

## 島原海湾における音波探査および沿岸地質について

中条 純輔\* 近藤 信興\*\* 倉沢 一\*\*\*

**Marine Sonic Survey and Land Geological Survey  
on the Shimabara Kaiwan**

by

Junsuke Chūjō, Nobuoki Kondō  
& Hajime Kurasawa

## Abstract

The marine sonic survey using the Sparker and land geological survey were carried out for the reclamation work of the Ariake sea and the Shimabara Kaiwan at four projected lines of Hayasaki strait district, Misumi district, Nagasu district and Miike district.

The sonic survey was conducted over approximately 300 km of prescribed lines and approximately 150 km of unprescribed lines.

At Hayasaki strait, reflected waves were picked up at both Shimabara peninsula side and Amakusa island side, but there were no reflected waves about the central part of Hayasaki strait. The reason why it could not be picked up was undecided between the complicated submarine topography and geological structure under the sea bottom.

At Misumi district, the fair reflected waves were picked up, and here is rather simple structure not only geologically but by records of sonic survey. But there are a large sandbank and small one, and the former is located at about the central part of this area, and its specific height attains to approximately 30 m, width more than 4 km, and the internal structure of sandbank is dipping outward from the main stream, shown schematically in Fig. 8. The sandbank, natural levee and caldron are the characteristic features of the Shimabara Kaiwan.

At Nagasu district, reflected waves at the Shimabara peninsula side differ from those at the Nagasu offshore. At the middle part of this area, the complicated and undistinct reflection patterns were observed. This area seems to be pyrocrastics or crashing zones where coincides almost in the submarine terrace. The reason of such coincidence is unknown yet.

Miike area was deposited with recent thick marine sediments formed mainly soft mud and ooze. It was very difficult to prospect the Ariake sea, because of the absorption of waves by soft mud and existence of multiple reflections at the shallow sea bottom. There are some natural levees. From the records of this survey, there are scattering wave zones in the middle of natural levees which are the old river beds. The dips of reflection planes in the sandbank and natural levee were observed and presumed in their history.

At the foot of Tara-dake volcano, the strong reflections and multiple ones were recorded and the hard reflection beds were assumed as lava flow of Mt. Tara-dake. On the unprescribed lines, the writer observed the dome-like structure near the Okigamise shoal, sometimes called Okinoshima island, formed by agglomerate. The anticline and fault zone were observed at the west side of large caldron in the vicinity of Yushima island.

The geological survey was carried out along the seashore of the Shimabara Kaiwan.

\* 物理探査部  
\*\* 地質部  
\*\*\* 技術部

## 要 旨

有明海および島原海湾の干拓のために4つの予定地、早崎地区・三角地区・長洲地区・三池地区線につきスーパーカーを用いた音波探査、および沿岸の陸上地質調査を行なった。

音波探査は予定測線約300kmと予定外の測線約150kmを観測した。早崎測線においては島原半島側と天草下島側で反射面を認めているが、中央に反射面のない区域がある。複雑な海底地形の影響か地質の影響かはわからない。

三角測線は構造の単純な地区であって反射面は明瞭である。地質的にも島原半島側と三角半島側のおよその対応はついている。しかし海の中央に比高30m位、長さ4kmに及ぶ大きい海底砂洲がある。また西方には海底の岩盤が削られ、その上に新しい堆積物ののっている所がある。周辺の地形等から海退期にできた削薄と思われる。これらは土木のうえで大きな問題であろう。

長州測線は構造が島原半島側と長州側でかなり異なり、中央に構造が複雑で不明な所がある。

記録はこの地域では双曲線状のパターンが多く、火山砕屑岩のようなものクロス・ベッド状の堆積か、あるいは断層等で構造のもめた所であろうと推定される。

この地域は海退期の平坦面とほぼ一致しているがどんな関係で一致しているか、或は偶然の一致かわからない。

三池測線は海底の表土が厚くしかも水深が浅いために多重反射が重なって反射面の検出はかなり困難である。

島原海湾で特徴的な海底自然堤防や海底砂州、海釜の関係がこゝではとくに明瞭である。

筑後川の延長上には海底自然堤防があり、また六角川や塩田川にも形はやゝ異なるが自然堤防がある。音波探査により旧河床の中で散乱波の発生区域があることを認めた。自然堤防内の反射面の傾斜との関係から、これらが海退期に陸上で洪水等の際に形成されたものであろうと推定される。三角測線の砂州の成因も海退期において似たような原因であろう。

三池測線西方の多良岳の下の海中では、熔岩流のような堅い(反射係数が大きい)ものが海中に堆積している。

予定測線以外にも島原海湾内を広く調査して沖神瀬におけるドーム状の構造や、湯島の沖の海釜の西方で断層帯をみだし、それらの構造について推定をした。

## 1. 緒 言

島原海湾および有明海の大干拓計画が企画されて以来、この数年の間に種々の調査がなされ、大きな成果をもたらしている。本調査もその基礎調査の1つとして締切予定部の物理探査に音波探査を行ない、また締切予定

部の陸上の地質調査も合わせて行なった。締切予定部の候補地は早崎地区・三角地区・長州地区および三池地区の4カ所である。

とくに音波法による調査はわが国で3回目の数少ない調査であり、その成果は技術的な興味と関心のうちに行なわれた。

海上で地震探査を行なうことは、戦後急に技術的に進歩し、調査の質においても、件数においても、著しく伸びているし、調査の能率も陸上の地震探査に較べて数倍になっている。しかし一方では器械や観測船・爆破船に多額の費用を要し、また調査海域によっては漁業補償が高くて全調査費の半ばを占めることもある。このような点から音響測深機あるいは魚群探知機(echo sounder)のような方法で海底より下部の構造を探査できないかという期待が持たれ、幾つかの実験がなされていた。本調査に島原海湾および有明海で使用された米国ヒューストンのマリッジ・ジオフィジカルサービス会社(Marine Geophysical Service Co., Houston)のスーパーカーはこのような方式、すなわち音波探査法を実現した器械の一つであって、音源として水中の放電sparkを用いるのでスーパー(sparker)の名がある。この方法では調査能率が地震探査より数倍よく、調査人員も少なく魚類に対する被害もない。しかし現在の段階では探査深度が非常に浅く地震探査の反射法が2,000m程度まで探査しているのに対して、100mからせいぜい200m位である。この器械の方式や可能性については後にやゝ立入って議論する。

調査方法および器械、記録の一般的な性質や記録の見方は、この種の資料が国内において少ないことから附録を付して説明することにした。

音波探査は1959年7月初旬から下旬まで約20日間行なわれた。調査担当は中条純輔および森喜義が行ない、器械の操作はMarine Geophysical Service Co.のHarbert B. Cryar他1名により行なわれた。また測量は第7管区海上保安本部の陽清測量課長、海上保安庁水路部岩崎博海上保安官・第7管区海上保安本部直井忠行・山中克巳・福田弘明・二井俊郎の各保安官により行なわれた。また締切予定部陸上の地質調査は、近藤信興・倉沢一により1959年7月中旬から下旬まで約20日間実施された。

調査に関して多大の援助をされた経済企画庁総合開発局の関係各位、調査の実施にあたって心からの援助と協力を与えられた三井鉱山株式会社三池鉱業所、三池海上保安署・地元関係各位、調査の結果の討議にあたって多くの助言、教示をされた海上保安庁水路部の茂木昭夫・佐藤任弘両氏に深甚な謝意を表する次第である。

本報告の4. 沿岸地質調査は近藤信興・倉沢一が執筆

し、他は中条純輔が執筆した。

## 2. 調査目的

調査目的は有明海を干拓するための締切部を作る4カ所の候補地の地質的な構造の概要を知ることである。このような土木的な目的のために探査の深度は石炭や石油の探査の場合に要求されるよりはるかに浅い。場所により異なるが大体数10m程度である。また断層の位置や構造の形がどんな形であるか、あるいは海底表土の厚さがどの位か等も探査したいことである。作られるダムの種類によっても要求は変わるので、できるだけ多くの地質的な情報がわかれば集めるべきである。

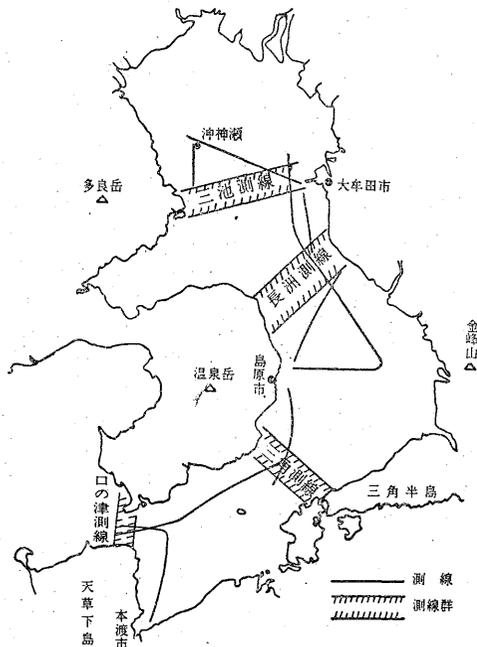
また島原海湾の一般的地質構造を明らかにすることは、この種の未知の要素の多い調査ではぜひ必要なことであろう。

陸上の地質調査は締切予定地の地質状況を知るとともに、海底の地質を推定するために行なわれた。

## 3. 調査地概要

### 3.1 位置および交通

調査地域である島原海湾および有明海は第1図に示すとおり福岡県・佐賀県・長崎県・熊本県に接して延長約100km、面積約1,700km<sup>2</sup>である。北部の三池測線と長洲測線は三池港を基地として調査した。大牟田市はこの付近で最大の都市で鹿児島本線に沿っている。三角測線は島原港を基地として調査した。島原は島原電鉄やバスで諫早や長崎に連絡している。早崎測線は天草下島



第1図 有明海と測線図

の本渡港を基地として調査した。有明海内は連絡船の便が多く各地とも船によって行くことができる(20万分の1地勢図「熊本」および「八代」参照)。

### 3.2 地形および地質の概要

有明海北部は比較的浅く、海底に軟泥が堆積している。北東部におけるボーリングと地震探査の資料によれば<sup>7)</sup>海底堆積物の深さと平均速度は第1表のとおりである。

第1表

地 層	平均深度 (m)	平均速度 (km/sec)
低速度層	0~13	1.4
第四系	13~200	1.65
第三系	200~500	3.10
基盤	500以下	5.10

北東部には三池地区や山門地区に炭田があり、古第三紀層のうちの石炭が稼行されている。その大部分が海底下から掘出されている。

有明海北西部には第四紀の多良岳火山があり、その熔岩流は緩く山の斜面を形作り、一部は海底にも流れ込んでいると思われる。また竹崎付近には新第三紀の玄武岩が露出している。多良岳の東部の海中には沖神瀬という瀬(沖の島ともいわれる)があって、これは多良岳と似た集塊岩でできている。

多良岳の北方には佐賀炭田に連なり、杵島炭鉱の如き鉱山が稼行されている。

島原海湾中央の西岸には島原半島があり、第四紀の雲仙岳火山が現世も僅かながら活動を行なっている。

島原の沖は眉山の崩壊によってできた水中の地形の変化がはげしい所で、小さい島が多くある。

中央の東岸は金峰山や熊本平野に連なる。熊本平野の沖は沖積世の泥でできた浅い海である。金峰山は第四紀初期あるいは新第三紀の安山岩等を主体とするが、島原半島南部の新第三系と同時代のものが上部に露出している。三角半島突端(西部)は海底地形が複雑で深くえぐれた所がある。有明海は潮汐の大きいことでは日本で数であり、早崎海峡や天草の島との間の瀬戸は瀬戸内海の鳴門海峡に次いで潮流が早い。天草島北部は古第三系であり、南部は白堊紀のものである。この南側に中央構造線が通っていて構造の主軸になっている。早崎海峡は潮流が最大7ノット位になり、海底地形の影響で潮流に伴って渦が巻く。深度は平均60~70m位であるが北部に120m位の深い所があり、海底地形は複雑である。

有明海北西部の三池地区・山門地区は地震探査が多くなされている<sup>註1)</sup>。1957年度、58年度、59年度には海で

註1) 早川・鯉川・黒田・山口・竜神などの報告がある。

の重力探査<sup>3)</sup>がなされた。島原半島北部海域に高重力異常域があり、島原半島南東部海域に低重力異常域が認められ、これに連なって東側の熊本平野沖に小さい低重力異常がある。

長州測線・三角測線・早崎測線については精しい海底地形の測深図と、ドレッジによる海底表土の粒度等値線図と淘汰係数等値線図<sup>6)</sup>が発表されている。

#### 4. 有明海沿岸の地質

##### 4.1 現地調査の必要性

有明海沿岸の地質は、これまでに各方面の手により調査され、その結果が発表されている。とくに長崎県側においては、雲仙岳そして佐賀県にまたがる多良岳火山の研究、あるいは島原半島における新・古両第三紀層の研究等多数にわたり、また熊本県側においては、大牟田三池炭田・天草炭田の研究等もあって、参考文献としてはきわめて数多い。したがって本海沿岸の地質はこれらの資料により知ることができる。

しかし有明海の干拓等のためには、基礎岩盤地質を対象として調査検討する必要があり、またダムサイト地質については、いままでの調査資料では行届かぬ点もある。したがってここでは有明海沿岸、とくに海岸の地質を総括して記載し、ダム予定地点の地質を報告説明する。

##### 4.2 有明海沿岸の地質概略

有明海沿岸の地質は、大体東岸と西岸の2つに区分することができ、この両者の地質は一致しない。

東側すなわち熊本県側は九州本土に相当する部分であり、その地質も本土の地質に似たものからなっており、古生代層から中生代層・第三紀層・第四紀層の地層まであり、火山岩は第三紀の熔岩がみられる。最も古いものでは結晶片岩類すなわち雲母片岩・石灰片岩等であって、露出範囲はきわめて小部分であって大牟田市の北側にみられる。これは九州最古のもので、北西より南東の走向をもって延びているが、構造は明らかでない。これらは片理の非常に著しい岩石であるが、岩質そのものは非常に硬質であって、有明海沿岸の岩石では最も硬いものと推察され、基礎岩盤として支障はないと考えられる。中生代の地層は、天草諸島に現われているが、有明海沿岸には露出せず、島の背面に分布しているので今回の調査の対象にはならなかった。第三紀層は新・古両紀の地層に分けられ、砂岩・頁岩・凝灰岩等からなり、ほかに熔岩として角閃石安山岩がみられる。第四紀層の分布は平野部に限られ、大牟田・長州方面には広く発達し、岩石は砂岩・頁岩・礫岩等がおもなものでほかにローム(火山灰)層等もある。

これに反し、西側すなわち長崎県側には古い岩層がど

こにもみあたらない。そのうえ、第三紀層はほんの一部にみられるだけで、多くは第四紀層およびその熔岩類である。第三紀層が新・古の2層に分けられることは前の場合と同様であるが、古第三紀層は島原半島南端にあるのみで、その露頭もきわめて狭いものである。たゞこの層は天草下島に続くもので、早崎地区すなわち口之津一鬼池ダム予定線の基盤をなすもので、この線の海底は主として新第三紀層からなり、一部は古第三紀層からなると推定される。古第三紀層の岩石は砂岩と頁岩の互層層で砂岩層が大部分である。たゞこの岩層には無数の脈が貫ぬいていて、割れ目を充填し、岩質は堅くなっている。地表に見られる新第三紀層は島原半島南端および北部の大浦に一部見られるものだけで、古第三紀層を覆っており、岩石は凝灰質砂岩・凝灰質火山碎屑岩あるいは集塊岩等である。この岩層にはとくに玄武岩の進入があり、他と異なっている。熊本県側ととくに違っているのは、島原半島全体についてみても、中生代以前の古い岩層はない。そして第三紀層を基盤としてその上に第四紀層を堆積しつつ、一方では雲仙岳および多良岳の火山活動の激しいものがあり、多量の熔岩が噴出して半島は形成されたと考えられる。

##### 4.3 ダム予定地付近の地質

ダム予定地点は次の4カ所である。予定地両岸の地質について述べる。

- 1) 早崎地区 口之津一鬼池
- 2) 三角地区 有家一三角
- 3) 長州地区 神代一長州
- 4) 三池地区 大浦一大牟田

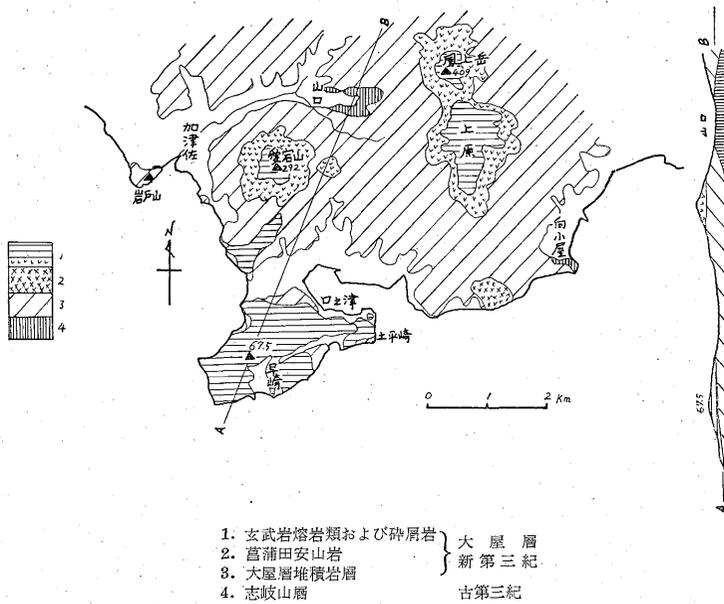
##### 1) 早崎地区

口之津一鬼池ダムサイト予定地の地質について表示すると、第2表のとおりであって、ダムと直接関係のある岩層は海岸沿いに露出する新第三紀の大屋層と、古第三紀の志岐山層だけである(第2図参照)。

第2表

	口之津	鬼池
第四紀	現世堆積物	なし
	南有馬層	
	雲仙火山	
新第三紀	大屋層 安山岩類 玄武岩類	
古第三紀	志岐山層	志岐山層

口之津の大屋層は凝灰質の頁岩・砂岩からなり、褶曲・断層等もほとんどなく、層面の傾斜は緩やかで10°



第 2 図

内外である。この大屋層の下には古第三紀の志岐山層が存在するはずであるが、口之津海岸ではそれが見られない。約 1 km 北方に志岐山層が露出するが、大屋層との関係は断層で境されているようで明らかでない。しかしいずれにしても口之津付近では基礎岩盤は志岐山層の硬砂岩・頁岩の互層が、大屋層の凝灰質頁岩・砂岩であると考えられる。そしてそれを被覆して玄武岩の熔岩流が見られるが、とくに口之津南部海岸には広く分布している。

口之津—鬼池をダム予定線と考える場合、口之津側は大屋層の凝灰質砂岩・頁岩であって、鬼池側は志岐山層の砂岩・頁岩である。大屋層の凝灰質砂岩・頁岩はコンクリートの強度よりやや劣るかも知れない。しかしダムサイトは一般にはある程度の掘さくは行ない、良質の岩盤がでるまで掘り、断層・亀裂はグラウトを行ない、セメントで充填するものであるから、この凝灰質砂岩でもダムの基礎として何ら支障はないと思われる。また鬼池側の志岐山層すなわち古第三紀砂岩・頁岩はコンクリート以上に強度があり、割合に均質であるので、ダムの基礎として良好といえるであろう。ダム予定線の地質図および断面図は第 4 図のとおりである。

早崎地区ダム予定線は以上の地質によって、基礎岩盤は他のダム予定線の地質よりも良好であるということが明らかとなったが、水深が非常に深く 100 m を超すこと、および海水の流速が非常に早く、干満によって複雑な流れを起こしていることなどは今後の課題となろう。

2) 三角地区

三角地区においてはダムサイトの西側を有家部落とし、東側を三角にとり、この両者に跨がる有明海横断を予定線としている。兩岸の地質図を示すと第 6 図のとおりである。

西方の有家側は地域全体が雲仙岳火山の噴出物だけででき上っており、岩質は黒雲母・角閃石安山岩の礫をはさんだ集塊岩・凝灰岩である。これらは、雲仙岳火山活動の初期すなわち第四紀の初めごろの堆積物であるので、凝結の程度いかんによってダム基礎としての良否が決められる。こゝは海岸線に沿って礫を混えた凝灰質の粘土層が長く続いており、岩石の強度はコンクリートよりはるかに弱いようである。そして海岸から沖合に向かって続いているのが見られる。この集塊岩は厚さにして相当厚いものと考えられるので、これを掘さくして取除くなどのことは到底できないから、この集塊岩を基礎としてダム地質の良否を決めなければならないであろう。

東方の三角側は古第三紀の志岐山層である。三角の海岸には硬砂岩・頁岩の互層が長く続き、緩い勾配で北側に傾斜している。これら岩石はコンクリートより強度が充分にあり、有家側に比較して三角側がはるかに良好な岩盤である。

隣接する大矢野島北端にダムの取付けをする場合を考えると、その地質は次のようである。

大矢野島は志岐山層よりも新しい第三紀層で、主として凝灰岩からなり、時に集塊質となっている。ことにこの凝灰岩を角閃石安山岩が大きな岩体や小さな岩体として貫入しており、本島の北端にはこの安山岩体のみられ

る。もしダムサイトをこゝに考えるなら、この安山岩体が基礎となる。この安山岩は硬度も充分にあり、ダムの基礎として何らの支障はないが、海岸から沖合に向かって安山岩は分布せず、第三紀層になるものと考えられる。

三角と有家の中間海上に湯島と称する小島があり、この島は新第三紀の大屋層からなる。このことより三角側が古第三紀層、中間の湯島が新第三紀層、有家側が第四紀下部層と考えられるので、この3地点から推定すると海底基礎岩盤は有家付近の集塊岩より固いものからなると考えてよい。

三角ダム予定線はダムサイトとして良好ではあるが、水深も浅いとはいえずダム頂長が割合に長くなる。

### 3) 長州地区

長州地区においてはダムサイトの西側を多比良町<sup>こうじろ</sup>神代とし、東側を長州市とした予定線である(第9図参照)。

西側の神代側は有家地域の地質とよく似ていて雲仙岳火山噴出の堆積物の集塊岩・凝灰岩からなる。この地の調査中、貝島炭鉱株式会社が炭層調査のためボーリングを行ないつつあったのでコアをみる機会を得た。それによると地下60m位まで砂岩・頁岩の第四紀層で礫を含むことがほとんどない。また第四紀層は第三紀層に整合的に移化し、両者の区別が困難である。しかしこれら砂岩・頁岩はある程度の硬度をもっているが、コンクリートよりは軟弱である。これらの地層を基礎としてコンクリートダムを造るには、軟弱という点で問題となるかも知れない。

東側の長州側は第四紀層のみからなり、とくに広い面積にわたって沖積砂・粘土が表面を被覆している。そのため第四紀層の下部をよく調べて硬い層をみだし、これをダム基礎とするために沖積砂・粘土を除去しなければならない。

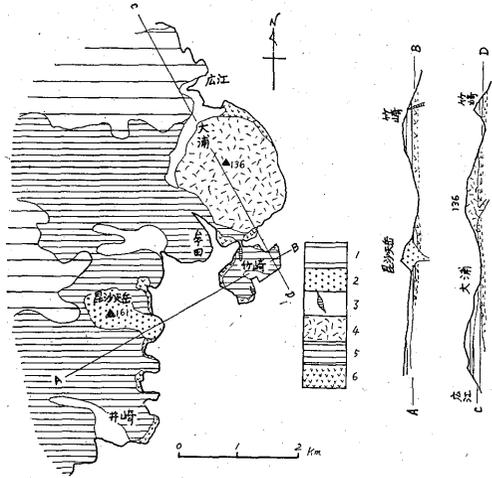
長州地区のサイトはやはりダム頂長が長い。加うるにその地質が比較的軟弱な第四紀層であって、海岸には沖積砂・粘土があるとすれば、海底にも軟弱な岩層があるように思える。

### 4) 三池地区

三池地区はダムサイトの西側を大浦に、東側を大牟田市とする予定線である(第12図参照)。

大浦側は新第三紀の集塊岩・凝灰岩からなり、これらの上に玄武岩熔岩をみる(第3図)。したがってダムの基礎は集塊岩類似の岩石となるであろう。これらはある程度の強度はもっているが、コンクリートよりやや軟弱なようであるので良好とはいえない。

大牟田北部には結晶片岩が露出し、海岸から沖合に向けて分布していると思われる。しかしこの分布範囲はさ



第3図  
1. 多良岳安山岩熔岩  
2. 昆沙天岳玄武岩熔岩  
3. 竹崎岩脈  
4. 大浦玄武岩熔岩  
5. 多良岳東麓玄武岩熔岩類  
6. 火山砕屑岩  
第四紀  
新第三紀

ほど広くは続かないと思われる。それはこの片岩類を被覆して新第三紀層が重なるからである。大牟田地点では大屋層が上中下部層に分けられ、その厚さは数100mにも達するといわれる。炭田開発のため坑道は海中深く切込まれ、採鉱も相当進んでいるので海底の下部が大屋層であることも判明している。たゞ問題は海底における大屋層、あるいはその上の地層について疑問が残されている。

ダム予定点は大浦側は集塊岩、大牟田側は結晶片岩となる。中間の海底は大屋層の砂岩・頁岩層からさらに若い地層となるかも知れない。また予定点は大牟田の南にとれば、沖積層を覆った新第三紀層となり、沖積層の部分だけをとりぞかねばならない。沖積層の厚さはいまのところはっきりしない。

大浦-大牟田予定線は非常に頂長が長く、両岸がほぼ新第三紀層からなるから、海底もおそらく新第三紀層であろうと推定されるが、これら第三紀層の上に何が堆積しているか不明である。

## 5. 音波探査(スパーカー)

### 5.1 測線の配置および方法

音波探査による4つの調査地のうち三池測線は最長である。三池測線は三池港と対岸の竹崎島を結ぶ線をおゝむね南限として測線間隔1kmにして5本とった。

測線長は平均18kmである。この測線は海が浅いために多重反射が短い時間間隔で出ることが予想され、また海底表土が軟泥で厚いと思われるため、反射波が吸収

されて、調査はかなり困難と予想された。長州測線は長州港と島原半島の首を結ぶ線を中心として測線間隔 500 m に 8 本とった。測線長は平均 12.7 km である。

三角測線は三角と堂崎を結ぶ線を中心にして測線間隔 500 m に 8 本とり、測線長は平均 11.9 km である。

早崎測線は東西に 500 m 間隔の測線を 6 本とり、平均長 4.7 km である。

この測線は潮流が早く満潮・干潮前後の潮止りしか観測できないので実働時間がごく短い。全測線の予定総延長は 315 km である。

観測船は約 30 t の焼玉エンジン木造船である。船のエンジンの音が雑音として受振器に入るのをさけるために、船尾から放電電極のケーブルと受振器のケーブルを約 3 m の間隔で船尾から流した。ケーブルの長さは約 89 m で、放電電極・受振器とも水面から大体 1.5 m の深さにした。ケーブルを浮かすためにポリエチレンのチューブの両端をふさいで、空気を充たしたものをケーブルに沿って結びつけた (漁業用の魚形のウキは雑音の原因になった)。

測量は測線の近辺にあらかじめベンチ・マークを数カ所作り、観測船の上から六分儀で測角して位置を出した。測量用の図面は予定測線では三池測線は 1/30,000 の図面を、他の長州・三角・早崎測線は 1/20,000 の図面を用い、測量は 2 分間隔で行ない、測角と同時に記録紙に縦線のタイム・マークを入れた。

船が 4 ノット前後で航行するので 200~250 m ごとに測量することになる。予定外の測線の場合は 1/100,000 の海図を用い、測量は 5 分間隔に行なった。人員は調査 2 名、器械 2 名、測量 4 名、船に 3 名を要した。

### 5.2 調査結果の概観

調査は第 1 図に示すように、4 カ所の予定測線以外に多くの測線をとった。これを表にして示すと第 3 表のようになる。すなわち予定測線として 263 km を観測し、予定外として 148 km を観測した。測線名は測線の両端の地名をとったので第 1 図には測線名は附してない。

スパーカーの会社との契約日数は 20 日間であったが天候のために海上作業の実働は 11 日に過ぎなかった。全体としての 1 日平均の観測は 20 km/day であり、実働日数の平均は 37 km/day である。

以下に各測線における観測結果をまとめて述べ、次に有明海と島原海湾における結果を検討する。

### 5.3 早崎測線

島原半島南端と天草下島との間の幅約 5 km の早崎海峡を南北に横断する 6 つの測線がおもな測線である。東から西に測線番号を第 1, 2, …, 6 測線とした。第 1~4 測線は約 4 km, 第 5, 6 測線は約 6 km であり、測線の

第 3 表

測線名	測線間隔 (m)	平均距離 (km)	測線本数 (本)	平均測線長 (km)	平均水深 (m)	観測総延長 (km)
(予定測線)						
三池測線	1,000	18.0	5	15	12	75
長州 //	500	12.7	8	10	30	80
三角 //	500	11.9	8	10	5	80
早崎 //	500	4.7	6	4.5	70	28

合計 263

### (予定外測線)

初島北部および西部	6
竹崎—沖神瀬	7
三池—沖神瀬	17
島原—三池	41
三池—長州	11
長州—島原	12
島原—三角	15
三角—早崎	23
早崎—本渡	16

合計 148

総計 411

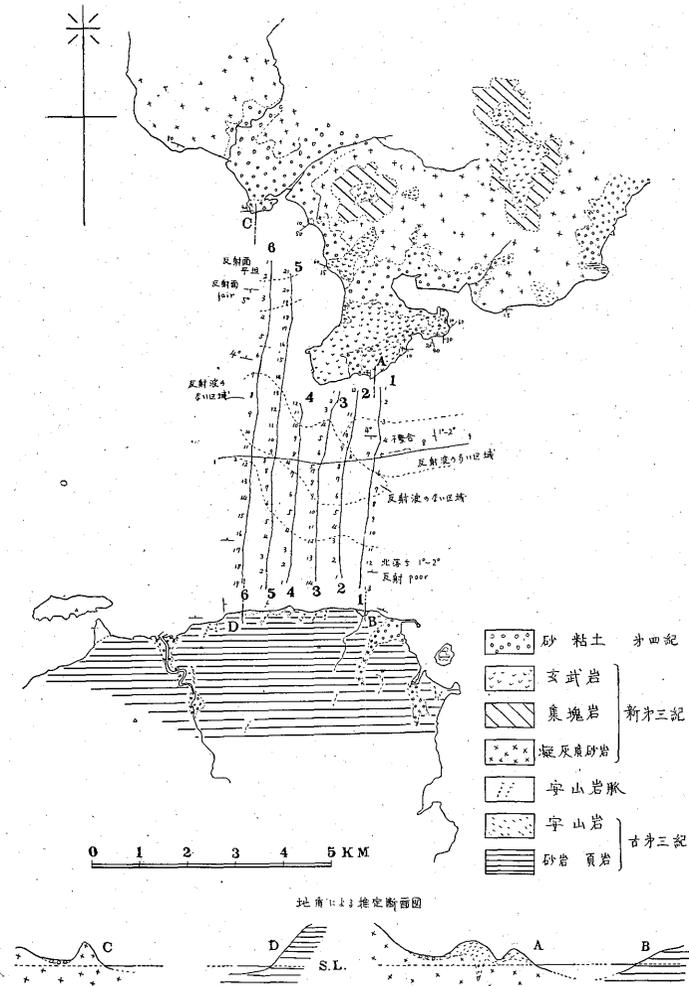
記録紙延長 200m

調査日数	20日	平均	20 km/day
実働日数	11日	平均	37 km/day

間隔は約 500 m である。このほかに補助測線として西から東に早崎一本渡測線をとった (早崎測線断面図に示されたのは西—東の方向だけであるがこの先で測線は南下し本渡港まで続く)。スパーカーによる観測は 1/4 sec の掃引時間で大部分を行なった。スパーカーによる断面図は水平方向を 1/20,000、垂直方向を 1/2,000 で行ない、傾斜が 10 倍に誇張されている ( $S=10$ )。一般に海底地形は複雑をきわめ、そのために斜面からの反射が他の反射と交錯するいわゆる側面反射 side reflection や、回折波のために生ずる双曲線状のパターンが生じて反射波の検出を困難にしている (附録 2、記録の見方について参照)。

第 1 測線の測点 #11~12 はこのような地形の影響が記録上に表われている典型的な例といえよう (図版 1 参照、一般に双曲線形に続く反射波の位相がある場合にはそれを直ちに反射面とせず、よく検討せねばならないがこの記録はとくにそのことを明らかに示している)。この測線においてはこのような地形の変化による記録上の海底面の移動 (migration) をしなければ真の断面にはならない。この理論と実際的手段は別に述べる。

しかしこの地域では精度のよい等深図<sup>9)</sup>がすでに出さ



第4図 早崎地区スパーカー測線図および地質図

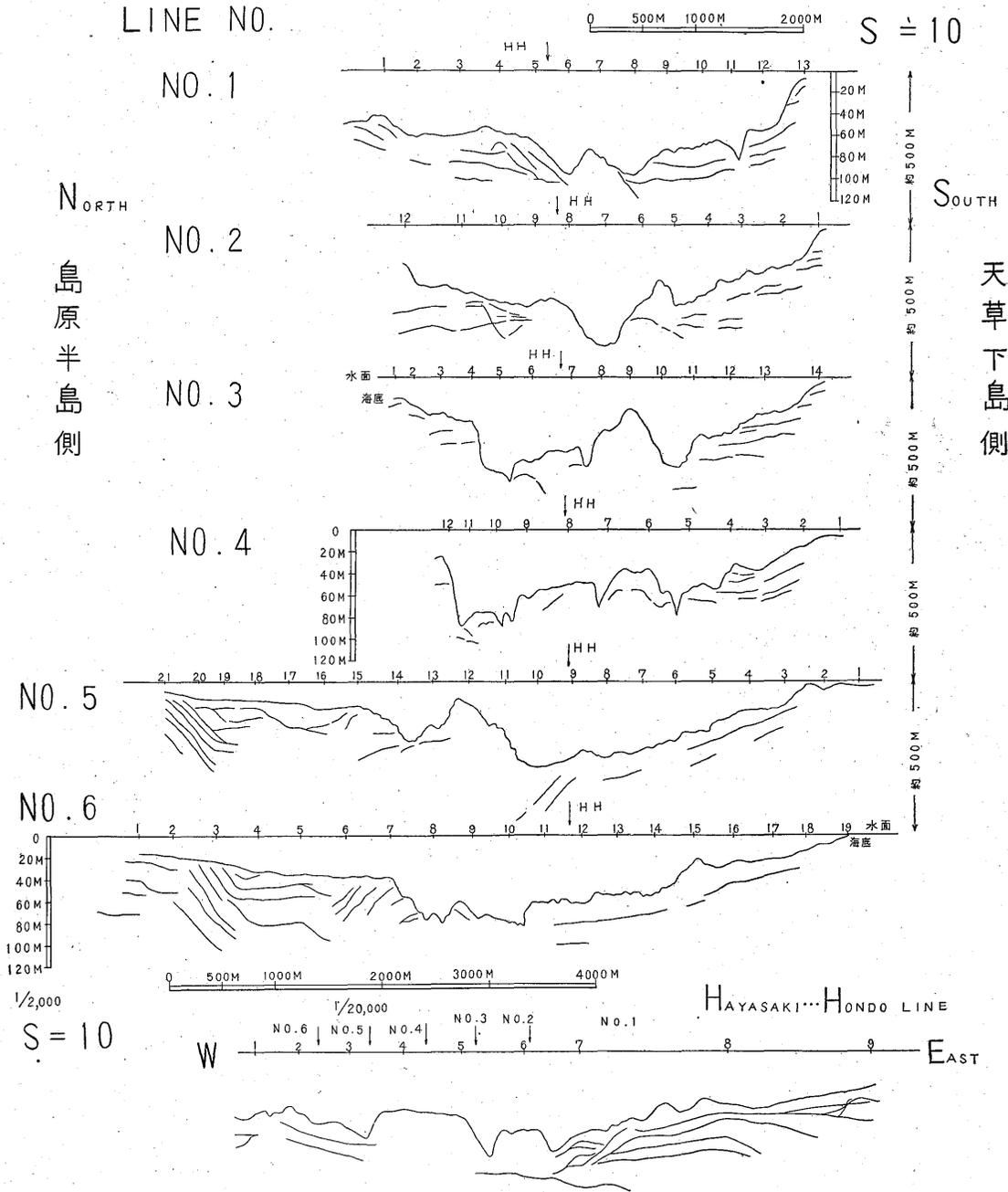
れているし、また海底下の反射面については最大10° 以内の傾斜で、さほど急傾斜のものはないので移動を省略した。

第5、第6測線は島原半島突端の瀬詰崎より西方に出ているので、他の測線より2kmほど長いのであるが、この部分は比較的明瞭な反射波が検出されている。第6測線の測点#1~2付近では平坦な反射面が表われているが、#2~3あたりでは傾斜5°程度の南落ちの反射面に急に変わる。これは第5測線の測点#21~20の反射面と傾斜角がほとんど同じであり、同一反射面のもつと対応される。こゝは陸上の地質における新第三紀の凝灰質砂岩と思われるところである。こゝで南落ち等というのは、もちろん測線に沿って測った疑傾斜のことで、真の南落ちではない。真の傾斜角 $\delta$ と疑傾斜角 $\delta'$ の間には $\tan \delta = \tan \delta' \sin \alpha$ の関係がある。その後、反射面はふたたび平坦にもどって、#3~5間700m位続くが、#6~7

付近の約500mの間では反射面が逆に北落ちになり、4°程度の傾斜である。このあたりから瀬詰崎南方の海底の崖になる。第1測線から第6測線まで海峡の中央部は反射波が非常に弱い。ドレッジによれば中央部の口の津層群の中でシルト岩の上に礫岩がのり、その上にさらにシルト岩がのっていることがわかっているから、層状の構造と思われ、反射面が期待されるがこの位置の反射波はごく弱い。

原因としては、海峡底の地形が複雑をきわめるために反射の検出が悪いことや、潮流が非常に早い海域で潮止りの前後に観測をしたとはいえ、SN比(信号雑音比)が悪いことも原因になりうるであろうが、やはり地質的な原因で反射波がないのではなからうか。

早崎一本渡測線で測点#7~9の約2kmの間は調査区域より東方であるが、こゝでは明瞭な反射波が検出されている(図版2)。断面図には示されていないが早崎一



第5図 早崎測線スパーカー断面図

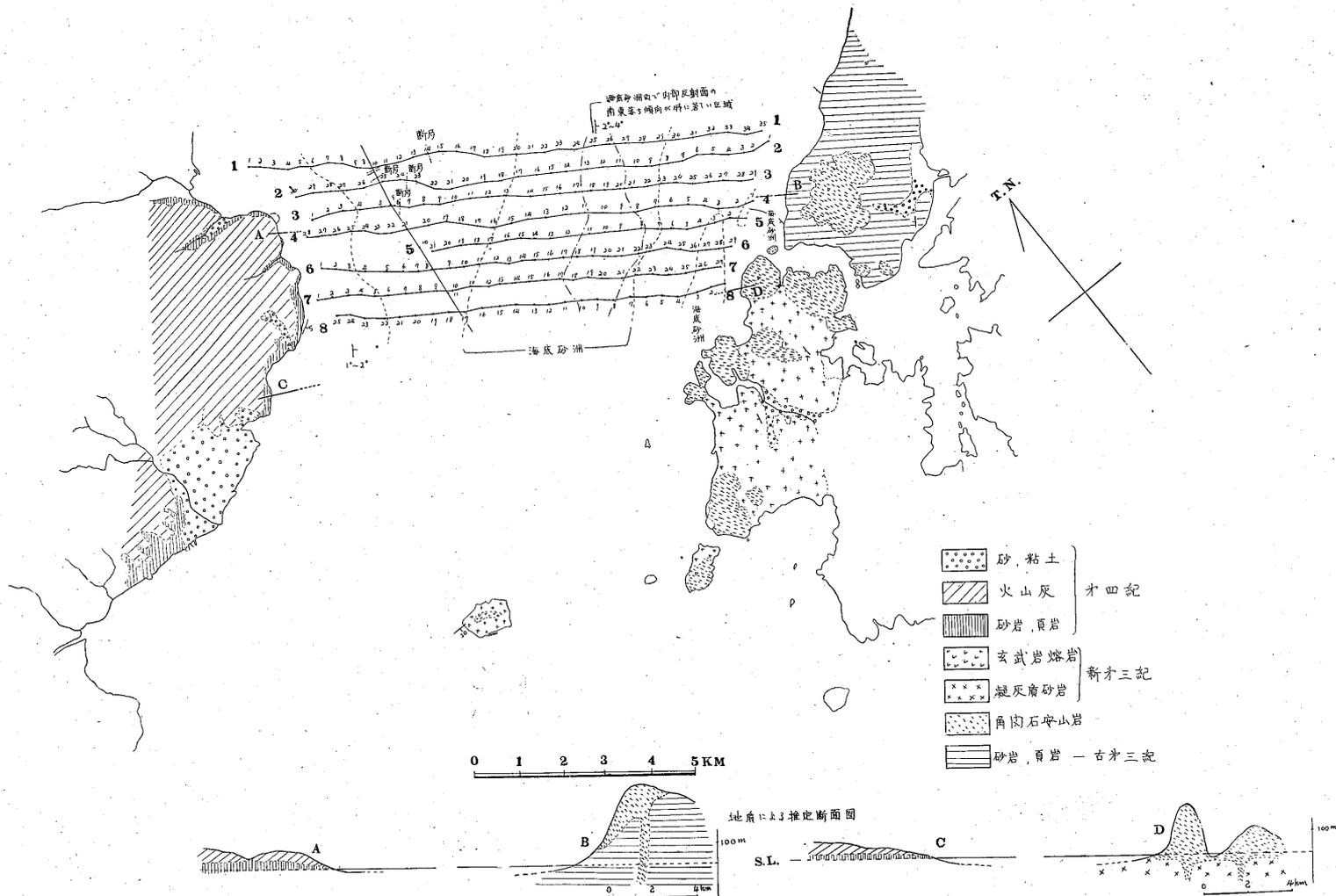
本波測線より約 500 m 南にもこれと平行した測線があり、傾向としては同一の結果が得られている。

第1測線では測点 #6 付近より北方、第2測線では #9 より北方、早崎一三角測線では #7 より西方では比較的よい反射面の得られていることが、中央部の反射の乏しい地帯の存在と対称的である。

こゝでは図版2に示すように不整合あるいは断層を思

わせる構造がある。反射の乏しい区域は海底地形図により地形変化の激しい所とおおむね一致するのであるが、反射面の明瞭な区域も一部地形変化の激しい所に入るので、地形だけが反射波の乏しい原因ではないのであろう。海峡中央部で反射波の乏しい地質的な原因が何であるかは、今後の調査や試錐に待つこととしたい。

南の天草下島に近い 1~1.5 km あたりから北落ちの



第6図 三角地区スパーカー測線図および地質図

反射面がおゝむね海底に沿って現われるが、反射のエネルギーは弱い。地質的には南部の始新世の坂瀬川層群と鮮新世の口の津層群の間の不整合の音響インピーダンス(密度と音速の積)の比が大きければ、強いエネルギーの反射波として現われることが期待されるが、記録上はさほど強いものは認められていない。

こゝは海底地形図において第1, 第2平坦面とされている所よりやゝ沖まで達している。この測線の解析はすべて岩石中の音速が水 1,480 m/sec と同じに扱われているが、実際にはこれよりはるかに早いであろう。新第三系の堆積岩では, 1,800~2,200 m/sec 位, 古第三系ではさらに早く 2,000~3,500 m/sec 位のものが多いから, 断面図の反射面も海底下の深さが 1.3~2 倍位深くなるであろうし, 傾斜角も急になるであろう。

これは他の測線でも同じであるが, とくにこの測線で

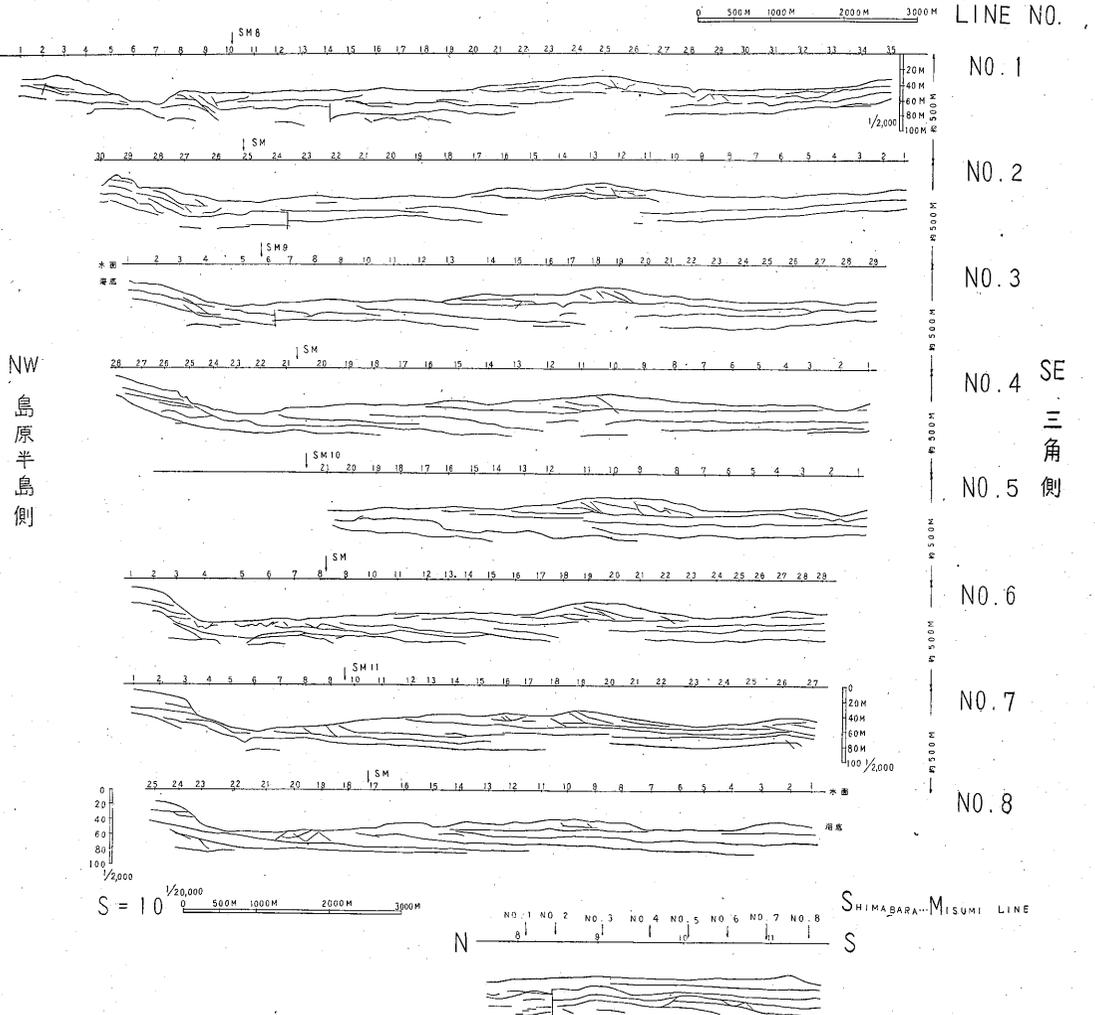
はその影響が大きいであろう。

#### 5.4 三角測線

島原半島の堂崎付近と三角半島を結ぶ北西—南東方向の測線で距離は平均 12 km, 水深は 50 m 位であり, 測線は平均 10 km で約 500 m の間隔で 8 測線を取り北から南へ第 1, 第 2, …, 第 8 測線とした。なお第 5 測線の西側約 2 km は観測の都合で中止した。

また補助測線として観測された島原—三角測線のうち調査区域内の測点 #8~11 はおゝむね各測線に直交している。

島原半島側と三角側は陸上の地質調査でもおゝむね単純な構造の所であるが, 音波探査の調査結果も比較的単純であり概して反射面が明瞭で, 長州・三池測線などに較べると反射面の信頼度が大きい。三角測線のスパーカーによる断面図(第7図)はスパーカー調査の記録の反



第7図 三角測線スパーカー断面図

射面を図化したものである。垂直と水平の尺度の比  $S$  は 10 である。緩い傾斜はかなり誇張されていることに注意すべきである。

北西方の島原半島側は海に向かって落ちる  $2^\circ$  程度の傾斜の反射面で、おむね海底に並行しているが、海底の第2平坦面の崖(前述水路部報告参照)では、地層が崖に切られている。第6測線でいえば測点#3の付近である。

この部分の記録は長州地区における島原半島近くの記録と傾向がよく似ているので、同じような構造と考えてよいであろう。すなわち新第三紀-第四紀下部-ローム層の堆積と思われる。こゝから先(南東方)では海底は平坦となる。この部分では海底が強い水流のために削剝され、その後水流が弱まって新たな堆積物がのったであろうと思われるような構造がある。図版3は第6測線の測点#4付近でそのような構造の一例である。これは地形の調査によって海底の溝状のくぼみ、およびその中央の溝線に対応する所である。このような部分は新しい堆積物であろうと思われるから、軟らかくて高ダムのような重量物には耐えられないであろうと思われる。このような溝状のくぼみは、地形図に約4カ所記載されているが、やはり同様のものであろうと思われる。

こゝから先は比較的平坦な水深 50 m 位の海底が続く。海底下の反射面は海底下 20~30 m、水面下 70~80 m 位に海底よりもっと平坦に現われ、しかも非常に明瞭な反射面で、単純な構造と大きい反射係数を思わせる。海底が岩盤であるか砂や泥であるかは現在の記録ではわからず、今後の研究に期待するところである。しかし採泥にあたっては、その状況から多くの地域で岩盤が露出しているのではないかと推定していることが報告されている<sup>9)</sup>。

反射面は3枚位が顕著であるが、それより深い所では明らかなものはない。記録は  $1/4$  sec の掃引時間(水深にして約 183 m) で数カ所観測したが、明瞭なものがないのはほとんどを  $1/8$  sec (約 92 m) で行なった。

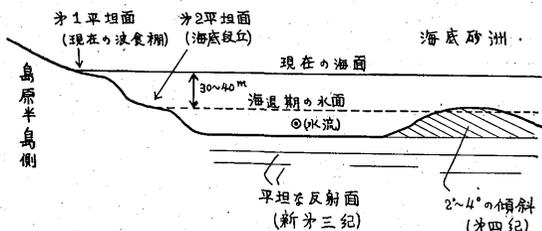
島原-三角測線の測点#8~11は調査区域内にあって、大体測線の西側で各測線と交わっている。こゝも海底下 20 m 位に明瞭な反射面が続いている。こゝで#8~9の間にはっきりした断層の出でいるのがみられる。落差は 4~5 m 位で北落ちである。この断層に近く第1~3測線でも断層がみられるが、明瞭でなく落差もわからない。図版4はこの部分の記録である。掃引時間は  $1/4$  sec なので  $V=1.480$  m/sec として記録紙幅の上から下までが 183 m に相当する。

測線の中央からやや東側にかけて海底砂州がある。東西2列であって、潮流に沿い東側は大きく長く西側は小

さく短い。海底砂州は有明海に特徴的なものでありとくに北部の筑後川の延長上等に明らかである。こゝの海底砂州はとくに巨大なもので、高まりの位置は三角半島より距岸約 4 km にあり比高は 30 m に及ぶ。海底砂州は平坦な反射面(多分新第三系の岩盤)の上にあって厚さ約 20 m 位あり、その内部は南東落ち(三角半島側落ち)の傾斜であって不整合的に下の平坦な反射面にのる。ここでいう不整合的とは、いわゆる不整合と違い、平坦なものの上に傾斜した層ののる状態である。傾斜角は場所によりいくらか異なり  $2\sim4^\circ$  位であるが、傾向はよく一致している。図版5は第6測線における海底砂州の記録の例である。

以上では海底砂州という用語を不用意に用いてきたが、内部の堆積物を採取して砂であることを確認したわけではない。しかし海底地形においてこの種のものが他の場所にもあること(例えば明石海峡や朝鮮の仁川沖)と、次に述べるような音波探査における反射面の状態から砂州と考えた。

この地区では現在でも西側の島原半島側で潮流が早い<sup>10)</sup>し、海退期においても西側が海を中心になっていたであろうから、模式的に書けば第8図のように水流の外側に海底砂州があって、外向きに堆積物の傾落が落ちて



第8図 三角測線の模式図

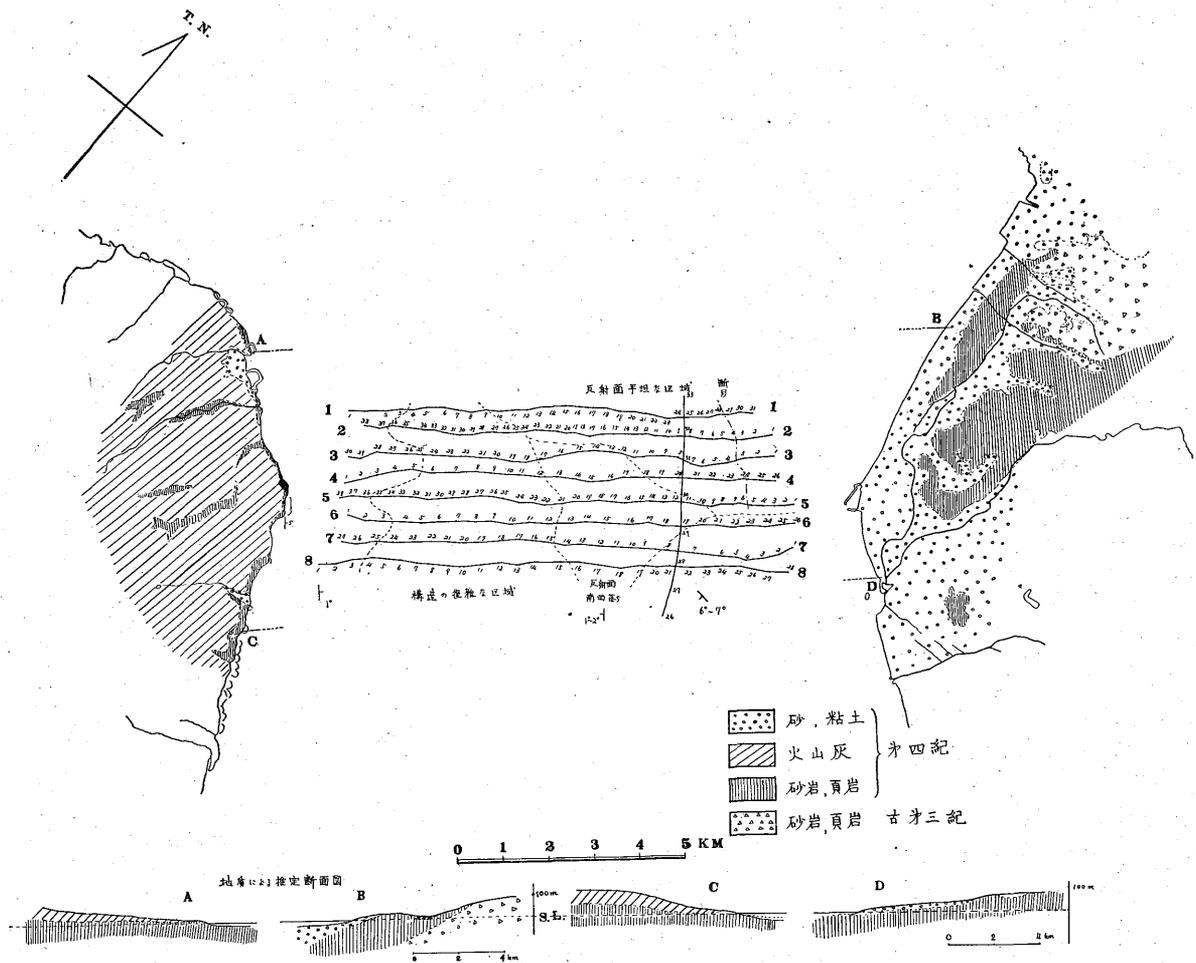
水深約 30~40 m 位の深さに第2平坦面と呼ばれる波蝕棚があることと、海底砂州の深さが同じく 30~40 m 位の深さであることから、海底砂州は海退期における海の水道の自然堤防のような意味をもつものであろうと思われる。

現在の潮流は海底において最大2ノットに達しないから、現在の潮流で自然堤防の存在を説明することは不可能ではないが、層内の傾斜を説明することは難かしいであろう。

有明海北部における筑後川延長上の2列の海底自然堤防や、西方の砂州とこの砂州の形や構造を較べることは5.8において延べる。

海底砂州は三角半島近くにも1列ある。内部は弱い反射面で平坦である。

なおこの列状の高まりが熔岩流のようなものである可



第9図 長州地区スパーカー測線図および地質図

能性は地質的にも考えられないが、スパーカーの記録としても全く考えられない。この巨大な砂州もかなり軟かい堆積物であると考えられるから、高ダム等には耐えられないのではないと思われる。

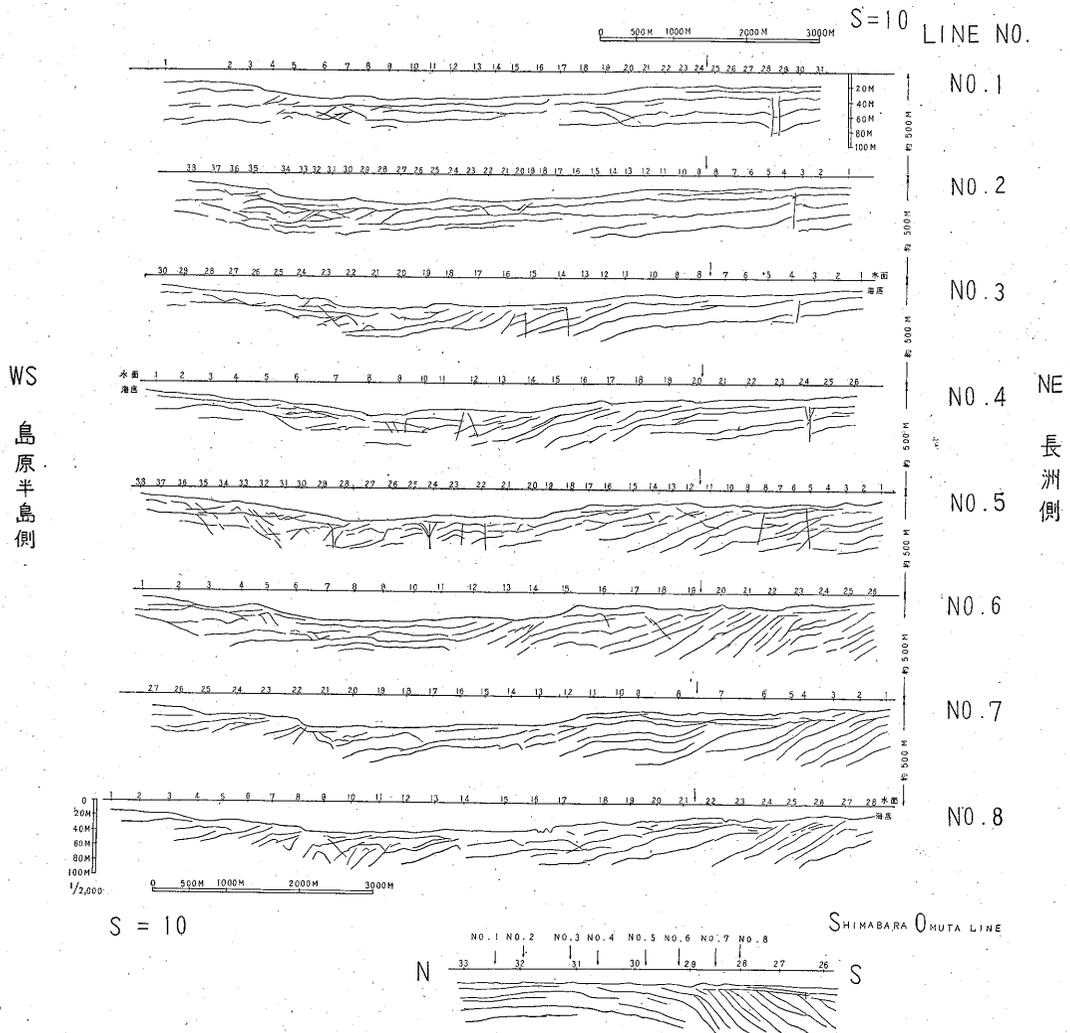
採泥によっては、この海域は一般に潮流の流速の早い所の堆積物は粗粒で、流速の遅い所では細粒の傾向があるが、この砂州でも流速は遅く細粒で粒度 0~1 (粒径 1~0.5 mm) 程度である。しかしそれは海底の表面のことであって内部の粒度はわからない。このような所では音波のエネルギーの吸収が行なわれるから、深い所の反射波の検出が悪い。そのうえ他より浅くなるために多重反射が浅く出て、一層反射波を見にくくしている。砂州の下で反射面が乏しくなっているのはそのような理由であって、反射面がなくなるのではないであろう。

またこのような砂州は音の伝播速度が水 1,480 m/sec

と同じか、場合によっては小さくなる<sup>4)</sup> こともあるので、その場合には新第三紀層などかなり伝播速度が違うので注意を要する。

反射面までの深さは前述のように媒質内を水中の音波の速度 1,480 m/sec と同じと考えて扱っているが、実際には海底の上部の堆積物は水と同程度か、幾分早いであろう。第四紀層の下部なら、1,500~1,700 m/sec 位の速度をもつことが多いし、新第三紀の堆積岩なら 2,000 m/sec 位のものは沢山あるから海底下の深さも前者なら 10% 位、後者なら 30% 位深くなるはずである。この点を確認するには海底に試錐を行ない、試錐孔で well shooting を行なって伝播速度を決めねばならない。また試錐のコアを超音波等で速度測定をすることも非常に参考になるであろう。

5.5 長州測線



第10図 長州測線スパーカー断面図

長州測線は、熊本県の長州と島原半島を結ぶ南西—北東方向の測線で、距離は平均 11 km、水深は 30 m 位であり、測線は平均 10 km で約 500 m の間隔に 8 測線をとリ、北から南に向けて第 1, 2, …, 8 測線と番号を附した。島原—三池測線は長州港の沖約 4 km を 8 つの測線におゝむね垂直に通過している補助測線である。

長州測線断面図はこの観測記録の反射面を凶化したものである。垂直と水平の比  $S$  は他の断面図と同じく  $S=10$  なので、傾斜角は  $1/10$  にして読むべきである(正しくは表で換算する)。測線全般にわたって現世の堆積物に覆われ、島原半島に近い部分を除いては中砂ないし泥(粒度 1~4)である。海底下の反射面は複雑な波形の組合わさったものであって、とくに中央から南西には非常に複雑な構造をしている。これは三角測線において特徴的な明瞭な反射面とかなり異なるものであるし、また三池測線における弱い反射面とも異なるこの地域に特有のものである。

測線の東岸の北部では平坦な反射面が海岸線より沖に約 5 km 続き、激しい構造の変化はない。距岸約 3 km の所に北西—南東方向に第 1 測線から第 5 測線にわたって断層がある。断層生成後にその上に堆積した層の厚さは 10~15 m 程度であろうと推定される。

この平坦な反射面の区域の南東部では急に反射面が南落ちの傾斜になって  $6\sim 7^\circ$  位である。図版 6 は島原—三池測線に表われたこの部分を示す。この測線では南東落ち、第 6, 7 測線では南西落ちなので、真の傾斜はほぼ南落ちと考えた。

島原—三池測線では上の沖積世の堆積物と、その下の堆積物は不整合的に重なりその厚さは 10 m 位である。

前述の断層上の堆積物もこの不整合の上の堆積物ももちろん下部のものよりは新しい時期のものであるが、そこが沖積世の堆積物とそれより新しい堆積物(第四紀下部あるいは新第三紀上部)の境界であるかどうかはわからない。こゝから南西方向にはやゝ緩やかな南西落ちの傾斜の部分がある。この部分の反射は比較的単調である。

これよりさらに南西方向には約 3 km の間、非常に反射面の変化の激しい所で、記録上に双曲線状のパターンが沢山見られる。これは附録に述べたように、双曲線状の反射物の存在を意味するものでなく、むしろ回折波としての意味をもつものである。したがってこの部分は構造的に非常に複雑な部分であろう。回折波をよく出すような構造として考えられるケースは、火山砕屑岩のようなものクロス・ベッド状の堆積や、あるいはかなり断層等でもめた地域等である(図版 7 参照)。このような回折波を出すものは地下に存在せず海底に存在して

も、それが受振器の直下でない場合、あたかも地下にあるような回折波を出すはずである。しかしこの地域の海底堆積物はドレッジによって粒度 1~2 (粒径 1~0.5 mm) 位であり、また地形的には第 2 平坦面といわれる面におおむね相当するであるから、そのようなケースは考えにくい。

島原半島の近く距岸 2 km 位は平坦または北東落ちの傾斜をもつ反射面が得られ、三角測線における島原半島近くの反射面とよく似ているものと考えられる。

いずれの場合でも島原半島から距岸 2 km 位までは島原半島の陸上での地質調査やボーリングの資料により海底下の構造を推定できるが、それから先では推定はできないから、別の物理探査や海底ボーリングを行なう必要があるであろう。

### 5.6 三池測線

福岡県大牟田市の三池港および佐賀県と長崎県の境界付近の竹崎を結ぶ約 20 km の線を南側とする東北東—西南西方向の 5 つの測線で平均 18 km あり、約 500 m 間隔に 5 測線を設け、北から南に第 1, 2, 3, 4, 5 測線とした。

この測線においては海底地形を表わす等深線図が水路部の報告<sup>9)</sup>ではなされていないので第 11 図に音波探査に基づく等深線図を掲げる。地形の低い所は L、高まりは H で示してある。

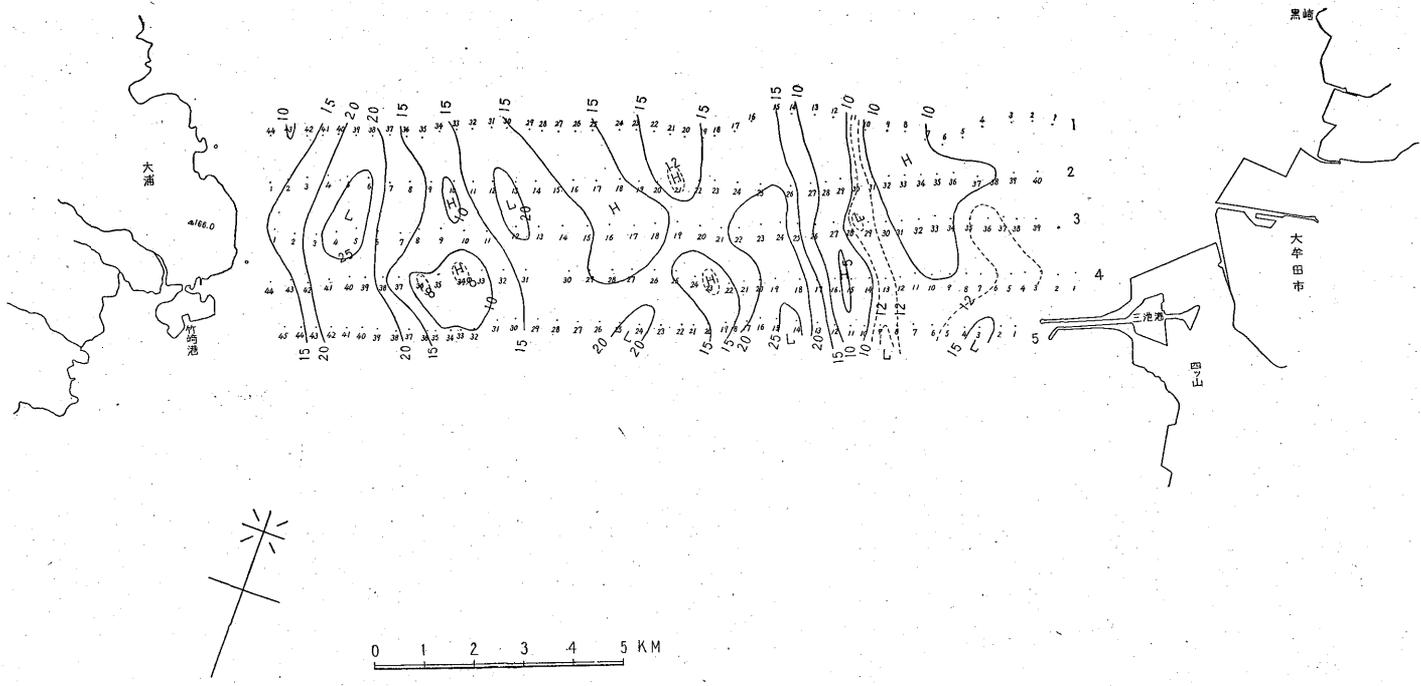
この三池測線全般にわたっての大きな特徴は水深が浅く、海底に軟泥の堆積物が厚いこと、筑後川の河口の延長等における海底自然堤防(natural levee)の堆積が存在することである。水深は東側で概して浅く西側ではやや深い。スパーカーの記録としては、浅いために多重反射が短い間隔に出て真の反射との識別を困難にし、海底表土が厚いために音波の吸収が多くて反射波のエネルギーを弱め、また多くの場所できとくに顕著な反射面もないために、反射波を決めることは非常にむづかしい。三池測線の断面図において、西部の多良岳側を除いては描かれている反射面はそのような理由で他の調査地域、とくに三角測線等に較べると信頼度が薄い。

調査地の東方は水深が浅く、10 m 以浅である。

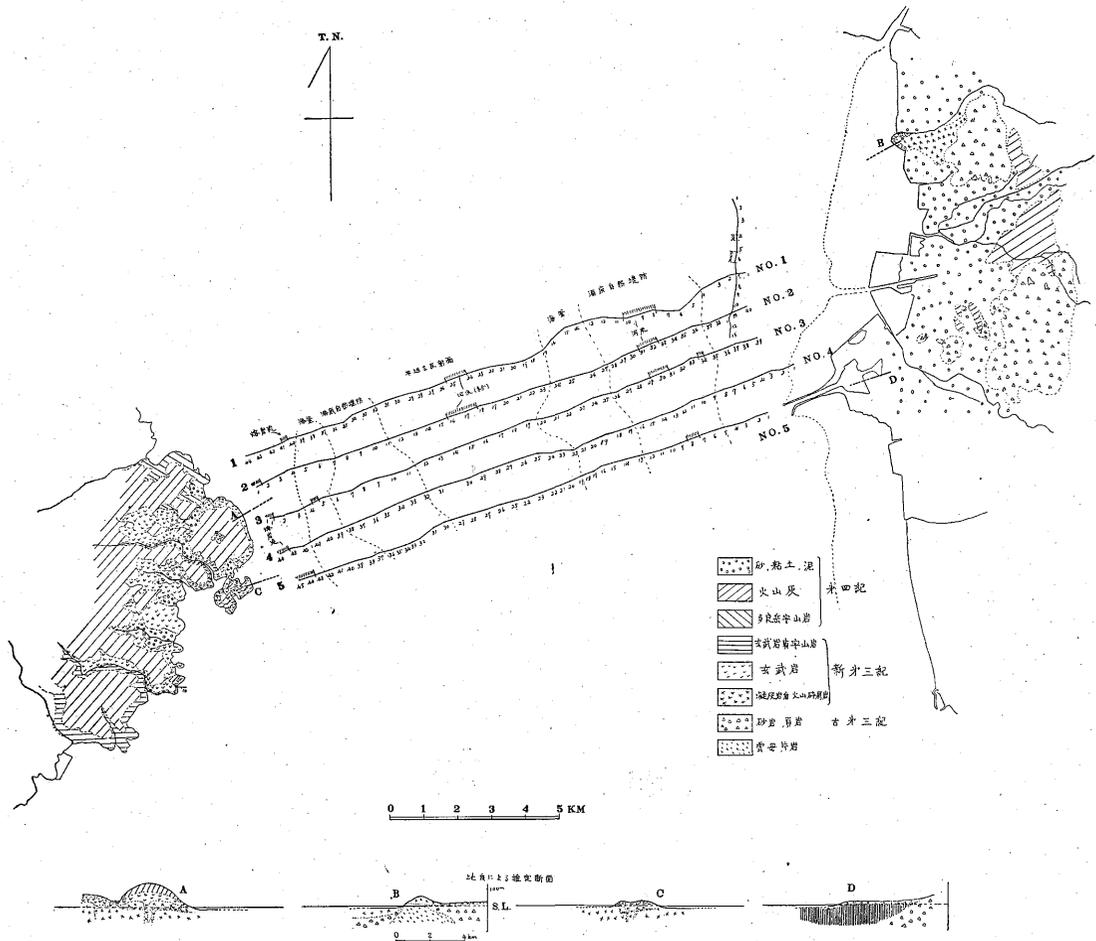
こゝでは 30 m 位と 40 m 位にやゝ明瞭な反射面が得られている。しかしこの面は明らかな反射面として存在するというより、全体の反射面の傾向がおおむね水平であることを示す程度のものであると考えるべきである。図版 8 はそのような例である。

こゝから西方に進むと 2 列の海底自然堤防(海底砂州)があり、東側は小さく西側は大きい。

この海底自然堤防に挟まれた部分において、第 1, 第 2, 第 3, 第 5 測線ではかなり顕著な散乱波の見られ



第11図 三池地区等深線図



第 12 図 三池地区スパーカー測線図および地質図

る部分がある。図版 9 は、そのような記録の例である。こゝでは海底の 3~4 m 位下に強い散乱波を起こす反射面があって、その下の反射面はほんの僅か局部的に認められるばかりでほとんど散乱波に遮蔽されている。

このように散乱波が極端に強く下部の反射波を遮蔽している部分は、断面図上では二重線を引いて示してある。しかし重複反射としては後述する多良岳の熔岩流の場合と一般にかなり様相が違うが、時には似たものもあつて判定がむづかしい。

この部分は現在はミオ(澤)に連なる海底水道であり、海退のあった時期における筑後川の河床などであつて、そのために礫層あるいは緻密な砂層のようなものが堆積しているのではないかと考えられる。この種の資料が全くないために今後の研究に待つことが多い。この部分は幅 500~1,000 m 位あつて、中央が両端より 2~3 m 位高くなつてゐる場合もある。これは実際の河床としてもありうることである。ミオと海底自然堤防の境は図版 9

に見るようになんかなりははっきりと区別される。

第 4 測線ではこのような重複反射の部分が見あたらな

い。海底自然堤防の内部の反射面はおゝむね水平である。西側は海底砂州に続いて海釜(カイク~caldron)になる。一般に地形の傾斜は東側で緩く、西側で急で海釜に連なる傾向がある。

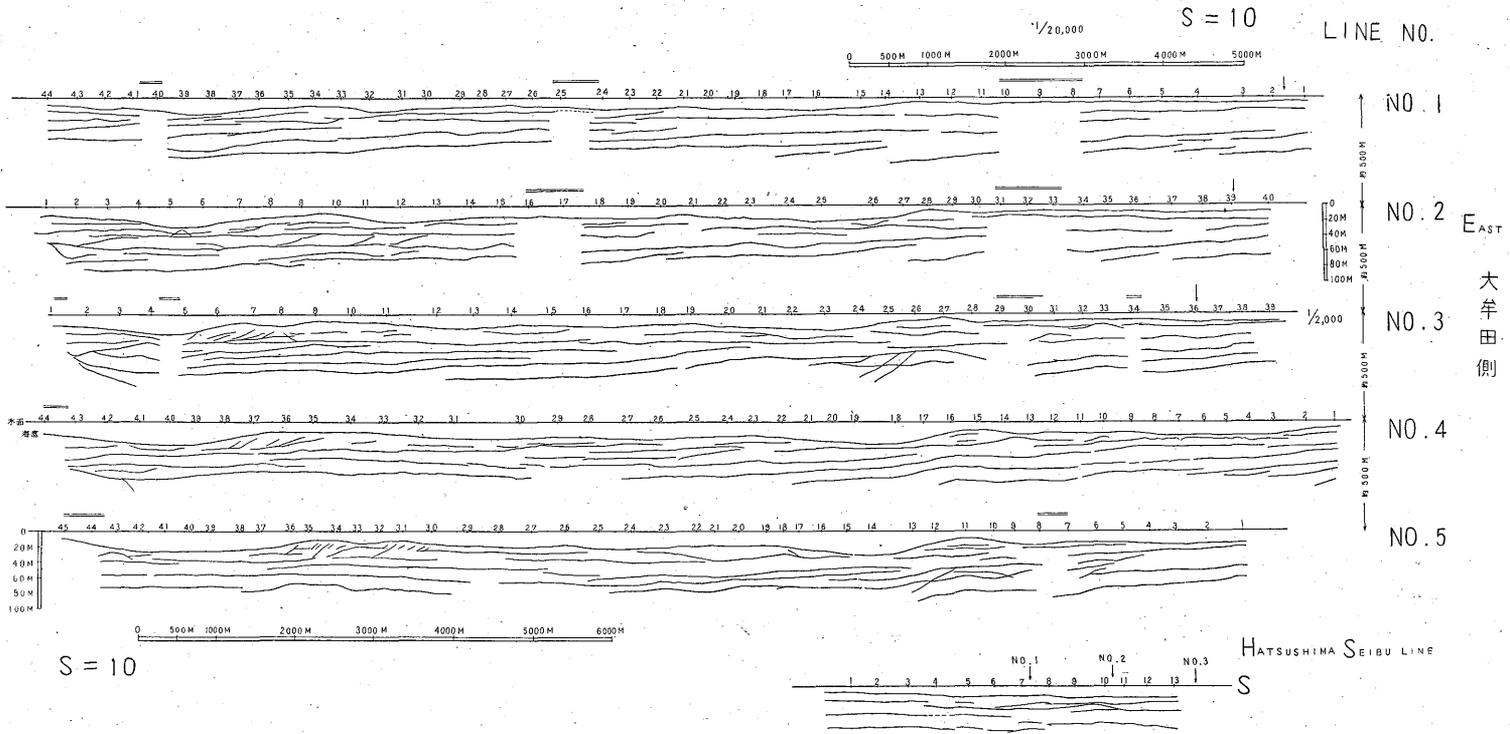
海釜と自然堤防の傾斜面は自然堤防の内部の反射面を切っている。これより西では反射面はふたゝび東側と似たものとなり、依然として明瞭なものがない。ごく緩く西に向かつて層全体が傾いている。

第 1, 第 2 測線では測線の中央部よりやゝ西に、ふたゝび散乱波の強い地域が現われるが他の 3 測線にはない。幅はそれぞれ 600 m および 750 m 位である。

この部分の記録は前述した筑後川延長上の河床の記録に似ていることや、この部分の南西方に卵形の海底砂州があること、およびやゝ離れるが北方にもあることから、

WEST  
多良岳側

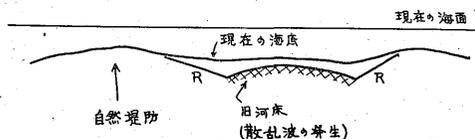
18-(264)



第18図 三池測線スパークー断面図



然堤防は一般に砂等の程度の粒度のものでできていることから、この海底自然堤防も砂等ではないかと推定される。第14図において観測記録に散乱波の得られたところをハッチで示してあるが、旧河床と考えられる所と傾向は大体一致するが1:1に対応するわけではない。河床と自然堤防の関係を模式的に断面図で示すと第16図のようになる。



第16図 河床の模式図

すなわち旧河床は新しい堆積物に覆われ、とくに両端においてRと示した面が特徴的であり、こゝで堆積物は厚く均質な感じのものである。旧河床の堆積物は礫等であろうと推定されるが、試錐の資料がないのでわからない。

この推定は上に述べた地質的推定のほかに、地震探査との関連における推定がある。

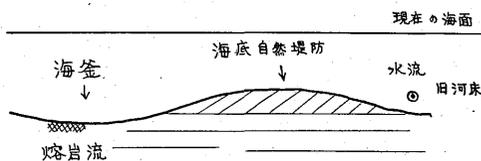
中条と木村<sup>註3)</sup>が指摘しているように、本調査における初島西部の測線において散乱波の発生した区域が、地震探査においてウェーブ・ガイド<sup>註3)</sup>の発生した区域とよく一致している。ウェーブ・ガイドの発生に反射層の反射係数がある程度大きいことが必要なら、この点で2つの現象は同一原因と考えられる(したがって、この地域では音波探査はウェーブ・ガイドの発生地域を予知できるであろう)。

筑後川以外の住ノ江川・六角川や塩田川では海底地形に河の影響が表われているが、散乱波の発生も大体対応がつく。六角川を延長した海底水道における三池一沖神瀬測線では、旧河床と思われる散乱波の面の上に約9~10m位新しい堆積物がのっている。

三池測線の上あたりで塩田川と六角川の旧河床は合流していたであろう。流れの両側に自然堤防があり、東側は小さく、西側は大きい。西側の自然堤防が海釜に続くことは筑後川の場合と同一の傾向である。

自然堤防内部の反射面は図版12に示すように流れの外向きに傾斜している。模式的に示せば第17図のようになる。すなわち三角測線における砂州とこゝの自然堤防とは非常に似た関係にある。この自然堤防内部の傾斜は河が洪水のたびにオーバー・フローによって、堆積物が残り自然堤防が作られて行ったと考えると符合する。

註3) 海の地震探査においてほとんど同一周波数の振動が長く続く現象で、反射波の検出がきわめて困難になる。原因は幾つかの推定はあるがまだよくわかっていない。



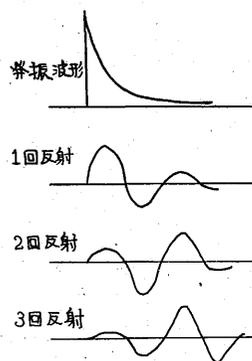
第17図 図版12の模式図

したがって堆積物は泥など粒度の細かいものではなく、砂などであろうと思われる。海釜の存在をオーバー・フローの水が浸食したことで説明することは少し無理ではなからうか。一般に海釜の成因は非常にむずかしいが、音波探査の資料の蓄積により、次第に解かれてゆくであろう。

竹崎一沖神瀬の測線では著しい熔岩流が特徴的である。第14図に示すように最大1,500mの長さのものもある。

このような熔岩流の上の海で地震探査を行なえば、筑後川の旧河床の類推からウェーブ・ガイドの発生が予想される。

熔岩流における多重反射は反射回数が多くなるほど波の立上りがボヤける。これは第18図に模式的に示すように、反射回数が増すほど高い周波数成分のエネルギーの損失が多いためであろう。



第18図 多重反射の立上りの説明図

沖神瀬の西側には図版13に示すようなドーム状の構造が現われている。

この瀬は集塊岩で、このようなドーム状の構造から多良岳の寄生火山のようなものであろう。記録によればドームの傾斜は10~15°位である(ドーム状構造が火山岩を下から突上げたものなら、この地域には稼行しうる石炭は期待できないであろう)。

三池一沖神瀬測線は沖神瀬の北側を通過するが、こゝではドーム状構造は現われず、単に熔岩流または旧河床を思わせる記録が出ているだけである。そのいずれかを決定する資料は得られていない。この瀬の周辺の海がとくに南側で深くなっているのは瀬にあたる波によって海

底の軟かい堆積物が浸食されたためであろう。

### 5.8 島原海湾の中部と南部

島原の港から北の方向に向かう長州—島原測線では、反射面の様相は長州測線のそれと似て、あまり明瞭でなく割に長い波長の反射が卓越している。

島原港から東方に向かう島原—三池測線では 8 km 位の間、とくに明瞭な反射面はないが、海底下数 m から 10 m 位、20 m 位、30 m 位の深さに大体 3 つの反射面が見られる。

島原港から南に向かう島原—三角測線では海底下 20 m 位と 30 m 位に反射面があり、上記と同一の観測条件 (フィルター 200~600 cps) であるが、かなり明瞭な反射面を検出して、記録の様相は三角測線のそれと似ている。このように島原を挟んで 10 km 位の間に記録が違っていることは、海底堆積物が北の方で粒度が大きく微細になる<sup>6)</sup> ため、高い周波数の音波の吸収が増すからであろう。

第 19 図は島原海湾の測線と海底地形を表わしたものである。

島原海湾のおおむね中央に図版 14 に示すような多重反射の強い区域があり測線上約 2 km 続いている。こゝには海底表土の下に反射係数のきわめて大きい層があり、強い多重反射を発生せしめ、下部の反射面を遮蔽している。海底の表土は 7 m 位であり、とくに表土の厚さが二重反射の方で明瞭に見られる所があることは興味がある。この地区の多重反射は三池測線西側における多良岳の熔岩流を思わせる。筑後川の旧河床においても似た記録があることから、旧河床とも考えられる。旧河床と

考えると北方に菊池川があり、等深線図からもこゝがミオと思われる。また、西方には列状の高まりがあることから、これが菊池川の自然堤防ではないかという推定がなりたつ。一方熔岩流ではないかという推定は筑後川における旧河床の記録よりむしろ多良岳の熔岩流に似ていること、記録上で現在の海底地形がこの反射係数の大きい面において高くなり、周辺で低いという点で旧河床という考えが少し不自然なこと、反射係数の大きい面の周辺に数 m~数 10 m 離れて、回折波を出している反射物の存在が、多良岳の熔岩流の場合とよく似ていること等である。

この記録だけではいずれとも決めようがないが、次のような方法により決められるであろう。

測線を網目 (メッシュ) に取って反射の平面的分布形態を調べる。プロトン磁力計を音波探査と併用し、磁気異常の強さと分布から火成岩と堆積岩を区別する。自然堤防内部の反射面を調べて、三角測線等の自然堤防の例から類推する。これらの方法によってこの異常な反射の原因を解きうるであろう。

島原海湾の南部には湯島という第三系の凝灰質砂岩の上に、玄武岩が平らに流出した島がある。早崎—三角測線は湯島と島原半島の間の湯島瀬戸の中央を南西—北東に通っている。こゝで図版 15 に示す背斜構造、図版 16 に示す断層帯が観測された。

図版 15 ではその南西側 (左側) に海底が 15 m 位割削され、その上に新しい堆積物がのっている様子が見られる。図版 16 は断層帯を挟んで両側で傾斜の向きが逆になっている。断層帯は記録上で 100 m 以上あり、普通の断層帯の常識からは少し幅が広すぎるが、断層帯を測線が斜めに通過すれば、見掛け上いくらでも長くなるから不自然ではない。

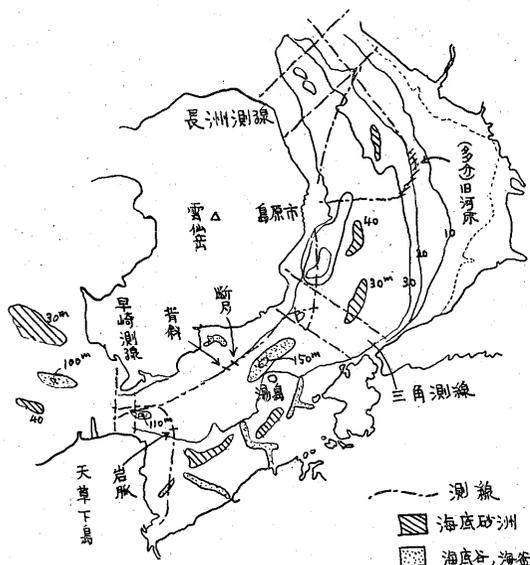
湯島の西方には 50 m 位の海底に、細長いスリパチ状に 150 m に及ぶ深い海釜がある。

潮流は海底でいかに大きく見積っても 4 ノット (2 m/sec) 位であるから、海底の浸食は考えられない (第 15 図参照)。この海釜の存在は断層や背斜構造や島の存在などと、構造的に結びついたことかもしれない<sup>註4)</sup>。

しかしこの種類の観測は例が少ないので今後資料を重ねて総合的に検討せねばならない。

締切線の候補地として、大矢野島—湯島—島原半島という線は、湯島西方に海釜があるだけでなく、その基盤の構造的な複雑さを考慮に入れる必要がある。

早崎海峡から本渡港に至る測線は西側に天草下島の古



第 19 図

註4) 津軽海峡にはこれより大きい海釜が存在し、やはり構造的なものであることが、スパーカーの調査で推定されている (国鉄伊崎氏による)。

第三系坂瀬川層群の露頭の崖を見る測線であり、記録上も同じ層の反射面と推定されるものが続き、傾斜は陸上と同じく南落ちである。

陸上ではところどころの古第三系を貫ぬいて新第三紀の安山岩の岩脈が出ている。図版 17 は岩脈ではないかと推定される海底の突起がある。高さは 10 m 位あり、もし岩脈ならかなり大きいものである。

本渡港に近づく 2.3 km の所では、傾斜角のむきが反転して北落ちになる。

## 6. 考察と結言

### 6.1 調査に関する考察と結言

(1) 音波探査で手に入る情報は地下構造の反射波であって、その点では地震探査の反射法と同じであるが、第 4 表に掲げるように音波探査では使用する周波数が 100~10,000 cps であり、水中の波長にすると 15 m~15 cm 位になるが、反射法では 10~100 cps で波長 150 m~15 m 位である。また受振の間隔も本調査では 0.5 m ごとに 1 回である(船の速さ 4 ノット、プログラム 2、掃引 1/8 sec) が、反射法では 20 m ごとに受振器を設置するのが標準である。このように波長も受振器間隔も短いので分解能が高いということが音波探査の大きな特徴であり、それ故に例えば三角測線の図版 4 に示す断層や図版 15 に示す海底表土の新しい堆積などが観測されたわけである。

前節 5. において述べられた海底自然堤防や海底砂州の堆積の説明も、すべて分解能が高い記録であるからいえることである。

検出しようとするものの誤差の範囲と受振器の間隔と使用波長の間関係については、情報理論に詳しく論じられているからこゝでは述べない。

しかし現在のスパーカーは分解能はよくても出力が小さいために深い所からの反射が得られず、島原海湾の基礎構造や成因のような構造の基本的問題を議論しうる記録が得られてないのは残念なことである。

(2) 調査地を反射波の様相に従って地域的に分類することは大切な適用法の一つである。例えば長州測線においては第 9 図に示すように、反射波の様相に従って北東から、反射面の平坦な区域、南落ち 6~7° の区域、南西落ち 1~2°、構造の複雑な区域、島原半島周辺の 5 つの区域に分類した。島原半島の陸上のボーリング等の資料で地質構造を推定しうる範囲は本調査で分類した半島の近傍 2 km 位の範囲であろうと思う。しかしこの分類は規格化された客観的根拠があるわけではないし、区域の遷移も漸移的な場合が多い。しかし行なうべきボーリングの位置を組織的にするとともに本数を減らすとい

うような効果は充分あるであろう。またこのような反射面の違いによる分類が島原海湾の構造的問題や、なぜ島原海湾が存在するかということと結びついているのかもしれないが、それを解くのは今後の調査とその総合的検討に待たねばならない。

(3) 本調査において数多く認められた熔岩流における多重反射の出現や、旧河床における散乱波の現象は音波探査においてとくにはっきりした現象であって、大いに利用さるべきものである。これは(1)における分解能の問題とも関係あることである。

次に締切線の調査という土木の問題として各測線をみとめる。

(1) 早崎測線は潮流と海底地形の関係で今後の調査の難しい所であり、海中ボーリングは現在の技術では全く不可能であろう。しかし単に(土木の要求を無視して)岩盤のよいことだけを問題にする限りでは、4 つの調査地域中最良である。中央に反射波のない所があるが、必ずしも構造のモメた所ではないだろうと推定される。

また地震探査以外の海の物理探査としてしばしば行なわれているプロトン磁力計等による磁気異常の測定を行なえば、島原半島側の玄武岩の分布の形態や大きさを調べることに役立つであろう。

(2) 三角測線は音波探査としても、陸上地質調査の推定からも、構造の比較的明解な所であるが、中央の高さ 30 m、幅 4 km に及ぶ巨大な海底砂州があることが、土木的に支障あるなら、こゝはどうにもならない。

海底砂州の内部の反射面が海退期における主流流に対して外側に傾斜して堆積していることは興味深い。しかしこれに関しては堆積学の問題として検討すべきことが多い。地震探査を適用すれば多くの基盤等の構造に関する情報が得られるであろう。しかし海底砂州に関する情報は、地震探査によつては音波探査以上に得ることはいできない。

(3) 長州測線は中央から西側にかけての構造の複雑な区域を調べることが第 1 の問題であり、地震探査とボーリングによって多くのことが解決するであろう。

火山岩は一般に堆積岩より磁気的にアクティブであるから、こゝでも磁気異常を観測すればこれが火山砕屑岩のようなものか、堆積岩のモメたものであるかは区別できるかもしれないし、磁気的なことから別な情報が入るかもしれない。

土木において問題になる海底表土とその下部の境界は本調査だけでは明らかにされないが、図版 6 における上部堆積物が 10 m 位の厚さのあることや、第 1 測線から

第5測線まで続く断層上の堆積物が10~15mの厚さであることは海底表土の厚さの1つの目安となるであろう。

(4) 三池測線においては島原海灣と有明海において特徴的な海底の自然堤防や砂州がとくに著しく、それらの特徴のある散乱波から旧河床と礫等の堆積物を推定し、あるいは海底砂州の内部の反射面から三角測線における砂州とも共通な成因を推定した。

また西側における海底の熔岩流の分布や、沖神瀬における寄生火山的なドーム状構造をみいだした。

三池測線は浅いから他の測線に較べて最もボーリングの容易な所といえよう。しかし地震探査は最も困難な場所であろう。測線の東側の近傍ではそこに賦存する炭田の調査のために多くの地震探査がなされているが、多くの技術上の問題と漁業権に関係する経費上の問題がある。

また磁気異常の測定は三池測線の西側では多良岳の熔岩流と推定しているものが、陸上のどの岩石に相当するものであるかを調べる一つの手がかりになるかもしれない。旧河床の堆積物と熔岩流とが音波探査の記録として区別できない場合にも磁気異常の測定は有効であろう(例えば5.8に述べられた菊池川南方の例)。

海底のコア・ボーリングで小型手軽で30m位まで掘れるような機械がまだ実用の段階に入っていないことは、この種の海底の地質調査を進めるうえで多くの支障のあることであり、今後の機械や試錐法の開発を期待している。

海底のボーリング孔においてwell shootingを行なって速度分布を調べたり、コアのサンプルの音の伝播速度を測定することは音波探査だけでなく、土木の面からも基本的に重要なことだからである。

## 6.2 音波探査に関する考察

(1) 現在音波探査には2, 3の種類があるが、本調査に用いられたスパーカーを含めて、いずれも探査深度がかなり浅く海底下50mからせいぜい100mが限度である。しかし土木を含めて実際の地質調査の要求の多くはもっと深いところまで調査を希望するので、この地震探査より全然簡単で、廉価な調査方法でもっと深く探査できることが期待される。その方法は発振を高出力にすることと、発振卓越周波数を低くすることである。周波数を下げることは透過力を強めることにはなるが、波長が延びるため分解能を下げることになり、構造は検出しにくくなるであろう。周波数の点から考えると微細な構造と深い反射をうることは別々に調査するか、テープレコーダに一たん記録して別々に再生するかせねばなら

ない。高出力と低周波数の両方の実現のためにプロパンガスを用いた探査<sup>9)</sup>も行なわれたしている。

(2) 地震探査で用いられる多孔爆発と群設置の考え方も適用しうるのであるが、これらはフィルター特性を充分活用するよう、反射波長と発振器間隔あるいは受振器間隔を決めなければならない。

(3) 音波探査の記録方式はほとんど濃淡表示方式が用いられ実用上最も便利なのであるが、反射波の波形は定性的にしかわからない。もし振幅表示(wiggle)を用いて波形を監視できれば、海底の底質が岩か砂か泥か藻か等が経験的にわかるであろう。

海底のみならず海底下の反射面についても反射波の強さからエネルギーを知り、拡散減衰との関係から反射係数を推定するという<sup>註5)</sup>も、今後の音波探査の一つの課題である。しかし海底においては一方の媒質である水の音響的性質が解いているが、海底下では両方ともわからないのであるから、あまり多くの情報は期待できないであろう。

(4) 海底に岩盤等が出ているとき中の音波(P波)の伝播速度を調べたい必要はしばしば起こる。それは発振さえ高出力なら、いわゆる屈折法の方法により容易に可能であろう。

音波探査の観測器械はまだ発展途上にある。音波探査だけでなく、海底の物理探査そのものが未開の分野なのである。

観測器械も探査方法も大いに改善してゆき、海底の物理探査に多くの貢献をするとともに、総合的な開発のうえに立ってさらに音波探査を進展させてゆきたいと考えている。  
(昭和34年7月調査)

## 文 献

- 1) Beckman, et al.: Sub-bottom depth recorder, Geophysics, Vol. 24, No. 4, 1959
- 2) 中条純輔・木村重正: ウェーブ・ガイドの一つのケース(寄書), 物理探査, Vol. 12, No. 4, 1959
- 3) 中条純輔: 熊本地区の重力探査とその考察, 地質調査所月報, Vol. 12, No. 5, 1961
- 4) Officer, C. B.: A deep-sea seismic reflection profile, Geophysics, Vol. 20, No. 2, 1955

註5) 地震探査においてはこれと似た考え方で対数圧縮入力指示(log level indicator)が用いられている。

- 5) 大滝忠雄・松田武雄：有明海南部ならびに長崎県三ツ瀬地区重力探査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 11, 1959
- 6) 水路部：島原海灣の海底地形，底質分布および潮流，(茂木・佐藤・梅田)，1959
- 7) 竜神正夫：日鉄有明鉱区における重複反射について，物理探鉱，Vol. 8, No. 1, 1955

附 録

1. 調査方法および器械

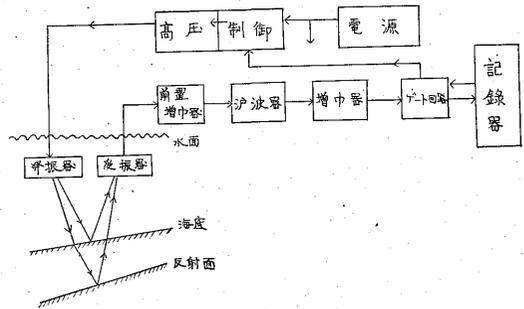
音波探査の原理は超音波による測深器あるいは漁群探知器(echo sounder)と似ているし，ある点では地震探査反射法に似ている。この比較は第4表に見やすく示す。音波探査の1種であるスパーカー(sparker)は水中において放電(spark discharge)を行ない，これにより発生する音波を音源として用いる。水中放電で発生する波の周波数分布は大体雷管1本の爆発によるものと似ている。エネルギーは幾らか小さい。

受振は磁歪型の受振器1個または2個用いるが，本調査ではすべて1個とした。

発振器(水中放電電極)と受振器は観測船のエンジン等の発する雑音を避けるために，船尾からケーブルで約90m離して曳航した。器械全体のブロック・ダイアグラムは第20図のとおりである。

大別すると次の5つの部分になる。

- (1) 発振部(高压発生，水中放電)
- (2) 受振・増幅部



測定装置の概要は上図のとおりである。

電源は100V 60cpsの交流を発生し，これをトランスで約7,000Vに昇圧して整流する。整流した直流はコンデンサーに充電され，同期信号とともに放電電極で放電して音を発生する。この同期の制御は，自動車用のイグニッション・コイルで小さい放電を起し，これで大きい放電を制御するという巧妙な方法を用いている。

第20図 スパークーのブロック図

- (3) 制御部
  - (4) 記録部
  - (5) 電源部
- 総重量は1t弱である。

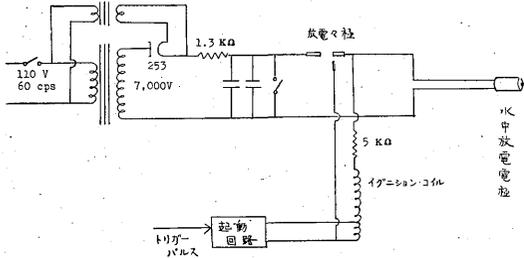
(1) 発振部

電源部で発生された60cps, 110Vの交流を変圧器で7,000Vに昇圧し，これを半波整流し抵抗を通してコンデンサーに充電する。この電圧は10,000V位になる。この充電された電荷を三点ギャップ(trigatron)というスイッチ回路を通して，水中の放電電極で放電し，音を発生する。この回路の大略は第21図のとおりである。

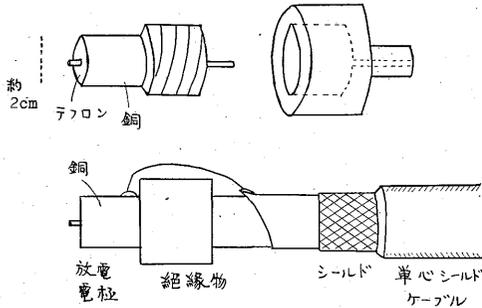
$E_1, E_2, e$ の3つの電極はこの高压のスイッチングに

第4表 スパークーとの比較表

方法別区分	Echo sounder	音波探査		地震反射法
		Sparker	Sonoprobe	
発振周波数	{12~50 kc の中の単一周波数}	100~10,000 cps	3,800 cps の単一周波数	5~300 cps
受振周波数	"	100~2,000 cps	"	20~100 cps
発振回数	15/sec	最大 12/sec	{最大 16/sec 最小 1.24/sec}	—
発振波指向性	あり	なし	あり	なし
探査可能探度(海底下)	海底(0m)	100 m	70 m	3,000 m
エネルギー源	磁歪振動	水中放電	磁歪振動	火薬
受振器	{磁歪受振器(多くの場合発振と同じもの)}	磁歪受振器	{磁歪受振器(発振と別なもの)}	{圧電・磁歪・振動板型等あり}
記録法	連続	連続	連続	不連続
観測員(測量を除く)	0	2人	2人	5人
漁業損害	なし	なし	なし	あり



第 21 図 発振部



第 22 図 水中電極

用いられる回路で、 $E_1-E_2$  電極はコンデンサーと水中放電電極に直列に入る。 $E_1-E_2$  間の電極は空中で数 mm 程度の間隔 gap であり、間隔は調節できる。

$e$  は起動用の補助電極であり、 $e \sim E_2$  は自動車のイグニッション・コイルにつながる。制御回路からイグニッション・コイルに電圧が加わり、 $e \sim E_2$  に小さな放電が起こると、この空気がイオン化されるので  $E_1-E_2$  間の抵抗が下り、この間で放電する。ここで放電すれば水中の放電電極は  $E_1-E_2$  間に較べてはるかに抵抗が低いので同時に放電する。こうして制御回路の信号で水中放電を制御する。一度放電すればコンデンサー電荷は費され、放電が終わるとふたたび  $E_1-E_2$  電極は絶縁状態になる。

記録紙の始め(上端)で放電し、同時に掃引 sweep が始まるように同期をとる。同期の微調整は記録部のスイッチの接点を機械的に微動して行なう。高圧であるため安全装置が施されていて発振部の箱体のドアは電源のスイッチをはずさないと開かないし、ドアを閉めないでスイッチが入らない。またドアを開くと自動的にコンデンサー C の両端がショートされる。

水中の放電電極は直径約 20 mm で外側は陰極で銅の電極であり、中心は陽極で硬い金属の電極を用い、約 2 mm、その間に絶縁物としてテフロンが入っている。この放電電極をプラスチックの台で保持し、船からのケーブルに接続する(第 22 図参照)。

(2) 受振・増幅部

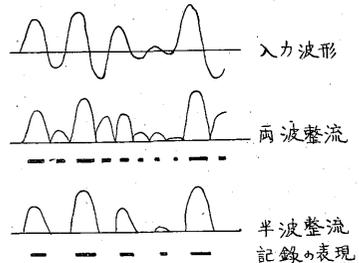
受振器は磁歪型のもの (magnets-striction hydro-

phone) である。本体だけを水中で曳くと振動したり、渦が発生して雑音の原因になったりするので、木製の流線型のケースに入れてある。木製のボーンの直径は約 12 cm, 長さ約 70 cm である。

受振器の出力はケーブルで増幅部に導かれる。増幅部はそれぞれ 2 成分の前置増幅器・濾波器・増幅器でなりたつ。記録も 2 成分描く。受振器を 1 成分しか用いない場合は前置増幅器の出力を 2 つの濾波器に分けることも濾波器の出力を分けることも、増幅器の出力を分けることもできる。また、濾波器を通らず前置増幅器の出力を直接主増幅器に入れる方法も目的により効果がある。

濾波器 (filter) の高域と低域の遮断周波数は filter の周波数と倍率器 (multiplier) の積で決まり、50~9,000 cps 程度が制御される。増幅器には減衰器として input gain control と interstage attenuator を有し、前者は 0~40 db を 10 db 間隔に 5 ステップあり、後者は 0~40 db まで 2 db 間隔にあって、両者の和で減衰量がきまる。

Rectifier は信号を全波整流するか、半波整流するかを決める(第 23 図参照)。全波整流は記録の全般的傾向を見るに用いられ、半波整流はすべてに用いられる。本調査では半波整流のみを用いた。



第 23 図

Compression は発振した直後の入力が強過ぎるので増幅の利得を落すに用い、掃引時間とともに利得が回復する。Slicer は記録上の S-N 比をよくするためバイアスを変えるに用うる。

(3) 制御部

電源スイッチは off-standby-on となっている。Sweep time は記録紙上の掃引時間で 1/2, 1/4, 1/8, 1/16 sec の 4 スwitch に切換えられる。これらは水の速度を 1,480 m/sec とするとそれぞれ 366 m, 183 m, 92 m, 46 m に相当する。

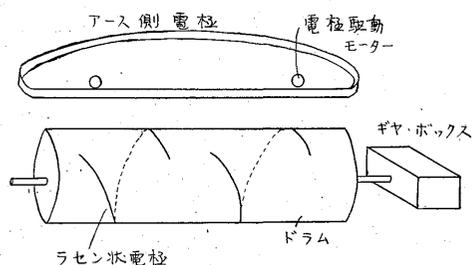
Program control (発振順序調整) は 1:1, 1:2, 1:3, 1:4, 1:6, 1:12 の 6 つのポジションを有し、それぞれの数だけの記録ドラムの回転をへだてて水中放電する。

位相調整 (phase control) は水中放電が行なわれた後のどの回転で記録をとるかを決める。例えば順序調整 1:3 で位相調整 2 ならドラムの 3 回転につき 1 回ずつ放電し、放電後 2 回転目に記録をとる。

Splicing は 2 つの記録に同一チャンネルの出力を表わす場合に on にする。Marker は押ボタン・スイッチを押している間記録紙に縦に線が入る。これは遠隔操作もできて刻時線を入れるに用いる。

#### (4) 記録部

記録ドラムは第 24 図に示すように直径約 13 cm の円筒に 2 つの螺旋状の溝があり、それにやはり螺旋状に線 helical wire が張ってあって、これに信号電圧が加わる。記録紙をはさんで上側にアース側であるナイフの刃のような (knife blade) 電極があって増幅機からくる信号電圧に従って紙に電流が流れ、白い記録紙が茶色く焦げて記録を作る。螺旋線が左端で紙に接するときに放電し、音波が海底や地下の反射面まで往復する間にドラムは回転するので、走時に比例した反射波が描かれ、いわゆる時間断面の記録がとれる。信号電極に対応するアース電極は (knife blade) 薄い帯状の鋼を環状に熔接してある。これをゆっくりモーターで回している。それは記録紙に放電するときに 1 カ所だけ消耗するのをさけるためである。記録紙は魚群探知機の湿式用紙と同じ種類のものを用いる。紙幅は約 47 cm でこれに 2 チャンネル記録し、1 チャンネルの幅は約 23 cm である。記録紙や記録ドラムを駆動するには 60 cps, 110 V 電源のヒステリシス同期電動機を用い、回転数は 900 rpm と 1,800 rpm の 2 種類である。



第 24 図 記録ドラム

記録ドラムには他に深さのスケールを示す 6 本の小さい電極が等間隔にある。

記録紙の送り速度 (paper transport control) は 1:1, 1:2, 1:4, 1:6 の 4 種があり 1:2 で sweep time が 1/8 sec のとき約 5 cm/min である。これは船の速さと関係して、記録上見掛けの横の尺度と縦の尺度の比 exaggeration をきめるに大切である。

掃引時間を変えれば紙送りは自動的に変わって、この

比だけは一定に保たれる。

#### (5) 電源部

電源は 60 cps, 110 V の交流発電機を用い、ガソリン・エンジンで駆動する。負荷は 2~3 kW 程度であり、発電機は 5 kW 位のもの、エンジンは 11 kW 位のものである。周波数の正しい、電圧のフラツキのないものが必要である。

以上が大体の器械の構造と機能である。

実際の調査方法としては掃引時間 sweep time は主として 1/8 sec を用いた。しかし早崎測線は水深が深いので 1/4 sec を用いた。1/8 sec のとき縦の scale は 1/400 になる。

濾波器は第一チャンネルには 200~600 cps を標準に用い、第 2 チャンネルは色々に変えたり、no filter にしたりした。また水深の深い所では phase control を 1 と 2 にし、第 1 チャンネル 0~92 m に続く 92~183 m の記録を描かせた。整流は全部半波整流にした。発振順序調整 program は 1:2 とし、目的深度が浅いので位相調整を 1 とした。紙送りは 1:2 とした。このとき船の速さが 4 ノット位 (2 m/sec 位) だと記録上の垂直と水平の比 exaggeration は 4~5 位になる。

信号電流が小さすぎると記録が薄くなり多すぎると焦げて紙が抜けてしまうので時々中間減衰器 interstage attenuation で調整する必要がある。記録紙は水に当たると変色したり溶けたりするのでコピーで復写した。

観測船は 20~30 t 位で振動の少ない船と雑音の少ないエンジンが望ましい。とくに速度の早い必要はない。

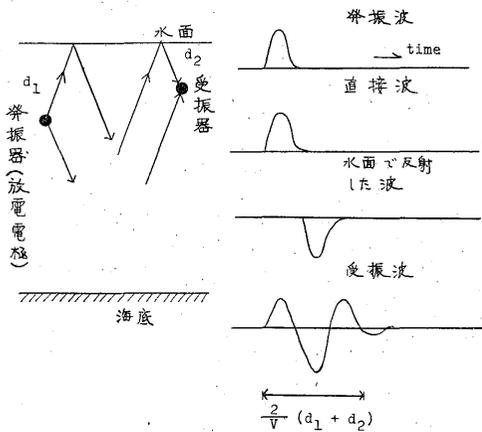
## 2. 記録の見方について

### (1) 反射波

記録紙の最上部には平行した数が数本つらなる。これは発振した波が直接受信器に入るもの、続いて水面で一回反射して入るものである。この部分は観測船が直進しないと発振器・受振器の距離が変わるために平行な線ではなくることがある。このあと記録紙上 2 cm 位出る縞模様はチャタリングといわれる機械的振動で水中や地下の情報ではない。直接波あるいは水面で反射して入る音波は音圧が大きいため濾波器 filter の中で振動し、いわゆる ringing を起こし、波が続く (wave train を作る)。このことは濾波器を取去った記録と較べると容易にわかる。直接波の後、海底からの反射波が到達するまでの間の部分は水中からの反射より、むしろ受振器近傍の波の雑音や船のエンジンの音のような雑音のほうが主である。これらは反射波に較べてごく入力は小さいが、増幅器の AGC のための記録上相対的に大きく濃

く出ている。

海底面の反射波は波にして3つ位続いている。これは音響的原因によるものであって、海底面に平行した堆積物があるということではない。第25図はそれを模式的に示すものである。すなわち深さ  $d_1$  の発振器(放電電極)で発生した波は海底に直接進む波と、海面で一度反射して位相が反転して海底に進む波とある。その時間差は  $2d_1/V$  である。受振する場合も同じく直接波と海面で一度反射する波とがある。したがって最も早く受振される波と最も遅い波との走時の差は  $2(d_1+d_2)/V$  であり、記録上の見掛けの深さは  $d_1+d_2$  である。そしてこの間には受振波は図のように波の連なり wave train を作る。これが海底での反射面が3つ位並んで続く原因であって、海底が層状の構造になっているのではないのである。



第25図 発振と受振波のパスの違いによる振動の形成

本調査では  $d_1=1.5\text{ m}$ ,  $d_2=1.5\text{ m}$  位にしたので  $d_1+d_2=3\text{ m}$  位であるが、実際の記録では場所によっても異なるがこれよりやや深く出ることが多い。この関係は海底ばかりでないが海底下の反射面では海底ほど大きな反射係数の場合は少ないし、また増幅器内のAGCの働きもあるのでこれほど明瞭ではない。発振器・受振器を浅くすればこれを避けることができるが、逆に波長に較べてあまり浅くなると発振波や受振波のエネルギーが減るので好ましくない(表面では圧力は0になる)。また浅いと海面の雑音が受振器に入りやすくなるのでS-N比を悪くする。実際には着目する反射波の波長の1/4よりも深いことが望ましい。

次に多重反射という現象がある。

発振した波が海底で一度反射し次に海面で反射してから、ふたたび海底で反射して受振器に入るのが、二重反射といわれ、同じく三重、四重反射等があり、一般に多重反射 multiple reflection という。二重反射は海底の深さの2倍の位置に現われるから比較の見やすい。これは spar-

kerに限らず echo sounder でも陸上の地震探査反射法でも起こる。多重反射は深部からの反射波と重なると記録を見にくくし、とくに海底と反射面が平行なときに判別に苦しむ。多重反射は海底に限らず色々な面の組合わせて起こりうるから、深い所の反射は充分注意せねばならない。多重反射はもちろん地質的には何ら意味のないものであるから、すべて反射面から取除いて断面図を作る。しかし多重反射が反射係数の大きさを推定する手がかりになるような場合もある(例えば図版11参照)。

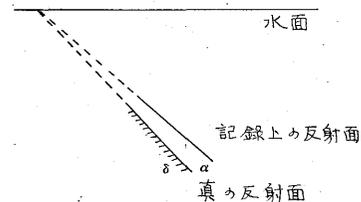
## (2) 解析 (migration)

スパーカーの記録方法のように縦軸を掃引時間に比例して反射波を表現する方法を時面 (time section) と呼んでいる。この方法では斜め方面から反射してくる波も受振点の垂直下に表現する性質のため、実際の地形や構造と異なったものが記録上に描かれる。

垂直と水平の尺度の等しい記録では第26図に示すように、記録上で傾斜角  $\alpha$  の直線の反射面は解析された(真の)反射面の延長と水面において交わり、その傾斜角  $\delta$  との間に

$$\sin \delta = \tan \alpha$$

なる関係がある。



第26図 真の反射面と記録上の反射面の関係

また水中あるいは地下の媒質中に一点の反射物(例えば水中の魚など)があると、その時間断面は直角双曲線になる。しかし実際には構造の性質を誇張するために時間断面の垂直と水平の尺度の比 exaggeration を2~5位にすることが多い。この比を  $S$  とすると  $S$  が1でないときは直角双曲線にならず、漸近線と垂線のなす角を  $\alpha$  とすると

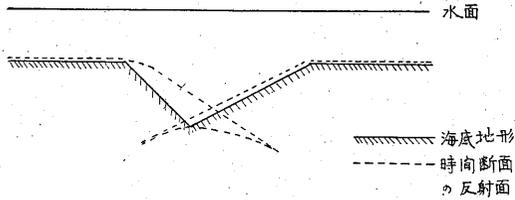
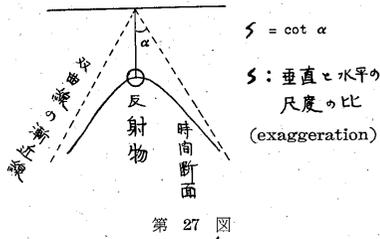
$$S = \cot \alpha$$

になる(第27図参照)。

逆にいえば双曲線状の反射面が観測されている場合はそれが必ずしも反射面ではなく、よく検討する必要がある(例えば図版1右側参照)。

第28図のように海底に谷がある場合の時間断面は谷の所で交差する2つの直線と、谷の底から出る回折波になる(図版1左側参照)。

$S=1$  の場合、反射面の傾斜角  $\alpha$  が  $45^\circ$  に較べて充分小さい間は  $\sin \delta = \tan \alpha$  は  $\delta = \alpha$  と近似できる。 $\alpha =$



20° の場合でも  $\delta=21^{\circ}3'$  で誤差は 6.5% 程度である。

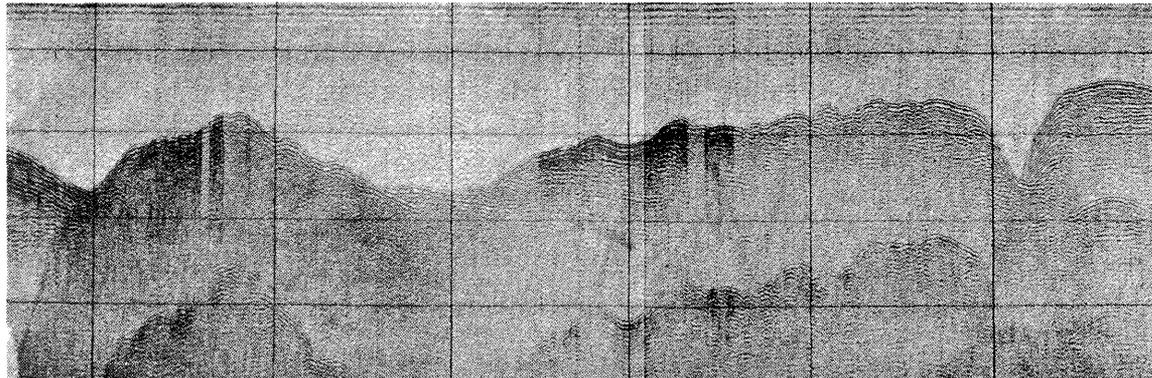
$S$  が 1 でない場合は (垂直と水平の尺度が等しくない場合), 記録上の反射面の傾斜  $\delta_1$  と真の時間断面の上の傾斜  $\delta$  とは  $\tan \delta = \tan \delta_1 / S$  である。しかし  $\delta_1$  が小さい間は  $\delta = \delta_1 / S$  と近似してさしつかえない。

本調査では記録の  $S$  は大体 4~5 位であり, これから作られた断面図では  $S=10$  であるので, 第 5 表に  $S=10$

の場合の  $\delta - \delta_1$  の換算表を示す。

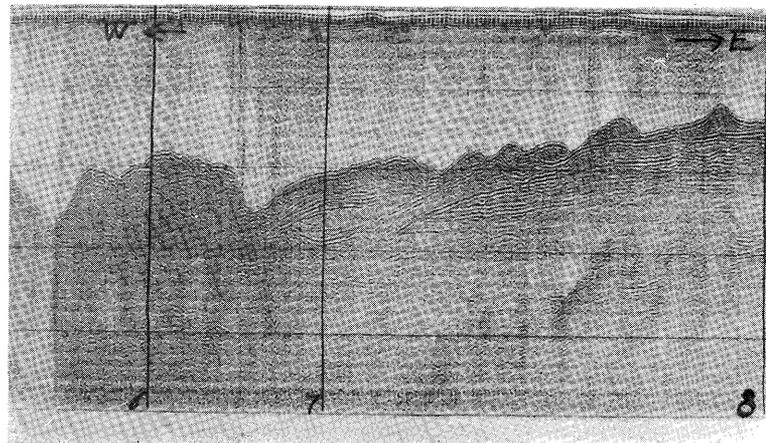
第 5 表 水平と垂直の比 exaggeration  $S=10$  のときの角度の換算表  
( $\tan \delta = \tan \delta_1 / S$   $\delta_1$ : 図面上の傾斜,  $\delta$ : 真の傾斜)

$\delta_1$	$\delta$	$\delta_1$	$\delta$	$\delta_1$	$\delta$
0°	0°00'	32°	3°34'	64	11°36'
2	0°12'	34	3°52'	66	12°40'
4	0°24'	36	4°09'	68	13°54'
6	0°38'	38	4°28'	70	15°22'
8	0°48'	40	4°48'	72	17°06'
10	1°01'	42	5°09'	74	19°14'
12	1°13'	44	5°31'	76	21°51'
14	1°26'	46	5°55'	78	25°12'
16	1°38'	48	6°20'	80	29°33'
18	1°52'	50	6°48'	82	35°26'
20	2°05'	52	7°18'	84	43°34'
22	2°19'	54	7°50'	86	55°03'
24	2°33'	56	8°26'	88	70°45'
26	2°47'	58	9°06'	90	90°00'
28	3°03'	60	9°50'		
30	3°18'	62	10°39'		

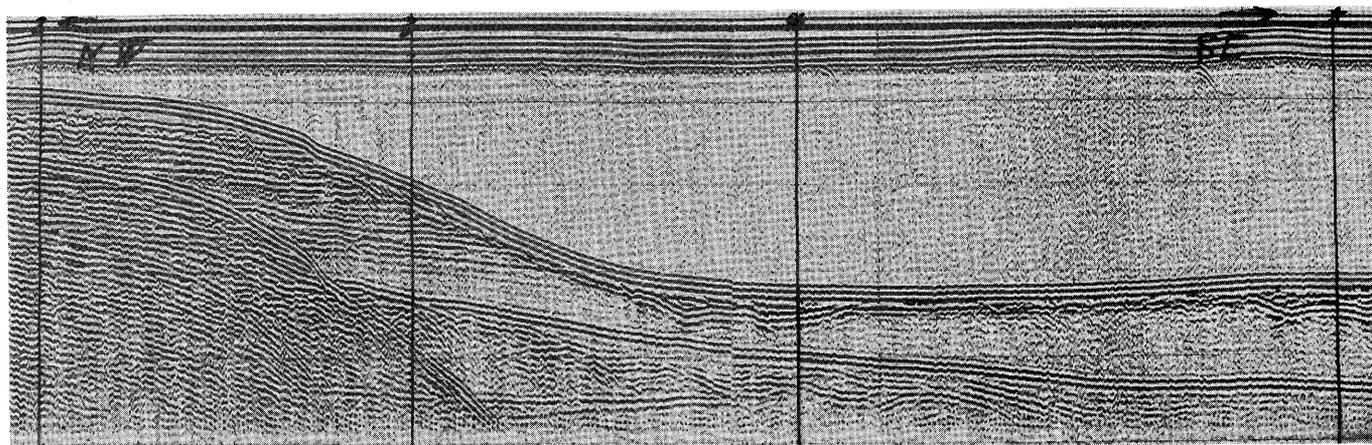


海底地形の変化の激しい所で、実際の地形と記録がかなり違っている。記録紙の垂直の幅は約 184 m に対応する。垂直と水平の尺度の比は 4 : 1 である。海底の凹凸が激しいと回折波が発生したり、斜面の側面からの反射を直下に表示するために、原形とかなり異なった記録になった。右はしの海底の崖が変形しているところや左はしの海底の谷が交差した反射になっている点はその例である。

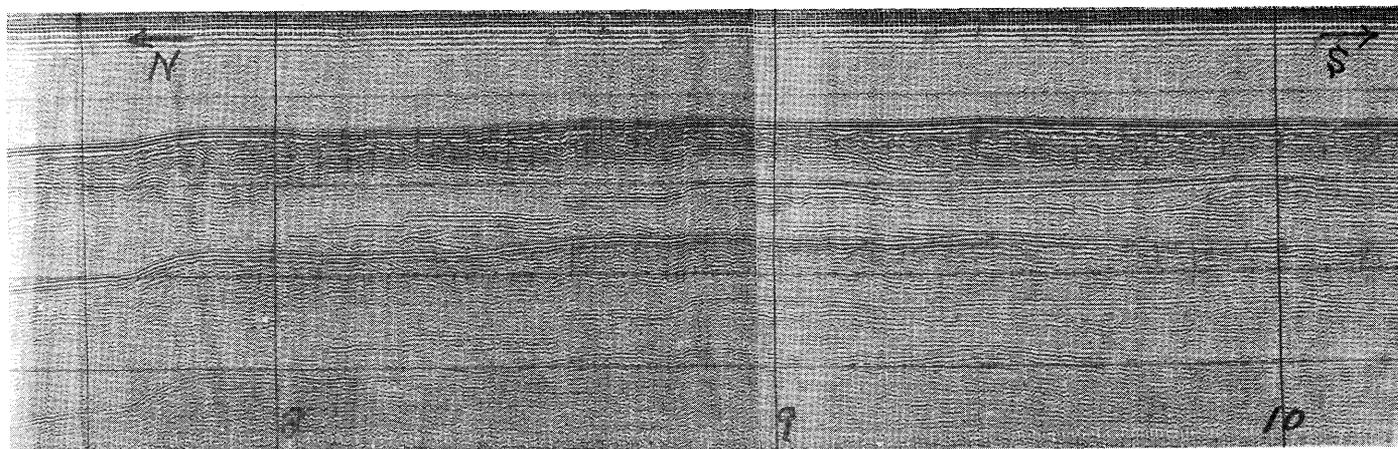
図版 1 早崎第 1 測線



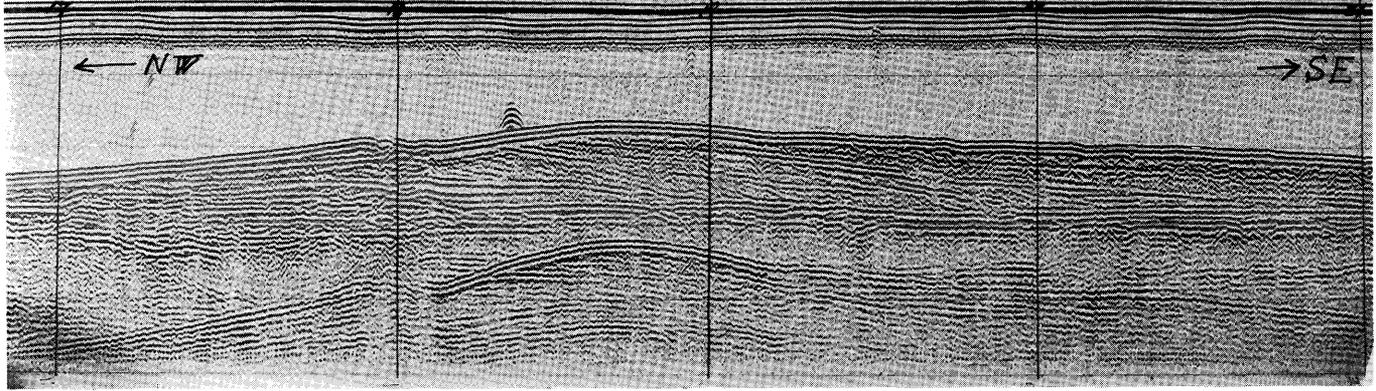
図版 2 早崎一本渡測線



図版3 三角第6測線の島原半島付近、新第三紀層の鮮明な反射面が続く。掃引 1/8 sec, フィルター 200~600 cps

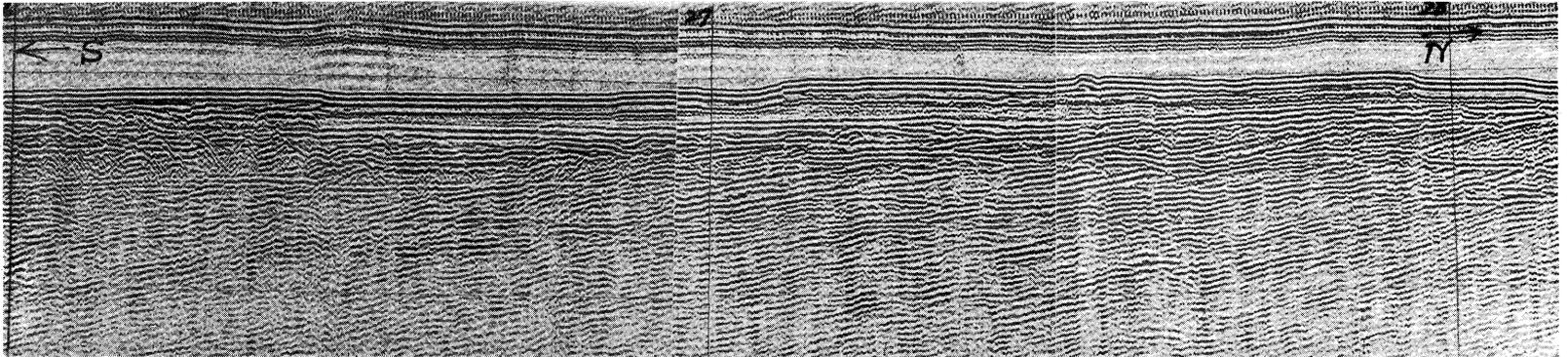


図版4 島原一三角測線における断層



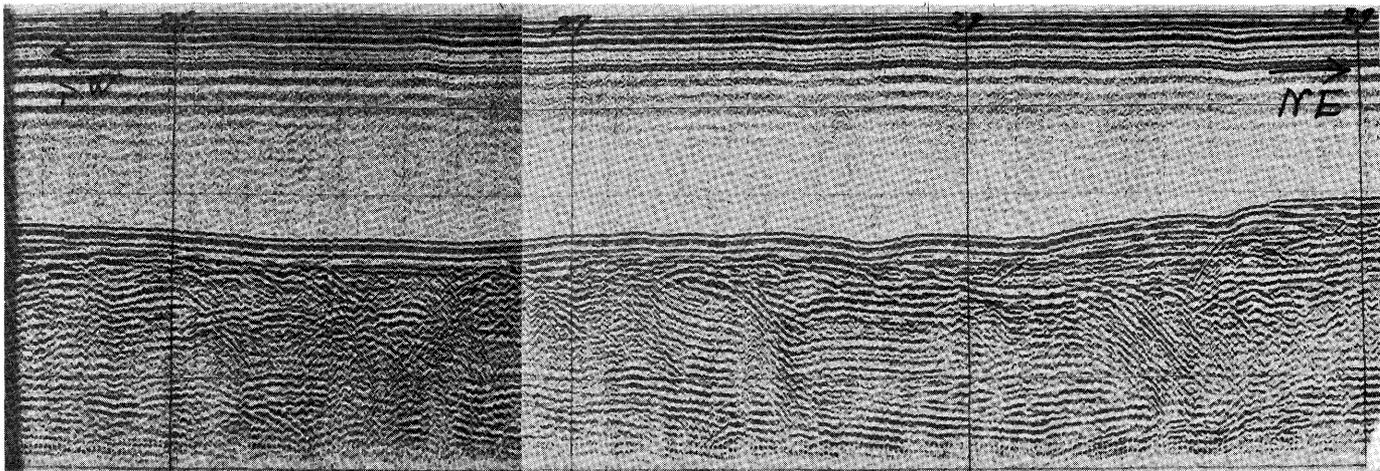
基盤は水平な新第三系で砂州内の反射面は南東に落ちている。中央の海底付近の黒いものは魚群。

図版 5 三角第6測線の海底砂州



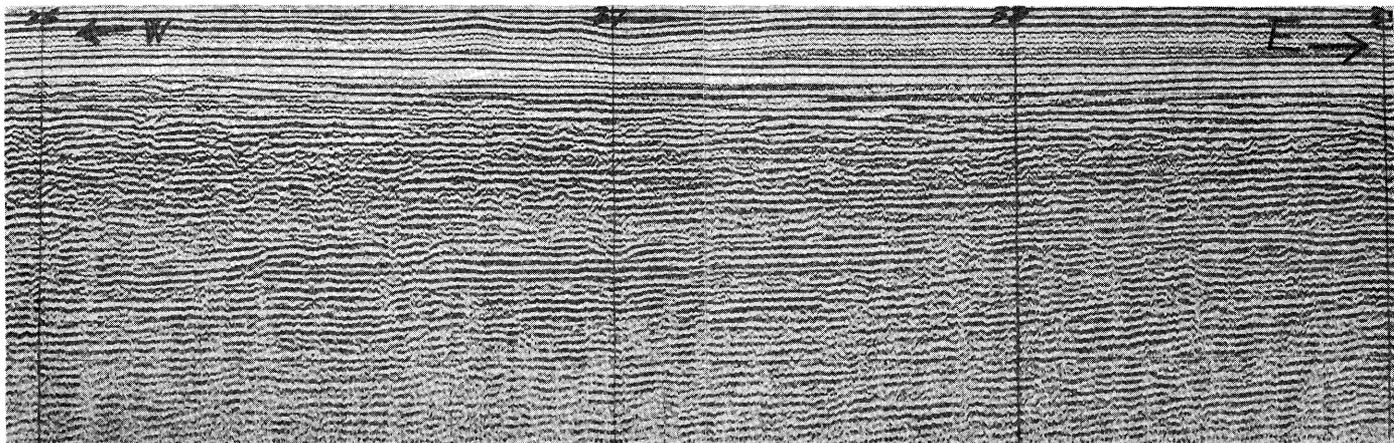
沖積世の海底堆積物とその下の境界が明らかである。

図版 6 三池一島原測線

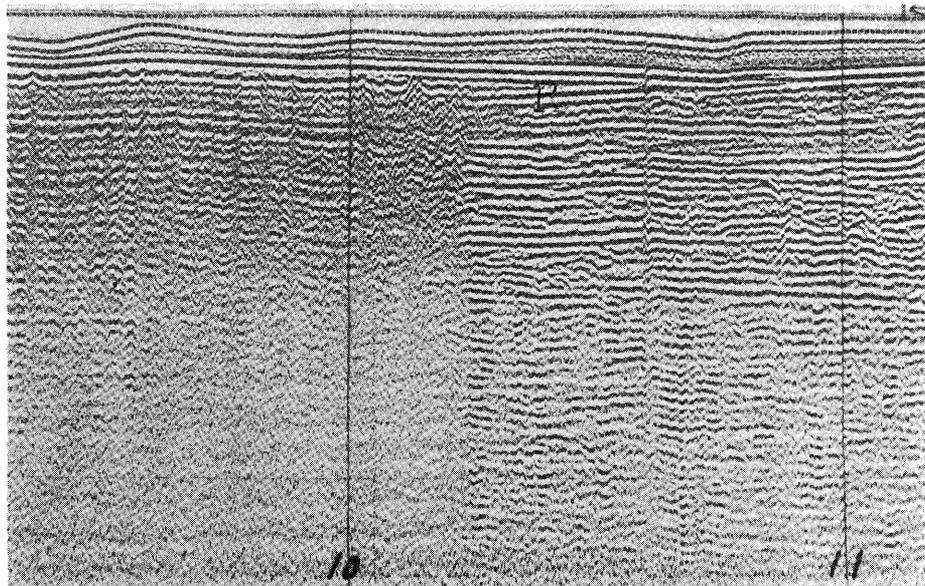


双曲線状のパターンがよく出ていて構造は複雑

藤原 長 州 版 7 図

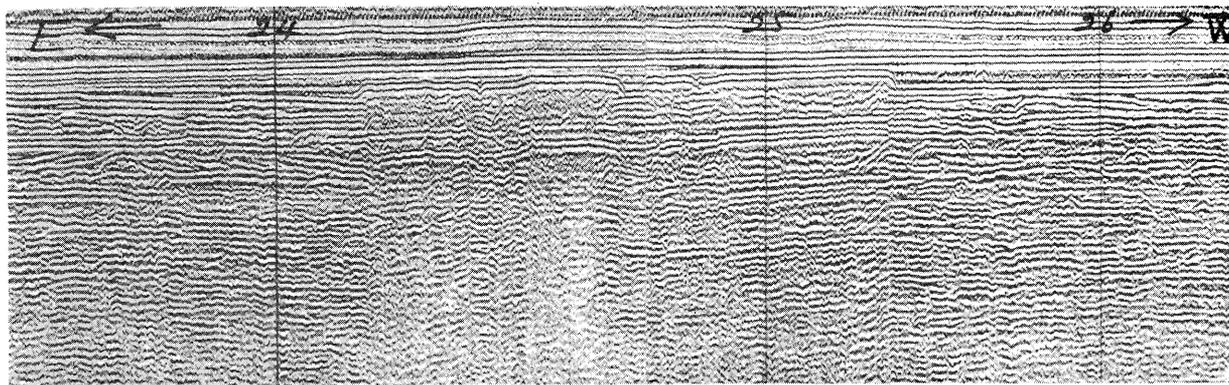


藤原 池 三 版 8 図

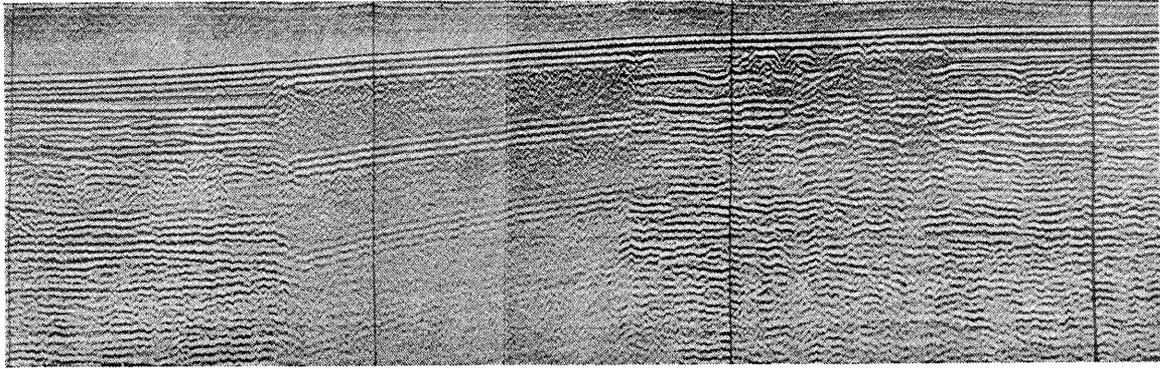


旧河床の記録。中央から左側に散乱波が発生している。R と書いた反射面に注意。

図版 9 三池 第 1 測線

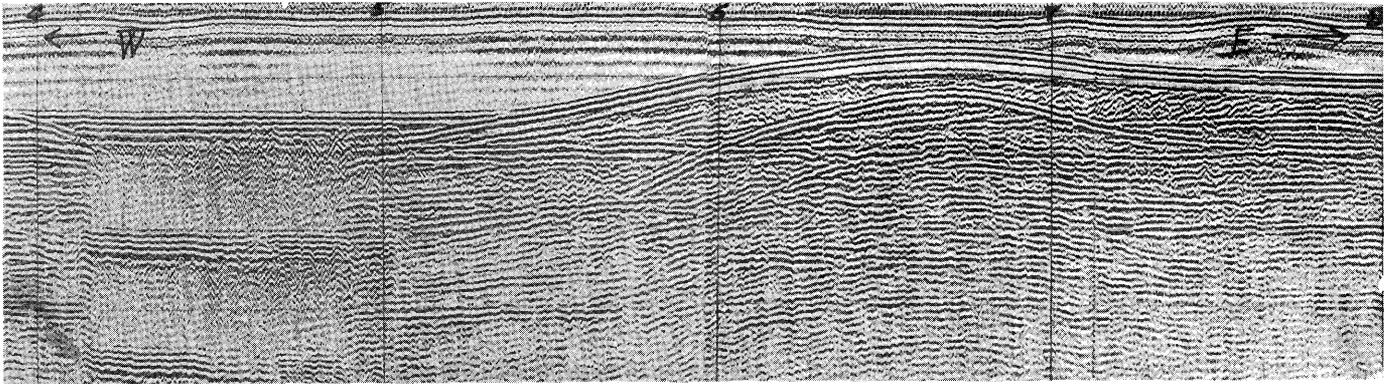


図版 10 三池 第 1 測線



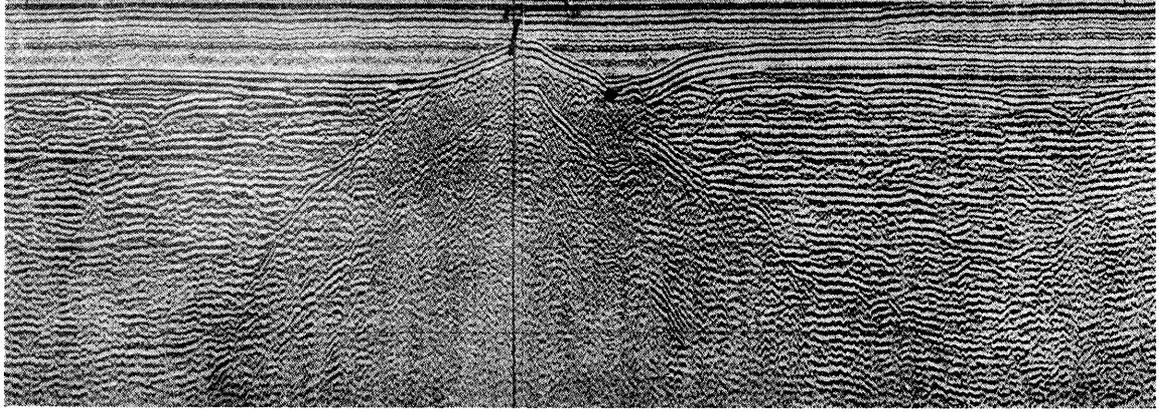
有明海の北西の火山多良岳の熔岩流の記録で、記録中央で海底下からの反射波がなくなり、多種反射だけがはっきり現われている所が熔岩流である。その右側(西)にも少し熔岩がある。この記録はフィルターなしで観測したものである。

図版 11 三池第1測線西方



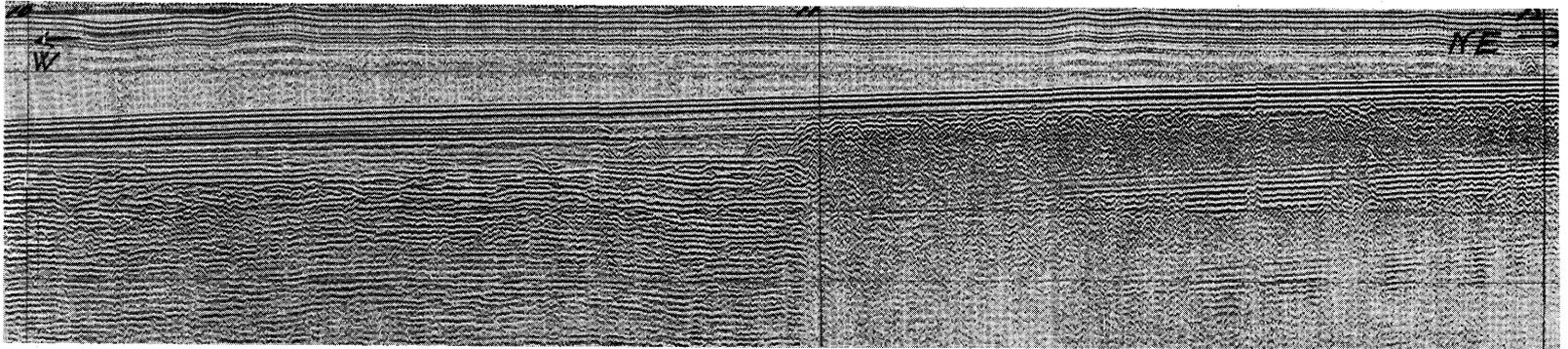
右(東)側は海底自然堤防で左側(西側)は海釜、海釜の中央に熔岩流がある。

図版 12 三池測線

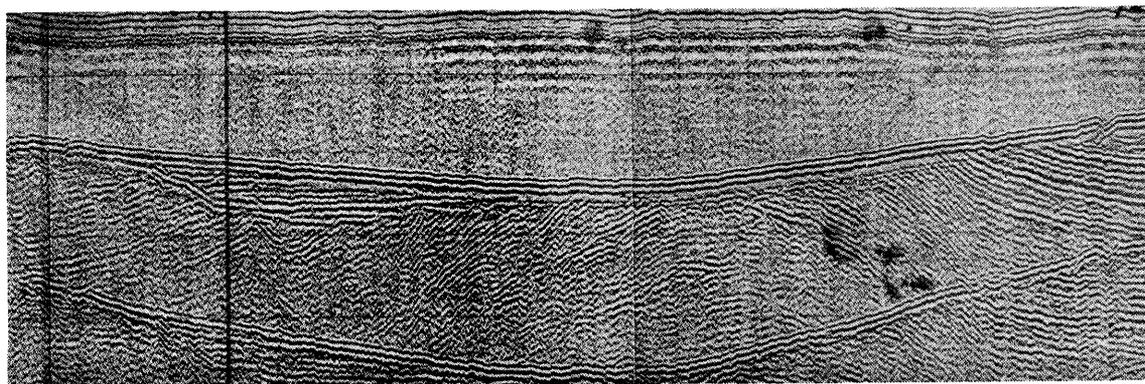


有明海の北西部の沖神瀬の記録で、記録上のドーム状の構造は集塊岩でできている。その周囲の海は軟かい現世の軟泥が堆積している。フィルターは 200~600 cps, 記録紙垂直の幅は約 92 m。

図版 13 沖 神 瀬 西 側

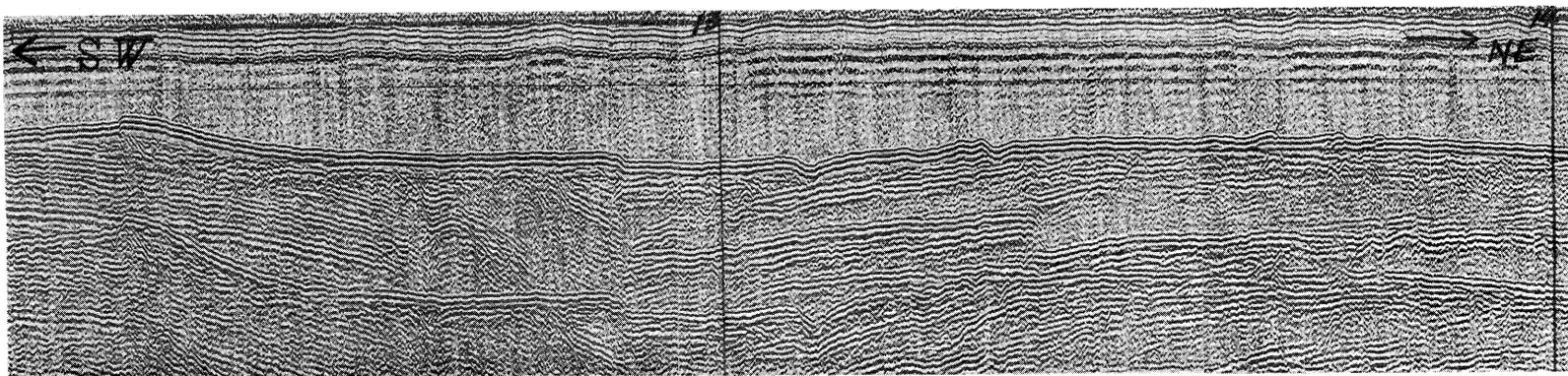


図版 14 有明海中部東側における記録の例

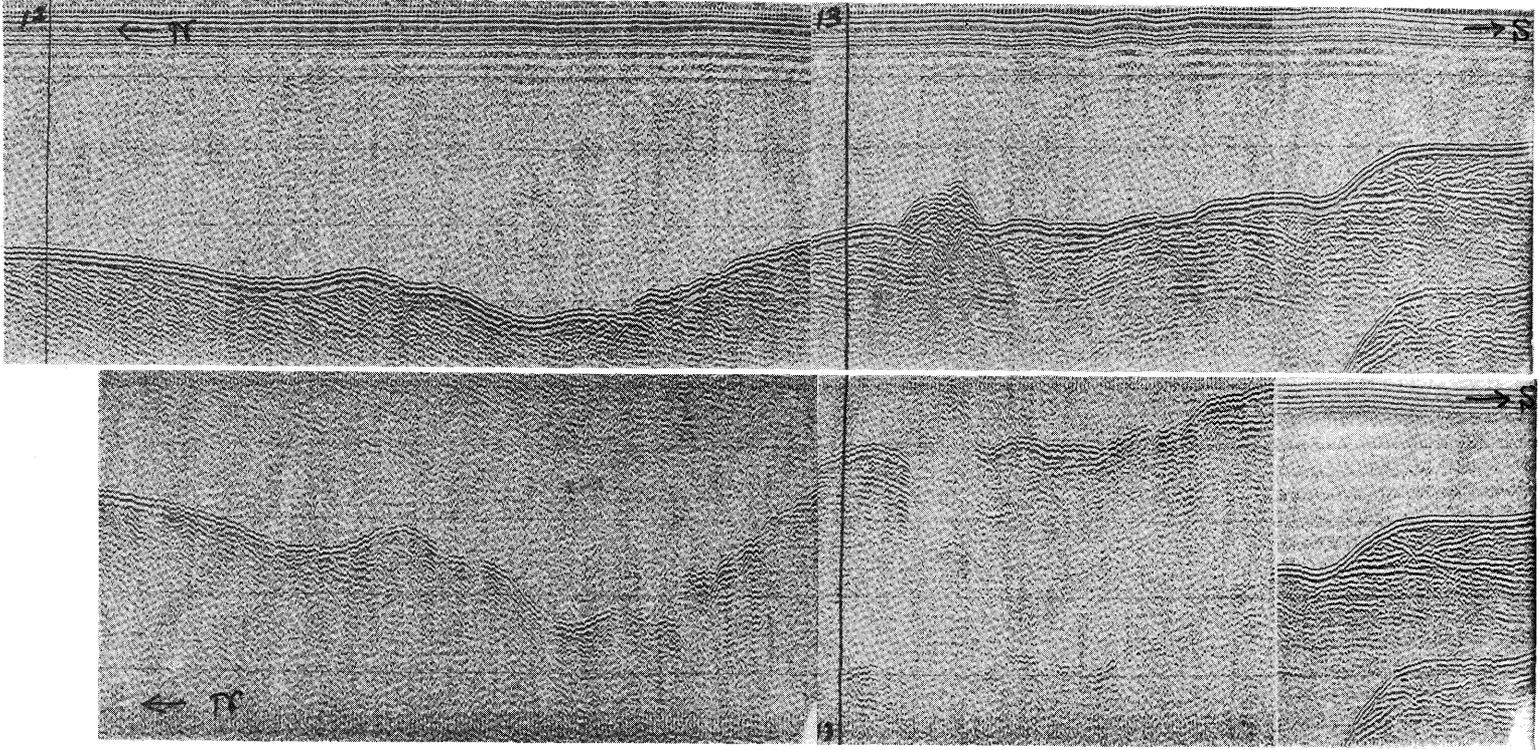


背斜構造の1例。記録の左側の海底では表面が削られ、その上に新たな堆積がみられる。水面と海底の間を往復する音波は、見掛け上海底の深さの2倍の反射面になり2重反射といわれる。この記録の2重反射は明瞭である。

図版 15 島原半島西南沖



図版 16 島原半島西南沖(図版15の右(北東)側に続く)断層の記録、左側には断層帯があつて地層の傾斜が変つている



南落ちの古第三紀層の反射が続き、中ほどに岩脈の貫入がある。記録は上(チャンネル1)と下(チャンネル2)を続けスライシングを行なっている。

図版 17 早崎一本波測線