

インドネシア沖の地震による津波前駆音の推定と応用について

中 村 重 久*

On Estimated Acoustic Tsunami Precursor Caused by Earthquake Undersea off the Indonesian Coast and Its Application

Shigehisa NAKAMURA*

Earthquakes and tsunamis have frequently hit the Indonesian coast. This paper deals with three repeated explosive sounds reported to have accompanied an earthquake in Indonesia on 19 August 1977, and aims to clarify the subsurface source of the sounds, which followed the earthquake and preceded the arrival of a tsunami on the coast. A model of sound speed distribution for the author's

previous hypothesis of acoustic tsunami precursor is applied to provide a more reasonable understanding of such offshore explosive sounds. When a sound is confirmed to have a subsurface source, it can be taken as a tsunami precursor that comes just after an undersea earthquake. This precursor can be utilized for an urgent tsunami warning in Indonesia.

I 緒 言

インドネシアでは、その地理的立地条件から、地震の発生が頻繁であり、あわせて、スンダ海溝を波源とする地震津波の被害も、過去において何回もくり返されている[Nakamura 1979a]。そのうちの、最も最近の例は、1977年のスンバワ沖地震である。この地震の詳細については、インドネシア気象管署 [Indonesia, Pusat Meteorologi dan Geofisica 1977] の報告、国際津波情報センター [International Tsunami Information Center 1977] の報告および Nakamura [1979a] の要約もある。

ところで、IPMG [1977] や Nakamura [1979a] によれば、1977年の地震の際に、インドネシア沿岸域の一部では“地震後、津波が来襲するまでに爆発のような音が何回か聞こえた”と述べている。これは陸上備蓄の可燃物が地震によって爆発したとは考えられない。あるいは、沿岸住民の錯誤かもしれない。しかし、IPMG が報告に記しているところからみると、現象としては確実に発生したものとみるべきであろう。ここでは、その記述が科学的にみて可能である手がかりを示す。この結果は、とくに、スンダ海溝付近で発生した海底地震について、最寄の海岸域に津波が来襲することを予告する現象と解釈され、しかも、海岸域の人々が自らの耳でとらえることのできるものである可能性の高いことを示す。このような見地から、これは、地震発生後、津波に対する警報・警告とみなされ、早期避難などの津波対策に直接役立つ。

* 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所; Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama 649-22, Japan

この点で、このような音を津波前駆異常音〔中村 1986a〕として、特定沿岸域の津波対策の一助とすることもできる。

本文では、インドネシアのインド洋沿岸沖の海底地形、とくに、スンバワ島南沖の海底地形および海水の水温・塩分の鉛直分布などを参考にして、地震後に爆音がして津波が来襲するという現象の可能性を、中村〔1986a〕の考え方に立脚してさぐり、そのような現象の利用をはかる道を考える。

II 津波前駆異常音

海底で地震が発生した場合、沖合で大砲のような音が聞こえた後津波が来襲したという例は、1977年スンバワ沖地震のごく限られた地域の例のみにすぎないのであろうか。これまでの調査で明らかになったところでは、これによく似た記述が日本の太平洋沿岸の各地で残されている。たとえば、宝永4年(1707年)南海道地震や安政元年(1854年)東海南海道沖地震などでは、現在の大阪府・和歌山県・徳島県・高知県の各地の史料に、“大地震の後海中で砲声のような音が聞こえた”という趣旨の記録が残されている〔中村 1986a〕。とくに、和歌山県沿岸では昭和21年(1946年)南海道沖地震を経験した古老が同様のことを語っている。

地形的にみて、日本の太平洋沿岸はインドネシア南岸とよく似ている。海底地震が起こりやすく津波の被害をうけやすい立地条件は共通している。

このような津波前駆音〔中村 1986a〕に対して中村は仮説的モデルを考えた。その要点を記すと次のとおりである。ここで重要なのは、海面から海底までの海水の水温・塩分の鉛直分布である。これによって海水中を伝わる音波の速さが決定される。たとえば、スンダ海溝付近の水深3-4,000mに地震の震央が

ある場合、震央付近で地震によって断層ができ、地殻の弾性エネルギー(10²³エルゲ程度)が放出されるとする。そのうち津波のエネルギーになるのはその約1/1,000の10²⁰エルゲ程度とみられる。音のエネルギーはかなり小さいものと考えられる。従来、津波についての研究は枚挙にいとまがないくらいであるが、震央付近から出た音がどのように伝わるかについては、これまでに検討された例もなく、正確なことは何もわからない。

海中音波の伝わり方については、たとえばClay and Medwin〔1977〕がその物理学的理論とその応用について述べている。彼らの所論によれば、図1(a)のように、海面から深さとともに音速が小さくなる場合、海底の一点から出た音は矢印のように上に凸な曲線を描いて伝わる。また、図1(b)のように、海面から深さとともに音速が大きくなる場合、海底の一点から出た音波は矢印のように下に凸な曲線を描いて伝わる。図1(a)の場合には、海底の一点(X=0)からある角度をもって出た音波の径路は海面(X=X_a)で接する。ここで、Xを音源からの水平距離とすると、海面でXがX_a以上の場所には、音源からの音は直接伝わらない区域(shadow)が生ずる。他方、図1(b)の場合には、海底の一点(X=0)から水平に出た音波の径路は、海中音速の鉛直分布のため屈折して伝わり海面の一点(X=X_b)に達する。海底が平坦であれば、海面でX_bより大きいXの区域では、音源からの音は直接伝わることはない。これはまた別のshadow域となる。

中村〔1986b〕は図1の(a)と(b)との組合せとして、日本の南海道沖の海中音速場を考えた。海中音速は、Clay and Medwin〔1977〕の式を用いれば、海面下Zメートルでの圧力・水温・塩分がわかれば決定できる。このような音速場を南海道沖についてもとめた例をみると、海面下700-1,000mまでの上層では海

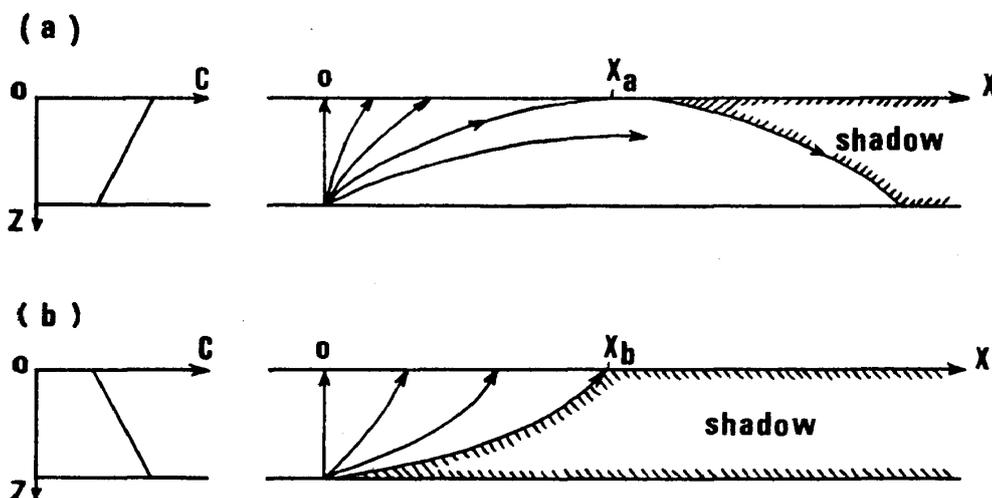


図1 海中音速の伝わり方

(a) 海面の音速が速く，海底が遅い場合。
 (b) 海面の音速が遅く，海底が速い場合。
 いずれも，左側は模式的海中音速分布。右側は海底の一点から出た音波の径路を示す（ここに shadow は音源からの音が直接伝わらない区域）。

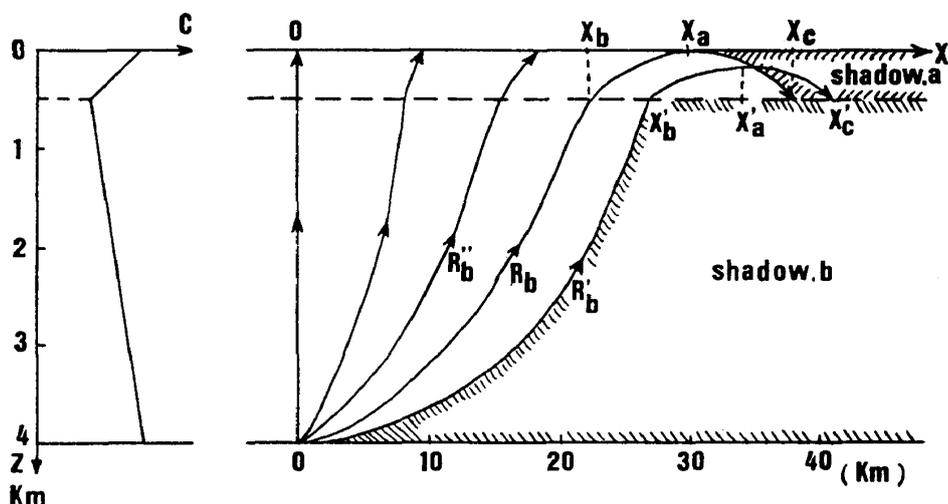


図2 ある海洋で海中音速の鉛直分布とそれに対する海中音波の伝わり方

左側は模式的海中音速分布，右側は海底から出た音波の径路である。音波の径路の交叉した部分に対する包絡線は強音線 (caustics) となる。

面からの深さとともに海中音速は小さくなる。これは上層の水温の効果が顕著なためである。さらに，それより深くなると，水温・塩分よりも圧力の効果が顕著となって，深さとともに海中音速も増大する [中村 1986b]。そのような場合，海中音速の鉛直分布をみると，海面と海底との間のある深さに海中音速

極小層があらわれる。この海中音速極小層では音波はあまり減衰することなく数百キロメートル以上の遠距離を伝わる。この音速極小層より浅いところに海底地震の震央から出た音波の径路が交叉・集中して，その包絡線は caustics を形成する。光の caustics は焦線であり，これが一点のとき焦点 (focus) とな

る。音の caustics は強音線と邦訳するのが適切と考え、以下においてはこれを強音線とよぶ。この強音線では音が強めあって衝撃波的な音となり、それは、聴覚には爆音としてとらえられる。これが、海底の地震後、津波来襲までに沖合・海中に聞こえた大砲のような音にほかならない。このような音が、海底地震による津波前駆異常音としてとらえられるからには、このような現象を生じるような条件を具えた沿岸海域では、これを津波来襲の予測に利用できる。

このような津波前駆異常音が、1977年スンバワ沖地震においても認められたであろうか。以下において、スンバワ沖の海底地形および水温・塩分の鉛直分布について検討し、さらに海中音速の伝わり方について調べて、この問題を解くことを試みる。

III 海底地形と海中音速場

インド洋北東部のスンダ海溝付近の海域については、米国とソ連とが共同海洋観測を実施した。その最新の資料にもとづいてソ連は海底地形図 [USSR, Academy of Sciences 1975] を完成した。一方、米国は、水温・塩分などの観測結果を海洋図 [National Science Foundation 1971] としてまとめた。1977年スンバワ沖地震の震央は、IPMG [1977] によれば、 $118.6^{\circ}\text{E}, 11.8^{\circ}\text{S}$ (震源の深度33km) となっているが、一方、ITICによれば、太平洋津波警報センター (PTWC) の推定として震央は $118.8^{\circ}\text{E}, 10.5^{\circ}\text{S}$ (リヒターの地震マグニチュード7.7) となっている [ITIC 1977]。ここでは、まず、これらの資料にもとづき、海底地形および海中音速場を推定する。

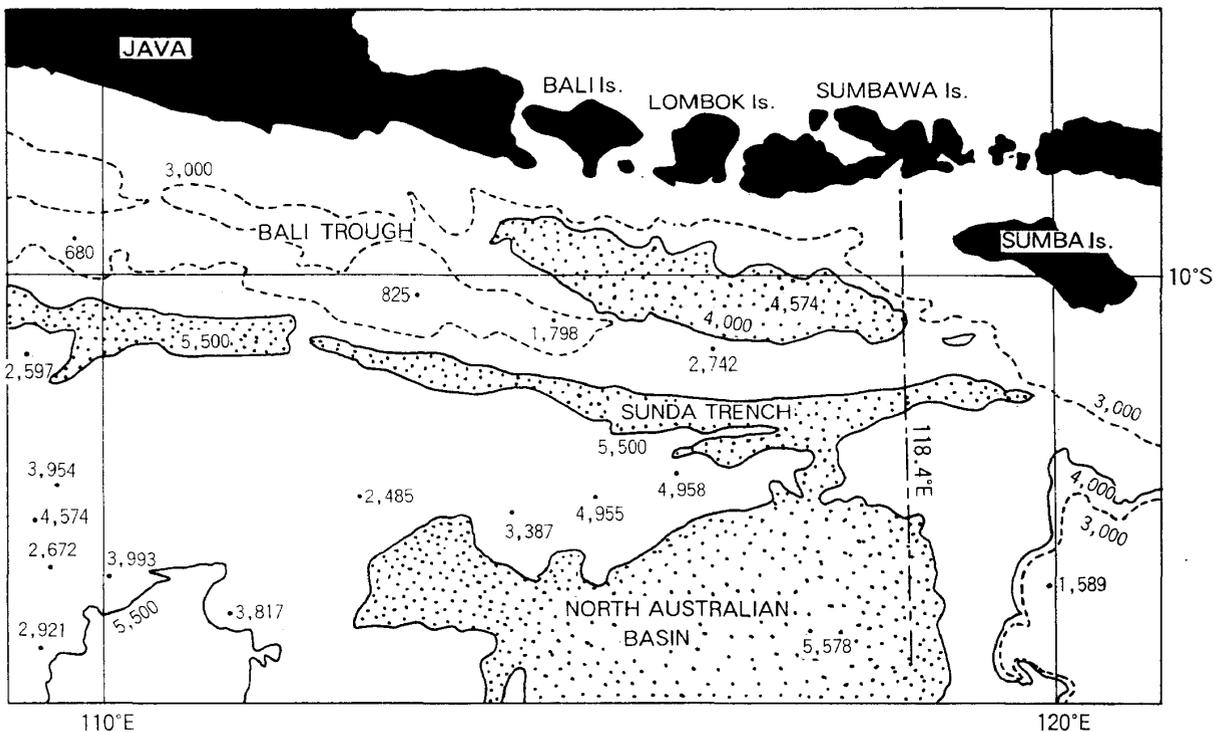


図3 スンバワ島南沖の海底地形

とくに、スンダ海溝・北オーストラリア海盆・バリ海谷の位置を明示した (海上保安庁水路部の好意による)。

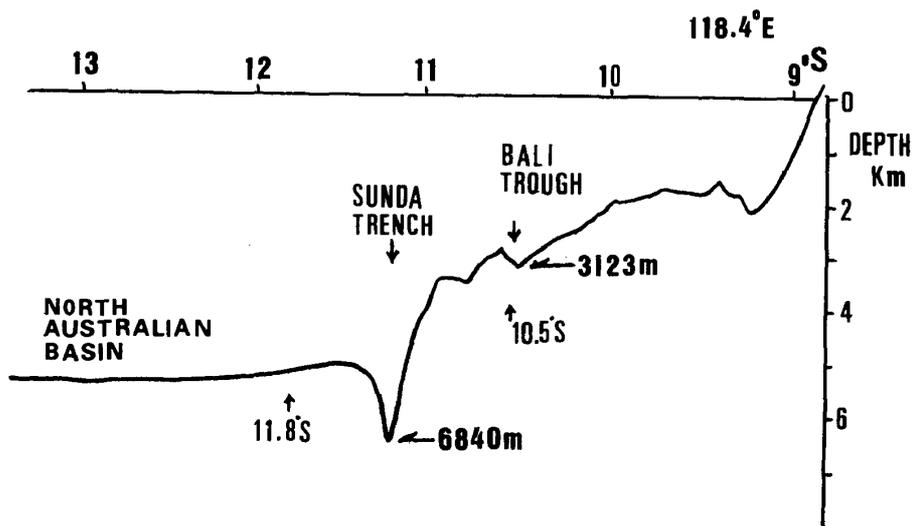


図4 観測測線118.4°E沿いの深浅測量断面図
ただし、測線の位置は図3に破線で示した。

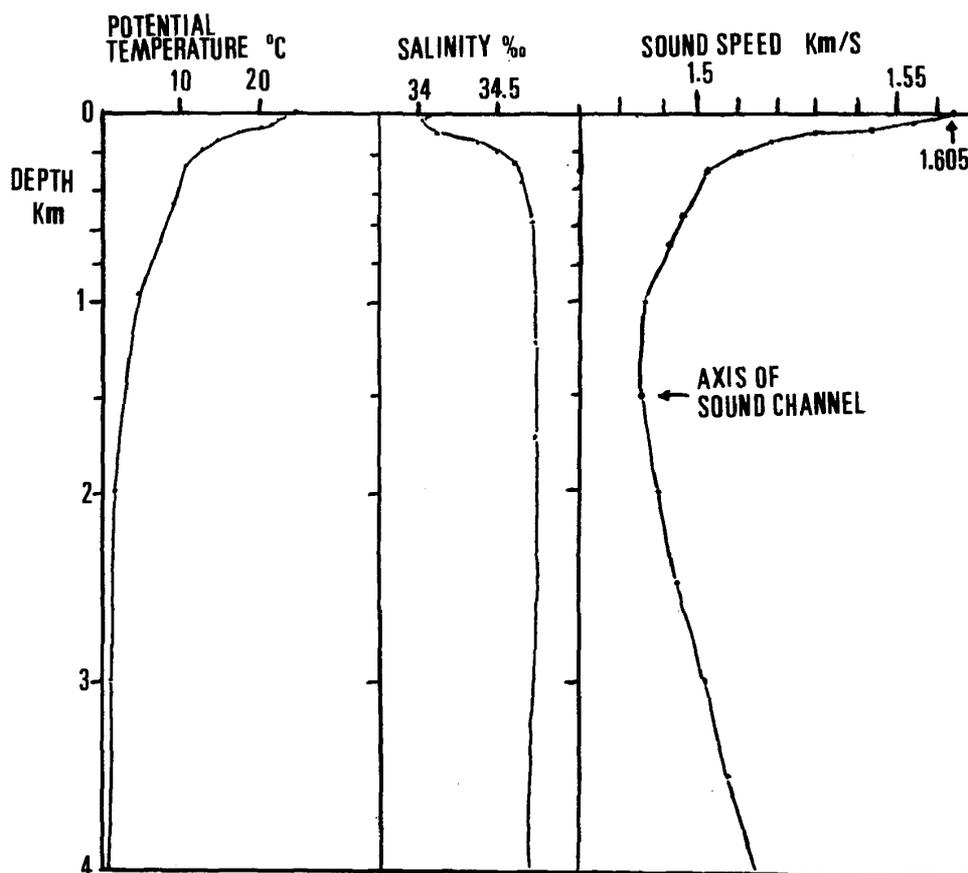


図5 インド洋の10°S, 110°Eにおけるポテンシャル水温・塩分の分布 [National Science Foundation 1971] とそれにもとづいて計算された海中音速鉛直分布

i) 海底地形

ここでソ連 (USSR) の作成した 海底地形図1975年版のうちインドネシアの部を参考に
する。とくに、スンバワ島南沖の海域の海底
地形の概略を図3に示した。この図では、
5,500 m の等深線によって、スンダ海溝と北
オーストラリア海盆の位置をわかりやすくし
た。また、別に、4,000 m の等深線によって
スンバワ南沖のバリ海谷の位置を示した。図
中118.4°E 付近の1点鎖線に対する鉛直断面
海底地形図は図4に示す。

ii) 水温・塩分・海中音速の鉛直分布

海中音速を知るには、水温・塩分・圧力が
わからなくてはならない。ここで利用できる
資料としては、米国のインド洋観測の結果
[National Science Foundation 1971] の一部
“Diamantina, Cruise 3/63—Station 90-105
July 18, 1963 (from west of Australia to Java;
9°S 110°E—32°S 110°E)” がある。この中で、
110°E の測線に沿った水温・塩分の鉛直断面
分布が利用できる。この110°E は118.4°E と
の間に8.4°の経度の差がある。ただし、位置
は異なっても鉛直分布は基本的に同様であろ
うと考える。海洋学ではある深さの水温をそ
のまま示すのではなく、断熱的に海面までも
ってきたときの水温を用いる。これをポテン
シャル水温あるいは温位とよんでいる。さら
に、Clay and Medwin の式を利用して海中音
速の鉛直分布をもとめる。その結果を図5に
示す。図5には海中音速極小層も示した。

IV 海中音速場のモデル化

海底地震が生じたとき、同時に震央で音が
発生したとすると、その音は海中をどのよう
に伝わるであろうか。ここでは図5に示され
たような海中音速の鉛直分布をスンバワ島南
沖の特徴的なものとする。

さらに、問題を簡単にするために、この海
中音速鉛直分布を単純化し、海の鉛直二次元
断面について、2成層海をモデルとして考え
る。このモデルは、中村 [1986a] の例と同
様な単純化によるもので、2層の内部境界面
が海中音速極小層の深さになる。以下に若干
のモデルについての計算例を示す。

i) モデル A

上に述べたようなことにもとづいて、図6
の海中音速鉛直分布をもとにして、単純な2
成層海モデルを導入し、基本的特性を調べる。
ここで、次のようなモデルA₁, A₂, A₃につい

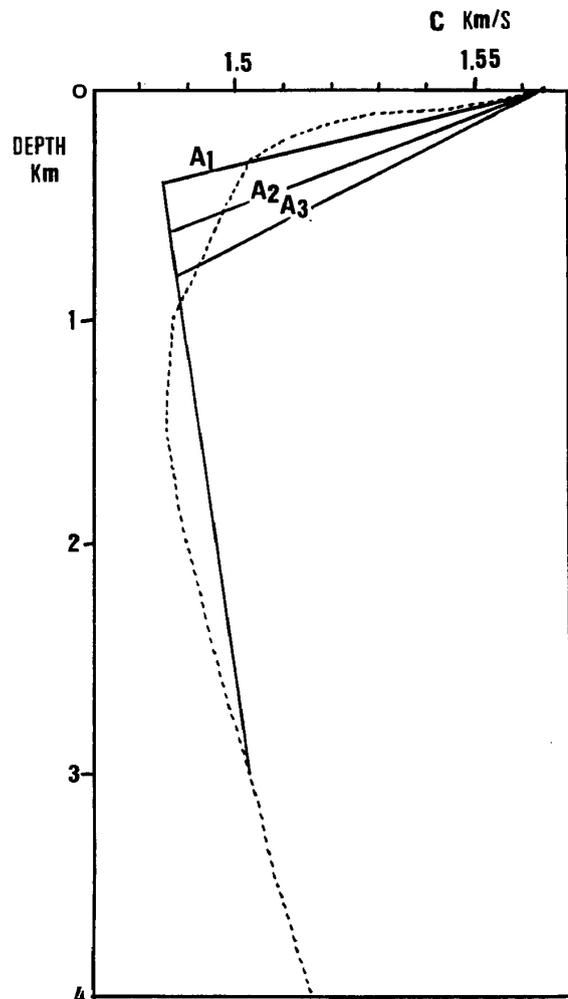


図6 海中音速鉛直分布のモデルA

(a) モデルA₁ (b) モデルA₂ (c) モデルA₃

て、海面直下 ($Z=0\text{m}$) での海中音速を $1,565\text{ m/s}$ とし、海面下 $3,000\text{ m}$ の海中音速を $1,503\text{ m/s}$ とする。さらに、音速極小層の深さを、海面下 400 m (A_1)、 600 m (A_2)、 800 m (A_3) とし、それぞれに対して、極小海中音速を、それぞれ、 $1,484\text{ m/s}$ (A_1)、 $1,486\text{ m/s}$ (A_2)、

$1,488\text{ m/s}$ (A_3) とする。図6の破線は、図5に示した海中音速の鉛直分布であるが、これを2層に分けて近似的モデルを考えようとすると、図6ではモデル A_1 が全体的特徴をよく示している。 A_2 や A_3 はよい近似とはいえない。とくに、 A_3 は $Z=3,000\text{ m}$ 付近・極小

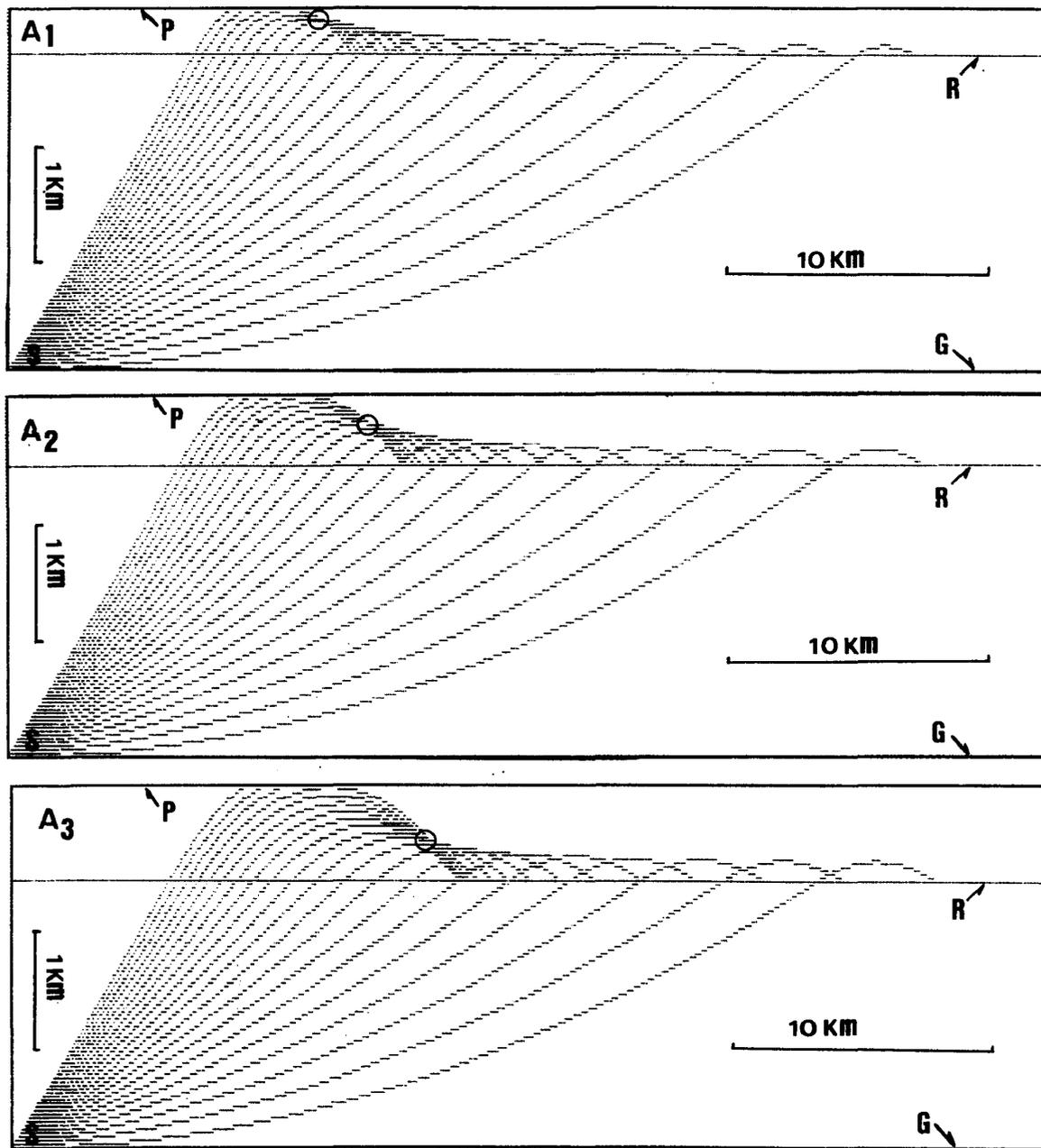


図7 モデルAに対する海中音波の径路の計算結果

図中の記号は、P—海面、R—音速極小層、G—海底、S—音源である。また、図中の小円は、強音線の中でもとくに音線が密に交差した部分の位置を示す。鉛直および水平スケールはそれぞれ 1 km および 10 km を単位とする長さで示した。

海中音速の深さ付近・海面付近以外は、観測結果（図6の破線）からはかなりかけはなれている。

このような上下2層の海中音速場を組み合わせることで近似したモデルAについて、Clay and Medwin [1977]の理論を適用して数値的に計算すると、海底の一点から海中を伝わる音波の径路がわかる。その計算結果を図7に示した。この図には強音線の形成に関与しない音波の径路のほとんどを示さないようにし、簡潔な図になるようにした。したがって、鉛直線に対して、音源から71-90°の角度で出た音波の径路を角度1°きざみで計算した結果を示してある。この図7をみると、モデルA₁、A₂、A₃のいずれも強音線を形成する。しかし、図中の小円に示したように、音波の径路で最も密な強音線を形成する計算例は、観測事実とはかなりかけはなれた条件のモデルA₃である。

ii) モデル B

上述のように、モデルAでは十分納得のいく計算結果が得られない。次に、モデルAと同じように上下2層の海中音速場の組合せを考え、海面直下 (Z=0 m) での海中音速を1,510 m/s (B₁)、1,530 m/s (B₂)、1,550 m/s (B₃) とし、極小海中音速を1,485 m/s、その深さを海面下1,000 mと仮定し、また、海面下3,000 mでの海中音速は1,503 m/sであるモデルB (図8) について計算した。

この中で、モデルB₁は海面下500-1,000 mの海中音速分布を図6に示した観測結果に近いものとした。モデルB₂は、海面から海面下1,000 mまでの平均的海中音速分布を与え、さらに、モデルB₃は海面付近と海面下1,000 m付近との海中音速を近似するようにした。

この図8のようなモデルBに対して、さきのモデルAと同様にしてもとめた音波の径路を図9に示す。この図によれば、図中の小円

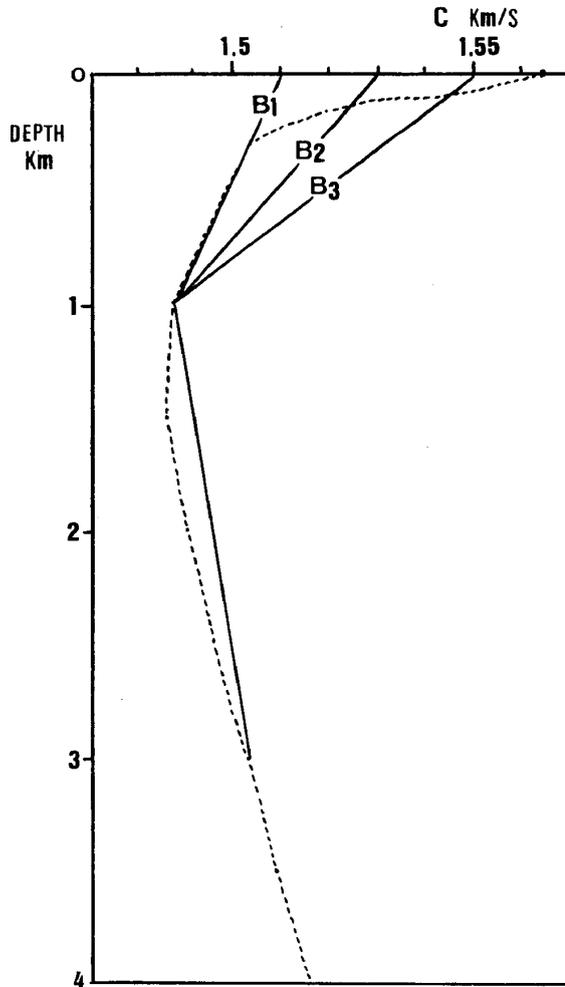


図8 海中音速鉛直分布のモデルB
(a) モデルB₁ (b) モデルB₂ (c) モデルB₃

内の強音線に集中している音波の径路は、B₁では音源90°のうち5°の範囲、B₂では7°の範囲、B₃では7°の範囲である。このような強音線の形成はひとつの必要条件であり、音源からの径路の集中度は強音線での音がさらに強いかどうかを見分ける目安となる。ただ、図9をみると、強音線の深さはモデルによって異なり、強音線の最も密な部分の深さは、B₁で約250 m、B₂で約500 m、B₃で約600 mである。この中で、どのモデルが現実的であろうか。このモデルでB₁は海面下500-1,000 mの海中音速鉛直分布について最もよい近似であったはずである。

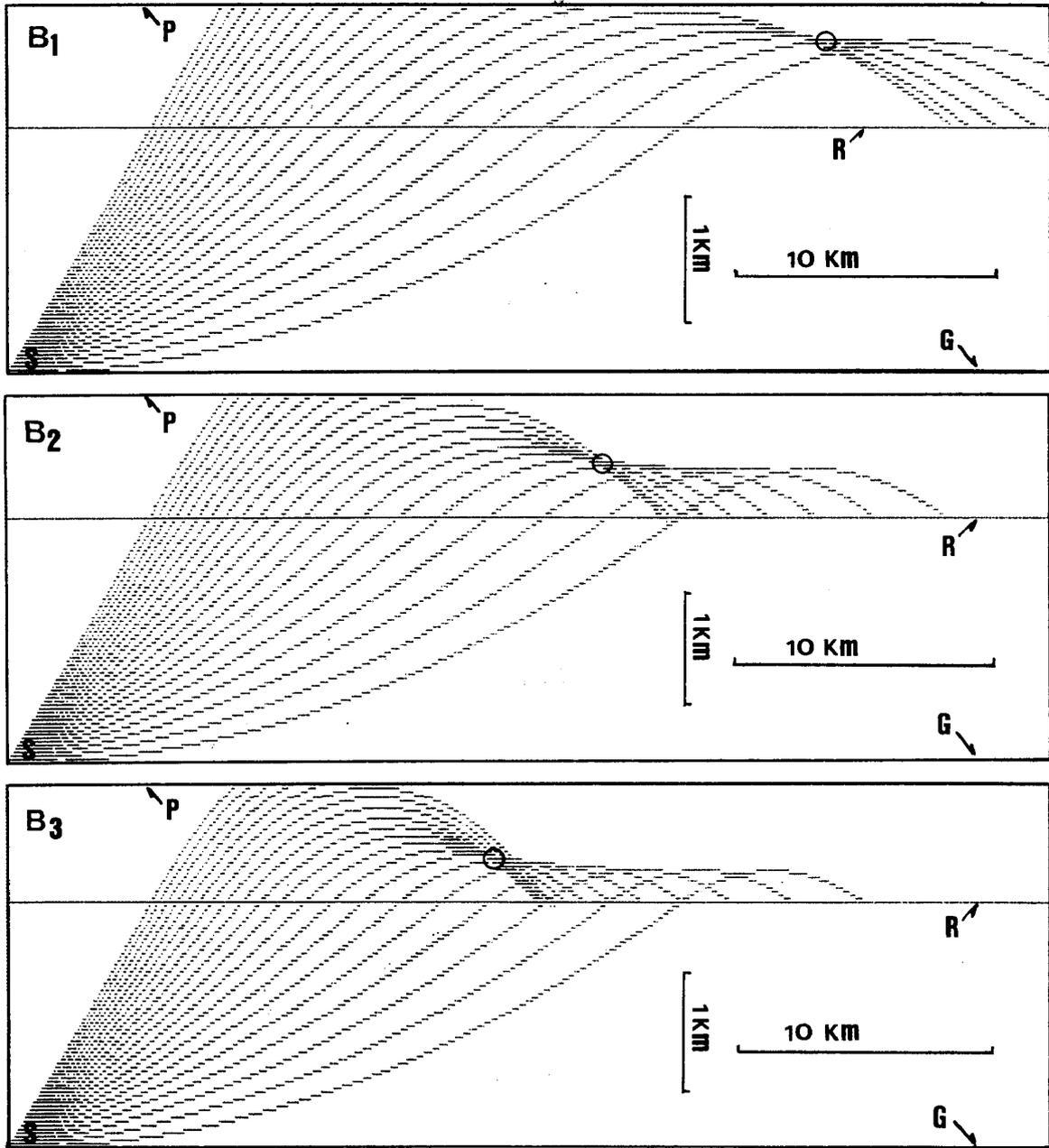


図9 モデルBに対する海中音波の径路の計算結果
記号説明などは図7に同じ。

iii) モデルC

次に、図6の極小海中音速のあらわれる深さを海面下1,500mとし、その上下2層のモデルCを考える。この場合は、音速極小層での海中音速が1,486 m/sであり、海面下3,000mでの海中音速を1,503m/sとする。そこで、海面下200-1,500mを比較的良好に近似してい

る例としてC₁、そして、海面付近（海中音速は1,555 m/s）と極小海中音速1,486 m/sとの中間は深さとともに一様に海中音速が変わる例をC₃とする。モデルC₂は、C₁とC₃との中間の状態、海面直下（Z=0）での海中音速を1,530 m/sとする（図10）。

上述のモデルAおよびBと同じ様にして得

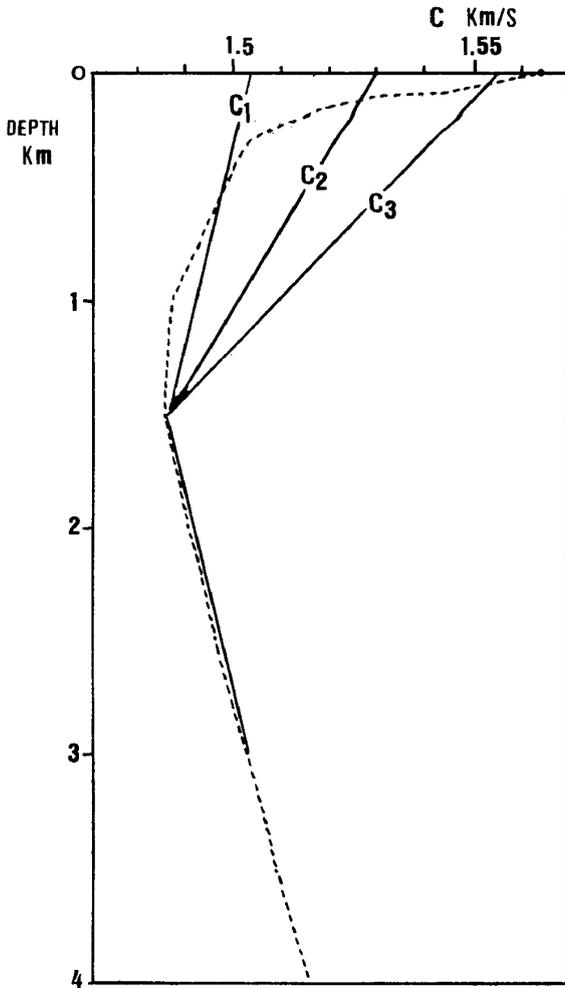


図10 海中音速鉛直分布のモデルC

(a) モデルC₁ (b) モデルC₂ (c) モデルC₃

た計算結果は、モデルCについては図11のようになる。この図をみると、C₁では音源からおよそ40km水平距離があるところに集中度の高い強音線の形成がみとめられる。しかし、これに関与している音波の径路は、音源で90°のうち3°の範囲である。次に、C₂の例をみると、それに対応するものは、音源から水平距離約25kmで、海面下約500mの位置にあり、5°の範囲の径路が集中している。さらに、C₃の例では、音源から水平距離約20kmで、海面下約1,100mの位置で、6°の範囲の径路が集中している。すなわち、C₁よりも海面付近の近似度のよくないと考えられる

C₂およびC₃において、音波の径路の集中が海面下で強くなっている。それに対して、音波の径路の集中する位置は海面下約170mのC₁の例が最も海面に近い。

V 考 察

この論文では、複雑な海中音速場を単純なモデルにおきかえ、上下2層として考えた。しかし、このような単純なモデルによる検討からもかなりよい基礎的特徴をとらえる結果が得られた。少なくとも、海底の一点を出た音の一部が海面下で再び集中することがありうることを示された。

ここで、なお、3,000mの深さの海底を音源（かつ震央）とした場合の例を考えよう。この場合、震央から水平距離40kmの位置に想定した観測点まで海底地殻を伝わる地震波のうちP波は約0.38sec、S波は約0.75secで到達する。ところで、震央から海中を伝わる音波が水平距離40km伝わるのに要する時間は、海中音速を1.5km/sとして、約27secである。一方、震央から直上に出た音波が海面から大気中へ出て音波として伝わった場合では、0°Cで1気圧下の地表の音速約0.33km/sを考えても、少なくとも120sec以上の時間を要する。一方、地震によって発生した津波が水深3,000m (=h)の海域を伝わるとして、その速さは重力長波の伝播速度 \sqrt{gh} (gは重力の加速度)で与えられる。ここで $g=9.8\text{ m/s}^2$ とすると、津波の速さはおよそ173m/sである。したがって、震央の直上の津波が上に考えた同じ観測点に達するには、少なくとも230sec以上の時間が必要である。実際の海底は平坦ではなく、陸棚や陸棚斜面もある。沿岸域になると水深hが数十メートルとなるので津波の伝播速度もおよそ10m/sあるいはそれ以下となる。これは人の走る速さから歩く速さの程度である。

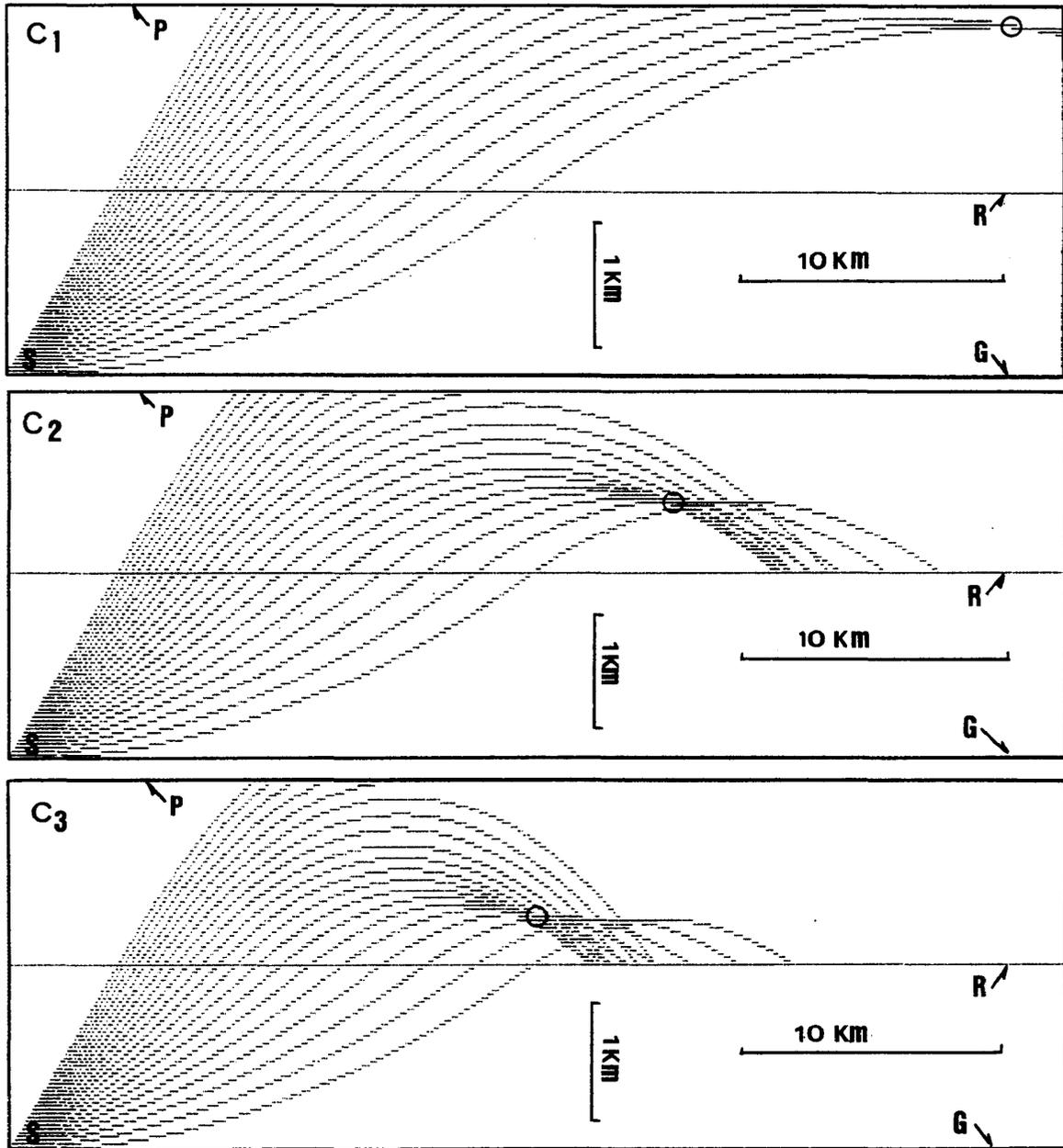


図11 モデルC に対する海中音波の径路の計算結果
記号説明などは図7に同じ。

このようにみえてくると、地震後、津波来襲の前に、沖合あるいは海中で大砲のような音がしたという記述も、科学的にありうることである。とくに、大地震の場合には、持続時間が長いので、そのような津波前駆音が人の耳に聞こえても不思議ではない。1977年スンバワ沖地震の例についてみても、インドネシ

アの報告 [IPMG 1977] にある“爆音”を否定する科学的根拠はどこにもない。むしろ、日本の古文書の記述に対応したものととして、新しい問題を投げかけたものと受けとるべきであろう。

VI 結 言

1977年スンバワ沖地震における津波前駆異常音が、インドネシアから報告されている。ここでは、海底の一点から出た音波の径路について簡単なモデルを考え、とくに、海中音波が海面下に形成する強音線に関連した問題として検討し、インドネシアの報告に記されている事象が事実と相違ないことの可能性を示した。このようなインドネシアの1977年スンバワ沖地震の例によく似た記録が、日本では古文書などに残された大地震時のものとよく対応している。

謝 辞

本文をとりまとめるにあたり、多くの方々の助力をいただいた。とくに、モデルの数値計算には片山富晴氏の助力を得た。また、スンバワ沖（インド洋北東部）の米国およびソ連の調査資料収集には海上保安庁水路部の海洋データ・センターの方々の助力を得た。さらに、レフェリーの方々の有益なコメントによって、本文を完成することができた。ここに記して、心から感謝の意を表す。

参 考 文 献

- Clay, C.S.; and Medwin, H. 1977. *Acoustical Oceanography*. New York: Wiley-Intersci. Pub.
- Indonesia, Pusat Meteorologi dan Geofisica (IPMG). 1977. *Laporan gempa bumi Sumbawa tanggal 19 Agustus 1977*. Jakarta: Departemen Perhubungan. 19p.
- International Tsunami Information Center (ITIC). 1977. Indonesian Tsunami of August 19, 1977. *ITIC Newsletter* 10: 1-3.
- Nakamura, S. 1979a. On Statistics of Tsunami in Indonesia. *Southeast Asian Studies* 16(4): 664-674.
- . 1979b. A Note of the Indonesian Earthquake and Tsunami of 19 August 1977. *Southeast Asian Studies* 17(1): 157-162.
- 中村重久. 1986a. 巨大津波の前駆異常音について. *La mer* (日仏海洋学雑誌) 24(1): 48-52.
- . 1986b. 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* (日仏海洋学雑誌) 24(1): 42-47.
- National Science Foundation. 1971. *Oceanographic Atlas of the International INDIAN OCEAN Expedition*. Washington D.C.: National Science Foundation.
- USSR, Academy of Sciences. 1975. *Geological-Geophysical Atlas of the Indian Ocean*. Moscow: The Main Administration of Geodesy and Cartography under the Council of Ministers of the USSR.