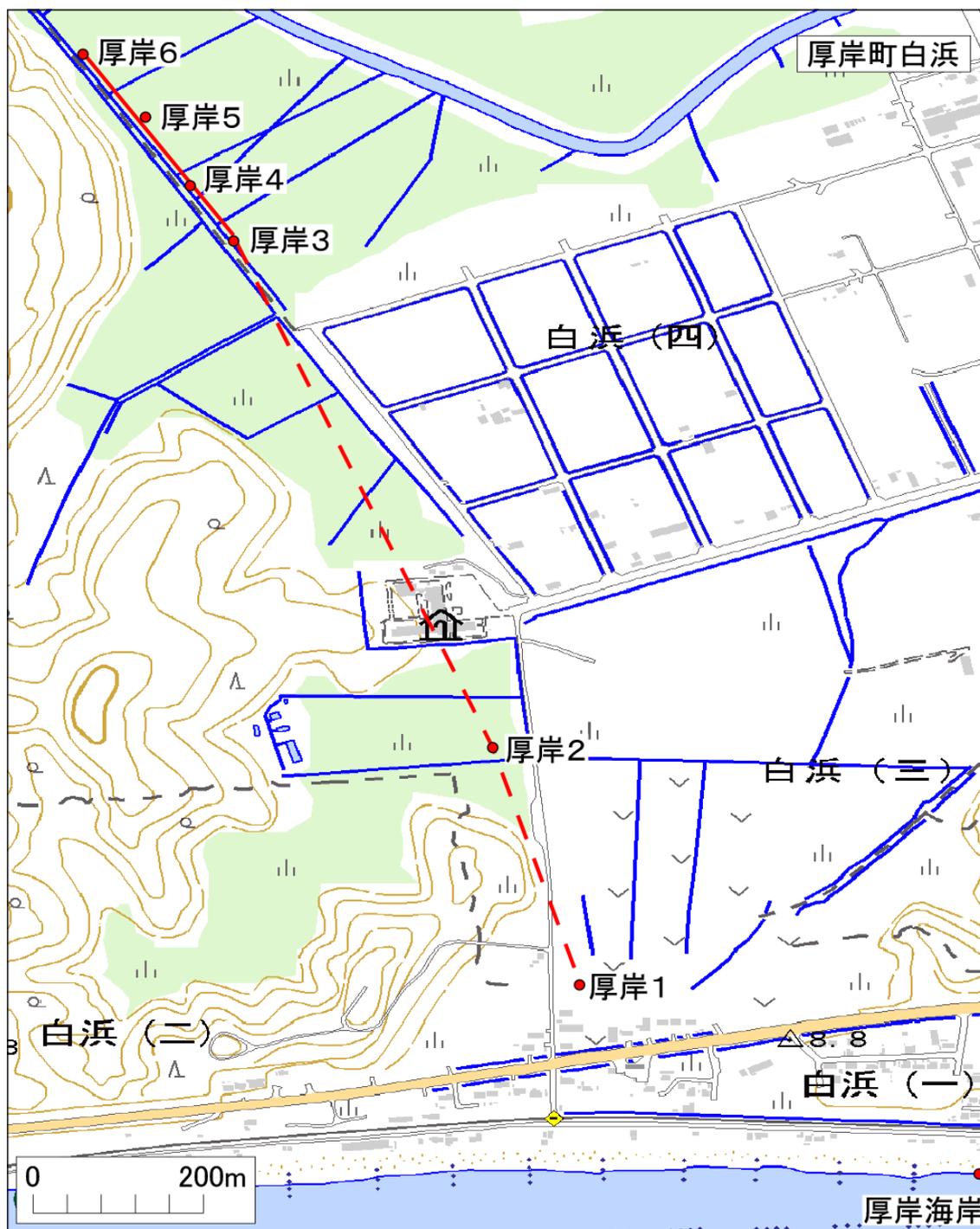


図 4 厚岸町白浜における調査測線および掘削地点の位置。地図は国土地理院電子国土基本図を使用。

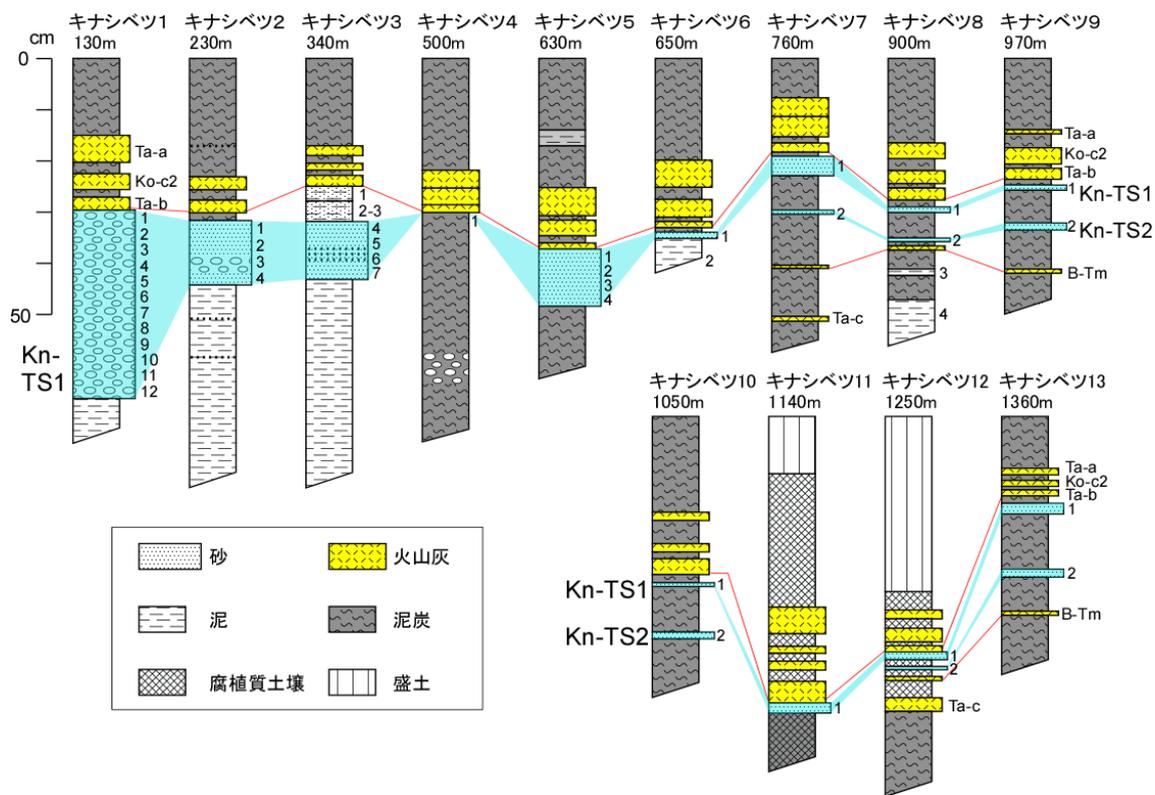


図 5 釧路市キナシベツ湿原における掘削地点の層序と試料採取層準. 掘削地点の位置は, 地点番号 (図 2 参照) および海岸線からの距離で示す. 柱状図右脇の数字は試料番号.

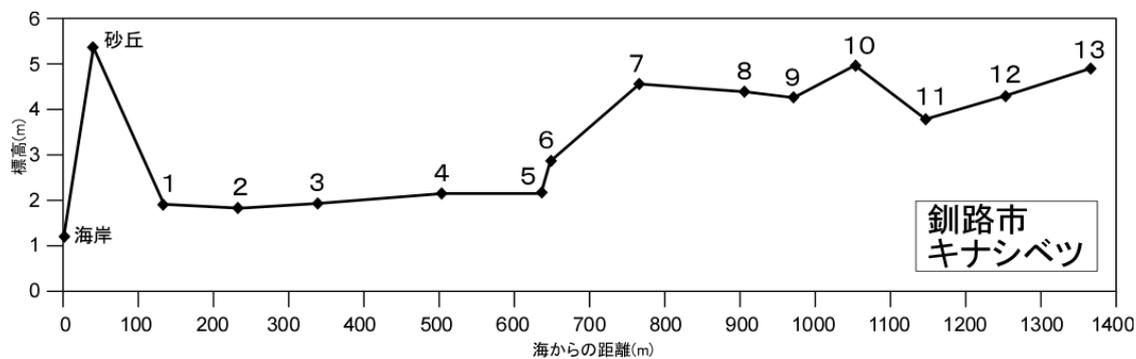


図 6 釧路市キナシベツ湿原における調査測線の地形断面. 数字は掘削地点番号 (図 2 および図 5 参照).

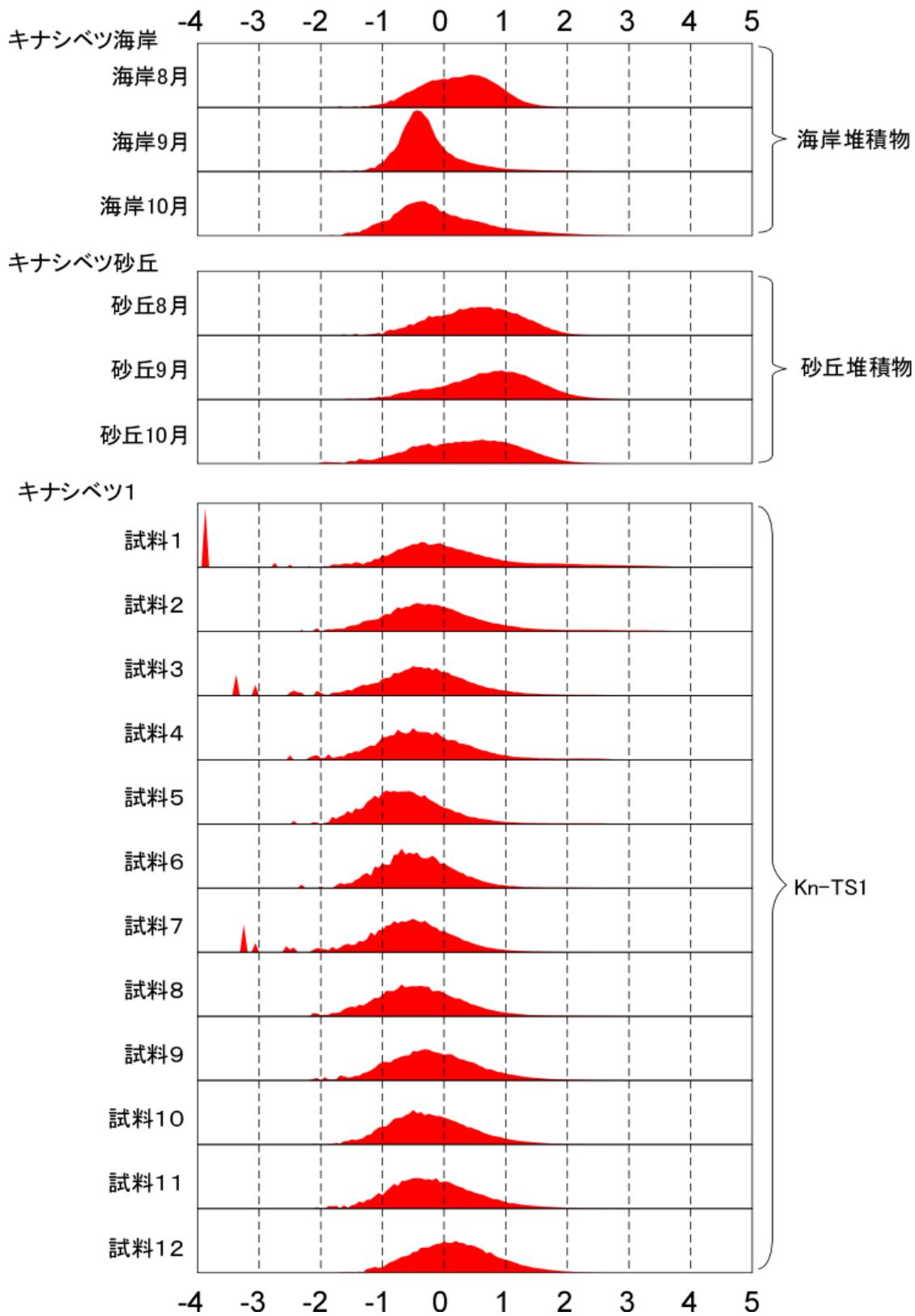


図 7 釧路市キナシベツ湿原での津波堆積物の粒度分析結果. 横軸は ϕ スケール, 縦軸は相対度数で示す.

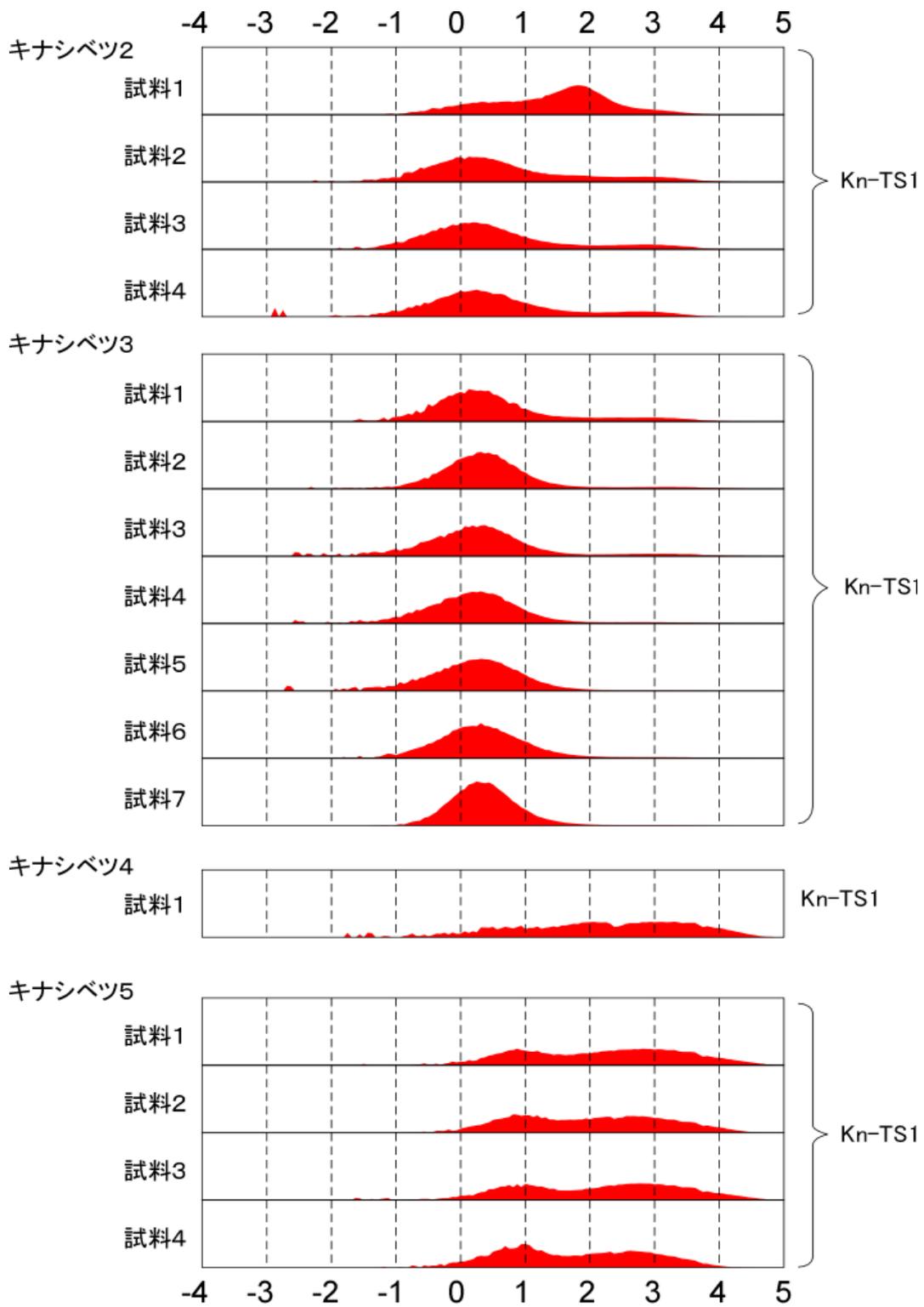


図7 (つづき)

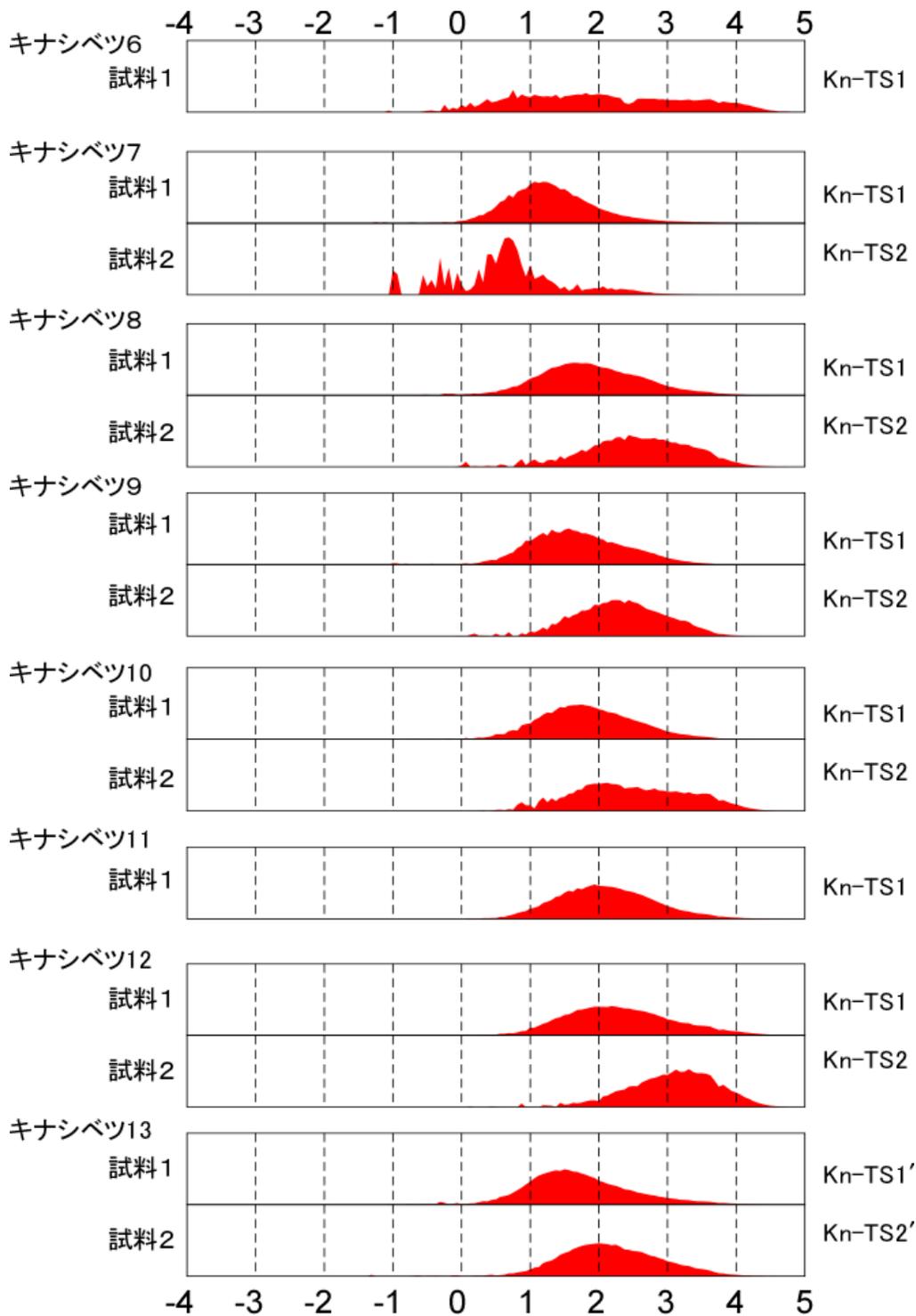


図7 (つづき)

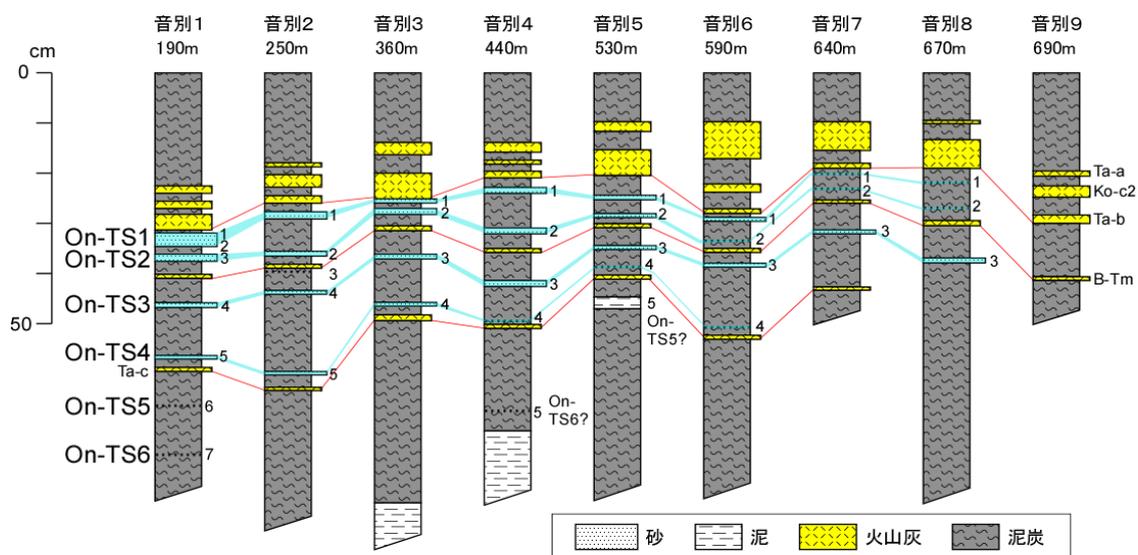


図8 釧路市音別湿原における掘削地点の層序と試料採取層準. 掘削地点の位置は, 地点番号 (図3参照) および海岸線からの距離で示す. 柱状図右脇の数字は試料番号.

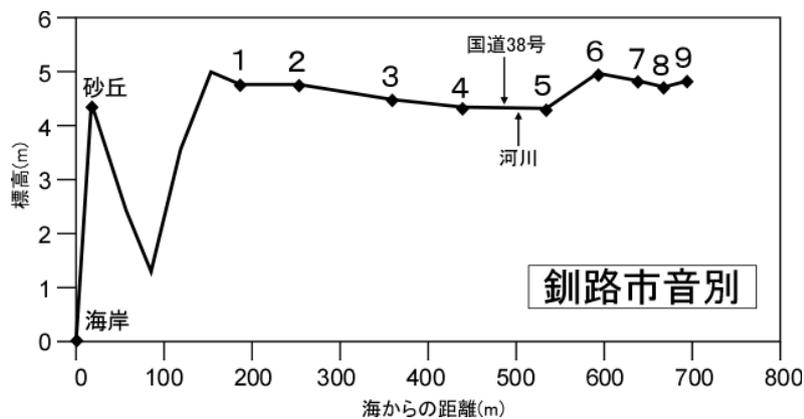


図9 釧路市音別湿原における調査測線の地形断面. 数字は掘削地点番号 (図3および図8参照).

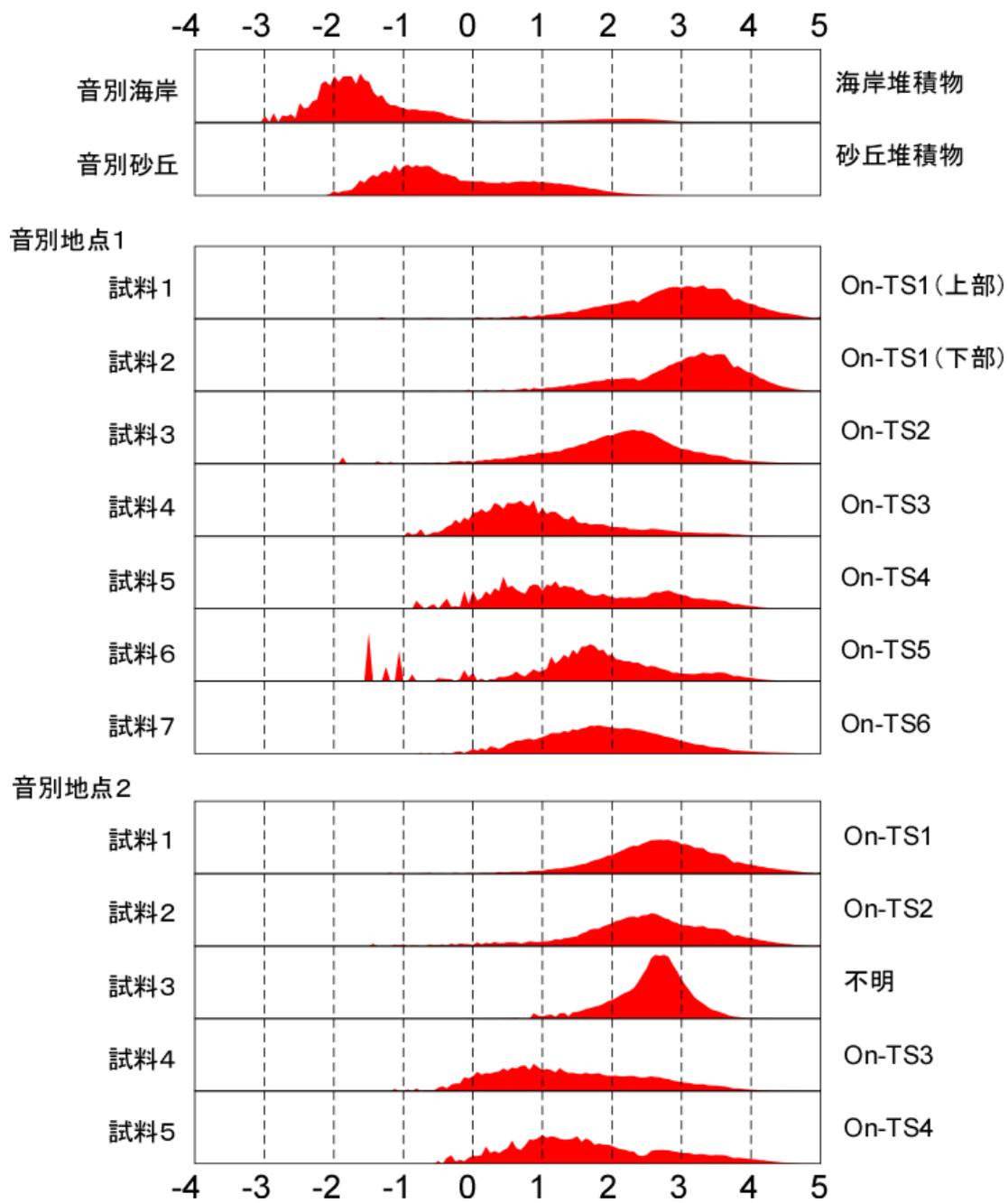


図10 釧路市音別湿原での津波堆積物の粒度分析結果. 横軸は ϕ スケール, 縦軸は相対度数で示す.

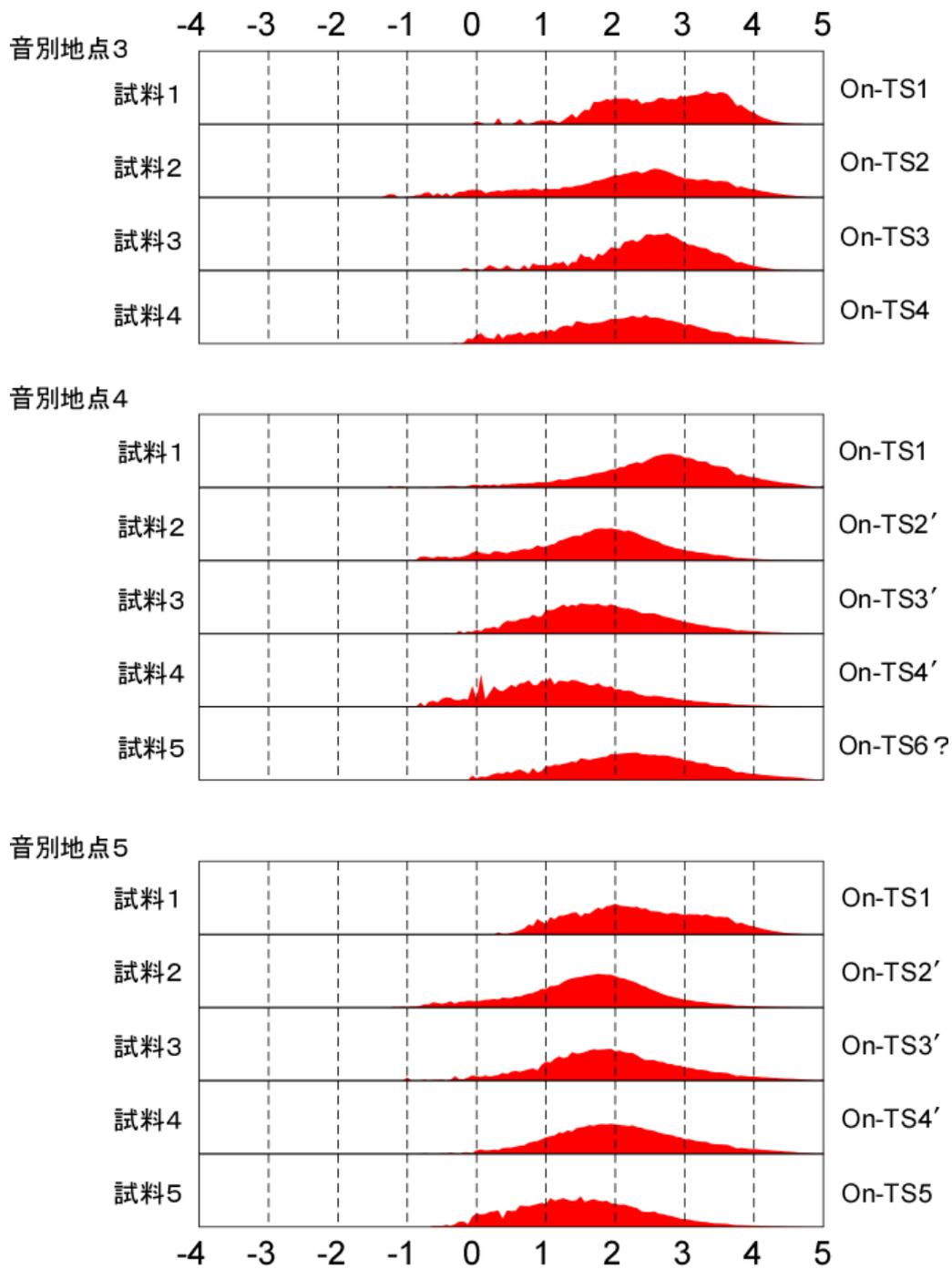


図 10 (つづき)

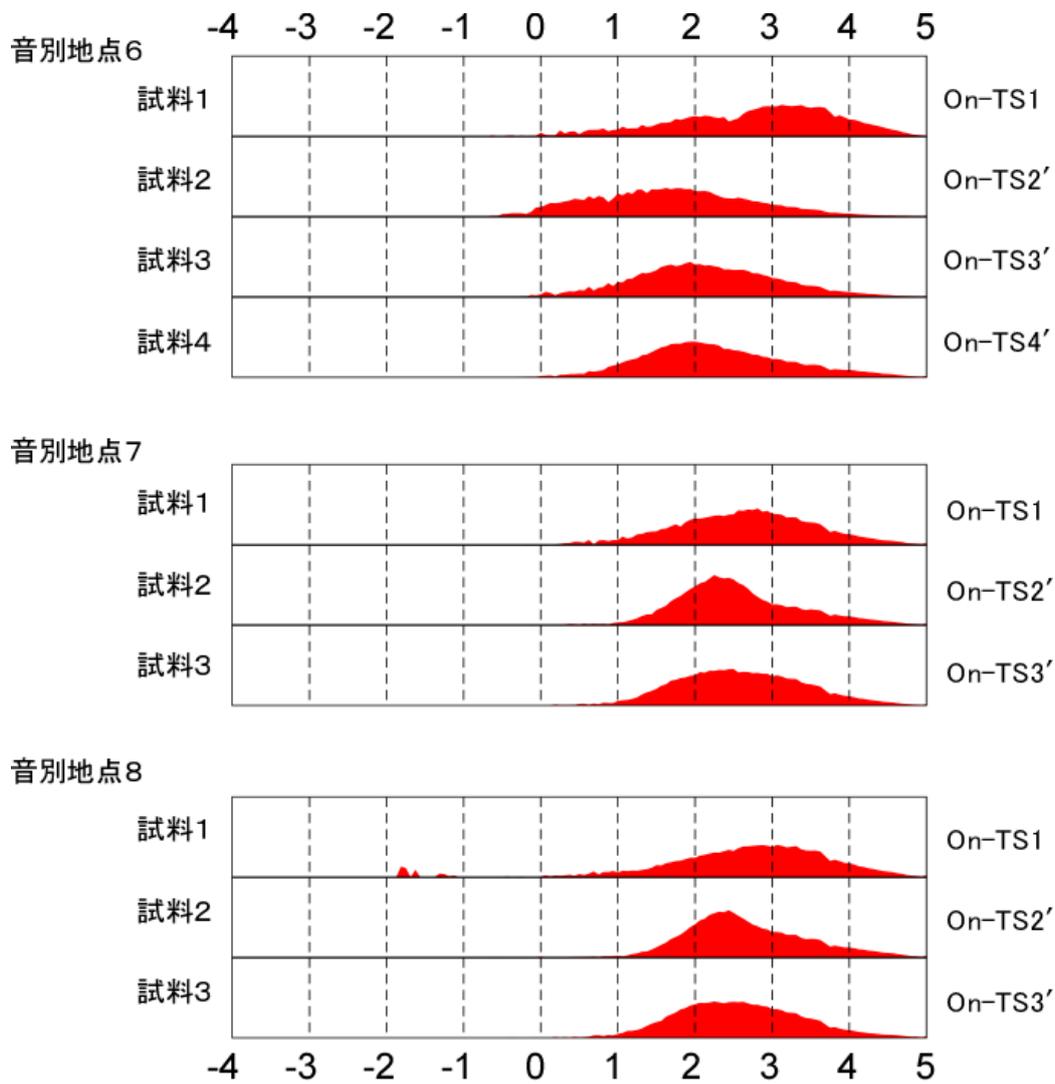


図 10 (つづき)

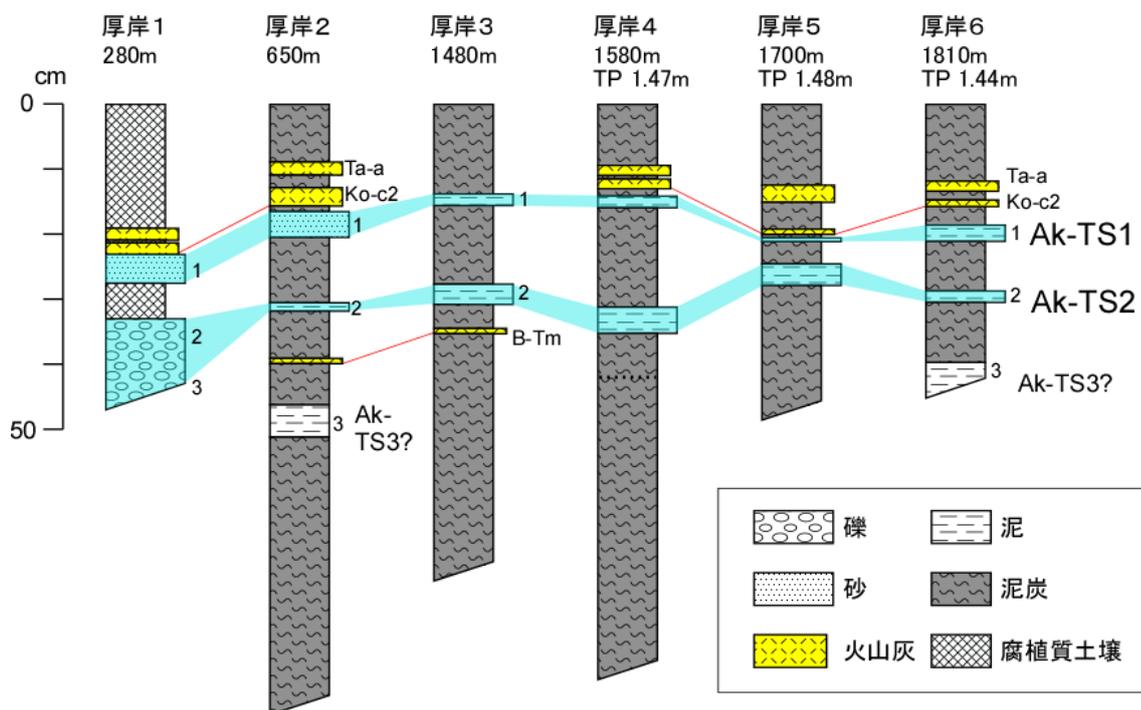


図 11 厚岸町白浜における掘削地点の層序と試料採取層準。掘削地点の位置は、地点番号（図 4 参照）および海岸線からの距離で示す。柱状図右脇の数字は試料番号。

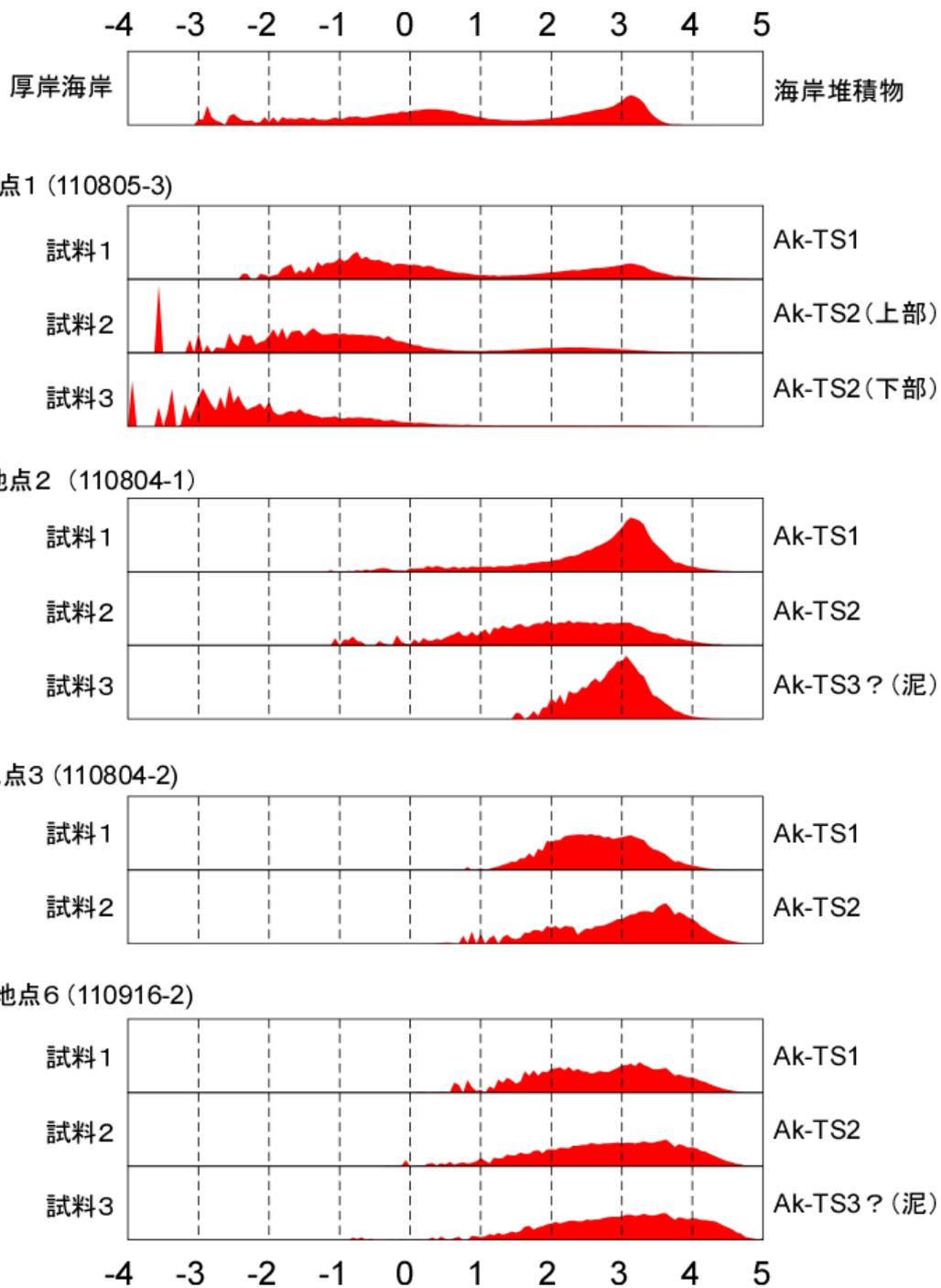


図 12 厚岸町白浜での津波堆積物の粒度分析結果. 横軸は φ スケール, 縦軸は相対度数で示す.

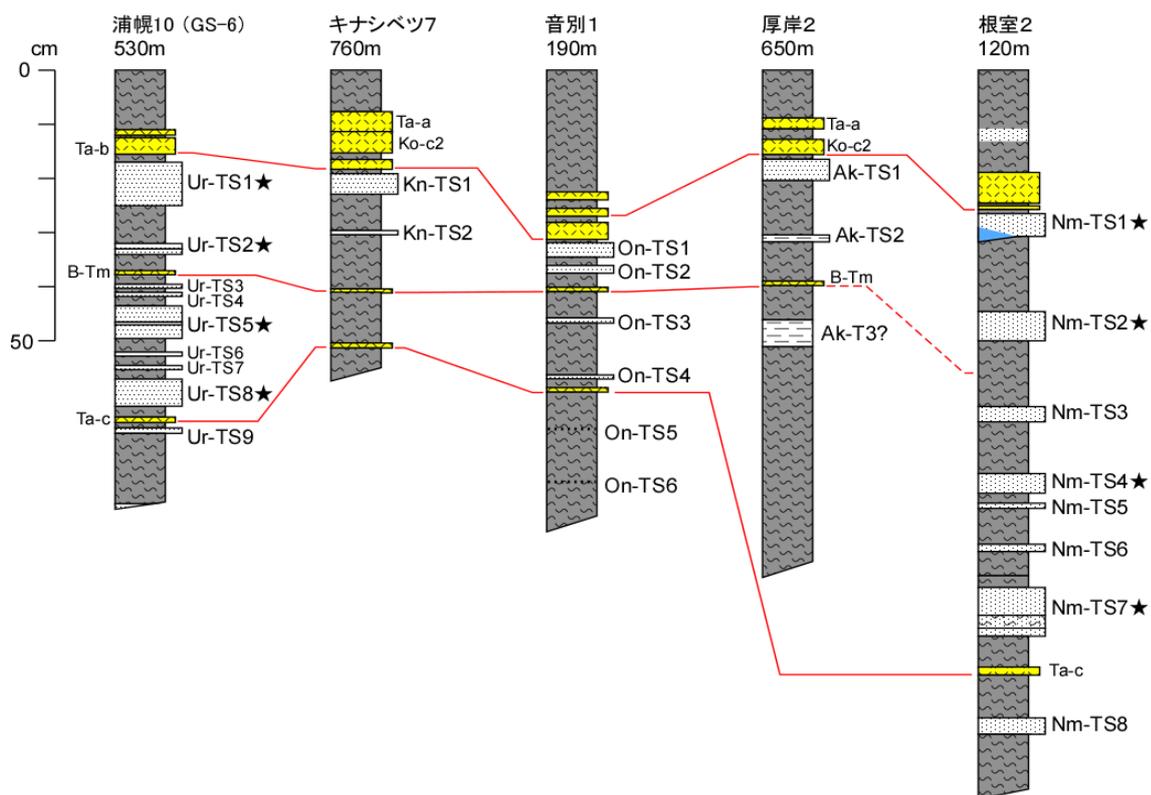


図 13 浦幌，釧路（キナシベツおよび音別湿原），厚岸，根室における津波堆積物の層序．浦幌および根室の津波砂層についても，本年度の成果と同様にそれぞれ Ur-TS1～Ur-TS9，Nm-TS1～Nm-TS8 と表記する．（※浦幌の堆積物については，平成 21 年度成果報告書とは TS 番号の付け方が異なる．）★は比較的広く分布する津波堆積物．

(d) 結論ならびに今後の課題

1. 釧路市キナシベツ湿原では Ta-b (西暦 1667 年) と B-Tm (約 1000 年前) の間の層準に 2 枚の津波砂層が認められた。どちらも現在の海岸線から少なくとも 1360m の地点まで到達しており、その標高は 4.9m である。
2. 釧路市音別湿原では Ta-b と Ta-c (約 2700 年前) の間に 4 層あり、3 層は海岸から 670m 地点 (標高 4.7m) まで、1 層は 590m 地点 (標高 4.9m) まで到達した。
3. 厚岸町白浜では、Ko-c2 (西暦 1694 年) と B-Tm の間の 2 層が、少なくとも 1810m 地点 (標高 1.4m) まで確認できた。
4. 本事業で実施してきた津波堆積物調査結果を総合的に解釈する。示標テフラとの層位関係、津波砂層の層厚・分布規模の違いから、広域対比をある程度推定すると、2700 年前 (Ta-c の降下時期) から 350 年前 (Ta-b, Ko-c2 の時期) の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が 4 回にわたって発生した可能性が高い。その 4 回の間にも局所的な大津波が発生している。

今後は、津波堆積物の粒度組成にもとづいて、当時の水理条件を詳しく考察する必要がある。また、津波堆積物の構成物は、津波堆積物の供給源の地質・地形環境によって異なる可能性が高い。とくに、軽石および斜方輝石は特定の砂層に特徴的に含まれることから、供給源の違いを示す指標となるであろう。また、津波堆積物に含まれる珪藻化石の組み合わせは、津波発生時に存在した水域の環境を反映すると思われる。

(e) 引用文献

- 古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英 (1997) 北海道駒ヶ岳火山は 1694 年に噴火したか?—北海道における 17~18 世紀の噴火年代の再検討—。火山, 42, 269-279.
- 平川一臣 (2012) 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味: 仮説的検討。科学, 82, 172-181.
- 平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000a) 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔—テフラと地形による検討・評価—。月刊地球, 号外, No. 28, pp. 154-161.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000b) 十勝地方太平洋沿岸地域の巨大古津波。月刊地球, 号外, No. 31, pp. 92-98.
- 平川一臣・中村有吾・西村裕一 (2005) 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波—2003 十勝沖地震津波との比較を含めて。月刊地球, 号外, No. 49, pp. 173-180.
- Kelsey, H.・佐竹健治・澤井祐紀・Sherrod, B.・下川浩一・宍倉正展 (2002) 北海道東部における完新世後期の急激な海岸隆起の繰り返し。活断層・古地震研究報告, 2, 223-233.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, p. 336.
- Moore, A., McAdoo, B. G., and Ruffman, A. (2007) Landward fining from multiple sources in

a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami, Newfoundland. *Sedimentary Geology*, 200, 336-346.

七山 太・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之 (2000) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討. 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書 (平成 11 年度), EQ/00/2, 1-17.

七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充 (2001a) 釧路市春採湖コア中に認められる, 千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物. 活断層・古地震研究報告, 1, 233-249, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太 (2001b) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価--根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原および湧洞沼における研究例--. 活断層・古地震研究報告, 1, 251-272, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

七山 太・重野聖之・三浦健一郎・牧野彰人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・嵯峨山積・中川 充 (2002) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史~歴史津波の遡上規模の評価--十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較--. 活断層・古地震研究報告, 2, 209-222, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

七山 太・重野聖之・添田雄二・古川竜太・岡橋久世・斎藤健一・横山芳春・佐竹健治・中川 充 (2003) 北海道東部, 十勝海岸南部地域における 17 世紀の津波痕跡とその遡上規模の評価. 活断層・古地震研究報告, 3, 297-314, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

七山 太・重野聖之・三浦健一郎・古川竜太 (2004) 北海道東部, 根室市別当賀低地において記載された 4 層の津波砂層と広域イベント対比. 活断層・古地震研究報告, 4, 9-15, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

Nanayama, F. Furukawa, R., Shigeno, K., Makino, A., Soeda, Y., Igarashi, Y. (2007) Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology*, 200, 275-294.

添田雄二・七山 太・重野聖之・古川竜太・熊崎農夫博・堤 康夫・車塚 洋・沢井祐紀・佐竹健治・中川 充・山田悟郎・桂川 実・赤松守雄・石井正之 (2003) 北海道東部, 厚岸町史跡国泰寺跡の泥炭層中において発見された 9 層の津波砂層とその広域イベント対比. 活断層・古地震研究報告, 3, 285-296, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

山田 忍 (1958) 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, 8, 40p.

柳井清治・五十嵐八重子 (1990) 北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境) 第四紀研究, 29, 319-336.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

中村有吾, 西村裕一, プルナ-スラスティア-プトラ, ヴィクター-カイストレンコ (2011年3月・
発表名目のみ)「北海道東部太平洋沿岸および色丹島における津波堆積物調査」日本地理学会
2011年春季大会. 2011年3月.

中村有吾, 西村裕一, アンドリュー ムーア (2011年5月24日)「構成物の組成と粒径にもとづ
く津波堆積物の対比および供給・運搬過程の考察ー北海道東部での事例」日本地球惑星科学
連合2011年大会 (千葉市, 幕張メッセ国際会議場)

中村有吾, 西村裕一, Putra, P.S., Moore, A.L. (2012年5月20日)「構成物の組成と粒径によ
る津波堆積物の対比と津波発生履歴ー北海道東部の事例」日本地球惑星科学連合2012年大会
(千葉市, 幕張メッセ国際会議場)

(g) 特許出願, ソフトウェアの開発, 仕様・標準等の策定
なし

3. 3 成果のとりまとめ

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

成果のとりまとめ

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡勇市郎	tanioka@mail.sci.hokudai.ac.jp
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村 裕一	yns@mail.sci.hokudai.ac.jp
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	高橋 浩晃	
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	中川 光弘	

(c) 業務の目的

平成 19 年度から平成 23 年度までの「根室沖等の地震に関する調査研究」等の成果及び本事業の結果について、関係研究者と意見交換を行い、千島海溝沿いで発生する巨大地震に対する長期評価に資する成果をとりまとめる。

(d) 平成 23 年度実施計画

- ・ロシア側研究者を招聘し津波堆積物調査に同行してもらおうと共に成果のとりまとめのための意見交換を行う。
- ・色丹半島から太平洋沿岸にわたる巨大津波（巨大地震）の時空間分布をまとめ、巨大地震の長期評価に資する成果をとりまとめる。

(e) 平成 23 年度業務目的

平成 19 年度から平成 23 年度までの「根室沖等の地震に関する調査研究」等の成果及び本事業の結果について、関係研究者と意見交換を行い、千島海溝沿いで発生する巨大地震に対する長期評価に資する成果をとりまとめる。

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 中千島沖のプレート境界から根室半島沖のプレート境界まで、千島列島沿いのプレート境界は1963年択捉沖巨大地震、1963年択捉沖巨大地震の最大余震、1969年色丹沖巨大地震、1973年根室半島沖巨大地震、2006年中千島巨大地震によって2-3m程度のすべり量で全域が破壊されたと考えられる。つまり、千島列島沿いのプレート境界は全面で非常に広域に固着している可能性が高い。長期評価を実施する上で千島列島沿いに空白域は存在しないことが明らかになった。一方、固着域は広範囲に広がっており、将来の巨大地震の発生域を限定することは難しいことも明らかになった。

2) 本事業で実施した津波堆積物調査の結果から2700年前(Ta-cの降下時期)から350年前(Ta-b, Ko-c2の時期)の間には、北海道東部の太平洋沿岸広域を襲う大規模な津波が4回にわたって発生した可能性が高い。さらに根室や浦幌(十勝)ではその他にも3-4層の津波堆積物が確認されており、太平洋沿岸を広域に襲う大規模な津波の他に局所的に大きくなる大津波も存在する事が明らかになった。

(b) 業務の実施方法

平成19年度から平成22年度までの「根室沖等の地震に関する調査研究」等の成果及び本事業の結果について、ロシア側協力研究者を招聘するとともに、海外の津波研究者や日本の関係研究者と研究成果について意見交換を実施し、色丹半島から太平洋沿岸にわたる巨大津波(巨大地震)の時空間分布をまとめ、巨大地震の長期評価に資する成果をとりまとめる。

(c) 業務の成果

1) はじめに

本事業での成果をまとめるにあたり、共同研究を進めてきた極東ロシアの研究者と色丹島にて研究集会(9月17日)を開き意見交換を実施した。日本側研究者は北方四島交流事業を通じて色丹島に渡航することができた。さらにDr. Kaystrnko, ロシア科学アカデミー極東支部海洋地質・地球物理研究所(IMGG)の津波研究者, Dr. Goff, ニューサウスウェールズ大学(オーストラリア)の津波堆積物研究者, Dr. MacInnes, JSPS 学術研究員(北千島の津波堆積物を研究), を加えて国際的な研究集会を実施し、その後本研究成果について意見交換を行った。

平成19年度より実施してきた本事業の成果を千島海溝沿いで発生する巨大地震に対する長期評価に資する成果としてとりまとめる。

2) 古地震調査結果のまとめ

平成 20 年度は 1918 年中千島巨大地震の津波波形を解析し、1918 年中千島巨大地震の震源域は 1963 年択捉沖巨大地震の震源域よりも 2006 年中千島巨大地震の震源域の南側に近い事を推定した (図 1)。平成 21 年度には 1963 年択捉島沖巨大地震のすべり量分布を津波波形インバージョンにより推定し、1963 年択捉沖巨大地震で大きくすべった破壊域は 2006 年中千島巨大地震の破壊域 (Fujii and Satake, 2008) に重ならず、その間に空白域も存在しないことが明らかになった (図 2)。また、推定された地震モーメントは 2.4×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) であった。平成 22 年度には 1958 年択捉沖巨大地震がプレート境界型地震ではなく、プレート内巨大地震であったことを津波波形解析より明らかにし、津波波形インバージョンによりそのすべり量分布を推定した (図 3)。このすべり量分布を見ると M8 クラス以上のプレート境界地震に見られる震源過程の複雑さは見られず、この事もこの地震がスラブ内地震であった事を支持する。また、推定された地震モーメントは 1.7×10^{21} Nm ($M_w = 8.1$) であった。平成 23 年度には 1963 年択捉沖巨大地震の最大余震のすべり量分布を津波波形インバージョンにより推定した (図 4)。大きくすべった場所は海溝近傍のプレート境界でこの地震が津波地震であった事と調和的である。さらに、南西部にも 1m を超える大きなすべり域があり、断層長は 300km に達する事が分かった。推定された地震モーメントは 1.0×10^{21} Nm ($M_w = 7.9$) であった。また 1969 年色丹島沖巨大地震のすべり量分布を津波波形インバージョンにより推定した (図 5)。この地震の破壊域はさらに南西側で発生した 1973 年根室半島沖巨大地震の破壊域 (Tanioka et al., 2007) に重ならず、空白域も存在しない事が明らかになった。さらに 1975 年根室半島沖津波地震の余震域にも重ならない。推定された地震モーメントは 1.1×10^{21} Nm ($M_w = 8.0$) であった。

これらの結果をまとめ図 6 に示す。中千島沖のプレート境界から根室半島沖のプレート境界まで、千島列島沿いのプレート境界は 1963 年択捉沖巨大地震、1963 年択捉沖巨大地震の最大余震、1969 年色丹沖巨大地震、1973 年根室半島沖巨大地震、2006 年中千島巨大地震によって 2-3m 程度のすべり量で全面が破壊されたと考えられる。さらに 1975 年根室半島沖地震は 1969 年色丹島沖地震のすべりが推定されなかった海溝近傍のプレート境界を破壊したと考えられる。つまり、千島列島沿いのプレート境界は全面で非常に広域に固着している可能性が高い。

長期評価を実施する上で千島列島沿いに空白域は存在しないことが明らかになった。一方、固着域は広範囲に広がっており、将来の巨大地震の発生域を限定することは難しいことも明らかになった。

千島列島沿いの震源再決定等による過去の地震活動調査では、1958 年択捉沖巨大地震と 1994 年北海道東方沖巨大地震のスラブ内巨大地震には前震活動が見られないが、1963 年択捉沖巨大地震、1969 年色丹島沖巨大地震、2006 年中千島巨大地震のプレート境界型巨大地震には顕著な前震活動が見られた。千島列島で発生する海溝型巨大地震は前震活動が予測に利用できる可能性がある。

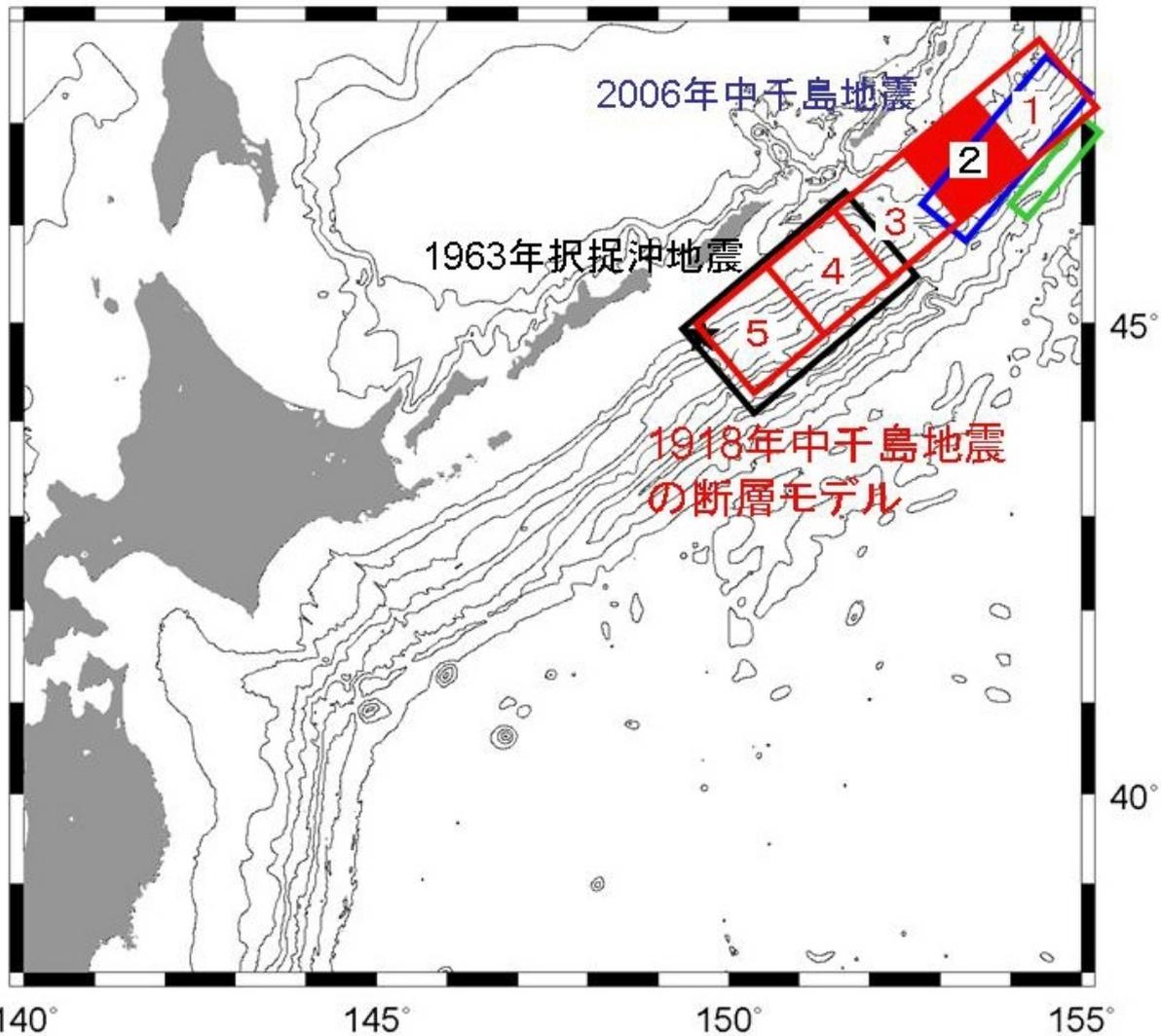


図1 津波波形解析から推定された1918年中千島巨大地震の震源域(赤2)、2006年中千島巨大地震の震源域(青)、2007年中千島巨大地震の震源域(緑)や1963年択捉沖巨大地震の震源域(黒)との比較。

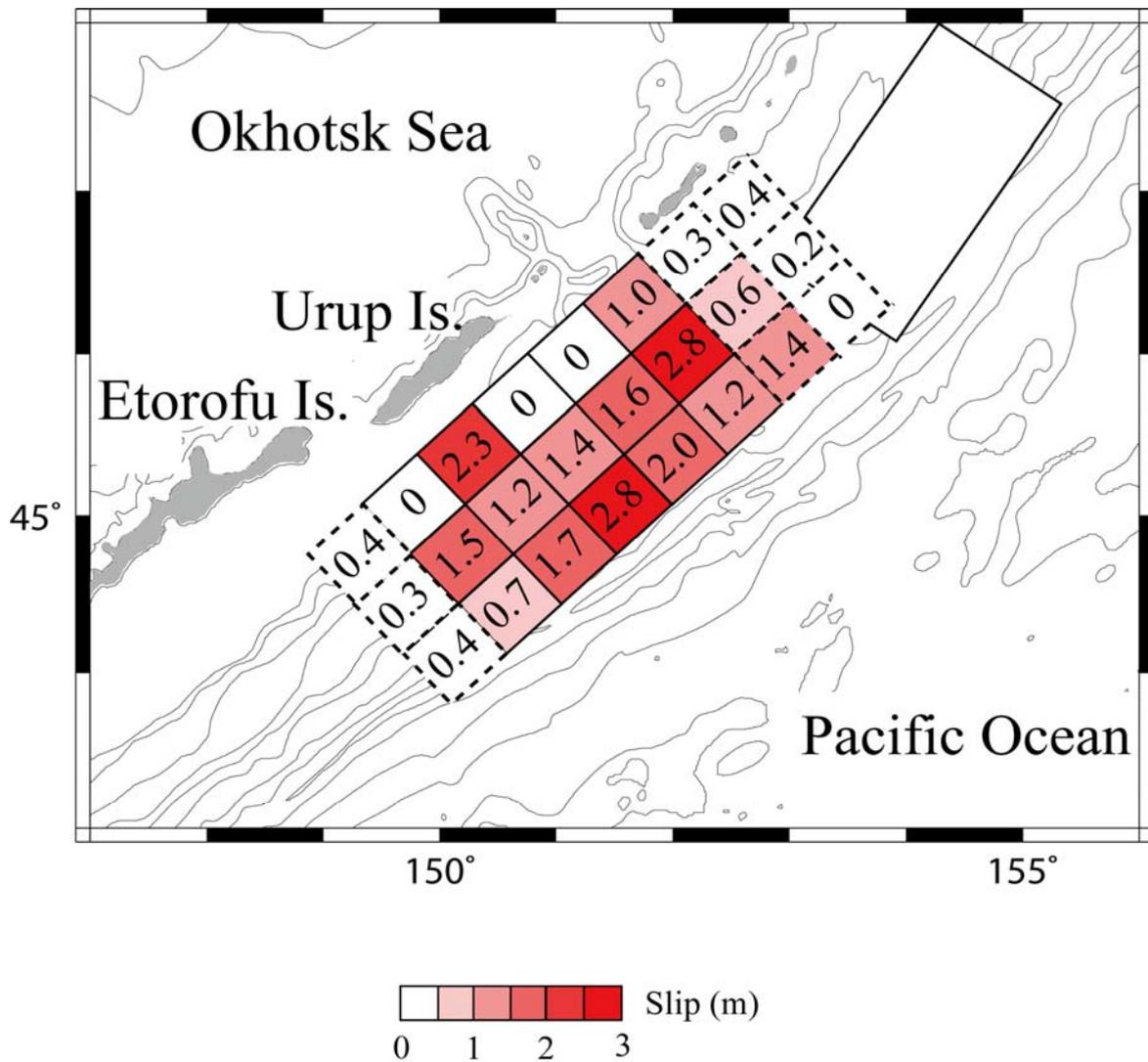


図2 津波波形インバージョンにより推定した1963年択捉沖巨大地震のすべり量分布. 点線は余震域の外側の小断層を示す. 右上の長方形は2006年中千島巨大地震の破壊域を示す.

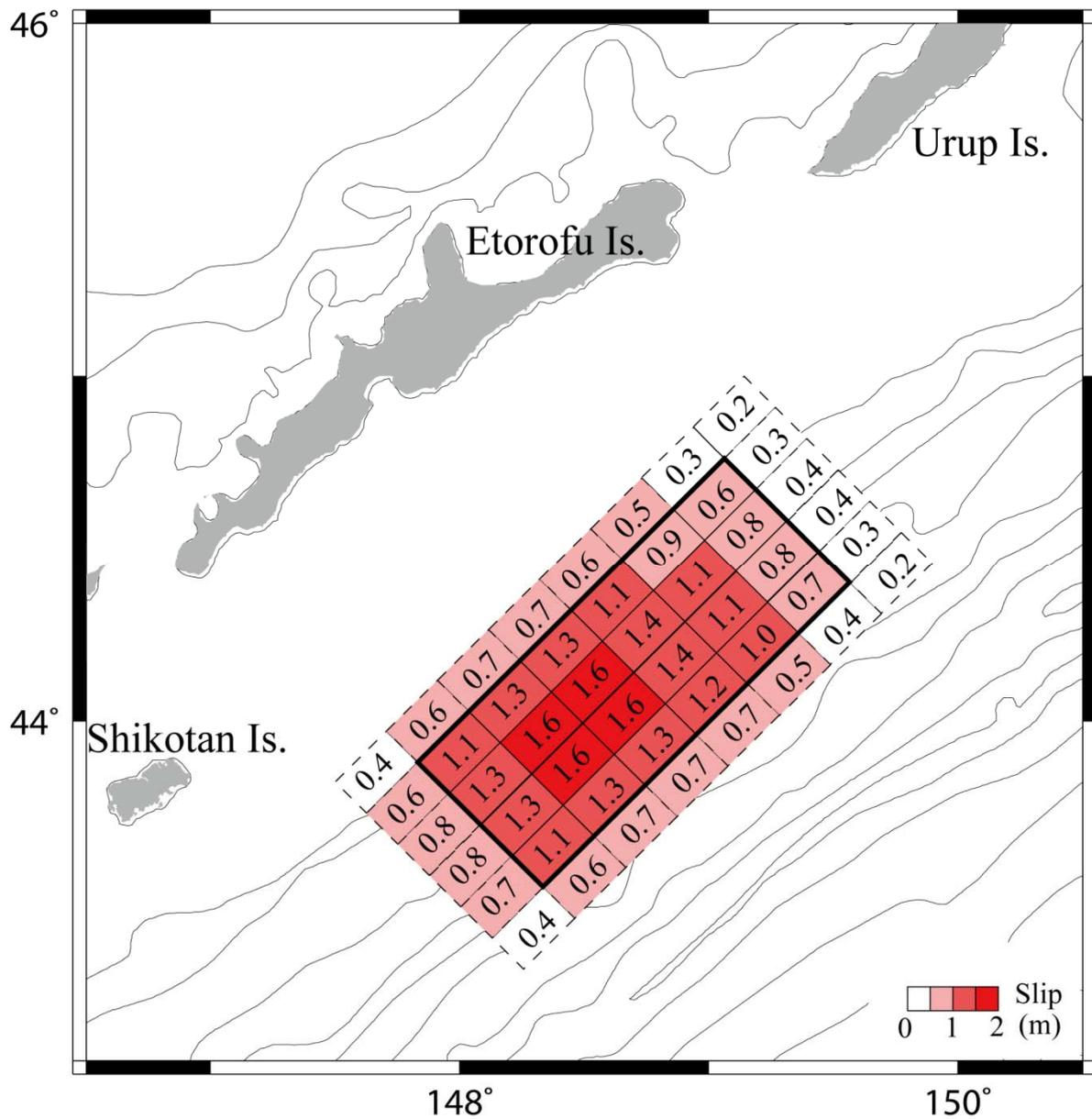


図3 津波波形インバージョンにより推定した1958年択捉沖巨大地震（スラブ内地震）のすべり量分布．太線長方形は余震分布から仮定した断層域を示す．

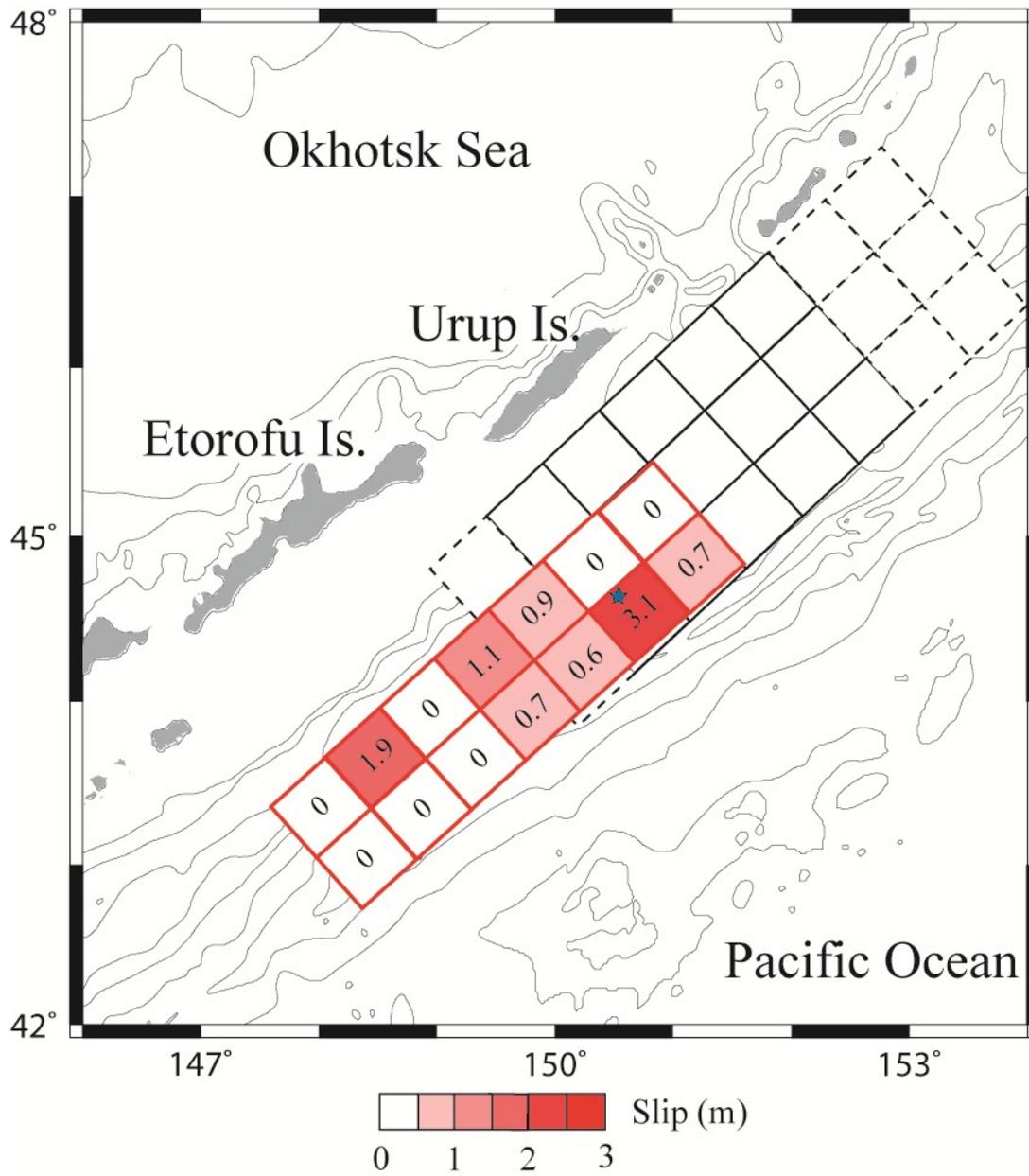


図4 津波波形インバージョンにより推定した1963年択捉沖巨大地震の最大余震（津波地震）のすべり量分布.

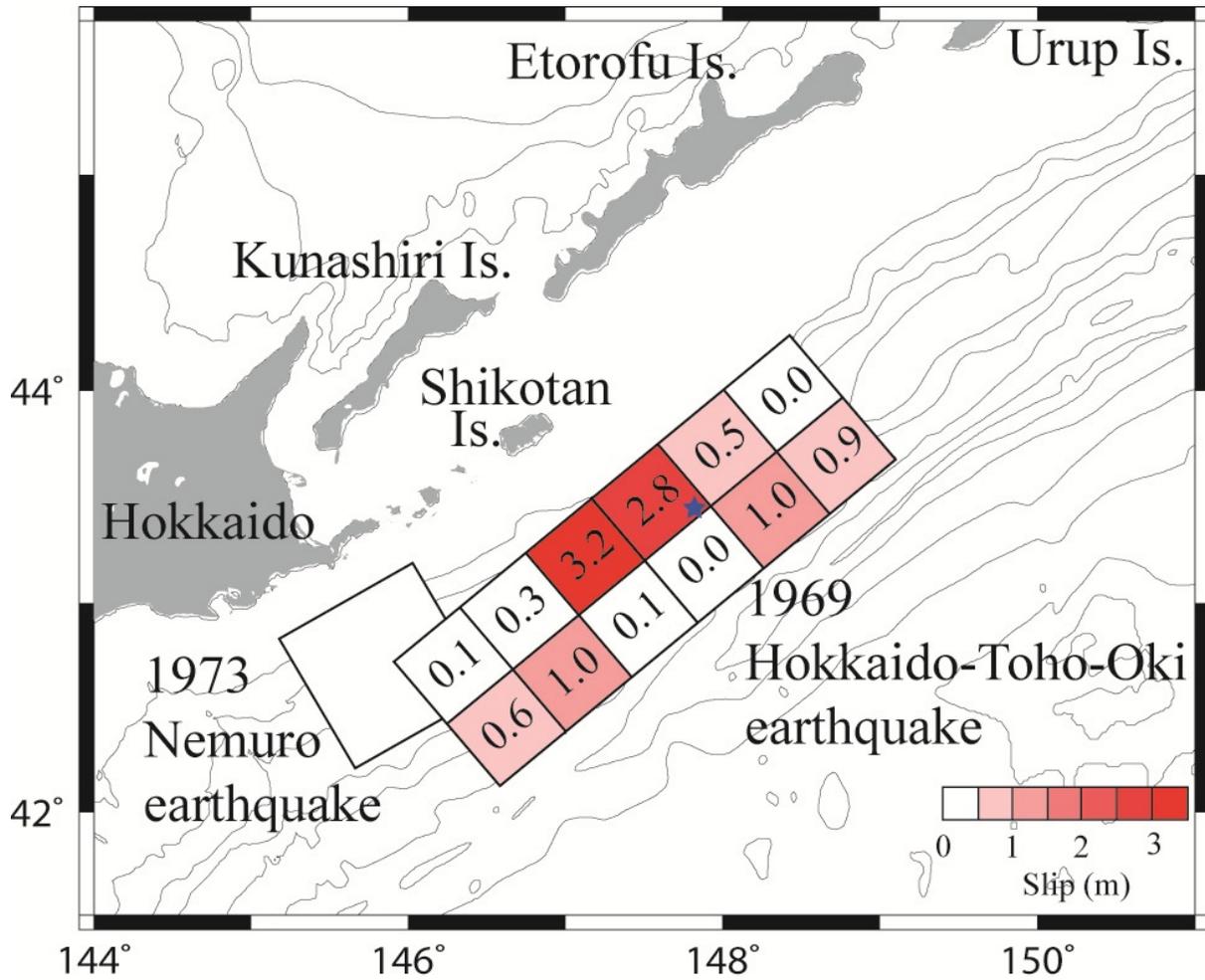


図5 津波波形インバージョンにより推定した1969年色丹島沖巨大地震のすべり量分布. 左下に1973年根室半島沖地震の破壊域を示す.

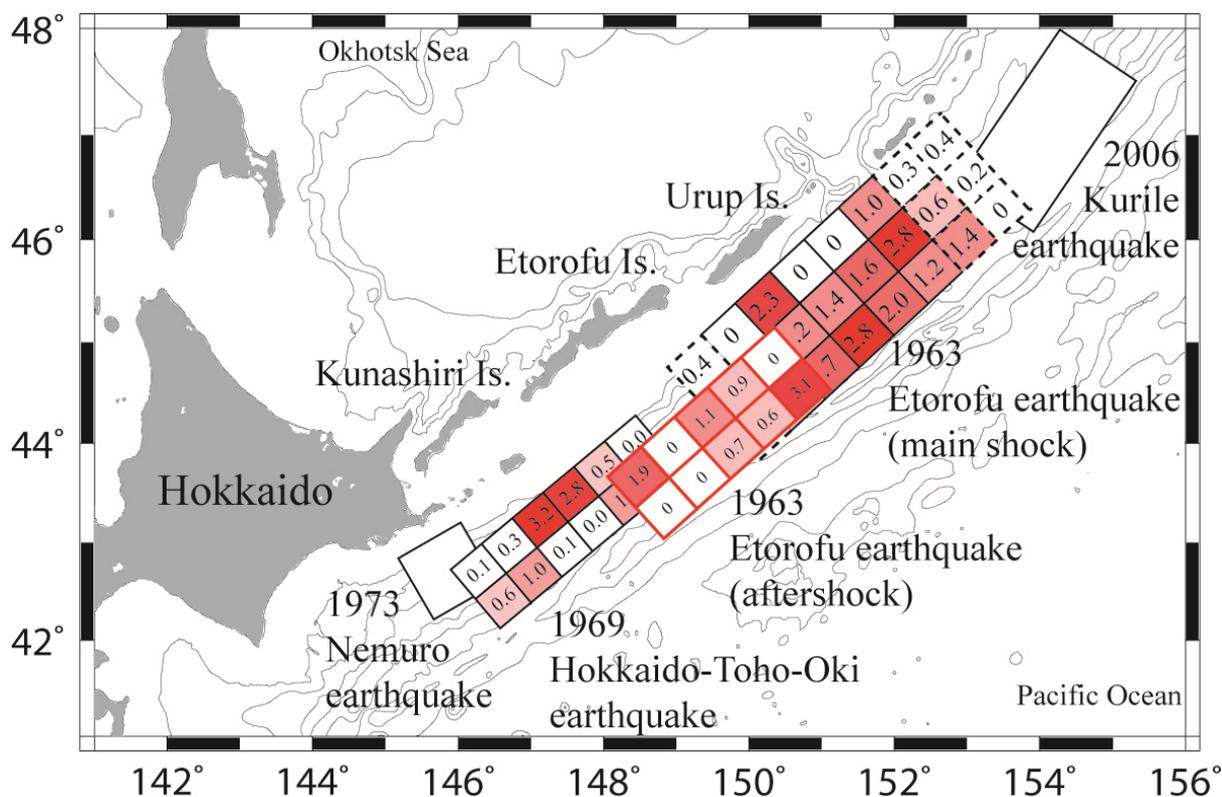


図6 本事業で推定した千島列島沿いで発生したプレート境界型巨大地震のすべり量分布.

3) 津波堆積物調査結果のまとめ

本事業による津波堆積物調査は図7に示す5地点で実施した。まず平成23年度に実施した釧路市キナシベツではTa-b(西暦1667年)とB-Tm(約1000年前)の間の層準に2枚の津波砂層(Kn-TS1, Kn-TS2)が認められた。どちらも現在の海岸線から少なくとも1360mの地点まで到達しており、その標高は4.9mである(図8)。音別ではTa-bとTa-c(約2700年前)の間に4層(On-TS1~On-TS4)あり、On-TS1, On-TS2, On-TS3は海岸から670m地点(標高4.7m)まで、On-TS4は590m地点(標高4.9m)まで到達した(図9)。厚岸では、Ko-c2(西暦1694年)とB-Tmの間のAk-TS1およびAk-TS2が、少なくとも1810m地点(標高1.4m)まで確認できた(図10)。ここに示した上記3測線での到達距離・標高はあくまで津波堆積物の到達範囲であり、実際の津波浸水範囲はこれを超えたと考えるべきである。

以上の調査結果と、平成21年度・平成22年度に調査をおこなった浦幌(十勝)および根室の模式層序をまとめたものが、図11である。図11では、浦幌および根室の津波砂層も、平成23年度の成果と同様に、それぞれUr-TS1~Ur-TS9, Nm-TS1~Nm-TS8と表記した。平成21年度の調査によると、浦幌ではTa-bとB-Tmの間にUr-TS1, Ur-TS2が、B-TmとTa-cの間にUr-TS3~Ur-TS8がある(図11の浦幌10地点参照。なお、この地点は平成21年度成果報告書の「GS-6地点」に相当する)。そのうち、Ur-TS1の層厚が最も大きく、ついでUr-TS2, Ur-TS5, Ur-TS8の順に厚い層をなしていた(注:平成21年度成果報告書ではこの4層のみをTS1, TS2, TS3, TS4と呼んでいるので、TSの後の数字は対応しない)。いずれも測線上のすべての調査地点で認められたので、海岸から625m以上、標高2.0m以上に到達したことになる。また、平成22年度の調査によると、根室(別当賀)ではKo-c2とTa-cの間に7枚の津波砂層(Nm-TS1~Nm-TS7)がある(図11の根室2地点)。7枚のうち、層が厚く、最も広く分布するのはNm-TS2(分布限界は海岸から360m, 標高15.5m)で、次いでNm-TS1(360m地点, 標高15.5m), Nm-TS4(300m地点, 標高12.7m), Nm-TS7(260m地点, 11.1m)が広く分布する。

現時点では、離れた地域の津波砂層を対比する手法は確立されていない。しかし、示標テフラとの層位関係、津波砂層の層厚・分布規模の違いから、広域対比をある程度推定することは可能である。すなわち:

Ur-TS1	---	Kn-TS1	---	On-TS1	---	Ak-TS1	---	Nm-TS1
Ur-TS2	---	Kn-TS2	---	On-TS2	---	Ak-TS2	---	Nm-TS2
Ur-TS5	-----		-----	On-TS3	-----		-----	Nm-TS4
Ur-TS8	-----		-----	On-TS4	-----		-----	Nm-TS7

このように、2700年前(Ta-cの降下時期)から350年前(Ta-b, Ko-c2の時期)の間には、北海道東部の太平洋沿岸広域を襲う大規模な津波が4回にわたって発生した可能性が高い。さらに根室や浦幌(十勝)ではその他にも3-4層の津波堆積物が確認されており、太平洋沿岸を広域に襲う大規模な津波の他に局所的に大きくなる大津波も存在する事が明らかになった。



図7 津波堆積物調査地点（平成21～23年度実施）の位置

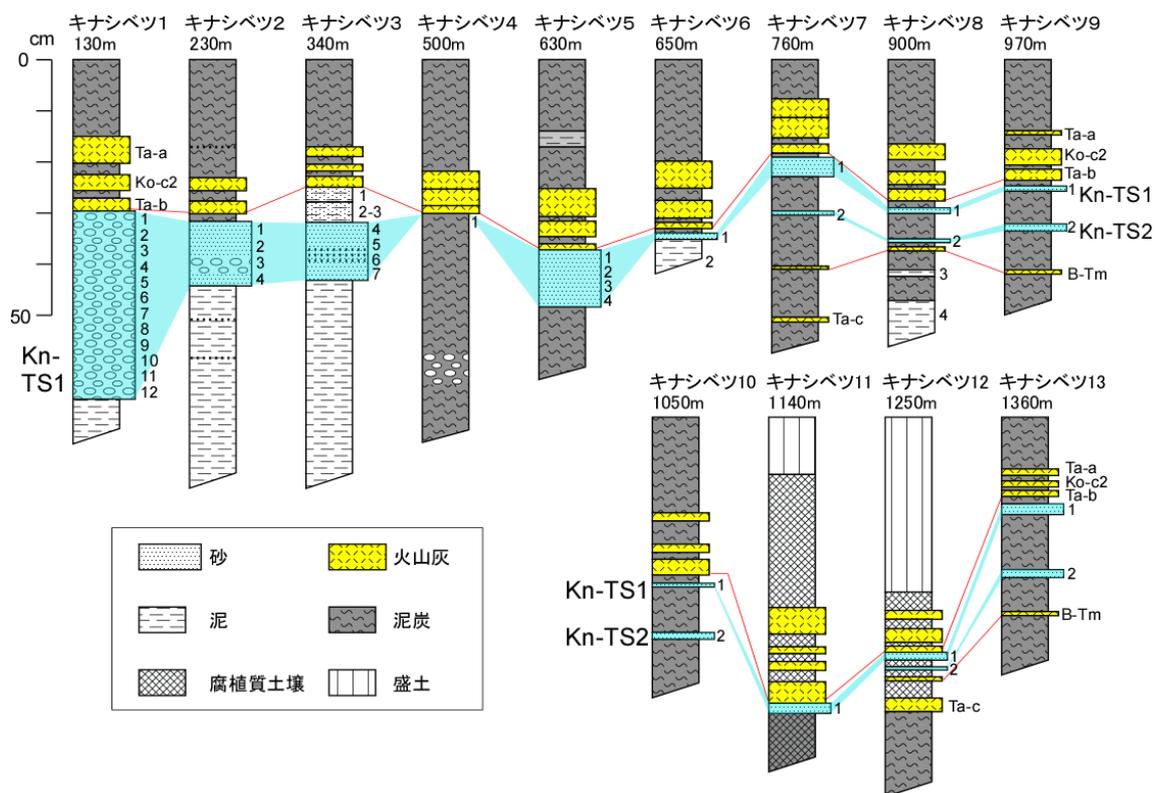


図8 釧路市キナシベツ湿原における掘削地点の層序と試料採取層準。掘削地点の位置は海岸線からの距離で示す。柱状図右脇の数字は試料番号。

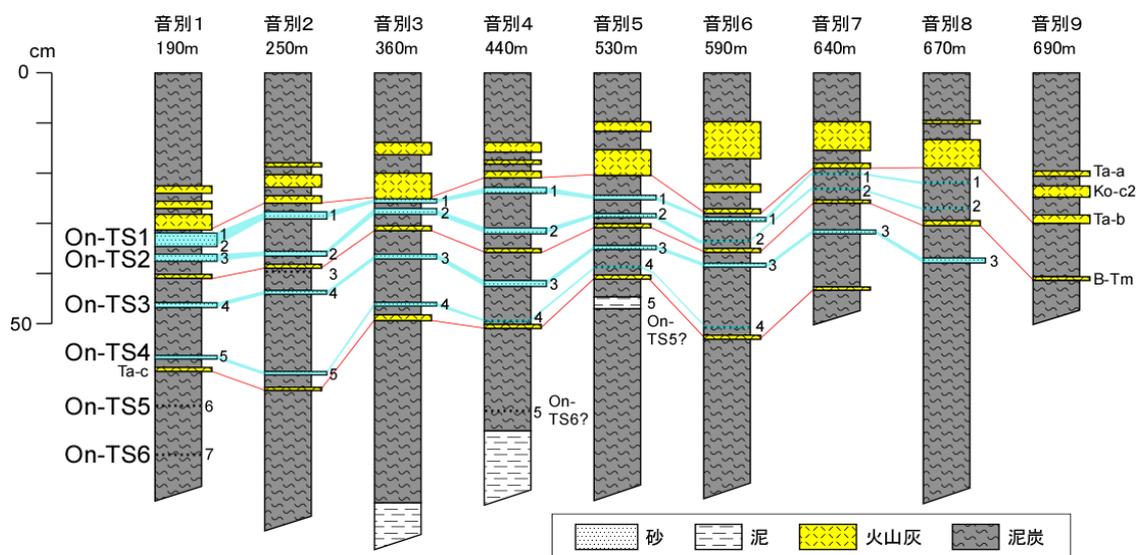


図 9 釧路市音別湿原における掘削地点の層序と試料採取層準。掘削地点の位置は海岸線からの距離で示す。柱状図右脇の数字は試料番号。

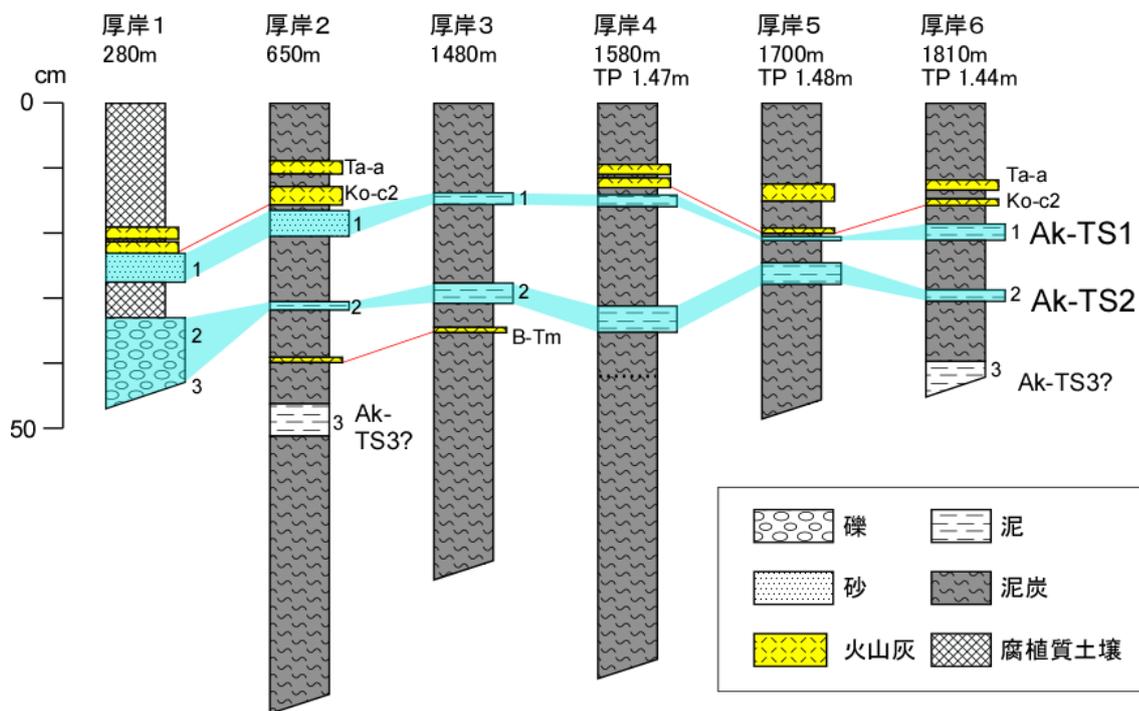


図 10 厚岸町白浜における掘削地点の層序と試料採取層準。掘削地点の位置は海岸線からの距離で示す。柱状図右脇の数字は試料番号。

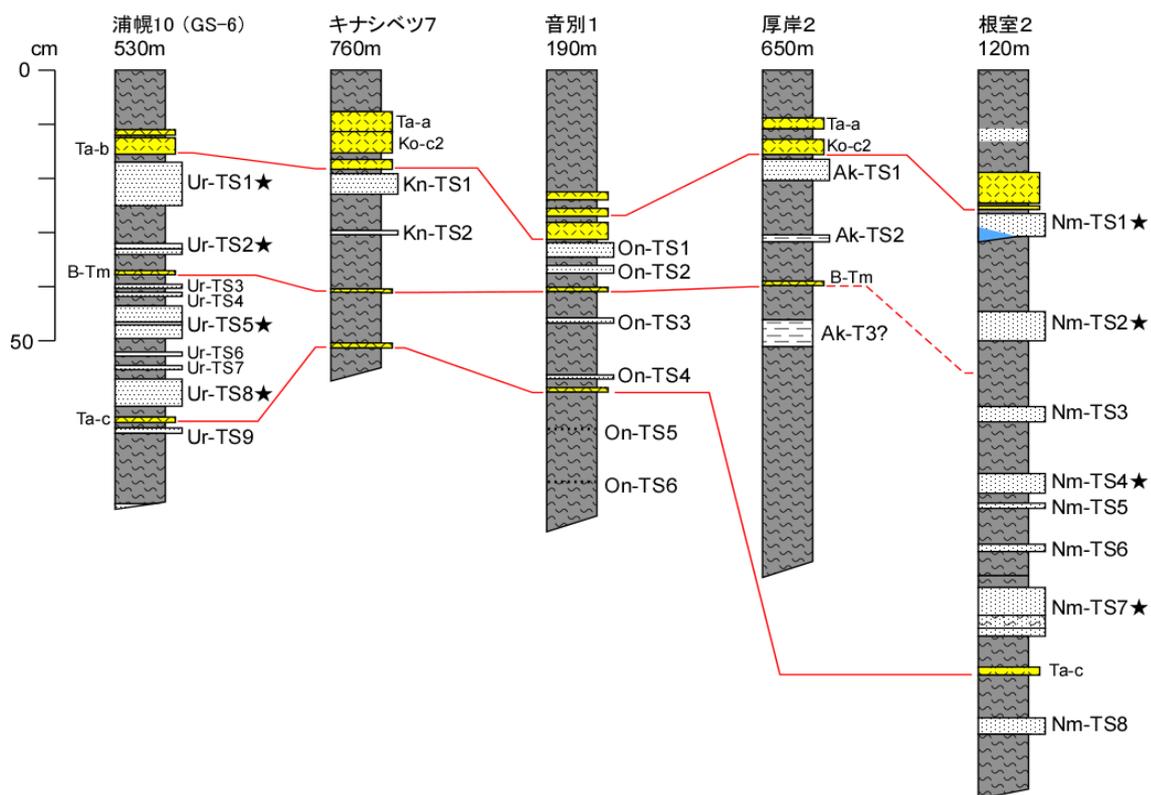


図 11 浦幌，釧路（キナシベツおよび音別湿原），厚岸，根室における津波堆積物の層序．浦幌および根室の津波砂層についても，本年度の成果と同様にそれぞれ Ur-TS1～Ur-TS9，Nm-TS1～Nm-TS8 と表記する．ただし，浦幌の堆積物については，平成 21 年度成果報告書とは TS 番号の付け方が異なるので注意．★は比較的広く分布する津波堆積物．

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 中千島沖のプレート境界から根室半島沖のプレート境界まで、千島列島沿いのプレート境界は1963年択捉沖巨大地震、1963年択捉沖巨大地震の最大余震、1969年色丹沖巨大地震、1973年根室半島沖巨大地震、2006年中千島巨大地震によって2-3m程度のすべり量で全域が破壊されたと考えられる。つまり、千島列島沿いのプレート境界は全面で非常に広域に固着している可能性が高い。長期評価を実施する上で千島列島沿いに空白域は存在しないことが明らかになった。一方、固着域は広範囲に広がっており、将来の巨大地震の発生域を限定することは難しいことも明らかになった。

2) 本事業で実施した津波堆積物調査の結果から2700年前(Ta-cの降下時期)から350年前(Ta-b, Ko-c2の時期)の間には、北海道東部の太平洋沿岸広域を襲う大規模な津波が4回にわたって発生した可能性が高い。さらに根室や浦幌(十勝)ではその他にも3-4層の津波堆積物が確認されており、太平洋沿岸を広域に襲う大規模な津波の他に局所的に大きくなる大津波も存在する事が明らかになった。

津波堆積物調査を今後も継続し、規模の違う大津波の津波堆積過程を明らかにするとともに、津波堆積物データ等を津波数値計算で再現し震源過程にせまる事業を継続する必要がある。

(e) 引用文献

Fujii, Y. and Satake, K. (2008), Tsunami Source of the November 2006 and January 2007 Great Kurile Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 98(3), 1559-1571.

Tanioka, Y., K. Satake, and K. Hirata (2007), Recurrence of Recent Large Earthquakes Along the Southernmost Kurile-Kamchatka Subduction Zone, Geophysical monograph, 172, 145-152.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

[論文]

Ioki, K. and Y. Tanioka, Slip Distribution of the 1963 Great Kurile Earthquake Estimated from Tsunami Waveforms, Pure Appl. Geophys., 168, 1045-1052, 2011.

(g) 特許出願, ソフトウェアの開発, 仕様・標準等の策定
なし

4. 全体成果概要

平成 23 年度成果概要

1) 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査

ISC 及び ISS のカタログの地震観測読み取りデータ・震源データを収集し 1963 年択捉島沖で発生した巨大地震の震源域付近の特性や次の地震までの歪みの蓄積過程を解明するために地震活動履歴の調査研究を実施した。1964 年以降の $M=5.0$ 以上の震源分布より、地震活動の時間的・空間的変動を詳細に解析した。その結果、2006 年千島列島中部の地震 ($M=8.3$) の約 11 年前から震源域で地震活動度が顕著に低下していたことを見出した。この地震は 1963 年の震源域の北東側に隣接している。また、1963 年の震源域では、1964 年以降、 $M=5.0$ 以上の地震がほぼ一定レートで発生していて、これは震源域に一定の速度で歪みが蓄積していることを示す。ただし、2000 年以降、地震の発生レートが顕著に低下していることが分かった。

アメリカ (NOAA・NGDC)・日本・ロシアから収集された 1969 年色丹島沖巨大地震の津波波形記録の波形のデジタル化と潮汐補正等の処理を実施し、震源過程解析に使用できる津波波形データを作成した。太平洋全域の津波数値計算プログラムを 1969 年色丹島沖地震津波解析用に改良して、津波数値計算を実施した。その後、津波波形インバージョンを実施して、1969 年択捉島沖巨大地震のすべり量分布を推定した。その結果すべり量が 1m 以上の破壊域は $200\text{ km} \times 100\text{ km}$ となり、震源付近ではすべり量が約 3m と大きいことがわかった。地震モーメントは $1.1 \times 10^{21}\text{ Nm}$ ($M_w = 8.0$) と推定された。1969 年色丹島沖地震のすべり域と 1973 根室半島沖地震のすべり域は重ならず、その間にすべり残した空白域も存在しない事が明確になった。さらに 1975 年根室半島沖津波地震の震源域とも重ならない事が確かめられた。

1963 年択捉島沖巨大地震の最大余震 (津波地震) のすべり量分布の再解析を実施した。昨年度南西部に離れたプレート境界に推定されたすべり域の決定精度を明確にするため、花咲での津波波形の時間分解能等を検討し、津波波形インバージョンを実施した。最も大きく滑った断層 (3.1m) の位置は地震波形解析から推定されている場所とほぼ同じ位置で海溝近傍のプレート境界となった。1963 年本震では大きなすべりが発生しなかった位置に推定されている。さらに 1.9m の大きなすべりが南西側でも推定された。昨年度の結果よりも少し北東側に移動しているが、このすべりは花咲の検潮記録を説明するために必要となる事が明確になった。1963 年択捉島巨大地震の最大余震の震源域は海溝寄りのプレート境界を 300 km にも渡った長い領域を破壊したと考えられる。これは、津波地震の大きな特徴と言える。地震モーメントは $1.0 \times 10^{21}\text{ Nm}$ ($M_w = 7.9$) と推定された。

2) 千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査

平成 22 年度までの調査地点を埋めるように、釧路市キナシベツ湿原、釧路市音別湿原、厚岸町白浜で津波堆積物調査を実施した。釧路市キナシベツでは Ta-b (西暦 1667 年) と B-Tm (約 1000 年前) の間の層準に 2 枚の津波砂層が認められた。どちらも現在の海岸線から少なくとも 1360m の地点まで到達しており、その標高は 4.9m である。音別では Ta-b と Ta-c (約 2700 年前) の間に 4 層あり、3 層は海岸から 670m 地点 (標高 4.7m) まで、1 層は 590m 地点 (標高 4.9m) まで到達した。厚岸では、Ko-c2 (西暦 1694 年) と B-Tm の間の 2 層が、少なくとも 1810m 地点 (標高 1.4m) まで確認できた。ここに示した上記 3 測線での到達距離・標高はあくまで津波堆積物の到達範囲であり、実際の津波浸水範囲はこれを超えたと考える

べきである。

3) 成果のとりまとめ

中千島沖のプレート境界から根室半島沖のプレート境界まで、千島列島沿いのプレート境界は1963年択捉沖巨大地震、1963年択捉沖巨大地震の最大余震、1969年色丹沖巨大地震、1973年根室半島沖巨大地震、2006年中千島巨大地震によって2-3m程度のすべり量で全域が破壊されたと考えられる。つまり、千島列島沿いのプレート境界は全面で非常に広域に固着している可能性が高い。長期評価を実施する上で千島列島沿いに空白域は存在しないことが明らかになった。一方、固着域は広範囲に広がっており、将来の巨大地震の発生域を限定することは難しいことも明らかになった。

平成21年度の調査によると、浦幌ではTa-bとB-Tmの間に2層、B-TmとTa-cの間に6層がある。いずれも測線上のすべての調査地点で認められたので、海岸から625m以上、標高2.0m以上に到達したことになる。平成22年度の調査によると、根室（別当賀）ではKo-c2とTa-cの間に7枚の津波砂層がある。本事業で実施した全ての津波堆積物調査の結果から2700年前（Ta-cの降下時期）から350年前（Ta-b, Ko-c2の時期）の間には、北海道東部の太平洋沿岸広域を襲う大規模な津波が4回にわたって発生した可能性が高い。さらに根室や浦幌（十勝）ではその他にも3-4層の津波堆積物が確認されており、太平洋沿岸を広域に襲う大規模な津波の他に局所的に大きくなる大津波も存在する事が明らかになった。

5. 活動報告

5.1 会議録

平成23年9月17日：本事業の研究成果をまとめるたの意見交換会（色丹島）

出席者 高橋浩晃（北海道大学）、中川光弘（北海道大学）、
石丸聡（北海道立総合研究機構地質研究所）、
Victor Kaystrenko（IMGG, ロシア科学アカデミー）
Alexey Gorbunov（IMGG, ロシア科学アカデミー）
他数名（ロシア側研究者）

議事内容 今年度の各項目での調査・解析計画について報告を受けた。
ロシア側の調査・解析についての報告を受けた。
本事業の研究成果をとりまとめる方向性について議論した。

平成24年2月24日：23年度最終成果のとりまとめ・課題についての打ち合わせ

出席者 谷岡勇市郎、勝俣 啓、西村裕一、中村有吾、
Victor Kaystrenko（IMGG, ロシア科学アカデミー）
Catherine Chagué-Goff（オーストラリア太平洋津波研究センター）
Breanyn MacInnes（北海道大学 JSPS 学振研究員）

議事内容 今年度の津波堆積物調査結果について議論した。
5年間の解析結果のとりまとめと、さらに進めるべき課題について
議論した。

5.2 対外的発表

一般公開シンポジウム

平成 24 年 2 月 23 日 北海道大学学術交流会館にて自然災害シンポジウム，
「古津波をさぐる一地層・伝承・古文書から」を開催。

西村裕一（北海道大学）が「北海道の古津波～研究の現状と防災への課題～」として本事業による研究成果を紹介

論文

Ioki, K. and Y. Tanioka, Slip Distribution of the 1963 Great Kurile Earthquake Estimated from Tsunami Waveforms, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 1045-1052, 2011.

学会発表

3. 1 千島海溝沿いの海溝型地震の発生履歴と発生メカニズムを明らかにするための古地震調査

Ioki, K. and Y. Tanioka, Rupture area of the 1958 Etorofu earthquake occurred in Kurile subduction zone estimated from tsunami waveforms, IUGG, Melbourne Convention & Exhibition Centre, Australia, 2011 年 7 月

Ioki, K. and Y. Tanioka, Relations of Great Kurile Earthquakes estimated from tsunami waveforms, JKASP-2011, IVS, FEB, RAS, Russia, 2011 年 8 月

Ioki, K. and Y. Tanioka, Relations of Great Kurile Earthquakes estimated from tsunami waveforms, AGU2011, Moscone Center, USA, 2011 年 12 月

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎，千島沈み込み帯で発生した 1958 年択捉島沖地震の津波波形から求めた破壊域，幕張メッセ国際会議場，地球惑星科学連合 2011 年大会，2011 年 5 月

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎，1969 年北海道東方沖地震の津波波形解析，グランシップ（静岡県），日本地震学会 2011 年度秋季大会，2011 年 10 月

3. 2 千島海溝周辺地域における 20 世紀以前の地震発生履歴を明らかにするための津波堆積物調査

中村有吾，西村裕一，プルナ-スラスティア-プトラ，ヴィクター-カイトレンコ（2011 年 3 月・発表名目のみ）「北海道東部太平洋沿岸および色丹島における津波堆積物調査」日本地理学会 2011 年春季大会．2011 年 3 月．

中村有吾，西村裕一，アンドリュー ムーア（2011 年 5 月 24 日）「構成物の組成と粒径にもとづく津波堆積物の対比および供給・運搬過程の考察－北海道東部での事例」日本地球惑星科学連合 2011 年大会（千葉市，幕張メッセ国際会議場）

中村有吾，西村裕一，Putra, P.S., Moore, A.L.（2012 年 5 月 20 日）「構成物の組成と粒径による津波堆積物の対比と津波発生履歴－北海道東部の事例」日本地球惑星科学連合 2012 年大会（千葉市，幕張メッセ国際会議場）

6. むすび

古地震調査（地震観測データ解析）により千島海溝沿いプレート境界巨大地震震源域での過去

の地震活動を調査した結果、2006年中千島巨大地震の前11年間は地震活動の低下が見られた。1963年択捉沖巨大地震の震源域では2000年まで地震活動は一定レートで推移していた。つまり一定レートで歪みが蓄積していたことを示す。この結果は、長期間の地震活動を評価することで、将来の長期評価になんらかの指標を与える可能性があることを示す。地殻変動観測によるすべり欠損分布の時空間変化等の他のデータと合わせて評価することにより、信頼性が確保できるデータとなるであろう。

古地震調査（津波波形データ解析）により大千島沖のプレート境界から根室半島沖のプレート境界まで、千島海溝沿いで発生した過去のプレート境界型巨大地震のすべり量分布を推定したことにより、千島列島沿いのプレート境界は大千島沖から根室沖まで全面で広域に固着していたことが明らかになった。長期評価を実施する上で千島列島沿いに空白域は存在しないことを明確に示したことの意義は大きい。特に1958年択捉沖巨大地震がスラブ内地震であることが明らかになっても、空白域が存在しないことを示したことは重要である。一方、各々セグメントの巨大地震が固有地震的特徴を有するかは分からない。全面に広域に固着しているとすると、そもそも、セグメントがあるのかさえ分からなくなった。まして、2011年東北地方太平洋沖巨大地震の発生を受けて、この地域でのGPS観測や海底地殻変動観測によるプレート固着状況の把握や、海底構造等を重点的に調査研究する必要があるだろう。

津波堆積物調査研究により2700年前（Ta-cの降下時期）から350年前（Ta-b, Ko-c2の時期）までの間に、北海道東部の太平洋沿岸広域を襲う大規模な津波が4回にわたって発生した可能性が高いこと、その他にも3-4層の津波堆積物が確認されており、地域性のある大津波も存在する事が明らかになった。つまり、津波堆積物を残す巨大津波にも、広域に影響を及ぼす超巨大地震による津波と、それよりは規模が小さな地震による津波など階層的に存在する可能性が高いことを示すと思われる。今後さらに詳細な調査を行うことにより、津波高や浸水域が地域的に違う一回り小さな津波の震源に迫る研究を進める必要がある。また、津波数値計算等の手法を用いることで津波堆積物の調査結果を説明できる震源モデルの構築を行う必要があるだろう。