

17世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震

佐竹健治^{1)*}

¹⁾ 東京大学地震研究所

Great Earthquakes in the 17th Century along the Kuril and Japan Trenches

Kenji Satake^{1)*}

¹⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

Abstract

The 2011 Tohoku earthquake (M 9.0) was much larger than typical interplate earthquakes ($M < 8$) that occur repeatedly along the Japan Trench. Recent paleoseismological studies indicate that a similar giant earthquake occurred along the Kuril Trench off Hokkaido in the 17th century. Three volcanoes in southwest Hokkaido also erupted in the 17–18th century: Komagatake in 1640 and 1694, Usu in 1663, and Tarumai in 1667 and 1739. Geological evidence of the 17th century earthquake, such as sharp contact of peat and mud layers indicating sudden coastal uplift or a sand layer indicating tsunami inundation, was found beneath tephra layers from these volcanoes. Evidence of coastal uplift may solve a long-standing enigma of coastal movement: long-term uplift inferred from marine terraces versus recent subsidence recorded with tide gauges. Several fault models of the 17th century earthquake were proposed and tested with tsunami numerical simulations. They are: giant fault extending beneath coasts (85 km depth), multi-segment interplate earthquakes, and tsunami earthquakes near the trench axis. Comparison of simulated inundation areas with the distribution of tsunami deposits showed that the best model of the 17th century earthquake was a multi-segment interplate earthquake with $M_w = 8.5$, but this was modified recently to include a large slip near the trench axis, similar to the 2011 Tohoku earthquake, with $M_w = 8.8$. Older tsunami deposits prior to the 17th century were also found along the Pacific coast of Hokkaido. While the average recurrence interval is estimated to be roughly 500 years based on tephrochronology, recent studies of continuous geological samples show that the recurrence interval varies from 100 to 800 years based on radiocarbon ages. The three volcanoes in southwest Hokkaido belong to the Honshu arc rather than the Kuril arc, hence the earthquake related to these eruptions may be the one along the Japan Trench rather than the Kuril Trench. Along the Japan Trench in northern Tohoku region, the history of past tsunamis has been documented since the Keicho tsunami of 1611, which caused devastating tsunami damage, while no damage from ground shaking was recorded. If it was similar to the 1896 Sanriku tsunami earthquake, with the fault motion limited near the trench axis, it is unlikely that such a shallow slip would affect volcanic eruptions. The sources of the 17th century Hokkaido earthquake and the 1611 Keicho tsunami seem to be different, because fault models along the Kuril Trench off Hokkaido would produce a negligible tsunami on the Tohoku coast, and if the 1611 source extended along both the Japan and Kuril Trenches, such a giant fault would produce damaging ground shaking in Tohoku. Annual varves of lacustrine deposit in Harutori-ko (Kushiro) suggest that the 17th century earthquake occurred in 1636. For the relation between giant earthquakes and volcanic eruptions, the facts that large-scale (VEI = 5) eruptions occurred only in the 17th century, while giant earthquakes have recurred during the last several thousand years, have to be considered.

Keywords: great earthquakes, volcanic eruption, Kuril Trench, Japan Trench, tsunami

* e-mail: satake@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

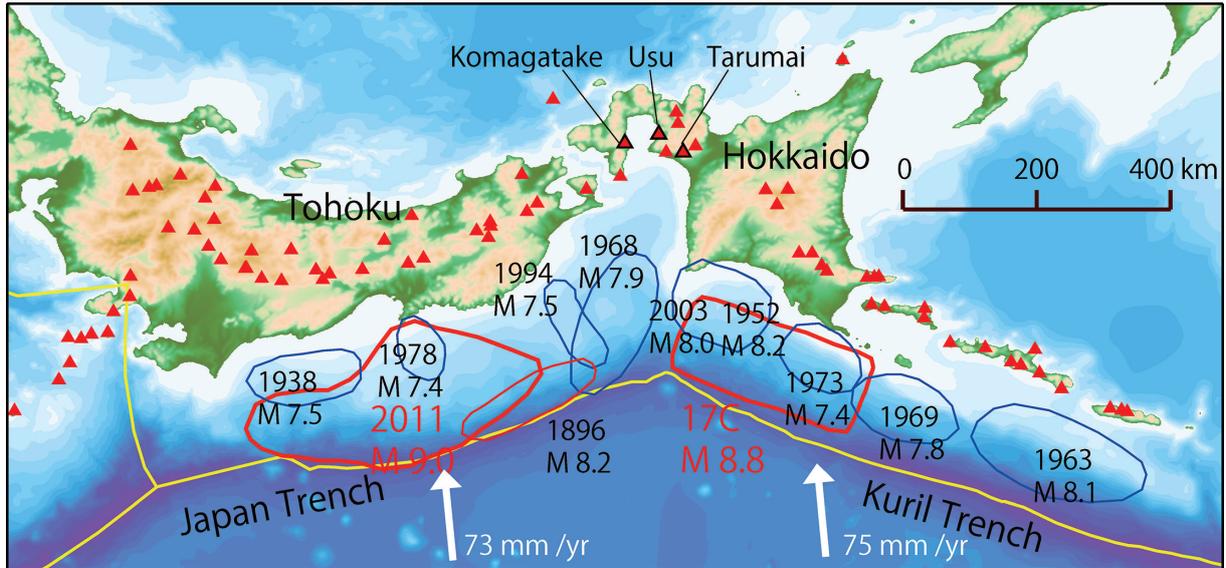


Fig. 1. Great earthquakes since the 20th century along the Kuril and Japan Trenches, with their occurrence year and magnitude. Red triangles are active volcanoes. White arrows indicate the relative motions of the Pacific and Okhotsk plates based on the REVEL model (Sella *et al.*, 2002).

1. はじめに

日本海溝・千島海溝では、太平洋プレートがオホーツクプレートまたは北米プレートに対して年間約7~8cmの速さで沈み込んでいる(図1)。この沈み込みに伴い、プレート間地震が発生し、また火山フロントより背弧側に活火山が並んでいる。千島海溝で20世紀以降に発生したプレート間地震は、東から、1963年択捉島沖地震(M8.1, Mw8.5)、1969年北海道東方沖地震(M7.8, Mw8.2)、1973年根室半島沖地震(M7.4, Mw7.8)、1952年十勝沖地震(M8.2, Mw8.1)、2003年十勝沖地震(M8.0, Mw8.3)である。日本海溝では、青森県東方沖で発生した1968年十勝沖地震(M7.9, Mw8.3)、1994年三陸はるか沖地震(M7.6, Mw7.8)、1978年宮城県沖地震(M7.4, Mw7.5)、1938年福島県沖で発生した群発地震(M7.3~7.4, Mw7.6~7.8)がある。このほかに、1896年に三陸沖の海溝軸付近で津波地震(M8.2, Mw8.1)が発生している。20世紀以降に発生したプレート間地震はいずれもM7~8クラスであったが、2011年東北地方太平洋沖地震はMw9.0と大きく、震源域も海溝軸方向に500km近くと大きかった。ここで、Mは気象庁および宇津(1999)によるマグニチュードを、Mwは地震波解析などに基づくモーメントマグニチュードを示す。

北海道における歴史記録は江戸時代後期以降しか残っていないため、それ以前に千島海溝沿いで発生した地震の履歴はよくわかっていない。最近約20年間の北海道太平洋岸における古地震調査から、17世紀に東北地方太

平洋沖地震と同様なM9クラスの地震が発生していたことが明らかになった。さらに、17世紀には、北海道南部の3火山が噴火したことも知られている。北海道駒ヶ岳は1640年および1694年に火砕流を伴う軽石噴火(VEIはそれぞれ5, 4)を、有珠山は1663年に最大級の爆発的噴火(VEI5)を、樽前山は1667年および1739年に降下火砕流を伴う噴火(ともにVEI5)をしている(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2017)。

本稿ではまず、北海道東部における歴史時代以降の津波高さなどに基づき、千島海溝における19世紀以降の大地震の震源域について整理する。次に、最近の沿岸での古地震調査を概観する。東北地方や北海道の太平洋岸では、測地学的時間スケールと地質学的時間スケールの海岸の上下変動が大きく異なることが知られているが、これを説明しようとする古地震学的調査がなされてきた。その結果、17世紀頃に海岸の隆起を示す結果が得られた。ほぼ同時に、17世紀に発生した巨大地震によるとされる津波堆積物が発見された。これらの17世紀に発生した巨大地震に関する調査結果をレビューし、次にその断層モデルに関する研究を紹介する。17世紀の巨大地震の断層モデルは、東北地方太平洋沖地震後に改訂された。さらに、似たような巨大地震が過去に繰り返してきたことを示す証拠ならびにその繰り返し間隔に関する研究を紹介する。最後に、1611年慶長地震や17世紀の北海道東部の地震と、17~18世紀に北海道南部で続発した火山噴火との関係について議論する。

2. 千島海溝における歴史時代の地震と津波

地震調査研究推進本部(2003)は、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」において、北海道太平洋岸の千島海溝を十勝沖と根室沖とに分け、十勝沖では1843年(M8.0)および1952年(M8.2)に、根室沖では1894年(M7.9)および1973年(M7.4)に同様な大地震が発生したとみなした。また、1952年十勝沖地震の震源域は、津波波形のインバージョン結果(Hirata *et al.*, 2003)に基づき、釧路海底谷東側の厚岸沖まで伸びており、1973年根室半島沖地震の震源域と接していたとした。そして、両地域(十勝沖, 根室沖)における30年間のM8クラスの地震の発生確率をそれぞれ60%程度, 20~30%と推定した。

この長期予測が公表された半年後の2003年9月26日に、十勝沖地震(M8.0)が発生したが、この震源域は、1952年の津波波源域よりも小さかった。Hirata *et al.* (2004)は津波波形の初動の走時から波源域を推定し、Tanioka *et al.* (2004b)は津波波形のインバージョンを行なって断層面上のすべり量分布を推定した。これらの結果は、2003年の波源域が1952年と異なり、釧路海底谷西側に限られることを示した。地震波解析や余震分布などから推定された震源域もほぼ釧路海底谷の西側に限られていた。そこで、地震調査研究推進本部(2004)では「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)」において、「十勝沖」の範囲を2003年十勝沖地震の震源域のみに限定し、1952年地震の波源域の一部である厚岸沖は「根室沖」と考え、両地域における30年間のM8クラスの地震の発生確率をそれぞれ0.02~0.5%程度, 30~40%と推定した。

1952年十勝沖地震について、2003年十勝沖地震の後に行われた余震分布の推定(Hamada and Suzuki, 2004)や地震波解析(Yamanaka and Kikuchi, 2003)からは、その震源域は2003年十勝沖地震と同様に、釧路海底谷よりも西側の十勝沖だけであったと指摘されている。ただし、2003年・1952年津波の遡上高の比較(Tanioka *et al.*, 2004a)や両方の津波記録を比較して行った津波波形インバージョン(Satake *et al.*, 2006)からは、1952年の津波波源域は、釧路海底谷東側の厚岸沖まで伸びていたことが再確認されている。図2の津波高の分布をみると、釧路以西では両津波の高さとほとんど同じだが、釧路~霧多布では1952年の方が大きいことがわかる。

1894年(明治29年)の地震については、羽鳥(1974a, b)が大森(1895)の報告に基づいて推定・図示しており、津波の高さは花咲1.5m, 厚岸2m, 釧路1mとしている(図2)。ところで、大森(1895)には以下のように記載されている。「各地の海水の高低差は四五尺(1.5m

以内)程度であった。釧路では満潮のときより二三間多く内に進み、厚岸では著しい潮の干満五回、ノシャブ灯台沖の諸島(齒舞諸島と推定されるが、色丹島かもしれない。国後島については別に記述あり)では津波のため家が破壊し、小児が溺死した。」これらの記載からは、釧路・厚岸・齒舞諸島と、東へ行くほど津波の高さが大きかったと判断され、1973年根室半島沖地震の津波の高さとよく似ている。なお、この地震による津波波形は鮎川の検潮所で記録されており、1973年根室半島沖地震によるものよりも周期が長い。これらの波形の比較ならびにシミュレーションに基づくと、1894年地震の断層の長さは200km程度であり、厚岸沖まで伸びていたと推定されている(Tanioka *et al.*, 2007; Hirata *et al.*, 2009)。

1843年(天保十四年)の地震については、松前藩の『松前家記』や厚岸国泰寺の『日鑑記』に北海道東部各地の地震・津波被害が記載されている。羽鳥(1984)はこれらに基づき、津波の高さを根室で1m以下、厚岸で4~5m, 仙鳳趾で5~6m, 白糠で3~3.5mと推定した。都司ほか(2014)はこれとは独立に、根室で1.9m, 花咲で7.1m, 浜中町幌戸で5.2mなどと推定した。推定値にやや差があるものの、厚岸湾を中心とする波高分布は1952年十勝沖地震とよく似ており、さらに東側では1973年根室半島沖地震のものとも似ている(図2)。

これらの歴史地震の津波の高さを比較すると、次のような特徴がある。2003年十勝沖地震は十勝海岸で大きく、釧路以東では小さい。1952年十勝沖地震は十勝海岸では2003年とよく似ているが、釧路以東の厚岸湾周辺では2003年より大きい。1973年根室半島沖地震は釧路・厚岸・霧多布と東へ向かって大きくなる。1894年地震についても、同様である。1843年は厚岸湾周辺で1952年と同程度に大きく、さらに東側でも大きい。

これらの津波高さ分布や波形の解析から、千島海溝沿いを十勝沖(釧路海底谷以西), 厚岸沖, 根室沖と分けると、19世紀以降の津波波源域は以下のように推定される。2003年十勝沖地震の波源域は十勝沖のみ、1973年根室半島沖地震は根室沖, 1952年十勝沖地震は十勝沖および厚岸沖, 1894年地震は根室沖および厚岸沖であったことが波形解析からほぼ確実である。1843年地震については、厚岸沖を中心に、根室沖まで伸びていたと考えられる。さらに、震度分布(地震調査研究推進本部, 2004)は1952年十勝沖地震と似ていることから、津波波源域は十勝沖まで伸びていた可能性もある。

このように、厚岸沖は、ある時は十勝沖とともに、ある時は根室沖とともに破壊されているようである。厚岸沖は、十勝沖と根室沖の境界領域ということもできる。

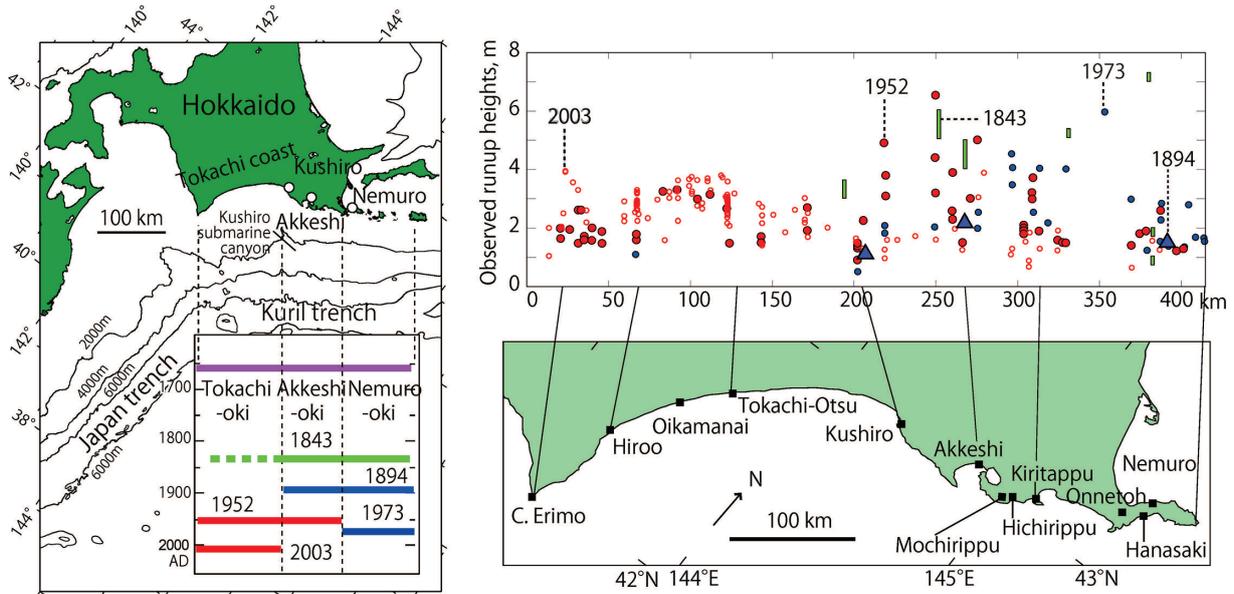


Fig. 2. (Right) Measured tsunami heights along the Pacific coast of eastern Hokkaido for earthquakes occurring in the 19th to 21st centuries: the 2003 Tokachi-oki earthquake (Tanioka *et al.*, 2004a), the 1952 Tokachi-oki earthquake (Central Meteorological Agency, 1953; Kusunoki and Asada, 1954), the 1973 Nemuro-oki earthquake (Japan Meteorological Agency, 1974), the 1894 earthquake (Hatori, 1974 a, b) and the 1843 earthquake (Hatori, 1984; Tsuji *et al.*, 2014). Locations of paleo-tsunami and paleo-earthquake studies are also shown. (Left) Source regions inferred from distribution of tsunami heights, waveform modeling, and seismic intensity distribution.

従来は、沈み込み帯は十勝沖・根室沖と明確なセグメントに分かれ、そこで一定の間隔で同様な規模の地震（固有地震）が繰り返すと考えられていたが、繰り返す地震には多様性があることが、千島海溝以外でも明らかとなってきた (Satake and Atwater, 2007; Satake, 2015). Okamura *et al.* (2008) は、1952年と2003年十勝沖地震の震源域・波源域を同海域の地質構造と比較し、厚岸沖海溝軸近くの津波波源は、より陸側における震源での破壊によって誘発されたものであると解釈している。

3. 古地震調査結果のレビュー

3.1 海岸変動のなぞ

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しているのに対して、測地学的時間スケールでは沈降しており、正反対の海水準変動を示す。北海道東部の太平洋岸には海岸段丘が発達しており（図3）、過去十万年間で、海岸（陸地）は0.1~0.4 mm/年程度の速度で隆起したことを示す (Okumura, 1996; 小池・町田, 2001)。

ところが、釧路や根室（花咲）の検潮記録によれば、明治以降8~9 mm/年の割合で海岸が沈降しており、明治以降の約100年間に約1 m沈降した (Kato, 1983; 海岸昇降検知センター, 1996)。このことは海岸付近で湿地における立ち枯れの樹木や切り株などにも表れている（図

3）。これらの通常時の沈降に加えて、大地震の際にも沈降している。1973年根室半島沖地震の際には、花咲検潮所で、7 cm程度の沈降が記録された (Shimazaki, 1974; Ozawa *et al.* 1997)。その後、わずかに隆起したが、地震時の沈降量を回復するものではなく、地震後約2年で元の沈降傾向に復帰した (Kasahara and Kato, 1980)。

同様の測地学的時間スケールと地質学的時間スケールの地殻変動の相違は、東北地方でも知られている (池田, 1996)。過去百年間の測地学観測に基づく歪速度はおよそ 10^{-7} /yr のオーダーであるのに対し、活断層の平均すべり速度や地層の変形量にもとづく地質学的な時間スケールでは 10^{-8} /yr と1桁小さい。池田 (1996) は日本海溝において繰り返し発生する巨大地震によって測地学的な歪は解放され、その結果、長期的には地質学的な歪速度に近くなると考えた。海岸の隆起についても北海道と同様に長期的にはわずかな隆起傾向を、短期的には沈降傾向を示していた。2011年東北地方太平洋沖地震の際、東北地方の太平洋岸は最大1 m沈下した。その後は余効変動により隆起に転じたが、その隆起速度は低下してきており、地震から5年以上たっても地震時の沈降量には達していない (国土地理院, 2016)。過去百年間で沿岸を隆起させたのは、東北地方太平洋沖地震の余効変動のみである。

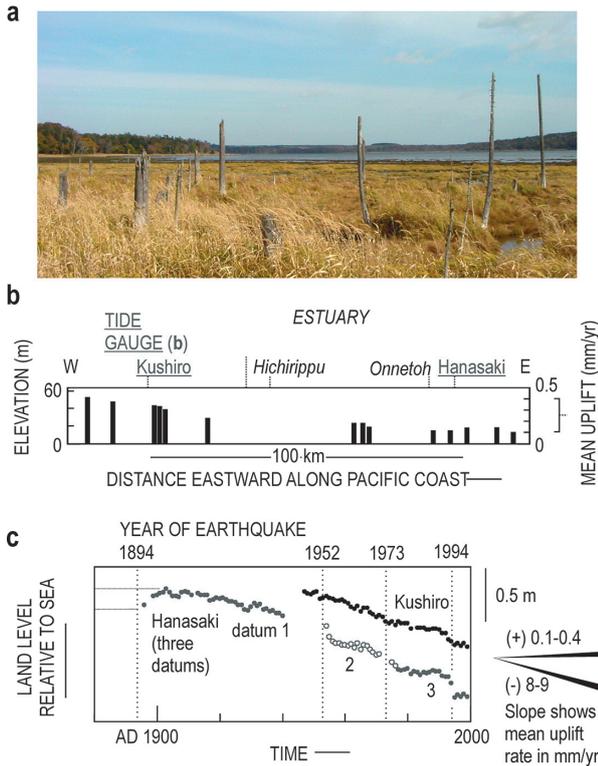


Fig. 3. Evidence of opposing land-level changes on geological and geodetic time scales in eastern Hokkaido (Atwater *et al.*, 2004). (a) View at Onnetoh (see Figure 2 for location), showing trees in the marsh killed by recent submergence and Pleistocene terrace at the back indicating long-term uplift. (b) Heights and uplift rates of Pleistocene (~125 ka) marine terrace, based on Okumura (1996). (c) Land levels based on tide gauges at Hanasaki and Kushiro (Coastal Movements Data Center, 1996 updated with Japan Meteorological Agency data).

3.2 17 世紀に発生した海岸の隆起

北海道東部太平洋沿岸域における完新世の海水準変動は、沖積低地の層序変化や珪藻分析から調べられてきた。その結果、厚岸から根室にかけての海跡湖や沿岸湿地では、過去 3000 年間に 3 回の海水準の低下が繰り返されたことが明らかにされている (澤井, 2007)。こうした海水準の変化は海岸の隆起によるものと考えられ、最近の隆起イベントは 17 世紀に発生したとされている (Atwater *et al.*, 2004)。

17 世紀の隆起イベントの証拠の一つとして、厚岸湖周辺や火散布沼 (位置は図 2 を参照) の露頭で観察される層相変化がある。これらの地域の泥炭層には、海中で堆積した泥層と陸上で堆積した泥炭層が明瞭に接している地質境界があり (図 4)、海岸隆起に伴う環境変化を記録していると考えられている。また、この境界付近に含まれる火山灰層から、隆起イベントの発生年代を推定

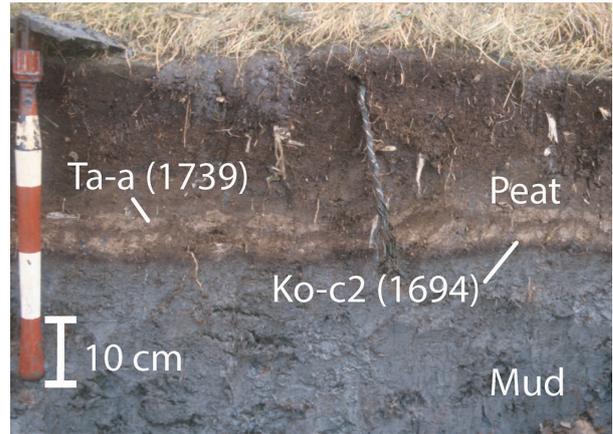


Fig. 4. Geological evidence of 17th century coastal uplift (Atwater *et al.*, 2004). Sudden transition from mud to peat layers at Hichirippu (see Figure 2 for location). Two tephra layers are from Komagatake volcano in 1694 and the Tarumai volcano 1739.

することができる。鍵層として利用した火山灰層は、以下のとおりである。地表下 20~45 cm 程度では、Ta-a (樽前山起源, 1739 年) と Ko-c2 (駒ヶ岳起源, 1694 年)、場所によってはさらに Ta-b (樽前山起源, 1667 年) が観察され、これらは 17 世紀の時間面を示す (古川ほか, 1997)。厚岸湖の東岸において得られた地表から地下数 m までの地層断面では、泥層と泥炭層との境界が現在の地表下約 1 m 付近、17 世紀の火山灰層の直下で追跡できた (Atwater *et al.*, 2004)。さらに、珪藻分析によって、泥炭層からは淡水種が、下位の泥層からは汽水種が多く確認され、この層序変化が海岸変動によることを裏付けた。これらの観察事実から、海岸の隆起は 17 世紀の後半に発生したと、その隆起量は 0.5~1 m 程度であることがわかった。

厚岸湖や火散布沼では、17 世紀の隆起と次節で紹介する津波堆積物との関係は明らかでなかったが、藻散布沼では、隆起を示す層序の変化と津波堆積物が同時に発見され、これらの関係が明らかになった (Sawai *et al.*, 2004)。藻散布沼では、下位から、無機質粘土層、砂層、火山灰混じり泥炭層が明瞭に観察された (図 5)。砂層は、多くの海生生物 (放散虫, 海生珪藻, 海綿) を含み、湾口部から奥に向けて層厚が減少し、上方細粒化が認められることから津波堆積物であると考えられる。この砂層の上部には層厚数ミリ~数センチの無機質粘土層が分布し、さらにその上位に泥炭層が観察された。泥炭層中の火山灰層は、Ta-a, Ta-b, Ko-c2 である。これらの層序境界付近での珪藻分析から、海水面変動を復元すると、津波堆積物より下位の泥層では海面の上昇 (海岸の沈降)

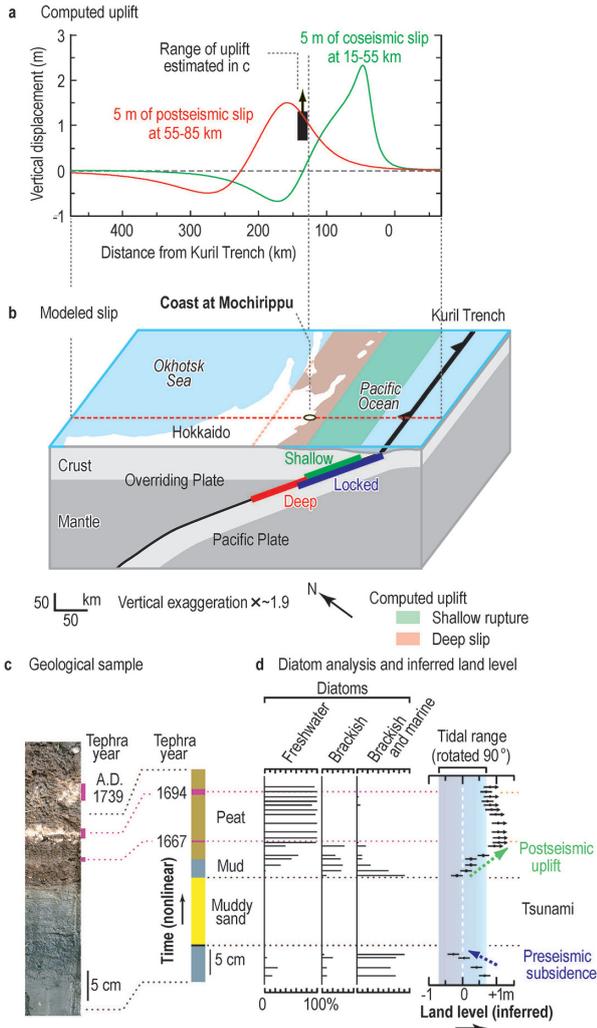


Fig. 5. Model of 17th century uplift in eastern Hokkaido (Sawai *et al.*, 2004). (a) Uplift and subsidence computed from fault models shown in (b). Green is for interplate earthquake model (depth: 15–55 km), red is for deeper (55–85 km) postseismic slip. (b) Locations of faults. (c) Geological sample obtained at Mochirippu (see Figure 2 for location). From bottom to top, mud, sand, mud, and peat layers with three tephra layers. (d) Diatom analysis (relative frequencies of freshwater, brackish, and marine species) and inferred land levels above mean sea level.

が、津波堆積物より上位の泥層・泥炭層では、海面の低下（陸地の隆起）したことが示された。このことから、本地域は、17世紀の地震によって津波堆積物が運ばれた後、数十年程度の時間をかけてゆっくりと隆起したと解釈された。すなわち、17世紀の隆起は巨大地震に伴うものではなく、その余効変動によって海岸隆起が引き起こされたことを示している。海岸付近を隆起するためには、その直下で断層運動が発生する必要がある（図5）。一方、北海道東部の海岸付近でのプレート上面の深さは

70 km 程度であることから、17世紀の地震によって破壊した断層面のさらに深部で余効変動が発生したと解釈された。

この17世紀の海岸隆起の証拠は、釧路～根室間（約100 km）で広く確認され、似たような隆起イベントが過去2800年間に6回程度発生したことも明らかとなった（Kelsey *et al.*, 2006）。繰り返す隆起イベントの平均間隔は約500年であり、次節で述べる津波堆積物の間隔と似ていることから、それらの原因は、共通であることが示唆された。

3.3 17世紀に発生した巨大な津波の堆積物

1990年代後半から日本でも津波堆積物の調査や研究が盛んに行われるようになった。中でも、北海道東部の太平洋岸は、沿岸部に湿原や湖沼があり人工改変も進んでいないことから、津波堆積物の調査には適しており、主に北海道大学のグループ（平川ほか, 2000; 西村ほか, 2000）および地質調査所・産総研のグループ（七山ほか, 2000; Nanayama *et al.*, 2003, 2007）によって調査が行われてきた。北海道における津波堆積物調査の既往研究については、清水（2013）が詳細なレビューをしている。

北海道浜中町の霧多布湿原は、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（図6a）。ここで湿原の泥炭層の中に火山灰層とともに何枚もの砂層が挟まっているのが発見された（図6b）。このうち、17世紀の火山灰 Ta-a および Ko-c2 の直下の砂層は、1952年や1960年の津波浸水域よりもずっと内陸まで、海岸線から3 km以上の湿原の縁まで達していた（図6a）。海岸から内陸へ向けて設定した測線上で、これらの砂層や火山灰層を調べると、17世紀の火山灰 Ta-a および Ko-c2 と10世紀頃の B-Tm（白頭山起源）および Ma-b（摩周湖起源）との間に2枚の砂層が、その下位では Ta-c2（樽前山起源、約2500年前）との間に最大4枚の砂層が、さらに下位にも数枚の砂層が発見された（七山ほか, 2000; Nanayama *et al.*, 2003, 2007）。17世紀の火山灰の上位には、このように内陸まで達した砂層は見つかっていない。珪藻分析（図6c）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。

霧多布以外にも、北海道太平洋沿岸の湿原や湖沼（南部沼、床潭沼、馬主来沼、生花苗沼など）においても、17世紀の火山灰（Ta-a, Ko-c2）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

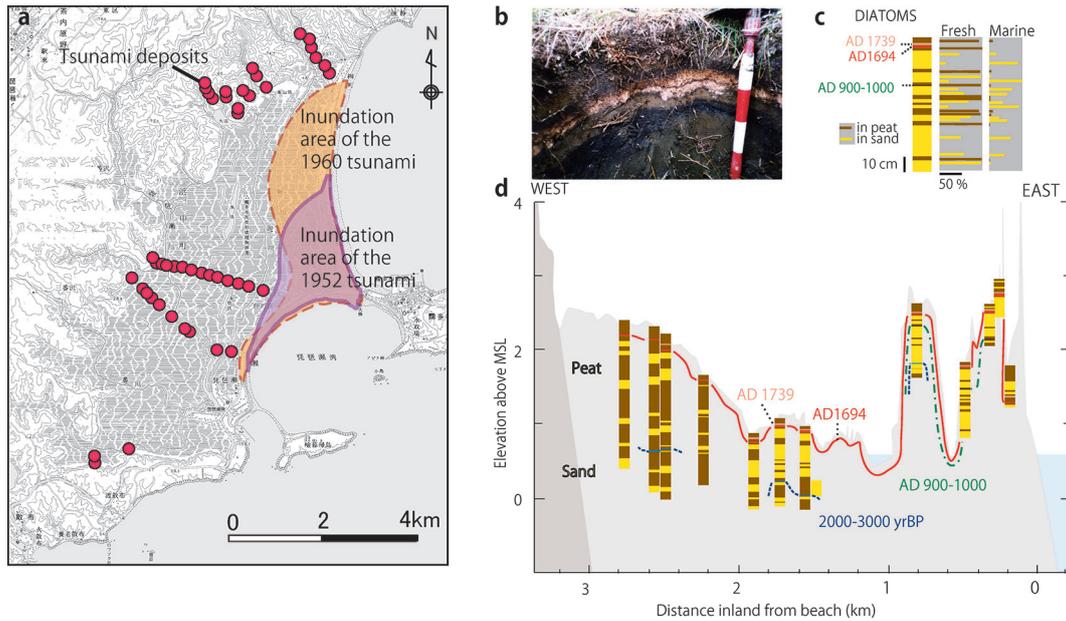
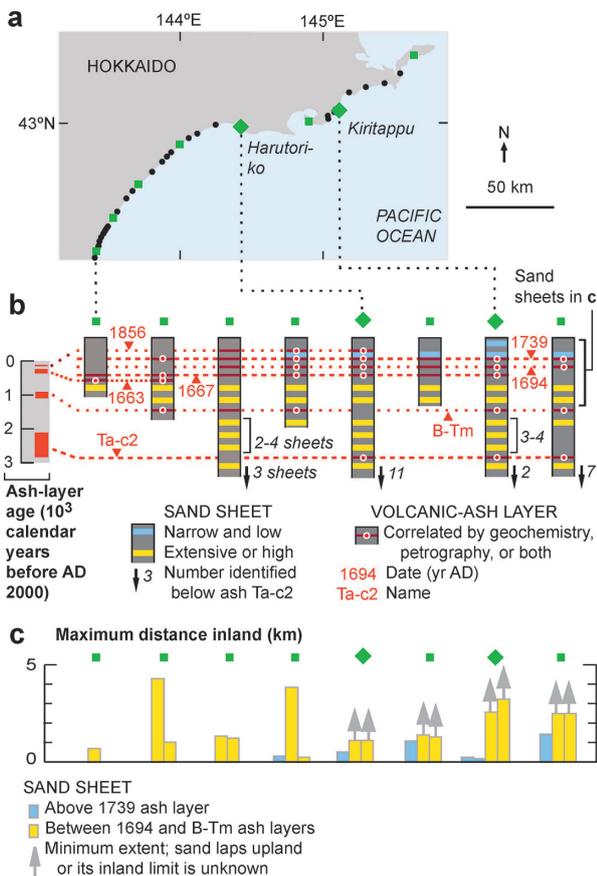


Fig. 6. Tsunami deposits at Kiritappu marsh (Nanayama *et al.*, 2003). (a) Location map. Tsunami inundation area of the 1952 Tokachi-oki and 1960 Chile earthquakes and location of the 17th century tsunamis. (b) Photograph of tsunami sand layer (black) in the peat layer. Two tephra layers are from Komagatake volcano in 1694 and Tarumai volcano 1739. (c) Stratigraphy (yellow is sand layer and brown is peat layer) and diatom analysis of a core. (d) Stratigraphy and correlation, based on tephra layers, of cores along a transect.



発見され、海岸から数 km まで追跡された (図 7, 七山ほか, 2001; Nanayama *et al.*, 2003). 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のみに限られている。火山灰との層序関係から、Ts3 は 17 世紀, Ts4 はおよそ 13 世紀頃の津波による堆積物と考えられる。また、Ts3 と Ts4 の海岸からの到達距離は、霧多布付近を境に、根室側では Ts4 が相対的に大きく、十勝側では Ts3 が相対的に大きい (七山ほか, 2002)。

さらに、釧路市春採湖底の柱状試料からも、過去 7500 年間に 15 枚程度の津波堆積物が見出された (Nanayama *et al.*, 2003)。これらは、霧多布や根室・十勝海岸の湿原や湖沼で発見された津波堆積物に対応すると考えられる。春採湖のコアについては、17 世紀の津波堆積物と 1667 年火山灰 (Ta-b) の間に 31 枚のラミナセットが見

Fig. 7. Tsunami deposits found along the Pacific coast of Hokkaido (Nanayama *et al.*, 2003). (a) Location map. (b) Stratigraphy. Red are tephra layers. Blue and yellow are sand layers above and below the 17th century tephra layers, indicating ordinary and extraordinary tsunamis, respectively. (c) Maximum distance of the above sand layers from the coast. Post 17th century tsunami deposits are located only around the coastline, but those in 17th century and earlier can be traced a few kilometers from the coast.

Table 1. List of tsunamis that affected Sanriku coast in Edo-era (1603-1867)

Date	Japanese Calendar	Source and eq. magnitude	m	M_t
1611/12/2	慶長十六年十月二十八日	Sanriku tsunami earthquake, M 8.1	4	8.4
1616/09/09	元和二年七月二十八日	Miyagi-oki, M7.0	1	
1677/04/13	延宝五年三月十二日	Aomori-oki, M 7.9	2	7.7
1687/10/22 *	貞享四年九月十七日	Peru off Callao, M ~ 8	3	
1700/01/27 *	元禄十二年十二月八日	Cascadia, M ~ 9.0	3~4	
1717/05/13	享保二年四月三日	Miyagi-oki, M7.5	1	
1730/07/09 *	享保十五年五月二十五日	Chile, off Valparaiso, M~ 8.7	4	
1751/05/26 *	宝暦元年五月二日	Chile, Concepcion, M ~ 8.5	3	
1763/01/29	宝暦十二年十二月十六日	Aomori-oki, M 7.4	2	
1763/03/11	宝暦十三年一月二十七日	Off Hachinohe, M 7.3	1	7.9
1793/02/17	寛政五年一月七日	Miyagi-oki, M 8.2	2	7.6
1835/07/20	天保六年六月二十五日	Miyagi-oki, M7.0	1~2	
1837/11/09 *	天保八年十月十二日	Chile, Concepcion, M ~ 8.0	3	
1843/04/25	天保十四年三月二十六日	Kuri Trench, M~8.0	2	8
1856/08/23	安政三年七月二十三日	Aomori-oki, M7.5	2	7.6
1861/10/21	文久元年九月十八日	Miyagi-oki, M 7.3	1	

* are trans-Pacific tsunamis for which the arrival dates on Japan are shown. m is tsunami magnitude by Iida-Hatori, and M_t is tsunami magnitude by Abe (1999), based on Watanabe (1998).

られ、これが年縞であるとする、津波堆積物は1636年に堆積した、という報告がある(石川ほか, 2012)。

平川ほか(2000, 2005)は、主に海岸段丘上や段丘崖の津波堆積物を調べた。彼らも火山灰層を鍵層として年代を推定しており、17世紀の津波堆積物について、段丘の高さから、沿岸での津波高さが推定されている。その結果、17世紀の津波について、十勝海岸では10m以上(最大は20m)の津波高が、根室でも10mの津波高が推定されている。ただし、3.1で述べたように、北海道太平洋岸は過去100年間に1m程度沈降しており、現在の標高と17世紀の標高の関係は不明である。

北海道の中央部でも、北海道地質研究所が中心となって津波堆積物調査が実施され、胆振海岸の約20kmにわたって内陸1~2kmまで津波堆積物が分布していること、それらはUs-bテフラ(有珠山起源, 1663年)の直下にあり、17世紀に発生した津波を示すことがわかった(高清水ほか, 2007)。この津波が、道東における17世紀津波と同じ波源によるのか、1640年駒ヶ岳噴火に伴う津波なのか、あるいはそのどちらでもない津波なのかについては、まだ明らかになっていない。

3.4 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。厚岸国泰寺の『日鑑記』には江戸時代後期の1816~1861年に合計70件の有感地震が記録さ

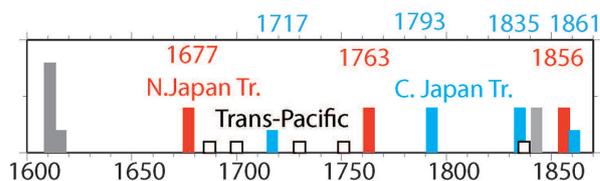


Fig. 8. Tsunamis recorded on Sanriku coast, based on Table 1. Bar length is proportional to tsunami magnitude scale m except for trans-Pacific tsunamis.

れているのみである。一方で、東北地方では、幾つかの藩日記に江戸時代前半からの地震が連続的に記録されている(Satake, 2004)。八戸では『八戸藩日記』、『御用人所日記』、『遠山家日記』が1665~1869年に、盛岡では『盛岡藩雑書』、『北可継日記』が1644~1796年にほぼ連続的に有感地震を記録している。また、沿岸部でもたとえば宮古市津軽石の盛合家『日記書留帳』などに地震や津波の記録が残っている。

これらの歴史文書に基づいて三陸地方を襲った津波を整理すると、全部で16回知られている(渡辺, 1998)。表1および図8にこれらを示す。このうち、1687年、1700年、1730年、1751年、1837年の5回の津波は南米・北米の地震による遠地津波である。残り11回のうち、1677年、1763年1月、1856年の3回は青森県東方沖地震によるもの、1717年、1793年、1835年及び1861年の4回の

津波は宮城沖地震によるものである。また、1611年慶長地震は津波規模階級が $m=4$ と最大級のものであるが、地震動による被害は記録されておらず、1896年明治三陸津波と同様な津波地震によるものと考えられている(都司・上田, 1995; 宇佐美ほか, 2013)。1616年は渡辺(1998)によれば宮城沖とされている。1843年は千島海溝の地震によるものである。1763年3月の津波について、都司・上田(1995)は1763年1月の青森県東方沖地震の余震とみなしている。このように、三陸で記録されている16回の津波はすべてその起源がわかっており、1843年を除いて、千島海溝で発生した地震によるものはない。したがって、千島海溝で発生した17世紀の津波は、三陸海岸には津波の被害をもたらさない程度であったと考えられる。

1611年の慶長地震による地震や津波については、多くの歴史記録が残っている(都司・上田, 1995; 渡辺, 1998; 宇佐美ほか, 2013; 蝦名, 2014)。それらによると、慶長十六年十月二十八日(1611年12月2日)の午前中に三陸沿岸から江戸にかけて数回の地震が感じられた。地震による被害は全く記録されていないが、津波は三陸沿岸から仙台平野・福島県に大きな被害をもたらした。伊達政宗領内で津波による死者は1783人、南部・津軽で人馬死3000余、相馬領でも死者700人などとされ、2011年東北地方太平洋沖地震による津波と同程度の大きな津波であったようである。この慶長地震については、地震動による被害がないことから、1896年三陸津波地震と同様な津波地震であるとされてきたが(地震調査研究推進本部, 2011)、2011年東北地方太平洋沖地震との相似性もあったようである。

4. 17世紀の巨大地震像

3節でみたように、古地震調査結果に基づく17世紀の巨大地震・津波の特徴は、以下のようにまとめられる。

(1) 根室～十勝の約200kmの沿岸で、20世紀の地震よりも遡上距離の大きい(数km)津波が発生した、(2) 根室～釧路の約100kmで急激な海岸の隆起(0.5～1m)が発生した、(3) これに対応する津波被害は東北地方では知られていない、(4) 同様な現象は、約500年間隔で繰り返し発生してきた。本節では、これらの観測事実に基づく17世紀地震の断層モデルについて述べる。

4.1 断層モデル

17世紀の地震の断層モデルとして、Nanayama *et al.* (2003) および Satake *et al.* (2007) は、(1) 大規模断層地震、(2) 複数セグメントプレート間地震、(3) 津波地震、の3つのモデルについて検討した。さらに、Ioki

and Tanioka (2016) は、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、(4) プレート間地震と津波地震の同時発生モデルを考えた。以下、これらのモデルについて述べる。

(1) 大規模断層地震

3.1で述べたように、地質学的・測地学的時間スケールでの海岸の上下変動を説明するために、池田(1996)は海岸の隆起を伴う断層モデルを提案した。これを参考にして、海溝(深さ0km)から北海道内陸の深さ85kmまで延びる大規模断層(幅250km)を考えた。太平洋側の海岸付近では、沈み込んだプレート上面の深さはおよそ70kmであり(Suzuki and Kasahara, 1996)、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; Suwa *et al.*, 2006)。断層長さを300km、すべり量を5mとすると、このモデルのモーメントマグニチュードは $M_w=8.7$ となる。

(2) 複数セグメントのプレート間地震

通常のプレート間地震の発生域は、深さ10～40km程度であり、これは温度・圧力条件によって規制される(Tichelaar and Ruff, 1993; Hyndman *et al.*, 1997; Satake and Tanioka, 1999)。このような通常のプレート間地震では、17世紀およびそれ以前の異常な津波を説明できない。そこで、複数セグメントにまたがるプレート間地震を考えた。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、長さ300kmの領域を震源とするものである。断層面がプレート面上の深さ17kmから51kmまで延びるとすると、断層幅は100kmとなる。十勝沖と根室沖のすべり量とともに5mとするモデル(T5N5モデル)と、津波堆積物の分布と合わせるように、すべり量が十勝沖で10m、根室沖で5mとしたモデル(T10N5モデル)とについて考えた。これらのモデルのモーメントマグニチュードはともに $M_w=8.5$ となる。

(3) 津波地震

地震動が小さい割に大きな津波を発生する地震として、1896年明治三陸地震のような津波地震が知られている。1611年慶長地震も三陸沖の津波地震であったと考えられている(地震調査研究推進本部, 2011)。明治三陸地震は、津波波形の解析から、幅50km、すべり5.7mの断層運動による(Tanioka and Satake, 1996)とされた。これらを参考にして、断層の長さ300km、海溝付近(深さ0km)から深さ17kmまで達する幅50kmの断層上で、5mのすべりを仮定すると、このモデルのモーメントマグニチュードは $M_w=8.3$ となる。

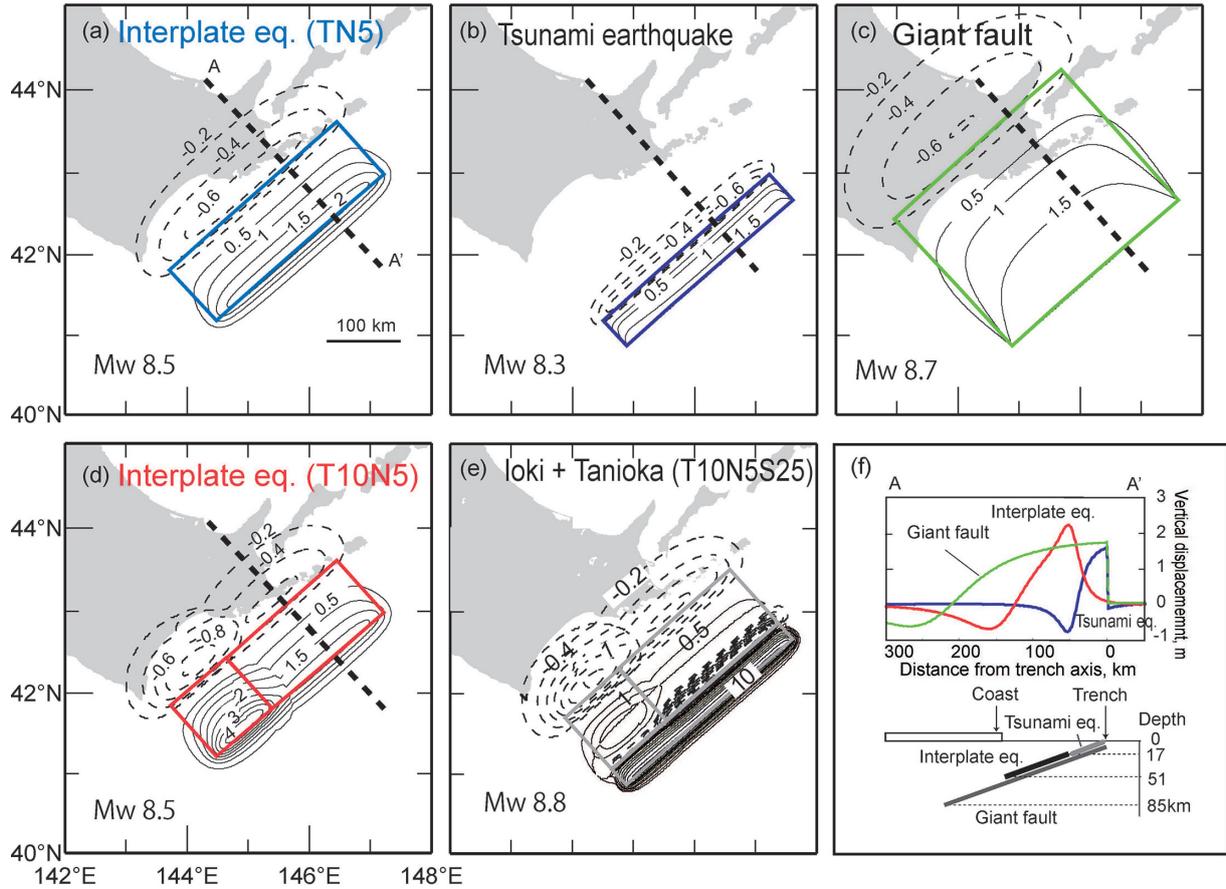


Fig. 9. Fault models and crustal deformation due to faulting (Satake *et al.*, 2008; Ioki and Tanioka, 2016). (a) Interplate fault model with uniform 5 m slip (TN5), (b) tsunami earthquake model, (c) giant fault, (d) multi-segment interplate fault with 10 m off Tokachi and 5 m off Nemuro, (e) Ioki and Tanioka model (10 m off Tokachi, 5 m off Nemuro, and 25 m near the trench axis). Contours indicate uplift (solid lines) and subsidence (dashed lines). (f) vertical movements along cross section A-A' shown in (a)-(d).

(4) プレート間地震と津波地震の同時発生

2011 年以前は、通常のプレート間地震（断層面の深さ 10~40 km 程度）と津波地震（0~10 km 程度）が同時に発生した例は知られていなかった。2011 年東北地方太平洋沖地震はプレート間地震であったが、海溝軸付近では 50 m 以上のすべりが発生し、津波地震的な側面も持っていた (Satake *et al.*, 2013)。そこで、Ioki and Tanioka (2016) は、Satake *et al.* (2008) のモデル (T10N5) に津波地震（すべり量 25 m）モデルを追加したものを提案した。

4.2 断層モデルによる地殻変動と津波

4.1 で述べた 5 つの断層モデルによる、地表における上下変位を図 9 に示す。大規模断層モデルでは、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。複数セグメント地震については、太平洋沿岸は 0.6 m 程度沈降する。津波地震の上下変動は、海溝付近のみに限定される。Ioki and Tanioka (2016) モデルは、

2011 年東北地方太平洋沖地震と同様に、海溝付近で大きく（10 m 以上）隆起する。

Satake *et al.* (2008) は、前節の (1)~(3) の断層モデルについて、計算された地殻変動（図 9）を初期値として津波の発生・伝播を計算し、北海道沿岸での津波高さや沿岸での浸水域を、津波堆積物の分布と比較した。霧多布における計算浸水域（図 10）は、プレート間地震モデルが最も大きく、観察された津波堆積物の分布をよく再現できている。計算された浸水域は T10N5 モデルも TN5 モデルも大差なく、霧多布における浸水域や沿岸での高さは、霧多布のすぐ沖合の根室側のすべり量によって決まり、十勝側のすべり量（10 m と 5 m）には依存しないことがわかる。これに対して、大規模断層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。これは、大規模断層モデルの場合、海岸線も隆起するため、津波が内陸まで浸水しにくくなるためと考えられる。また、津波地震では、湿原に

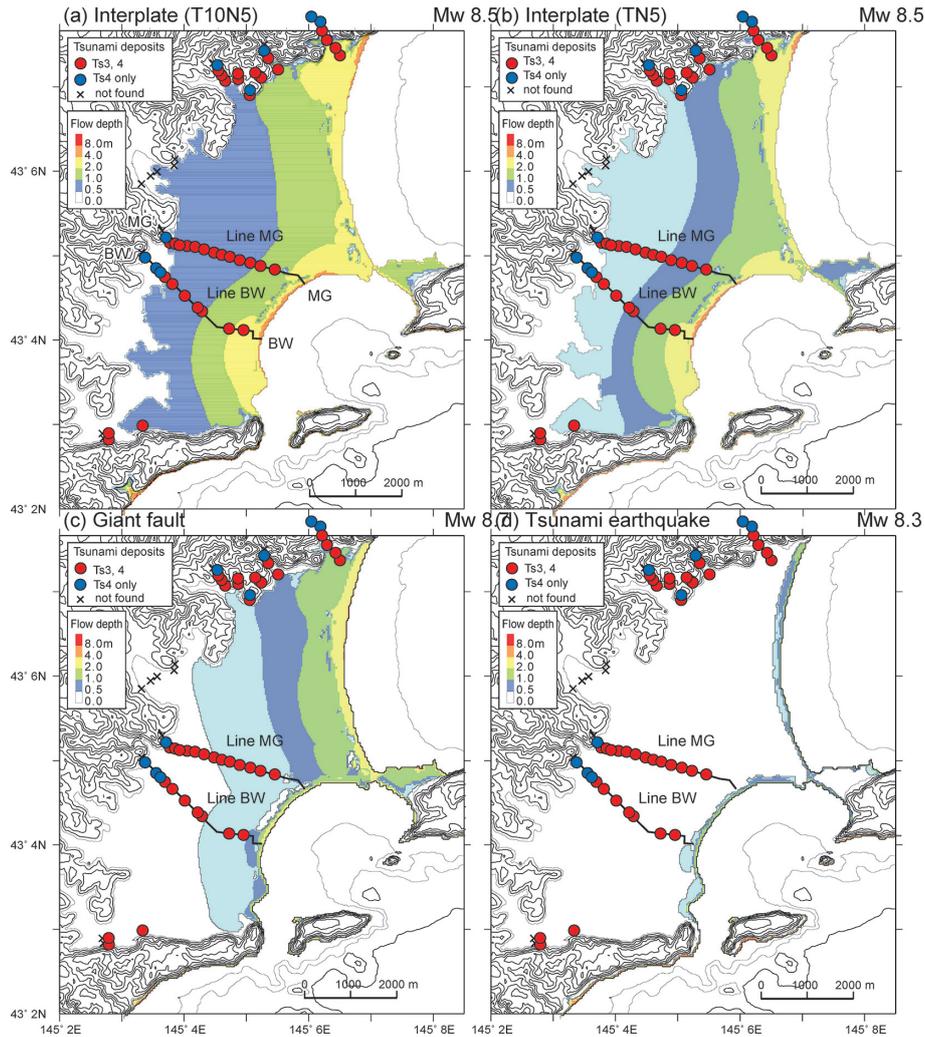


Fig. 10. Tsunami inundation areas at Kiritappu marsh computed from each fault model (Satake *et al.*, 2008). Red circles indicate locations of tsunami deposits. (a) Interplate earthquake model T10N5. (b) Interplate model TN5. (c) Giant fault, (d) tsunami earthquake model.

ほとんど浸水しない。これは、津波地震の波源の波長が短く、沿岸に到達する津波の周期が短く内陸まで浸水できないためと考えられる。Ioki and Tanioka (2016) は、T10N5 モデルに海溝軸付近のすべり（津波断層モデルの 25m）を加えることによって、十勝沿岸において、浸水域が若干広くなることを示した（図 11）。

北海道沿岸での津波の高さを図 12 に示す。北海道沿岸では、プレート間地震と津波地震の同時発生モデル (Ioki and Tanioka, 2016) からの津波高さが 10~25 m と最も高く、プレート間地震 (T10N5) からの津波 (6~10 m)、プレート間地震 (TN5) (~6m)、大規模断層 (~4 m) の順に小さくなる。プレート間地震の場合、十勝側での津波高は T10N5 と TN5 とでは大きく異なるが、根室側ではほとんど同じである。すなわち、沿岸津波高も

すぐ沖合のすべり量によって決まり、根室側沿岸の場合、十勝側のすべり量には関係しないことがわかる。大規模断層地震の場合、海岸も隆起するため（図 9）、実質的な水位上昇量は小さい。津波地震については、釧路付近では 2m 程度だが、厚岸付近では 10m を超えるなど、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。図 12 には、平川ほか (2000, 2005) によって推定された沿岸における津波高の最大値も示した。前述のように、十勝海岸では最大は 20m、根室でも最大 10m の津波高が推定されているが、Satake *et al.* (2008) が検討したモデルでは、10m を超えるような津波高は再現できていない。平川らの津波堆積物の高さを再現できるのは、Ioki and Tanioka (2016)

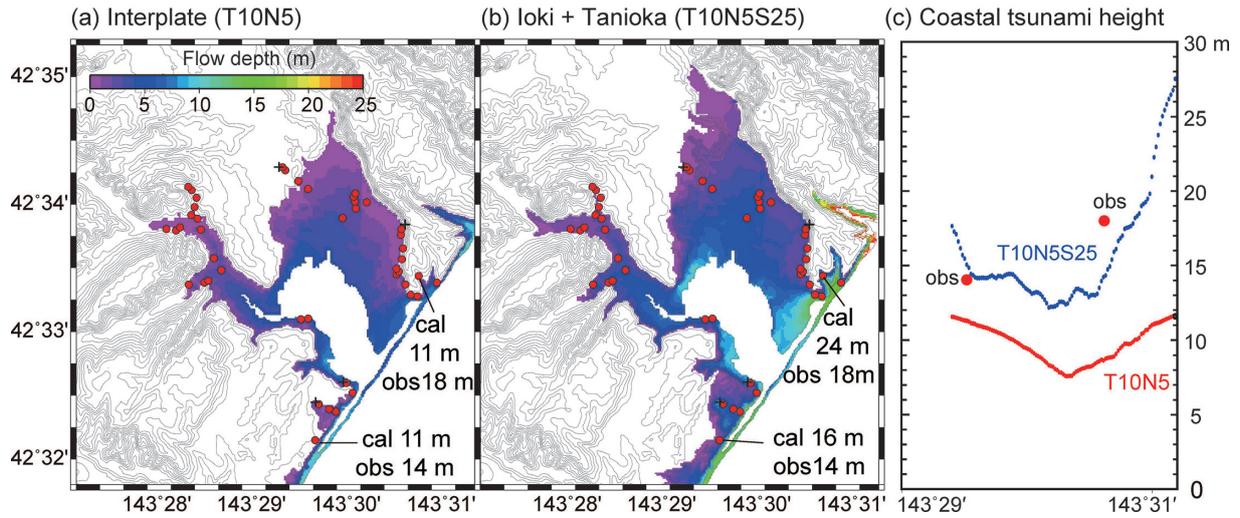


Fig. 11. Computed tsunami inundation areas at Oikamanai from (a) interplate earthquake model (T10N5), (b) interplate earthquake with large near-trench slip (T10N5S25). (c) The observed and computed coastal tsunami heights. Modified from Ioki and Tanioka (2016).

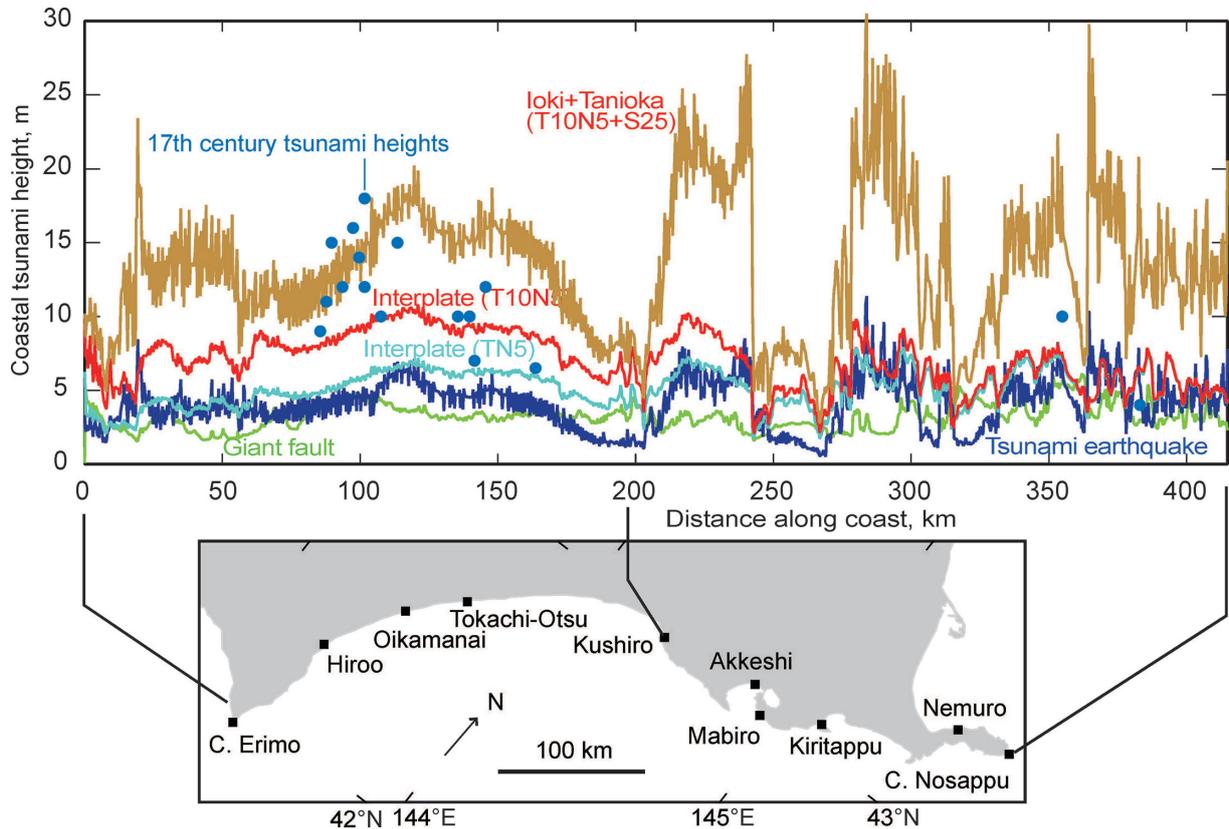


Fig. 12. Tsunami heights along the Pacific coast of Hokkaido (Satake *et al.*, 2008; Ioki and Tanioka, 2016) from combined model of interplate and tsunami earthquakes (brown), giant fault (green), interplate earthquakes (red for T10N5, light blue for TN5) and tsunami earthquake model (dark blue). Coastal tsunami heights by Hirakawa *et al.* (2000) are also shown.

のモデルのみである。

三陸沿岸における津波の高さ (図 13) については、プレート間地震と津波地震の同時発生モデル (Ioki and

Tanioka, 2016) が最も高く、大規模断層およびプレート間地震 T10N5 がそれに続き、プレート間地震 TN5、津波地震の順に小さくなる。すなわち、津波の高さは、地

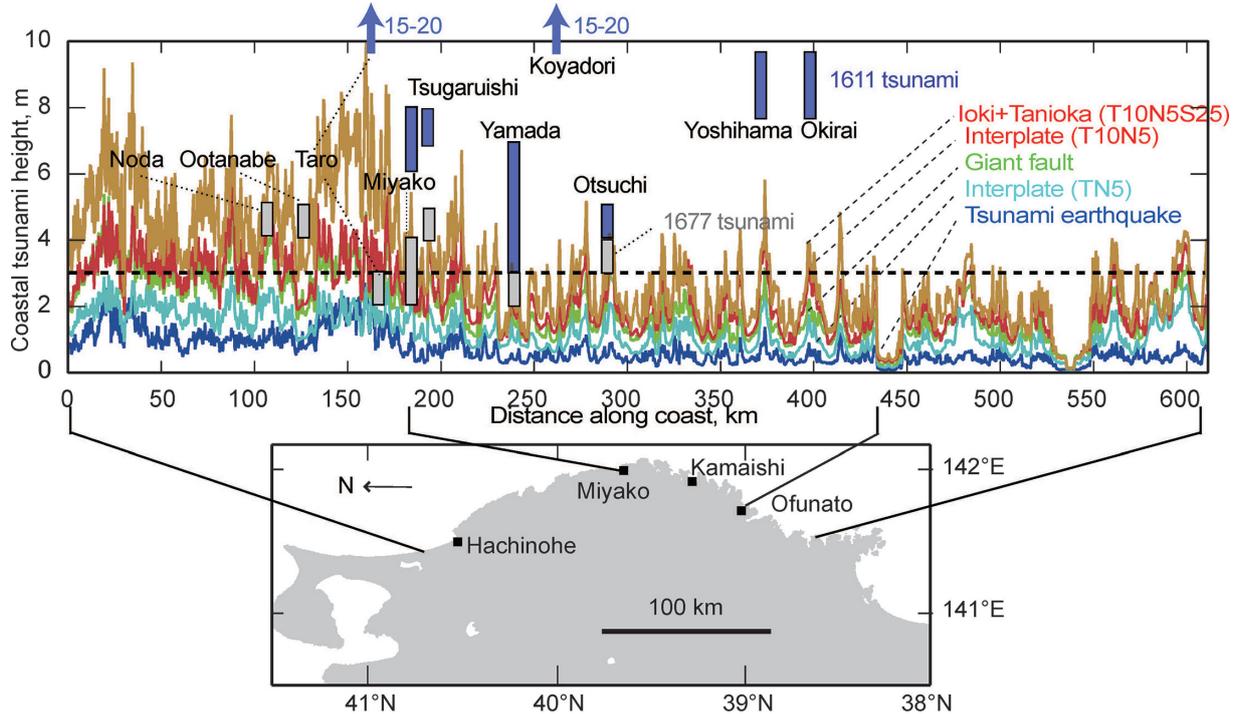


Fig. 13. Tsunami heights along the Sanriku coast of Tohoku (Satake *et al.*, 2008; Ioki and Tanioka, 2016) from combined model of interplate and tsunami earthquakes (brown), giant fault (green), interplate earthquakes (red for T10N5, light blue for TN5), and tsunami earthquake model (dark blue). Tsunami heights from historical earthquakes (1611 and 1677 earthquakes) based on Hatori (1975) are also shown. The detection threshold in historical documents (estimated as 3 m) is also shown by dashed line.

震モーメントにほぼ比例している。プレート間地震と津波地震の同時発生、大規模断層や T10N5 では、八戸・宮古で 4~6m (今村・飯田の津波規模階級が $m=2$) となり、若干の被害が生じると考えられる。一方、宮古以南で 2~3m 程度 ($m=1$ 程度) であり、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。TN5 モデルでは、三陸沿岸の津波の高さはほぼ 2m 程度で、3m を超える場所はないため、記録に残らなかった可能性がある。図 13 には、1611 年慶長津波および 1677 年青森県東方沖津波による津波の高さの推定値 (羽鳥, 1975) も示した。17 世紀に三陸沖で発生したこれらの津波は被害をもたらし、それが記録されている。1611 年には多くの地点で 10m を超える津波によって大きな被害もたらされたが、1677 年にも 2~5m 程度の津波によって被害もたらされ、古文書に記録されている。このことから、三陸海岸では 17 世紀に 3m を超える津波が来襲したのであれば、被害を生じ、歴史記録に残されると考えられる。

5. 発生時期と繰り返し間隔

3 節で述べたように、津波堆積物と海岸隆起の証拠は、

17 世紀より下位にも発見されており、大規模な地震や海岸隆起 (余効変動の可能性) を伴う異常な地震 (17 世紀型地震) は繰り返し発生したと考えられる。その繰り返し間隔は、鍵層となる火山灰層で挟まれる間の海岸隆起や津波堆積物の枚数からそれぞれ独立にほぼ 500 年程度と考えられてきた。Sawai *et al.* (2009) は、霧多布湿原および藻散布沼で連続した柱状試料の放射性炭素年代測定から、津波堆積物の堆積年代および再来間隔を推定した (図 14)。火山灰層に挟まれる津波堆積物の枚数は、従前の研究と同じである一方、再来間隔は平均すると約 400 年だが、実際には 100~800 年とばらつくことを示した (図 14)。

最新イベントの時期については、3.3 で述べたように、春採湖でのラミナの枚数が年縞であるとすれば、1636 年頃とされている。胆振海岸で発見された津波堆積物が道東のものと同じ起源であるか否か、さらに 1640 年駒ヶ岳噴火に伴う津波堆積物との関係などを明らかにしていく必要がある。

6. 慶長地震・北海道南部 3 火山の噴火との関係

北海道南部の 3 火山 (樽前山, 有珠山, 駒ヶ岳) が

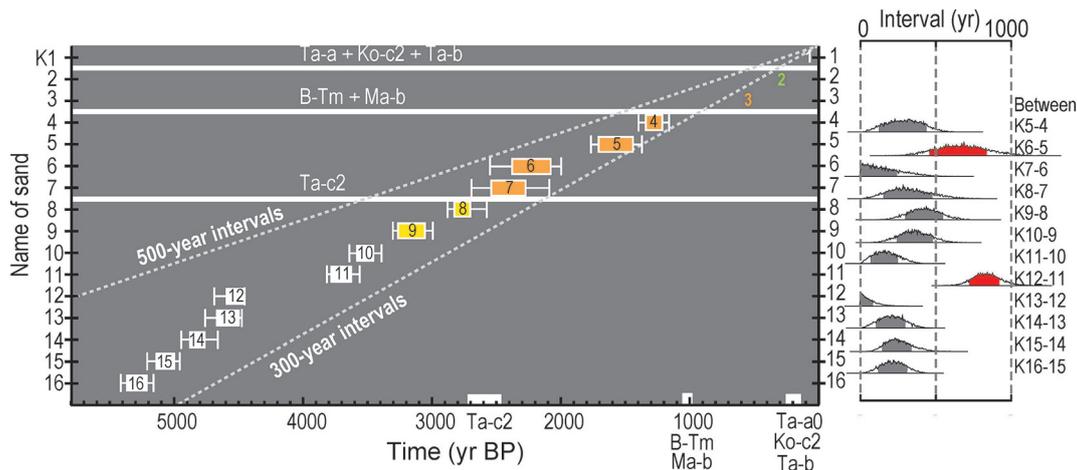


Fig. 14. (Left) Estimated ages of 16 tsunami deposits at Kiritappu marsh (Sawai *et al.*, 2009). Brown colors indicate events possibly coincident with coastal emergence. (Right) Recurrence intervals between the tsunami deposits. Red shows longer intervals.

17～18世紀に活動したことから、地震活動、特に大規模地震との関係が議論されている。ただし、これらの3火山は千島弧でなく東北日本弧に属することから、17世紀の噴火に関連するのは、千島海溝の巨大地震ではなく、日本海溝の巨大地震かもしれない。

日本海溝北部では1611年慶長地震が発生し、相馬・仙台平野・三陸海岸では2011年と同様な津波被害を生じている。慶長地震については、地震動による被害は知られていないことから、1896年三陸津波地震と同様な津波地震であるとされてきた(地震調査研究推進本部, 2011)。もし、他の津波地震のように海溝付近のみで断層運動が起きた場合、それが火山活動に影響するとは考えにくい。

1611年慶長地震が17世紀の千島海溝の地震ではないかという考えもある(岡村・行谷, 2011; 平川, 2012)。三陸海岸および北海道太平洋岸において、17世紀初頭の短期間に2つの巨大津波が相次いで発生したことを示す津波堆積物が認められない、というのが根拠の一つである。しかし、日本海溝で発生した巨大地震による津波は北海道では小さく、また、千島海溝で発生した巨大地震による津波は三陸沿岸では小さい。これは、津波の高さは、断層の走向に垂直の方向で大きくなり、走向方向では小さくなるためである。例えば、2011年東北地方太平洋沖地震による津波は、北海道では数m以下であり、津波堆積物は発見されていない。3節で検討したような千島海溝の波源で三陸海岸や仙台平野の津波高さ・浸水域を再現するためには、T10N5モデルの3倍以上のすべり量が必要である(岡村・行谷, 2011)。このようなプレート間巨大地震が千島海溝あるいは千島海溝と日本海溝にまたがって発生したならば、太平洋プレートを伝わる地震

波によって、東北地方や関東でも地震の揺れが大きくなり、被害をもたらしていたはずである。

北海道南部の3火山の一齐噴火と千島あるいは日本海溝の巨大地震の関連性を議論する際、これらの17～18世紀の噴火はそれぞれが過去数千年間で唯一の現象であるのに対し、津波堆積物をもたらした巨大地震はの間にもおよそ500年間隔で繰り返してきたことに注意する必要がある。駒ヶ岳の1640年噴火(VEI5)の前の同程度の噴火は約6千年前(Ko-f噴火)、有珠山の1663年噴火(VEI5)前の同程度の噴火は7～8千年前(善光寺岩層なだれを発生)、樽前山の1667年噴火(VEI5)前の同程度の噴火は約2千年前であった(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2017)。17世紀の巨大地震が火山噴火を誘発した、あるいはその逆だったとしても、それより以前は、巨大地震はほぼ500年間隔で繰り返しているのに、火山噴火は発生していないのである。

7. まとめ

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)は、日本海溝で繰り返し発生するプレート間地震(M<8)に比べて大きかった。北海道東部沖の千島海溝においてもM8クラスの大地震が約70年程度の繰り返し間隔で発生しているが、17世紀にはこれより大規模な地震が発生したことが、北海道東部の太平洋沿岸における古地震調査から明らかにされてきた。また、17～8世紀には北海道南西部の3火山、駒ヶ岳(1640年, 1694年)、有珠山(1663年)、樽前山(1667, 1739)が一齐に噴火している。17世紀の異常な地震の地質学的証拠は、海岸が急激に隆起したことを示す泥層と泥炭層の明瞭な境界面や津波によ

て運ばれた砂層である。これらは、17世紀の火山灰層の直下に位置しており、津波堆積物は海岸で標高約20mに達したほか、海岸から数kmまで追跡された。

17世紀に発生した巨大地震のメカニズムとして、地質学的・測地学的スケールの海岸の上下変動のなぞを解決するために考案された深さ85kmに達する大規模断層モデル、深さ17~51kmのプレート間地震、海溝軸付近の深さ17km以浅で断層運動を起こす津波地震の3つが提唱された。これらの断層モデルから津波を計算し、沿岸での高さや浸水域を17世紀の津波堆積物の分布と比較したところ、十勝沖と根室沖のプレート間地震の連動モデルが津波堆積物の分布をもっともよく説明した。海岸付近での津波高さを説明するには、海溝軸付近に大きなすべりが必要であり、17世紀地震のモデルとしては、2011年東北地方太平洋沖地震のように複数セグメントのプレート間地震と津波地震がほぼ同時に発生して規模はMw 8.8程度になったと考えられる。

北海道の沿岸部では、17世紀よりも古い津波によるとされる砂層が、10世紀の火山灰層(B-Tm)の上にもう1枚、B-TmとTa-c2(樽前火山の約2500年前噴火による火山灰)との間に3~4層あることから、17世紀と同様な津波はおよそ500年間隔で発生したとされてきた。過去6000年間に発生した15回の津波について年代を詳細に調べた結果、再来間隔は平均約400年で、100~800年とばらつくことがわかった。

北海道南部の3火山は千島弧でなく東北弧に属することから、17世紀の一斉噴火に関連するのは千島海溝の地震でなく、日本海溝の地震かもしれない。東北地方北部の日本海溝では、1611年以降、被害をもたらす津波は16回記録されている。1611年慶長地震は東北地方太平洋沖地震と同程度の津波被害をもたらしたが、地震動による被害は知られていない。慶長地震は、1896年明治三陸地震と同様な津波地震であったと考えられているが、そうであれば、海溝軸付近のみに限られた断層運動が火山活動と関係するとは考えにくい。千島海溝の17世紀地震が慶長地震であるという説も提唱されているが、これも断層モデルという観点からは考えにくい。千島海溝沿いの断層モデルから計算される三陸地方での津波は小さく、もし慶長地震が日本・千島海溝にまたがるM9クラスの地震であったならば、東北地方に大きな地震動をもたらすはずである。釧路の春採湖でのラミナが年縞であるならば、17世紀の大地震は1636年に発生したとされている。

17世紀に北海道南部3火山の一斉に噴火したが、これらはそれぞれ数千年ぶりの噴火であった。一方で、千島

海溝や日本海溝の巨大地震は数百年程度の間隔で繰り返している。従って、17世紀の巨大地震と火山噴火を関連付ける際には、それ以前の数千年間は巨大地震のみが発生し、火山噴火が発生していなかったという事実も説明する必要がある。

謝 辞

本レビューは、2015年10月に北海道大学で開催された地震研究所特定研究課題：「巨大地震が励起する火山活動の活性化過程の研究」の研究集会及び2016年5月日本地球惑星科学連合「巨大地震と火山活動：火山活性化過程の基礎研究」セッションでの発表をまとめたものである。高橋栄一氏(東京工業大学)、栗田敬氏(東大地震研)、中川光弘氏(北海道大学)は両集会にお招きくださり、議論して頂いた。山木滋氏(シーマス)は、Ioki and Tanioka (2016)のモデルからSatake *et al.* (2008)と同様な条件で北海道と東北地方の沿岸津波高(図12, 13)を計算してくださった。伊尾木圭衣氏(産業技術総合研究所)は図11の原図を提供してくださった。中川光弘氏及び澤井祐紀氏(産業技術総合研究所)は原稿を読んで頂き、適切なコメントを下さった。これらの方々に感謝します。

参考文献

- 阿部勝征, 1999, 遼上高を用いた津波マグニチュードMtの決定—歴史津波への応用—, 地震II, **52**, 369-377.
- Atwater, B.F., R. Furukawa, E. Hemphill-Haley, Y. Ikeda, K. Kashima, K. Kawase, H. M. Kelsey, A. L. Moore, F. Nanayama, Y. Nishimura, S. Odagiri, Y. Ota, S.-C. Park, K. Satake, Y. Sawai and K. Shimokawa, 2004, Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan, *The Holocene*, **14**, 487-501.
- 中央気象台, 1953, 昭和27年3月十勝沖地震調査報告, 験震時報, **17**, 1-2, 135頁.
- 蝦名雄一, 2014, 慶長奥州地震津波と復興 四百年前にも大地震と大津波があった, 蕃山房, 69頁.
- 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.
- Hamada, N. and Y. Suzuki, 2004, Re-examination of aftershock of the 1952 Tokachi-oki earthquake and a comparison with those of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 341-345.
- 羽鳥徳太郎, 1974a, 1973年根室半島沖津波の波源域と1894年津波との比較, 地震研究所速報, **13**, 67-76.
- 羽鳥徳太郎, 1974b, 北海道東部周辺における津波の規模と波源域, 酒井良男(編), 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, 昭和48年度文部省科学研究費自然災害特別研究, 248-256.
- 羽鳥徳太郎, 1975, 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 地震研究所彙報, **50**, 397-414.
- 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.

- 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・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.
- 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, 173-180.
- Hirata, K.E. Geist, K. Satake, Y. Tanioka and 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**, 2196 doi:10.1029/2002JB001976.
- Hirata, K., Y. Tanioka, K. Satake, S. Yamaki and E.L. Geist, 2004, The tsunami source area of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami travel times and its relationship to the 1952 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 367-372.
- Hirata, K., K. Satake, Y. Tanioka and Y. Hasegawa, 2009, Variable tsunami sources and seismic gaps in the southernmost Kuril Trench: a review, *Pure Appl. Geophys.*, **166**, 77-96.
- Hyndman, R.D., M. Yamano and D.A. Oleskevich, 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults, *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*, **15**, 93-99.
- 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.
- Ioki, K. and Y. Tanioka, Y., 2016, Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 133-138.
- 石川 智・鹿島 薫・七山 太・重野聖之, 2012, 北海道釧路市春採湖の湖底コアから推定される 17 世紀前半の津波堆積物の年代, *日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集*, MIS25-P16.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2003, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima.pdf.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2004, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima2.pdf.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2011, 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sanriku_boso_4.pdf.
- 海岸昇降検知センター, 1996, 日本列島の年平均潮位とそのグラフ 明治 27 年~平成 7 年, 国土地理院, 113 頁.
- Kasahara, K. and T. Kato, 1980, Seismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study), *Pure Appl. Geophys.*, **119**, 392-403.
- Kato, T., 1983, Secular and earthquake-related vertical crustal movements in Japan from tidal records (1951-1981), *Tectonophysics*, **97**, 183-200.
- Kelsey, H., K. Satake, Y. Sawai, B. Sherrod, K. Shimokawa and M. Shishikura, 2006, Recurrence of postseismic coastal uplift, Kuril subduction zone, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L13315.
- 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 pp.
- 小池一之・町田 洋, 2001, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.
- 国土地理院, 2016, 東北地方の地殻変動, *地震予知連絡会会報*, **95**, 68-93.
- 楠 宏・浅田 宏, 1954, 十勝沖地震による北海道沿岸の津波調査, 十勝沖地震調査委員会編「十勝沖地震調査報告」, 273-285.
- 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*, **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*, **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.
- Nanayama, F., R. Furukawa, K. Shigeno, A. Makino, Y. Soeda and Y. Igarashi, 2007, Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench, *Sedimentary Geology*, **200**, 275-294.
- 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 年の津波堆積物, *第四紀研究*, **39**, 451-460.
- 岡村行信・行谷佑一, 2011, 17 世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, *活断層・古地震研究報告*, **11**, 15-20.
- Okamura, Y., T. Tsujino, K. Arai, T. Sasaki, K. Satake and M. Joshima, 2008, Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **113**, B06305, doi:10.1029/2007JB005246.
- Okumura, K., 1996, Tephrochronology, correlation and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan, *Geographical Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **31**, 19-26.
- 大森房吉, 1895, 明治廿七年三月廿二日北海道地震概報告, *震災予防調査会報告*, **3**, 27-35.
- Ozawa, S., M. Hashimoto and T. Tada, 1997, Vertical crustal movements in the coastal areas of Japan estimated from tidal observations, *Bull. Geograph. Survey Inst.*, **43**, 1-21.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 2017, 1 万年噴火イベントデータ集 (ver. 2.3), 産総研地質調査総合センター (<https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.html>).
- Satake, K., 2004, Detection of Kuril Subduction-Zone Earthquakes from Remote Historic Records in Honshu, Japan, between 1656 and 1867, *Annals Geophysics*, **47**, 369-378.
- Satake, K., 2015, Geological and historical evidence of irregular recurrent earthquakes in Japan, *Phil. Trans. R. Soc. A.*, **373**, 2014375, doi:10.1098/rsta.2014.0375.

- Satake, K. and B.F. Atwater, 2007, Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, **35**, 349-274.
- Satake, K. and Y. Tanioka, 1999, Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 467-483.
- Satake, K., K. Hirata, S. Yamaki and Y. Tanioka, 2006, Re-examination of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **58**, 535-542.
- Satake, K., F. Nanayama and S. Yamaki, 2008, Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth Planets Space*, **60**, 925-935.
- Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya, 2013, Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 1473-1492, doi:10.1785/0120120122.
- 澤井祐紀, 2007, 珪藻化石群衆を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス, *第四紀研究*, **46**, 363-383.
- Sawai, Y., K. Satake, T. Kamataki, H. Nasu, M. Shishikura, B.F. Atwater, B.P. Horton, H. Kelsey, T. Nagumo and M. Yamaguchi, 2004, Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone, *Science*, **306**, 1918-1920.
- Sawai, Y., T. Kamataki, M. Shishikura, H. Nasu, Y. Okamura, K. Satake, K. H. Thomson, D. Matsumoto, Y. Fujii, J. Komatsubara and Than Thin Aung, 2009, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan, *J. Geophys. Res.*, **113**, B01319, doi:10.1029/2007JB005503.
- Sella, G.F., T.H. Dixon and A.L. Mao, 2002, REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, **107**, no. B4, doi:10.1029/2000JB000033
- 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.
- 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.
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana, 2006, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, **111**, B404402 doi:10.1029/2004JB003203.
- 高清水康博, 2013, 北海道の津波堆積物研究の現状と課題: 17世紀巨大津波による堆積物の研究を中心に, *地質学雑誌*, **119**, 599-612.
- 高清水康博・嵯峨山積・仁科健二・岡孝雄・中村宥吾・西村裕一, 2007, 北海道胆振海岸東部から確認された17世紀の津波堆積物, *第四紀研究*, **46**, 119-130.
- 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., Y. Nishimura, K. Hirakawa, F. Imamura, I. Abe, Y. Abe, K. Shindou, H. Matsutomi, T. Takahashi, K. Imai, K. Harada, Y. Namegaya, Y. Hasegawa, Y. Hayashi, F. Nanayama, T. Kamataki, Y. Kawata, Y. Fukasawa, S. Koshimura, Y. Hada, Y. Azumai, K. Hirata, A. Kamikawa, A. Yoshikawa, T. Shiga, M. Kobayashi and S. Masaka, 2004a, Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 359-365.
- Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino and T. Kanazawa, 2004b, Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, *Earth Planets Space*, **56**, 373-376.
- Tanioka, Y., K. Satake and K. Hirata, 2007, Recurrence of recent large earthquakes along the southernmost Kuril-Kamchatka subduction zone, In J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, and J. Lees (eds.) *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region, AGU Geophysical Monograph Series*, **172**, 145-152.
- 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*, **11**, 75-106.
- 都司嘉宣・橋本佳祐・堀江岳人・佐々木崇之・松岡祐也・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦, 2014, 天保14年3月26日(1843-IV-25)根室沖地震の津波高分布, *津波工学研究報告*, **31**, 277-292.
- Tichelaar, B. and L. Ruff, 1993, Depth of seismic coupling along subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2017-2037.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 2013, 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, 694頁
- 宇津徳治, 1999, 地震活動総説, 東京大学出版会, 876頁.
- 渡辺偉夫, 1998, 日本被害津波総覧(第2版), 東京大学出版会, 238頁.
- Yamanaka, K. and Kikuchi, M., 2003, Source processes of the Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003 inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.

(Received February 1, 2017)

(Accepted October 10, 2017)