

## 12. 三陸沖津波の波源位置と伝播の様相

地震研究所 羽鳥徳太郎

(昭和51年11月18日受理)

### 1. はじめに

1600年以降の三陸沖歴史津波について、筆者(羽鳥, 1975)は地震史料を整理して沿岸波高を推定し、震度・津波分布を近年の津波と比べて波源の領域を示した。本稿ではこれらの波源の位置やその大きさが妥当であるか、伝播図を作図し波向線の様相と波高分布を比べて確かめてみるのが目的である。

一方、岩崎(1973)は近年の津波から地震の規模にみあう波源域の大きさ、海底の地盤変動量をわりだし「設計津波」を提唱した。そして三陸沖に2~3の波源域をおき、数値計算から沿岸波高の予測を試みた(岩崎・楊, 1974; 岩崎・真野・滝森, 1975)。ここでは歴史津波の挙動をふまえ、北海道東部~房総沖間の海溝沿いに波源域を設定した。しかし、波源は一様に分布するものでなく、三陸北部沖のように100年間隔で1968年十勝沖津波と同種の津波がおこった地域がある反面、宮城南部・福島沖のようにこの300年間に津波発生の記録のない地域もある。そこで、この地域にも仮想の波源域を設定し、津波伝播図から予測される沿岸波高の分布パターンを考える。

### 2. 解析

想定した波源域は Fig. 1 に示すような北海道~房総沖間の海溝沿いに A~H の8個の波源をおく。波源の長さは、歴史津波の規模に応じて、90~300 km の範囲にとっている。そのほか比較のために、1933年三陸・1968年十勝沖津波の解析も加えた。

まず波源から2分ごとに津波伝播図を作図し、波源の周縁を任意の等間隔の幅から放射する波向線をえがく。次式に示すグリーンの法則を応用して、波源から100 m の水深線上に達した波向線の幅および水深の変化から屈折と shoaling 係数を計算した。100 m 水深線上の波高  $H$  は

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

ここで  $h_0$ : 波源周縁の水深,  $l_0$ : 波源周縁の波向線の幅,  $h$ : 水深 100 m,  $l$ : 100 m 水深線における波向線の幅を表わす。なお、波源で水位  $H_0$  は一様に上昇と取扱い、指向性は無視する。以下に 100 m 水深線上における屈折・shoaling 係数(以下に  $S, R$  係数と記す)と各津波の波高分布のパターンを見比べて、設定した波源の妥当性を確かめよう。

### 3. 三陸沖の波源

三陸沿岸における1611年の慶長津波の震度・津波分布は1933年の三陸津波の場合とよ

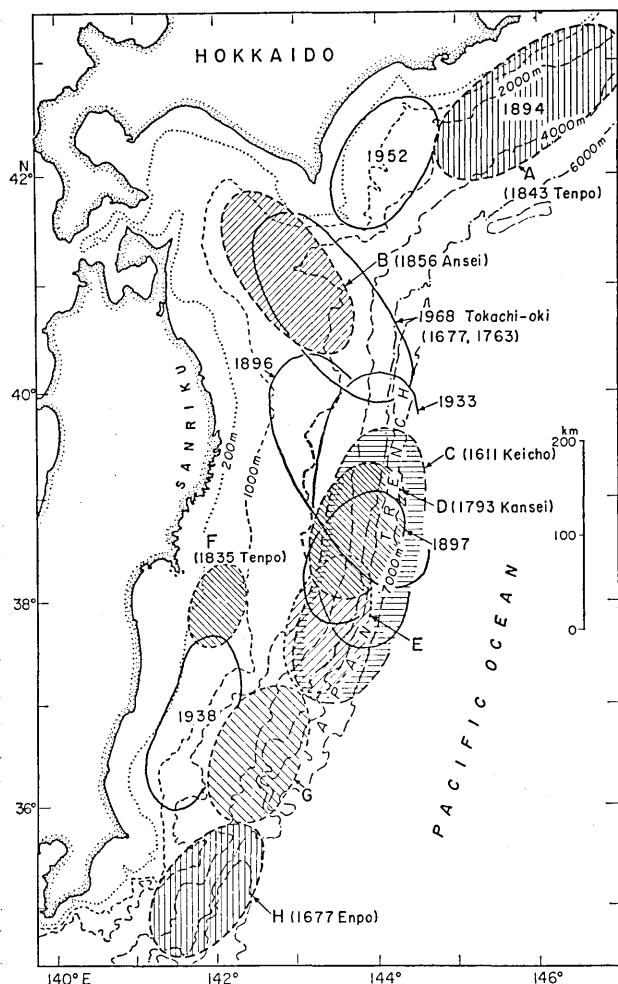


Fig. 1. Geographical distributions of the source areas of historical tsunamis inferred from old documents and the sources of recent tsunami estimated by instruments observations.

く似ているが、宮城・福島沿岸では慶長津波の波高が目立って大きい (Fig. 5)。比較のために、まず 1933 年三陸津波の伝播図は Fig 2 のようになり、海岸に達した波面の時間は検潮儀による伝播時間 (分) と調和的である。波向線は波源周縁を 35 km に分割した点からの放射を示す。さて、慶長津波の波源域は宮城・福島の波高を重視して 1933 年津波のものより南下りを考え、海溝沿いに長さ 300 km の  $C$  と  $C'$  の二つの波源を想定した。Figs. 3 と 4 はその伝播図を示す。宮城沖で海溝軸が陸側へ折れ曲っているの、 $C$  波源は水深線に沿ったかたちで折れ曲がっている。両モデルとも三陸沿岸の伝播時間は 30 分で、形からの違いは生じない。しかし 35 km に区分した波源から放射する波向線はかなり違

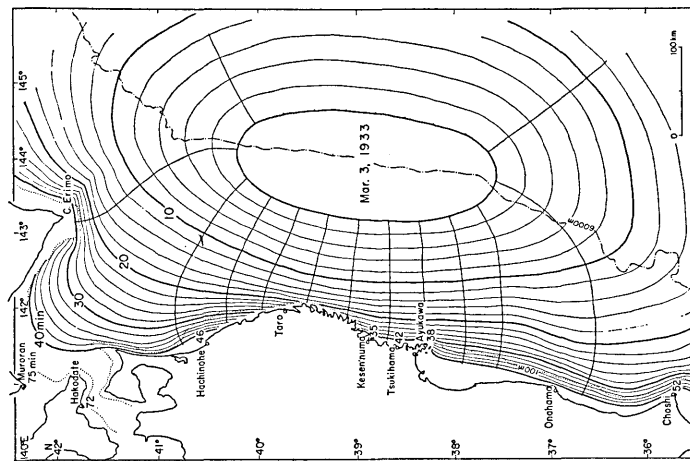


Fig. 2. Refraction diagram of the 1933 Sanriku tsunami (time interval: 2 min) and travel times (min) observed by tide gauges. Tsunami rays are emitted from each unit segment (35 km length) of the source margin.

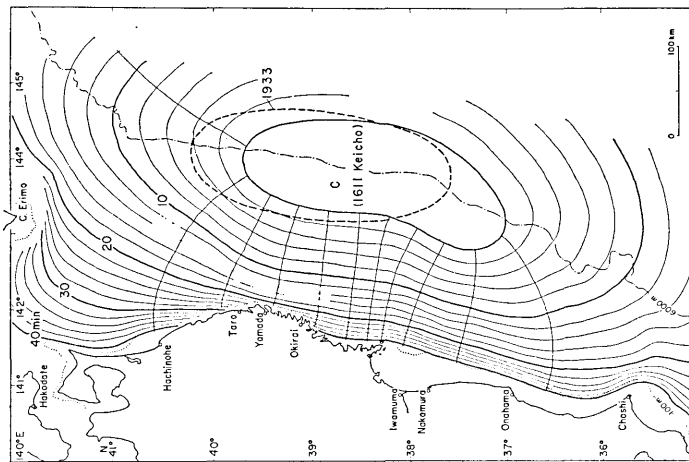


Fig. 3. Refraction diagram for the 1st hypothetical source of the 1611 Keicho tsunami. Tsunami rays are drawn under the same condition as taken in Fig. 2.

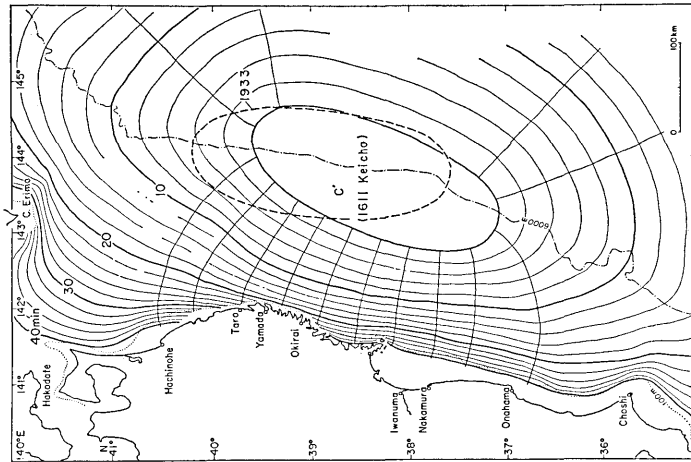


Fig. 4. Refraction diagram for the 2nd hypothetical source of the 1611 Keicho tsunami. Tsunami rays are drawn under the same condition as taken in Fig. 2.

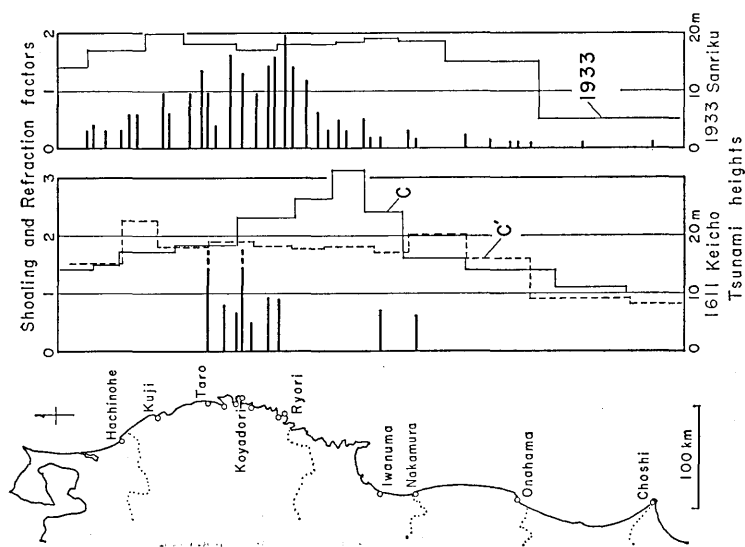


Fig. 5. Comparison of the distribution patterns of the shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m analyzed from the three sources (C, C' and the 1933 tsunami) as well as of tsunami heights in the 1611 and 1933 events.

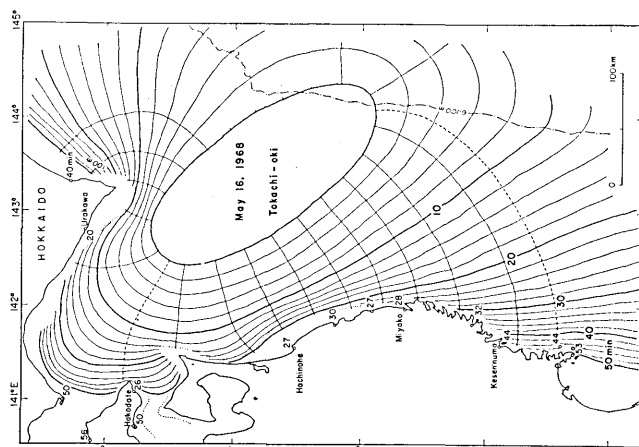


Fig. 6. Refraction diagram of the 1968 Tokachi-oki tsunami and travel times (min) observed by tide gauges. The source margin is divided into unit segments of 27 km in length.

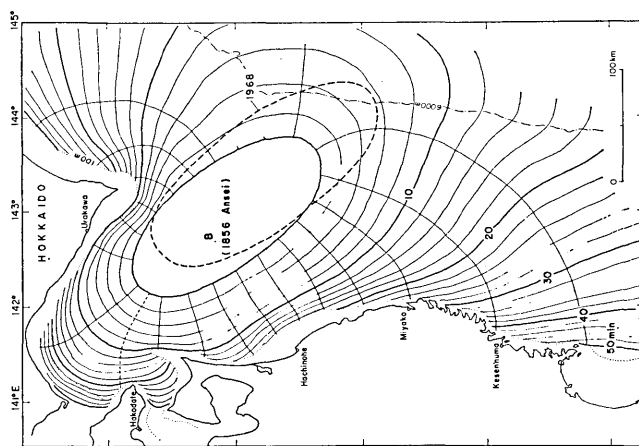


Fig. 7. Refraction diagram of the 1856 Ansei tsunami (the source area is inferred from arrival times observed by local people). The source margin is divided into unit segments of 23 km in length.

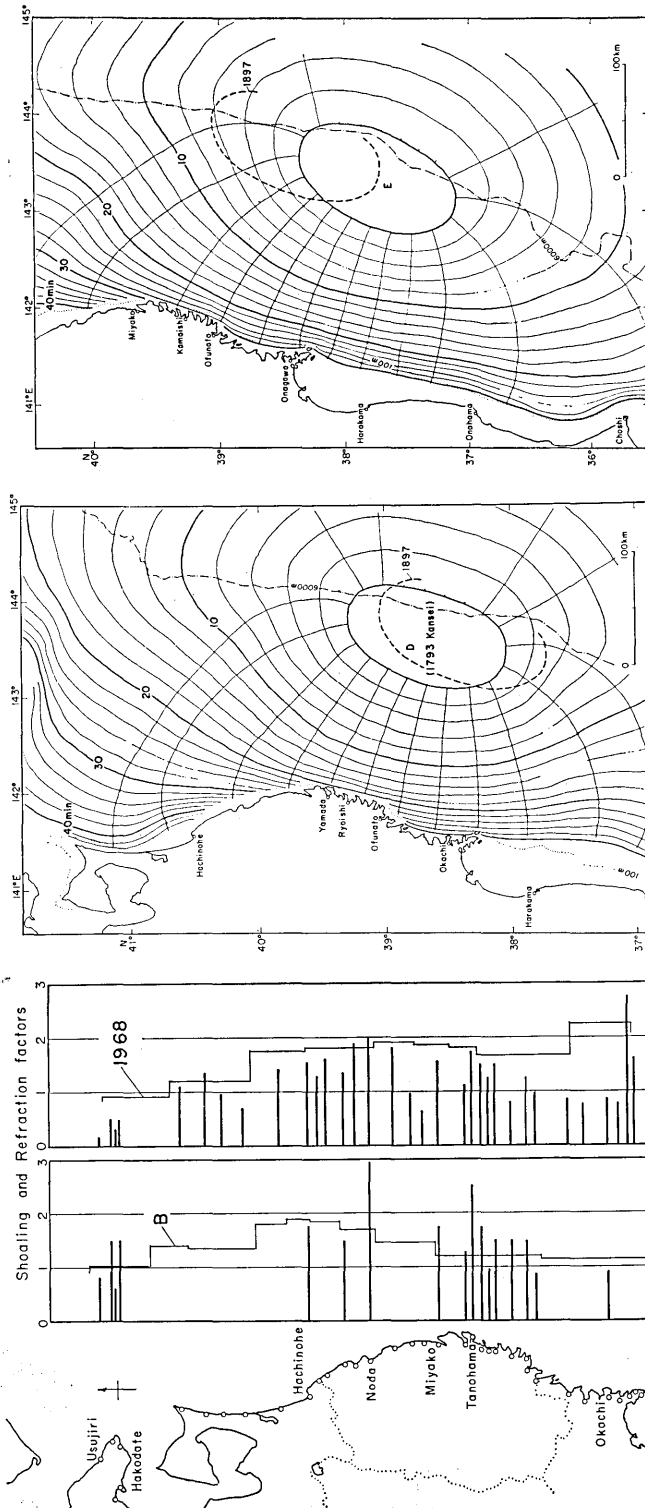


Fig. 8. Comparison of shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m as well as of tsunami heights in the 1856 and 1968 events.

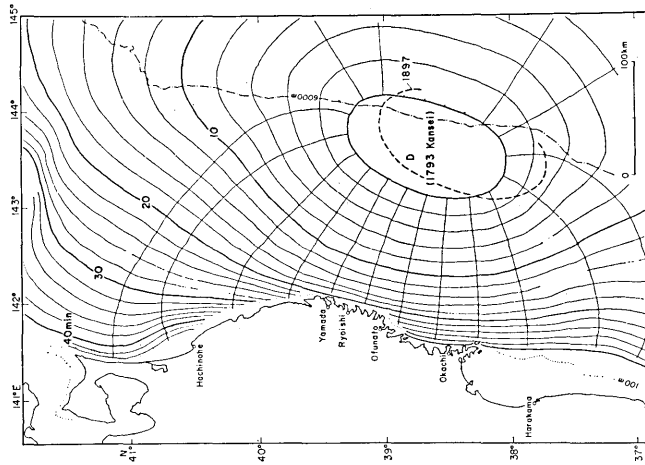


Fig. 9. Refraction diagram of the 1st hypothetical source of the 1793 Kansei tsunami. The source margin is divided into unit segments of 18 km in length.

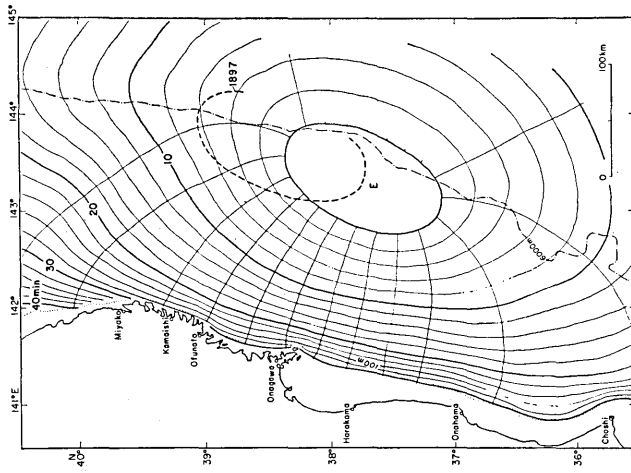


Fig. 10. Refraction diagram of the 2nd hypothetical source of the 1793 Kansei tsunami. Tsunami rays are drawn under the same condition as taken in Fig. 9.

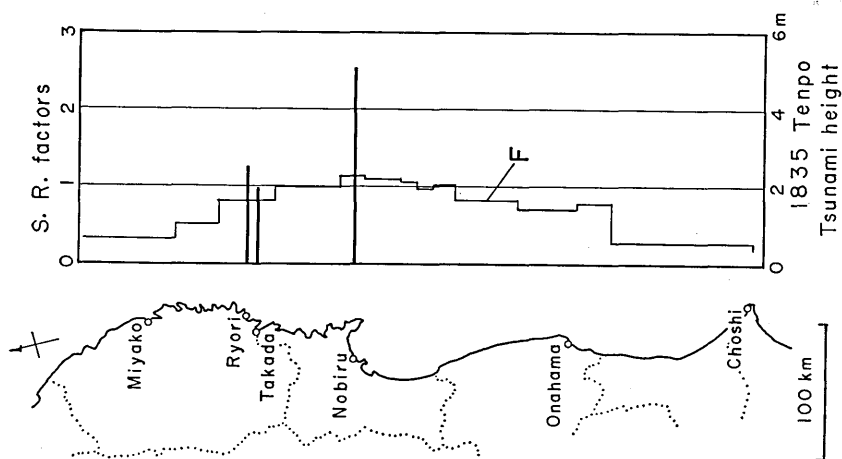


Fig. 13. Shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m, and the tsunami height in the 1835 event.

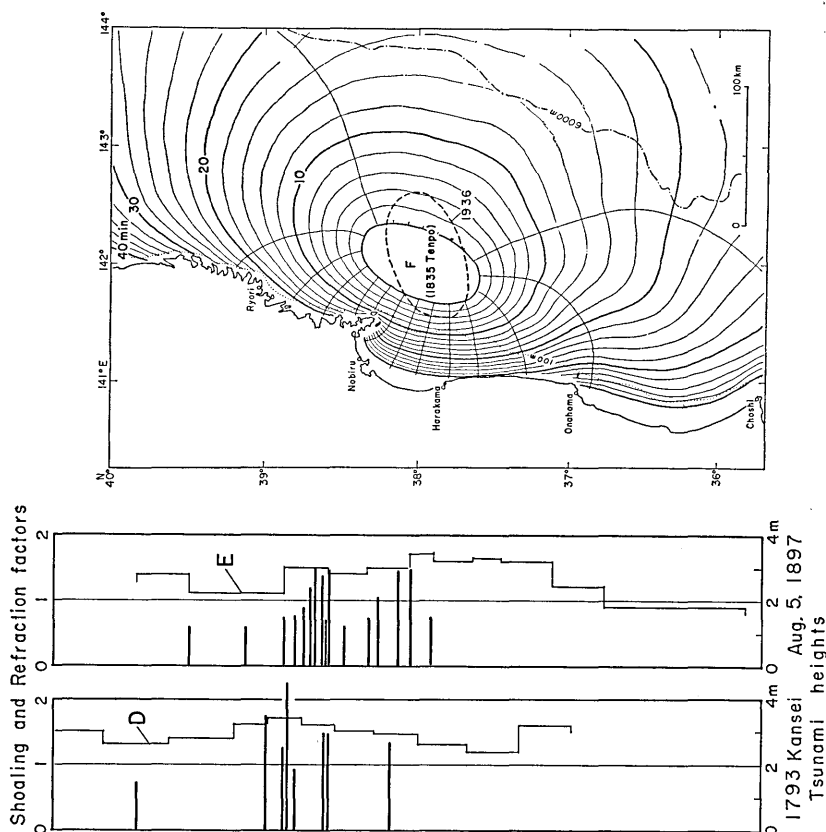


Fig. 12. Refraction diagram of the hypothetical source of the 1835 Tenpo tsunami. Tsunami rays are emitted from each unit segment (12 km length) of the source margin.

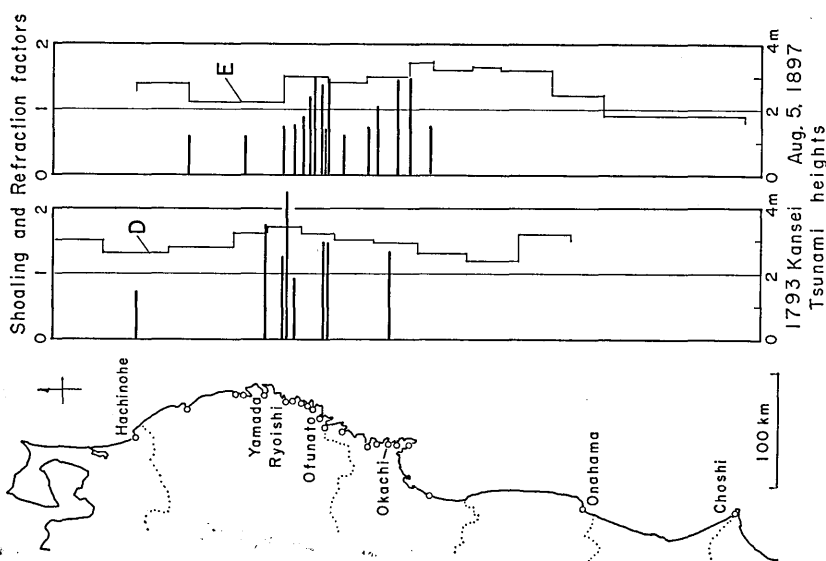


Fig. 11. Comparison of shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m as well as of tsunami heights in the 1793 and 1897 events.

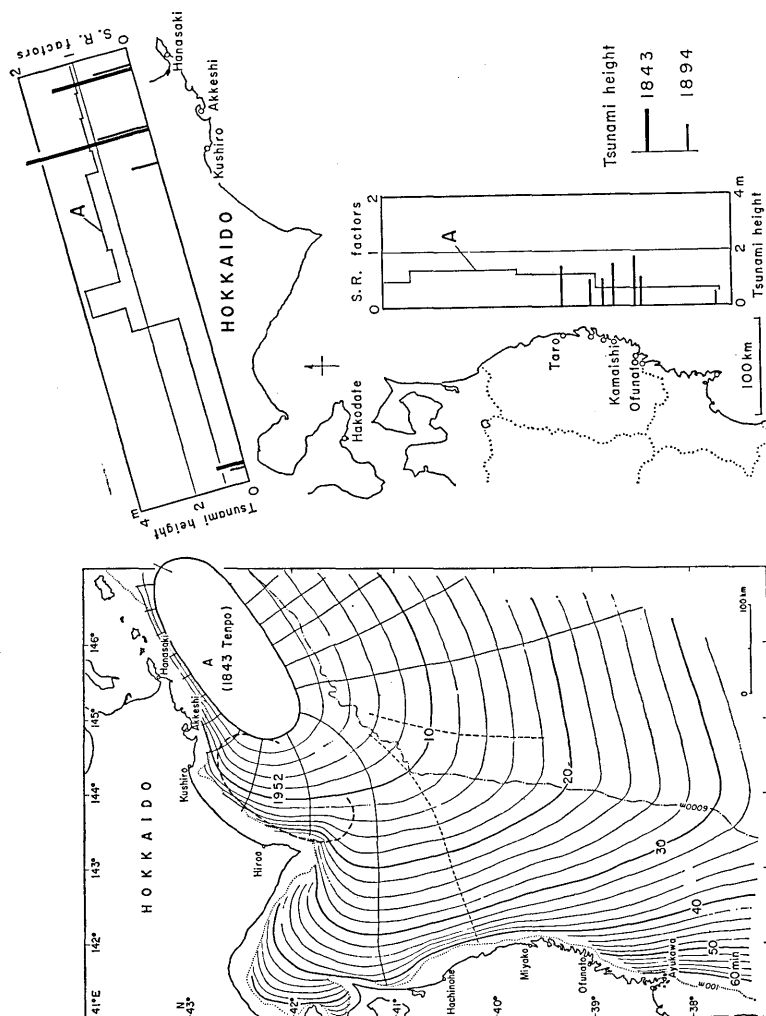


Fig 14. Refraction diagram of the 1894 Nemuro-oki tsunami. The source margin is divided into unit segments of 27 km in length.

Fig. 15. Comparison of shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m as well as of tsunami heights in the 1843 and 1894 events.

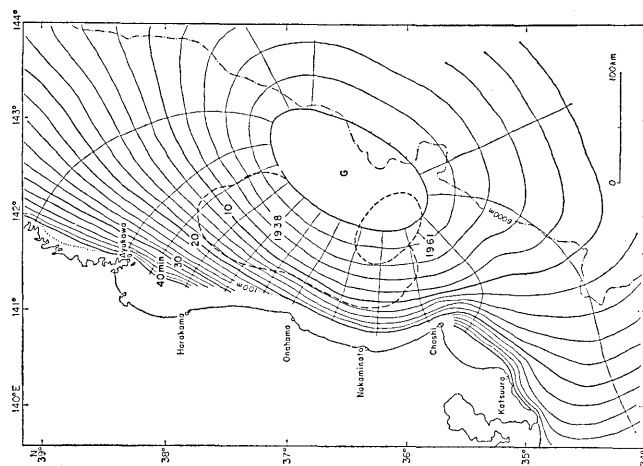


Fig. 16. Refraction diagram of the 1st hypothetical source of the 1677 Enpo tsunami. The source margin is divided into unit segments of 20 km in length.

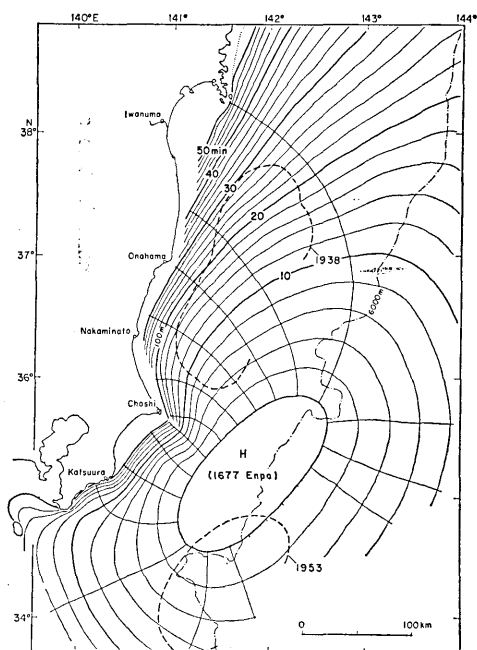


Fig. 17. Refraction diagram of the 2nd hypothetical source of the 1677 Enpo tsunami. The source margin is divided into unit segments of 21 km in length.

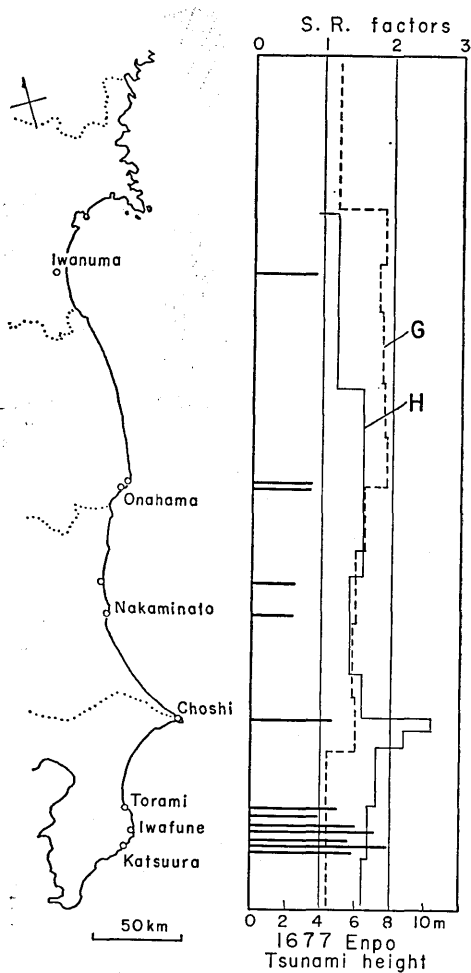


Fig. 18. Shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m, and the tsunami heights in the 1677 event.

った様相を示し、 $C$ 波源の波向線は牡鹿半島付近に集まる。

3個の波源から解析した 100 m 水深線上の  $S. R$  係数は Fig. 5 のような結果になり、 $C'$ 波源の  $S. R$  係数の分布パターンは、1933 年津波のものとあまり変らない。しかし、 $C$ 波源のものは宮城沿岸に顕著なピークが現われ、この地域で大きな被害をだした史実を説明できる。なお、1933 年三陸津波の波高は岩手沿岸で目立って大きかったが、 $S. R$  係数の分布は広範囲にわたり一様に大きい。この矛盾は、地震断層が傾斜角  $45^\circ$  の正断層 (KANAMORI, 1971) で短周期の津波がおこり、指向性が大きく港湾で著しく波高が増幅されたことが強調されたのであろう。

1668 年十勝沖津波のおきた海域に同程度の大きさの津波が 1677 年 (延宝 5 年)、1763 年

(宝暦 12 年), 1856 年 (安政 3 年) におきている (羽鳥, 1975b). Fig. 6 は 1968 年津波の伝播図を示し, 陸岸付近の波面は検潮所で観測した伝播時間 (分) と調和している. 波向線は 27 km ごとに分割した波源から放射したものを示す. 1856 年安政津波の波高分布は三陸沿岸では, 1968 年津波と似たようなパターンを示しているが, 北海道の渡島半島東岸では 1856 年津波が目立って大きい (Fig. 8). この波源域は各地の津波到達時間から長さ 200 km, 1968 年津波のものより北西に 40 km ほどずれた位置に推定された (羽鳥, 1973). Fig. 7 はこの波源域からの伝播図で, 波向線は 23 km に分割した波源から放射したものを示してある. 両波源から解析した 100 m 水深線上の  $S. R$  係数の分布は似たようなパターンを示し, 波源の位置による違いは目立たない (Fig. 8). 1968 年地震の断層モデルの解析によれば (ABE, 1972) 波源域の北側の海底が沈降し, 南端付近で顕著な隆起となっている. 1856 年地震の場合, 津波の初動押し引き分布は不明であるが, おそらく波源の北側が顕著な海底変動をおこしたのであろう. なお, 1968 年津波では牡鹿半島東岸で大きな波高が測定されたが (SUZUKI et al., 1971),  $S. R$  係数の分布パターンはこれと調和的である.

宮城沖の海溝付近には 1897 年 8 月に津波がおこり, Fig. 9 の点線で示すような波源域が推定された (羽鳥, 1974b). 1793 年の寛政津波は岩手・宮城沿岸で 1897 年津波と同じような波高分布を示した. また, 両地震は宮城県下で震度 4 の分布が似ており, 波源域は 1897 年津波と同じように海溝付近が考えやすい. 波高分布のピークが 1897 年津波のやや北寄りであるので, D 波源を想定してみる (Fig. 9). また比較のために, Fig. 10 に 1897 年津波の波源域より南下りの E 波源も想定してみた. いずれも波源の長さは 150 km にとり, 波向線は 18 km に分割した波源からの放射を示してある. 解析の結果,  $S. R$  係数の分布パターンは Fig. 11 のようになり, あまり変りばえしないが, D 波源のものが 1793 年津波の波高分布と調和的である.

宮城近海でおきたと思われる 1835 年の天保地震は, 1936 年 11 月の金華山沖地震 ( $M=7.7$ ) と同じように, 震度 5 が宮城県下に分布した. 1936 年津波は宮城沿岸で 20~30 cm の波高が観測された程度の小津波で (MIYABE, 1937), 波源は Fig. 12 の点線で示す領域に推定され, 東西方向に長い. 一方, 1835 年津波の記録は少ないが, 仙台湾内の野蒜で, 5~6 m の波高が推定され, この波高を重視して波源を南北方向に 90 km の長さにとり F 波源を考えてみた. Fig. 12 はこの波源からの伝播図を示し, 波向線は 12 km に分割して作図してある.  $S. R$  係数の分布パターンは Fig. 13 のような結果になり, 牡鹿半島付近でゆるやかなピークがみられる.

#### 4. 北海道東部沖の波源

1952 年十勝沖津波は北海道沿岸をはじめ, 三陸沿岸にも被害を与え, 八戸付近の波高が目立って大きかった (WATANABE, 1964). Fig. 14 は 1894 年根室沖津波の波源域 (羽鳥, 1974a) からの伝播図を示し, 波向線は 27 km に分割した波源からの放射を示す. この波源域は 1952 年津波の東隣にあり, 波向線は海溝の影響をうけて三陸沿岸では発散する. 100 m 水深線上の  $S. R$  係数の分布は Fig. 15 のような結果になり, 三陸沿岸の係数は

北海道のものより  $1/2$  以下である。

地震史料から 1843 年天保津波の記録を調べると、厚岸では 4~5 m、根室沿岸で 3 m の波高が推定され、Fig. 15 に 1843 年と 1894 年津波との波高の比較を示す（三陸沿岸では 1843 年津波の記録は不明）。1952 年十勝沖津波のとき釧路～霧多布間の波高が大きく、1843 年津波の波源域が 1894 年津波か、あるいは 1952 年津波の波源域と似た位置か、いまだある史料から判定はむずかしい。

## 5. 福島・房総沖の波源

1677 年 11 月の延宝津波は房総から宮城沿岸の広域に被害を与え、ことに房総沿岸の波高が大きく、伊豆東岸にも押しよせた（羽鳥, 1975a）。また、震度 6 の分布も房総と茨城にまたがった。このように震度・津波が広域に分布し、波源域が福島沖であるか、または房総沖であるのか不確定であった。そこで両地域に波源域を想定して、伝播図から確かめる。

G 波源は Fig. 16 に示すように、1938 年と 1961 年の両群発地震によって起こった津波の海溝側に想定した。波源の長さを 160 km に仮定し、波向線は 20 km ごとに分割した波源からの放射を示す。波向線は図示のように、牡鹿半島から銚子の区間に集中し房総以南では発散する。一方、H 波源は Fig. 17 に示すように、1953 年房総沖津波の波源域の北側に想定した。波源の長さは 180 km とし、波向線は 21 km に分割した波源から作図してある。この波源からの波向線は牡鹿半島から房総の区間で、とくに房総沿岸への集中は顕著である。両波源から解析された  $S. R$  係数の分布は、Fig. 18 に示すようなパターンを得る。この図で明らかなように、H 波源からのものが房総沿岸で波高が大きくなり、G 波源では房総・伊豆東岸の波高は説明しにくい。

## 6. む す び

北海道東部から房総沖に至る海溝沿いに、歴史津波をもとにいくつかの波源域を想定し、伝播図と波向線の様相を示した。100 m 水深線上の  $S. R$  係数の分布と沿岸波高の分布パターンから、この海域で起こった歴史津波の波源域がかなり確められてきた。津波の周期で港湾の波高増幅度も多様で、また波源の向きにより指向性の効果もからみ、沿岸波高と 100 m 水深の波高とはそう単純に対応しないが、想定された波源で波高分布のおおよその目安を得る。

本研究は、文部省自然災害研究計画研究「三陸大津波来襲時の被害予測」（代表者東北大学工学部岩崎敏夫教授）の 1 部である。

## 文 献

- ABE, K., 1972, Tsunami and mechanism of great earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **7**, 143-153.  
 羽鳥徳太郎, 1973, 安政 3 年 (1856 年 8 月 23 日) 八戸沖津波の規模と波源域の推定, 地震 **2**, **26**, 204-205.

- 羽鳥徳太郎, 1974a, 1973 年根室半島沖津波の波源と 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, 1974b, 東北日本太平洋側における津波の波源, 地震 **2**, **27**, 321-337.
- 羽鳥徳太郎, 1975a, 房総沖における津波の波源——延宝 (1677 年)・元禄 (1703 年)・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定, 地震研究所集報, **50**, 83-91.
- 羽鳥徳太郎, 1975b, 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 地震研究所集報, **50**, 397-414.
- 岩崎敏夫, 1973, 「設計津波」の波源域, 第 20 回海岸工学講演会論文集, 163-166.
- 岩崎敏夫・楊 沢 民, 1974, 三陸大津波の数値実験, 第 21 回海岸工学講演会論文集, 83-89.
- 岩崎敏夫・真野 明・滝森 勉, 1975, 三陸沖における巨大地震に伴う津波の数値モデル, 第 22 回海岸工学講演会論文集, 53-58.
- KANAMORI, H., 1971, Seismological evidence for a lithospheric normal faulting. The Sanriku earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **4**, 289-300.
- MIYABE, N., 1937, Tsunami associated with the Sanriku earthquake that occurred on November 3, 1936, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **15**, 837-844.
- SUZUKI, Z. et al., 1971, Analyses of the tsunami accompanying the Tokachi-oki earthquake of 1968, General report on the Tokachi-oki earthquake of 1968, Keigaku Pub. Co., Tokyo, 153-188.
- WATANABE, H., 1964, Studies on the tsunamis on the Sanriku coast of the northeastern Honshu in Japan, *Geophys. Mag.*, **32**, 1-65.

## 12. *Propagation of Tsunamis from Sources off the Pacific Coast of Northeast Japan.*

By Tokutaro HATORI,  
Earthquake Research Institute.

Refraction diagrams of representative historical tsunamis off the Pacific coast of northeast Japan are drawn to see distribution of tsunami effects along the coast. The source areas inferred from old documents and observations of the recent events are located from off east Hokkaido to Boso area at likely places along the Japan trench. The source dimensions, which are given in reference to the respective earthquake magnitude, fall in a range of 90-300 km in length. Distribution of coastal wave height in the historical tsunamis are compared with those of shoaling and refraction factors along the bathymetric line of 100 m, which are calculated by use of Green's formula.

Tsunami heights along the coast, from Miyagi to Fukushima, in the 1611 Keicho tsunami are especially large in comparison with those of the 1933 Sanriku tsunami. It is explainable that the 1611 tsunami source extends further to the south along the Japan trench, including the area of the 1933 tsunami source in it. The 1856 Ansei tsunami, observed at the Oshima peninsula in east Hokkaido, is larger than that in the 1968 Tokachi-oki tsunami. The ray pattern from the 1856 tsunami source is similar to that from the 1968 tsunami, suggesting the occurrence of the conspicuous bottom deformation somewhere in the northern part of tsunami source area. Judging from the ray patterns calculated for wave sources in the Boso and Fukushima regions, the source of the 1677 Enpo tsunami seems to have been located off the Boso peninsula, further south of the previously supposed location of it.