

## 17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル

### Source models of the unusual tsunami in the 17th century in eastern Hokkaido

佐竹健治<sup>1</sup>・七山 太<sup>2</sup>・山木 滋<sup>3</sup>

Kenji Satake<sup>1</sup>, Futoshi Nanayama<sup>2</sup> and Shigeru Yamaki<sup>3</sup>

<sup>1</sup>活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, kenji.satake@aist.go.jp)

<sup>2</sup>海洋資源環境研究部門 (Institute for Marine Resources and Environment, GSJ/AIST, nanayama-f@aist.go.jp)

<sup>3</sup>有限会社 シーマス (Seamus Co., Ltd., yamaki@kc4.so-net.ne.jp)

**Abstract:** Tsunami numerical simulations were performed for various earthquake source models along the Kuril trench and the results were compared with the distribution of tsunami deposits on the Pacific coast of eastern Hokkaido. Geologic evidence has shown that unusual Holocene tsunami deposits can be traced 1-4 km from the coast, much further inland than the inundation limits of 19-20th century tsunamis, and that such unusual tsunamis have recurred at about 500 year interval, with the most recent one in the 17th century. We computed coastal tsunami heights along the Hokkaido and Sanriku coasts, by using finite-difference computations of the non-linear long-wave equation with the finest grid interval of about 200 m. In addition, at five coastal marshes (Nambu-numa in Nemuro, Kiritappu in Hamanaka, Tokotan-numa in Akkeshi, Pashukuru-numa in Onbetsu and Oikamanai-numa in Taiki) where the detailed distribution of the 17th century tsunami deposits were mapped, tsunami inundation on land was computed by using moving boundary condition with the minimum grid interval of 25 m. We first computed tsunamis from eight fault models of past earthquakes along the Kuril and Japan trenches, as well as Cascadia and Chilean earthquakes that produced trans-Pacific tsunamis, and compared the results with documented tsunami heights and inundation limits. For the 17th century tsunami, we computed tsunamis for 14 fault models with various fault parameters. The fault widths are 50 km (tsunami earthquake), 100 and 150 km (typical interplate events), 200 and 250 km (“Armageddon” faults that would uplift the coast). We also varied fault length along the trench axis as 200 km (single segment) and 300 and 400 km (multi-segment). The largest tsunami heights on the Hokkaido coasts are computed from multi-segment interplate or tsunami earthquake. The wide Armageddon faults produce smaller tsunami heights, because of the coastal uplift. Computed heights from tsunami earthquake locally vary because of the short wavelength and wave periods. The tsunami heights on the Sanriku coast, on the other hand, are proportional to fault width and seismic moment. The tsunami inundation is largest from the multi-segment interplate earthquake, reproducing the extent of tsunami deposits. The wide faults produce less inundation, whereas the single-segment fault or tsunami earthquake does very little inundation. The multi-segment interplate earthquake is the best source model for the 17th century tsunami.

**キーワード:** 津波, 津波堆積物, 古地震, 北海道, 千島海溝

**Keywords:** tsunami, tsunami deposit, paleoseismology, Hokkaido, Kuril trench

#### 1. はじめに

北海道東部の太平洋岸における古地震調査から, 後期完新世に異常な「イベント」が繰り返し発生したことが明らかになってきた(平川ほか, 2000; 七山ほか, 2000, 2001, 2002; Sawai, 2002; Nanayama *et al.*, 2003). これらの「イベント」に伴う津波堆積物は海岸から 3 km 以上まで分布し, 過去 7000 年間にわたっておよそ 500 年間隔で繰り返し, 最近では 17 世紀に発生した(Nanayama *et al.*, 2003). ところが, 三陸の歴史記録にはこれらの津波による被害は見当たらない(佐竹, 2003). さらにこれらの「イベント」は太平洋岸を隆起させた(Kelsey ほか, 2002; Atwater

*et al.*, 2004).

北海道太平洋側の千島海溝では, 太平洋プレートが年間約 8 cm の速さで沈み込んでいる. この沈み込みに伴って, M ~ 8 クラスのプレート間地震がおよそ 100 年間隔で発生している (Fig. 1). 1952 年十勝沖地震 (M 8.2, Mw 8.1, Mt 8.2), 1969 年北海道東方沖地震 (M 7.8, Mw 8.2, Mt 8.2), 1973 年根室半島沖地震 (M 7.4, Mw 7.8, Mt 8.1) は典型的なプレート間地震である. さらに 19 世紀には, 1843 年 (天保十四年) の十勝沖地震 (M 8.0, Mt 8.0), 1894 年 (明治二十七年) の根室沖地震 (M 7.9, Mt 8.2) が発生しており, 詳細は明らかでないものの, それぞれ 1952 年,

1973年の1つ前のプレート間地震とされている(羽鳥, 1974, 1984)。

千島海溝では, 1993年釧路沖地震(M 7.8), 1994年北海道東方沖地震(M 8.2)などのスラブ内地震も発生しており, 後者は津波も伴った(羽鳥, 1995; Satake and Tanioka, 1999)。

古地震調査によって明らかになった津波は, これら19~20世紀のプレート間地震や比較的浅いスラブ内地震による津波をはるかに上回る規模であり, まったく異なるタイプの地震が発生したことを示唆する。

本研究では, 17世紀の津波の波源を調べるため, いくつかの断層モデルについて, 津波の数値シミュレーションを行った。本報告ではまず, 2章で最近の古地震調査結果をまとめ, 3章で17世紀の「イベント」の断層パラメータを検討する。4章で津波シミュレーションの方法について述べ, 5章にシミュレーションの結果をまとめ, 津波堆積物調査結果と比較したあと, 6章で17世紀の津波の波源を検討する。

## 2. 北海道東部における古地震調査結果

### 2.1 津波堆積物

北海道東部で後期完新世に異常な津波が繰り返し発生したことが明らかになってきた(平川ほか, 2000; 七山ほか, 2000, 2001, 2002; Sawai, 2002; Nanayama *et al.*, 2003)。

根室~十勝の200 kmにわたる海岸線に沿って, 17世紀の火山灰(Ta-a, Ko-c2; 古川ほか, 1997)と10世紀頃の火山灰(B-Tm)との間に2枚の砂層(上からTs3, Ts4と呼ぶ)が発見された。17世紀の火山灰の上位にも2枚の津波砂層(上からTs1, Ts2と呼ぶ)が発見されているが, これらの分布は海岸付近に限られるのに対して, Ts3, Ts4は海岸から数 kmまで遡上している(Fig. 2)。

霧多布湿原は, 海岸から3 km以上にわたって広がる湿原であり, 1952年十勝沖地震津波や1960年チリ地震津波の際には, 津波が海岸から1~2 km程度まで遡上し, 大きな被害をもたらした。1843年十勝沖地震による津波堆積物も同様な分布を示す(七山ほか, 2000; 西村ほか, 2000)。ところが, Ts3, Ts4の平面的分布を見ると, これらよりずっと内陸の, 湿原の縁まで達している(Fig. 3a)。珪藻分析によると, 泥炭層では現在の湿原環境と同様な淡水生種が卓越するのに対して, 砂層には海水生種が含まれ, 砂が津波によって運ばれたものであること, すなわち津波堆積物であることを裏付けた(Nanayama *et al.*, 2003)。

さらに, 根室市南部沼, 厚岸町床潭沼, 音別町馬主来沼, 大樹町生花苗沼においても, 海岸から数 kmまで津波堆積物が追跡された(Fig. 3b)。

### 2.2 海岸変動

北海道東部の太平洋岸は, 地質学的時間スケールでは隆起(0.2~0.5 mm/年程度の速度)しているのに対して, 測地学的時間スケールでは沈降(8~9 mm/年の速度)している。過去に海岸付近が大きく隆起するようなイベントが繰り返し発生したとすれば, 上記の矛盾は解決される。

北海道東部の海跡湖や沿岸湿地における調査から, 過去3000年間に数回の海進・海退が繰り返されたことが明らかにされている(Sawai, 2001; Sawai *et al.*, 2002)。これらのうち, 最近の隆起イベントは17世紀に発生し, その隆起量は0.5~1 m程度とされている(Atwater *et al.*, 2004)。

この17世紀の海岸隆起の証拠は, 根室~釧路間(約100 km)において確認され, 似たような隆起イベントが過去2500年間に7回程度発生したことも明らかとなった(Kelseyほか, 2002)。

### 2.3 東北における地震・津波の史料

北海道東部では17世紀の地震・津波についての歴史記録が存在しないが, 東北地方では, 八戸, 盛岡などで1600年代の中頃からほぼ連続的に地震が記録されている(佐竹, 2003)。ところが, 17世紀に三陸海岸に被害をもたらした津波として記録が残っているのは, 1611年の慶長三陸津波(今村・飯田の津波規模階級  $m=4$ )と1677年の青森県東方沖地震津波( $m=2$ )のみである。前者は日本海溝における津波地震, 後者は1968年の青森県東方沖地震(十勝沖地震)と同じタイプとされている(都司・上田, 1995; 渡辺, 1998)。17世紀の津波が三陸地方に大きな被害をもたらしたのであれば, 記録に残っているはずである。したがって, 17世紀の津波は三陸沿岸には被害をもたらさない程度であったと考えられる。

## 3. 波源モデル

全部で22ケース(Table 1)について津波数値シミュレーションを行った。このうち8ケースは既往の津波(遠地津波3ケースを含む), 14ケースは千島海溝における17世紀の地震を想定したモデルである。

### 3.1 過去に発生した津波波源

20世紀に千島海溝で発生した地震(1973年根室半島沖地震・1952年十勝沖地震), 三陸地方で発生した津波地震(1896年と1611年の三陸地震)について津波のシミュレーションを行った(Fig. 4a)。さらに遠地津波として, 1700年のカスケード地震と1960年のチリ地震についてもシミュレーションを行った。

#### (1) 1973年根室半島沖地震

この地震については, Shimazaki(1974)によって,

地震波・水準測量結果に基づく断層モデルが提示されている。Aida (1978) は Shimazaki のモデルや多田 (1974) による測地データに基づくモデルについて津波の数値シミュレーションを行い、北海道・東北の検潮記録と比較した結果、Shimazaki モデルの断層長を 100 km に、すべり量を 96 cm に、位置を北東へ約 30 km 移動させたものが検潮記録を一番よく説明するとした。本研究では、Shimazaki (1974) のモデルを採用する。平均すべり量は 1.6 m である。

#### (2) 1952 年十勝沖地震

笠原 (1975) は羽鳥 (1973) による津波波源域と水準測量の結果に基づき、長さ 130 km、幅 100 km、すべり量 4 m の断層モデルを提案した。Aida (1978) は津波の数値シミュレーションと検潮記録との比較から、すべり量のみを 3.5 m とした。

Hirata *et al.* (2003) は津波波形のインバージョンにより、断層面上のすべり分布を求めた。小断層は深さ 10 - 58 km にわたっているが、1 枚の断層面で近似すると、ほぼ長さ 210 km、幅 108 km、平均すべり量は 3 m 程度である。ただし、十勝沖の最深部で 5 m を超えるすべりが推定されている。

本研究では、笠原 (1975) の 1 枚の断層面と Hirata *et al.* (2003) による不均質すべりについて津波のシミュレーションを行った。

#### (3) 1896 年三陸沖津波地震

1896 年三陸地震は典型的な津波地震である。三陸沿岸では死者 2 万人を超す甚大な被害と最大 38 m もの遡上高が報告されている。

この地震の断層モデルとして、Tanioka and Satake (1996) は検潮記録の解析から、長さを 210 km、幅 50 km、すべり量 5.7 m と推定した。断層は海溝軸のごく近くに位置し、下端の深さは海底下 17 km である。最近、Tanioka and Seno (2001) は、断層上端付近の傾斜角 ( $10^\circ$ ) および堆積層の影響を考慮したが、すべり量は 5.9 ~ 6.7 m と、それほど変わっていない。土木学会津波評価部会 (2002) では、三陸沿岸の津波痕跡高を再現するためには、9.7 m のすべり量が必要であるとしている。本研究では Tanioka and Satake (1996) のモデルを採用した。

#### (4) 1611 年三陸沖地震

1611 年三陸沖地震も津波地震であると考えられている (阿部, 2003; 島崎, 2003) が、その地震像は明らかでなく、都司 (2003) は海底地すべり説を唱えている。平川ほか (2000) は十勝沿岸における津波堆積物を 1611 年三陸地震によると推定している。相田 (1977) は、この地震を 1933 年三陸沖地震と同じタイプの正断層地震であると仮定し、沿岸の津波高さとの比較から断層パラメーターを推定した。本研究では、相田 (1977) の断層モデルを仮定する。

#### (5) 1700 年カスケード地震

1700 年に北米カスケード沈み込み帯で発生した地震は、日本沿岸に津波による被害をもたらした。Satake *et al.* (2003) は、日本における津波被害を再検討し、カスケードにおけるプレート形状を考慮した断層モデルを提示した。本研究ではこのモデルを採用する。

#### (6) 1960 年チリ地震

1960 年チリ地震 (Mw 9.5) による津波は約 23 時間かかって日本に到達し、三陸沿岸を中心に大きな被害をもたらした。北海道でも霧多布などで浸水した (Fig. 3a)。本研究では、高岡ほか (2001) に従い、Kanamori and Cipar (1974) の地震学的断層パラメーターに基づくモデルと Barrientos and Ward (1990) による測地的なモデルを検討した。

### 3.2 17 世紀の地震像

津波堆積物・海岸隆起の平均繰り返し間隔は約 500 年であり、典型的なプレート間大地震 (1952 年, 1843 年の十勝沖地震, または 1973 年, 1894 年の根室半島沖地震) に比べて有意に長い。また、これらの「イベント」は、海岸の隆起を伴い、津波堆積物の分布範囲が広いという、通常のプレート間地震とは異なる特徴を持つ。

この異常な「イベント」を起こした地震として、(1) アルマゲドン地震、(2) プレート間地震、(3) 津波地震、の 3 つのモデルについて、断層パラメーターを仮定して (Table 1)、地殻変動を計算した。プレートの沈み込みの角度 (傾斜角) は一様に  $20^\circ$ 、すべり角は  $90^\circ$  (純粋な逆断層) と仮定した。プレート上面に沿った断層の幅 (深さ範囲)、海溝軸に沿った長さ、走向、すべり量を変化させた。深さ範囲については、アルマゲドン地震、プレート間地震、津波地震の、3 つのタイプの地震について検討した (Fig. 4b)。海溝軸に沿った長さは 300 km、走向は  $228^\circ$ 、すべり量は 5 m を基本として、それぞれの値を変化させてその影響を調べた。

#### (1) アルマゲドン地震

地質学的時間スケールと測地的時間スケールでの海岸の上下変動の矛盾を解決するため、海岸の隆起を伴う大規模な地震 (アルマゲドン地震) が発生すると考えられた (池田, 1996)。海岸を隆起させるためには、プレートの上面に沿った断層面が海岸付近まで伸びている必要がある。

太平洋側の海岸付近において、沈み込んだプレート上面の深さは少なくとも 50 km 以深であり (Suzuki and Kasahara, 1996; Kosuga *et al.*, 1996; 勝俣ほか, 2002)、国土地理院による GPS の連続観測データからも、沈み込む太平洋プレートと陸側プレートとのカップリングはおよそこの深さまで及んでいると推定されている (Ito *et al.*, 2000; Mazzotti *et al.*, 2000)。

アルマゲドン地震としては、沈み込むプレートに沿って深さ 85 km まで伸びる断層モデルを考える。断層面上の一端は、深さ 0 km (海溝軸まで伸びるもの) と 17 km の 2 通りを考えた。断層の幅はそれぞれ、250 km, 200 km である。

## (2) プレート間地震

通常のプレート間地震の発生域は、深さ 10 - 40 km 程度であり、これは温度・圧力条件によって規制されている (Tichelaar and Ruff, 1993; Hyndman *et al.*, 1997; Satake and Tanioka, 1999)。これより深部では脆性破壊ではなく、定常すべりに近いふるまいを考えると考えられている。

プレート間地震については、断層の幅・深さ範囲について 3 通りを検討した (Table 1)。まず、海溝軸 (深さ 0 km) から地震発生帯の下端である深さ 51 km までの断層 (幅 150 km)、次に深さ 17 - 51 km (幅 100 km)、そして、深さ 0 - 34 km (幅 100 km) の 3 通りである。

## (3) 津波地震

津波地震とは、震度が小さい割に大きな津波が発生する地震であり、1896 年明治三陸地震のような津波地震が知られている。1611 年慶長三陸地震も津波地震であったと考えられている。1896 年明治三陸津波地震 (Tanioka and Satake, 1996) を参考にして、海溝軸 (深さ 0 km) から深さ 17 km まで達する、幅 50 km の断層を考えた。すべり量については、5 m と 10 m の 2 通りを検討した。

### 3.3 断層長さの影響

1952 年十勝沖地震のような典型的なプレート間地震 (断層の長さ 200 km 程度) では、異常な津波を説明できない。そこで、海溝軸に沿って長さ 300 km (1952 年十勝沖地震と 1973 年根室半島沖地震の震源域を合わせたもの) とした。これは、十勝沖と根室沖の複数セグメントにまたがるプレート間地震の連動を意味する。

南海トラフにおいては、昭和 (1944 年・1946 年) と安政 (1854 年) には東南海地震と南海地震が時間をおいて発生したが、宝永年間 (1707 年) には、両セグメントを合わせた地震が発生し、津波も大きかったとされている。

断層の長さの影響を調べるため、上記のプレート間地震 (深さ 17 - 51 km, 幅 100 km) について、断層の長さを変化させた。十勝沖よりの 200 km, 根室沖よりの 200 km, 十勝沖から色丹島沖までの 400 km の 3 通りを検討した (Table 1; Fig. 4c)。

### 3.4 断層の走向の影響

断層面の走向は、千島海溝と平行に 228° を基本としたが、Hirata *et al.* (2003) のモデルでは 10° 時計回りの 238° となっている。走向の影響を調べるため、

走向を基準モデルから時計回りに 5°, 10° 変化させた、すなわち走向 233° と 238° の断層についても検討した (Fig. 4d)。

### 3.5 断層面上のすべり量の影響

断層面上の平均すべり量を基準の 5 m から 2 m 増減させたモデル、すなわちすべり量 3 m と 7 m のモデルも検討した。

### 3.6 地殻変動

これらの断層パラメーターから、Mansinha and Smylie (1971) の方法により、地表における地殻変動 (上下変位) を計算した。その平面分布と断面を Fig. 5 に示す。

アルマゲドンモデルでは、隆起域が内陸まで延び、霧多布などの太平洋岸で約 1 m の隆起となる。プレート間地震については、断層上端の深さによって、海底の地殻変動は異なるが、断層深部の直上での上下変位は変わらず、太平洋沿岸は 0.6 m 程度沈降する。津波地震による地殻変動は、海溝付近のみに限定される。

地表における上下変位の波長は、断層の幅にほぼ等しい。すなわち、アルマゲドン地震では約 250 km、複数セグメント地震については約 150 km と約 100 km、津波地震では約 50 km である。ただし、アルマゲドン地震については、変動は陸上にまで達するので、津波の発生に影響する海底の上下変位は、波長が 150 km 程度となる。また、全振幅 (最大隆起量と最大沈降量との差) はいずれのモデルも 2.5 ~ 3 m 程度であり、大きな差はない。アルマゲドン地震の場合は、陸上も隆起するので、津波に寄与する海底の上下変位の振幅は小さくなる。

## 4. 津波数値シミュレーション

### 4.1 津波伝播の支配方程式

#### (1) 沿岸における津波計算

主に 200 m 以浅の浅海で、波の振幅が水深に対して無視できない場合には、非線形長波の式 (浅水理論) を用いた。

運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) \\ + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g n^2}{D^{7/3}} Q_x \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} = 0 \\ \frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_y^2}{D} \right) \\ + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g n^2}{D^{7/3}} Q_y \sqrt{Q_x^2 + Q_y^2} = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

連続の式は

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

である．ここで， $x, y$ : 水平座標， $h$ : 静水深， $g$ : 重力加速度， $D$ : 全水深 (= 静水深 + 水位)， $\eta$ : 静水面からの水位， $n$ : Manning の粗度係数， $Q_x, Q_y$ :  $x, y$  方向の単位幅当りの流量 (= 流速×全水深) である．

### (2) 近地津波の外洋における津波計算

最も沖側の計算領域では，波の振幅が水深に対して十分小さい場合として，(1), (2)式を線型化した．運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_x}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial Q_y}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

となり，連続の式は

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

となる．

### (3) 遠地津波

太平洋を伝播する津波については，地球座標系で表された線形分散波理論 (線形 Boussinesq) 式を用いる．

運動方程式は，緯度方向について

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} + fN - \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[ \frac{h^3}{3} F_3 \right] = 0 \quad (6)$$

経度方向について

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} - fM - \frac{1}{R \cos \lambda} \frac{\partial}{\partial \phi} \left[ \frac{h^3}{3} F_3 \right] = 0 \quad (7)$$

連続の式は

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[ \frac{\partial (M \cos \lambda)}{\partial \lambda} + \frac{\partial N}{\partial \phi} \right] = 0 \quad (8)$$

となる．ただし，

$$F_3 = \frac{1}{R \cos \lambda} \left[ \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} (u \cos \lambda) + \frac{\partial^2 v}{\partial \phi^2} \right] \quad (9)$$

また， $R$ : 地球の半径， $\lambda, \phi$ : 緯度，経度座標， $M, N$ : 緯度・経度方向の線流量， $u, v$ : 緯度・経度方向の流速， $f$ : コリオリ因子である．

## 4.2 計算条件

### (1) 初期条件

津波数値計算の初期条件としては，地震断層モデルを用いて Mansinha and Smylie (1971) の方法により計算される海底地殻変動の鉛直成分を，海面上の

水位変動として 1 分の立ち上がり時間で与える方法を用いた．なお，このときに同時に海底 (陸域の場合は地盤高) も変動させている．断層運動により沈降する地域では，地盤高が沈降分だけ低くなっていると津波が来襲するものとして計算を行っている．

ただし，後述のようにアルマゲドンモデル (断層幅 250 km と 200 km のケース) については，地震に伴って釧路以東の沿岸が顕著に隆起する．このような隆起の結果，現在の地盤高があるものと考えて，この 2 ケースについては，あらかじめ隆起分を差し引いた，現在よりも低い地盤高を初期地盤として，津波発生時に海面と同時に地盤も隆起させ，結果的に現在の地盤高に相当する地形に津波が来襲するように設定した．

### (2) 境界条件

#### (2.1) 沖側境界条件

沖側，すなわち最も広範囲の計算領域からの流出量については，進行性長波の特性曲線を基に，後藤・小川 (1982) の方法で自由透過させるものとした．

#### (2.2) 沿岸境界条件

線形長波の式を用いて計算する場合には，内陸部への遡上は考慮せず汀線を鉛直壁と考えて岸に直角な流量を 0 とした．また，汀線より 1 つ海側の格子の水深を 10 m にとり，海底の露出が生じないようにした．

#### (2.3) 遡上境界条件

陸上への遡上を扱う場合には，岩崎・真野 (1979) の方法を用いた．これは，波先端部での地形を階段状に考え，陸側格子点の地盤高  $h$  より海側格子点の水位  $\eta$  が高い場合に，その差を実水深  $D$  として (1) 式を用いた流量計算を行う方法である．陸側格子点への遡上の判定条件 (流量を計算するための全水深の制限) は， $D > 10^5$  m とした．

### (3) 計算領域の接続

格子間隔の異なる領域を接続して同時に計算する際には次のような処理を行った．大格子領域で計算された流量を補間して小領域に与える．小格子領域で計算された水位のうち大格子領域の中心に相当する位置の値をそのまま大格子に与える．大小領域間の補間値を与える格子点として，小領域側では 1 格子余分に設定する．

太平洋を伝播する津波を扱う場合には，後藤・佐藤 (1993) と同様の方法を用いて，はじめに太平洋全体を対象として津波の伝播計算を行い，日本近海沖で得られた計算水位を入力条件として，近海域の計算を行うものとした．

### (4) 海底摩擦

海底摩擦の評価については，海底を平整断面水路と考えて，マンニングの粗度係数を  $n = 0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ sec}$

とした(土木学会水理公式集). 陸上部においても平坦な湿原が主な対象であることから, 同様の値とした.

#### (5) 潮位条件

津波来襲時の潮位は, ほぼ日本全体の平均海面に相当し, 地盤高の基準でもある T.P.(東京湾中等潮位)として計算を実施した. なお, 北海道太平洋岸の平均海面は, T.P.よりも 0.3~0.4 m 高い.

#### (6) 計算時間間隔と再現時間

日本周辺における津波の計算時間間隔は, 差分法の安定条件を満たすよう, 0.5 秒とした. 近地津波では, 最初の数波で水位が最大となる場合が多いことから, 地震発生後 3 時間の再現とした.

太平洋を伝播する遠地津波については, 計算時間間隔は 20 秒とし, 地震発生後 32 時間の計算を行った. 沿岸では水位変動が長時間にわたることから, 沖側に津波を入射させてから 12 時間の再現を行うこととした.

### 4.3. 地形データの編集と作成

津波の数値シミュレーションに使用する海底地形と沿岸地形データは以下のようにして作成した.

#### (1) 太平洋

太平洋の伝播に関する計算領域は, 60°S~60°N, 120°E~70°W の範囲で, 計算格子間隔は緯度・経度とともに 10 分(赤道距離で約 18.5 km)とした. 水深データは NOAA/NGDC による 5 分メッシュデータ(ETOPO5)より作成した.

#### (2) 外洋~沿岸の計算領域

外洋についてはグリッド間隔を 2,025 m(A 領域), 海溝軸~沿岸については 675 m(B 領域), 北海道沿岸(襟裳岬~納沙布岬)及び三陸沿岸では 225 m(C 領域)とした(Fig. 6). これらの領域については, 海洋情報研究センター(日本水路協会)から公表されているデジタル水深データを用いた. ただし, 東経 148° 以東は, Smith and Sandwell(1997) による 2 分メッシュデータより作成した. いずれも緯度経度座標で整理されているデータを直交座標に変換して補間することにより等間隔の格子データとした.

また, グリッド間隔 225 m 領域のうち漁場基本図の入手できた範囲については, これらをデジタル化により読み取って, 格子データを作成した.

#### (3) 陸域遡上の計算領域

根室市南部沼周辺, 浜中町霧多布湿原周辺, 厚岸町床潭沼周辺, 音別町馬主来沼周辺, 大樹町生花苗沼周辺の 5 地域については, 最小グリッド間隔 25 m の水深・地形データを作成した. 陸上の標高は国土地理院の数値標高データ(50 m メッシュ)をもとに

作成した. なお, 市町村発行の土地計画図(縮尺 5 千分の 1~1 万分の 1)も参考として用いた.

海底地形については漁場基本図のある範囲はこれを基にデジタル化により読み取って作成した. 漁場図のない部分については, 海洋情報研究センター(日本水路協会)から公表されているデジタル水深データ(1/5 万海底地形図相当)を変換・補間して作成した.

なお, 活断層研究センターにおいて実施中の津波堆積物調査の際に得られた測量データがあるものは, これと比較した上で, 必要に応じて修正した.

## 5. シミュレーション結果

北海道・三陸沿岸での津波の高さを Figs. 7, 8 に, 5 ヶ所におけるシミュレーションによる浸水域と津波堆積物の比較を Figs. 9~13 に示す. 既往津波のうち, 1973 年根室半島沖地震, 1611 年・1896 年三陸地震, 1700 年カスケード地震については, いずれの地域でも陸上にほとんど遡上していないので, 浸水域は示していない.

### 5.1 北海道における沿岸波高

北海道沿岸での津波の高さを Fig. 7 に示す.

1952 年十勝沖地震については, 北海道沿岸での津波の高さの実測値は 2~6 m であった(中央气象台, 1953). 笠原(1975)モデルよりも Hirata *et al.*(2003)の不均質すべりモデルの方が沿岸における波高をよく再現している(Hirata *et al.*, 2003).

1973 年根室半島沖地震による津波の高さは根室~霧多布間で 2~6 m 程度, それ以西では 1~2 m 程度であった(気象庁, 1974). Shimazaki(1974)の断層モデルによる津波の高さは 1~2 m 程度と, 釧路以東では実測値よりもかなり小さい.

1611 年三陸津波については, 松前藩の記録に「東部海嘯, 民夷多く死す」とあるが, 当時の東部とは現在の道南も含む(1663 年の有珠山の噴火も「東部」と呼んでいる)ため, 実際に被害が発生した場所は不明である. 相田(1977)モデルから計算された津波の高さは襟裳岬付近で 6 m を超えるが, その東部では 2 m 以下である.

1896 年三陸津波地震による北海道での被害の詳細も明らかでないが, 伊木(1897)には, 北海道庁の報告として, えりも岬に近い十勝沿岸で 3~5 m 程度の津波高さと数十 m 程度の浸水が, また中央气象台年報(1896)には, 庶野付近で 6 人の溺死者が報告されている. Tanioka and Satake(1996)モデルから計算される津波高さは襟裳岬周辺で 2~4 m, さらに東部では 2 m 以下である.

1960 年チリ津波による北海道沿岸での津波高さは 1~4 m 程度である(チリ津波合同調査班, 1961; 気象庁, 1961). Kanamori and Cipar(1974), Barrientos and Ward(1990)の両モデルから計算した北海道沿岸

の津波高さは、実測値をよく再現している。

1700 年カスケード地震について、北海道における津波の高さはわかっていないが、Satake *et al.* (2003) のモデルから計算した高さは 1~2 m 程度であり、被害を及ぼさない程度であった。

17 世紀の地震モデルについては、津波地震（深さ 0 - 17 km, すべり量 10 m）からの津波が最も大きく（最大 19 m）、断層幅が 100 km（深さ 17 - 51 km）のプレート間地震及び津波地震（すべり量 5 m）からの津波と続く（5~6 m）。断層幅が 150 km（深さ 0 - 51 km）のプレート間地震（~5 m）、断層幅 200 km（深さ 17 - 85 km）のアルマゲドン地震（~4 m）、断層幅 250 km（深さ範囲 0 - 85 km）のアルマゲドン地震（~3 m）の順に小さくなる。すなわち、断層の幅が広いほど沿岸での津波は小さくなる。これは、アルマゲドン地震の場合、海岸も隆起するため（Fig. 5）、実質的な水位上昇量は少ないこと、断層幅が小さい方が水位の上下変動のピーク値が大きいためと考えられる。また、水深が深い海域で発生した津波は水深が浅くなるにつれて増幅するが、水深の浅い海域で生じた水位変動は岸ではほとんど増幅しないことにもよる。津波地震については、釧路付近では 2 m 程度であるが、厚岸付近では約 10 m など、局所的な変動が大きい。これは、海底変動が短波長であることから津波の周期が短く、より細かい海岸地形の影響を受けやすいためと考えられる。

断層の長さについては、根室沖の断層からの津波は厚岸以西では小さく、十勝沖の断層からの津波は厚岸以東で小さい。すなわちすぐ沖に断層があるかどうかで津波の高さは左右されるが、それがどこまで延びているかには左右されない。断層の走向については、えりも岬付近を除いては、津波の高さにほとんど影響しない。断層面上のすべり量と沿岸における津波の高さはほぼ比例関係にある。

## 5.2 三陸における沿岸波高

三陸沿岸での津波の高さを Fig. 8 に示す。既往津波について三陸沿岸での実測値と計算値を比較するのは本研究の対象外であるので省略する。

17 世紀の津波については、アルマゲドン（幅 250 km）が最も高く、アルマゲドン（幅 200 km）、プレート間（幅 150 km, 100 km）、津波地震（幅 50 km）の順に小さくなる。すなわち、津波の高さは、断層の幅（あるいは地震モーメント）にほぼ比例している。アルマゲドンでは、八戸・宮古で 4~5 m となる。一方、断層の幅 100 km の場合には、八戸・宮古で 2~3 m 程度である。断層の長さや走向の影響は小さいが、すべり量については北海道沿岸同様、津波の高さとほぼ比例関係にある。断層のすべりが 7 m の際には、八戸・宮古での津波の高さは 4 m 近くなる。

津波の高さが 4 m を超えると、今村・飯田の津波規模階級が  $m=2$  となり、人的損失を含む相当の被害が出ると考えられる。一方 2 m 以下の場合には  $m=$

1 となり、顕著な被害がなく、記録に残っていないとしても不思議はない。2.3 で述べたように、17 世紀には東北地方の歴史記録が存在するにも関わらず、三陸沿岸での津波被害は記録されていないことから、三陸沿岸での津波が 4 m を超えるアルマゲドンやすべりが 7 m のプレート間地震は、17 世紀の津波波源としては不相当である。

## 5.3 根室市南部沼における浸水域

根室市南部沼付近では、沿岸低地に南部沼のほか、タンネ沼、オンネ沼が広がり、これらの沼の背後は標高が高くなっている（Fig. 9）。Ts2 は海岸から 1.4 km まで、Ts3 と Ts4 は 2.3 km、標高 7 m 付近まで分布している（七山ほか, 2000; Nanayama *et al.*, 2003）。

1952 年十勝沖地震、1960 年チリ地震、1973 年根室半島沖地震の際の津波の高さや浸水域は知られていないが、被害の記録がないことから、それほど内陸まで浸水していないと考えられる。

シミュレーションによれば、1952 年十勝沖地震では沿岸から 500 m 程度浸水し、1960 年チリ地震では海岸から 1 km 程度浸水する。

17 世紀の地震モデルについては、ほとんどすべてのモデルが 2 km 程度の浸水距離を示す。ただし、遡上先端部の高さはモデルによって大きく異なる。アルマゲドン地震（断層幅 200 km, 250 km とも）と津波地震（すべり量 5 m）は 2 m 程度であるのに対し、プレート間地震（断層幅 100 km, 150 km）は約 5 m となり、津波堆積物の到達地点の標高に近い。

## 5.4 浜中町霧多布湿原における浸水域

浜中町霧多布湿原においては、海岸から最大 4 km 程度まで、Ts3 と Ts4 が存在する。湿原の中央部に 2 本の測線を設定した。北側道路沿いの MG 測線沿いでは、Ts2, Ts3, Ts4 の到達距離はそれぞれ海岸から 0.3 km, 3.2 km, 3.3 km、南側の測線では 0.2 km, 2.6 km, 3.2 km である（七山ほか, 2000; Nanayama *et al.*, 2003）（Fig. 10）。

1952 年十勝沖地震、1960 年チリ地震の際には、海岸から 1 km 程度まで浸水した（Fig. 3a）ことが記録されている。

シミュレーションによれば、1952 年十勝沖地震の津波では海岸から数百 m、1960 年チリ地震では湿原の北部で海岸から 3 km 以上浸水する。1960 年チリ地震津波の浸水域は実測値よりもやや広い。

17 世紀の地震モデルでは、プレート間地震（断層幅 100 km 及び 150 km）による計算浸水距離が最も大きく、観察された津波堆積物の分布をよく再現できている。アルマゲドンモデルは特に湿原の南半分での浸水距離が短く、津波堆積物の分布を説明できない。津波地震では、湿原にほとんど浸水しない。

断層の長さ・位置について、十勝沖（霧多布の沖合いに断層がない）の場合のみ、浸水域が若干狭くなるが、他のケースはほとんど変わらない。また、

走向を $5^{\circ}$ 、 $10^{\circ}$ 変化させてもほとんど同じである。すべり量を3 mに減らすと堆積物の分布よりも狭くなるが、7 mに増やしても(浸水域が湿原の縁まで達しているため)ほとんど変わらない。

霧多布湿原は平坦であるため、遡上先端部での津波高さはほぼ2 mと一定である。

霧多布湿原における津波による最高水位の平面分布をFig. 14に、また測線に沿って断面で示した水位と堆積物の関係をFig. 15に示す。アルマゲドン地震では、汀線付近での津波高は3~4 mで、北側で高い。津波の波長が長いことに対応して、勾配の緩やかな水位分布となっている。汀線付近の津波高は低いが、周期が長いこと、主に北側からの遡上によりある程度内陸部まで浸水する。一方、津波地震の場合は、津波の周期(波長)が短いことに対応して、琵琶瀬湾外の外洋に面した海岸では6~8 mと大きな津波高であるが、島や半島に遮られた背後にある湿原の汀線では2 m程度以下の高さに減衰する。このため湿原にはほとんど遡上しない。プレート間地震は、両者の中間的な性格で、外洋に面した海岸で津波高が高いことに加えて、周期も比較的長いこと、湿原の汀線付近でも3~5 mの津波高となり、北側と南側両方の汀線から津波が遡上して湿原全体が浸水している。

#### 5.5 厚岸町床潭沼における浸水域

厚岸町床潭沼周辺では、Ts3とTs4は床潭沼のさらに内陸側まで確認された。測線上でのTs2、Ts3、Ts4の到達距離は1.0 km、1.6 km、1.5 kmである。Ts3の方がTs4よりも到達距離がわずかに長い(七山ほか、2001; Nanayama *et al.*, 2003; Fig. 11)。また、津波堆積物の到達地点の標高はTs3、Ts4についてそれぞれ約17 m、11 mである。

1952年十勝沖地震の際には、津波が海岸から400 m程度浸水し、死者2名、倒壊家屋37戸、床上・床下浸水約100戸という被害を生じた。1960年チリ地震津波の際には被害は生じていない。

1952年十勝沖地震のシミュレーションでは、Hirata *et al.* (2003) のモデルはTs2の分布を再現するが、笠原モデルでは再現できない。また、1960年チリ地震津波については、いずれのモデルでも浸水域はわずかで、記録と調和的である。

17世紀の地震モデルについては、プレート間地震(断層の幅100 km、150 km)及び津波地震(すべり量5 m)とアルマゲドン(断層幅200 km)が海岸から1 kmまで浸水する。アルマゲドン(断層幅250 km)はほとんど浸水しない。遡上先端での津波の高さはプレート間地震(断層幅100 km)のみが6 mを超える。

断層の長さ・走向を変えても、浸水域はほとんど変化しない。堆積物Ts3、Ts4の分布を完全に再現するためには、プレート間地震では7 mのすべり量が必要であり、津波地震の場合には10 mのすべり量が

必要となる。

#### 5.6 音別町馬主来沼における浸水域

音別町馬主来沼ではTs3は海岸から約3.7 km、標高約3 mまで達しているが、Ts2、Ts4は海岸から0.3 kmに限られる(七山ほか 2001; Nanayama *et al.*, 2003; Fig. 12)。1952年十勝沖地震、1960年チリ地震のいずれも被害を生じてはいない。

津波シミュレーションの結果によれば、1952年十勝沖地震、1960年チリ地震では海岸から1 km以上浸水する。

17世紀の地震モデルについては、プレート間地震(断層の幅150 km、100 km)及びアルマゲドン(断層幅200 km、250 km)が海岸から約2 km以上浸水する。津波地震(すべり量5 m、10 m)の浸水距離は1 km程度である。遡上先端での高さは、深さ17 - 51 kmのプレート間地震(幅100 km)のみが2 mを超える。

断層の長さ・走向を変えても、浸水域はほとんど変化しない。根室沖の断層(長さ200 km)のみ、浸水距離が小さくなる。すべり量3 mでは海岸から1 km程度の浸水となり、すべり量を7 mにすると海岸から3 km程度まで浸水するが、それでもTs3を再現できていない。ただし、先端部の津波高さは堆積物の地表標高を超えていることや、浸水域の広がりが測線から外れていることもあり、計算に用いた地形と当時の地形との差が大きい可能性も考えられる。

#### 5.7 大樹町生花苗沼における浸水域

大樹町生花苗沼では、Ts3は海岸から4 km以上、標高4~5 mまで確認されている(七山ほか、2002; Nanayama *et al.*, 2003; Fig. 13)。ここでも2本の測線に沿って、Ts3、Ts4の到達距離を測った。北側の測線沿いでは、Ts3、Ts4は海岸からそれぞれ3.0 km、0.7 kmまで、南側の測線沿いではそれぞれ4.4 km、1.0 kmまで追跡される。

1952年十勝沖地震の際、生花苗沼漁場で約3 mの津波が報告されている(十勝沖地震調査委員会、1954)。

現況に合わせ浜堤の高さを4 mと、南部に開口部を設けて津波シミュレーションを行った。1952年十勝沖地震、1960年チリ地震ともに、浜堤は越えなないが、開口部から浸水し、海岸から約2 kmまで達する。

17世紀の地震モデルについてはほぼすべてのケースで、津波は浜堤を越えて沼に浸水する。浸水面積はプレート間地震が最大で、津波地震やアルマゲドン地震よりも広い。測線にそっての浸水距離は、北側の測線で1.4 km、南側の測線では2.3 kmと、Ts4の浸水距離よりも長い。Ts3よりはかなり短い。

プレート間地震について断層の長さ・走向を変えても、浸水域はほとんど変化しない。すべり量を7 mにすると海岸から3 km程度まで浸水するが、それでもTs3の分布に比べてやや狭い。



## 6. モデルの比較

### 6.1 北海道沿岸での浸水距離と津波高さの比較

津波堆積物とシミュレーションによる浸水距離と遡上高の比較を Table 2 と Fig. 16 にまとめた。Ts3, Ts4 の浸水距離については、5ヶ所の7測線においてシミュレーション結果との比をとって平均したものを表に掲げた。基本的には平均値が1に近いほど、標準偏差が小さいほど、津波堆積物の分布を再現できるモデルだと言える。

Fig. 16 (a) の上の図は、アルマゲドン地震（幅 250 km）、プレート間地震（幅 100 km）、津波地震（幅 50 km）について、浸水距離を堆積物（Ts3, Ts4）と比較した。17 世紀の津波堆積物である Ts3 の浸水距離について、床潭沼以東ではプレート間地震がよく再現しているが、十勝海岸の馬主来沼・生花苗沼ではいずれのモデルでも再現できていない。

Fig. 16 (a) の下の図は、プレート間地震について、断層の長さを変えたものと堆積物の浸水距離との比較である。十勝（馬主来沼・生花苗沼）では Ts4 の浸水距離が Ts3 に比べてずっと小さいが、これに最も近いのは根室沖のプレート間地震である。

Fig. 16 (b) は、津波遡上先端の高さと堆積物の地表標高を、同様の波源で比較した。堆積物は実際の砂層の存在する高さではなく、現在の地表面の標高を示している。アルマゲドン地震や津波地震では南部沼や床潭沼の堆積物の標高を説明できない。プレート間地震の場合でも、すべり量 5 m での計算結果は小さいが、すべり量を 7 m にした場合には、生花苗沼と床潭沼を除いて、高さに関してほぼ再現できる。ただし 7 m のすべりでは、三陸海岸における津波の高さが大きくなりすぎ、被害が記録されていないことが説明できない。

### 6.2 17 世紀の海岸隆起のメカニズム

北海道の沿岸での津波高さからは複数セグメントにおけるプレート間地震あるいは津波地震が、三陸沿岸での津波高さからはプレート間地震または津波地震が、北海道 5ヶ所での遡上からはプレート間地震が、観察事実を説明できることがわかった。これらを総合すると、プレート間地震のみがモデルとして生き残る。ただし、プレート間地震モデルでは、海岸付近の隆起は説明できない。

地震発生域より深部が地震後数年～数十年程度の時間スケールですべる、つまりアルマゲドンモデルのような地殻変動は、非地震的に発生すると推定される。プレート間の固着域は地震発生帯より深部まで伸びており、歪は蓄積しているので、通常のプレート間地震により浅い部分の歪が解放された後に、深部での歪の解放が起きると考えられる。数年程度で海岸が隆起したのならば、堆積物試料に見られる泥層から泥炭層への「急激な」変化は説明できる。

1973 年根室半島沖地震の後に、このような深部で

の非地震性すべりが発生すると予測された（Kasahara, 1975）が、花咲の検潮記録は地震後約 2 年で元の沈降傾向に復帰し、海岸を隆起させることはなかった（Kasahara and Kato, 1980/81）。一方、1960 年チリ地震（Mw 9.5）や 1964 年アラスカ地震（Mw 9.3）などの M9 クラスの巨大地震の後には、震源域の深部で、数年以上という時間スケールのゆっくりとしたすべりが発生した（Barrientos *et al.*, 1992; Savage and Plafker, 1991; Cohen *et al.*, 1995）。深部での余効すべりを起こすためには、走向方向にも長く伸びる断層が必要なのかもしれない。

## 7. まとめ

17 世紀に発生した異常なイベントからの津波堆積物分布を説明するために、いくつかの断層モデルについて津波の数値シミュレーションを行った。北海道と三陸沿岸では 225 m 格子を用いて津波の高さを計算し、津波堆積物の分布が詳しく調べられている 5ヶ所の沿岸湿原（根室市南部沼、浜中町霧多布湿原、厚岸町床潭沼、音別町馬主来沼、大樹町生花苗沼の周辺）では最小 25 m の格子を用いて津波の陸上への遡上を計算した。

まず千島海溝・日本海溝・北米・南米で発生した既往の地震の 8 つのモデルについて、沿岸波高・浸水域を計算し、記録と比較した。17 世紀の津波波源については、断層パラメーターを変えた 14 個の断層モデルについてシミュレーションを行った。断層の幅によってアルマゲドン地震（幅 250 km, 200 km）、複数セグメントのプレート間地震（幅 150 km, 100 km）、津波地震（幅 50 km）を想定した。断層の長さについては、200 km（単独セグメント）、300 km, 400 km（複数セグメント）を考慮したほか、断層の走向やすべり量も変化させた。

北海道沿岸における津波の高さは、津波地震と複数セグメントのプレート間地震が大きい。アルマゲドン地震は海岸も隆起するため、津波はむしろ小さくなった。津波地震からの津波は波長や周期が短いため、局地的に大きく変化する。三陸沿岸においては、津波の高さは断層の幅（あるいは地震モーメント）にほぼ比例する。アルマゲドン地震やすべりが 7 m のプレート間地震では、三陸沿岸の津波の高さが 4 m を超え、歴史記録があるのに津波被害がないことを説明できない。沿岸湿原への浸水域を比較すると、複数セグメントのプレート間地震からの津波が最も内陸まで浸水、アルマゲドン地震からの津波がそれに続く。津波地震からの津波はほとんど陸上へ遡上しない。

以上をまとめると、複数セグメントのプレート間地震（断層幅 100 km）が、17 世紀の津波を最もよく説明できる。ただし、堆積物の分布を完全に再現できたわけではなく、当時の地形の復元、すべり量の不均質性の考慮などは今後の課題である。

## 文 献

- 阿部勝征 (2003) 津波地震とは何か - 総論 - . 月刊地球, **25**, 337-342 .
- 相田 勇 (1977) 三陸沖の古い津波のシミュレーション . 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
- Aida, I. (1978) Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
- Atwater, B.F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H.M., Moore, A.L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S.-C., Satake, K., Sawai, Y., and Shimokawa, K. (2004) Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *The Holocene*, **14** (in press).
- Barrientos, S. E., and S. N. Ward (1990) The 1960 Chile Earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophys. J. Int.*, **103**, 589-598.
- Barrientos, S., G. Plafker, and E. Lorca (1992) Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 701-704.
- チリ津波合同調査班 (1961) 1960年5月24日チリ津波に関する論文及び報告 . 丸善, 397 p.
- 中央气象台 (1953) 昭和27年3月十勝沖地震調査報告 . 験震時報, **17**, 1-135.
- Cohen, S., S. Holdahl, D. Caprette, S. Hilla. R. Safford and D. Schultz (1995) Uplift of the Kenai peninsula, Alaska, since the 1964 Prince Williams Sound earthquake. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2031-2038.
- 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002) 原子力発電所の津波評価技術 .
- 古川竜太・吉本充弘・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 .
- 後藤智明・小川由信 (1982) Leap-frog法を用いた津波の数値計算法 . 東北大学工学部土木工学科資料, 52p .
- 後藤智明・佐藤一央 (1993) 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発 . 港湾技術研究所報告, **32-2**, 3-44.
- 羽鳥徳太郎 (1973) 1952年十勝沖津波の波源の再検討 . 地震 **2**, **26**, 206-208 .
- 羽鳥徳太郎 (1974) 1973年根室半島沖津波の波源域と1894年津波との比較 . 地震研究所研究速報, **13**, 67-76 .
- 羽鳥徳太郎 (1984) 天保14年(1843年)北海道東部津波の波源域 . 地震研究所彙報, **59**, 423-431 .
- 羽鳥徳太郎 (1995) 1994年北海道東方沖津波と南千島津波の波高分布 . 地震 **2**, **48**, 307-314 .
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000) 十勝地方太平洋岸の巨大古津波 . 月刊地球号外, No. 31, 92-98 .
- Hirata, K., E. Geist, K. Satake, Y. Tanioka, S. Yamaki (2003) Slip distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M 8.1) along the Kuril Trench deduced from tsunami waveform inversion. *J. Geophys. Res.*, **108** (B4), 2196, doi:10.1029/2002JB001976.
- Hyndman, R.D., M. Yamano and D.A. Oleskevich (1997) The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- 池田安隆 (1996) 活断層と日本列島の現在のテクトニクス . 活断層研究, No. 15, 93-99 .
- 伊木常誠 (1897) 三陸地方津浪実況取調報告 . 震災予防調査会報告, **11**, 5-34 .
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000) Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**, 117-130.
- 岩崎敏夫・真野 明 (1979) オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算 . 第26回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 70-74.
- Kanamori, H. and J.J. Cipar (1974) Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **9**, 128-136.
- 笠原稔 (1975) 1952年十勝沖地震の断層モデル . 地震学会講演予稿集, No. 2, 90.
- Kasahara, K. (1975) Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a possibility). *PAGEOPH*, **113**, 127-139.
- Kasahara, K. and T. Kato (1980/81) Seismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study). *PAGEOPH*, **119**, 392-403.
- 勝俣 啓・笠原 稔・和田直人 (2002) 稠密地震観測網によって見えてきた太平洋プレート内十勝沖断層帯 . 月刊地球, **24**, 499-503.
- Kelsey, H., 佐竹健治, 澤井祐紀, B. Sherrod, 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, No. 2, 223-233.
- 気象庁 (1961) 昭和35年5月24日チリ地震津波調査報告 . 気象庁技術報告, **8**, 397p.
- 気象庁 (1974) 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告 . 気象庁技術報告, **87**, 102 p.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya (1996) Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **93**, 63-89.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry and S. Miyazaki (2000) Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kuril subduction zone: an analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS. *J. Geophys. Res.* **105**, 13159-13177.
- 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, No.EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 1-17.
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太(2001) 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, No. 1, 251-272.
- 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, No. 2, 209-222.
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B.F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663.
- 西村裕一・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔・中川光弘(2000) 北海道霧多布湿原の泥炭層中から発見された 1843 年津波堆積物. 第四紀研究, **39**, 451-460.
- 佐竹健治(2002) 江戸時代の千島海溝の地震活動を東北・関東地方の史料から推定する. 歴史地震, No. 18, 18-33.
- Satake, K. and Y. Tanioka (1999) Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *PAGEOPH*, **154**, 467-483.
- Satake, K., K. Wang, and B.F. Atwater (2003) Fault Slip and Seismic Moment of the 1700 Cascadia Earthquake Inferred from Japanese Tsunami Descriptions. *J. Geophys. Res.* (in press).
- Sawai, Y. (2001) Episodic emergence in the past 300 years at the Akkeshi Estuary, Hokkaido, Northern Japan. *Quaternary Res.*, **56**, 231-241.
- Sawai, Y. (2002) Evidence for the 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *J. Asian Earth Sci.*, **20**, 903-911.
- Sawai, Y., H. Nasu and Y. Yasuda (2002) Fluctuation in relative sea-level during the past 3000 years in the Onnetoh estuary, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Quaternary Sciences*, **17**, 602-622.
- Savage, J. C. and G. Plafker (1991) Tide gage measurements of uplift along the south coast of Alaska. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4325-4335.
- 島崎邦彦(2003) 今後 30 年間に起る確率 20% - 三陸沖から房総沖にかけての津波地震の長期評価 - 月刊地球, **25**, 343-346.
- Shimazaki, K. (1974) Nemuro-Oki Earthquake of June 17, 1973: A lithospheric rebound at the upper half of the interface. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **9**, 315-327.
- Smith, W. H. F. and D.T. Sandwell (1997) Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277** (5334), 1956-1962.
- Suzuki, S. and M. Kasahara (1996) Unbending and horizontal fracture of the subducting Pacific plate, as evidence by the 1993 Kushiro-oki and the 1981 and 1987 intermediate-depth earthquakes in Hokkaido. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **93**, 93-104.
- 多田亮(1974) 根室半島沖地震による地殻変動と断層モデル. 地震, **27**, 120-128.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996) Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549-1552.
- Tanioka, Y. and T. Seno (2001) Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3389-3392.
- 高岡一章・伴 一彦・山木 滋(2001) 数値シミュレーションによる遠地津波予報の可能性 - 1960 年チリ地震津波の例 - 津波工学研究報告(東北大学災害制御研究センター), **18**, 113-130.
- 都司嘉宣(2003) 慶長 16 年(1611)三陸津波の特異性. 月刊地球, **25**, 374-381.
- 都司嘉宣・上田和枝(1995) 慶長 16 年(1611) 延宝 5 年(1677), 宝暦 12 年(1763), 寛政 5 年(1793), および安政 3 年(1856) の各三陸地震津波の検証. 歴史地震, No. 11, 75-106.
- Tichelaar, B. and L. Ruff (1993) Depth of seismic coupling along subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2017-2037.
- 十勝沖地震調査委員会(1954) 1952 年 3 月 4 日十勝沖地震調査報告. 1018 p.
- 宇津徳治(1999) 地震活動総説. 東京大学出版会, 876 p.
- 渡辺偉夫(1998) 日本被害津波総覧(第 2 版). 東京大学出版会, 238 p.

(受付: 2003 年 9 月 24 日, 受理: 2003 年 10 月 9 日)

## 付 記

本報告投稿後の2003年9月26日午前4時50分(日本時間),平成15年(2003年)十勝沖地震(M8.0)が発生し,最大遡上高4m程度の津波が観測された。地震調査研究推進本部(平成15年9月26日及び10月9日発表)はこの地震を「地震調査委員会が想定していたM8クラスの十勝沖のプレート間地震である」と評価している。

この地震については,多くの研究者によって地震波形, GPS, 津波などのデータに基づく解析がなされつつある。地震波解析によれば,大きなずれ破壊を起こした領域は1952年十勝沖地震(M8.2)とほぼ同じところと推定されている(Yamanaka and Kikuchi, 2003など)。一方,津波の波高や被害分布は1952年十勝沖地震とは多少異なっているようである(Tanioka *et al.* 2003)。

2003年十勝沖地震の3つの暫定的なモデルについて,本稿で扱った既往津波と同様な計算を行った。すなわち,沿岸における波高分布を計算し,合同観測による津波遡上高(Tanioka *et al.*, 2003)と比較したほか,3地域(床潭沼,馬主来沼,生花苗沼)における浸水域を計算した。

断層モデルとして,Hirata *et al.* (2003)による1952年十勝沖地震断層モデルの西側の4つのブロック(すべり量はそのまま),Yamanaka and Kikuchi (2003)による遠地実体波に基づくモデル,本報告で検討したプレート間地震(17-51km)の南西側100kmのみに3mのすべりを与えたもの,の3通りを検討した(第A1図)。なおYamanaka and Kikuchiでは,断層の長さは $L=90$  kmとされているが,彼らのすべりの推定に用いた $L=110$  kmの断層面上で平均すべり量 $D=2.6$  mを仮定した。

沿岸における津波高さの実測値と上記3モデルからの計算値を第A2図に示す。Hirata *et al.*の西側4ブロック,Yamanaka and Kikuchiに基づくモデル,長さ100 km・すべり3 mのモデルの順に沿岸の津波高は大きくなる。観測値のバラつきは大きいものの,本稿で検討した17-51 kmのプレート間地震モデルを改良したものが,実測値に最も近い。厚岸付近の床潭,未広では津波の高さが局地的に大きくなっている(約4 m)が,これはいずれのモデルでも再現できていない。本報告で用いた225 m格子では表現できない程度の,局地的な地形の影響かもしれない。

床潭沼,馬主来沼,生花苗沼における遡上計算に基づく浸水域を第A3図に示す。いずれの地域でも浜堤を越えての浸水はないが,馬主来沼,生花苗沼においては,開口部から津波が沼へ進入した。浜堤前面(海側)での津波の高さは,床潭沼で1.3~1.6 m,馬主来沼で2.2~2.5 m,生花苗沼で2.8~2.9 m程度である。これらの値,ならびに津波が浜堤を越えなかったという計算結果は,現地調査結果と調和的である。

**Appendix:** After submission of this report, the 2003 Tokachi-oki earthquake (M 8.0) occurred on September 26 (Japan Time) and generated tsunami with the maximum height of about 4 m. The Headquarters of Earthquake Research Promotion evaluated that this event was an interplate earthquake along the Kuril trench. We computed tsunamis from three fault models: the southwestern 4 blocks of Hirata *et al.* (2003) model, Yamanaka and Kikuchi (2003) model, and the southwestern 100 km of our interplate earthquake (17-51 km depth) model with the slip of 3 m (Fig. A1). The computed tsunami heights along the Hokkaido coast are compared with the observed tsunami heights (Fig. A2), compiled by Tanioka *et al.* (2003). The 100 km long interplate model shows the best agreement among the three models, although there are few outliers in tsunami heights (about 4 m) near Akkeshi, that may be resulted from local topographic effects. We also computed tsunami inundation to Tokotan-numa, Pashukuru-numa and Oikamanai-numa. The computed tsunamis did not wash over the beach ridges but entered these lakes through small channels. The computed tsunami heights on the coasts (1.3 - 2.9 m) and the fact that the tsunami did not wash over the beach ridges are consistent with the field observations.

## 文 献

- Tanioka Y. *et al.* (2003) Tsunami run-up heights and near-field tsunami waveforms for the 2003 Tokachi-oki earthquake. AGU Fall meeting abstract.  
Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003) Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves. Submitted to *Earth, Planet and Space*.

第 1 表 . 断層パラメーター .  
Table 1. Model parameters of faults.

## a) Past earthquakes

	Model name	Date	Source	Mw	Reference
1	1973 Shimazaki	1973. 6.17	Nemuro-oki	7.8	Shimazaki (1974)
2	1952 Kasahara	1952. 3. 4	Tokachi-oki	8.2	Kasahara ( 1975 )
3	1952 Hirata	1952. 3. 4	Tokachi-oki	8.1	Hirata et al. (2003)
4	1896 Tanioka	1896. 6. 15	Sanriku-oki	8.2	Tanioka and Satake (1996)
5	1611 Aida	1611. 7. 2	Sanriku-oki	8.5	Aida (1977)
6	1700 Satake	1700 1 26	Cascadia	9	Satake et al. (2003)
7	1960 BW	1960 5 22	Chile	9.3	Barrientos and Ward (1990)
8	1960 KC	1960 5 22	Chile	9.5	Kanamori and Cipar (1974)

## b) Hypothetical sources for the 17th century event

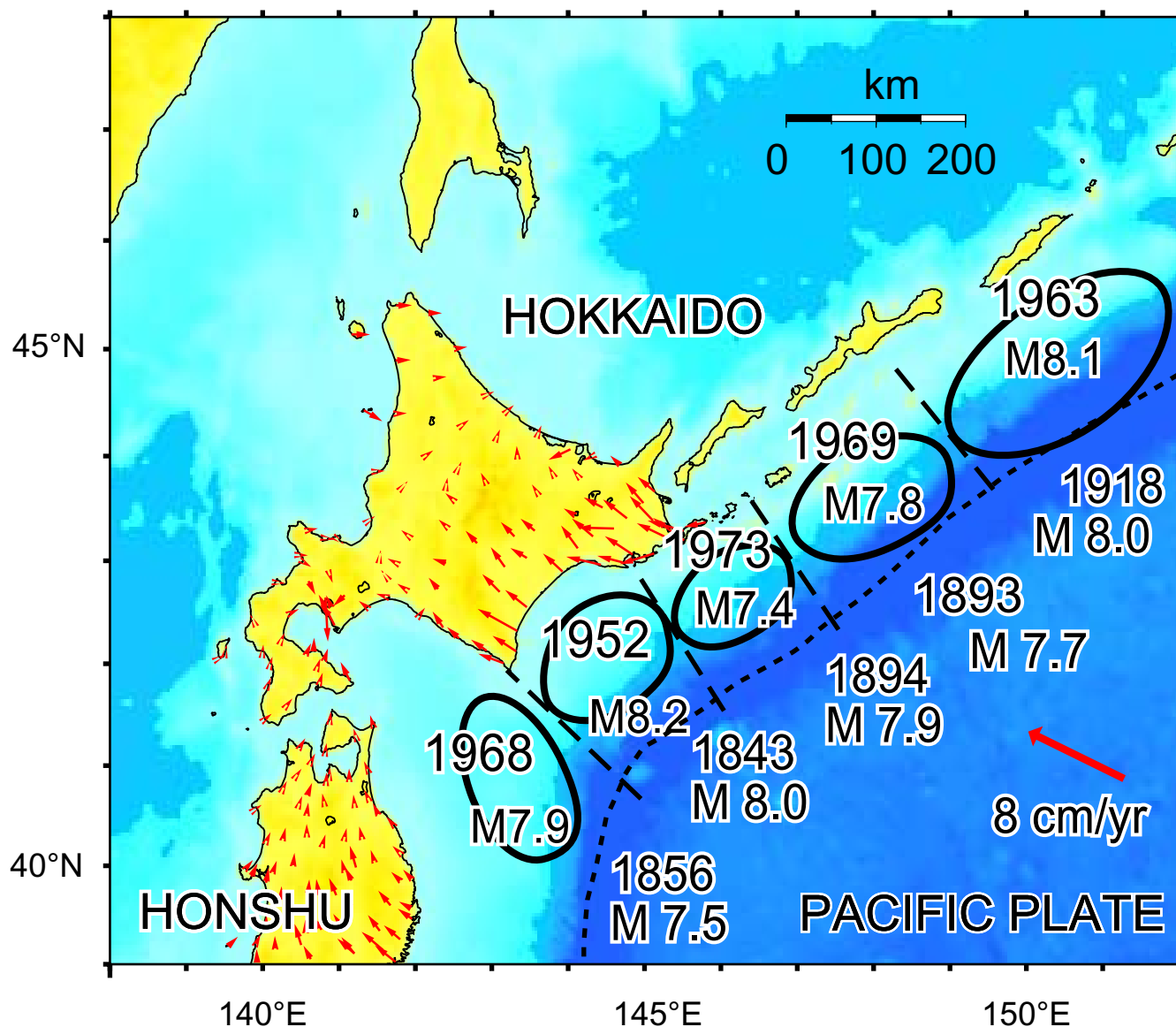
	Model Name	Type	Mw	Fault size (km)	Depth (km)	Comments
1	0 – 85	Armageddon	8.7	300 × 250	0 – 85	
2	17 – 85	Armageddon	8.7	300 × 200	17 – 85	
3	0 – 51	Interplate	8.5	300 × 150	0 – 51	
4	0 – 34	Interplate	8.4	300 × 100	0 – 34	
5	17 – 51	<b>Interplate</b>	<b>8.4</b>	<b>300 × 100</b>	<b>17 – 51</b>	<b>standard</b>
6	0 – 17	Tsunami Eq.	8.2	300 × 50	0 – 17	
7	0 – 17 (D10)	Tsunami Eq.	8.4	300 × 50	0 – 17	Slip 10 m
8	17 – 51 (L400)	Interplate, Long	8.5	400 × 100	17 – 51	
9	17 – 51 (L200T)	Interplate, Tokachi	8.3	200 × 100	17 – 51	
10	17 – 51 (L200N)	Interplate, Nemuro	8.3	200 × 100	17 – 51	
11	17 – 51(S 233)	Interplate, Strike+5	8.4	300 × 100	17 – 51	Strike 233°
12	17 – 51(S 238)	Interplate, Strike+10	8.4	300 × 100	17 – 51	Strike 238°
13	17 – 51(D 3)	Interplate, slip 3m	8.4	300 × 100	17 – 51	Slip 3m
14	17 – 51(D 7)	Interplate, slip 7m	8.4	300 × 100	17 – 51	Slip 7m

Standard fault parameters: slip=5 m, strike=228°, dip=20°, rake (slip angle)=90° unless specified above.

第2表．津波堆積物と17世紀の津波のモデルから計算された浸水距離と遡上先端での津波の高さ．

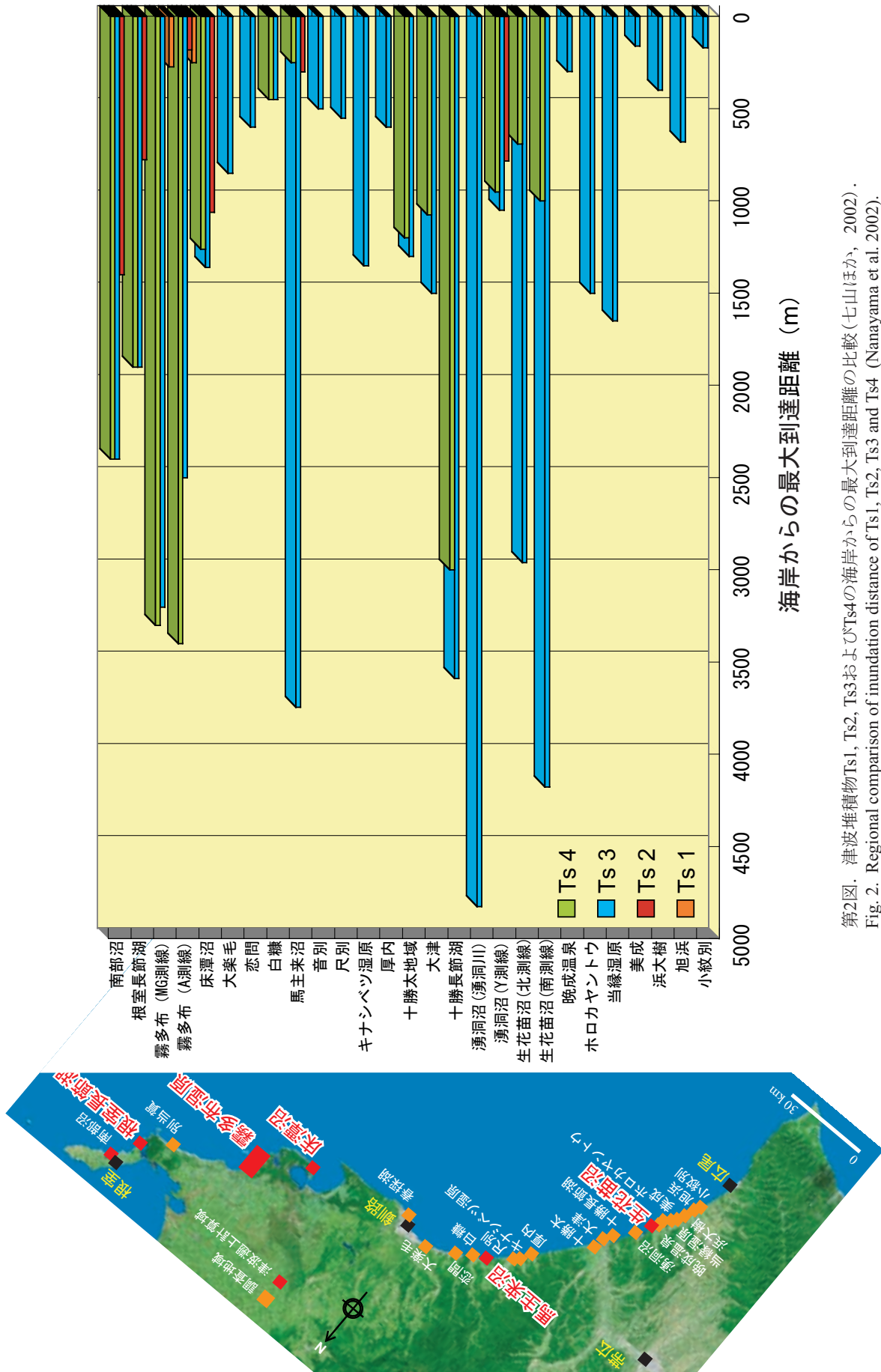
Table 2. Inundation distance and water height for tsunami deposits and simulation results for 14 hypothetical models for the 17th century tsunami.

調査地域	distance (km)			Variation in width							Variation in length				Strike		Slip		
	Ts2	Ts3	Ts4	0-85	17-85	0-51	0-34	17-51	0-17	0-17D10	17-51	17-51 (L200T)	17-51 (L200N)	17-51 (L400)	17-51 (S233)	17-51 (S238)	17-51 (D7)	17-51 (D3)	
生花苗(南)		4.4	1.0	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	3.2	0.2	
生花苗(北)		3.0	0.7	0.2	0.2	0.2	0.3	1.4	0.2	1.4	1.4	1.4	0.2	1.4	0.6	0.6	2.2	0.1	
馬主来沼	0.3	3.7	0.3	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	1.0	1.2	2.4	2.4	1.0	2.4	2.4	2.4	3.0	1.1	
床潭沼	1.0	1.6	1.5	0.2	1.0	1.1	1.3	1.3	1.1	1.3	1.3	1.3	1.1	1.3	1.3	1.3	1.4	1.0	
霧多布(A)	0.2	2.6	3.2	1.5	2.2	2.8	2.6	2.8	0.3	1.7	2.8	2.8	2.7	2.8	2.8	2.8	2.8	2.2	
霧多布(MG)	0.3	3.2	3.3	2.3	2.5	3.3	2.6	3.3	0.1	0.5	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.4	1.9	
南部沼	1.4	2.3	2.3	1.9	1.9	2.0	1.9	2.0	1.9	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.3	1.9	
Ts3 distance ratio (Sim / Deposits)				Average	0.50	0.62	0.70	0.67	<b>0.78</b>	0.36	0.55	<b>0.78</b>	<b>0.77</b>	0.65	<b>0.78</b>	0.73	0.74	<b>0.90</b>	0.47
				Std Dev	0.30	0.27	0.34	0.30	<b>0.23</b>	0.32	0.26	<b>0.23</b>	<b>0.23</b>	0.38	<b>0.23</b>	0.31	0.31	<b>0.15</b>	0.35
Ts4 distance ratio (Sim / Deposits)				Average	1.73	1.86	1.97	1.92	2.24	1.09	1.53	2.24	2.24	1.34	2.24	2.06	2.06	2.82	0.93
				Std Dev	2.57	2.50	2.56	2.46	2.44	1.24	1.29	2.44	2.44	1.05	2.44	2.50	2.50	3.06	1.11
調査地域	altitude (m)			Variation in width							Variation in length				Strike		Slip		
	Ts2	Ts3	Ts4	0-85	17-85	0-51	0-34	17-51	0-17	0-17D10	17-51	17-51 (L200T)	17-51 (L200N)	17-51 (L400)	17-51 (S233)	17-51 (S238)	17-51 (D7)	17-51 (D3)	
生花苗(南)		4.4	2.0	0.4	0.4	0.1	0.5	0.7	0.2	0.9	0.7	0.7	0.0	0.7	0.5	0.4	1.8	0.1	
生花苗(北)		5.5	3.4	0.4	1.1	1.0	2.0	0.8	1.2	1.0	0.8	0.8	0.0	0.8	1.8	1.7	1.7	1.1	
馬主来沼	0.3	2.1	3.0	1.7	1.4	2.0	1.6	2.0	0.8	1.4	2.0	2.4	0.7	2.0	2.1	2.1	3.5	1.0	
床潭沼		17.3	10.7	2.0	3.1	3.8	6.8	6.7	4.5	8.5	6.7	6.0	3.9	6.7	6.7	6.7	10.9	2.7	
霧多布(A)		2.4	2.8	2.0	2.0	1.8	1.9	1.8	2.0	1.6	1.8	1.2	1.6	1.7	1.8	1.8	2.1	1.6	
霧多布(MG)		1.1	1.6	2.0	2.0	1.8	1.9	1.7	1.9	2.1	1.7	1.1	1.6	1.7	1.8	1.8	2.1	1.6	
南部沼	3.4	7.1	7.1	1.7	2.2	4.9	3.4	5.2	2.0	3.3	5.2	2.2	5.1	5.4	5.5	5.7	8.8	1.1	



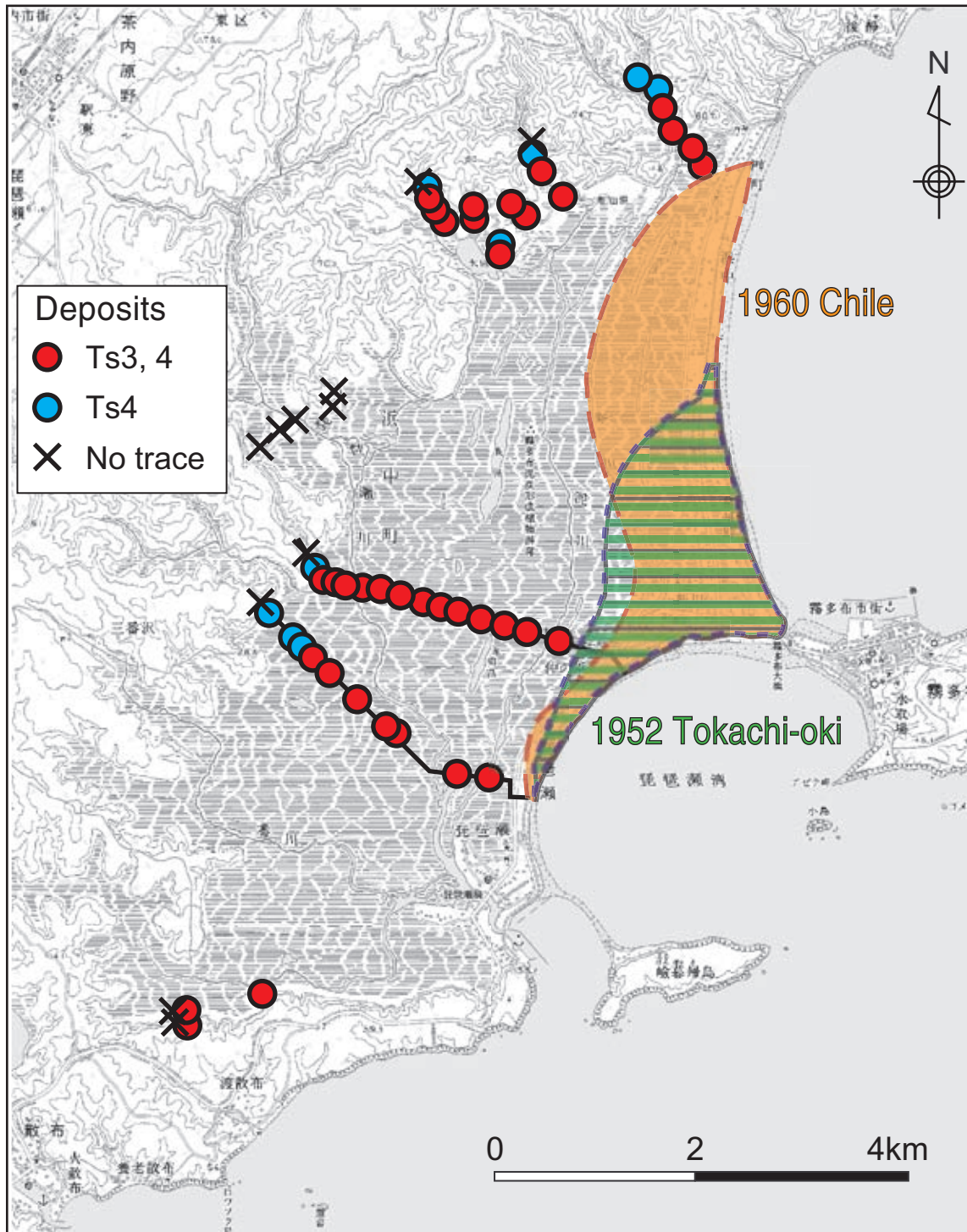
第1図. 千島海溝で19, 20世紀に発生したプレート間大地震の震源域. 日本海溝との会合部で発生した青森県東方沖地震(1968年十勝沖地震タイプ)も含めた. Mは宇津(1999)による. 国土地理院のGPS観測による2000年3月から1年間の変位ベクトルも示す(札幌を固定).

Fig. 1. Source regions of large interplate earthquakes occurred in 19th and 20th centuries along the Kuril trench. The 1968 and 1856 earthquakes occurred at the corner with Japan Trench are also shown. Magnitudes are from Utsu (1999). Red arrows show displacement vectors (relative to Sapporo) for one year between March and 2000 and 2001, observed on continuous GPS stations of Geographical Survey Institute.



第2図. 津波堆積物Ts1, Ts2, Ts3およびTs4の海岸からの最大到達距離の比較(七山ほか, 2002).  
 Fig. 2. Regional comparison of inundation distance of Ts1, Ts2, Ts3 and Ts4 (Nanayama et al. 2002).

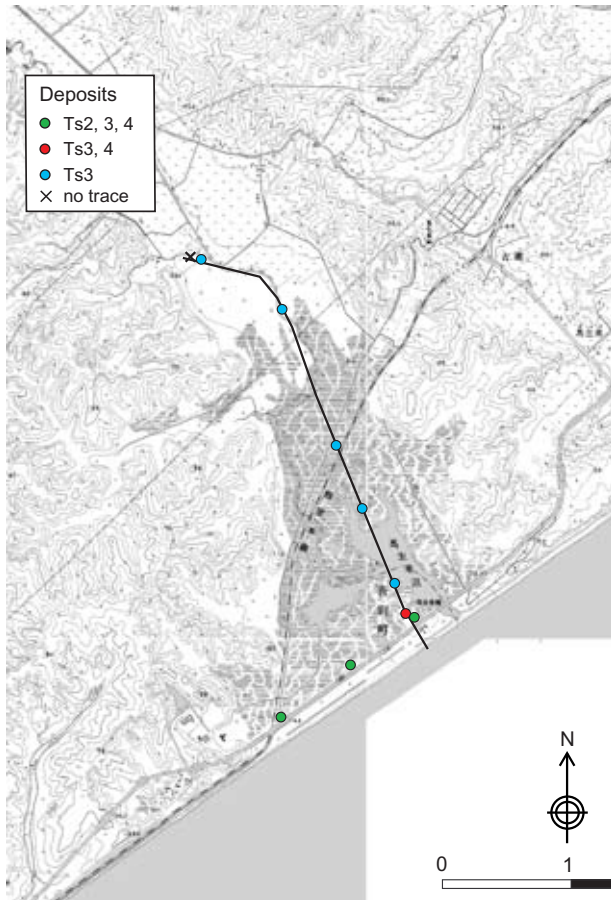




第3図(a). 霧多布湿原における津波堆積物(Ts3, Ts4)の分布と1952年十勝沖地震, 1960年チリ地震津波の浸水域(中央气象台, 1953; 気象庁, 1961による).

Fig. 3(a). Distribution of tsunami deposits (Ts3 and Ts4) and tsunami inundation areas from the 1952 Tokachi-oki earthquake (Central Meteorological Observatory, 1953) and 1960 Chile earthquake (Japan Meteorological Agency, 1961) in Kiritappu marsh.

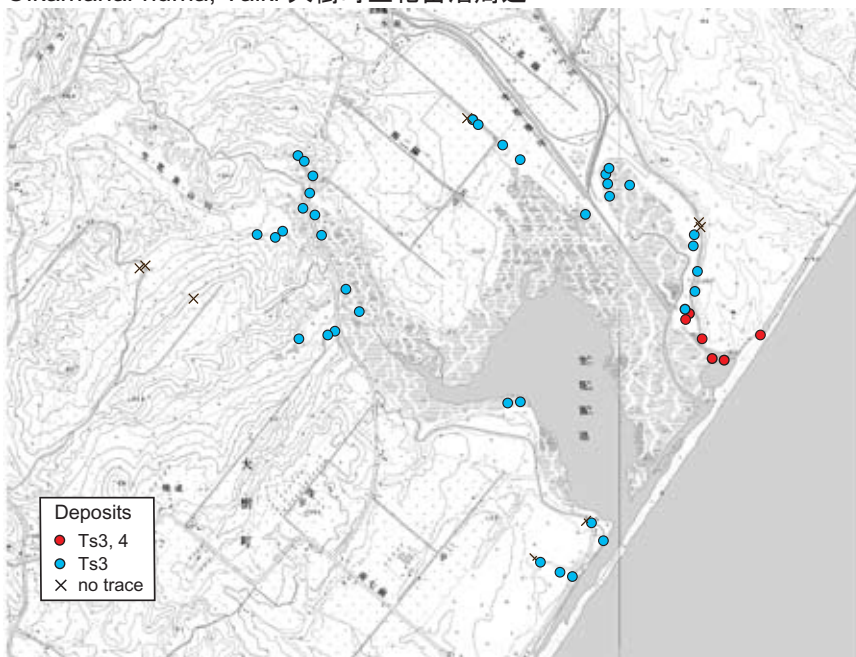
Pashukuru-numa, Ombetsu 音別町馬主来沼周辺



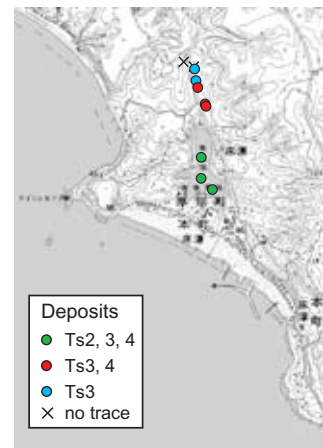
Nambu-numa, Nemuro 根室市南部沼周辺



Oikamanai-numa, Taiki 大樹町生花苗沼周辺

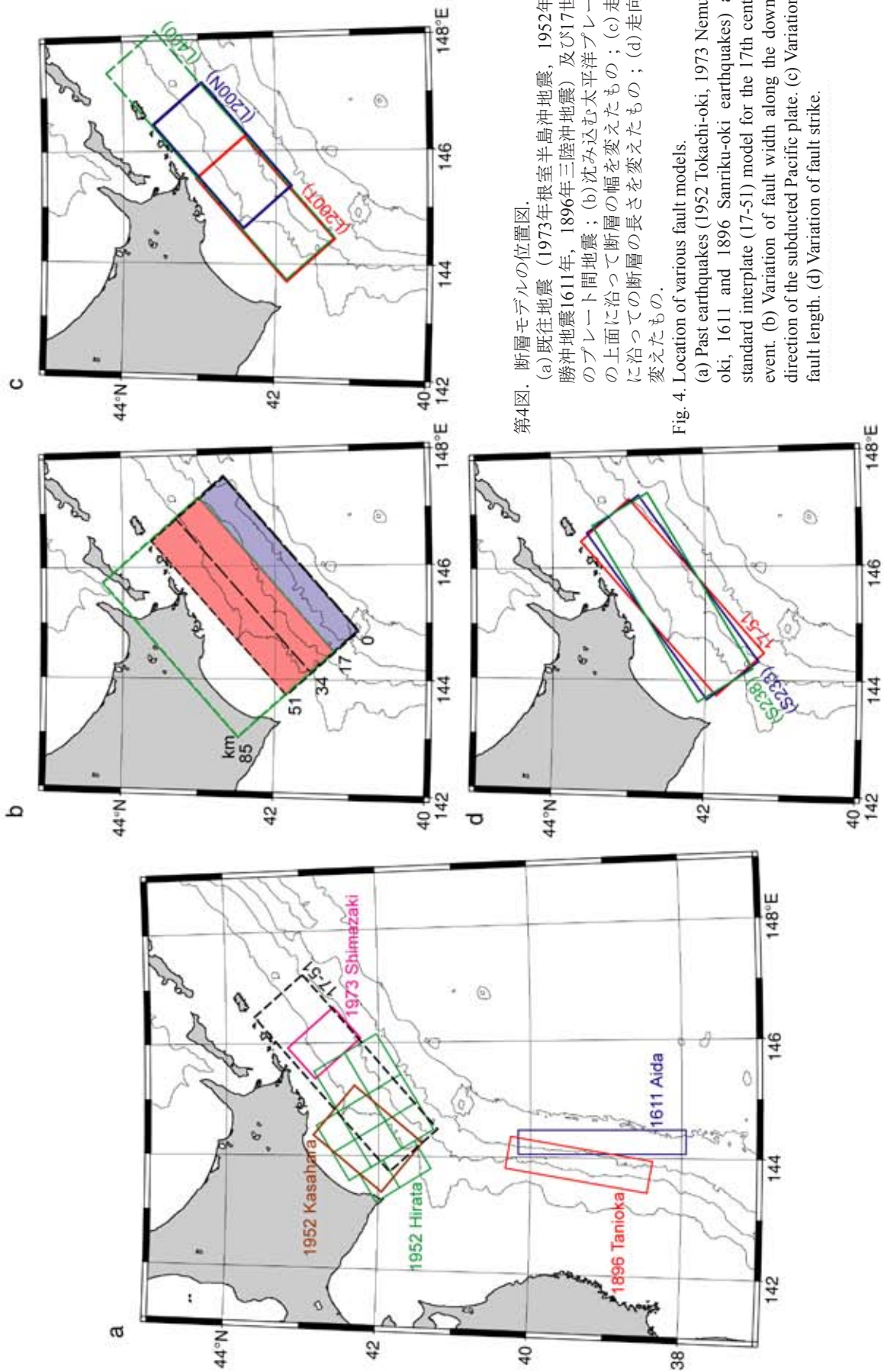


Tokotan-numa, Akkeshi 厚岸町床潭沼周辺



第3図(b). 根室市南部沼, 厚岸町床潭沼, 音別町馬主来沼, 大樹町生花苗沼周辺における津波堆積物(Ts3, Ts4)の分布(七山ほか, 2000; 2001; 2002による).

Fig. 3(b). Distribution of tsunami deposits (Ts3 and Ts4) around Nambu-numa (Nemuro City), Tokotan-numa (Akkeshi Town), Pashukuru-numa (Onbetsu Town) and Oikamanai-numa (Taiki Town) (Nanayama et al., 2000; 2001; 2002).

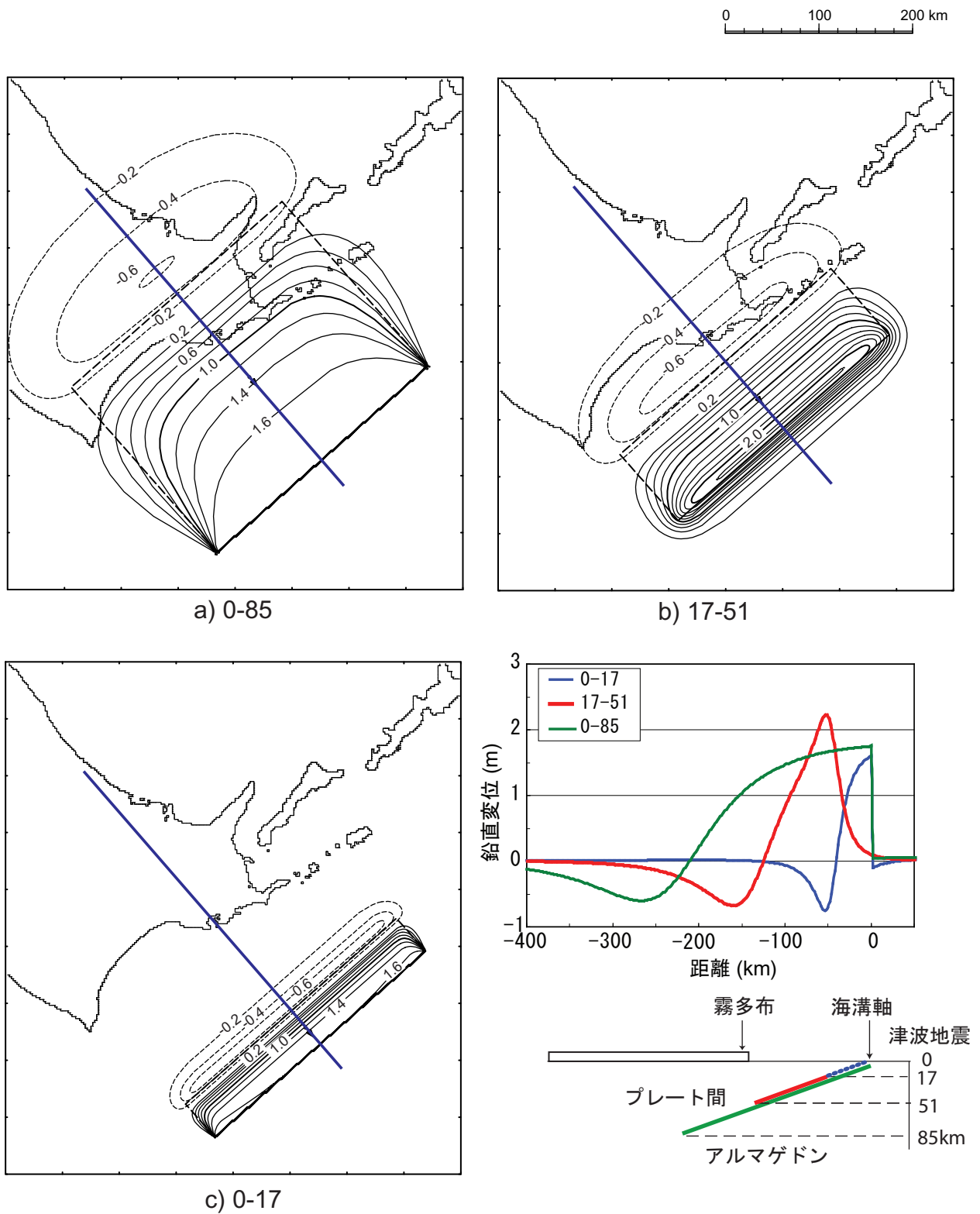


第4図. 断層モデルの位置図.

(a) 既往地震 (1973年根室半島沖地震, 1952年十勝沖地震1611年, 1896年三陸沖地震) 及び17世紀のプレート間地震; (b) 沈み込む太平洋プレートの上面に沿って断層の幅を変えたもの; (c) 走向に沿っての断層の長さを変えたもの; (d) 走向を変えたもの.

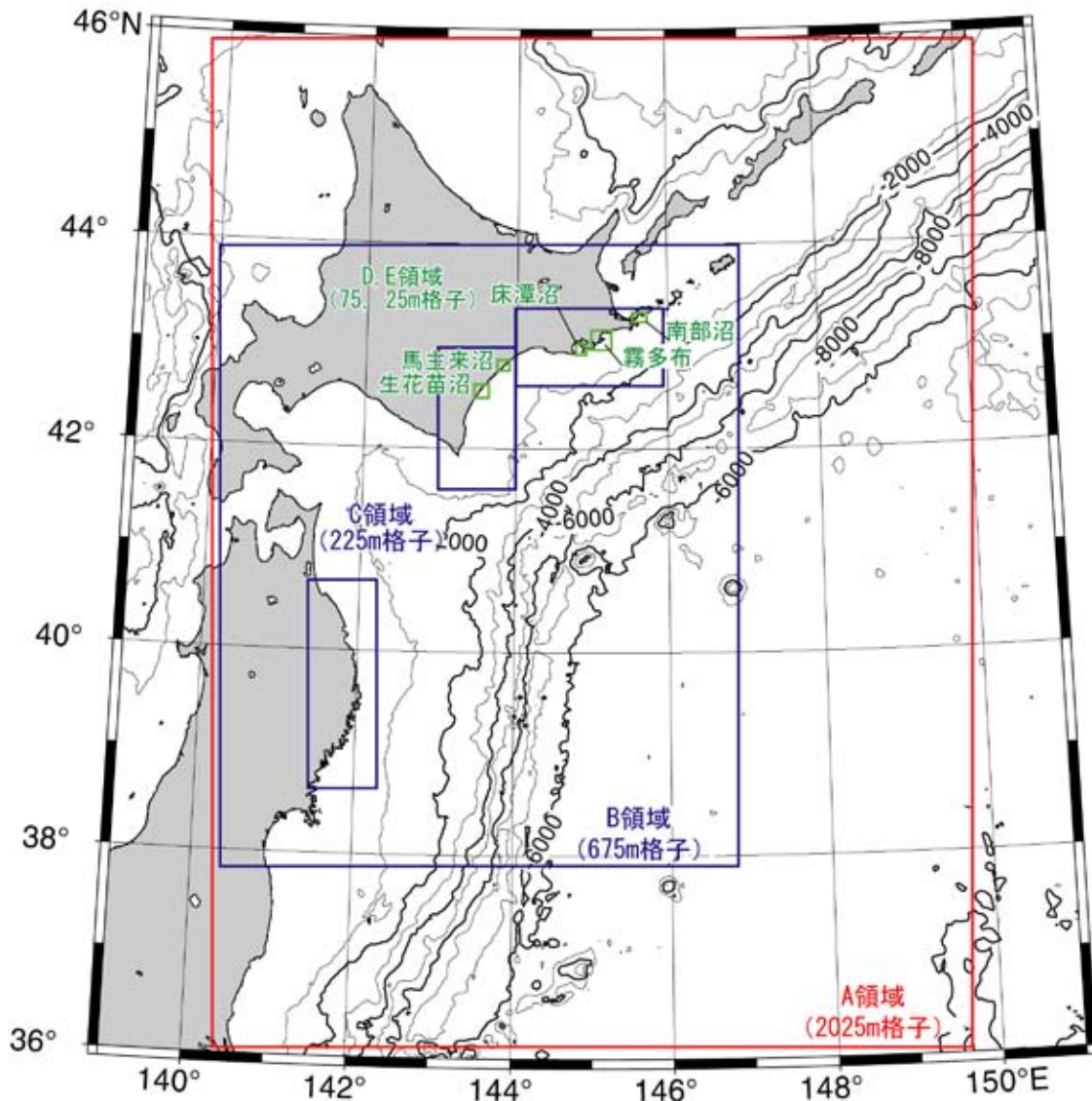
Fig. 4. Location of various fault models.

(a) Past earthquakes (1952 Tokachi-oki, 1973 Nemuro-oki, 1611 and 1896 Sanriku-oki earthquakes) and standard interplate (17-51) model for the 17th century event. (b) Variation of fault width along the downdip direction of the subducted Pacific plate. (c) Variation of fault length. (d) Variation of fault strike.



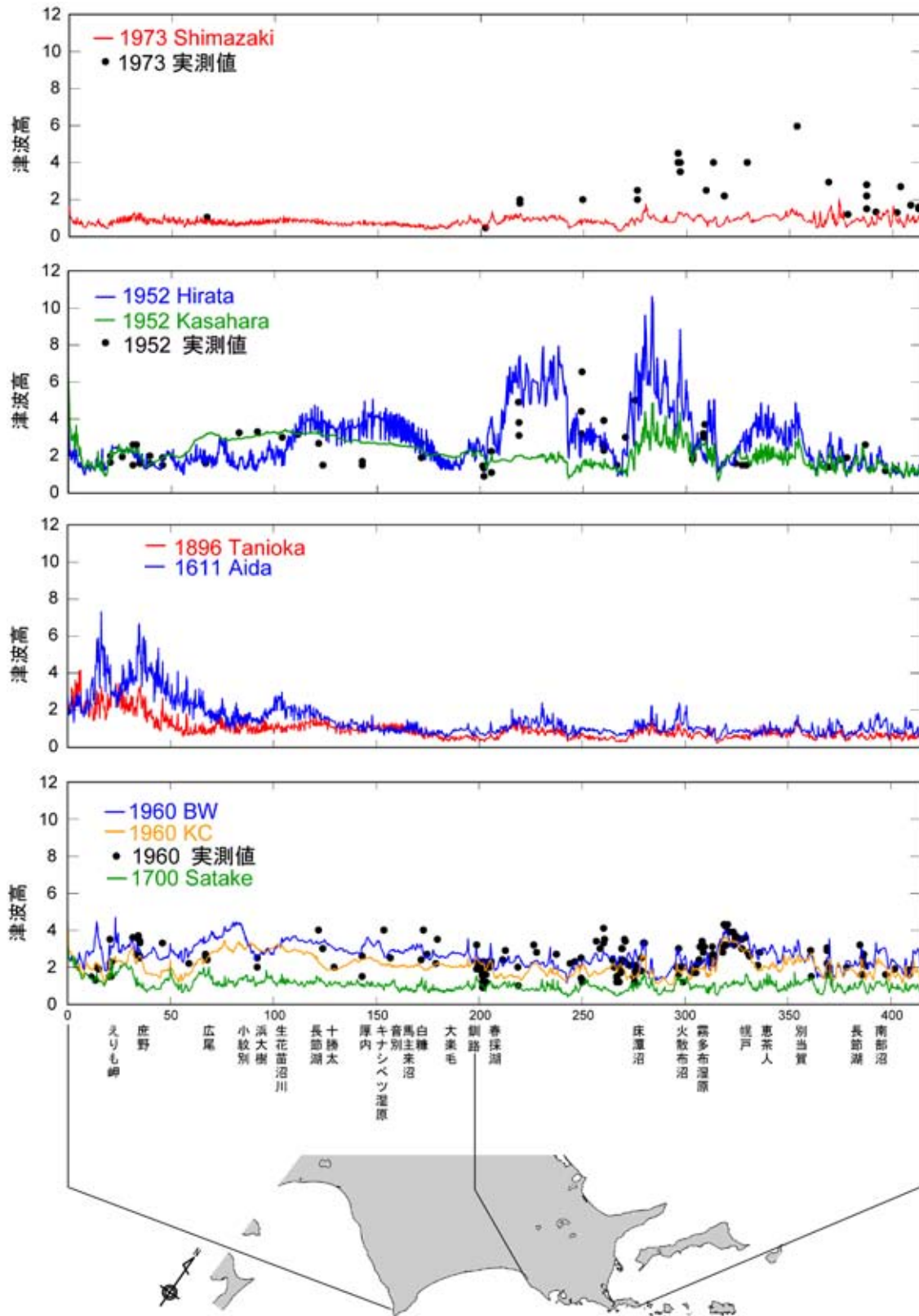
第5図. 断層モデルによる地殻変動. (a)アルマゲドン地震(0-85)の平面図, (b)プレート間地震(17-51)の平面図, (c)津波地震(0-17)の平面図. (d)断面図. 断面の位置を平面図(a-c)に青線で示す. 平面図のコンター間隔は0.2m毎で, 実線は隆起を, 破線は沈降を示す.

Fig. 5. Crustal deformation pattern of various fault models. (a) Map view of Armageddon (0-85) model, (b) Map view of Interplate earthquake (17-51), (c) Map view of Tsunami earthquake (0-17). (d) Cross section along blue lines shown in (a)-(c). Counter interval is 0.2 m, solid curves indicate uplift while dashed one subsidence.

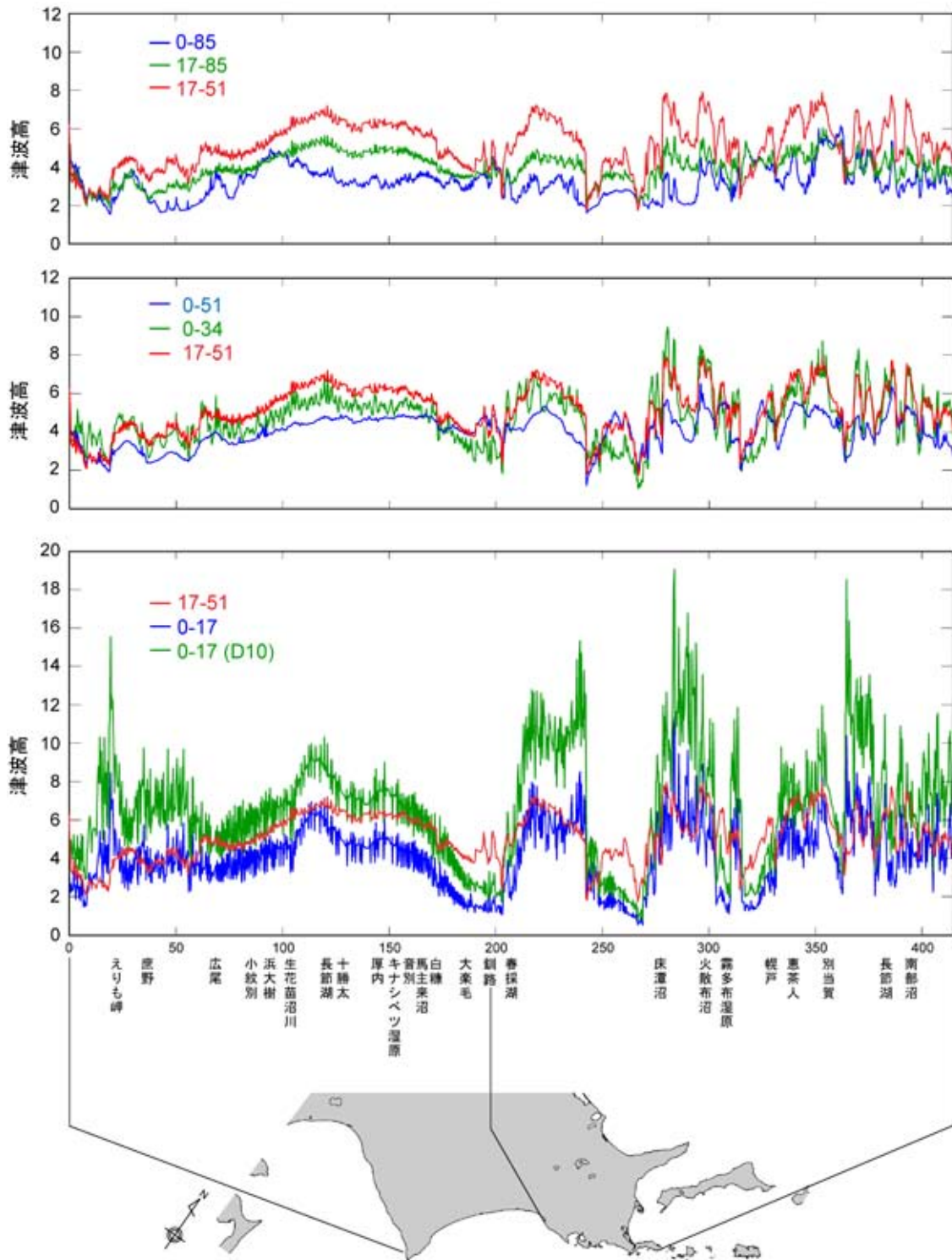


第6図. 津波シミュレーションの計算領域. A(2025m), B(675m), C(225m), D(75m), E (25m)と段階的に格子間隔を小さくした. A領域では線形長波の式(3, 4)を, B~E領域では非線形長波の式(1, 2)を用いた. さらにE領域では, 陸上への遡上も計算した.

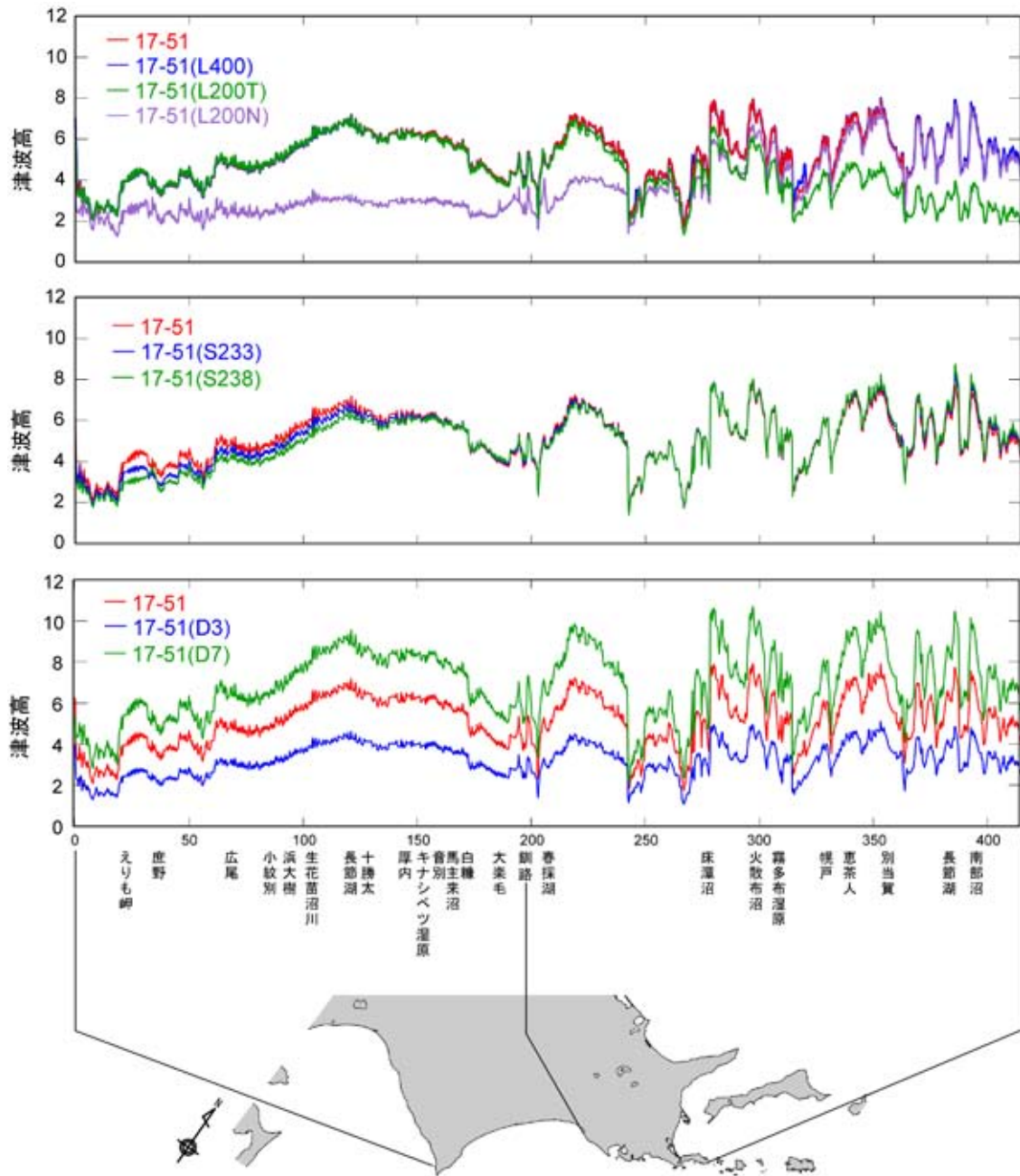
Fig. 6. Computational regions of tsunami numerical simulations. Grid sizes vary (A: 2025 m, B: 675 m, C: 225 m, D: 75 m, E: 25m). The governing equations are linear long-waves for A, and non-linear long-waves for B-E. Run-up on land is also taken account in E region.



第7図(a). 北海道太平洋沿岸における津波の高さ(既往津波).  
 Fig. 7 (a). Tsunami heights along the Hokkaido coast from past earthquakes.

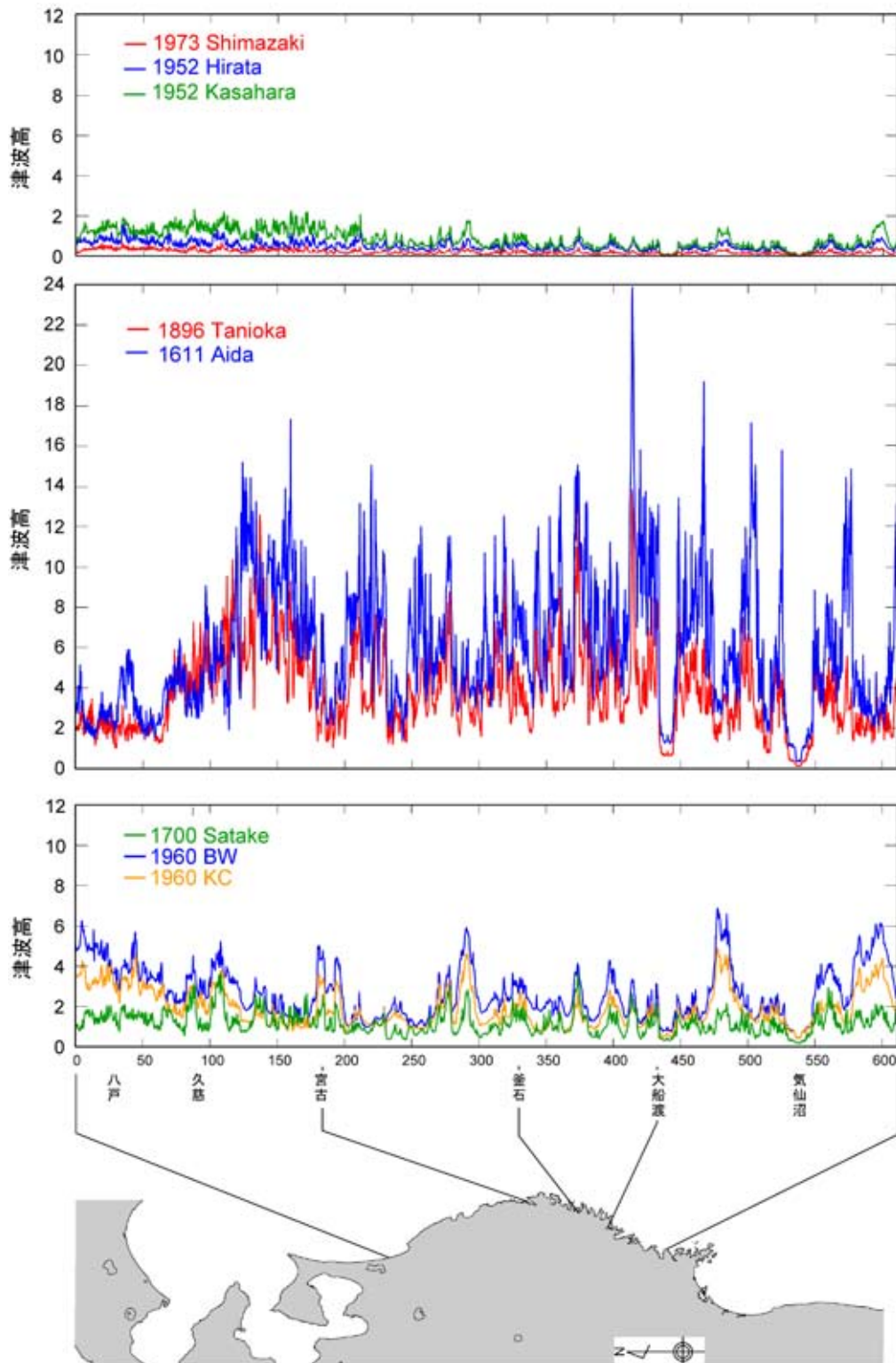


第7図(b). 北海道太平洋沿岸における津波の高さ（17世紀の地震のモデル：断層の幅の影響）.  
 Fig. 7(b). Tsunami heights along the Hokkaido coast from hypothetical models for the 17th century earthquake. Effects of fault width.

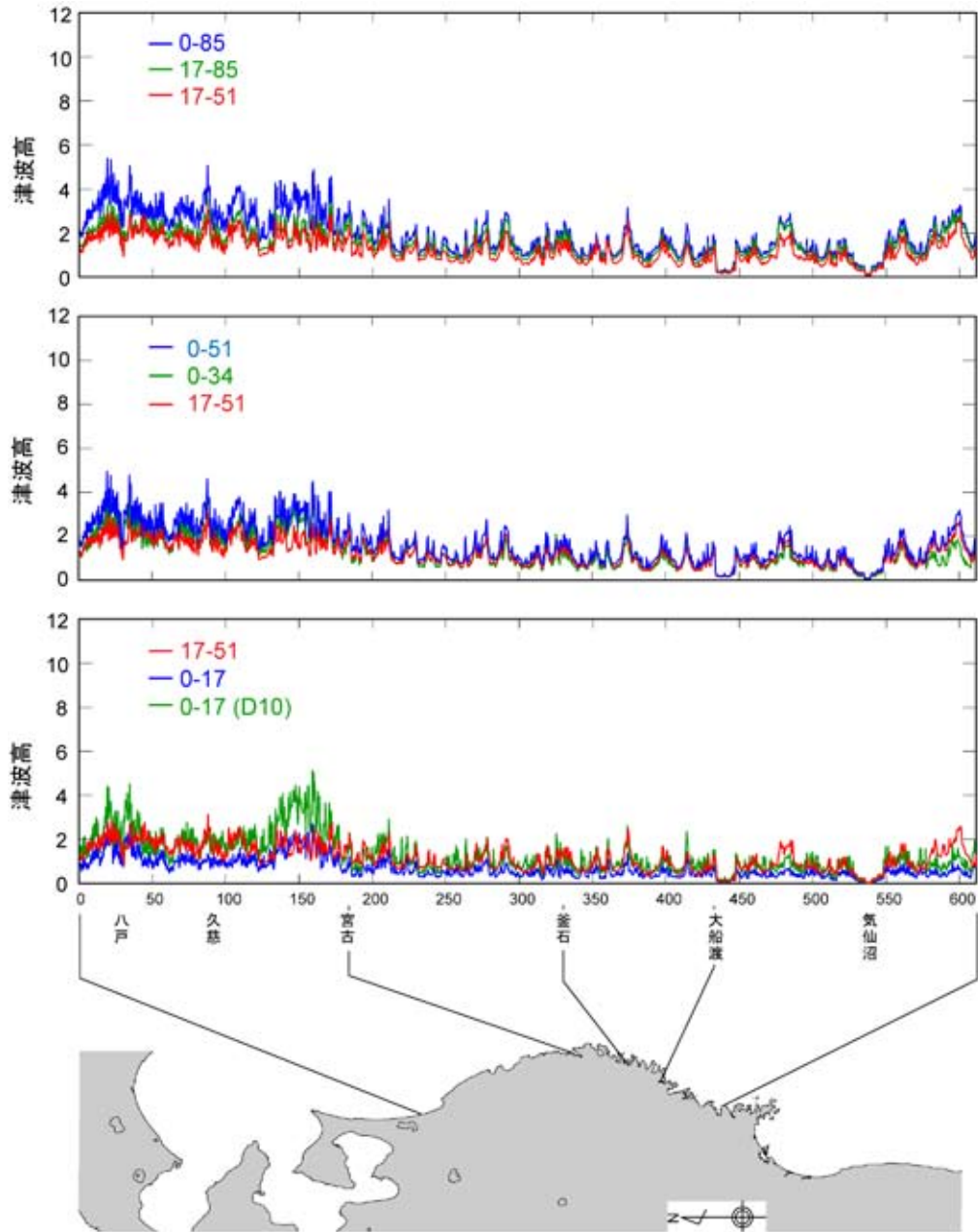


第7図(c). 北海道太平洋沿岸における津波の高さ (17世紀の地震のモデル：長さ・走向・すべり量の影響).  
 Fig. 7(c). Tsunami heights along the Hokkaido coast from hypothetical models for the 17th century earthquake.  
 Effects of fault length, strike and slip amount.



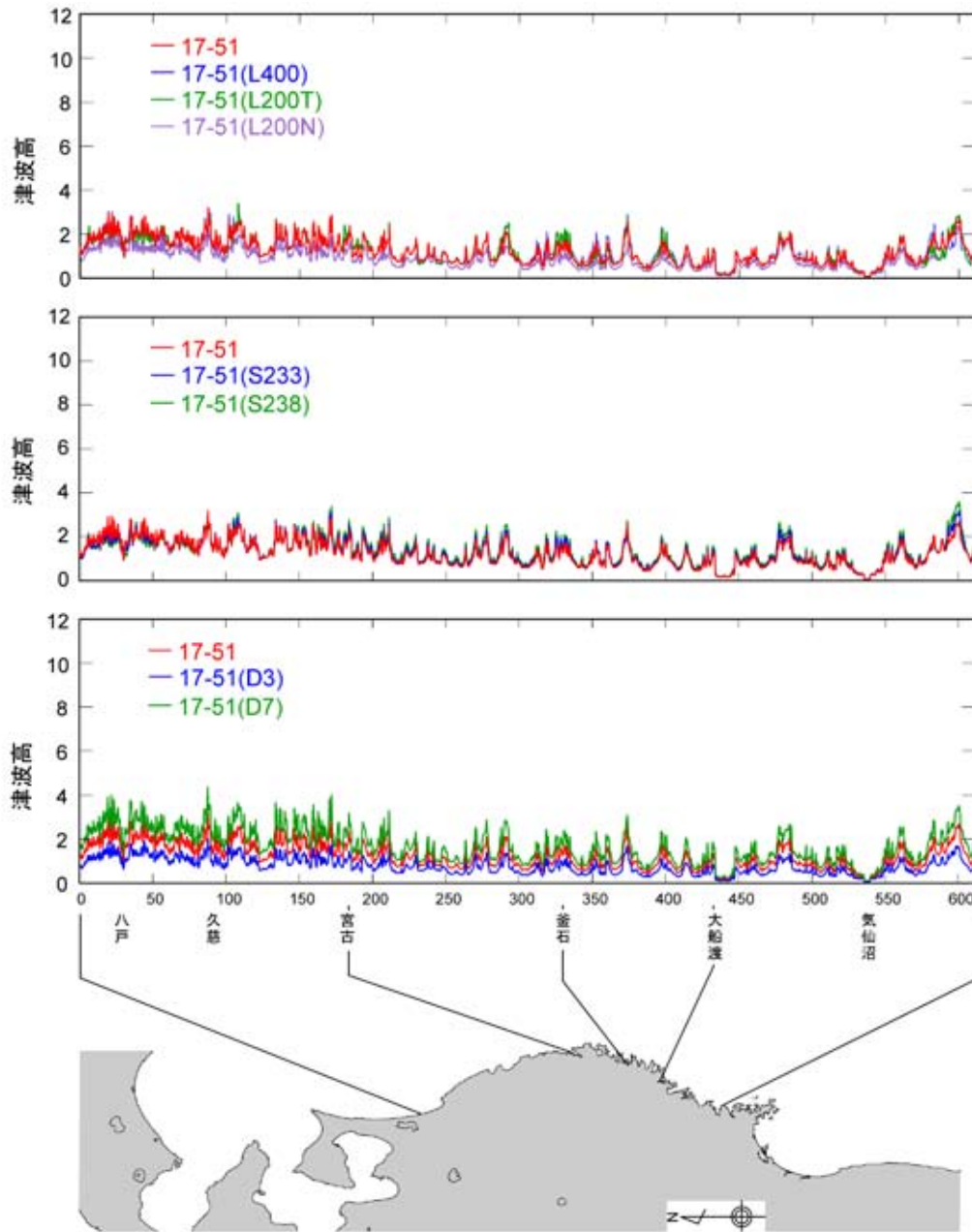


第8図(a). 三陸沿岸における津波の高さ（既往津波）.  
 Fig. 8(a). Tsunami heights along the Sanriku coast from past earthquakes.

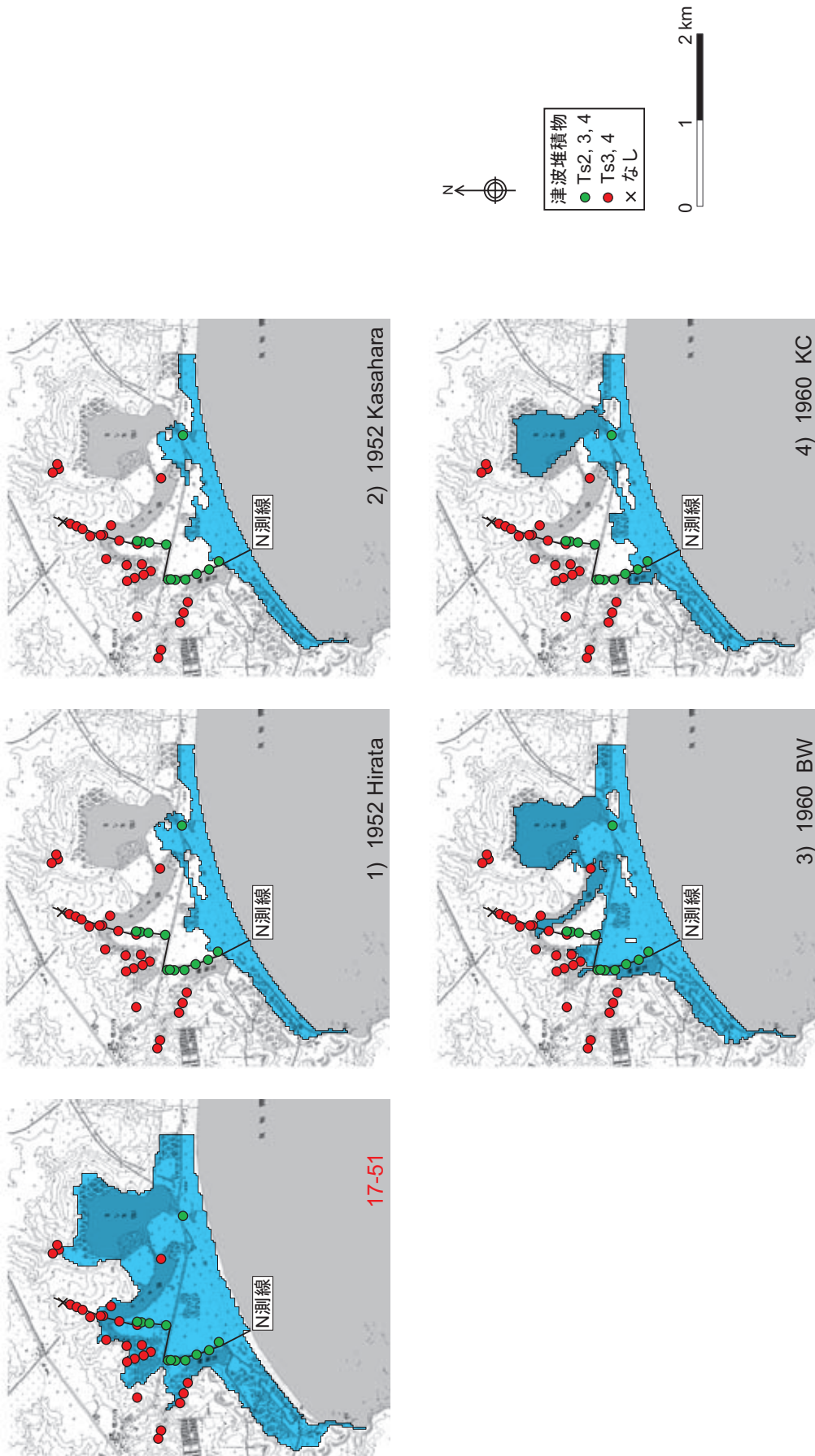


第8図(b). 三陸沿岸における津波の高さ (17世紀の地震のモデル：断層の幅の影響)

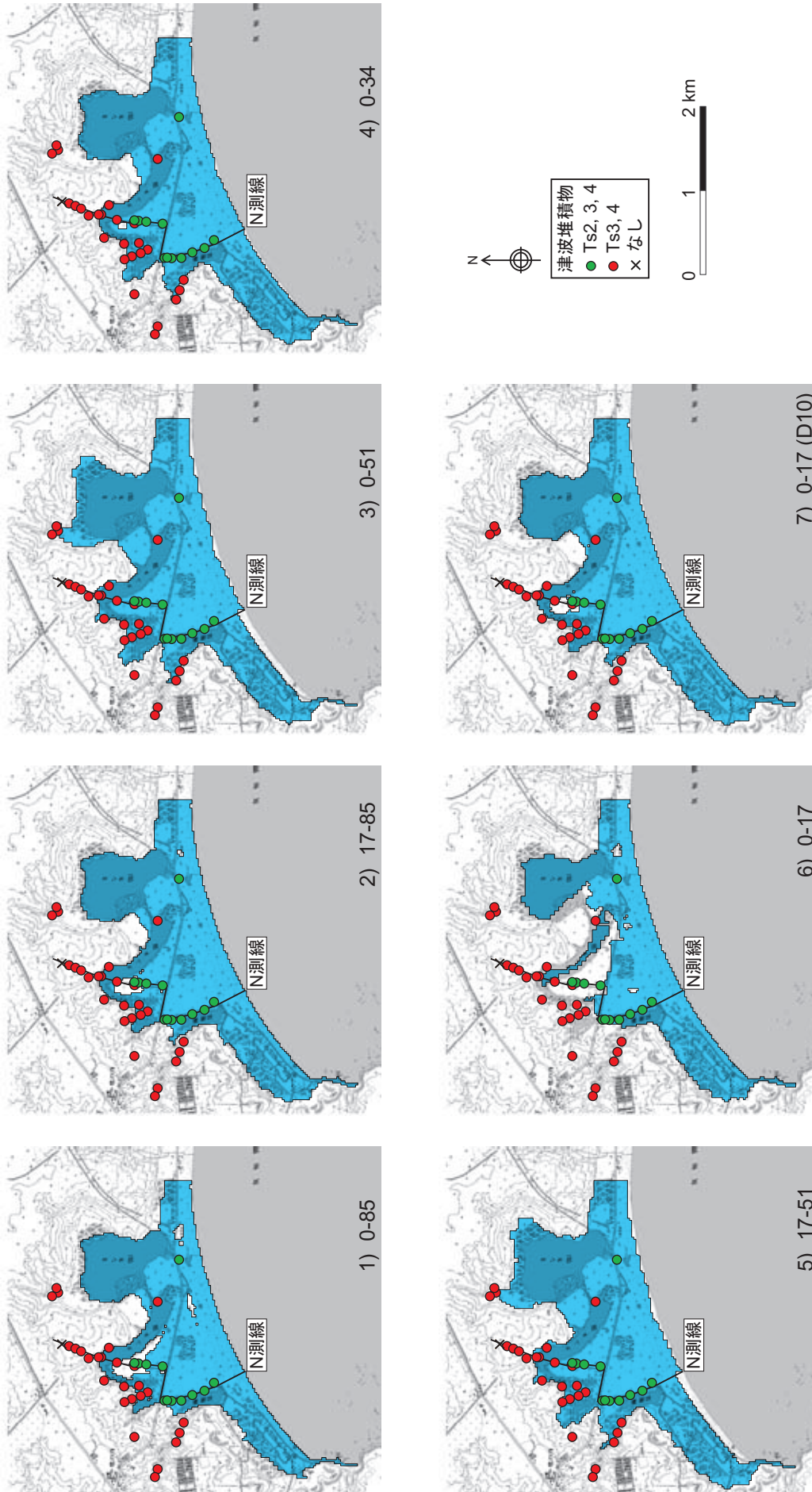
Fig. 8(b). Tsunami heights along the Sanriku coast from hypothetical models for the 17th century earthquake. Effects of fault width.



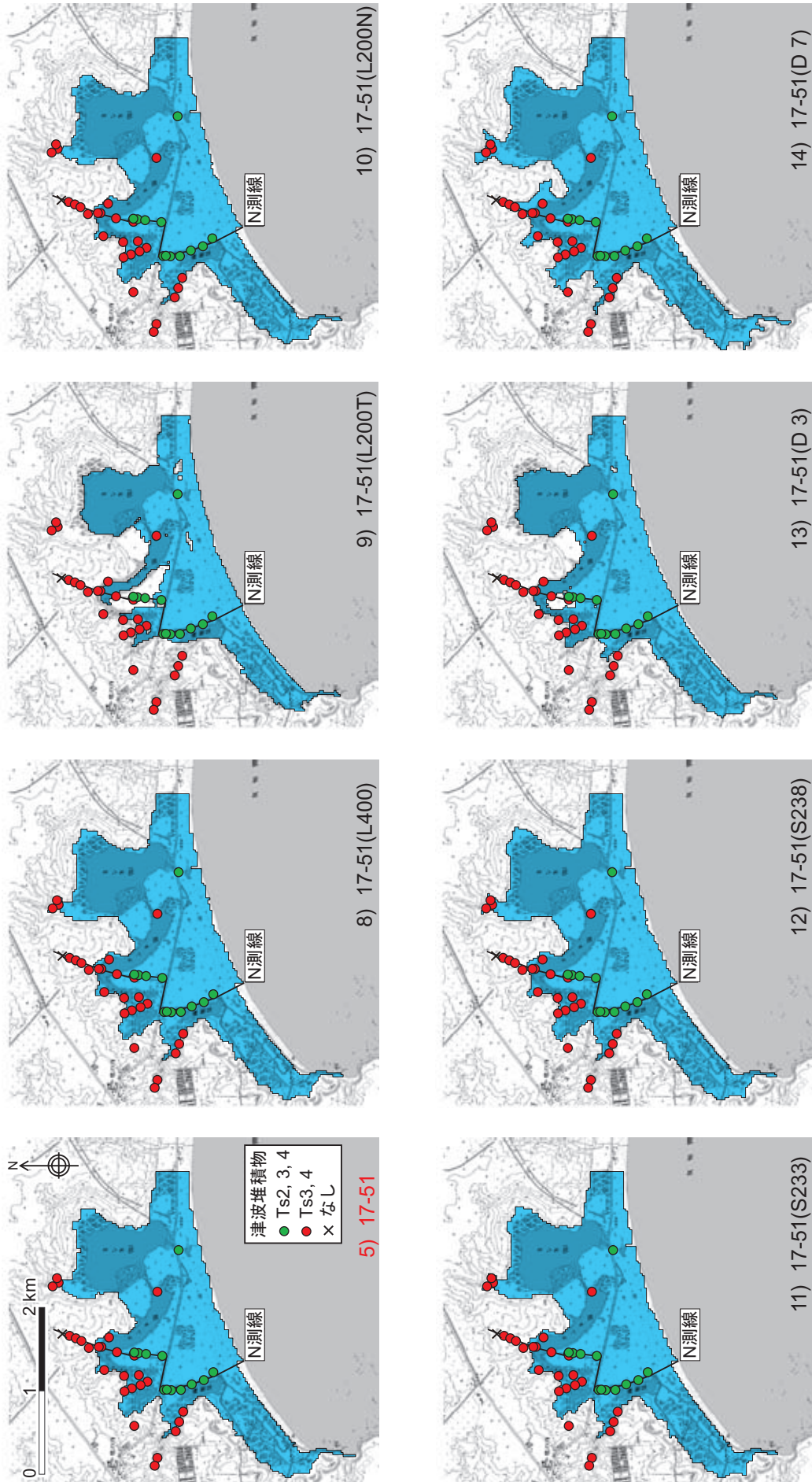
第8図(c). 三陸沿岸における津波の高さ (17世紀の地震のモデル: 長さ・走向・すべり量の影響)  
 Fig. 8(c). Tsunami heights along the Sanriku coast from hypothetical models for the 17th century earthquake.  
 Effects of fault length, strike and slip amount.



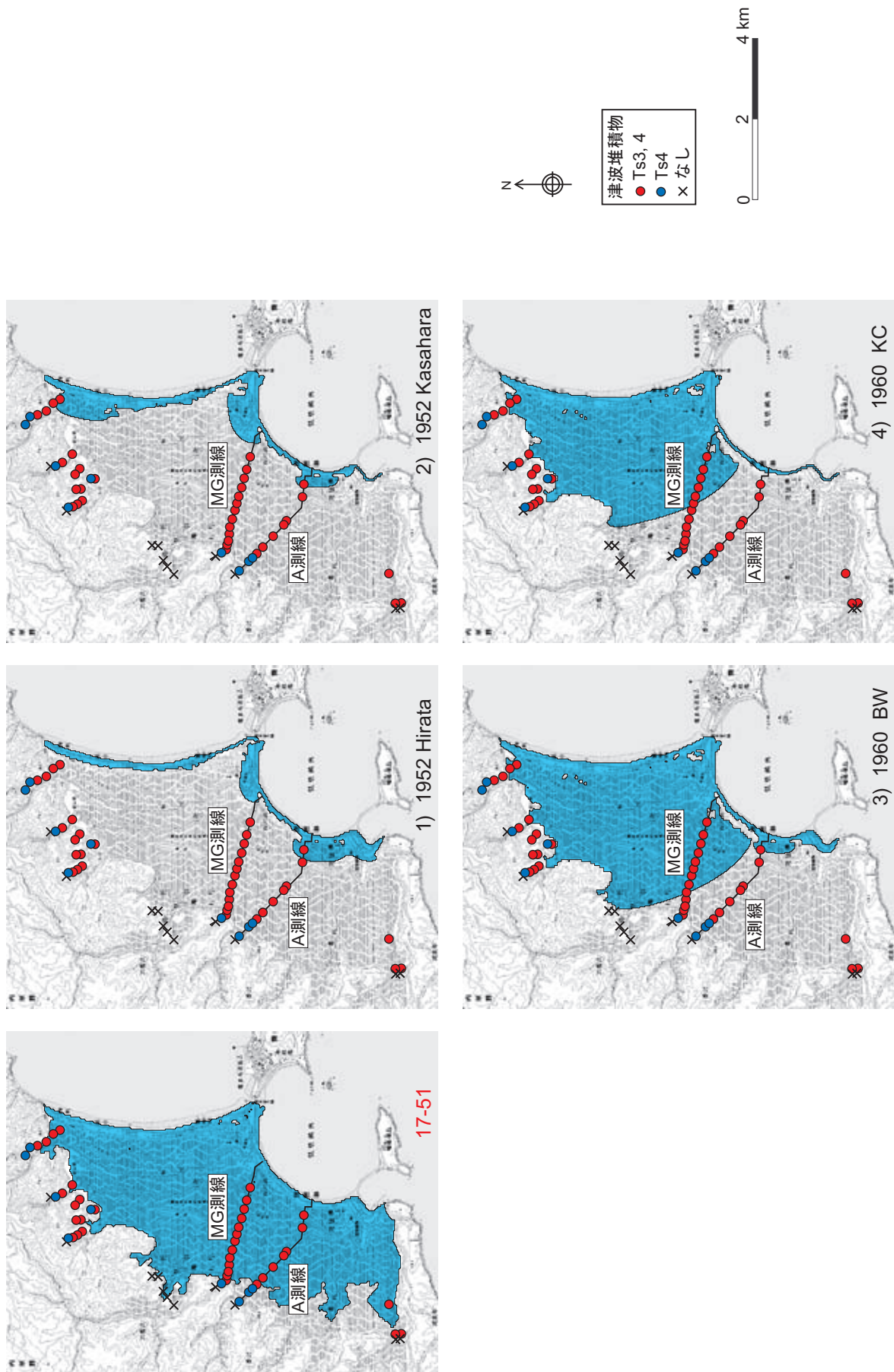
第9図(a). 根室市南部沼における浸水域の比較 (既往津波) .  
 Fig. 9(a). Tsunami deposits and computed inundation areas around Nambu-numa from past earthquakes.



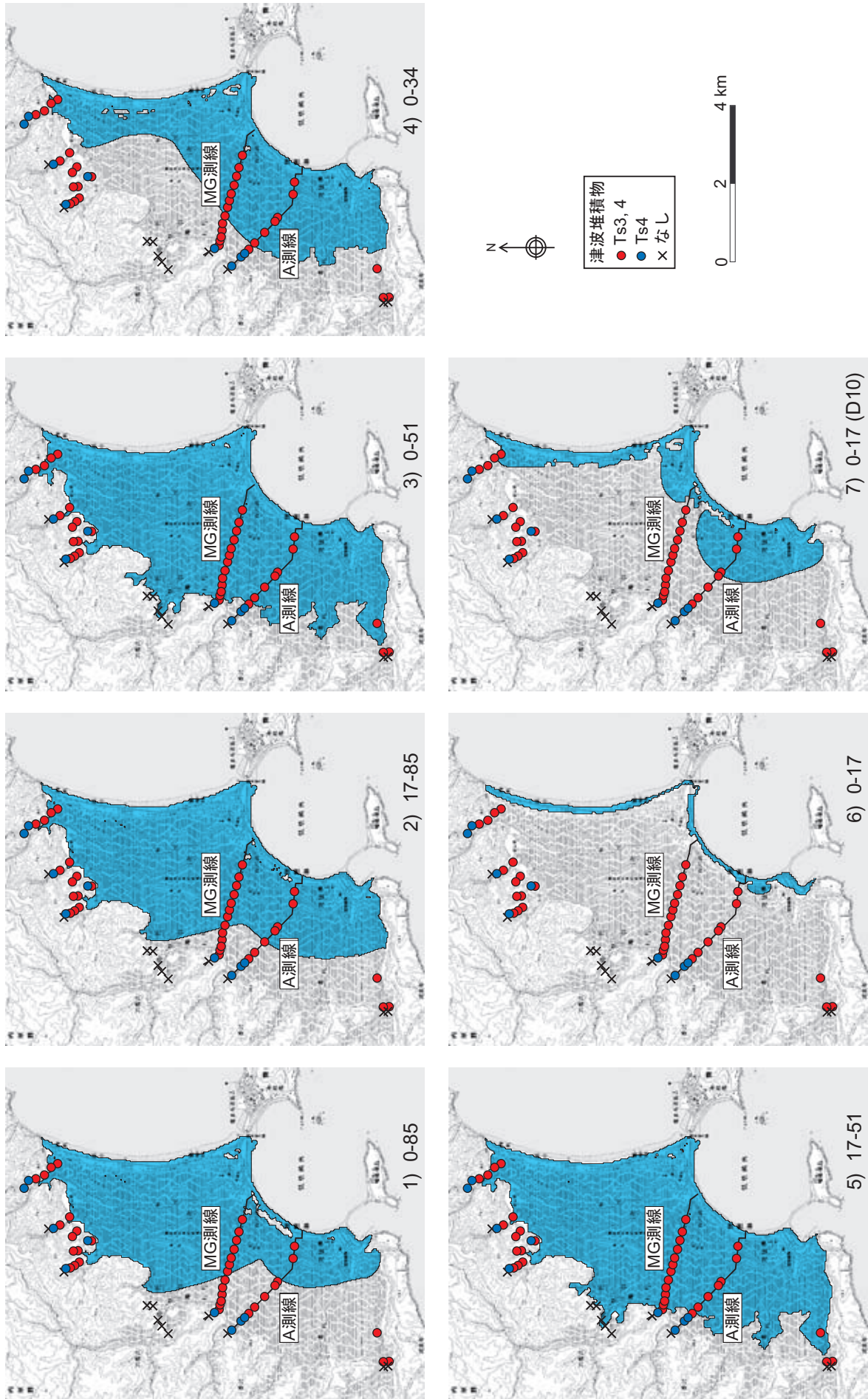
第9図(b). 根室市南部沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層の幅の影響).  
 Fig. 9(b). Tsunami deposits and computed inundation areas around Nambu-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault width.



第9図(c). 根室市南部沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層長さ, 走向, すべり量の影響).  
 Fig. 9(c). Tsunami deposits and computed inundation areas around Nambu-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault length, strike and slip amount.

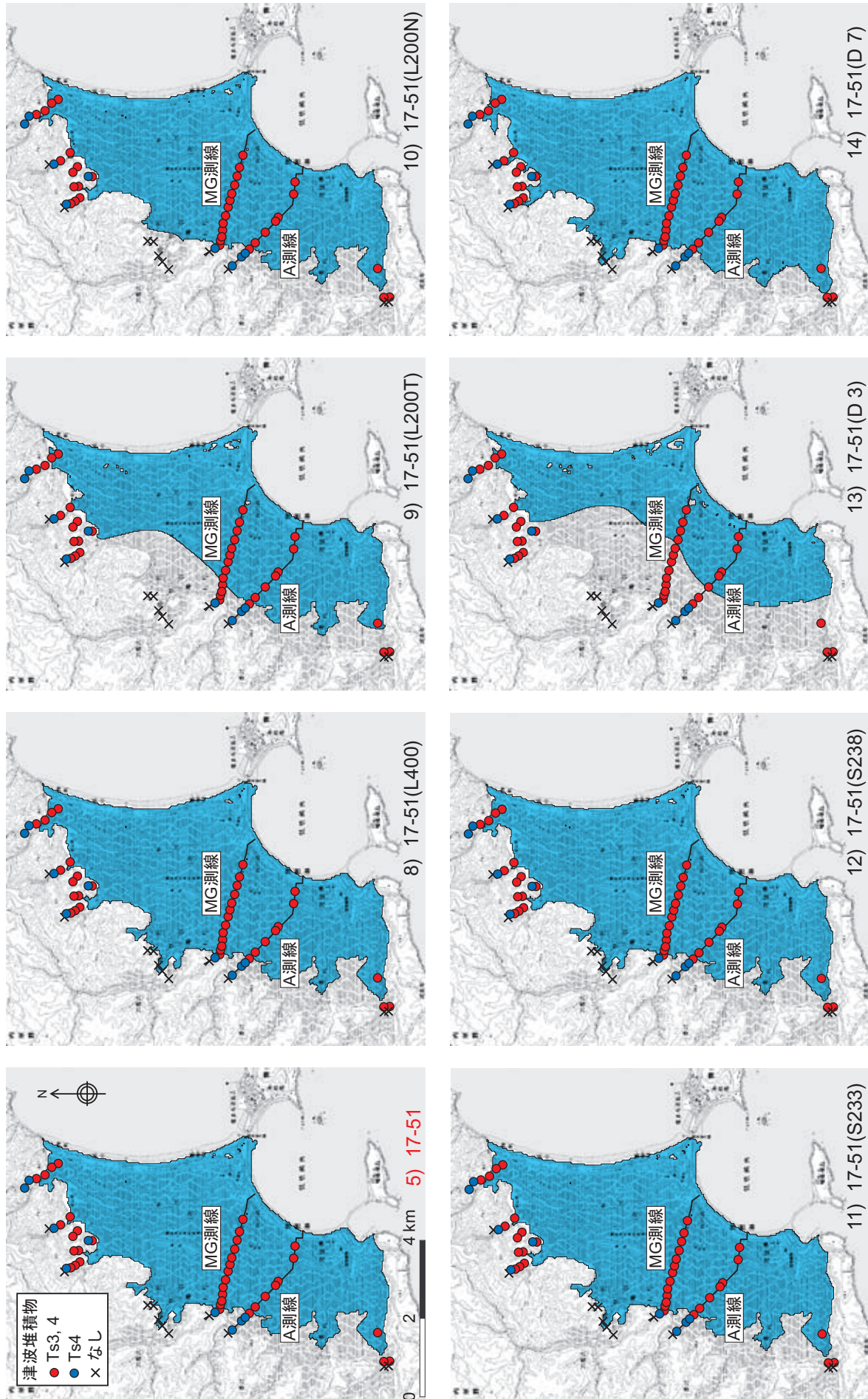


第10図(a). 浜中町霧多布における浸水域の比較（既往津波）  
 Fig. 10(a). Tsunami deposits and computed inundation areas in Kiritappu marsh from past earthquakes.

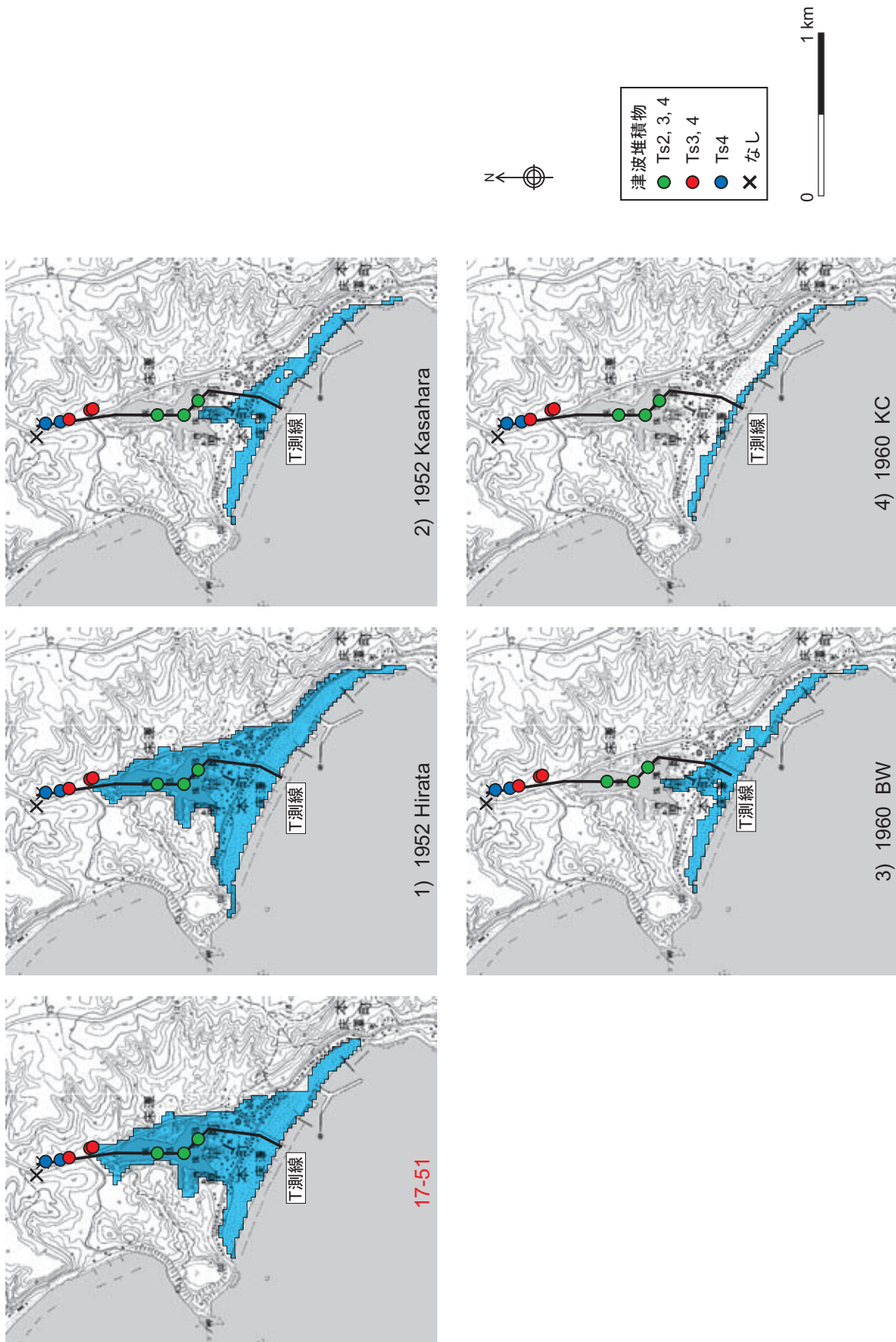


第10図(b). 浜中町霧多布における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層の幅の影響).  
 Fig. 10(b). Tsunami deposits and computed inundation areas in Kiritappu marsh from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault width.

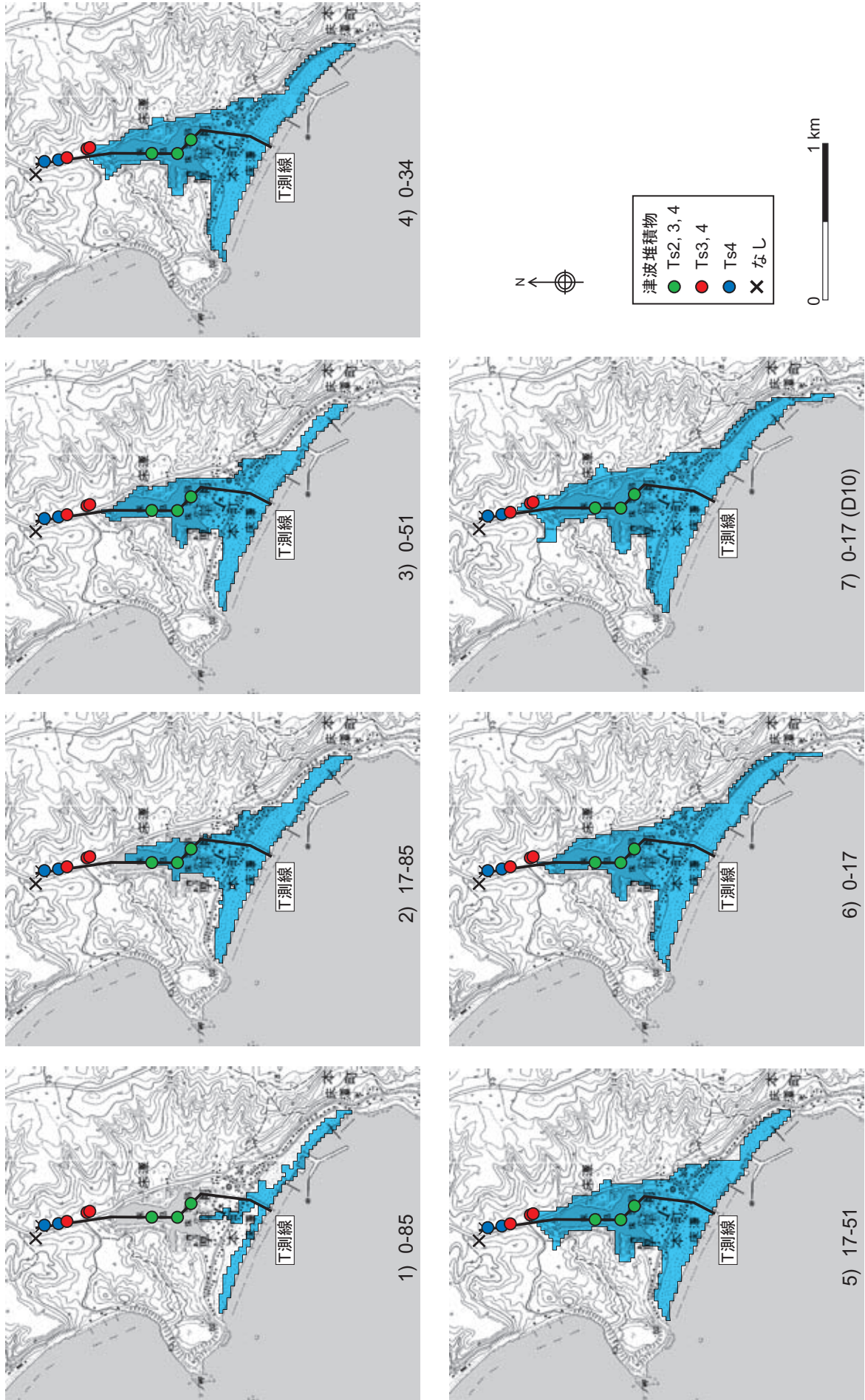




第10図(c). 浜中町霧多布における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層長さ, 走向, すべり量の影響).  
 Fig. 10(c). Tsunami deposits and computed inundation areas in Kiritappu marsh from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault length, strike and slip amount.

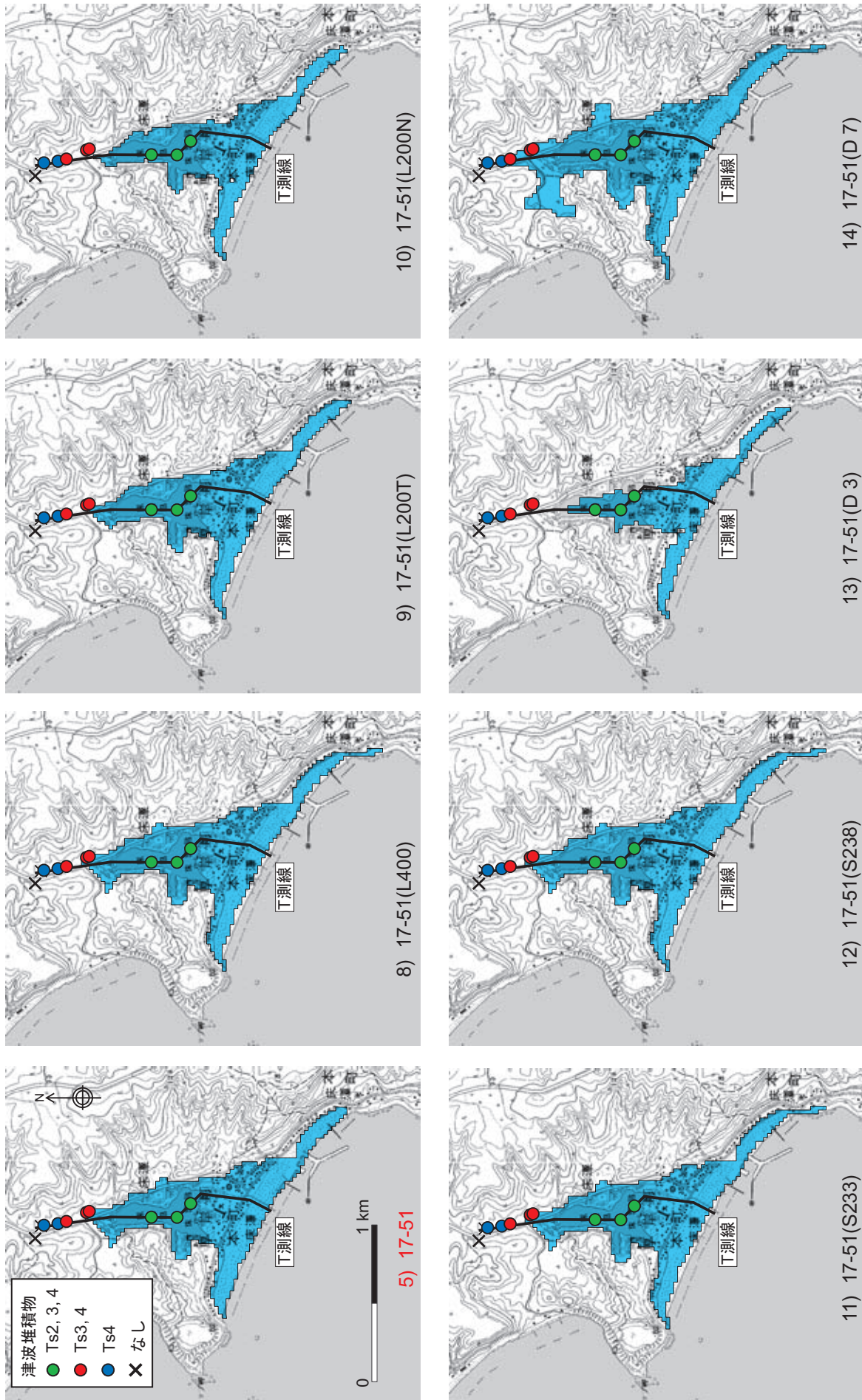


第11図(a). 厚岸町床潭沼における浸水域の比較（既往津波）.  
 Fig. 11(a). Tsunami deposits and computed inundation areas around Tokotan-numa from past earthquakes.

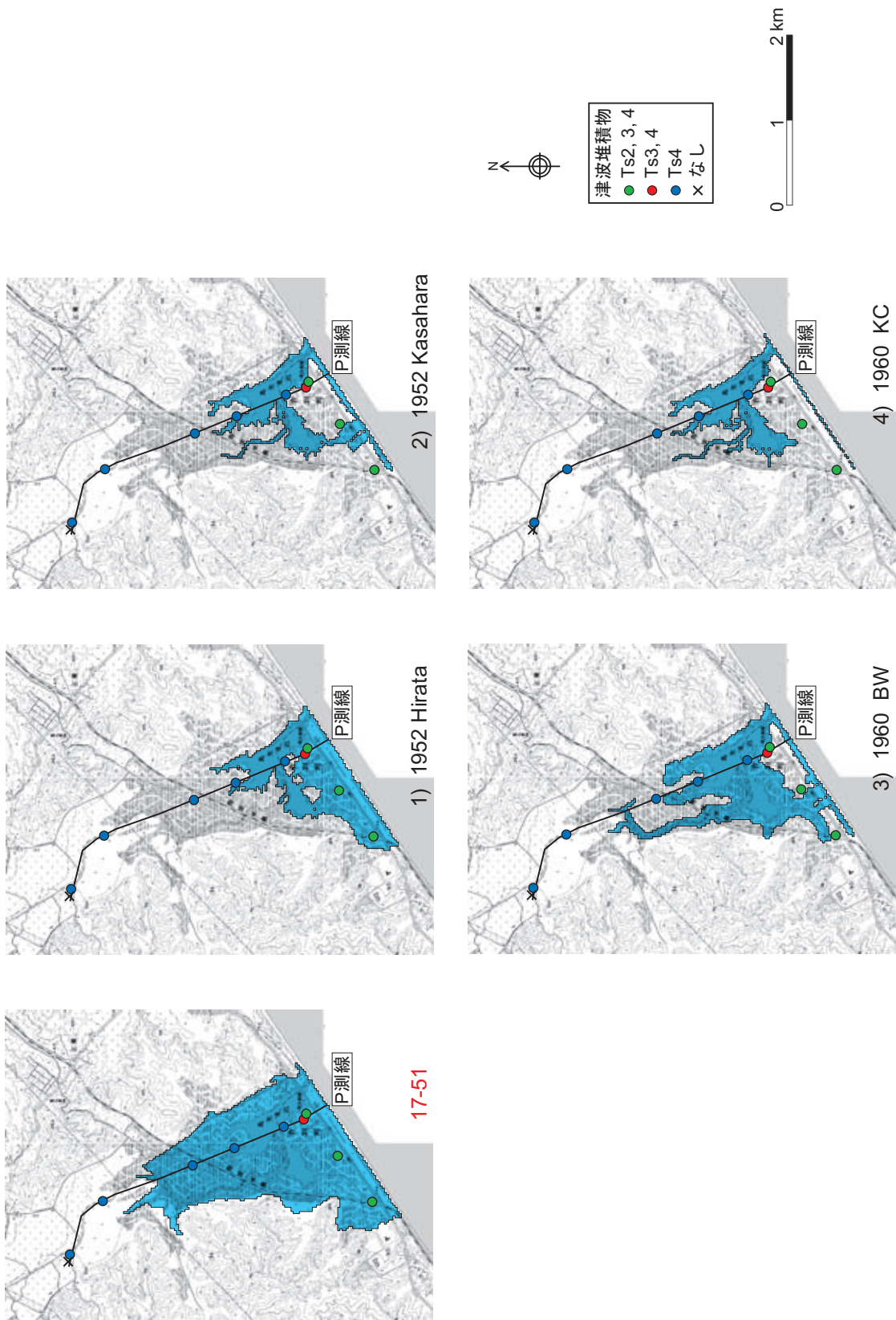


第11図(b). 厚岸町床潭沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層の幅の影響) .

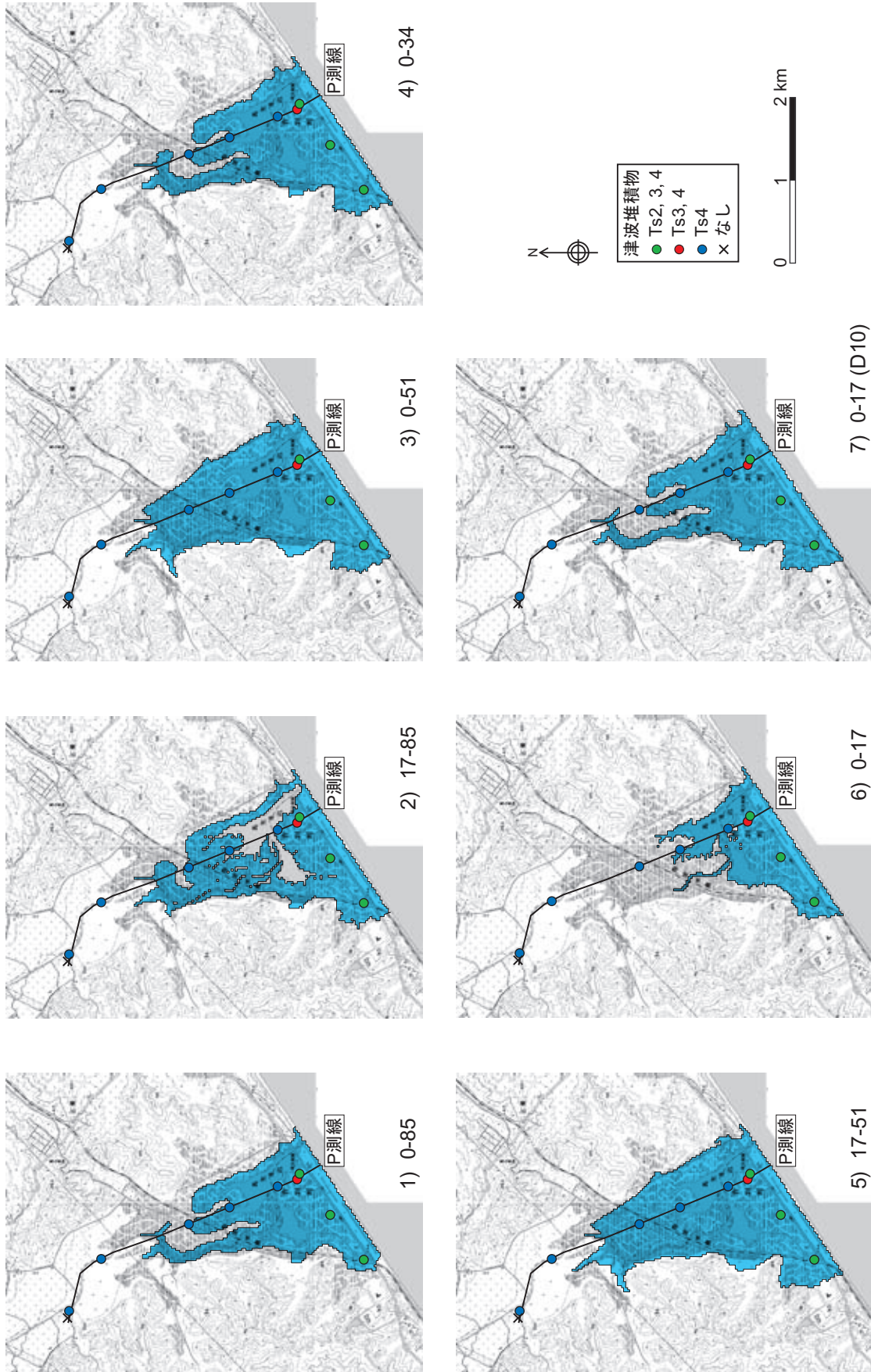
Fig. 11(b). Tsunami deposits and computed inundation areas around Tokotan-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault width.



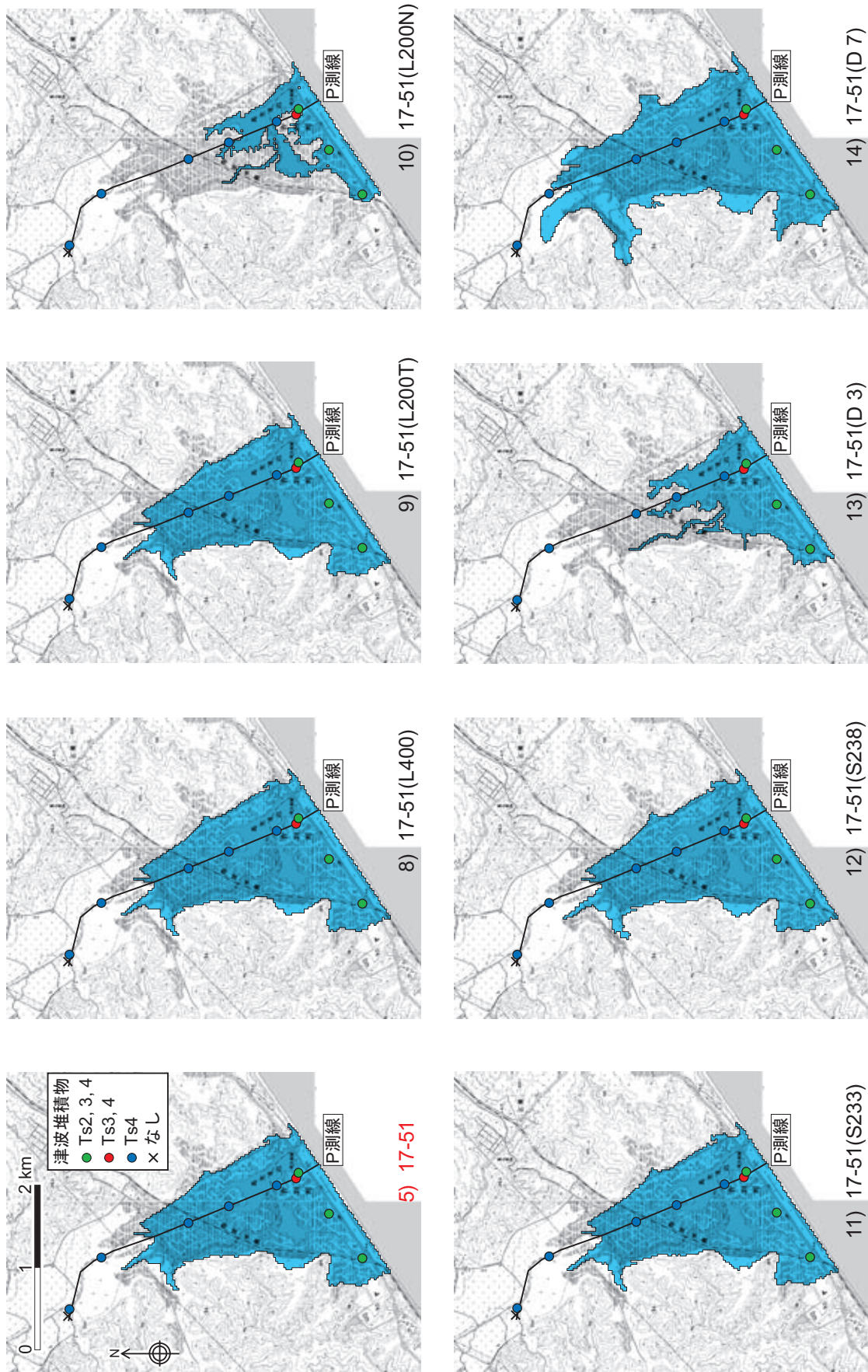
第11図(c). 厚岸町床潭沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層長さ, 走向, すべり量の影響).  
 Fig. 11(c). Tsunami deposits and computed inundation areas around Tokotan-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault length, strike and slip amount.



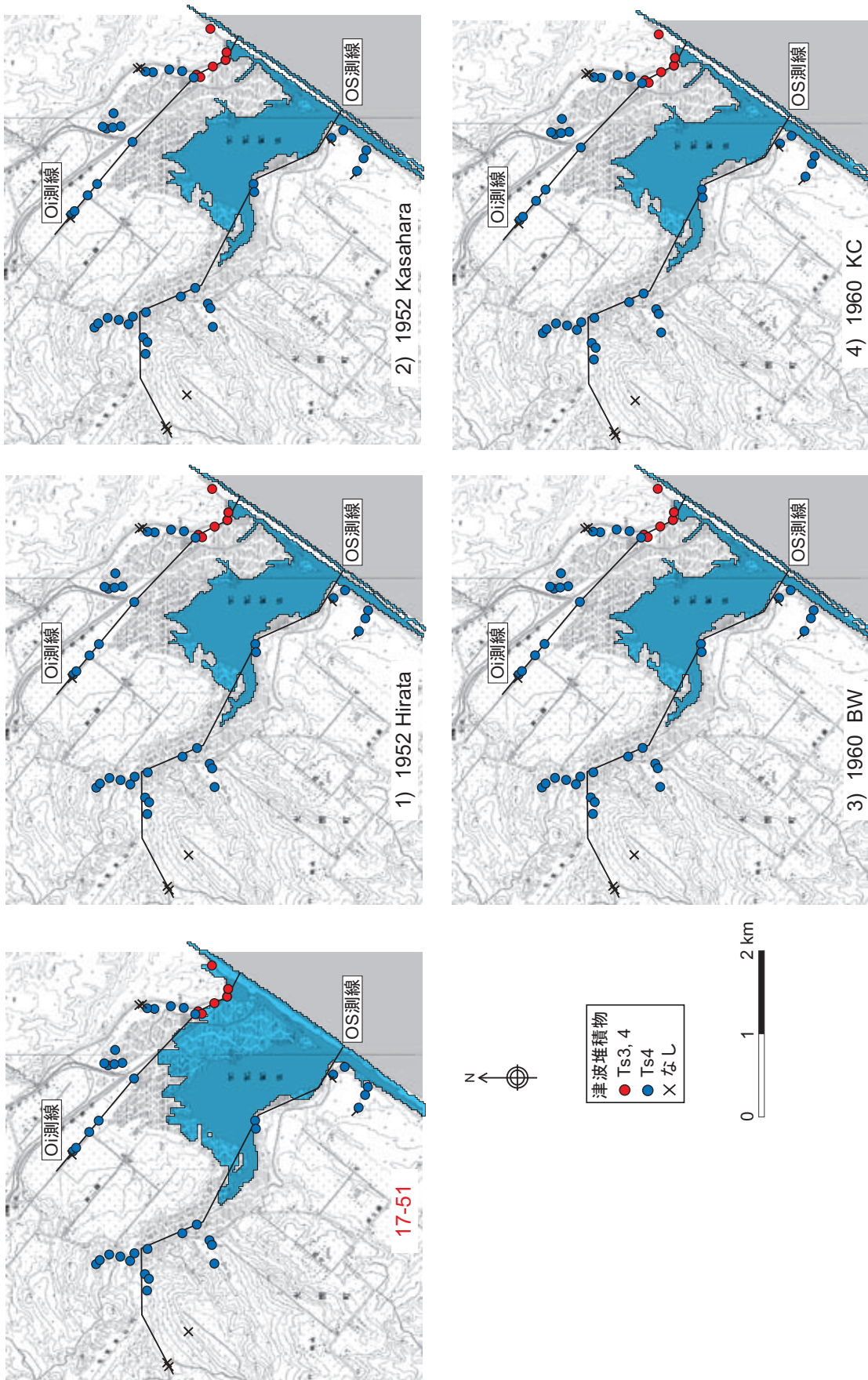
第12図(a). 首別町馬主来沼における浸水域の比較 (既往津波) .  
 Fig. 12(a). Tsunami deposits and computed inundation areas around Pashukuru-numa from past earthquakes.



第12図(b). 首別町馬主来沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層の幅の影響).  
 Fig. 12(b). Tsunami deposits and computed inundation areas around Pashukuru-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault width.

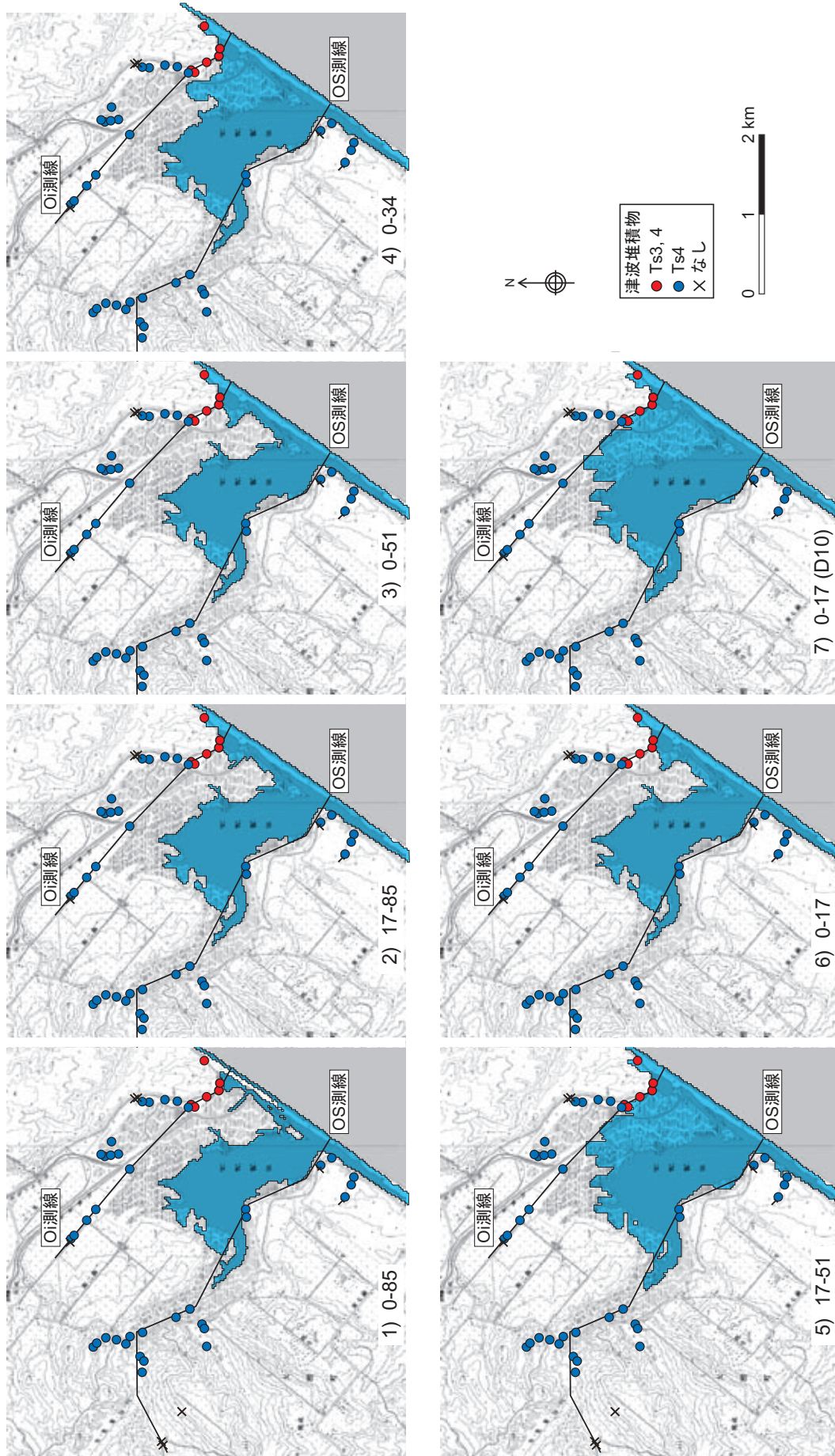


第12図(c). 音別町馬主来沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層長さ, 走向, すべり量の影響).  
 Fig. 12(c). Tsunami deposits and computed inundation areas around Pashukuru-numa from hypothetical fault models: effects of fault length, strike and slip amount.

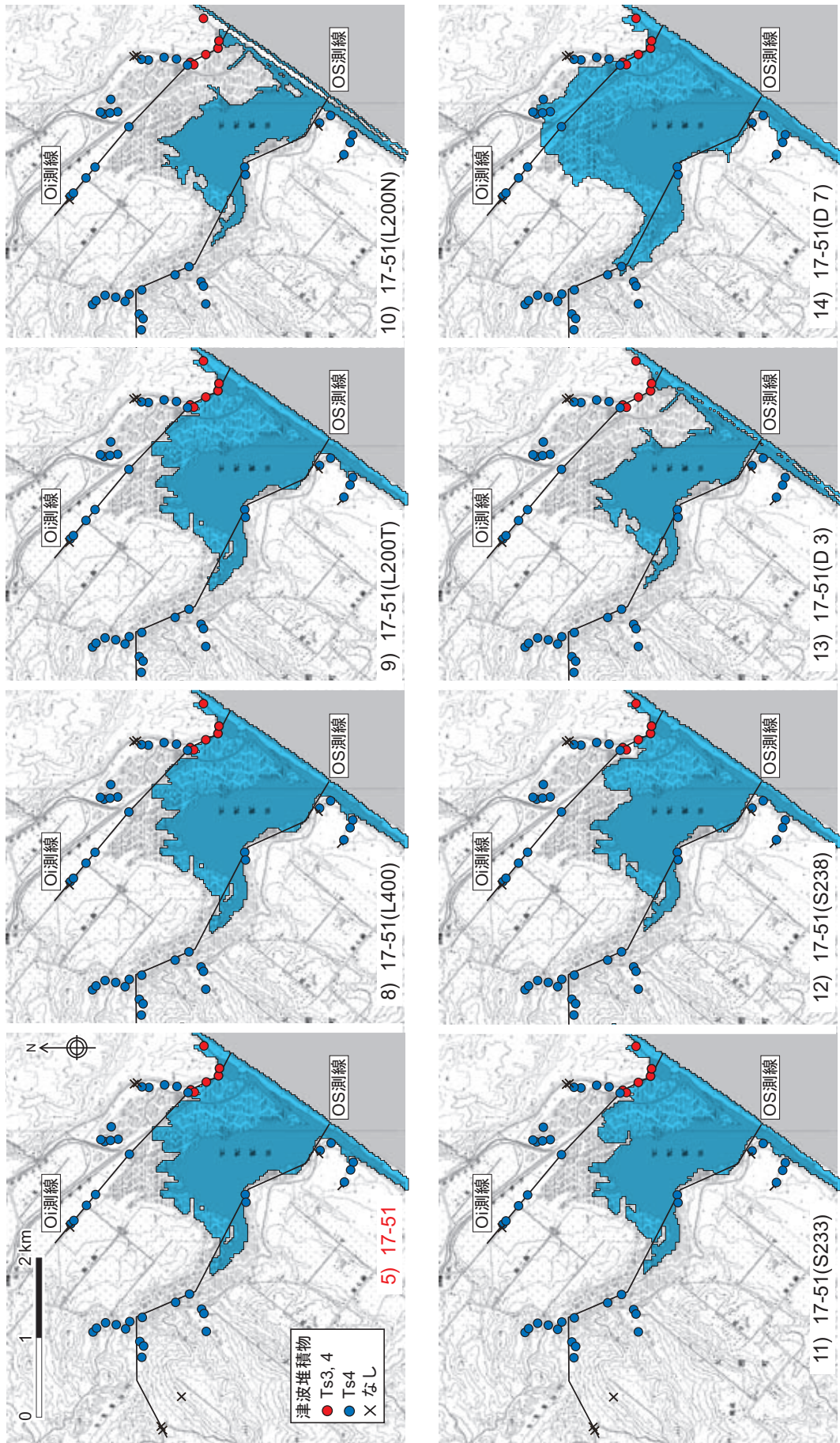


第13図(a). 大樹町生花苗沼における浸水域の比較 (既往津波) .  
 Fig. 13(a). Tsunami deposits and computed inundation areas around Oikamanai-numa from past earthquakes.



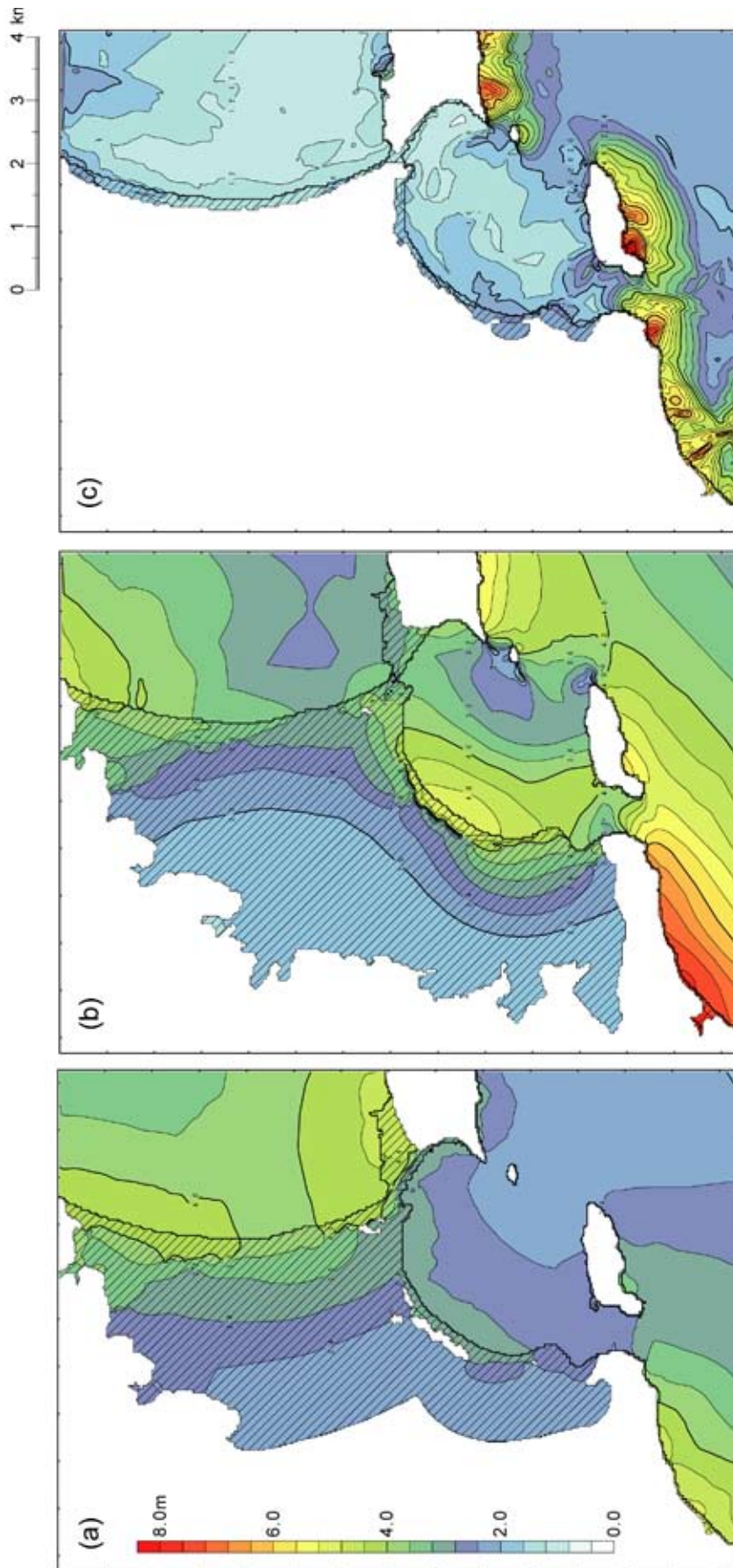


第13 図(b). 大樹町生花苗沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層の幅の影響).  
Fig. 13(b). Tsunami deposits and computed inundation areas around Oikamanai-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault width.

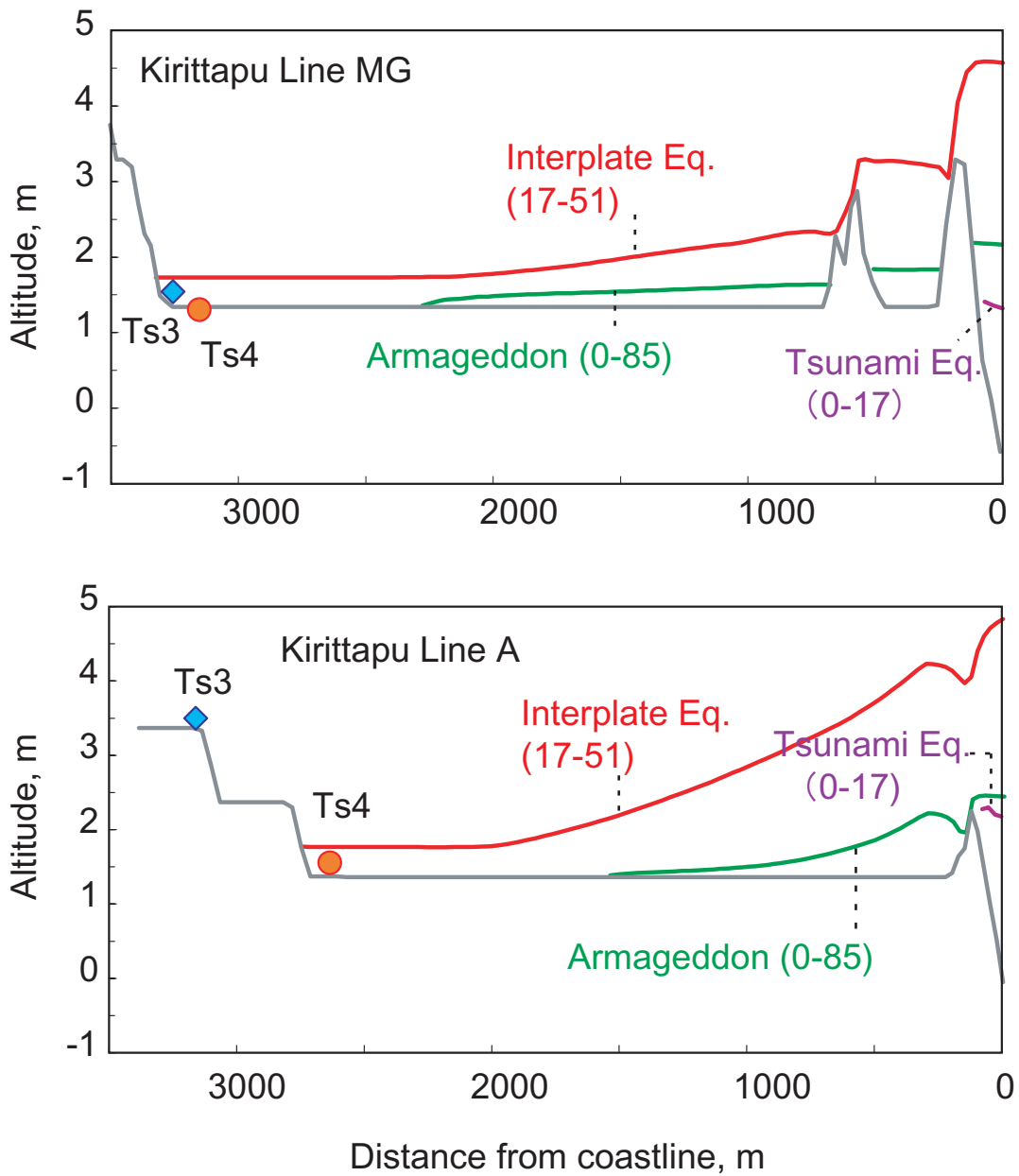


第13図(c). 大樹町生花苗沼における浸水域の比較 (17世紀の地震のモデル: 断層長さ, 走向, すべり量の影響)

Fig. 13(c). Tsunami deposits and computed inundation areas around Oikamanai-numa from hypothetical fault models for the 17th century earthquake: effects of fault length, strike and slip amount.

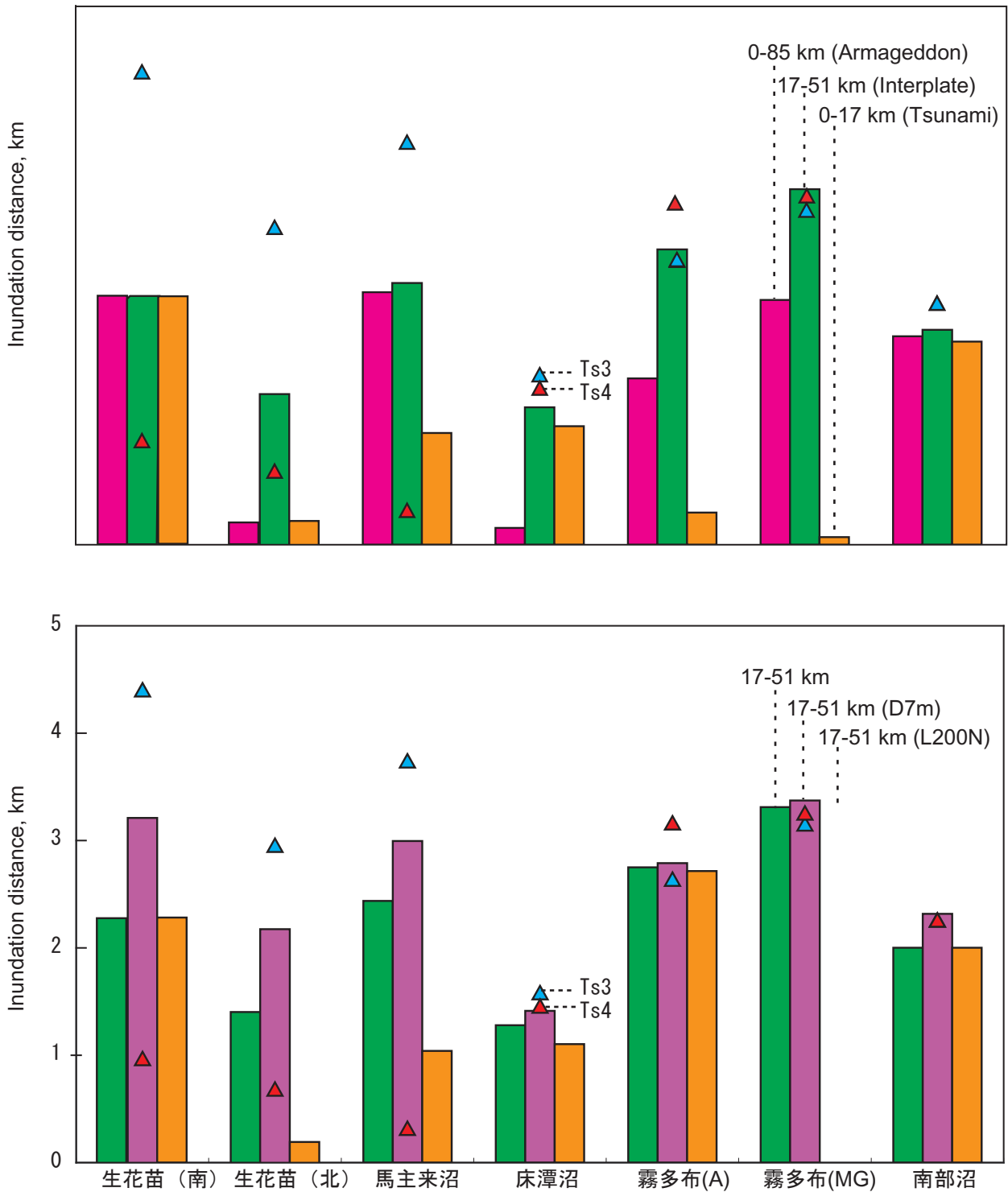


第14図. 霧多布湿原における最高水位分布. (a)アールマゲドドンモデル(0-85), (b)プレート間地震(17-51), (c)津波地震(0-17)による.  
 Fig. 14. Maximum water height in Kiritappu marsh. (a) Armageddon (0-85) model. (b) Interplate (17-51) model. (c) Tsunami earthquake (0-17) model.



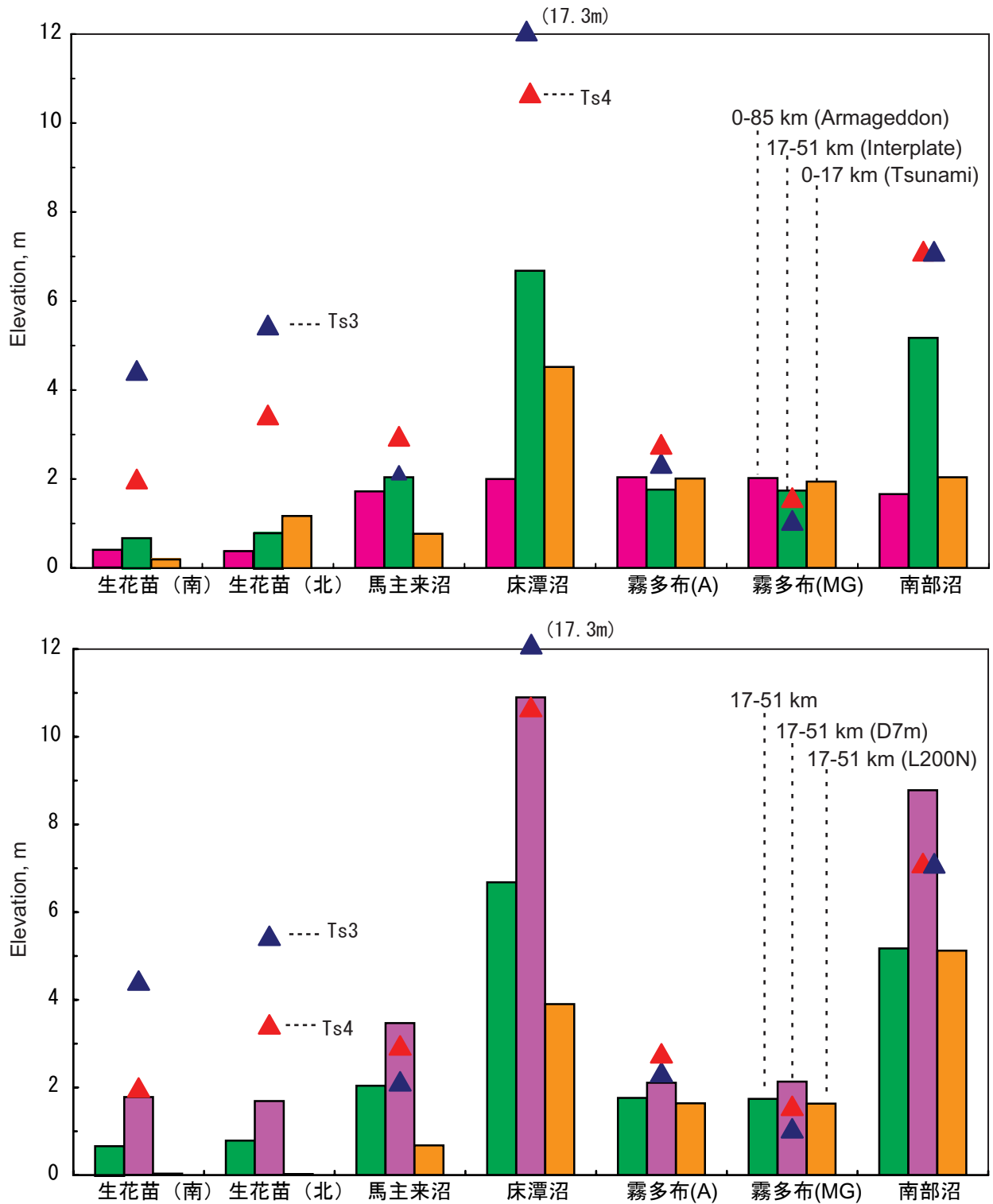
第15図. 霧多布湿原におけるMG測線(上)とA測線(下)沿いの地形・水位断面図. アルマゲドン地震(0-85), プレート間地震(17-51), 津波地震(0-17)による浸水断面と津波堆積物(Ts3, Ts4)の位置を比較.

Fig. 15. Profiles along two lines (MG and A) in Kirittapu marsh. Tsunami deposits (Ts3 and Ts4) are compared with water height profiles computed for Armageddon (0-85), interplate (17-51) and tsunami earthquake (0-17) source models.



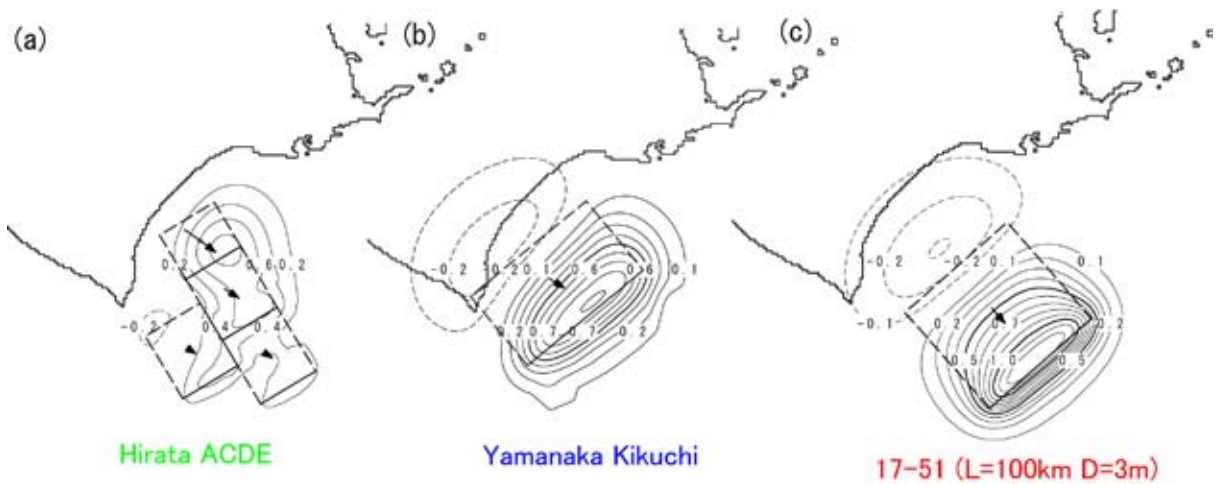
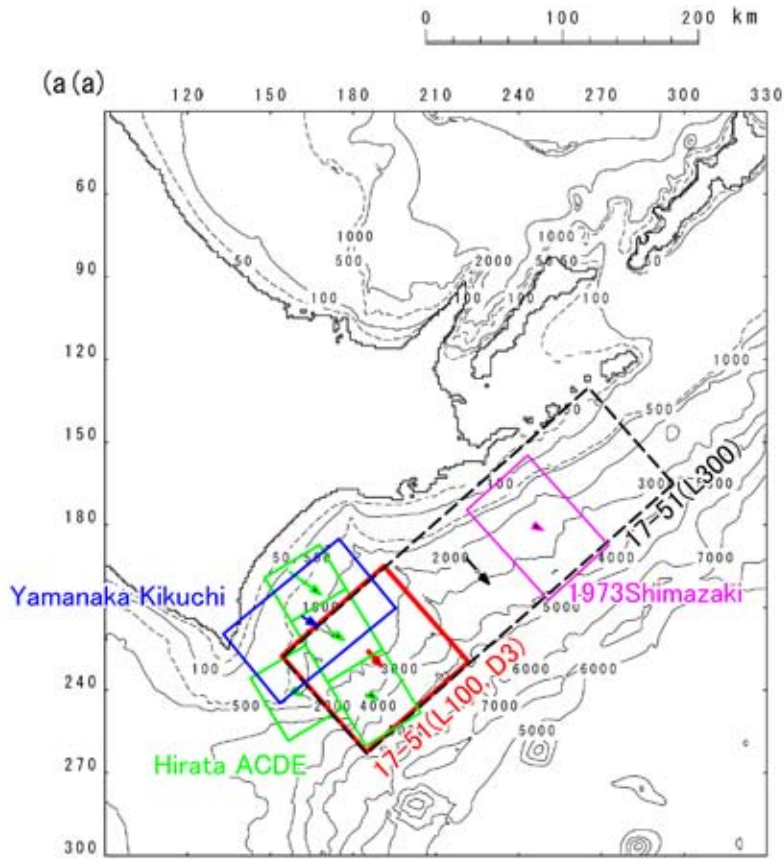
第16図(a). 5地域7測線における津波堆積物 (Ts3, Ts4)の海岸からの到達距離とシミュレーションによる浸水距離の比較. 上図は断層の幅による影響, 下図は断層の長さとしべり量の影響.

Fig. 16(a). Maximum inundation distance from coast line of tsunami deposits (Ts3 and Ts4) and simulation. Top: Effect of fault width (Armageddon, interplate and tsunami earthquakes). Bottom: Effects of fault length (300 km vs. 200 km on the Nemuro side) and slip amount (D 5m vs 7m).



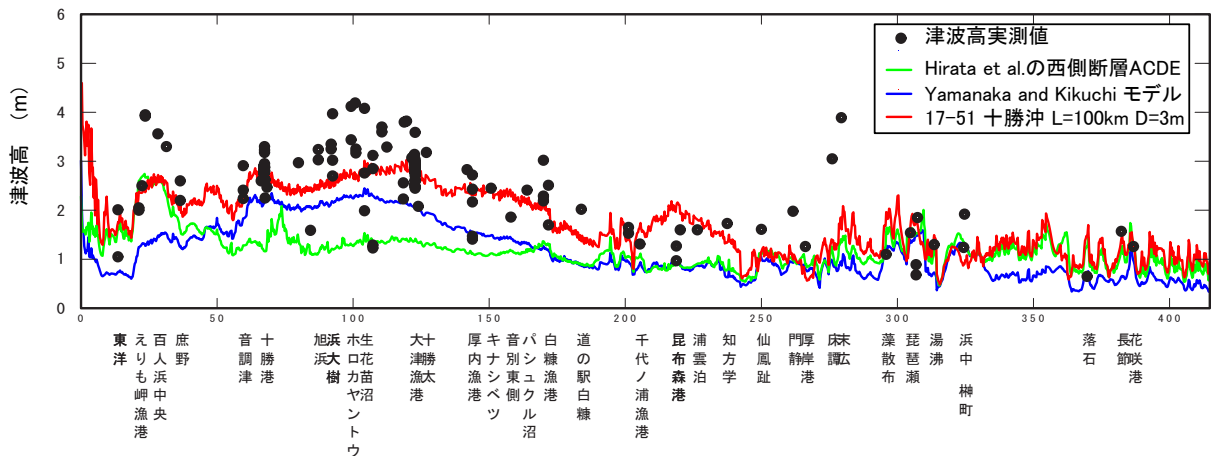
第16図(b). 5地域7測線における津波堆積物(Ts3, Ts4)の現地盤高とシミュレーションによる浸水先端の津波高の比較. 上図は断層の幅による影響, 下図は断層の長さとしべり量の影響. 津波堆積物の高さは現在の地盤高であり, 砂層自体の標高はこれよりも数十cm下になる.

Fig. 16(b). Elevation of tsunami deposits (Ts3 and Ts4) and water heights of simulation. Elevation of tsunami deposits refers to ground level, hence the actual deposits are a few tens of cm lower. Top: Effect of fault width (Armageddon, interplate and tsunami earthquakes). Bottom: Effects of fault length (300 km vs. 200 km on Nemuro side) and slip amount (D 5m vs 7m).



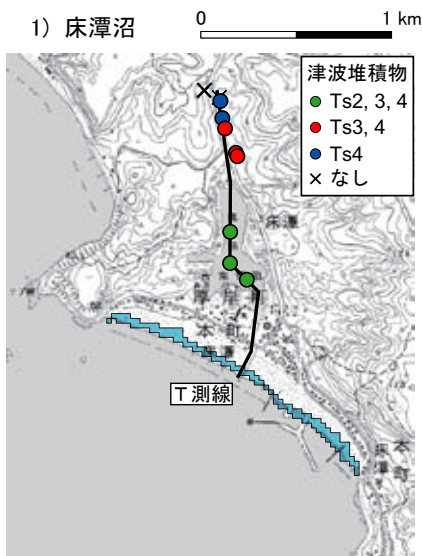
第A1図. 2003年十勝沖地震の断層モデル. (a)Hirata et al. (2003)の西側4ブロックのみ, (b)Yamanaka and Kikuchiモデル, (c)プレート間地震モデル (17-51 km) の西側100kmのみ (すべり量3m) .

Fig. A1. Preliminary fault models of the 2003 Tokachi-oki earthquake. (a) Western four blocks of Hirata et al.(2003), (b) Yamanaka and Kikuchi model, and (c) Interplate model modified from 17-51 (length: 100 km, slip 3m).



第A2図. 北海道沿岸における津波の高さ (Tanioka et al., 2003) と3つのモデルからの計算値. Yamanaka and KikuchiではL=90kmと記しているが, すべり分布図よりL=110kmとし, すべり量は平均D=2.6mを用いた.

Fig. A2. Measured tsunami heights along the Hokkaido coast from the 2003 Tokachi-oki earthquake (Tanioka et al., 2003) and simulated heights from the three models. For the Yamanaka and Kikuchi model, the fault length is assumed to be 110 km with the average slip of 2.6 m.



第A3図. 2003年十勝沖地震モデル(17-51km, 長さ100km, すべり3m)から計算した床潭沼, 馬主来沼, 生花苗沼における浸水域.  
Fig. A3. Tsunami deposits and inundation areas in Tokotan-numa, Pashukuru-numa and Oikamanai-numa, computed from an interplate (17-51) model with L=100 km and D=3 m.

