

4. 日本海沿岸における歴史津波の挙動とその波源域

地震研究所 羽鳥 徳太郎
東海大学海洋学部 片山 通子*

(昭和 52 年 4 月 18 日受理)

1. はじめに

近年、日本海の大陸棚付近で津波を伴った 1940 年積丹沖地震や 1964 年新潟地震など、比較的規模の大きな地震について、プレート・テクトニックスの立場から発震機構が調べられてきた (FUKAO and FURUMOTO, 1975; ABE, 1975). その津波発生回数は太平洋側のものより少ないが、有史以来今日までに 20 数個が数えられる。また、太平洋側の地震のように、マグニチュード $M > 8$ の巨大地震の記録例はなく、大部分の津波は中小規模で、津波マグニチュードにして $m \leq 2$ であった。しかし、寛保元年 (1741 年) の渡島大島津波のような、注目すべき大規模の津波が記録されている。慶長 19 年 (1614 年) 高田地震 ($M=7.7$ と推定されている) による津波も、おそらく規模は大きかったであろう。また、1964 年新潟地震は天保 4 年 (1833 年) 鼠ヶ岡地震の再現と思われるが、両地震に伴った津波を比べると、かなり相異点が認められる。そのほか、沿岸ぞいに地殻変動や小津波を伴った地震があり、しばしば本震前に地震の前兆ともいえるべき海水の退潮が目撃されてきた。これら歴史地震の記録はかなり収集整理され、地殻変動も調査されてきたが (今村, 1921; IMAMURA, 1935, 1937), 津波に関して、その挙動や波源域はほとんど検討されたことがない。

本稿では、1600 年ころから明治中期までの期間に日本海側でおきた歴史津波について、地震史料をはじめ沿岸ぞいの市町村教育委員会から提供された資料を加え、まず各地の沿岸波高の推定からはじめた。そして 2~3 の波源域を想定して津波伝播図を描き、波源から放射する波向線の動向と波高分布を比べ、妥当な波源域を調べてみた。このような手段で得られた歴史津波の波源域と近年の津波のものを加え、波源域の時間・空間分布など、日本海側における津波の特徴を考える。

2. 津波記録と推定波高

日本海側の津波は、大宝元年 (701 年) に若狭湾内の冠島が海中に没し、凡海郷海となるというのが記録のはじまりである。いらい今日までに、Table 1 に示す津波が記録された。古い津波は記録も少なく、議論できるものは 1700 年以降からであり、1927 年丹後地震による津波から検潮儀で観測されてきた。

Table 1 に示す各地震のマグニチュード M は、従前からの推定値であるが、以下に述べる津波の規模から判断して、修正値をカッコ内に示す。また、津波マグニチュード m

* 現在の所属: 石油資源開発(株) 技術研究所

Table 1. List of tsunamis generated in the Japan Sea.

| Date | | | Location | Earthquake magnitude <i>M</i> | Tsunami | | |
|------|------|----|-----------------|-------------------------------------|------------|-----------|---------|
| | | | | | <i>m</i> | L (km) | |
| 701 | V | 12 | Taiho 1 III 26 | Wakasa Bay | 7 | 2 | |
| 850 | XI | 27 | Shoka 3 X 16 | Yamagata | 7 | 2 | |
| 887 | VIII | 2 | Niwa 3 VII 6 | Niigata | 6.5 (7.5) | 2 | |
| 1341 | — | — | Kokoku 2 — — | W. Hokkaido? | | (3?) | |
| 1614 | XI | 26 | Keicho 19 X 25 | Niigata | 7.7 | 2 | 100 |
| 1741 | VIII | 29 | Kanpo 1 VII 19 | W. Hokkaido | 6.9 (7.5?) | 3 | 100-150 |
| 1762 | X | 31 | Horeki 12 IX 15 | Niigata | 6.6 (7) | 1 | |
| 1792 | VI | 13 | Kansei 4 IV 24 | W. Hokkaido | 6.9 (7) | 2 (1) | 80 |
| 1793 | II | 8 | Kansei 4 XII 28 | W. Aomori | 6.9 | 1 | 60 |
| 1799 | VI | 29 | Kansei 11 V 26 | Ishikawa | 6.4 (7.2) | (1) | 70 |
| 1804 | VII | 10 | Bunka 1 VI 4 | Akita | 7.1 (7.3) | 1 | 80 |
| 1810 | IX | 25 | Bunka 7 VIII 27 | Oga, Akita | 6.6 (7) | 1 (-1) | 50 |
| 1833 | XII | 7 | Tenpo 4 X 26 | Yamagata | 7.4 (7.6) | 2 (2.5) | 100 |
| 1834 | II | 9 | Tenpo 5 I 1 | W. Hokkaido | 6.4 (7) | 1 | 50 |
| 1872 | III | 14 | Meiji 5 II 6 | Shimane | 7.4 | 0 | 50 |
| 1892 | XII | 9 | Meiji 25 | Ishikawa | 6.5 (7) | 0 | 50 |
| 1927 | III | 7 | Showa 2 | Tango, Kyoto | 7.5 | -1 (0) | |
| 1939 | V | 1 | Showa 14 | Oga, Akita | 7.0 | -1 | 30 |
| 1940 | VIII | 2 | Showa 15 | W. Hokkaido | 7.0 (7.5) | 2 | 170 |
| 1947 | XI | 4 | Showa 22 | W. Hokkaido | 7.1 | 1 | 60 |
| 1964 | V | 7 | Showa 39 | Akita | 6.9 | -1 | 60 |
| 1964 | VI | 16 | Showa 39 | Niigata | 7.5 | 2 | 90 |

m: Imamura-Iida's tsunami magnitude. L: Hypothetical length of the tsunami source. Values estimated by the author are indicated in bracket.

(今村・飯田スケール) も同様である。波源域の長さは、解析結果から推定値を示す。以下に、北海道沖から順次南側にむけ、各津波の概要を述べ、いまの水準点を基準に推定した沿岸波高を示す。

2.1. 北海道西部地域

北海道の津波記録は寛保元年(1741年)渡島大島津波にはじまり、寛政4年(1792年)積丹沖津波、天保5年(1834年)石狩湾津波の3件がある。

寛政4年4月24日(1792年6月13日)、16時ごろの津波で、石狩湾に面した積丹半島沿岸の忍路・古平・美国の船が流出し、10人ほどの水死者があった。波高は3m以上に達したであろう。一方、1940年積丹沖津波はこの沿岸で1.5~2.5mの波高が測定され(斎藤, 1941)、被害状況から寛政津波の波高が上回ったようである。1940年津波の波源域は、逆伝播図から積丹半島沖の南北方向に長さ170kmと推定され、地震規模の割りには波源域は大きい(宮部, 1941; HATORI, 1969)。寛政地震は「忍路美国等地震損害あり」と記録され、積丹地域で震度5ぐらいあったようである。震度も1940年地震より大きいことから、波源域は1940年のものより陸寄りを考えさせる。

天保5年1月1日(1834年2月9日)石狩湾地震では、沿岸付近で噴砂現象を生じ、20数戸が全壊した。これは、震度5~6とみなせる記録である。一方、津波で50戸が流失しており、波高は3~4m程度に達したようである。これらの記録から、波源域は1947年留崩沖津波のものより陸寄りの、石狩湾付近と考えさせよう。なお、地震マグニチュードは $M=6.4$ と見積もられているが、津波記録から判断すれば、 $M7$ 程度の地震である。石狩湾付近では、天保以後、今日に至る140年の間、この種の地震は再発していない。

寛保元年の渡島大島津波

寛保元年7月19日(1741年8月29日)の朝6時から8時にかけて、渡島半島西岸一帯から津軽、佐渡に至る広域の沿岸に大津波が襲い、日本海側の津波としては最高の被害記録を残した。Table 2は各地の記録の概要を示す。

津波に先だつ12日前の7月8日ごろ、渡島西岸各地で約60km沖合にある大島の噴火が目撃され、江差・松前・津軽地方に降灰が記録された。しかし、地震の記録はどの史料にも見当らず、地震マグニチュード $M=6.9$ と見積もられているが、その根拠は不明である。

“福山秘府”によれば、松前領内の松前から熊石に至る約90kmの渡島西岸地域で、溺死者はじつに1,236人、流失家屋729軒とある。松前建石の無縁堂には、津波犠牲者の霊をまつた供養碑がいまも建ち、「洪波溺死諸霊菩提」と深々と刻まれている(Fig. 1)。このほかに、江差町内の正覚院・法華寺・金剛寺にも供養碑があり(田中館, 1936)、渡島西岸一帯で津波の激しかったことを偲せている。海岸ぞいに分布する、いまの水準点を基準に被害状況から判断すれば、渡島西岸の津波の高さは8m前後、乙部では局地的に15mにも達したようである。津軽西岸の被害も大きく、その状況から津波の高さは4~6mと

Table 2. 寛保元年7月19日(1741年8月29日)津波における各地の津波の高さ(推定値)

| 地名 | 記 事 | 津波の高さ(m) |
|---------------|---|----------|
| 北海道: 松前~熊石 | 19日明け方津波、流家729、潰家33、破船大小1,521、水死1,236. | |
| 乙 部 | 家々すべて打ち流され、水死者多し(町内 B.M. 10.94 m). | 10~15 |
| 江 差 | 海底うず巻き、川上まで遡上。水死120。町内の寺院3個所に津波供養碑あり(町内 B.M. 5.95 m). | 6~8 |
| 松 前 | 人家20軒余漂流し、人馬の死多し。建石に津波供養碑あり(町はずれの B.M. 4.89 m). | 6~8 |
| 津 軽: | | |
| 三 厩 | 大浪打ちよせ、民家・田畑・草木・禽獣のこらずのみつくす。 | 4~6 |
| 市 浦 | 流家82、水死14. | 4~5 |
| 田野沢・関 金ヶ沢 | 漂流82戸、水死8、漁網1,300余張、船53流失(関町内 B.M. 4.4 m). | 5~8 |
| 佐 渡: | | |
| 相 川 | 津波家屋に打ちあげ、引き潮1町余(町はずれの B.M. 3.4 m). | 3~4 |
| 鷺 崎 | 村中の過半の家流失。目付所も流れる。 | 4~5 |
| 両 津 | 加茂湖の北、海岸から800mの内陸に船上がる。 | 8? |
| 江 津 (島根県) | 江川河口を5~6町遡上。海岸20~30町干上がる。 | 1~2 |



Fig. 1. Religious monument of the 1741 Oshima tsunami at Matsumae, Hokkaido (courtesy at the Matsumae Municipal Office). About 1,200 persons were drowned at the west coast of Oshima peninsula.

推定される。ことに関・金ヶ沢では集落奥まで浸水し、8m 近くに達したであろう。しかし、秋田・山形地域には、津波記録は見い出されていない。

渡島大島津波は波源から 350 km 離れた佐渡にも押しよせ、鷺崎・相川に被害を与えた。その状況から、4~5m の波高に達したと思われる。両津の加茂湖北側(向高野、北河内)に船が打上がり、“三艘舟”という津波に由来した地名がある。いまの海岸から 800 m の内陸で、標高 8 m ほどの地域である。この津波が渡島大島津波であったか不明であるが、天保津波の言い伝えではないらしい。

波源からさらに遠く、渡島大島津波が島根県沿岸にも波及したとみなせる記録がある。それは、百井塘雨が島根地方に旅行したときの随筆の一節で、江津の江川河口付近で目撃したことを次のように記してある。「浪は川口へ高々と押し入れば、渡舟を始めとして、ありと有舟ども

は水上へ逆押しにして五六町ばかり漕上ぬ……浪引て返る時は、海上二三十町も忽ち平地と成しかば、海底種々の奇石大石顕れ見え(後略)」とある。これは、安永から天明年間に書かれ、津波記録のように読みとれるが、正確な年月日は判っていない。武者(1944)は、この観察記録を明和8年(1771年)八重山大津波のものとみなした。しかし、陸棚にそい、あまりエネルギーを消耗しないで伝わるエッジ波を考えれば、渡島大島津波が島根沿岸へ伝播した可能性の方が大きい。

以上、各地の記録から波高を推定すると、その分布は Fig. 2 のようになる。これは、波高ならびに影響範囲からみて、 $m=3$ の津波マグニチュードに相当する。最近、北海道大学理学部によって渡島大島の現地調査が行なわれ、大島山頂(標高約 700 m)付近で幅 1 km から北側にむけ、北岸 2.5 km の範囲に大崩壊の痕跡が確認された(北海道防災会議, 1977)。しかし、この程度の崩壊では $m=3$ (津波エネルギーにして 10^{23} エルグ程度)という巨大な規模の津波は起こりそうもない。しかも、津波の記録は波源の北側には見当らず(人口が希薄であったという条件もあるが)、南側に限られている。地震と津波規模との統計的關係から判断すれば、 $m=3$ の津波をおこすには $M7.5$ 以上の地震で、100 km 以上の広域に顕著な海底変動が予想される。後節で 2~3 の波源域を想定し、考察を加えたい。

2.2. 青森・秋田地域

津軽・男鹿・象潟沿岸ぞいには、顕著な地盤変動を伴った $M7$ 程度の地震が繰り返されてきた。

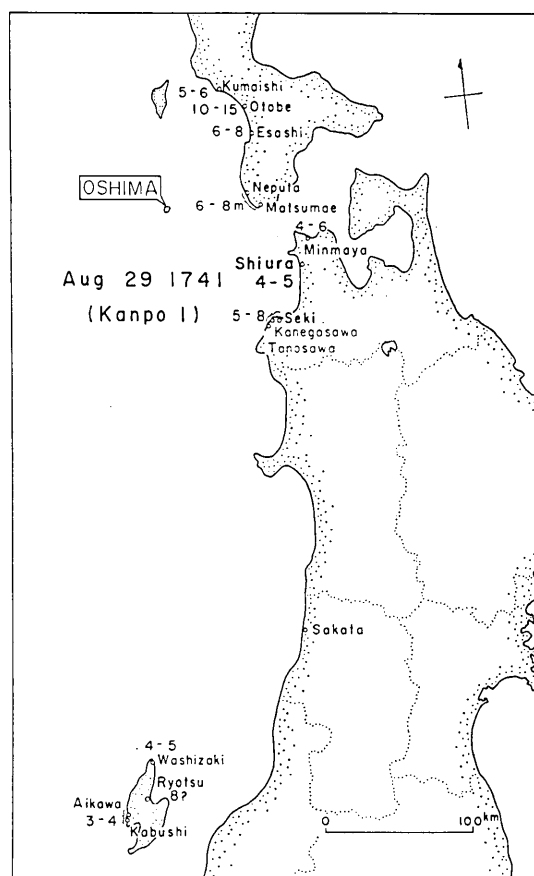


Fig. 2. Distribution of the inundation heights (unit: m) of the 1741 Oshima tsunami inferred from old documents.

Table 3. 寛政4年12月28日(1793年2月8日)鯨ヶ沢地震における各地の津波の高さ(推定値)

| 地名 | 記 事 | 津波の高さ (m) |
|-----|--|-----------|
| 鯨ヶ沢 | 地震後ただちに津波。流船 5, 破船 17, 米俵 445 潮につかる。海岸で最大 3.5 m 地盤隆起 (町内の B.M. 2.3 m)。 | 2~3 |
| 舞戸 | 地震・津波で潰家流失少なからず。流失橋 1, 水死 2。 | 3 |
| 赤石 | 水死 1。 | 2 |

寛政4年12月28日(1793年2月8日), 朝から鯨ヶ沢で海水が引き, 警戒していたところ 14 時ごろ地震がおこった。前兆を記録した鯨ヶ沢地震である。鯨ヶ沢から深浦に至る 40 km の間で 1.5~3.5 m の地盤隆起をもたらした。一方, 鯨ヶ沢・舞戸・赤石では津波に襲われ, 家屋が流失し, 水死者もでた (Table 3)。波高は 2~3 m とみなされ, 地盤変動域が陸岸から海側へ広がっていたことを暗示する。波源域は大戸瀬崎を中心に, 沿岸ぞいに長さ 60 km と考える。津波は渡島半島西岸へも押しよせたと思えるが, 記録は見い出

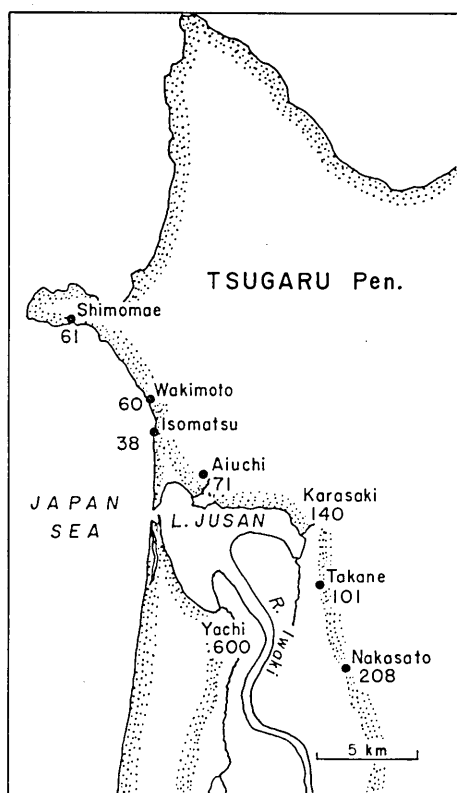


Fig. 3. Distribution of the number of persons drowned by the 1341 Jusanko tsunami.

されていない。

津軽十三湖の津波

東日流(つがる)外三郡誌によれば、興国2年(1341年)十三湖周辺の集落に大津波が襲い、各地でつぎのような水死者が記録された。脇元60人、磯松38人、下前61人、唐崎140人、高根111人、中里200人、鮎川61人、移夷地170人、そのほか菴600余人生存者なし(熊野神社霊祭記)。集計すると1,441人となり、Fig. 3にその分布を示す。古地図によれば(何時ごろ描かれたものか不明、Fig. 4)、津波前の十三湖口は広く開いており、津波後著しく地形が変わった。これは、湖に流れこむ岩木川から、大量の土砂が津波で運び出されたのであろう。

また、東日流外三郡誌に集録されている天文元年十二月、磯崎嘉衛門の手記に「辰の刻(朝の8時ごろ)北海沖に風波なきに三丈余の大高浪起る。路歩む人の地震感覚し家路に急ぐより十三浦に浜明神大浪に呑消し、百石船木の葉の如く浪濤に漂砕す。十三の軒並は一濤に消滅し、大浪は福島城上濠迄に達して引返りて、四辺に草赤く漂

物渡島に続くが如き島にも似たる眺めなり(後略)」。これは、地震でおきた津波とみなすことができ、地震史料には集録されていない注目すべき記録である。岩木川流域の穀倉地帯は現在1m前後の低地であり、波高は5~6m、高いところで9mに達したらしい。

そのほか三郡誌には、大同2年(808年)に江流末郡の千坊(とき)地震津波で大破、延元3年(1338年)に海嘯にて十三城壊れ、興国2年の大津波は3度目とある。これらの津波記録は周辺の北海道・秋田地域にはなく、津波の規模や波源域ははっきりしないが、400~500年の間隔で渡島大島津波が繰り返しておきてきたことを考えさせる。

さて、津軽から南に下って、男鹿半島では1939年5月の地震で最大40cmの地盤隆起が測地された。変動域の主要部分が陸上であったので、土崎(秋田)・鯉ヶ沢で全振幅20~30cmの津波が観測されたに過ぎない(KISHINOUE and IIDA, 1939)。文化7年(1810年)の寒風山地震は、男鹿半島で1939年地震と同じような震度・地盤変動を記録した。1939年地震の波源域は男鹿半島をつつむかたちに推定されているが、1810年地震の波源域もだいたい似た領域と思われる。なお、1964年5月男鹿沖で50cm程度の津波がおきているが(HATORI, 1965)、歴史的には発生記録はない。おそらく、小津波を見逃したのであろう。



Fig. 4. Old map of the Lake Jusan, the west coast of Tsugaru peninsula, showing the change of topography caused by the 1341 tsunami.

Table 4. 文化元年6月4日(1804年7月10日)象潟地震における各地の津波の高さ(推定値)

| 地名 | 記 事 | 津波の高さ(m) |
|-------|---|----------|
| 象潟・金浦 | 津波打ち上げ, 200 余軒流失. 象潟付近 2m 地盤隆起 (町内 B.M. 2.6 m). | 3~4 |
| 吹 浦 | 吹浦川・日向川あふれ, 家屋流失. 丘陵 3 尺ほど沈降. | 2 |
| 酒 田 | 大浪来り, 3~5 尺打ち上げる. | 2 |

文化元年6月4日(1804年7月10日)の象潟地震は, 象潟で最大 2m 地盤隆起し, 裏日本の松島といわれた景勝地を一夜で干潟に変えてしまった. 津波は金浦~酒田間を襲い, 流失家屋を記録した (Table 4). 波高は 2~4m と推定される. 地盤変動域が海側にも広がり, 震度 6 の分布パターンを考えあわせると, 波源域は海岸ぞいに長さ 80 km と見積もれる.

2.3. 山形・新潟地域

天保4年の山形沖津波

天保4年10月26日(1833年12月7日)の15時ごろ, 山形沖でおきた津波は, 日本海側の歴史津波のなかで多くの被害記録をのこした. 震度 5 の分布は山形から新潟に伸び, 1964年新潟地震の場合と似ているが, 震度 6 の分布は山形沿岸ぞいに, 1964年地震のものより広域である (Fig. 5).

地震史料から各地の津波記録を抜粋すると, Table 5 のようになる. 山形沿岸では 1964年津波より激しく, 遠く函館・輪島へも押しよせた. いまの水準点を基準に, 各地の津波の高さは Fig. 6 のように推定され, 山形沿岸では高いところで 7~9m に達したようで

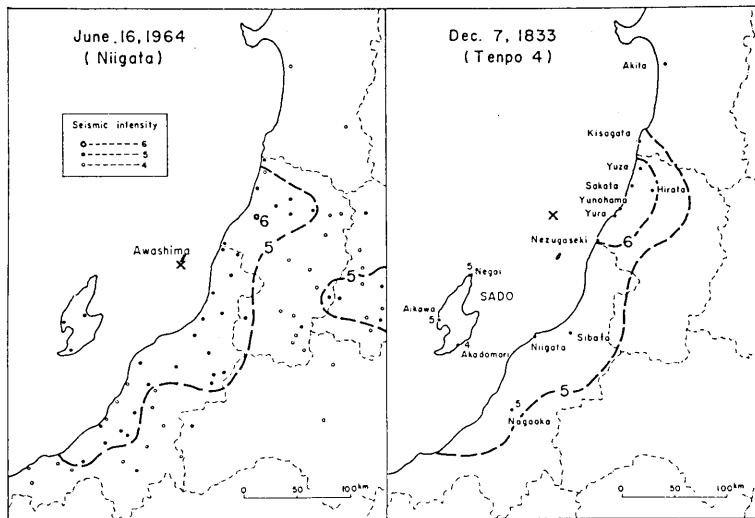


Fig. 5. Distributions of seismic intensity (JMA scale) for the earthquakes in 1833 and 1964.

Table 5. 天保4年10月26日(1833年12月7日)津波における各地の震度・津波の高さ(推定値)

| 地名 | 記 | 津波の高さ (m) | 震度 |
|---------|---|-----------|-----|
| 松前 | 26日昼八時半過ぎ(15時ごろ)強震。約半時間後に4尺ほど潮満つる。干満教回くりかえす。 | 2 | 3 |
| 函館 | 港内20町ほど潮ひき、のちに路面に溢れる。 | 1~2 | |
| 鰺ヶ沢 | 海水5~6町ひく。 | 1~2 | |
| 象潟 | 26日強震、津波。流家16, 怪我人7(町内B-M. 2.6m)。 | 3~4 | 5 |
| 加茂 | 26日申上刻(15時ごろ)地震。半時ばかり海水ひき, 3丈の津波上がる。家蔵流失し水死者多し。 | 7~9 | 6 |
| 湯ノ浜・金ヶ沢 | 地震と同時に津波押しよせる。痛家・潰家70, 流家8, 流船92, 水死15。 | 4~5 | 6 |
| 由良・小波渡 | 流家150, 流船213。水死23(五十川町はずれB.M. 5.8m)。 | 5~6 | 6 |
| 堅若沢・五十川 | | | |
| 温海・大岩 | 高波4~5度打ちあがる。堤破損1,439間, 水死5。大波打ちよせる。流船11, 流出橋1。 | 3~4 | 5 |
| 松ヶ崎 | | | |
| 新潟 | | 3~4 | 5~6 |
| 佐渡: | | | |
| 鷺崎 | 潰納屋92。 | 3~4 | |
| 願・鷺島 | 破損家235, 流失納屋44。 | 3~4 | 5 |
| 真更川 | | | |
| 岩谷口・関 | 潰家12。 | | |
| 石名・高千 | 流家79。 | 3~4 | |
| 湊・夷・加茂 | 破損納屋119(両津港口B.M. 2.7m)。 | 4~5 | 5 |
| 相川 | 浜1町半ほど潮ひく。高波数回。潰家, 流失なし。 | 2~3 | |
| 小木 | 蔵流失1。 | 1 | 4 |
| 赤泊 | 潰土蔵1。 | 1~2 | 4 |
| 輪島 | 町に浸水。 | 2 | |

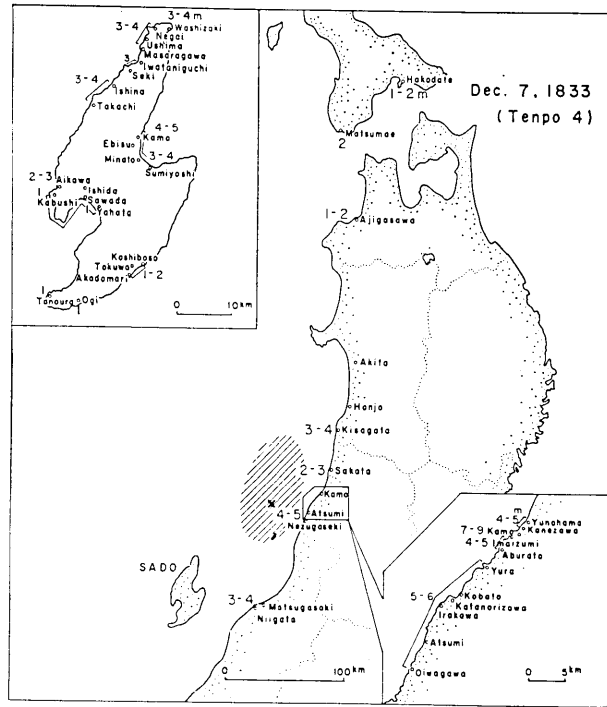


Fig. 6. Distribution of the inundation heights (unit: m) of the 1833 Tenpo tsunami inferred from old documents.

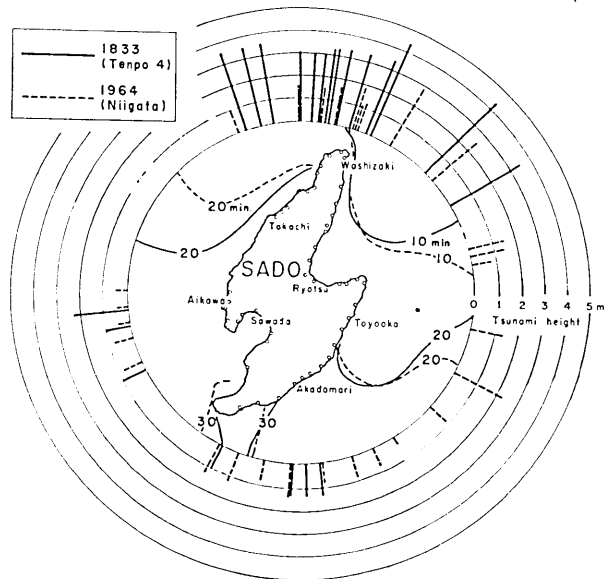


Fig. 7. Comparison of the inundation heights of the 1833 Tenpo tsunami at Sado Island with those of the 1964 Niigata tsunami.

ある。これを1964年津波の波高分布と比べると(相田ほか, 1964; HATORI, 1965; IIDA, 1967), 天保津波の波高のピークは北側にある。Fig. 7は両津波の波高分布を比べたもので、外海府沿岸では天保津波の波高は3~4mと推定でき、1964年津波の波高(気象庁, 1965)より2倍ほど大きい。天保津波の規模は1964年津波より上回り、津波マグニチュードは $m=2.5$ と見積もれる。また、波高分布の違いから、波源域は1964年津波のものより北東側の沖合と思われるが、後節でさらに考察してみる。

慶長19年の高田地震津波

慶長19年10月25日(1614年11月26日)13時ごろの地震で、高田領内に大きな震害をだし、中部地方をはじめ関東・近畿・四国にわたる広域に地震記録をのこした。有感半径の広がりから、日本海側の地震としては最大級のマグニチュード $M=7.7$ と推定されている。これほど大規模な地震であれば、津波マグニチュード $m>2$ の津波が伴ったことであろう。しかし、津波記録は不思議なほど少なく(慶長9年房総・東海南海道津波、慶長16年三陸津波の記録は、かなりのこっている)、地震史料には「大地震、別越後国高田領大震、人死多、津浪も揚打」のみの記事で詳しいことは判らない。後節で波源域を新潟沿岸ぞいと、これとほぼ直交するフォッサマグナ(静岡~糸魚川断層線)の延長上に想定して、予想される波高の分布を考えてみよう。

そのほか、宝歴12年9月15日(1762年10月31日)の地震により、佐渡の鶴島(外海府)で流家26、新潟市内で地割れ、噴砂が記録された。史料が少なくて議論できないが、波源域は両津沖らしい。

2.4. 石川~島根地域

寛政11年5月26日(1799年6月29日)加賀地震は、金沢市内に大きな被害を与え、河北潟では砂丘が崩れた。震度6の分布が、金沢を中心に70kmの範囲に広がった。一方、津波が宮腰(いまの金石)を襲い、数100戸をかきさらい、溺死者多しと記録されている。波高はおそらく、3~4mに達したであろう。周辺が砂丘地帯で、津波がどこまで押しよせたかははっきりしないが、震源域が海側へ伸びていたと思われる。地震マグニチュードは $M=6.4$ と推定されているが、津波から判断すれば、 $M7.2$ ぐらいに見積もれる。

1892年12月9日の地震で、石川県羽咋郡に家屋の破損や地割れを生じ、石川・富山海岸で異常潮位が記録された。おそらく、弱い津波を目撃したのであろう。石川地域では、以上2件の津波が記録されており、波源域は沿岸もしくは、その近海と思われる。

1927年3月の丹後地震では、周知のように、丹後半島のつけ根を横断する郷村断層で最大80cmの地盤隆起、これとほぼ直角に宮津方向に伸びる山田断層で40cmの隆起が測地された。この変動は陸上だけでなく、丹後半島周辺の海底で-2~+4mの隆起・沈降が測深されている。また、沿岸各地で1.2~1.5mの津波が目撃された。丹後・若狭地域の歴史津波をふりかえると、大宝元年(701年)までさかのぼることになる。あまりにも古いことではっきりしないが、山田断層が若狭湾に伸長した地震であろうか。リヤス式海岸の若狭湾内では、津波波高が著しく増幅されたことであろう。

1872年の浜田地震津波

本震の5~10分前に、浜田海岸各地で潮が引いたことでよく知られている。地震から40年後に詳しく調査され(浜田測候所, 1912; 今村, 1913), 浜田付近の海岸では0.5~1.2m

の沈降, 国分付近では 1.1~1.7 m の隆起が測量された (Fig. 8 中図). 調査報告の記事を整理すると, 地震前に潮が引いた海岸は 50 km に及び, 潮差は 1~2.4 m である (Fig. 8 上図). 下図には, 地震後に目撃された潮位の上下変動を示してある. 図示のように, 波高は 1~3 m の範囲にあり, 浜田より北東の隆起域ではだいたいの引き波, 南西の沈降域では押し波であった. 地震による家屋の倒潰分布を考えあわせると, 波源域は海岸ぞいに長さ 50 km と見積もれよう.

3. 波源域の解析

前章では歴史津波の記録を整理し, 沿岸波高の推定を行った. ここでは震度・波高分布および地盤変動のデータと調和的な波源域を調べてみる.

解析の方法は, まず津波の規模に応じて, 波源域の長さを 50~100 km の範囲に仮定する. そして 2~3 の波源域を想定して津波の伝播図を作図し, 波源域周縁の任意の幅から放射する波向線の沿岸での集り具合と波高分布とを比べ, 波源域の位置や走向を調べてみた.

グリーンの法則によれば, 沿岸波高 H は次のように表わせる.

$$H = (h_0/h)^{1/4} \cdot (l_0/l)^{1/2} H_0$$

ここで, h_0 : 波源周縁の水深, h : 沿岸の水深, l_0 : 波源周縁の幅, l : 沿岸における波向線の幅である. 波源域で指向性を無視し, 一様に水位 H_0 が上昇したとき, 波源から沿岸に達する水深と波向線の幅の変化から, 沿岸の Shoaling と屈折係数 (以下に S.R 係数と記す) が計算できる. つまり沿岸における S.R 係数が高値を示したところでは, 当然, 大きな波高が期待される. 以下に 2~3 の実例から, 波高分布と S.R 係数を比べてみる.

渡島大島津波は大規模であり, 火山爆発による山崩れでは, その発生の可能性はきわめて薄いことを述べた. 波源域を長さ 100 km に仮定し, Fig. 9 に示すように, 渡島大島の西方沖水深 3,000 m の等深線にそう走向を想定してみた. その根拠は, 海底地形 (川上,

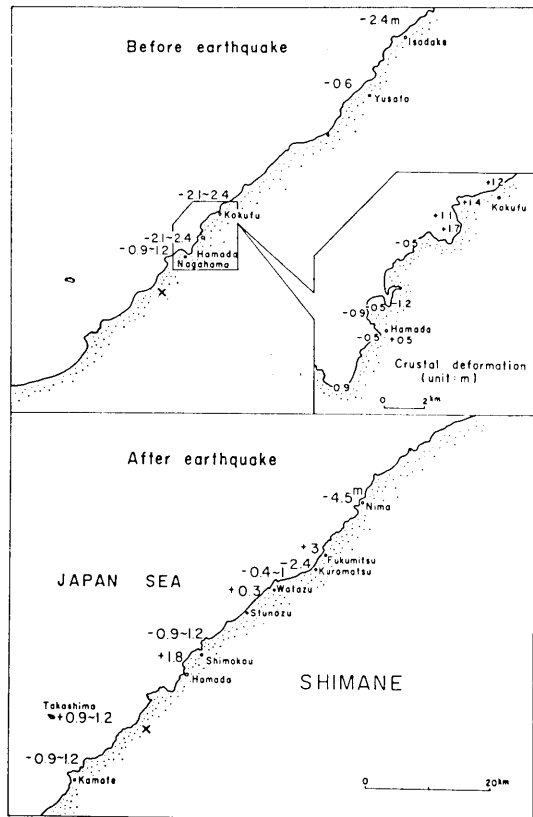


Fig. 8. Sea level disturbances observed by the inhabitants before and after the 1872 Hamada earthquake (unit: m). Middle figure shows crustal deformation.

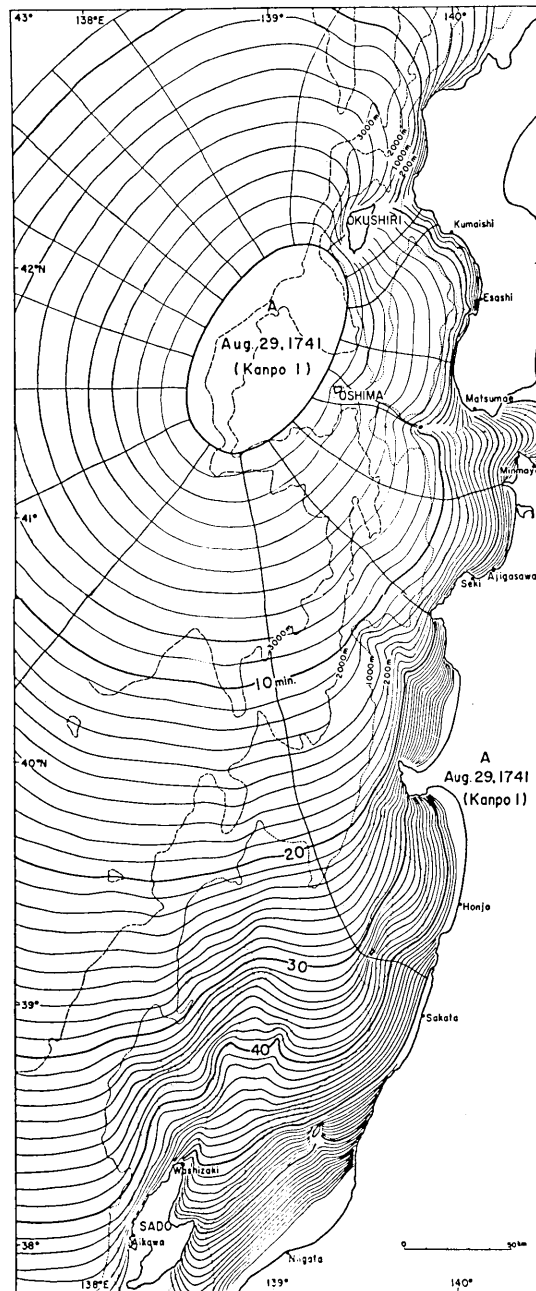


Fig. 9. Refraction diagram for the 1st hypothetical source of the 1741 Oshima tsunami (time interval: 1 min). Wave rays are emitted from the source margin divided into unit segments of 13 km in length.

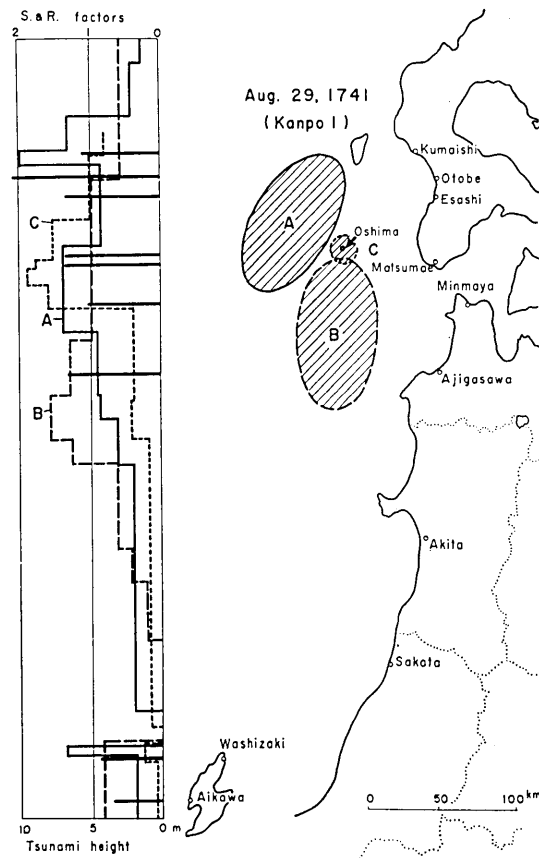


Fig. 10. Comparison of the distribution of the inundation heights for the 1741 tsunami with shoaling and refraction factors along the coast analyzed from three source models.

1970) と奥尻島の第四紀地殻変動の走向が北東～南西方向である(宮浦, 1975) ことを重視した。津波伝播図は1分ごとに作図し、波向線は波源周縁を13 kmに分割した地点からの放射を示してある。この伝播図によれば、渡島半島西岸では10数分、佐渡には50分ぐらいで津波が到達することになる。波向線は渡島～津軽沿岸に集まり、また、佐渡の鷺崎北東沖に浅海が伸びていることから、岬付近に津波が集まりやすいことも理解できよう。このほか、波源域を Fig. 10 に示す B, C 波源を想定して、伝播図を作図した。ここで B 波源は津軽沖に長さ 100 km, C 波源は大島を中心に直径 20 km を設定してある。さて、これら 3 個の波源モデルから沿岸の S.R 係数を計算すると、Fig. 10 左側の階段状で示す結果を得る。また、波高分布を横線で示して比較してある。B 波源の場合では当然、津軽沿岸の S.R 係数は大きく、大波高が期待できるが、渡島西岸では A 波源のものより小さい。また、A 波源のものが、佐渡の S.R 係数も大きい。C 波源の場合、渡島・津軽沿岸の S.R 係数は大きい、20 km の波源サイズでは、よほど大きな海底の垂直変動が生じなければ、大きな津波エネルギーは期待できない。また、佐渡の S.R 係数も最小である。以上、それ

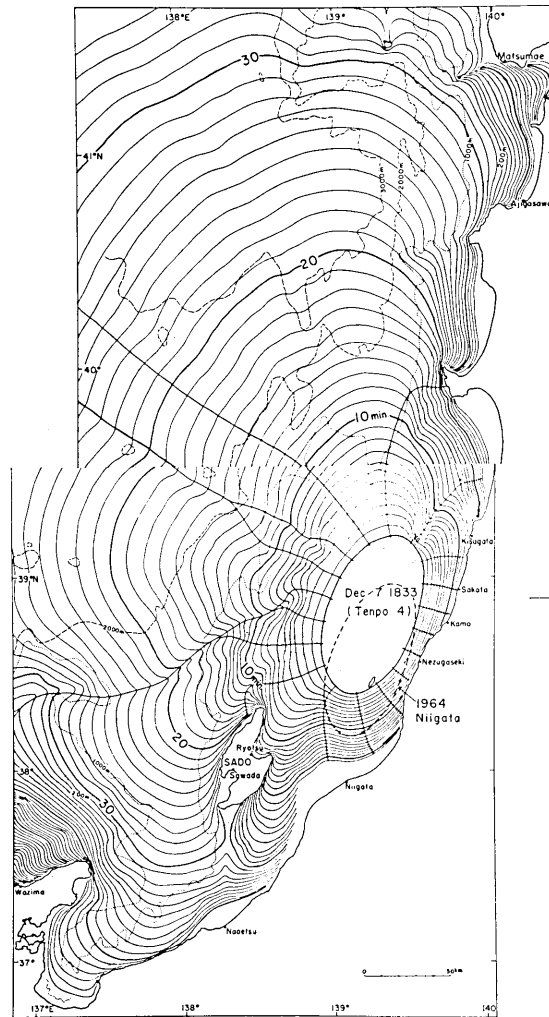


Fig. 11. Refraction diagram for the hypothetical source of the 1833 Tenpo tsunami (time interval: 1 min). Wave rays are emitted from the source margin divided into unit segments of 13 km in length.

それぞれの S.R 係数の分布を比べると、A 波源のものが、波高分布ともっとも調和的である。なお、積丹半島沿岸には津波記録は見い出されていないが、この地域にも顕著な津波が押しよせていたならば、波源域はさらに奥尻島へ伸びていた可能性もある。

1833 年の天保津波は山形沿岸、佐渡の外海府において、1964 年新潟津波の波高を目立って上回った。これは、1964 年の波源域よりも北東沖合ではないかと、述べてきた。そこで、1964 年の波源域より 30 km 北東側にずらし、100 km の波源域を設定して伝播図を作図してみた (Fig. 11)。波向線は波源周縁を 13 km ごとに分割して、それぞれの地点からの放射を示してある。Fig. 12 は、両波源域による沿岸の S.R 係数と、波高分布 (横線) の比較を

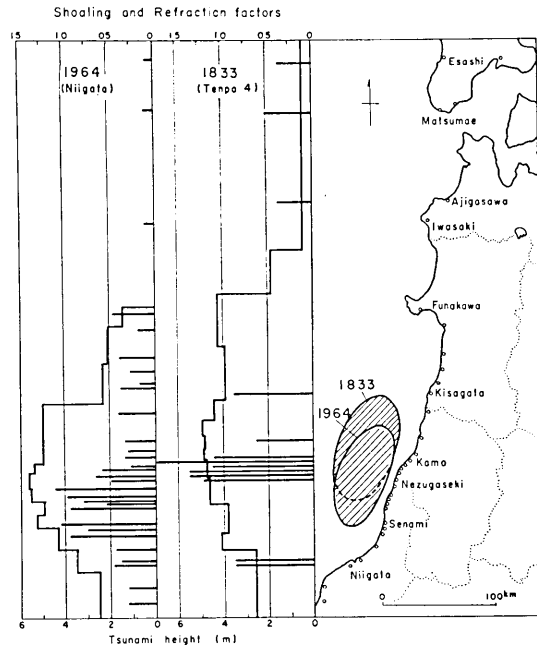


Fig. 12. Comparison of the inundation heights of the 1833 Tenpo tsunami with those of the 1964 Niigata tsunami. Shoaling and refraction factors along the coast are also shown.

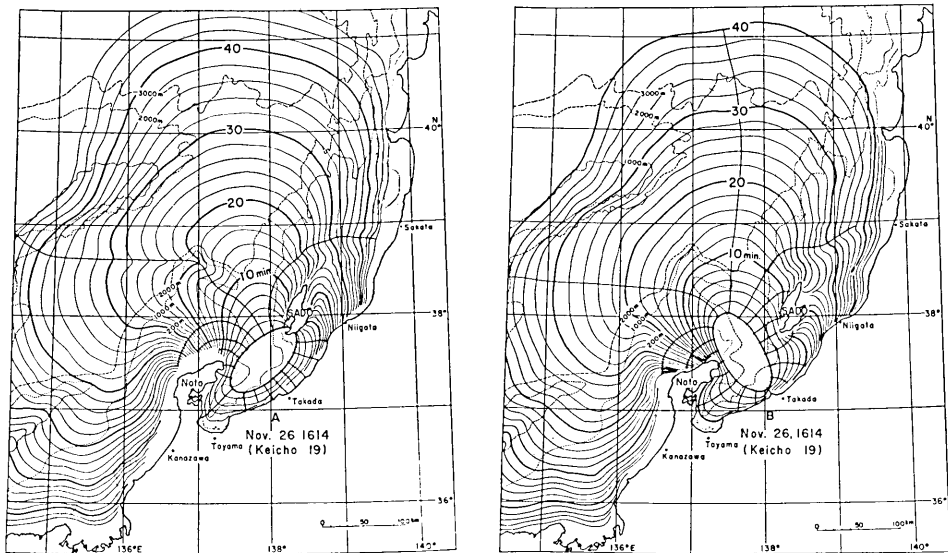


Fig. 13. Refraction diagrams of the imaginary sources of the 1614 Keicho tsunami (time interval: 2 min).

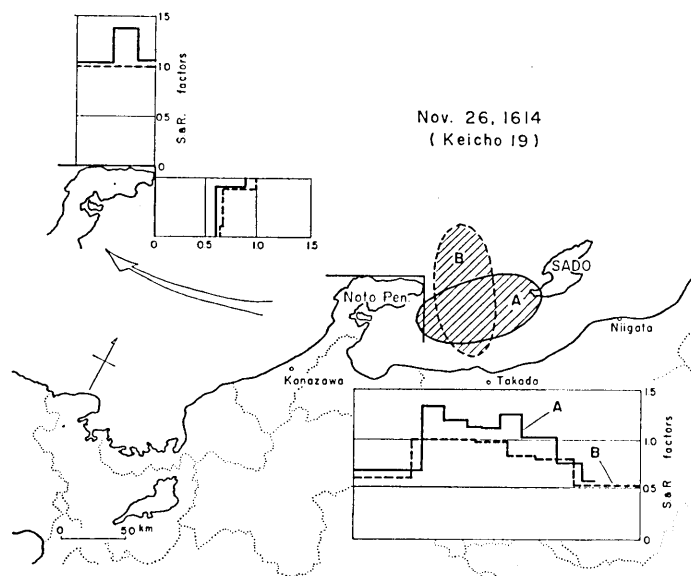


Fig. 14. Shoaling and refraction factors at the coast analyzed from two source models of the 1614 Keicho tsunami.

示す。天保津波における秋田沿岸の記録がないのははっきりしないが、波源域を沖合に設定したことで、渡島半島における波高が説明しやすい。また、Fig. 7 に佐渡付近における両波源からの伝播図を示してあるが、20分の波面が1964年津波のものより外海府沿岸に近づき、この付近に波向線が集まることも理解できる。

1614年慶長津波について、Fig. 13に示すような長さ100kmの波源域を新潟沿岸ぞいと、フォッサマグナの延長上に想定して伝播図を作図してみた。Fig. 14は両波源による沿岸のS.R.係数の分布を比べてある。津波の具体的な挙動を知る記録がないので、いずれの波源が妥当であるか、はっきりしない。A波源の場合には新潟沿岸に、B波源では能登半島沿岸に大きな波高が予想され、津波の指向性を考えれば、両パターンはもっと差異が強調されよう。

以上、津波マグニチュード $m \geq 2$ の波源域を検討した結果を述べた。そのほかの津波についても、同様な方法で検討した。Fig. 15はその津波伝播図の例を示したもので、将来の津波に対し、伝播時間の目安になる。

4. 波源域の分布

有史以来、現在に至る1,275年間(701~1976年)に、日本海側でおきた津波の推定波源域を1図にまとめると、Fig. 16のようになる。1600年以前の津波は、おそらく記録漏れもあろうし、また、データ不足で波源域のきめ手のないものは、推定震央だけを示してある。また、1939年以降の波源域は、検潮記録からきめられたものである。図示のように、能登半島以北がきわだって、津波活動が活発である、山陰地域では $M > 7$ の地震が沿岸から内陸側に分布し、沖合側には津波を伴った地震は記録されていない。

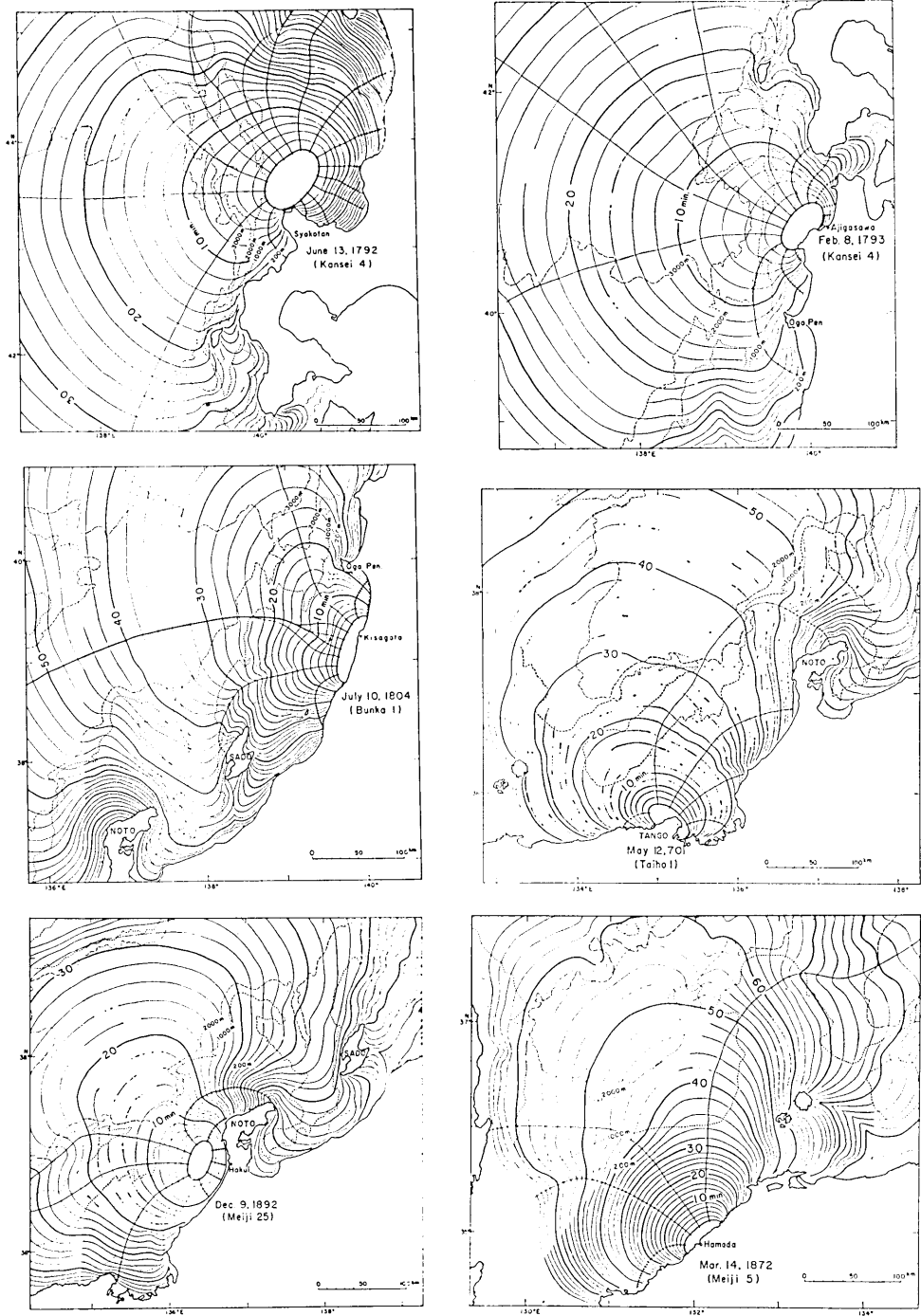


Fig. 15. Refraction diagrams of various historical tsunamis (time interval: 2 min).

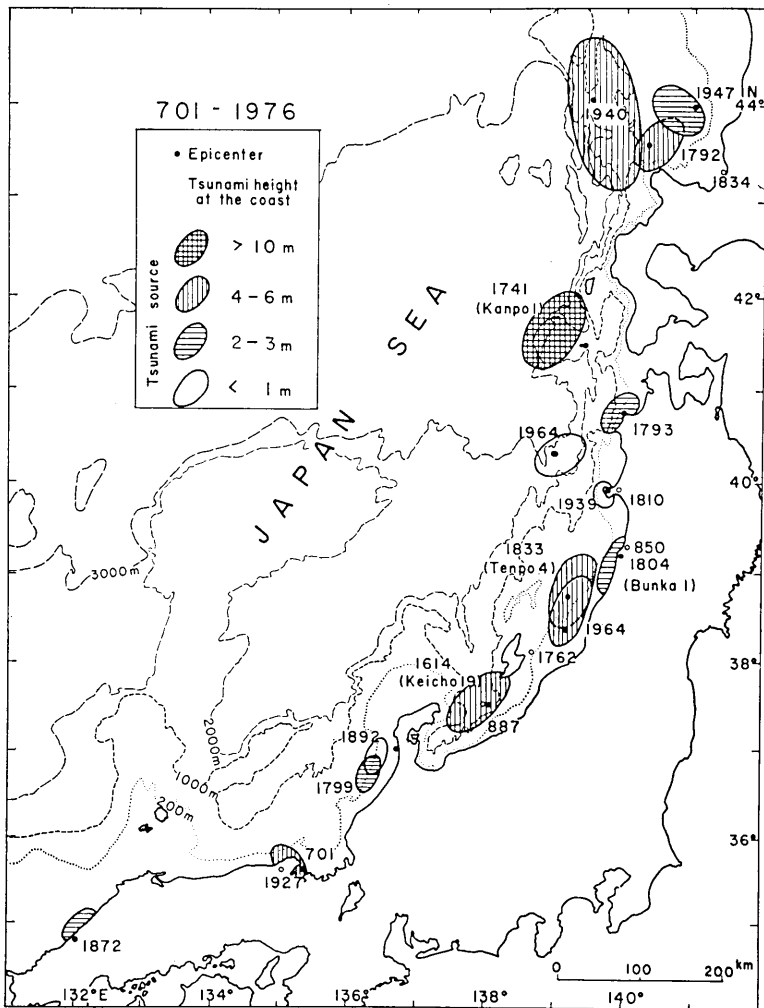


Fig. 16. Geographical distribution of the hypothetical source areas of historical tsunamis generated in the Japan Sea during the last 1,275 years (701-1976).

太平洋側の波源域分布は、空きのないほど埋めつくされているが、日本海側では空白域がかなりある。波源域の配列は、海岸ぞい、陸棚上および 2,000~3,000 m 等深線上の 3 列に並び、 $m > 2$ の波源域は陸棚上または、その沖合に分布している。

被害地震の表 (宇佐美, 1975) から、日本海側の地震 ($M \geq 6.5$) をぬき出し、震央分布を Fig. 17 に示す。ここで黒丸は津波地震、白丸は津波記録のない地震を表わす。沿岸ぞいには、かなり津波を伴わない地震があり、いずれも大きな地震被害が記録されている。これらは、地盤変動の主要部分が内陸側にあつたらしい。しかし、このなかで 1704 年能代地震と 1802 年小木地震は、海岸で最大 2 m ほどの地盤隆起を記録した。おそらく津波をおこしている、と思えるが、被害を与えるような波高にいたらなかったであろう。その

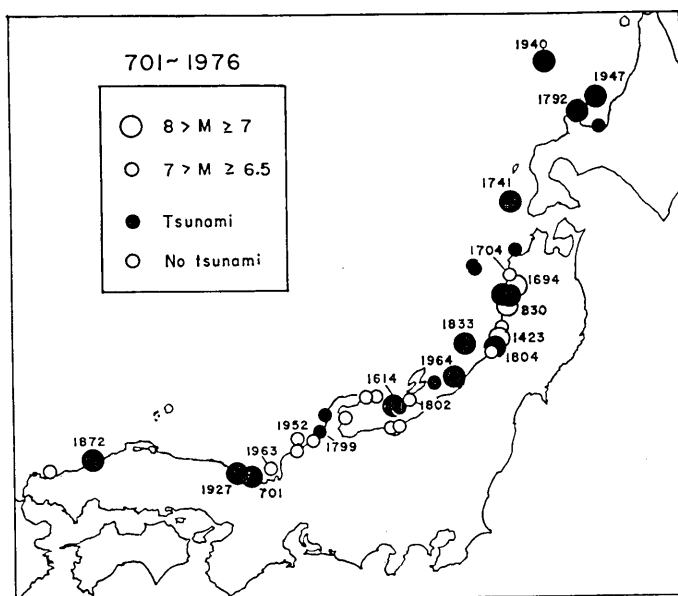


Fig. 17. Geographical distribution of the epicenters of earthquakes ($M \geq 6.5$) occurring in the Japan Sea during the last 1,275 years (701-1976).

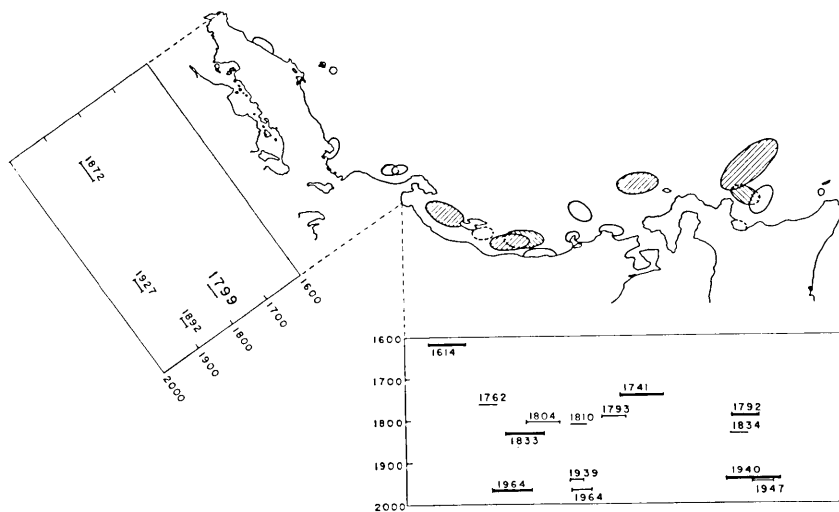


Fig. 18. Space-time diagram of tsunamis in the Japan Sea. Line segments represent estimated length of the tsunami sources, and thick lines are tsunami magnitudes $m=2$ or more.

ほか能登半島先端付近や越前岬沖では、 $M7$ 程度の地震がときどきおきているが、津波は記録されていない。例えば、1963年3月越前岬沖の地震 ($M=6.9$) では、地震モーメント $M_0=3.3 \times 10^{25}$ ダイン-cm と解析されている (ABE, 1974)。これは、たとえ津波が発生しても、小規模な津波が予想され、検潮儀で検出することはむずかしい。

Fig. 18 に、1600 年以降の津波の時間・空間分布を示す。1700～1800 年代にかけて、津軽から新潟に向けて順次津波が発生したこともあるが、天保津波から新潟津波まで 131 年の間隔があり、発生の規則性はみられない。秋田・新潟西部・福井・島根地域は地震の特定観測地域に指定されているが、津波に関しても空白域である。また、渡島～津軽間の空白域も目立つ。

5. むすび

日本海側の歴史津波について、各地の記録から沿岸波高を推定し、震度・波高分布と調和的な波源域を調べた。海岸ぞいにおきた津波は、地盤変動域が陸と海とにまたがり、その規模は比較的小さい。このなかには、地震マグニチュード $M 6.5$ 程度に推定されている地震が 2～3 あるが、地変・津波の記録から判断すれば、 $M=7.0\sim 7.5$ に訂正した方が妥当であろう。津波マグニチュード $m \geq 2$ の規模をもつ津波の波源域は、大陸棚からさらに沖合にあったとみなせる。1741 年渡島大島津波の波源域は、大島西方沖の 3,000 m 等深線ぞいに長さ 100 km 以上を想定すると、津波の規模や波高分布が説明しやすい。地震記録がないことから、渡島・津軽の地震動は小さく、大島火山の活発な噴火活動に目をうばわれたらしい。1896 年三陸大津波のように、粘弾性的な地震 (KANAMORI, 1972) による津波を考えさせる。津軽の記録によれば、渡島大島付近で過去に数回、400～500 年の間隔で、この種の津波が繰り返えされてきた疑いがある。1833 年天保津波は 1964 年新潟津波の規模を上回った。波高分布の相異点から、波源域は 1964 年津波のものより北東沖合とみなせる。

日本海側には、この 200～300 年の間に再発していない津波が多数あり、津波の空白域ともいふべき地域も各所にみられる。また、1614 年慶長津波など波源域のきめ手のないものが多数あり、今後、史料の発掘をはじめ、津波の海岸調査が望まれる。

謝 辞

本調査研究にあたって、北海道松前町・青森県今別町・市浦村、両津市の各教育委員会からご協力を得た。提供された資料のなかには、地震史料に集録されていないものも多く含まれている。ここに記して厚くお礼申し上げます。

文 献

- ABE, K., 1974, Fault parameters determined by near and far-field date: The Wakasa Bay earthquake of March 26, 1963, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **64**, 1369-1382.
- ABE, K., 1975, Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- 相田 勇・梶浦欣二郎・羽鳥徳太郎・桃井高夫, 1964, 1964 年 6 月 16 日新潟地震にともなう津波の調査, *地震研究所彙報*, **42**, 741-780.
- FUKAO, Y., and M. FURUMOTO, 1975, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **25**, 247-266.
- 浜田測候所, 1912, 明治 5 年 2 月 6 日浜田地震.
- HATORI, T., 1965a, On the tsunami which accompanied the earthquake off the northwest of Oga on May 7, 1964, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 149-159.

- HATORI, T., 1965b, On the tsunami which accompanied the Niigata earthquake of June 16, 1964—Source deformation, propagation and tsunami run-up, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 129-148.
- HATORI, T., 1969, A study of the wave source of tsunami generated off west Hokkaido on Aug. 2, 1940, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 1063-1072.
- 北海道防災会議, 1977, 渡島大島—火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策, 1-82.
- IDA, K., 1967, The Niigata tsunami of June 16, 1964, The General Report on the Niigata earthquake of 1964, Tokyo Electrical Engin. Coll. Press, 97-127.
- 今村明恒, 1913, 明治5年ノ浜田地震, 震災予防調査会報告, **77**, 43-77.
- 今村明恒, 1921, 奥羽西部ノ地震帯, 震災予防調査会報告, **95**, 1-102.
- IMAMURA, A., 1935, Crustal deformations associated with the Dewa earthquakes of 1804 and 1894 as revealed through the revisions of precise levels, *Proc. Imp. Acad. Japan*, **11**, 51-54.
- IMAMURA, A., 1937, Crustal deformations associated with the Tsugaru earthquakes of 1766 and 1793, *Proc. Imp. Acad. Japan*, **13**, 208-212.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **6**, 346-359.
- 川上喜代四, 1970, 日本海東部海底の地形学のおよび地球物理学的研究, *Rep. Hydrogr. Res.*, **5**, 1-46.
- KISHINOUE, F., and K. IIDA, 1939, The tsunami that accompanied the Oga earthquake of May 1, 1939, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **17**, 733-740.
- 気象庁, 1965, 1964年新潟地震調査報告, 気象庁技術報告, **43**, 1-230.
- 宮部直巳, 1941, 昭和15年8月2日日本海に起った津波, 地震研究所彙報, **19**, 104-114.
- 宮浦 正, 1975, 奥尻島の海岸段丘と第四紀地殻変動, 第四紀研究, **14**, 23-32.
- 武者金吉, 1944, 箕埃隨筆所載の石見の津波, 地震, **16**, 181-186.
- 斎藤博英, 1941, 北海道西岸を襲ひし津波, 北海道気象要報, **1**, 107-125.
- 田中館秀三, 1936, 北海道渡島国江差町災害, 地震, **8**, 32-35.
- 宇佐美龍夫, 1975, 資料日本被害地震総覧, 東大出版会.

4. *Tsunami Behavior and Source Areas of Historical Tsunamis in the Japan Sea.*

By Tokutaro HATORI,
Earthquake Research Institute,

and

Michiko KATAYAMA,
Faculty of Marine Science and Technology,
Tokai University.

Based on the historical records of the tsunamis generated in the Japan Sea during last 400 years (1600-1976), the inundation heights along the coast and their source areas are investigated. The hypothetical source areas are found in a few refraction diagrams: Distribution of the coastal heights is compared with that of shoaling and refraction factors along the coast, which are calculated by use of the Green's formula.

The 1741 Oshima tsunami is the largest tsunami in the Japan Sea. The estimated inundation heights are 6-10 m along Oshima Peninsula, west Hokkaido, 4-6 m at Tsugaru, and 3-5 m at the Sado Island which located at 350 km south from the tsunami source. Thus, tsunami magnitude is decided as $m=3$. The hypothetical source area extends 100 km or more in the NE-SW direction along a bathymetric line of 3,000 m off Oshima Peninsula. Inundation heights of the 1833 Tenpo tsunami are 5-6 m along the Yamagata coast and 3-5 m at the north side of Sado Island which are larger than those of the 1964 Niigata tsunami. The difference of the height distributions suggests that the source area of the 1833 tsunami lies to the northern deep sea side of the 1964 tsunami.

In the region from Hokkaido to Niigata, many tsunamis have been generated compared to the west side of Noto Peninsula. The source areas line up three zones on the coast, continental shelf and the bathymetric line of 2,000-3,000 m. In a map of the source distribution, there are many gaps of tsunami source area. These areas may be considered a region of relatively high tsunami risk.