

能代沖の海洋音速場と1983年日本海中部地震津波*

中 村 重 久**

A note on ocean sound fields off Noshiro and the 1983 Japan Sea Tsunami*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: Vertical profiles of sound speed off Noshiro and around the epicenter of the 1983 Japan Sea Earthquake are presented. The oceanographic structure near the epicenter shows that a sound channel was formed only in August and disappeared in March 1983. Vertical profiles of sound speed in shelf and coastal waters are also presented referring to the observed data obtained in May, June and July. Assuming a simplified sound speed field off Noshiro, a theoretical model is constructed to study an oceanographic mechanism that they had never heard or been aware of any sound like a boom of a gun at the 1983 Japan Sea Tsunami as a precursor which is possible on the south coast of Japan Islands facing the Pacific.

1. 緒 言

日本南岸の黒潮流域付近における海岸音速場については、すでに中村(1986a)がまとめている。これは、南海道沖の巨大津波の前駆異常音をモデル化して検討する基礎となった(中村, 1986b)。

ところで、日本では主として測深を目的とした音波の利用に焦点がおかれ、海面から下向きに発射された音波の伝わり方に関心が高かったようである(たとえば、KUKAHARA, 1939; 松山・高野, 1975; 友田ら, 1985)。これに対して、SOFARに関連した研究(たとえば、MUNK, 1974; OUTI, 1954; 1956)では最小音速層の特性に関心が寄せられていた。これは、のちに、トモグラフィの研究につながることになる(たとえば、OCEAN TOMOGRAPHY GROUP, 1982)。このようにみえてくると、中村(1986b)の例は、海底地震を音源としたという点で、従来の例とは異った視点に立脚したものである。

ここでは、日本海沿岸でもとくに能代沖の海域音速場を実用的音速計算式(CLAY and MEDWIN, 1977; 中村, 1986a)によってもとめ、その特徴をとらえようと試みた。この海域では、1983年5月に日本海中部地震が発生

し、津波の被害がみられたが、その津波の来襲までに異常音が沖合で聞こえたという報告はない。この点についても、能代沖の海洋音速場の特性を考慮に入れて検討する。

2. 能代沖の音速場

対象海域は Fig. 1 に示すように、日本海沿岸能代沖である。この海域では、舞鶴海洋気象台が毎年2-3回観測しているが、その観測点のうちのひとつ(Fig. 1の点H-4)をえらび、そこでの水温・塩分の鉛直分布から音速の鉛直分布をもとめた。この点H-4(40°30'N, 137°40'E)の1983年3月1日と8月6日の例では、Fig. 2のようになる。これをみると、日本南岸の例(たとえば、中村, 1986a)と同様な傾向として、能代沖においても3月頃水温が最も低く、8月頃に水温は最高となると考えられる。しかし、このような年周変動がはっきりととらえられるのは、能代沖では表層約100mにかぎられている。図をみると、表層300m位までの塩分は3月が高く、8月は低い。谷岡(1962)は、このような年周変化を、対馬海峡から流入する表層水の年周変化の北上に大きく関係していると報告している。ただし、定量的な因果関係はいまだなおはっきりしていないようである。海面下500m以深では、図示したかぎりにおいては、水温も塩分も、3月期と8月期との差はほとんどない。これに対応した音速をもとめてみると、海面付近ではとくに水温の影響を強くうけて、海面から約100m

* 1985年5月30日受理 Received May 30, 1986

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所,
〒649-22 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster
Prevention Research Institute, Kyoto University,
Katada-Hatasaki, Wakayama, 649-22 Japan

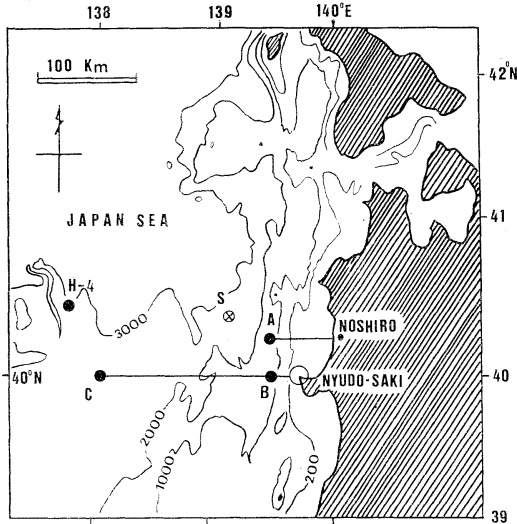


Fig. 1. Bathymetry of the study area. Station H-4 shows one of the oceanographic stations of Maizuru Marine Observatory. Stations A ($40^{\circ}13'N$, $139^{\circ}27.5'E$), B ($40^{\circ}N$, $139^{\circ}35'E$) and C ($40^{\circ}N$, $137^{\circ}57'E$) are the stations of the Akita Prefecture Fisheries Center. Two survey lines stretched westward from Noshiro and from Nyudosaki are for the oceanographic sections by the Akita Fisheries Center. Station S is the epicenter of the 1983 Japan Sea Earthquake. Depth contours are shown for 200, 1,000, 2,000 and 3,000 m. The land areas and the islands are hatched.

深まで単調に音速は減少しているが、500 m 深よりも深くなると、音速は水圧の影響を強くうけるようになり、その効果も顕著となるために、音速は深さとともに増大していく傾向があらわれる。全般的にみれば、最小音速は8月には海面下約100 mにみられることがわかるが、3月には表面水温の効果が強くあらわれて、表面から約300 mまでの音速の鉛直分布はほぼ一様とみなしてもよさそうである。これに対して、日本南岸では音速の最小層は数百メートルの深さにあり、音速の鉛直分布に年周変動があっても、それ以上に黒潮変動の影響が大きいことを認めざるを得ない。年周変動には海面を通しての 대기や太陽からの放射や海面から大気への長波長帯放射の効果は無視できないが、この効果は緯度にも関係している。これについては、別の機会に詳細にわたる検討が必要であると考えている。いずれにしても、海洋音速場について、能代沖では年周変動が顕著であるのと対照的に、日本南岸では黒潮の変動や冷水塊の消長による変動が目立っている(中村, 1986a)。

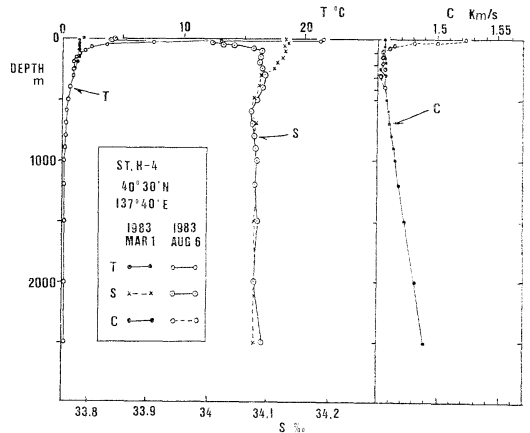


Fig. 2. Vertical distributions of water temperature, salinity and sound speed at Station H-4 in March and August 1983. The differences of water temperature, salinity and sound speed in March and August 1983 are hardly significant for the deeper part more than about 500 m in the diagram.

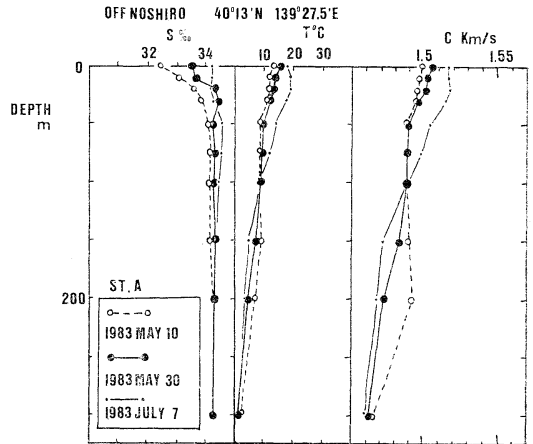


Fig. 3. Vertical distributions of water temperature, salinity and sound speed at Station A on 10 and 30 May and on 7 July 1983.

能代沖の点Aにおける水温・塩分の鉛直分布は秋田県水産振興センターによって得られ、Fig. 3 のようになっている。1983年5月の日本海中部地震津波前後の時期には、点H-4の表層約300 mでの3月から8月への変化の途中の状態に相当する記録が得られているものと判断される。1983年5月30日における能代沖 $40^{\circ}13'N$ 測線における水温・塩分・音速の鉛直分布は Fig. 4 のようになっており、ほぼ日本海中部地震津波当時の状況に近いものと考えられる。

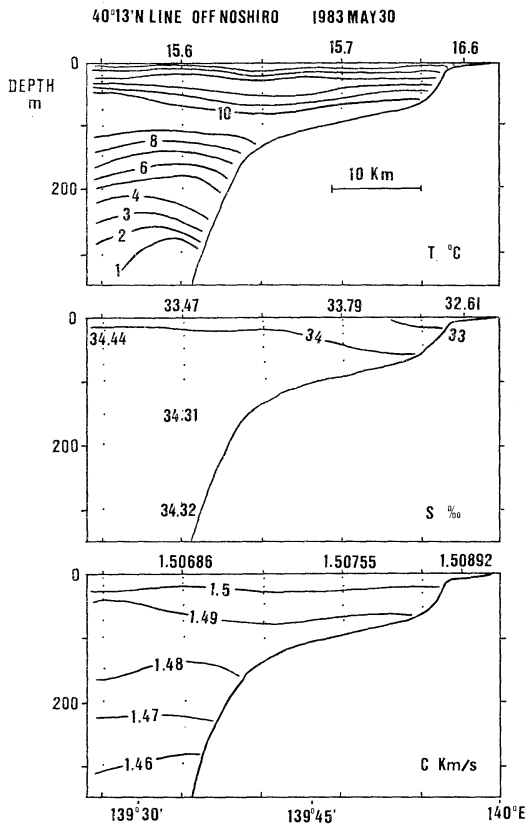


Fig. 4. Vertical sections of water temperature, salinity and sound speed along 40°13'N line off Noshiro.

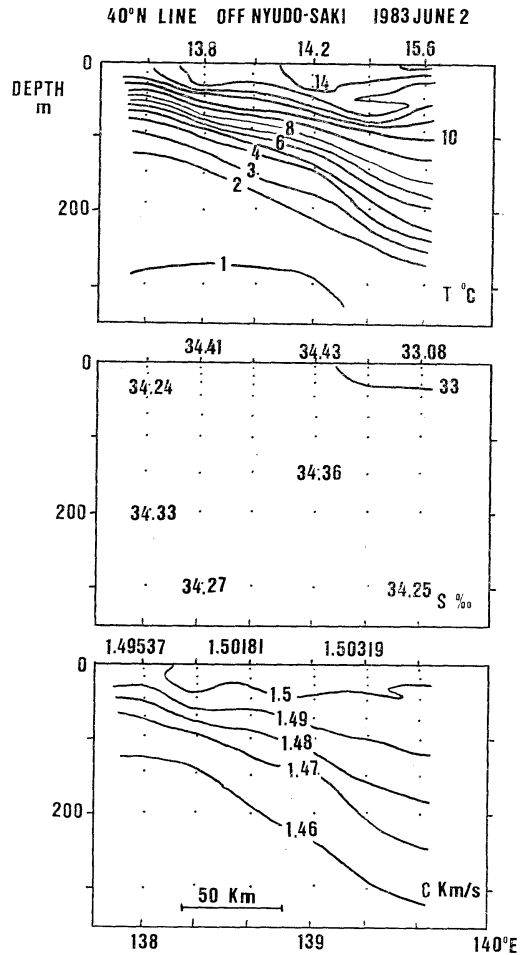


Fig. 6. Vertical sections of water temperature, salinity and sound speed along 40°N line off Nyudodaki.

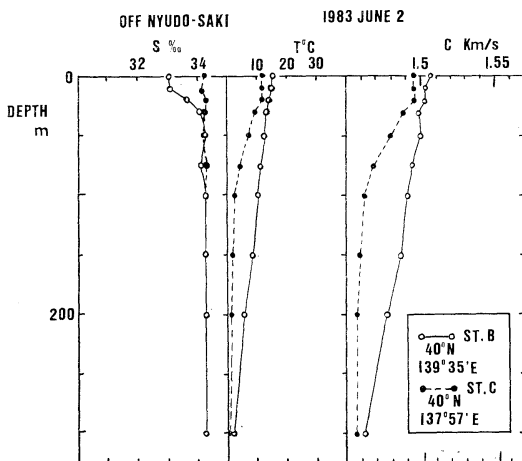


Fig. 5. Vertical distributions of water temperature, salinity and sound speed at Stations B and C.

また、別に、入道崎西方で最も海岸線に近いB点と沖合のC点とで観測された水温・塩分を1983年6月2日の表層300mについてみればFig. 5のようになっている。すなわち、水温はどの深さでも沖合より岸の近くの方が高く、沖合の塩分と表層で300mは一樣とみられるが、岸の近くでは海面下約30mまでの塩分が低い。このFig. 5の例でも、音速の鉛直分布は水温の影響を強く受けて、沖合の方が岸の近くよりも全般に1-2%だけ音速が小さい。

また、入道崎沖40°00'N線における水温・塩分・音速の鉛直分布をFig. 6に示した。

3. 海底地震の震央を音源としたときの音波の2次元的伝ば

すでにみたように、沿岸の一部を除けば、海域は水平方向に成層しているとみてもよいであろう。ここで、成層海の一鉛直面内の音の伝わり方を単純化したモデルによって検討する。簡単のために、音速 $c(z)$ は深さのみの関数とする。成層した海洋で音の伝わる経路は Snell の法則にしたがうとし、第 i 層で音波 (音速 c_i) の経路が鉛直線に対して w_i の入射角で隣接の第 j 層 (音速 c_j) に入って経路は w_j の角に屈折したとすると、

$$\frac{\sin w_i}{c_i} = \frac{\sin w_j}{c_j} \quad (1)$$

成層状態が連続的であり、層厚が無限小とみなされるときには、最初の深さで z_i の入射角が w_i あり、ある深さ z での入射角が w であったとすると、

$$\frac{\sin w}{c(z)} = \frac{\sin w_i}{c(z_i)} = a \quad (1')$$

このとき、音の経路 ds に対する深さ dz 、および ds を伝わるに要する時間 dt は、つぎのようになる。

$$ds = dz / \cos w, \quad (2)$$

$$dt = ds / c(z). \quad (3)$$

また、 ds に対する水平距離を dR とすれば、

$$dR = \tan w \, dz. \quad (4)$$

これらを用いて、音源 (z_i, R_i) から受信点 (z_f, R_f) まで音が伝わる水平距離は、

$$R_f - R_i = \int_{z_i}^{z_f} \frac{a \cdot c(z) dz}{[1 - a^2 \cdot c^2(z)]^{1/2}}, \quad (5)$$

また、音が伝わるに要する時間は、

$$t_f - t_i = \int_{z_i}^{z_f} \frac{dz}{c(z) \cdot [1 - a^2 \cdot c^2(z)]^{1/2}} \quad (6)$$

とくに、音速が深さ z に対して線型的に変化し、

$$c(z) = c(z_i) + b(z - z_i) \quad (7)$$

と書けるときは、(6) および (7) の積分は簡単に解析的にもとまる (たとえば、CLAY and MEDWIN, 1977)。すなわち、

$$R_f - R_i = \frac{1}{a \cdot b} (\cos w_i - \cos w_f), \quad (8)$$

$$t_f - t_i = \frac{1}{b} \log_e \left[\frac{V_f}{V_i} \cdot \frac{(1 + \cos w_i)}{(1 + \cos w_f)} \right]. \quad (9)$$

ただし、

$$V_k = z_k - z_i + c(z_i)/b; \quad k=i \text{ および } k=f, \quad (10)$$

$$w_k = 1 - a^2 b^2 V_k^2; \quad k=i \text{ および } k=f. \quad (11)$$

ここに、音の経路の曲率半径は

$$r = 1/(a \cdot b). \quad (12)$$

ただし、ここでは音の伝ばにともなう減衰は考えない。

いま、ここで、海底地震の震央を音源としたならば、音波はどのような経路をとるかを考えるにあたって、Fig. 7 の左側のように海底 (z_i) での音速 c_1 、最小音速層 (深さ z_2) の音速 c_2 、海面 (z_s) での音速 c_s が与えられていて、音速は、 $z_1 z_2$ 間および $z_2 z_s$ 間でそれぞれ線型的に変化するものとする。このような仮定を設けた場合、音速の鉛直分布は深さ z_2 において不連続な変化をすることになるが、このようなモデル化によって、ここで考えようとしている問題の本質を見失うことにはならな

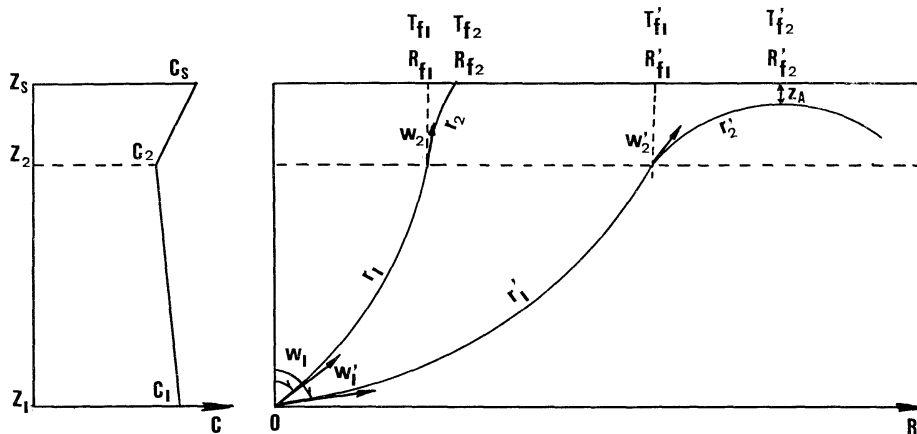


Fig. 7. Definition sketch of a model of acoustic rays in the sea radiated from a source at the sea bed. Vertical distribution of a sound speed is assumed as shown at the left side.

い。もし、実在の海洋音速鉛直分布を考えたとしても、ただ少しばかりの補正をするにとどまるにすぎないであろう。

ここで、上の(8)および(9)を用いれば、Fig. 7の右側のように、音源から方位角 ω_1 で出た音は曲率半径 r_1 で最小音速層に到達し、そこを方位 ω_2 角で通過した音波は、経過時間 T_{f1} 以後、水平距離 R_{f1} 以遠では曲率半径 r_2 ですすみ海面に到達する。海面に到達した時間は T_{f2} 、音源からの水平距離は R_{f2} である。角 ω_1 が ω_1' の場合には、音の径路は深さ z_2 を通過後、曲率半径 r_2' で海面に接近するが、その後は下向きに径路をとり、海面を通ることはない。

いま、海面 z_s から海底 z_1 までの深さを 2,500 m とし、1983年日本海中部地震の震央(Fig. 1の点S)の深さに近い値とする。1983年8月の点H-4のデータに対応した条件下で、震央(海底)を音源とする音波の伝ばを考える。ここでは、鉛直断面内の音波の伝ばを考えることになって、これは換言すれば、次元的にみれば震央から出た円筒状の音波の伝わり方を考えていることに相当する。

1983年日本海中部地震の本震に伴う断層の破壊速度は 3 km/s 程度であるといわれている(たとえば、乗富, 1984)ので、この破壊速度に比べて海洋中の音速は約2

分の1程度であることを考慮すれば、上に考えたような震央からの円筒状の音波の伝わり方も、物理的にみてもはずれではないと考えられる。

とくに、1983年8月の点H-4のデータが能代沖付近の日本海海域の音速場を与えるものと考え、最小音速層が海面下100 mにあるとすると、Fig. 7の角 ω_1 を 71° から 90° まで 1° ごとに音波の径路をもとめると Fig. 8の上の図のようになる。この場合、海面付近に caustics が形成されているかどうかをはっきりさせるために、海面 z_s から最小音速層 z_2 までの間を、便宜的に拡大すると Fig. 8の下の図のようになって、確かに caustics が形成されていることはわかるが、音波の径路が caustics で密に集っているわけではないこともわかる。この図の場合、音波の caustics への到達時刻は、概略、音波の径路が最も海面に近づいた時とみてよいであろう。

音源で $0-90^\circ$ で出た音波の径路が屈折すると、その径路が集中することがある。この集中の程度は音の強さの目安と考えることができる。音源から 1° きざみで出た音波の径路を考えると、音源では 90本の径路が集中していることになる。Fig. 8の場合では、音の径路が屈折して海面近くに caustics を形成するが、この caustics の形成に関与する音の径路は、音源で ω_1 が $71-90^\circ$ の角で出たものである。しかも、図をみてもわかるように、

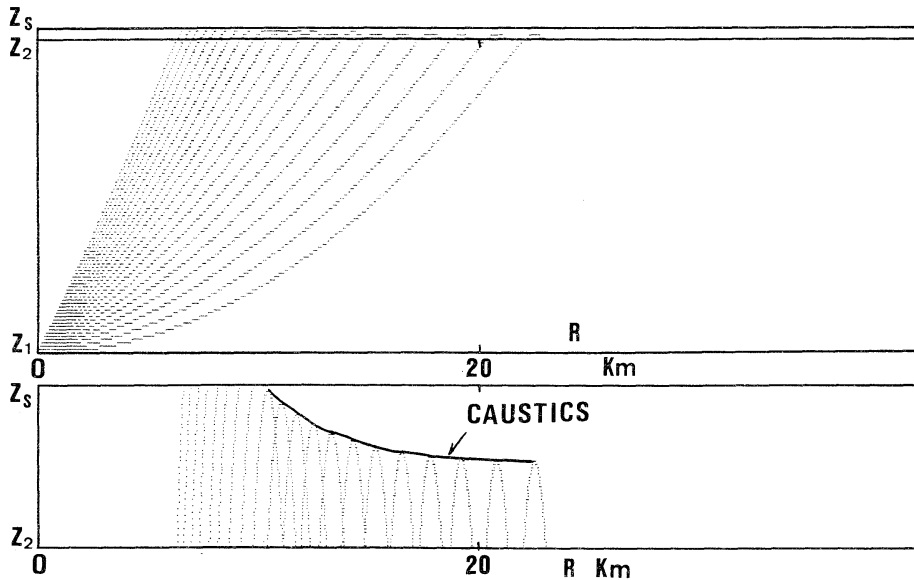


Fig. 8. Computed acoustic rays in the sea for vertical distribution of the sound speed in August 1983 ($C_s=1,520$ m/s at $Z_s=0$ m, $C_2=1,455$ m/s at $Z_2=100$ m and $C_1=1,490$ m/s at $Z_1=2,500$ m). The acoustic rays in the upper part from the sea surface to the layer of 100 m deep are shown in a vertically stretched diagram as shown at the bottom in order to clarify whether any caustics is formed or not.

caustics での音の径路の密集度は高いとはいえない。とくに caustics の部分部分をみると、この場合、音源から出た径路のうち1本がその部分を構成し、 ω_1 が $71-90^\circ$ の角のもの10本はひろい範囲で水平方向にひろがっている。caustics はこのような径路の包絡線である。つまり、部分的には、音源から 1° きざみで出た音の径路のうち1本だけがとらえられているにすぎない。換言すれば、音源で 90 本の径路であったもののうち1本だけが caustics の部分でとらえられているというわけである。このようなことから、caustics のある点での音の強さは音の径路の密集度によって定まるものと考えれば、caustics での音の強さは音源のおよそ $1/90$ 程度しか期待できないと考えても差支えないであろう。

つぎに、1983年3月に対応した条件では、サーモクラインの下限が明瞭ではなく、全般的にみて、表面から海底へと音速が単調に増加する場合に相当する。Fig. 2 に示したような点 H-4 の例を単純化したモデルについて数値計算した結果、 ω_1 が 70° から 90° まで 1° ごとにとった音の径路に対して Fig. 9 のような屈折をすることがわかった。表面から 100 m までの音の径路をもう少しはっきりとらえるために、その部分を拡大した図も Fig. 9 の下に示したが、この場合には caustics の形成はみられず、音源から海面へと径路をとっていることがは

っきりしている。ここで表面から深さ 100 m までを拡大したことには、物理的にとくに意味はない。単に表面付近の音の径路をはっきりとらえるための便宜的作図にすぎない。

このようにみえてくると、Figs. 8 および 9 の結果から考えても、1983年5月の日本海中部地震の頃の能代沖の水温・塩分・音速の鉛直分布は3月と8月との中間の状態と考えられ、もし5月のデータが与えられたとしても、そのデータによる音の径路の計算結果は Fig. 8 と Fig. 9 との中間的なものとなることが考えられる。このようなことから、1983年5月の日本海中部地震の時に、津波が海岸に到達するまでに音が海中から聞こえたとしても、周囲の雑音や騒音と判別でき難い状態であったと思われる。また、地震後10分経過しないうちに津波が海岸に到達している事実を考えあわせたとしても、仮に沖合での異常音（大砲のような音）が聞こえてもそれを気にかけるほどの時間的・心理的余裕はなかったとみるのが妥当なかもしれない。

ところで、ちなみに、日本南岸の黒潮流域の例（中村、1986a）、をみるまでもなく、日本南岸のサーモクラインの下限は、総観的にみて、700-1,000 m である。ここでは、水深 3,000 m の場合で、サーモクラインの下限、すなわち、音速最小層の深さが 1,000 m の場合について、

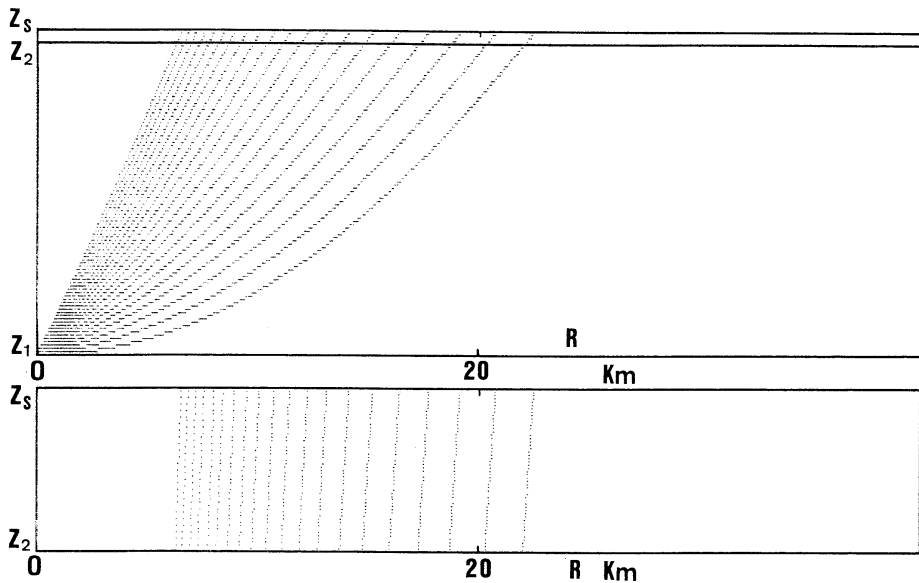


Fig. 9. Computed acoustic rays in the sea for vertical distribution of the sound speed in March 1983 ($C_s=1,460$ m/s at $Z_s=0$ m, $C_2=1,455$ m/s at $Z_2=100$ m and $C_1=1,490$ m/s at $Z_1=2,500$ m). The acoustic rays in the upper part from the sea surface to the layer of 100 m deep are shown in a vertically stretched diagram as shown at the bottom in order to clarify whether any caustics is formed or not.

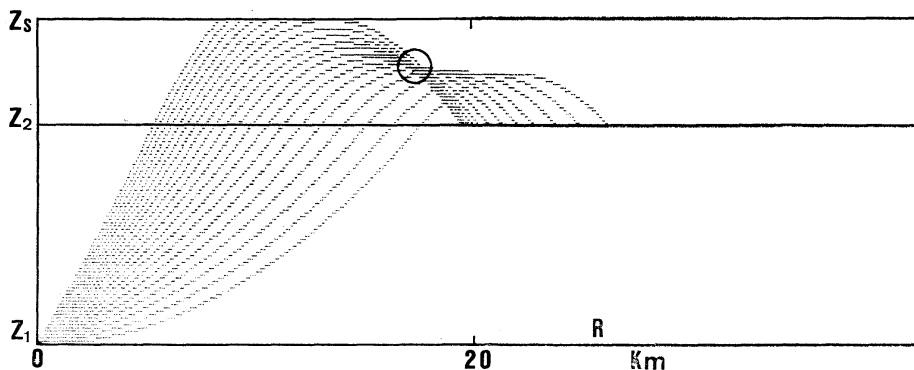


Fig. 10. Computed acoustic rays concentrated around a caustics in the sea modelled for a case in the area of Kuroshio off the south coast of the Japan Islands ($C_s=1,560$ m/s at $Z_s=0$ m, $C_2=1,480$ m/s at $Z_2=1,000$ m and $C_1=1,520$ m/s at $Z_1=3,000$ m). The circle shows where the most concentrated part of the acoustic rays on the caustics which is formed as an envelope of the acoustic rays radiated from the source at the sea bed. The degree of this concentration suggests how is relative intensity of local sound.

海底の音源から出た音の径路を Figs. 8 および 9 と同じ要領で計算してもとめた。その結果は Fig. 10 に示すとおりであり、この図からもわかるように、音波の径路の包絡線としての caustics のなかでも、とくに音の径路の密集度の高い場所があらわれる(図中円内中心付近)。この図中円内中心部に入る音の径路は、音源で $0-90^\circ$ の方向に出たものうちとくに w_1 が 78° から 87° の範囲のものである。音の径路を音源から 1° きざみで数値計算によってもとめ、音源で 90 本であった音の径路が屈折して caustics の一部に 10 本が集ってきていることは、それに応じた音の強さを示すものとみてよいであろう。もちろん、ここでは、Fig. 7 に示したような平面内での音の伝ばを考えることにしているから、Fig. 10 の図中円内中心部での音の強さは 10/90 程度となることができであろう。

このように、Figs. 8 および 9 の日本海の例と Fig. 10 の日本南岸の例とは、相異点が目につく。

大内 (1954) は、遠く of 海底地震にともなって海洋中を音波と同じ速さで伝わる短い周期の圧縮波 (T-phase) が地震計に記録された例として TOLSTOY and EWING (1950) の研究を紹介しているが、彼らは海中音波の径路の屈折については何も論じてはいない。本文ではこのような地震計に記録されるような波については考えなかった。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、大内正夫博士・舞鶴海洋気象台海洋課・秋田県水産試験振興センター (川本範治技師) には貴重な資料の利用に御配慮いただいた。なお、音波の径路の数値モデル計算には片山富晴君の助力を得た。

文 献

CLAY, C.S. and M. MEDWIN (1977): *Acoustical oceanography: principles and applications*. Wiley-

Intersci. Publ., N.Y. 544 pp.

KUWAHARA, A. (1939): Velocity of sound in sea water and calculation of the velocity for use in sonic sounding. *Hydrogr. Rev.*, **17**, 391-501.

松山佐和・高野健三 (1975): 音の鉛直伝ば。La mer, **13**, 179-182.

MUNK, W.H. (1974): Sound channel in an exponentially stratified ocean with application to SOFAR. *J. Acoust. Soc. Am.*, **55**, 220-226.

中村重久 (1986a): 日本南岸の黒潮流域付近における海洋音速場について。La mer, **24**, 42-47.

中村重久 (1986b): 巨大津波の前駆異常音について。La mer, **24**, 48-52.

乗富一雄 (1984): 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究。自然災害特別研究突発災害研究成果, 自然災害科学総合研究班, 386 pp. (とくに p, 19-23.)

OCEAN TOMOGRAPHY GROUP (1982): A demonstration of ocean acoustic tomography. *Nature*, **299**, 121-125.

大内正夫 (1954): 日本海の SOFAR 構造とその音響効果並びに音速による水塊分析について。京大工学部学報 B, (5), 1-13.

OUTI, M. (1956): On the sound channel and sound transmission in the Okhotsk Sea. *Bull. Kyoto Gakugei Univ.*, Ser. B, (9), 14-20.

谷岡克己 (1962): 日本海 of 海況 (1) 一塩素量の年変化について一。海と空, **28**, 90-100.

TOLSTOY, I. and M. EWING (1950): The T-phase of shallow focus earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **40**, 25-51.

友田好文・鈴木弘道・土屋淳編 (1985): 地球観測ハンドブック。東京大学出版会。830 pp. (とくに第 2 章のうち p. 156-190)