

34. 1980年伊豆半島東方沖地震の震源域北部での 海底ケーブル方式ハイドロホンによる 高周波地震動観測 (序報)

地震研究所 { 茂 木 清 夫
望 月 裕 峰
日本イーテール(株) 鈴 木 弘 之

(昭和 56 年 10 月 27 日発表, 昭和 56 年 10 月 31 日受理)

1. ま え が き

1980年6月29日伊豆半島東方沖でM6.7の大きい地震が発生したが、その前後の約2日間震源域の真上で観測船をゆっくり航行させながらハイドロホンによる観測を実施し、多数の高周波地震動を記録することができた(茂木・望月, 1980)。高周波地震動は伝播距離と共に急速に減衰するので、観測船が地震断層の真上を通過する時のみ多数の高周波振動を観測する。かくて、海底地震断層の位置をこれまでになく高精度で決定することができた。これによって、高周波地震動観測の独自の有効性が示された。

さらに、高周波振動の観測によって大きい地震に先行する微小破壊の進行過程をとらえる可能性が考えられる。これは著者らがそもそも高周波振動の観測を計画した主要な目的の一つであった。しかし、1980年の地震の場合は観測船自体が発生するエンジン音その他の雑音のためSN比が悪く、本震後の活発な高周波振動を多数とらえることには成功したが、この当初の目的を達することはできなかった。

第1図にみられるように近年伊豆半島およびその周辺に発生した大きい地震の震源は伊豆半島南端から次第に北上する傾向が認められ、1980年伊豆半島東方沖地震が発生した後は、その北側隣接地域の監視が重要視されている。著者らは1980年の高周波地震観測後、直ちにこの地域での高感度観測が可能なケーブル方式によるハイドロホン常時観測を計画し、特に1980年の地震断層の北端部の活動の変化を監視することが重要であろうと考えた。そのために各方面の御協力を仰いだ所、多くの御支援を得て直ちに計画実施に踏みきることができたのである。

本計画の特徴として特に次の2点を指摘しておきたい。第1は伊豆半島の近年の地震活動の経過からみて、緊急にとりくむべき計画であると考えられたことである。従って、通常の計画の進め方では時宜を逸する恐れがあったが、1980年の夏に計画を立案し、1981年の4月には不十分乍ら観測を開始することができた。このことは特筆に値する。

第2は海底ケーブルによる地震観測を含む地球物理諸観測が大学の研究者レベルで比較的簡易に実施できるということを示したことである。これまでの海底地震観測としては、1965年コロンビア大学ラモント地質研究所がカリフォルニア沖合約100哩の地点で観測を実施した(SUTTON *et al.*, 1965)。その後、気象庁は御前崎から100kmの海底ケーブルを敷設して業務観測を実施している(気象研究所, 1980)。これらの計画には数年の準備

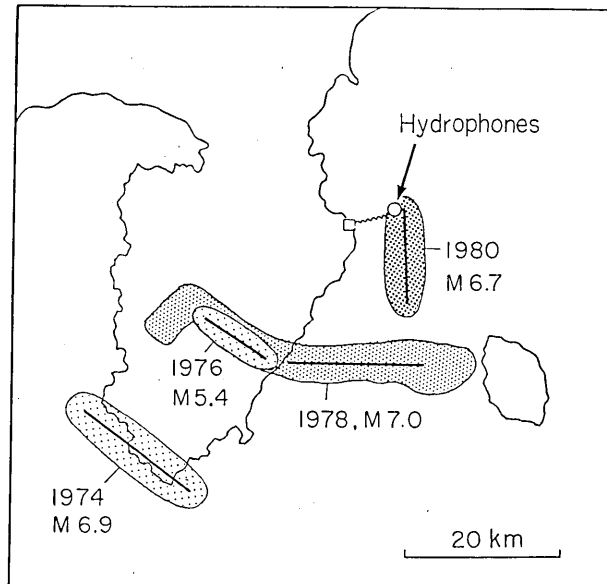


Fig. 1. Focal regions of recent major earthquakes which occurred successively in the Izu region and the location of the ocean-bottom hydrophones of the submarine cable system.

期間と莫大な費用を要している。特定の目的で、比較的短期間に、限られた費用で、数 km に及ぶ海底ケーブル方式による観測を実施したものとしては海上保安庁水路部の岩佐 (1950) の潮岬沖等での水温観測の例があるが、この場合でも海底ケーブルの陸上部分の径 6 cm (今回は 2.1 cm) という本格的なものであった。今回は上に述べた緊急性、限られた予算という枠の中で、現地での予備調査、予備試験等をほとんど行うことなく、計画の実施に踏みきったが、1981 年 10 月の時点で海底ケーブル方式のハイドロホン観測システムは正常に作動している。その間、2 度の台風に見舞われ、汀線の著しい変化があったにも拘らず、何ら支障は認められなかった。これは海底ケーブル敷設に当たられた日本大洋海底電線技術陣と著者らとの周到な計画の立案、検討によるものであると思う。

ここに本計画実現に当って多大の御理解、御協力をいただいた関係各位に衷心から謝意を表したい。特に、本計画実施にあたって東京海上各務記念財団に御援助いただいたことを記し謝意を表する。

2. 海底ケーブル方式ハイドロホン計測システム

1980 年の伊豆半島東方沖地震に際しては、観測船によるハイドロホン観測を実施して、重要な成果が得られた。しかし、雑音レベルが低く、しかも常時計測できる海底ケーブル方式による観測がより望ましいことは明らかである。この方式は、観測船方式とは異なり、観測点が固定されるという難点がある。本来であれば、問題となる領域をカバーする多点観測網の設置が望ましいが、上に述べた緊急性を考慮し、限られた予算内で実施するには 1 点乃至 2 点観測にならざるを得ない。そこで、その観測点の位置の選定が最も重要な問題となる。まえがきで述べたように、近年の伊豆における大きい地震の震源は南から次第に北へ移動している傾向があり、1980 年の北側隣接地域での監視が適当であろうと思われ

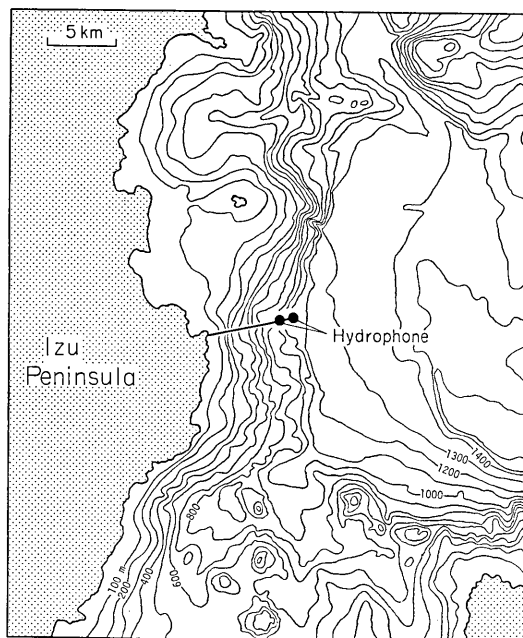


Fig. 2. Locations of the ocean-bottom hydrophones of the submarine cable system and the submarine topography in the western part of Sagami Bay by the Hydrographic Department (1980).

る。一つの構造線に沿って地震が発生した場合、次の大地震はその構造線に沿って前の大地震の震源域の端部から発生したという例が他の地域で知られている (MOGI, 1969)。大局的に見て 1980 年の伊豆半島東方沖地震断層は、伊豆地塊の東北縁を走る南北走向の活断層 (活断層研究会, 1980) の南半部に相当すると考えられるので、その北方への延長部分での地震発生が懸念される所である。このことを考慮して海底ハイドロホンは 1980 年の地震断層の北端部に設置された。第 2 図は相模湾西部の海底地形とハイドロホンの設置点および海底ケーブルの位置の概略を示したものである。茂木 (1981) によると、1981 年に入ってから 1980 年の大きい地震の北側隣接地域での活動が低く、しかも周辺がやや活発で、いわゆるドーナツパターンを示すようにみえるので、このことから今後のなりゆきが注目される所であり、現時点では適切な観測地点の選定であったと言えよう。

第 3 図は海底ケーブル方式ハイドロホン観測システムを模式的に示したものである。上の図は敷設断面、下の図は海底ケーブルとハイドロホンおよびレコーダーの結合状態を示したものである。ハイドロホンは伊豆半島東岸より水平距離 6.5 km および 5.5 km の 2ヶ所に設置された。この位置はハイドロホンの着底時の敷設船の位置から推定されたもので、今後さらに正確な位置の決定が必要である。ハイドロホンは一辺約 1 m 程度の鉄製の立方体をなす枠の中心に設置され、枠からは弾性的に隔離されるように吸音材を通して固定されている。従って、ハイドロホンは海底面から約 50 cm 程度浮いた所に設置されているはずである。海底ケーブルとハイドロホンの接合を簡単にし、敷設しやすくするために第 3 図下段に示したように、中間ハイドロホン (H_2) は先端ハイドロホン (H_1) の結合部

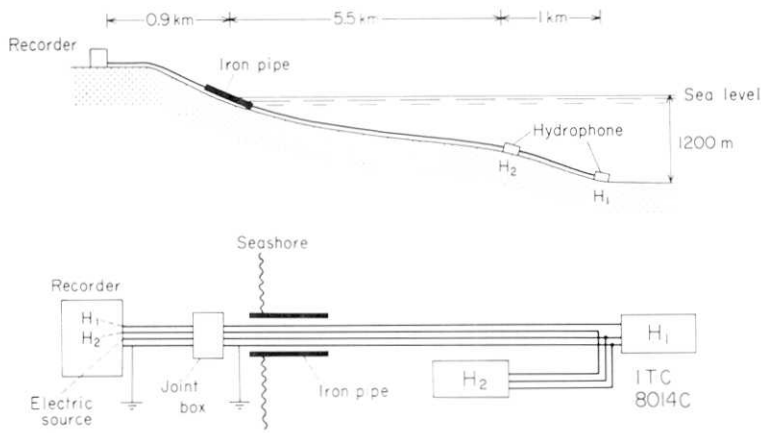


Fig. 3. Schematic views of the ocean-bottom hydrophones, the submarine cable and the recorder. The lower figure shows the simplified electric circuit of this system.

表 1. ハイドロホン及びプリアンプ

製作会社名	International Transducer Corporation
ハイドロホン型式	ITC-8014 C
周波数範囲	2~10,000 Hz
圧力範囲	0~700 bar
ハイドロホン感度	-189 dB//Volt/micropascal
プリアンプ増幅度	+20 dBv (電源電圧+12 VDC)
システム感度	-169 dB//Volt/micropascal



Fig. 4. The No. 16 Seitoku-Maru (200 ton) which was used for laying the submarine cable system.

で分岐したスタグケーブルで本ケーブルに添わせて 1 km 手前まで戻った地点に設置してある。海底ケーブルは鋼鉄線で外装された 4 芯ケーブルで、2 本が信号用、1 本が電源用、

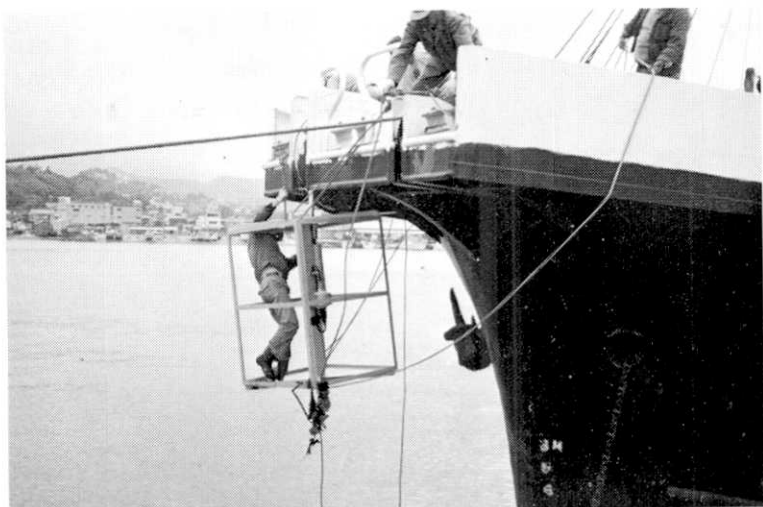


Fig. 5. Hydrophone (H_1) with its iron framework which was suspended from the stern just before laying the cable system.

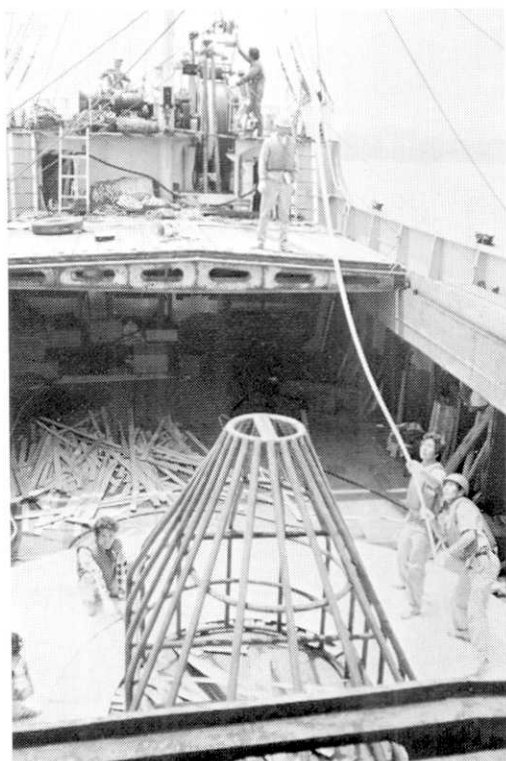


Fig. 6. Laying the submarine cable system.

1本がアース線として用いられている。ハイドロホンは ITC-8014 C で、プリアンプ付で周波数範囲は 2~10,000 Hz である (表 1 参照)。ケーブルの汀線部分は 鋳鉄製の防護管で保護されている。汀線地域は砂利と大小の岩塊が混在し、ケーブル陸揚げ地点としては懸念されたが、この海岸一帯の適所として選定された。

第 4 図から第 13 図はケーブル敷設の状況および陸上の観測局舎を示す写真である。第 4 図は今回の海底ケーブル敷設にあたった第 16 誠徳丸 (200 トン) であるが、このケーブル敷設船はこれまで主として瀬戸内海の 50~100 m の浅海でのケーブル敷設を行ってきたもので、今回のような 1000 m 以上の深海でのケーブル敷設は初めてのことであった。今回のケーブル敷設はこのような比較的簡易な、小型敷設船によって深海のケーブル敷設が

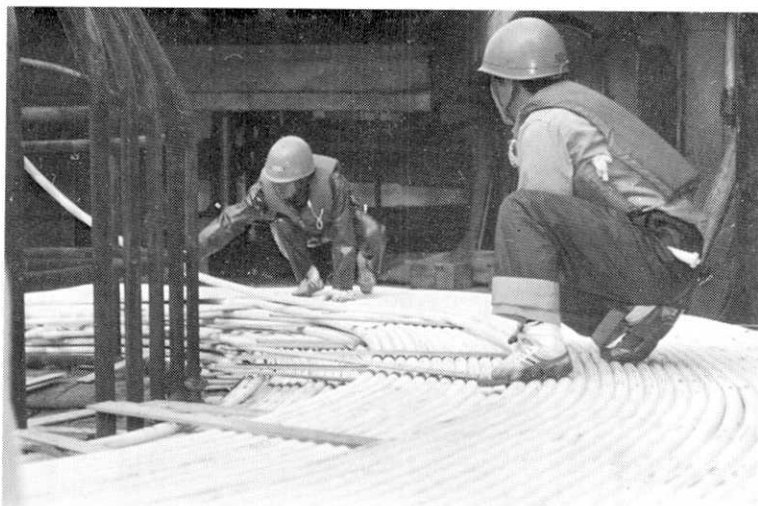


Fig. 7. The submarine cable in a hatch.



Fig. 8. The No. 16 Seitoku-Maru near the east coast of the Izu Peninsula.

可能であることを示した点でも意義がある。従来、このような深海でのケーブル敷設には、本格的な大型敷設船が用いられ、その費用は莫大なものであったからである。第5図は船

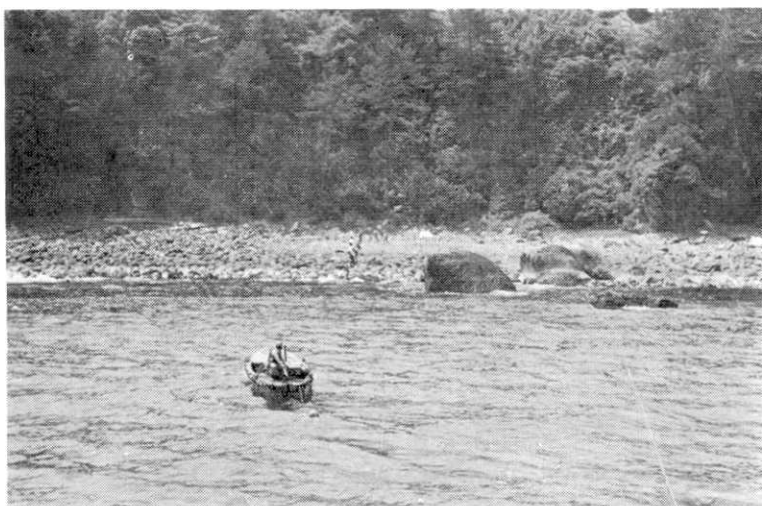


Fig. 9. A boat conveying the end of the submarine cable, which was connected to the land cable and to the recorder, from the No. 16 Seitoku-Maru.

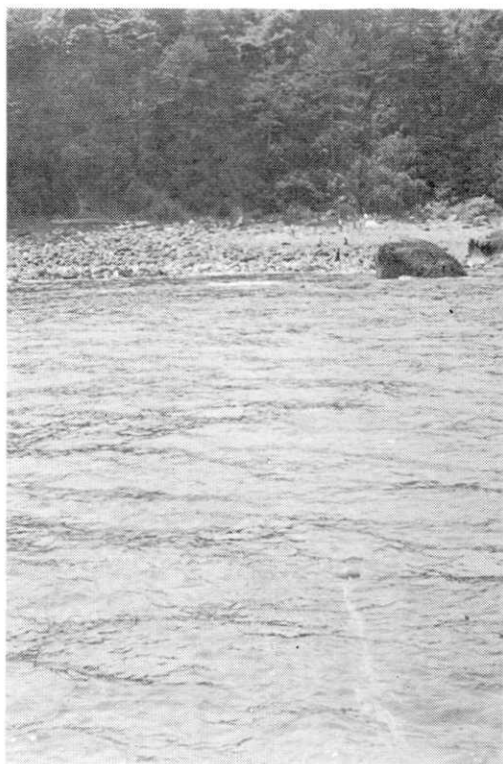


Fig. 10. The end of the submarine cable reaching to the coast.

尾に吊り下げられた先端ハイドロホンおよびその保持枠である。第6図は海底ケーブル敷設中の状況を示したものである。まず先端ハイドロホンを所定の場所で吊り下げて着地を



Fig. 11. The cable protected by an iron pipe on the seashore.



Fig. 12. The recording station for the ocean-bottom hydrophone observation of the submarine cable system.

確認し、それから陸上げ地点に向けて、敷設作業を進めるという方法をとった。第7図は船内に積み込まれ、次第にくり出される海底ケーブルを示す。第8図は敷設が進行して陸上げ地点に近づいた所で、陸地は伊豆半島東海岸である。第9図は敷設船が陸上げ地点の沖合約100mの所で停止し、海底ケーブルの陸上げ先端部をボートで海岸まで引いて行く状況を示す。第10図はブイから吊り下げられた状態で海底ケーブルが陸上げされた情景を示す。第11図はケーブルの陸上げ部分で、防護管で保護されている状況を示す。この写真は8月26日に撮影したもので、その3日前に関東を直撃した台風の通過後の状況である。台風の前後で汀線は明らかに変化した。ケーブルは無事であった。第12図は陸上げ地点から0.9km離れた場所に設置された観測用局舎で、ここでハイドロホンから送られてきたシグナルが記録される。

本来、この計画は高周波成分を含む広帯域の地震動自動計測システムによって常時計測を行うものであるが、これは目下建設の途中にある。現在は通常の地震計測周波数帯(20 Hz以下)でのモニター記録を行っている。記録器は高見沢社製のSTR-100である(表2参照)。なお随時、手動によってアナログ式テープレコーダーおよびインクジェットコーダーによる高周波地震動の記録を試みているが、地震活動が静穏で計測時間が足りないため、これらの記録器によっては地震はまだ計測されていない。本報告では通常の周波数帯域でのモニター記録の結果について述べる。

表 2. 記録器 STR-100

製 作 会 社 名	高見沢サイバネティックス
増 幅 度	40~82 dB (6 dB ステップ設定)
周 波 数 範 囲	0.1~20 Hz
入力インピーダンス	100 k Ω 平衡型
起 動 方 式	遅延起動方式
遅 延 時 間	12 秒
記 録 方 式	サーマルドット記録方式
記 録 紙 送 り 速 度	4 mm/秒
時 間 精 度	0.05 秒以内 (自動校正)

3. 観測結果

上に述べた通常の周波数帯(20 Hz以下)で多数の地震が記録された。その結果を論ずる前に、海底ハイドロホンによる観測で大きな障害となる船舶の雑音について述べる。海底ケーブル方式による観測は、船舶によってハイドロホンを曳行する方式で重大な障害となる曳行船自身のエンジン雑音が避けられるという重要な利点があることは言うまでもない。しかし乍ら、設置された海底ハイドロホンの付近を航行する船舶のエンジン雑音を避けることはできない。これは高感度で連続的に地震観測を継続する場合の大きな問題である。第13図の最下段に静穏な時の記録例を示し、中段に雑音と思われるものの例を示した。このうちの上から3例は疑いもなく船舶のエンジン雑音で、雑音の振幅は船舶がハイドロホンに近づくにつれて増大し、遠ざかるにつれて次第に減少する。ここに示した記録は1~20 Hz程度の周波数範囲のものの代表的な例であるが、その波形は実に多様である。

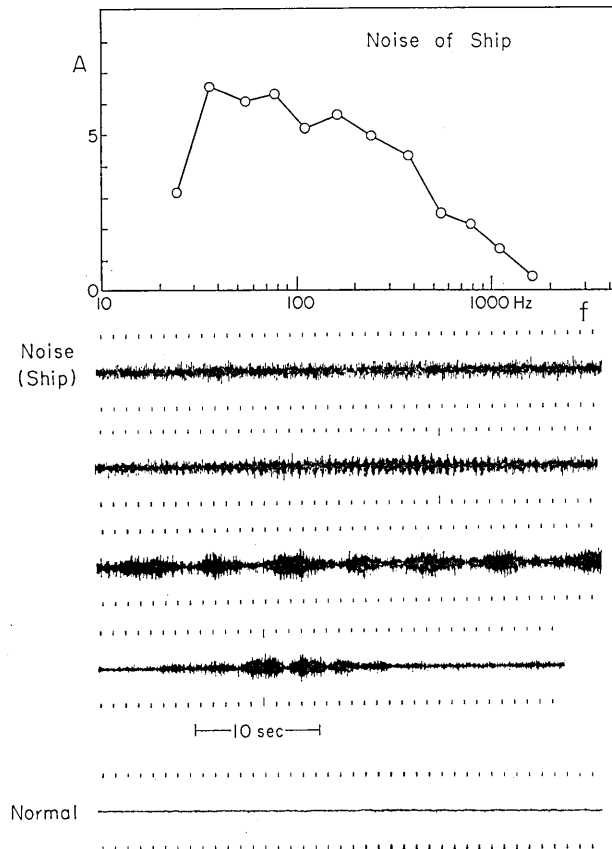


Fig. 13. Records of various kinds of noise by ships. The top figure shows an example of the typical frequency spectrum of the noise of ships. The bottom figure shows the record during a calm condition.

恐らく船舶の大きさや種類，観測点までの距離などによってちがうのであろう。最も一般的な雑音波形はこの4例中の最上段に示した不規則な波形である。その周波数成分を分析した結果を最上段のグラフに示した。主たる周波数成分は30~400 Hzの範囲にあることがわかるが，これはまた高周波地震動を計測する場合の周波数範囲と重なって居り，如何にしてSN比をよくするかは今後の重要な課題である。しかし，一般に高雑音が継続する時間は全体の時間のごく一部にすぎないので観測に重大な支障はないと思われる。4例のうちの最下段の場合はその継続時間が10数秒と短く，しかも孤立したもので，航行船舶のエンジン音と解釈することは難しい。このほか，20数秒程度おいて10回位全く同じ波形が繰返す場合など船舶以外の各種の振動が記録されて居り，さながら相模湾海中は音響箱の観を呈して居り，決して静寂な状態にあるとは言えない。

第14図に先端 hidroホンによって記録された地震記録の例を示した。最上段のAは1980年伊豆半島東方沖地震の地震断層の北端部の hidroホンのごく近傍で発生した地震である。震源の位置は気象庁の観測報告によった。中間の3つの地震は立上りが極めて鋭いこと，振動継続時間が短いことから，Aと同様に hidroホンの近傍に発生した地震で

Examples of record by ocean-bottom hydrophones

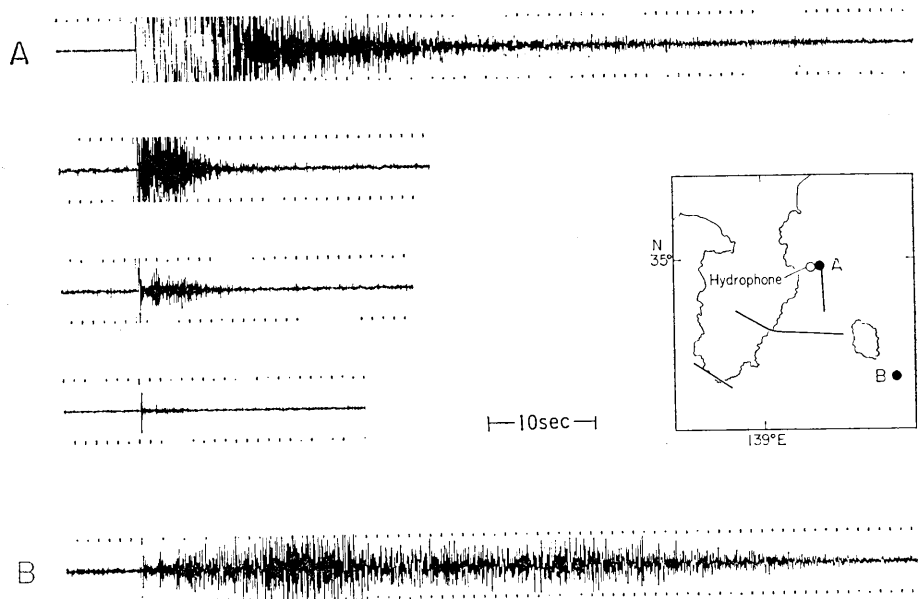


Fig. 14. Examples of records of earthquakes by the ocean-bottom hydrophones. The upper four earthquakes (A) occurred near the hydrophone stations and the earthquake (B) shown at the bottom of the figure occurred in a distant region, as shown in the insert map.

あると推定される。一方、最下段Bに伊豆大島南東沖に発生したM2程度の地震の波形を示した。AとBの著しい波形の違いは、観測点からの距離の違いによる。

第15図の上段のグラフは、1980年の伊豆半島東方沖地震(M6.7)の前から1981年9月まで、伊豆半島東部にある気象庁の鎌田の地震計(10,000倍)によって記録された(S-P)時間6秒以内の地震の日別頻度曲線である(気象庁, 1981)。最盛期には1日当たり800回も観測されたが、最近の数カ月は極めて静穏である。下段の図は海底ハイドロホンによって観測された、観測点近傍の地震の積算頻度曲線である。まだ試験観測期間であって、途中で何回かの欠測があったが、5月以降8月までは1日当たり1.1~1.3回程度の発生頻度でほぼ定常的に起こっている。

第16図および第17図は10月6日、7日に発生した地震であるが、その起こり方について若干の考察を加える。9月以降極めて静穏な状態が続いていたが、10月7日に14時から17時までの間に6回の観測点近傍の目ぼしい地震が集中的に発生したが、このようなことは観測開始以来これまでにないことであった。第16図の上段には1日前の10月6日の地震波形を示したが、これは7日の6回の地震の波形とは異なって居り、やや観測点から離れた所で起こったものと思われる。ここで気がつくことは、この地震の発生前は雑音レベルが低く、極めて静穏な状態にあったがこの目ぼしい地震にひきつづいてかなりの時間小振幅の振動が継続し、約20秒後にはやや振幅の大きい振動が記録された。比較

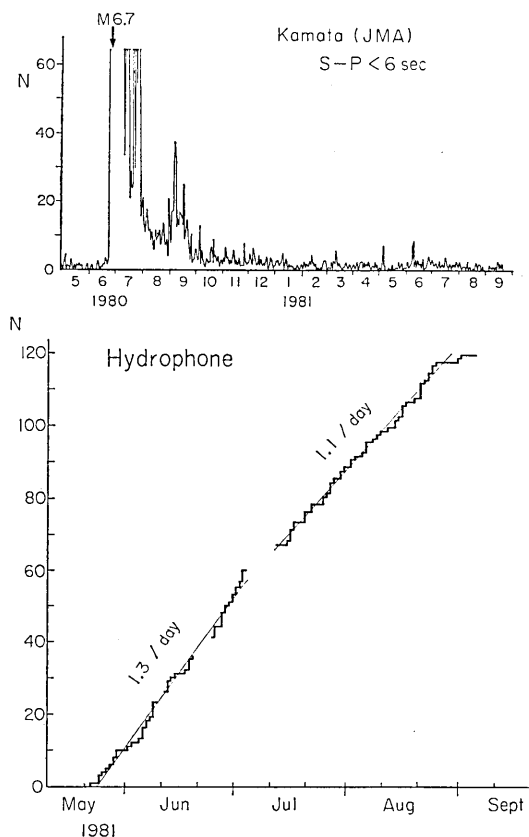


Fig. 15. Top: daily frequency curve of micro-earthquakes observed at Kamata in the eastern part of the Izu Peninsula (Japan Meteorological Agency, 1981). Bottom: cumulative frequency curve of micro-earthquakes, which occurred near the hydrophones, observed by the hydrophone H₁.

に、ほぼ同じ規模のやや大きい地震だけが一定の静穏期間中のごく限られた短時間で続発したことは、これらの地震が地殻の新たな破壊ではなく、既存の断層面の急激なすべり、即ち stick-slip の繰返しによるものと思われる。

次に、第16図に示した7日14時22分から引き続いて発生した3回の地震の波形に注目しよう。これらの地震は1分以内の間隔で続発したが、いずれも先行的な小振動が1秒足らず継続した後に大きな振動が急激に始まるという特異な波形を示している。この場合の先駆的微小振動が何であるかについては次の二つの場合が考えられる。

第一はこの先駆的微小振動がP波であり、その後の大振幅の振動がS波であるというものである。この様な見方をすると(S-P)時間が1秒以内となるが、最初のもので最後のものでは0.1秒以上違って居り、発生場所が若干異なるということになる。しかし、先駆的微小振動をP波と見るとすると、P波とS波の振幅比は極めて大きくなるが、このような場合

的大きい地震の後に小振幅の振動がかなり長時間続くという現象は今回のハイドロホンによる観測を通じて一般的に認められることであるが、これは放射された振動がほとんど減衰することなく相模湾内に封じこめられるためと解釈することができよう。ただし、約20秒後の振動が何らかの反射波であるのか、あるいは微小な独立した地震であるのかは今後の検討にまたなければならぬ。ここでは湾内に発生した地震では、それにひきつづいて小振動が長時間継続するという特徴を指摘しておく。

10月7日に続発した6回の地震はいずれもスケールアウトして最大振幅を知ることができないが、その振動の急激な立上りや振動継続時間からみて、観測点のごく近傍に発生した、ほぼ同じ規模の地震であると推定される。14時22分から起こった3回の地震の時間間隔は1分以内であり、17時35分からの3回の地震の時間間隔はいずれも約6分間である。これらの6回のかかなり顕著な地震の前後の一定期間内にこの種の観測点近傍の地震は小さいもの(トリガーレベル以上のもので)を含めて全く観測されなかった。このよう

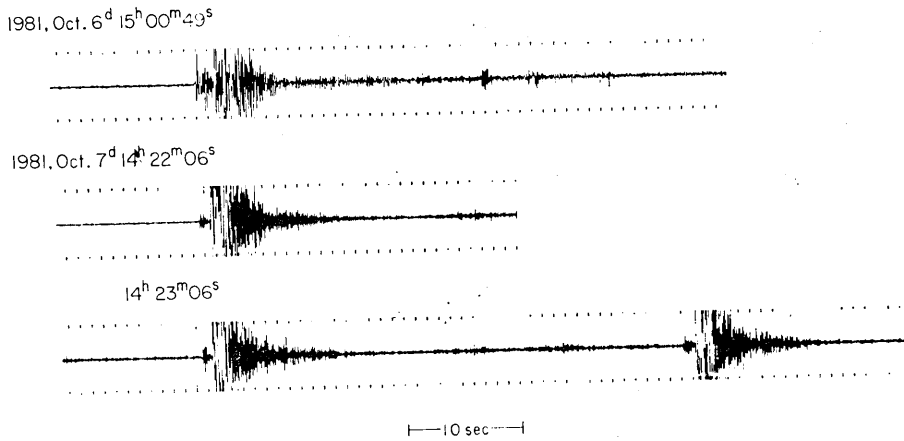


Fig. 16. Records of earthquakes which occurred near the ocean-bottom hydrophones. It is noted that three major earthquakes occurred successively within 2 minutes on 7 October and shows very similar and specific wave-forms. These earthquakes can be explained as stick-slips on the same fault plane.

は一般に P 波の立上りが不明瞭で、振幅は時間と共にむしろ増大して大振幅の S 波へと続く。所が、第 16 図の場合は、先駆的微動の立上りが明瞭で、一旦振幅が減少して大振幅の振動が始まる。従って、この微動を大振幅の主要動の P 波とみることは適当でない。

第二の説明は、この小振動は大きいすべり (大きい地震) に先行して起こった小さいすべり、即ち、pre-slip による先駆的微動であるというものである。このように大きい地震の直前に小地震が起こることはめずらしいことではなく、その波形からこの先駆的微動は pre-slip によるものと考えるのが適当であろう。このような見地からすれば、3 回のすべりが微小な前駆的すべりの過程を含めてほとんど同じ起り方をしたことになる。pre-slip の開始後 1 秒足らず経過して main-slip が起こったということはその断層面の特性 (くせ) によるものであろう。この全く同じプロセスを 2 分以内の短時間内に 3 回も繰返したということは、これら 3 回の地震が全く同一の断層面の繰返しすべり (stick-slip) で起こったと考えない限り理解できない。同一断層面内であっても場所が違っては、このような同じプロセスは期待できないからである。

これまで相似波形をもつ地震は同一場所で、同一の発震機構によって起こったもの、さらに同一断層面の同じ部分の繰返しすべりによって起こったと推定されてきた (例えば、浜口・長谷川, 1975; TSUJIURA, 1979)。しかし、同一の断層面の隣接部分で次々に起こった地震もまた相似波形を示すことはあり得る。最近、TSUJIURA (1980) は (S-P) 時間の違いから震源の位置を高精度で決定し、同一の相似波形を示す地震が同一断層面上のほとんど同じ場所で発生した可能性が高いと推論している。但し、震源位置の決定精度の限界が数 10 m であり、すべり面のひろがりと同程度であることをみると、完全に同じ場所で繰返し発生したことを確定することは非常にむずかしい。所が、第 16 図に示した、上述の同じような特異な波形をもつ地震の繰返しは、これらの 3 回の地震が確かに同一断層面上の同一部分の繰返しすべりによって起こったことを示すものとして、相似地震の発生

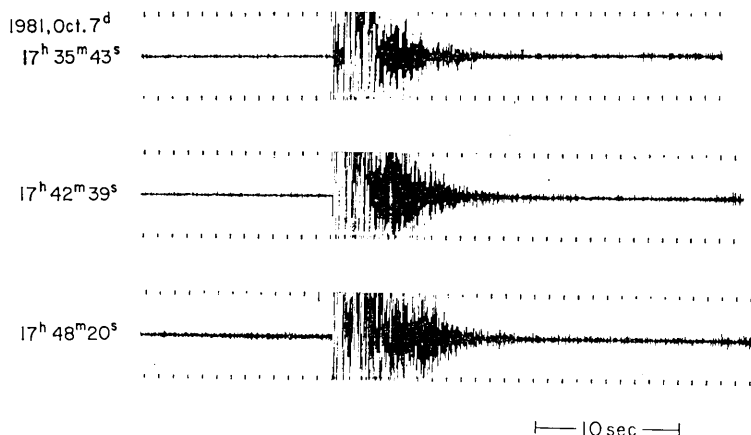


Fig. 17. Records of earthquakes which occurred 3 hours after the earthquakes shown in Fig. 16. It is noted that no shocks occurred near the hydrophone station during the three days, except for the shocks shown in Figs. 16 and 17.

機構の解釈にも重要な示唆を与えるものである。

第 17 図は、その 3 時間後の 17 時 35 分 43 秒から 6 分間隔で続発した 3 回の地震を示す。波形や規模の精細はわからないが、ほぼ同程度の規模のものであること、一見して波形が同一でないことが指摘できる。ここで、注目すべきことは、最初の地震の波形が 14 時の 3 回の地震とやや似ていて、**pre-slip** と思われる前駆的振動が認められること、但し、その振幅がかなり大きいことである。その後の 2 つの地震は **pre-slip** なしで突然大振幅の振動が始まっている。しかし、この 2 つの地震の波形にも相似性を認めたい。この 3 回の地震の発生機構の解釈には次の二つが考えられよう。

第一は、これらの 3 回の続発地震は 14 時の地震が発生した断層の隣接部分で次々に移動しながら発生したもの、あるいはごく近傍の別の断層で誘発されたもの、という考えである。但し、時間間隔が同じであること、規模がほぼ同じで、この 3 個以外の小さい地震が発生していないことは、別個の断層のすべりが誘発されたものとしては説明しにくい。

第二は、やはり、14 時の地震と同一の断層の、同じ場所で繰返し発生したものであるという考え方である。14 時の 3 回の地震すべりによって、すべり面の状況が変化して、第 1 の地震ではやや大きい **pre-slip** が発生し、**main-slip** が続いた。14 時から 3 時間の間隔があったことを考えればありそうなことである。第 2 の地震は 6 分の間隔で起こったが、断層面の変化によって、**pre-slip** なしで **main-slip** が発生した。第 3 の地震も **main-slip** が突然起こったが、直後に **after-slip** が引き続き発生して、波形の継続時間が僅かに延びた。つまり、14 時の 3 回の地震は 1 分以内の短い間隔で発生したことも考え合わせると、断層面に目ぼしい変化が起こらずに続発したが、17 時の 3 回の地震では、同じ断層面の状況が次々と微妙に変化しながら続発したとして解釈することができる。この説明は、短時間内にほとんど同一規模の地震だけが続発したということを理解するのに好都合である。これ以上の検討は、さらに高い分解能をもった記録の解析にまたなければならぬが、これら 6 回の地震は気象庁の鎌田をはじめ陸上の観測点では記録されなかった程度の小規模の地震であった。

以上、1981年10月7日に続発したこれらの6回の地震の記録は極めて特徴的で、これらの地震が短時間内に同一断層面が繰返すことによって起こったこと、その続発の経過と共に断層面の状態が微妙に変化したとして理解することができ、群発地震の発生機構について重要な知見を与えるものといえよう。

4. ま と め

本報告は伊豆半島東岸沖で実施している海底ケーブル方式ハイドロホンによる高周波地震動観測の目的、計画実施の経過並びに観測結果について述べたものである。要約すると次のようになる。

1) 1980年6月末の伊豆半島東方沖地震の際に観測船によって実施したハイドロホンによる高周波地震動観測の継続として、伊豆半島東方沖約6.5kmの海底にハイドロホンを設置し、海底ケーブルによる観測計画を立案し、実施した。

2) 今回の観測のような数kmに及ぶ海底ケーブル方式による地殻活動観測が、大学の研究レベルで比較的簡易に実施されたのは、はじめてのことである。防護管を用いた陸上げ方式によったが、その後の2回の台風の来襲にも耐えている。

3) 今回は伊豆地域の観測の緊急性を考慮して、迅速に実施にふみきり、今年の4月以来観測を開始することができた。

4) 固定観測点である為に、場所の選定が重要であるが、近年の伊豆地域の地震の起こり方などを考慮して1980年の地震断層の北端部に観測点を設置したが、最近の地震の起こり方のパターンによると、この地点で観測を行うことは適切であると思われる。

5) かなりの数の観測点近傍の微小地震(陸上観測点では記録されなかったものを含む)を観測したが、その中で特に、10月7日に集中的に発生した3回の地震はほぼ同じ規模のものであったが、同様の特異な波形を示した。その分析から、群発地震のあるものは同じ断層面の全く同じ部分が短時間内に繰返すこと(stick-slip)によって起こったものであることが推論された。

文 献

- 浜口博之・長谷川 昭, 1975, 波形の相似な地震の発生と二、三の問題, 地震, 2, 28, 153-169.
 岩佐欽司, 1975, 有線による情報伝送, 海洋工学ハンドブック, 第4章, コロナ社, 562-582,
 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東大出版会, pp. 363.
 気象研究所地震火山研究部, 1980, 海底地震常時観測システムの開発, 気象研究所技術報告, 第4号, 1-233.
 気象庁地震課, 1981, 地震予知連絡会資料.
 Mogi, K., Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 429-451.
 茂木清夫, 1981, 東北日本西岸沖—フォッサ・マグナー—東海・伊豆の活動帯と近年の伊豆地方における地震活動について, 地震研究所彙報, 56, 691-711.
 茂木清夫・望月裕峰, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震の震源直上でのハイドロホンによる高周波振動の観測とそれによる地震断層の位置の推定, 地震研究所彙報, 55, 1017-1041.
 SUTTON, G. H., et al., 1965, Ocean-bottom seismic observatories, *IEEE*, 53, 1909-1921.
 TSUJIMURA, M., 1979, Mechanism of the earthquake swarm activity in the Kawanazaki-oki, Izu Peninsula, as inferred from the analysis of seismic waveforms, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 54, 441-462.
 TSUJIMURA, M., 1980, Earthquake swarm activity in the northern Tokyo Bay, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 53, 601-619.

34. *Observation of High Frequency Seismic Waves by Ocean-Bottom Hydrophones of a Submarine Cable System near the Northern Part of the Focal Region of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki Earthquake (a Preliminary Report).*

By Kiyoo MOGI, Hiromine MOCHIZUKI,
Earthquake Research Institute,

and

Hiroyuki SUZUKI,
Nihon ETL Company.

As reported in a preceding paper (MOGI and MOCHIZUKI, 1980), an observation of high frequency seismic waves by a hydrophone on an observation ship was carried out just before and after the Izu-hanto-toho-oki earthquake of M 6.7 on June 29, 1980 just above the focal region of this large submarine earthquake. About one thousand seismic events of high frequency waves were observed and some interesting results were obtained. Just after the hydrophone observation by the ship a continuous observation by ocean-bottom hydrophones of a submarine cable system was planned. Ocean-bottom hydrophones were located near the northern part of the focal region of the 1980 earthquake, 6.5 km distant from the east coast of the Izu Peninsula, because the northern region adjacent to the focal region of the 1980 earthquake seems to be a potential region for a future large earthquake (MOGI, 1981). A recording system for high frequency seismic waves is under construction. This ocean-bottom hydrophone observation system is now operating for conventional seismic observation in the low frequency range (less than 20 Hz). A number of earthquakes near the hydrophone station have been observed. Among them, three sets of a similar seismic wave-form were observed on October 7, 1981. A set of the seismic waves consists of two seismic shocks, that is, the pre-shock and the main-shock. The pre-shock is much smaller than the main-shock, and the magnitude of these shocks and the time intervals between the pre-shock and the main-shock are very similar in the three sets which occurred successively within 2 min. This shows that three earthquakes sets occurred by slips of exactly the same fault plane, that is, by the typical stick-slip mechanism.