

運輸省港湾技術研究所

# 港湾技術研究所 報告

---

---

REPORT OF  
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH  
INSTITUTE  
MINISTRY OF TRANSPORT

---

VOL. 14

NO. 2

JUNE 1975

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



# 港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I)

第14巻 第2号 (Vol. 14, No. 2), 1975年6月 (June 1975)

## 目 次 (CONTENTS)

1. 備讃瀬戸における海底砂州, サンドウェーブの調査 .....小 笹 博 昭..... 3  
(Field Investigation of Submarine Banks and Large Sand Waves  
.....Hiroaki OZASA)
2. 矩形断面浮体の波浪動揺に関する研究 .....木 原 力, 轟 正 彦.....47  
(Etude sur les Mouvement d'un Corps Flottant Rectangulaire dans la Houle  
..... Tsutomu KIHARA and Masahiko TODOROKI)
3. 円形断面緊張繫留浮体の防波効果と繫留力  
..... 木 原 力, 北 谷 高 雄, 轟 正 彦.....79  
(A Study on the Function and Mooring Force of Floating Breakwaters with Circular  
Cross Section .....Tsutomu KIHARA, Takao KITATANI and Masahiko TODOROKI)
4. 栈橋スラブ上のコンクリート舗装の収縮ひびわれと防止対策  
..... 佐 藤 勝 久, 森 口 拓, 浅 島 豊 明, 洪 谷 英 男... 111  
(Control of Shrinkage Cracking of Concrete Pavements on pier Slabs  
.....Katsuhisa SATO, Hiraku MORIGUCHI, Toyoaki ASAJIMA and Hideo SHIBUYA)
5. 空港舗装路盤としてのコーラルリーフロックの評価 (第1報)  
..... 佐 藤 勝 久, 福 手 勤, 浅 島 豊 明, 洪 谷 英 男... 139  
(An Appraisal of Coral Reef Rock as the Base Course Material of Airport Pavements  
(Ist Report)  
..... Katsuhisa SATO, Tsutomu FUKUDE, Toyoaki ASAJIMA and Hideo SHIBUYA)

## 1. 備讃瀬戸における海底砂州, サンドウェーブの調査

小 笹 博 昭\*

### 要 旨

瀬戸内海の備讃瀬戸には、島陰背後に広大な海底砂州(Sand Bank 又は Sand Ridge)が発達しており、砂州上にはおびただしい数のサンドウェーブ (Sand Waves) が形成されている。これらの砂州やサンドウェーブは、航路を整備していく上で大きな障害となっており、適切な航路維持計画をたてるために、砂州やサンドウェーブの形成状況の実態を調べることが強く要望されている。本論文は、備讃瀬戸のイノサキノツガイ地区に顕著に発達している海底砂州とサンドウェーブについて実施された地形、地質、水理調査の報告である。実施された調査項目は、深淺測量・底質調査・潮流観測の三つである。調査の結果、次のことがわかった。すなわち、

- (1) イノサキノツガイ砂州では、島の配置や海底地形の影響により砂州の北側で上げ潮流が下げ潮流にくらべて卓越しており、砂州の南側で下げ潮流が上げ潮流にくらべて卓越している。このような上げ潮流卓越領域と下げ潮流卓越領域の共存のために、イノサキノツガイ砂州が三ツ子島背後に形成されたと考えられる。また海底底質の粒度分析結果より砂州上における底質の移動は、あらかし図15のようになっていると推定される。
- (2) 潮流が、海釜 (Caldron) を通過して砂州にのりあげると、乱れの強さが増大し、二種類の卓越した渦が発生する。潮流が砂州を通過すると、乱れの強さが減少し、それらの渦が消滅していく。サンドウェーブは、このような砂州や海釜の存在による潮流の内部構造の変化の影響をうけて形成されたものと考えられる。
- (3) サンドウェーブは、砂堆 (Dunes) であり、そのスケール (波長および波高) は、Yalin の提案した砂堆のスケール算定式による算定結果とほぼ一致する。

---

\* 工部 漂砂研究室

## 1. Field Investigation of Submarine Sand Banks and Large Sand Waves

Hiroaki OZASA\*

### Synopsis

There are submarine sand banks at the lee of islands on the bottom of the Bisan Strait in the Seto Inland Sea, and a lot of large sand waves appear on the sand banks. They obstruct navigation very much. Therefore, investigations concerning characteristics and formation mechanisms of the sand banks and sand waves are eagerly required in order to make plans on maintenance of the sea way. This is a report of the field investigation on sand banks and sand waves at Inosakinotsugai in the Bisan Strait. Soundings, collection of bottom materials, and observation of tidal currents constitute this investigation.

The followings have been made clear by the investigation :

- (1) Northern part of Inosakinotsugai sand bank is flood-dominated current velocity zone and southern part is ebb-dominated zone. The sand bank is formed by the above mechanism of the tidal currents.
- (2) As tidal currents flow aground onto the sand bank, intensity of turbulence increases and two prominent eddies appear. After they pass over the sand bank, intensity of turbulence decreases and those eddies disappear. It seems that sand waves are formed due to the above changings of the internal structure of tidal currents.
- (3) Submarine sand waves are dunes. Those scales are approximately equal to the values which are calculated by Yalin's formula.

This report has been translated into English as a following report. Ozasa H.: Field Investigation of Large Submarine Sand Waves, Coastal Engineering in Japan, Vol. 17, Japan Society of Civil Engineers, 1974

---

\* Member of the Littoral Drift Laboratory, Hydraulic Engineering Division

# 目 次

要 旨	3
1. 緒 論	9
2. 備讃瀬戸における砂州、サンドウェーブの概観	10
2.1 柏島, 男木島, 女木島周辺の砂州とサンドウェーブ	10
2.2 大槌島, 小槌島周辺の砂州とサンドウェーブ	12
2.3 小与島東方海域の砂州とサンドウェーブ	13
2.4 黒鼻周辺のサンドウェーブ	13
3. イノサキノツガイにおける砂州とサンドウェーブに関する地形, 地質調査	14
3.1 調査区域の地形	14
3.2 調査区域における底質調査	19
3.3 サンドウェーブの形態	27
3.4 サンドウェーブ形成に関する水理学的試算	29
3.5 サンドウェーブが発達した地形の統計的構造	29
4. イノサキノツガイにおける潮流調査	30
4.1 潮流調査の意図	30
4.2 表層における潮流の調査	31
4.2.1 調査方法	31
4.2.2 解析結果	32
4.3 底層における潮流の調査	35
4.3.1 調査方法	35
4.3.2 解析結果	35
4.4 サンドウェーブの形成に関する推論	42
5. 結 論	43
謝 辞	44
参考文献	44
附録 本報告中にあらわれる各種地形の定義	45



写真 A 黒鼻付近の湧界流

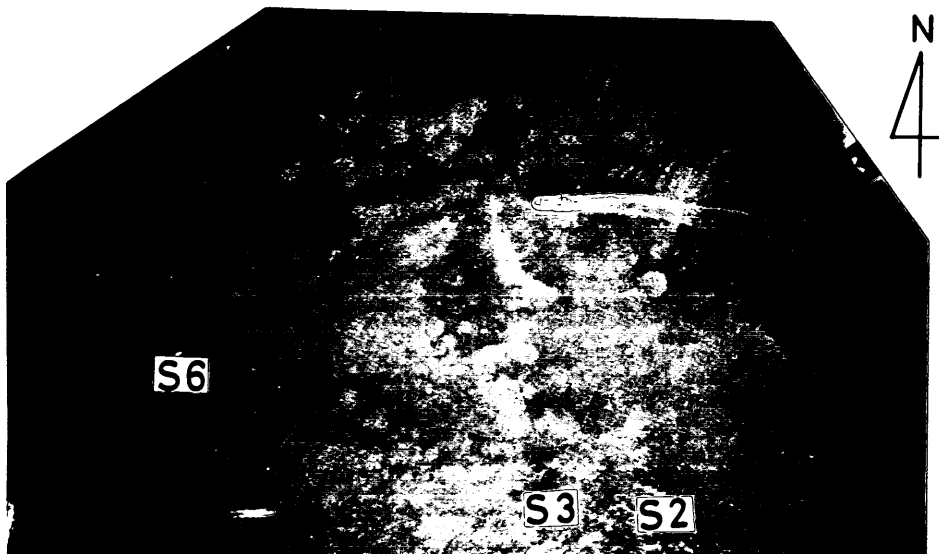


写真 B イノサキノツガイの懸濁部

## 1. 結 論

潮流が速くて、底質が砂質となっているような箇所に波長数+ $m$ 、波高数 $m$ 程度の大規模なうねり状地形(サンドウェーブ\*)が発生する現象は、北海、北アメリカ大陸東海岸のエスチュアリーを始めとして、世界各地の海域で報告されている。日本でも瀬戸内海において、外国で報告されたものと類似したサンドウェーブが存在する。瀬戸内海のうちでも、備讃瀬戸の航路中には、サンドウェーブが特に顕著に発達しており(図1)、航路浚渫工事の完了後にもサンドウェーブのために竣工時の水深より浅くなる所が出現し、航路水深維持に困難をきたすことが多い。このため、航路維持、増深計画をたてていくにあたって、サンドウェーブの特性、および形成原因を検討しておくことが強く望まれている。

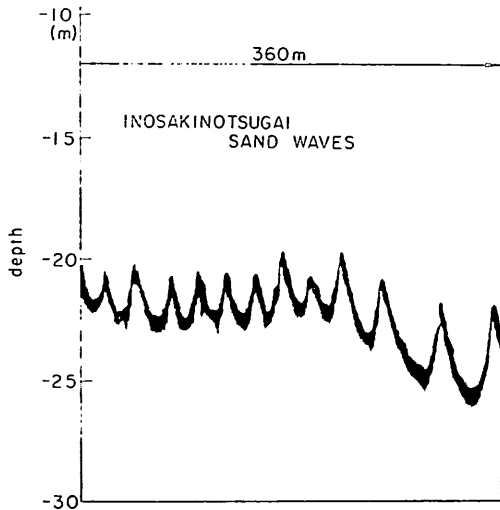


図1 サンドウェーブの音響測深記録

海底に発生するサンドウェーブについて、従来日本では海洋地質学者によって調査が行われてきた<sup>11)~14)</sup>。茂木<sup>15)</sup>は調査の結果を次のようにとりまとめている。

- (1) 流れの強い海域、海峡中心部の流れの強すぎる所には存在しないが、その両側入口の海底砂州に伴って現われる場合が多い。特に潮流によって島陰にできた砂州先端部ではサンドウェーブが発達しやすい。
- (2) サンドウェーブの規模は水深と密接な関係があり、波長が増加すると波高も谷間の水深も増加する傾向がある。

\* (著者注) 本論文中において現われる各種地形の定義は附録において述べられている。

- (3) 海底近くの推算平均流速と構成物質の粒径との関係でその形成地域をみると、砂漣(Ripples)の形成地域から反砂堆(Antidunes)および平坦地形(Flat Bed)への移行域に含まれる。

- (4) 砂粒径は、サンドウェーブの頂部では細粒で淘汰度がよく、斜面では一般に粗粒で淘汰度が悪い。谷間ではその中間である。

- (5) サンドウェーブは潮流によって往復振動型の移動を繰り返しているが、長期間には恒流の方向へ移動する。

- (6) 浚渫によって人工的に破壊されたサンドウェーブは短時間で再び発生した。

一方、サンドウェーブに関する外国の調査報告によっても、北海<sup>9)</sup>、Irish海<sup>7)</sup>、合衆国東部海岸<sup>9), 10)</sup>、CanadaのFundy湾<sup>10)</sup>等において見られるサンドウェーブは砂州上に存在していることが明らかな特徴の一つとなっており、又底質は砂となっている。

サンドウェーブが発生している箇所は内海が多く、しかも水深がかなり深いことより、サンドウェーブを形成する外力が波浪ではなく、潮流であることは、自明のことであるが、またサンドウェーブの形成原因については、多くの野外調査結果から、砂州の存在がサンドウェーブの形成と密接な関係をもっているのではないかと推察されよう。一方、理論的な考察、移動床水理実験からサンドウェーブの成因を検討した研究としては、一方向流れによってできるサンドウェーブについての研究も含めると、次のようなものがある。

- (1) Cartwright<sup>11)</sup>による説：海底における障害物の背後において海水の密度や流れによるせん断力が鉛直方向に成層するために流速変動が発達し、それに伴って海底の大規模なサンドウェーブが発生するとする説。

- (2) Kennedy<sup>12)</sup>やHayashi<sup>13)</sup>等による説：一方向の流れによるサンドウェーブの発生についての説である。サンドウェーブの発生という問題を、砂面と水との間の境界面に関する不安定問題に帰結させ、砂床に存在している微小擾乱が増幅作用を受けて発達するとする説。

- (3) Raudkivi<sup>14)</sup>等による説：乱流と底質との相互作用によりサンドウェーブが発生するとする。一方向流れについて、主として実験によって現象の把握が進められている。

サンドウェーブの形成機構に関する研究、海底に発生する巨大なサンドウェーブの形成状況に関する調査は以上のように概観される。さて著者は海底に発生するサン

ドウェーブに関する従来の地質学分野よりの研究では、サンドウェーブの形態に関する記述が詳細にわたるのにくらべ、それらのサンドウェーブの発生条件を水理学的に調査し、サンドウェーブの形成に関与する物理的な要因によって各種のサンドウェーブを分類整理していこうとする研究の方向性が不足しているように感じる。

一方、サンドウェーブに関する水理学的な研究においては、研究が主として実験によって進められたために、例えば砂州や海釜といったサンドウェーブより一ランク上の大規模な地形に対する認識を深めることができていないし、もとより、それらの地形のおよぼす水理的な効果も検討されていない。そのために従来の移動床に関する水理学より得られた結論をそのまま海底のサンドウェーブに適用しようとする、『木を見て林を見ず』の類の認識になりかねないと著者は考えるものである。事実、当初サンドウェーブにのみ視点をあてて出発した著者（著者は従来移動床に関する水理の研究にたずさわってきた）の研究は、砂州や海釜といった地形に対しても調査を広げていかざるを得なかったし、砂州や海釜といった第一次的な地形、砂州の上をおおっているサンドウェーブという二次的な地形、さらには、サンドウェーブをおおっている砂漣という三次的な地形というように、地形を階層別に考察していく必要があるというふうに研究の方針を定めていくことにより、現象に対する理解を深めることができた。要は砂州、海釜、サンドウェーブといった地形を時間的空間的スケールにおいて正確に認識し、その地形に対して、水理学的な調査を行なう必要があると著者は考えるのである。

さて、著者はイノサキノツガイ地区におけるサンドウェーブの形成という現象を調査するために、まず砂州、海釜の形成という現象を深淺測量、底質調査の結果にもとづいて地形学的に考察する。続いてサンドウェーブの形態を地形形態論的に論じる。一方、水理学的な手法にのっとり、サンドウェーブの平均的な地形特性と平均水理量との関係を検討し、水理学的な面からの現象の理解を深めていく。さらに砂州やサンドウェーブの形成外力たる潮流については次のような調査方法をとった。すなわち、サンドウェーブが形成されるにあたっての潮流と海底面との相互作用においては、乱れが重要な役割を果たしていると考えられることはいまさら指摘するまでもないことである。一方波長数十m、波高数mといったスケールのサンドウェーブの形成を、水と砂との境界面における微小攪乱の増幅に関する数学的な説明だけから説明しようとする手法には、現象の空間的なスケールの面

からみても無理があるように著者には感じられる。やはりサンドウェーブの空間的なスケールと同程度のスケールにおける潮流の現象に着目して、調査を進めて行く必要があるのではなかろうか。そこで著者は、当然のことながらサンドウェーブが形成されている海域における潮流の現在の状況を、潮流のマクロな内部構造の解明に重点をおいて調査し、その結果よりサンドウェーブの形成原因を考えていくことにした。さらには、潮流がサンドウェーブの存在していない領域からサンドウェーブの存在している領域へ、そこから再びサンドウェーブの存在していない領域へと流れる間に、潮流と砂州・海釜、サンドウェーブといった地形との間で相互作用が行なわれる結果として、潮流の構造には、必ずや何らかの変化が起っているはずだと考え、潮流の構造の変化も検討してみることにした。

## 2. 備讃瀬戸における砂州、サンドウェーブの概観

備讃瀬戸では、点在する島々の陰側に広大な砂州が潮流によって形成されており、それらの砂州の上や、斜面上には多数のサンドウェーブが発達している。これらの砂州やサンドウェーブについては茂木・加藤<sup>3)</sup>が紹介しているが、砂州や海釜といった地形に注意しながらサンドウェーブの発生状況を再度みなおしてみよう。（以下本章において2.1~2.3は茂木等海上保安庁水路部のスタッフによって測深された結果であり、2.4は著者の調査によるものである）。

図2-a, bに備讃瀬戸における海底地形のおおよその状況と砂州、海釜、サンドウェーブが形成されている箇所が示されている。なお潮流の方向は、上げ潮流は東から西へ向う西流であり、下げ潮流は西から東へ向う東流である。

### 2.1 柏島、男木島、女木島周辺の砂州とサンドウェーブ（図3）

柏島の周辺にはおびただしい数のサンドウェーブが発達している。本地域における海底地形の大まかな状況としては、大槌島から柏島の方向に細長いオーソノ瀬と呼ばれる砂州が形成されている（図2-a）。またオーソノ瀬、柏島、直島によって囲まれた区域は海釜（海釜中最深の箇所の水深  $h_{\max} = -50\text{m}$ 、海釜の平面スケール  $L \times B = 0.8 \times 0.2\text{km}$ ）となっている。柏島と中瀬（砂州）の間は水深約40mの平坦面である。一方、潮流図（海上保安庁発行）によると、柏島の南側における潮流最強時の流速は3ノットとなっている。海釜の成因については



備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

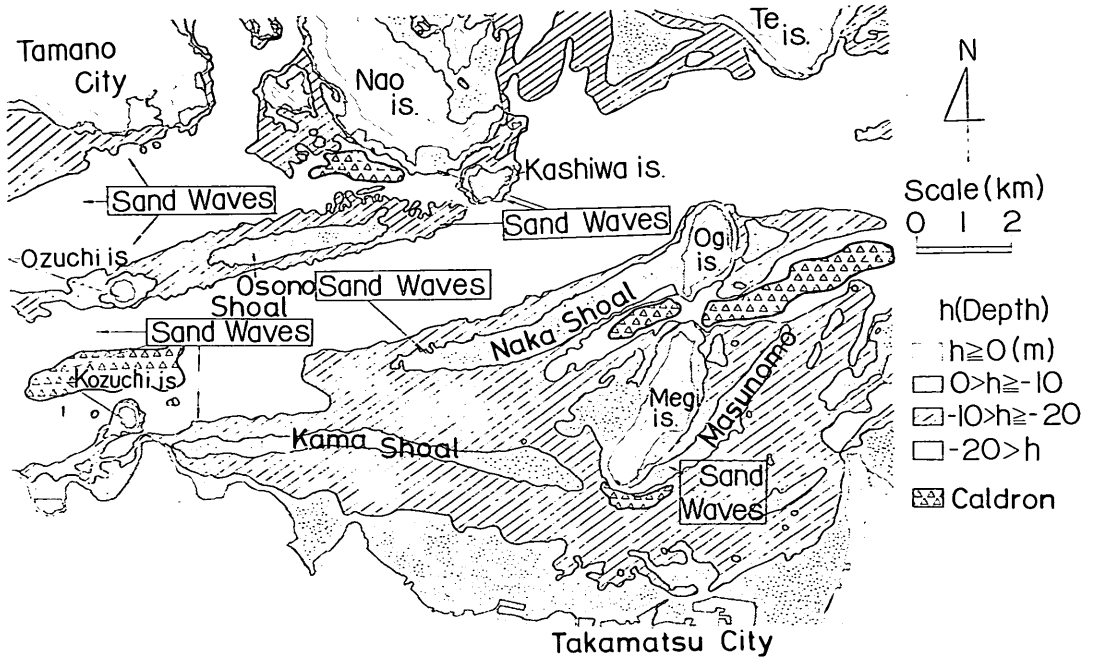


図 2-a 備讃瀬戸東部の海底地形

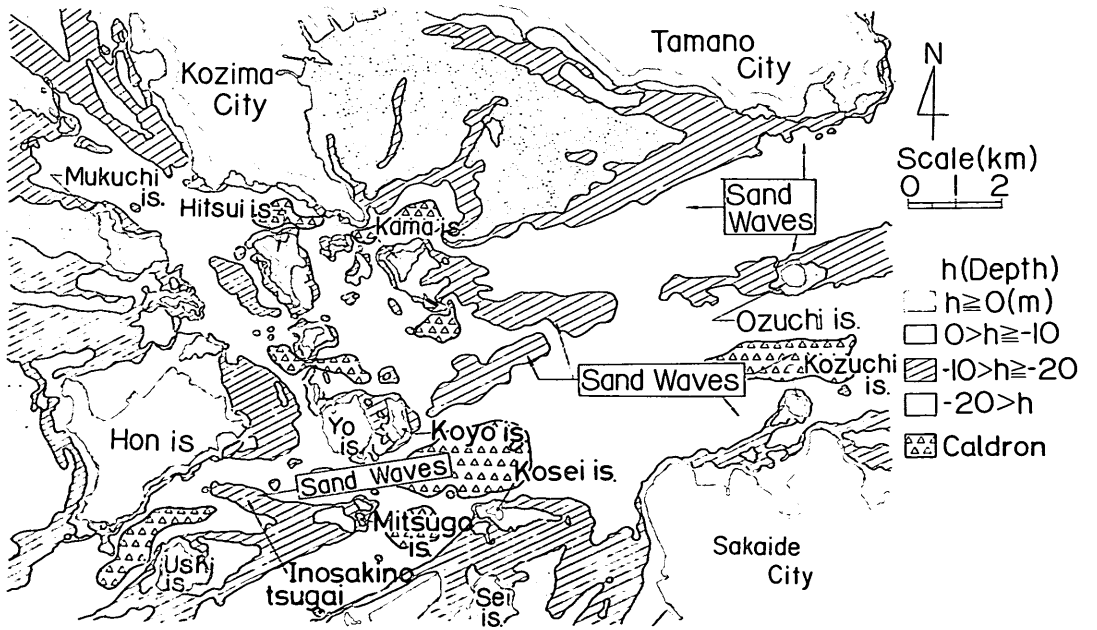


図 2-b 備讃瀬戸西部の海底地形

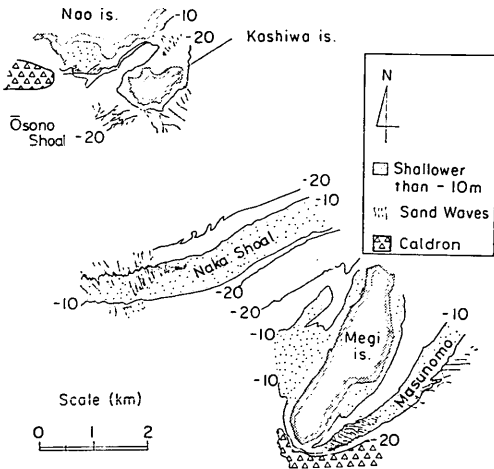


図 3 柏島・男木島・女木島周辺の海底地形

海底が強い潮流によって掘り下げ作用を受けてきたとする説と、かつての河床が潮流のために埋められていく過程で埋め残されてきたものであるとする説の二説がある<sup>15)</sup>が、いずれにしても海釜（海釜の所には礫が点在しているという）が形成されるのは強い底層流が存在していることを示すものであろう。またオーソノ瀬の東端に発達したサンドウェーブ（サンドウェーブの波長  $\lambda = 60 \sim 150\text{m}$ , 波高  $d = 1 \sim 4\text{m}$ ）は SSE 方向に急斜面を向けているという報告がなされている<sup>3)</sup>。さて実験水路内で移動床上に一方向流れによってサンドウェーブを形成させても、サンドウェーブは流れに対して陰側の所で急斜面をなす。以上のことよりこれらのサンドウェーブは海釜を形成した強い流れが砂州へのりあげた所で形成されたものであろうと考えられる。中瀬の西側部分にもサンドウェーブ（ $\lambda = 20 \sim 130\text{m}$ ,  $d = 0.5 \sim 6.0\text{m}$ ）が存在している。男木島と女木島の間には双生児型の海釜が水道の東、西側に存在している（図 2-a, 東側の海釜は  $h_{\text{max}} = -55\text{m}$ ,  $L \times B = 2.0 \times 0.6\text{km}$  であり、西側の海釜は  $h_{\text{max}} = -55\text{m}$ ,  $L \times B = 0.9 \times 0.8\text{km}$  である）。最強時の潮流流速は潮流図によると男木島と女木島の間の海釜の所で 4.0 ノット、中瀬先端のサンドウェーブが存在している所で 3.1 ノットである。やはり速度大の潮流が浅瀬にのりあげた所でサンドウェーブが発生している。

女木島の南東側にはマスノモと呼ばれる砂州が形成されている。女木島の延長とマスノモの延長との交差点にあたる女木島南方の区域は海釜（ $h_{\text{max}} = -40\text{m}$ ,  $L \times B = 1.8 \times 0.3\text{km}$ ）となっている。潮流はマスノモの中央

部で最強時 2.4 ノット、西側端で 2.7 ノットである。

サンドウェーブ（ $\lambda = 20 \sim 100\text{m}$ ,  $d = 0.4 \sim 5\text{m}$ ）は、マスノモ上に、主として北側に急斜面を向けて発達している。従ってマスノモ付近におけるサンドウェーブは主として東向き下げ潮流によって形成されたことをうかがうことができる。

## 2.2 大槌島・小槌島周辺の砂州とサンドウェーブ (図 4)

玉野市の南側は、水深 30m の所までゆるやかな浅瀬となっており、浅瀬の南側は大槌島の所まで水深 40~50m と深くなっている。潮流流速は最強時で 2.3 ノットである。浅瀬上にはおびただしい数のサンドウェーブ（ $\lambda = 10 \sim 150\text{m}$ ,  $d = 0.5 \sim 6\text{m}$ ）が存在している。本地域にはとりたてて命名されているような砂州は存在しないが海底地形を詳細に調べてみると、浅瀬が存在しており、そこにサンドウェーブが発達していることがわかる。

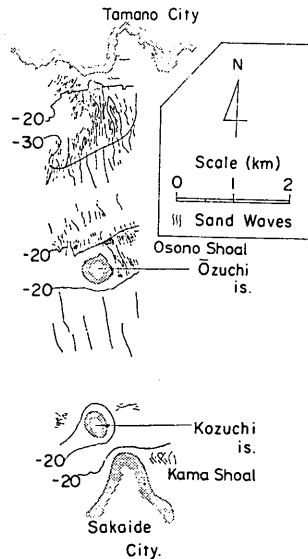


図 4 大槌島・小槌島周辺の海底地形

大槌島の北側は、オーソノ瀬の西側端にあたり、砂州となっており（図 2-a）、そこにサンドウェーブ（ $\lambda = 10 \sim 70\text{m}$ ,  $d = 0.5 \sim 4.0\text{m}$ ）が見られる。潮流流速は最強時 2.0 ノットである。大槌島の南側は水深 40m 位の所まで急激に深くなり、その南側は水深 60~70m 位の比較的平坦な箇所となっている。潮流流速は最強時 2.2 ノットである。本地域では水深 40~70m の所に巨大なサンドウェーブ（ $\lambda = 200 \sim 350\text{m}$ ,  $d = 15 \sim 24\text{m}$ ）が存在している。

底質は粗砂であるが、サンドウェーブ間の底部には基盤の粘土層があらわれてきている。本地域には特にこれといった砂州や浅瀬は存在せず、備讃瀬戸におけるサンドウェーブのうちで、サンドウェーブの形成箇所が砂州や浅瀬と結びつかない唯一の例となっている。小碓島の周辺にもカマ瀬西端の砂州(図2-a)の上や、浅瀬の上にサンドウェーブが発達している。最強時の潮流流速は2.5ノットである。

2.3 小与島東方海域の砂州とサンドウェーブ(図5)

小与島の東方区域は、水深10~20mの浅瀬となっており、浅瀬上にサンドウェーブが形成されている。

海釜は、室木島の南側( $h_{max}=-60m$ ,  $L \times B=0.5 \times 0.4km$ ), 小与島の南東方向( $h_{max}=-96m$ ,  $L \times B=2.8 \times 0.8km$ ), 小瀬居島の北側( $h_{max}=-90m$ ,  $L \times B=1.7 \times 0.7km$ )に存在している。すなわち本地域の浅瀬は、北側と南側とを海釜ではさまれた鞍部となっているのである。潮流流速は最強時2.4~2.6ノットである。

2.4 黒鼻周辺のサンドウェーブ(図6-a, b)

本島と牛島間の黒鼻周辺には、珍しい単列のサンドウェーブが発生している。図6-aは音響測深記録であり図6-bはサンドウェーブの峰の位置を示している。海底地形は図2-b, 6-bに示すようにサンドウェーブが形成されている箇所の東側に海釜( $h_{max}=-85m$ ,  $L \times B=$

$2.9 \times 0.7km$ )が存在しており、西側も水深40mと深くなっている。底質はサンドウェーブの発生している箇所で $d_{50}=1.7mm$ ,  $S_0=\sqrt{d_{75}/d_{25}}=1.26$ と均一な粗砂となっているが、サンドウェーブの発生していない箇所ではこぶし大の礫が多い。潮流図によると、最強時の潮流流速は2.2ノットである。

本地域のサンドウェーブは、以前は岩盤であると考えられていた。しかし、尖り部の頂部を浚渫する工事が行われた後再び以前の地形が形成されたことにより、サンドウェーブではないかと疑われ、底質調査、潜水調査の結果サンドウェーブであることが判明した。本地域では、海底砂が海中のふきだまりのような箇所にたまって浅瀬となり、そこにほぼ浅瀬と同じスケールのサンドウェーブが形成されたものと思われる。このような地域を浚渫して浅瀬、サンドウェーブの全体を除去してしまっても、その後再び砂がたまってきて、サンドウェーブが形成されるというようなことはないであろうか。なお、本地域においては、底層流がサンドウェーブ沿いに、おしあげられてくるために発生すると思われる顕著な湧昇流が発生しており、茶色味を帯びた湧昇部は、周辺の海水と色調の相異から肉眼により、容易にその存在を認めることができる(グラビア写真A参照)。

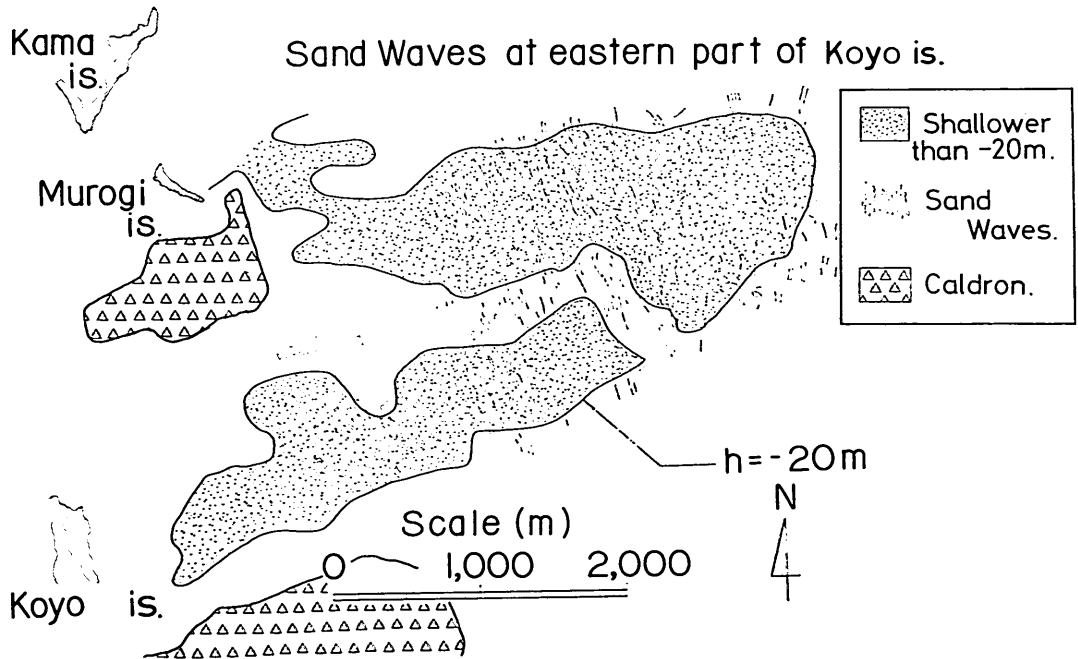


図5 小与島東方海域の海底地形

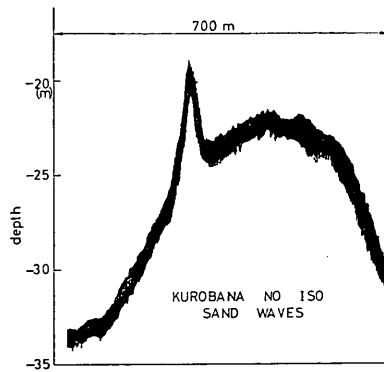


図 6-a 黒鼻周辺の海底地形（音響測深記録）

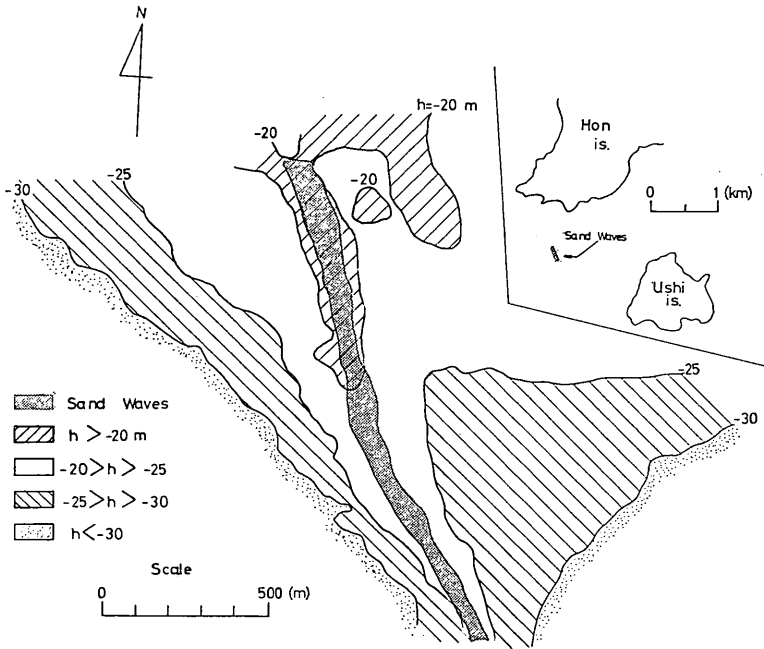


図 6-b 黒鼻周辺の海底地形（サンドウェーブの峰の位置）

### 3. イノサキノツガイにおける砂州とサンドウェーブに関する地形、地質調査

#### 3.1 調査区域の地形

図 7 にイノサキノツガイにおけるサンドウェーブの発生箇所が、水深 16m 以浅、16~17m の部分をハッチすることによって明らかにされている。潮流図によると本地区における潮流は最強時 1.9 ノットで東西方向に流れており、サンドウェーブは潮流と直角方向に互いに平行して発達している。本地区のサンドウェーブ発生箇所は航

路の中心部にあっており、今後の航路維持計画、増深計画をたてるにあたってサンドウェーブの特性および形成原因、機構を解明することが強く望まれた。このため、以下本論文中に述べるような調査が行なわれたのである。

測量結果より本海域における全般的な地形を見てみよう。本海域の浅瀬は、三ツ子島の所から北西方向に本島へ向けて伸びるイノサキノツガイ砂州と、牛島の東側が潮流に対して島陰にあたるためにそこに形成された浅瀬（特に名称はついていない）とより成っている。これら

備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

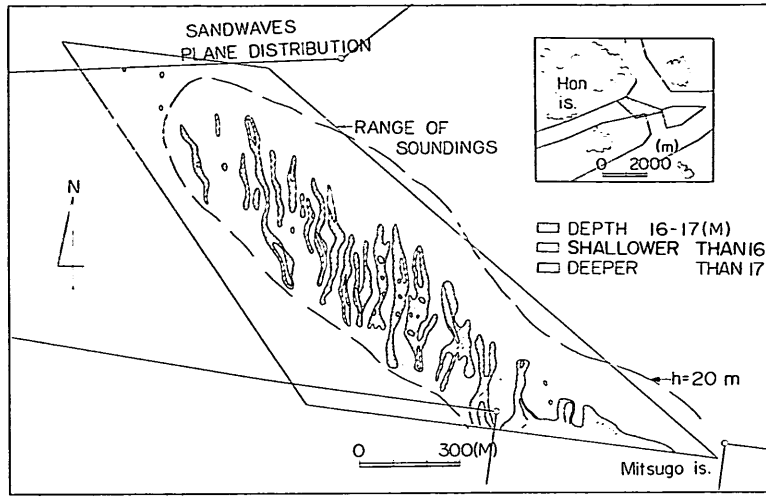


図 7 サンドウェーブの平面的分布状況

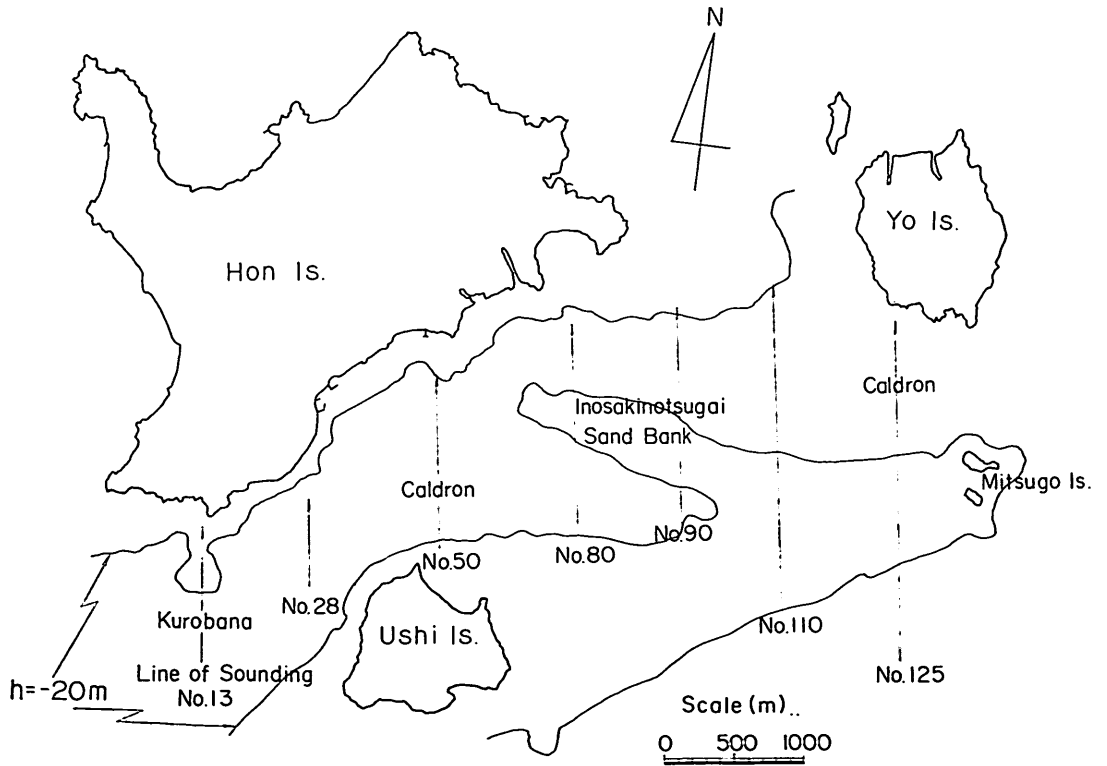


図 8-a イノサキノツガイ周辺の海底地形

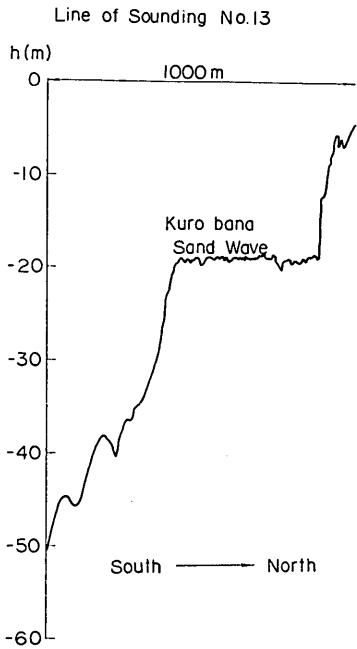


図 8-b イノサキノツガイ周辺の海底地形

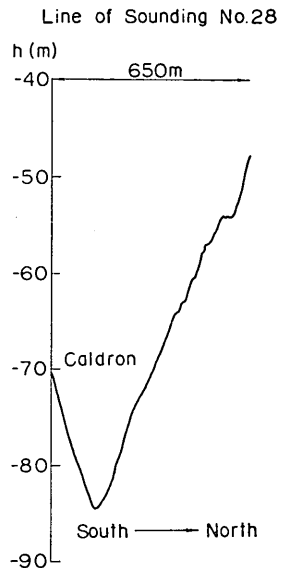


図 8-c イノサキノツガイ周辺の海底地形

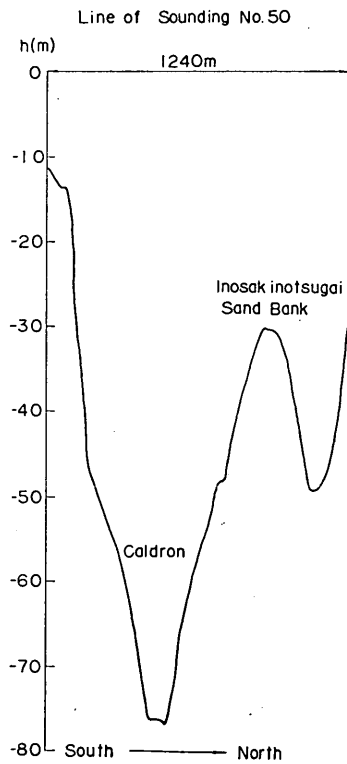


図 8-d イノサキノツガイ周辺の海底地形

備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

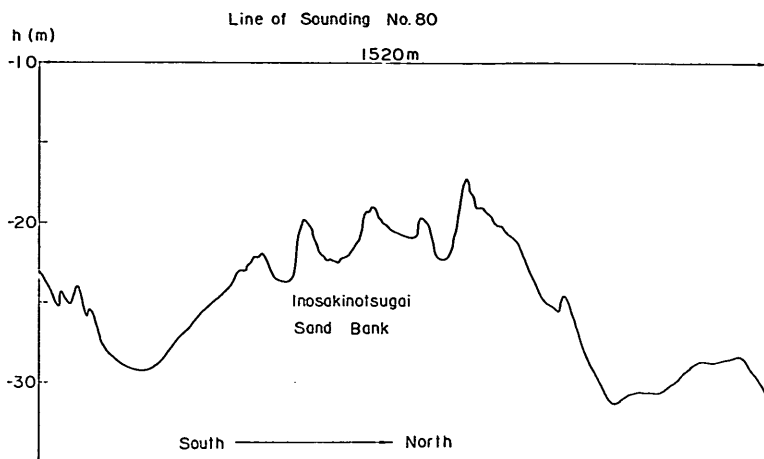


図 8-e イノサキノツガイ周辺の海底地形

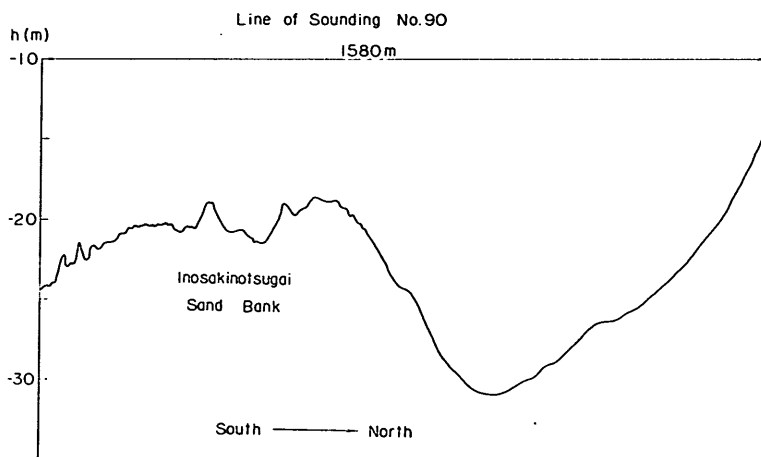


図 8-f イノサキノツガイ周辺の海底地形

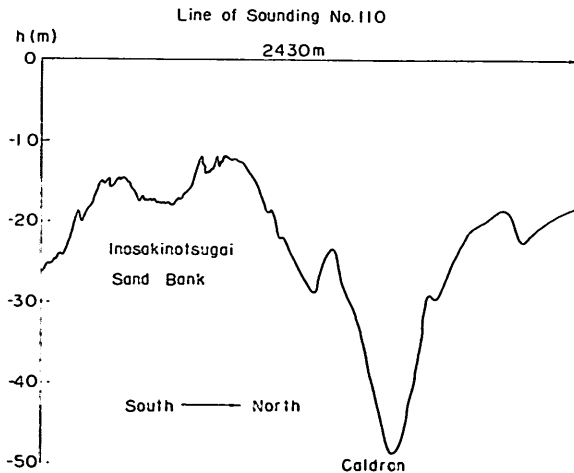


図 8-g イノサキノツガイ周辺の海底地形

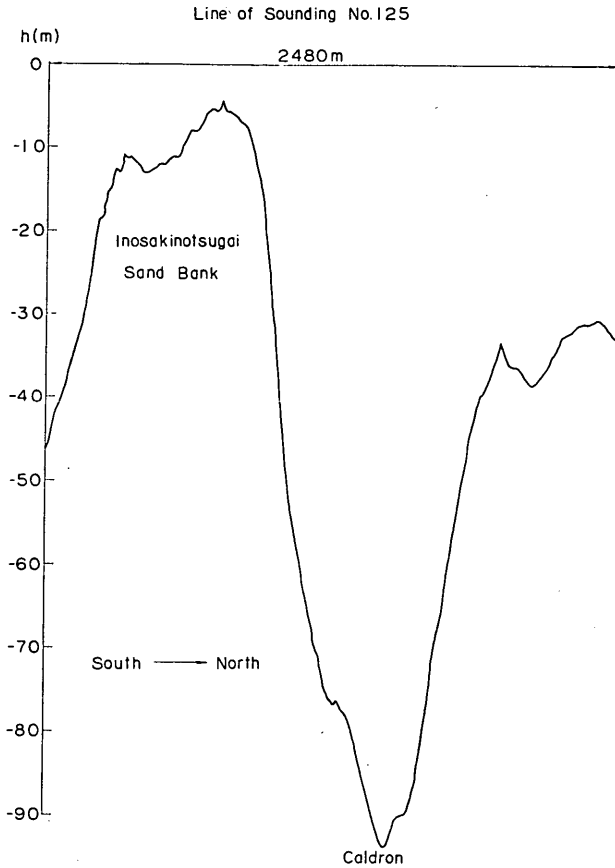


図 8-h イノサキノツガイ周辺の海底地形

の浅瀬の輪郭はほぼ水深20mの等深線によって表わすことができる。一方、与島と三ツ子島との間には双生児型海釜（西側イノサキノツガイ側の海釜については、 $h_{max} = -95m$ ,  $L \times B = 1.7 \times 0.8km$ ）があり、本島および黒鼻と牛島との間にも海釜（ $h_{max} = -85m$ ,  $L \times B = 2.9 \times 0.7km$ ）が存在している。

図 8-b~h は 図 8-a に示した南から北へ走る 7 本の測線に沿った音響測深記録である。測線 No. 13 (図 8-b) は黒鼻の中央部を通過しており、測線の南側は本島、牛島間にある海釜の西端付近にあっている。測線の北側は黒鼻にあっており、南北方向に平坦な部分は 2.4 で述べたサンドウェーブの頂部である。測線 No. 28 (図 8-c) は測線の南側で本島、牛島間の海釜の最深部を通過しており、最深部の水深は 85m である。測線 No. 50 (図 8-d) は、測線の南側が、本島、牛島間の海釜の東側端を通過しており、測線の北側がイノサキノツガイの最先端部（水深 30m）を通過している。測線 No. 80 (図 8-e) では、測

線の中央部でイノサキノツガイを通過しており、砂州上にサンドウェーブが発生しているのをうかがうことができる。測線 No. 90 (図 8-f) は測線の南側が、イノサキノツガイ先端と三ツ子島との中間点付近にあたる所でイノサキノツガイを通過している。測線 No. 110 (図 8-g) は南から、まず牛島東側の砂州を通り、続いてイノサキノツガイを通る。測線の北側は、与島、三ツ子島間にある双生児型海釜のうちの西側海釜の西端付近を通過している。測線 No. 125 (図 8-h) は、測線の南側でイノサキノツガイの三ツ子島側根元を通過しており、北側で、与島、三ツ子島間西側海釜のうちの最深部（水深 95m）を通過している。

本海域の全般的な地形は以上のようなものである。ただちにわかるようにイノサキノツガイの周辺海域の水深は大きく、三ツ子島の規模はイノサキノツガイの規模にくらべると非常に小さい。このような条件にもかかわらずイノサキノツガイが形成されたのはなぜであろうか。著者は



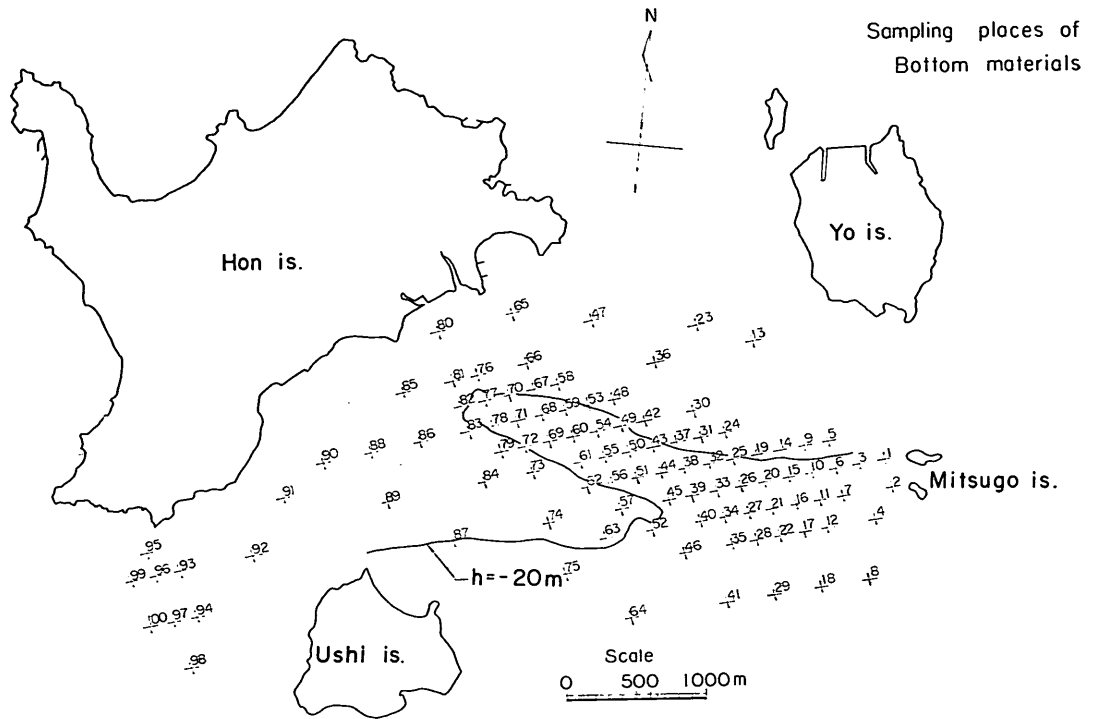


図9 底質採取箇所

この点について、本海域においては島々の配置状況や海釜の位置とその平面的な広がりの方からみて、おそらく上げ潮西流は本島の近くを通過して黒鼻の方へ抜け、下げ潮東流は黒鼻から、上げ潮流の場合より南側のコースを通過して三ツ子島の方へ流れる。このためにイノサキノツガイの所で砂が堆積するような条件が生じたのではないかと考えている。

### 3.2 調査区域における底質調査

本海域における底質の分布をみてみよう。図9には底質採取を実施した計100点の採取点が+印によって示されている。採取点はイノサキノツガイを中心として200~400mメッシュで分布している。底質採取は、円筒式ドレッジをサンプラーとして1974年7月に行なわれた。採取は数日間のうちに行なわれたが、特に大潮時小潮時また上げ潮時下げ潮時といった時に行なっているということはない。採取時期の相異による粒径変化は小さいと判断したためである。またサンドウェーブの上手側下手側、山、谷で粒径が異なるであろうが、採取位置がサンドウェーブのなかのどの位置にあたるかを特定することは容易ではない。また採取位置の間隔もサンドウェーブの波長より一オーダー広いものである。要するにここで述べる調査結果からは、サンドウェーブ一個内にお

る粒径変動を検討することはできず、ただ単にサンドウェーブが発生している付近一帯の粒径を知ることができるだけである。しかし本調査より、砂州や海釜内の粒径の変動を知ることは十分可能であり、以下その点について検討していく。

採取した100個のサンプルのうち5個のサンプルについては砂は含まれておらず、底質は石であった。石については、その粒径 $d_{50}$ を、石の最長辺の長さ $a$ と、最長辺に直交する二辺のうち短い方の辺の長さ $b$ とより $d_{50} = \sqrt{ab}$ として定めた。残りの95個のサンプルについてはふるい分け試験が実施された。

図10-a, b, cはそれぞれ $d_{50}$ ,  $d_{10}$ ,  $d_{90}$  ( $d_{50}$ ,  $d_{10}$ ,  $d_{90}$ はその粒径の所で通過重量百分率がそれぞれ50, 10, 90%にあたる粒径である)の分布図である。図10-aより次の諸点わかる。すなわち

- (1) 牛島東側の砂州の所は、 $d_{50} < 0.5\text{mm}$ の細砂(細砂とは粒径範囲が $0.05 \sim 0.25\text{mm}$ の砂のことである)及粗砂(同じく粒径範囲が $0.25 \sim 2\text{mm}$ の砂)となっており、シルト分(粒径範囲 $0.005 \sim 0.05\text{mm}$ )や粘土分(粒径範囲 $0.001 \sim 0.005\text{mm}$ )はほとんど含まれていない。なお牛島の西側もやはり島陰静穏部の浅瀬となっており、 $d_{50}$ は $0.5\text{mm}$ 以下となっている。

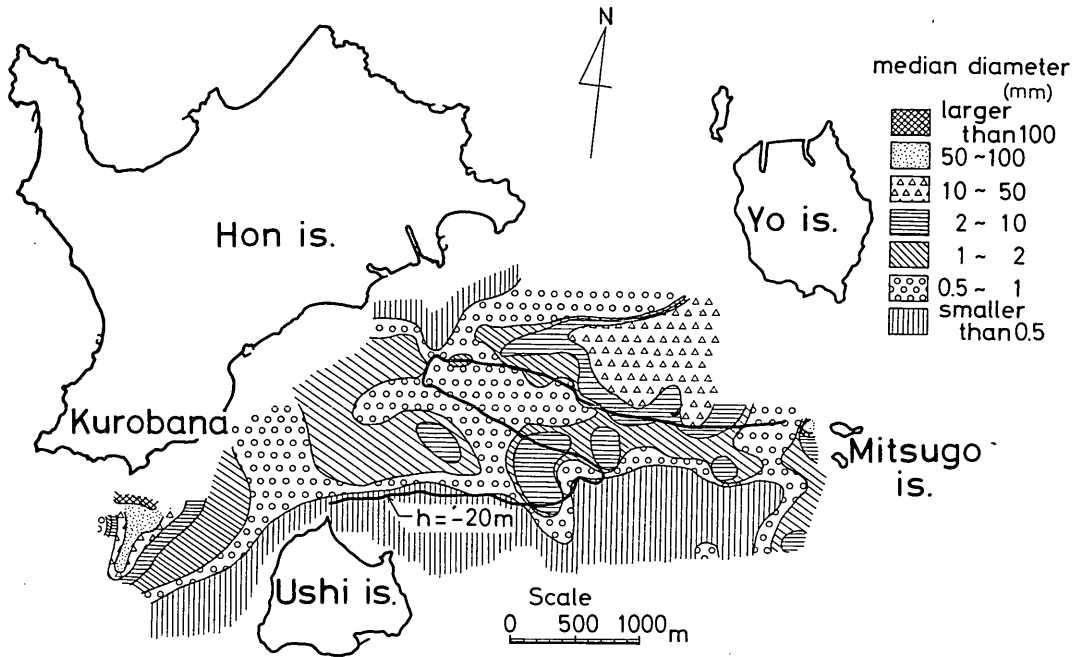


図 10-a 底質中央粒径 ( $d_{50}$ ) の分布図

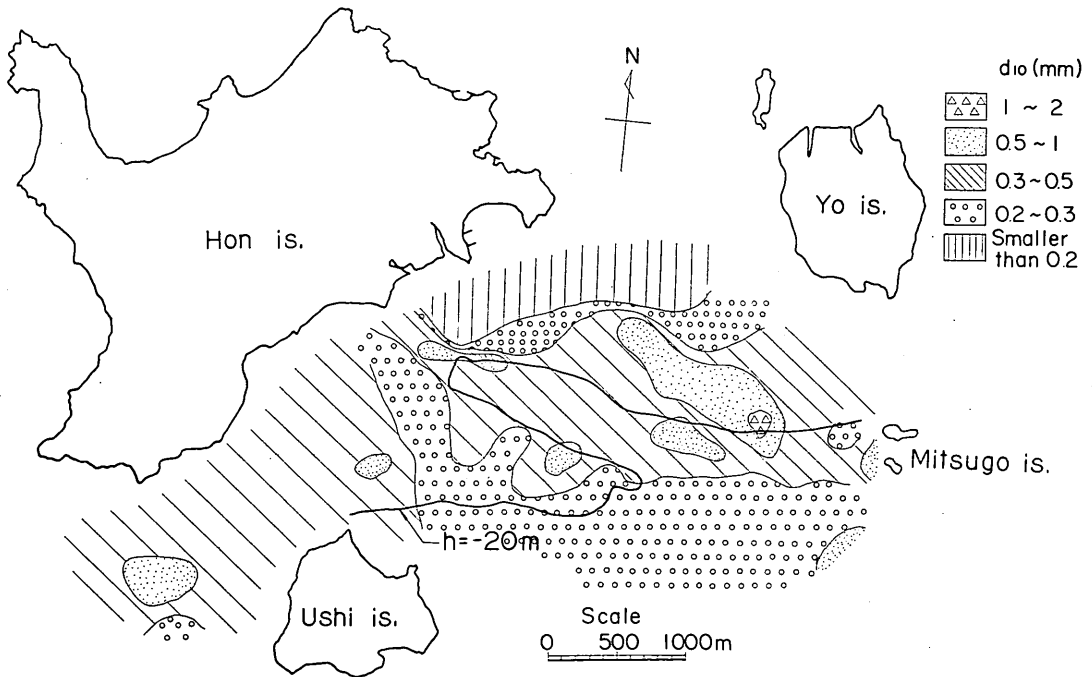


図 10-b 底質  $d_{10}$  の分布図

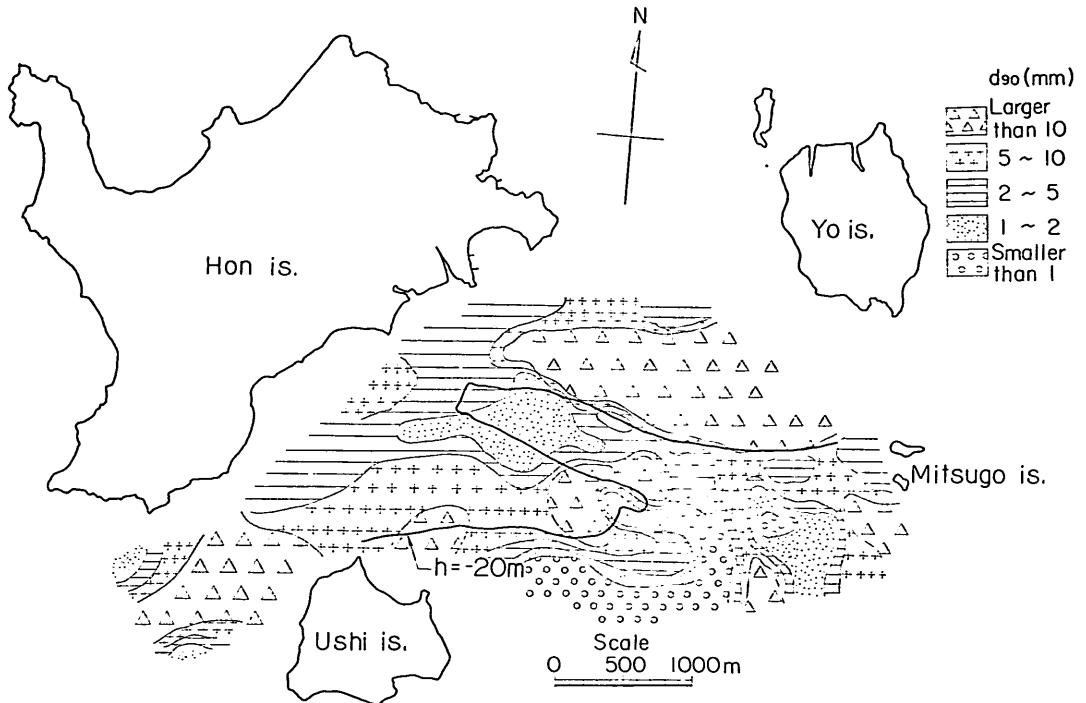


図 10-c 底質  $d_{90}$  の分布図

- (2) イノサキノツガイでは砂州先端の所で  $d_{50}$  が 0.5~1 mm であり，その南側（イノサキノツガイ先端と三ツ子島との中間点付近）では  $d_{50}$  が 1~10mm と粗くなっている。さらにその南側のイノサキノツガイ根元付近（三ツ子島の西側）では  $d_{50}$  が 0.5~10mm と広範囲にわたっている。なおイノサキノツガイにおいて採取された資料の中に含まれている石英粒は小粒で円磨されている。このことはこの区域の底質が活発に動いていることを示している。
- (3) 本島東部の南側海域の底質は  $d_{50} < 0.5\text{mm}$  と細かくなっている。なおこの海域より採取した底質には，シルト分や粘土分が含まれている。
- (4) 与島と三ツ子島間の双生児型海釜のうち西側海釜の所では， $d_{50}$  は 2~50mm と礫（粒径が 2 mm 以上のもの）になっている。また，海釜の所で採取された資料に含まれる石英粒は大粒で，あまり円磨されていないものである。一方，本島牛島間の海釜の所では，海釜の東側で  $d_{50}$  は 0.5~10mm とそれほど粗くはないが，黒鼻の近くでは資料の中に石も含まれ，急に粗くなっている。もっとも，黒鼻の付近でもサンドウェーブの発生している所では，2.4 でも報告したように  $d_{50} = 1.7\text{mm}$  となっている。

次に  $d_{10}$  の分布図（図 10-b）より次の二点がわかる。  
すなわち

- (1) 本島東部の南側海域で  $d_{10} < 0.2\text{mm}$  と， $d_{10}$  が一番小さくなっている。このことは， $d_{50}$  の分布図において，本海域から採取された資料の中にシルト分，粘土分が含まれていると述べたことと対応している。
- (2)  $0.2 < d_{10} < 0.3\text{mm}$  の範囲の砂が，イノサキノツガイの西側海域および牛島東側の砂州上に分布している。このことは，牛島東側砂州上より採取された資料が細かかったにもかかわらず，シルト分や粘土分が含まれていないことと対応している。またイノサキノツガイの西側海域より採取された底質資料が，細かい粒径成分について，牛島東側砂州上の底質と同程度の粒径のものであることは，牛島東側砂州を形成するために供給された細砂の一部がイノサキノツガイ西側海域から来たものであることを示唆しているのではなからうか。

さらに  $d_{90}$  の分布図（図 10-c）は次のように考察できる。すなわち，本島東部の南側海域では  $d_{90}$  が 2~5 mm となっており，牛島東側砂州上の底質が  $d_{90} < 1\text{mm}$  となっているのにくらべて粗い。このことは，本島東部の南側海域から採取される資料が，粒径の粗い部分に礫を

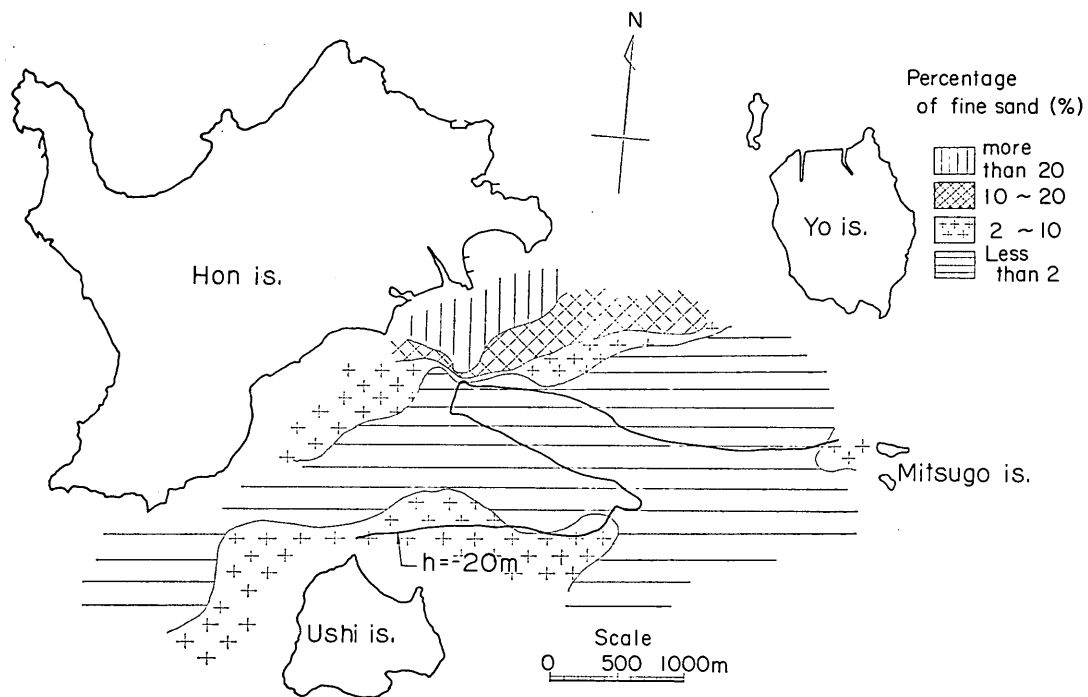


図 11-a 細砂と細砂より細かい成分の含有パーセンテージの分布図

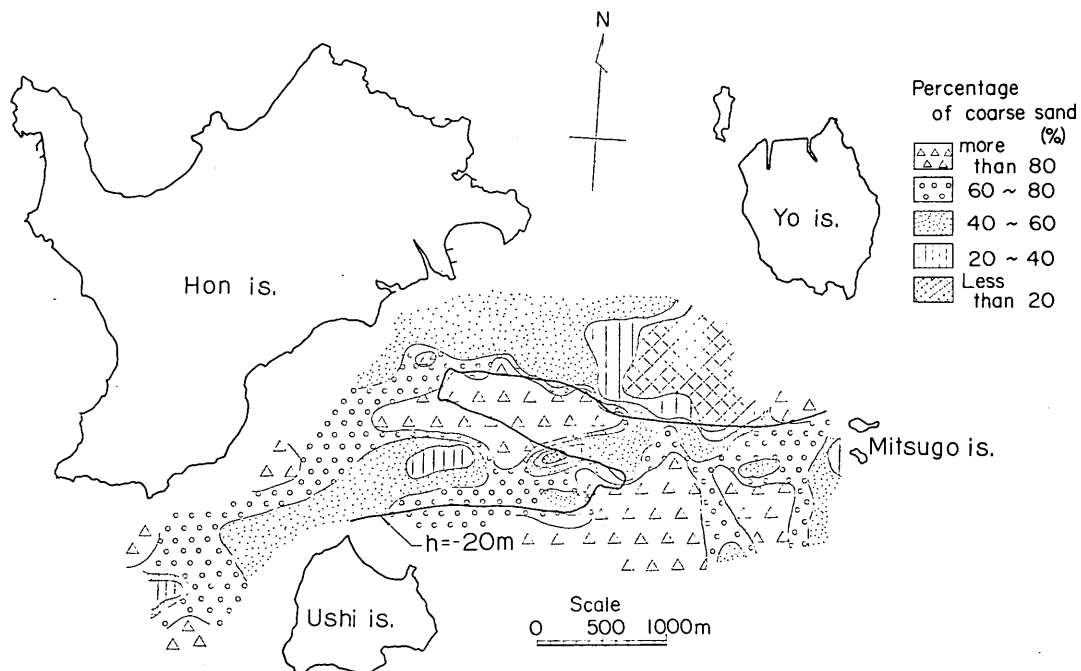


図 11-b 粗砂の含有パーセンテージの分布図

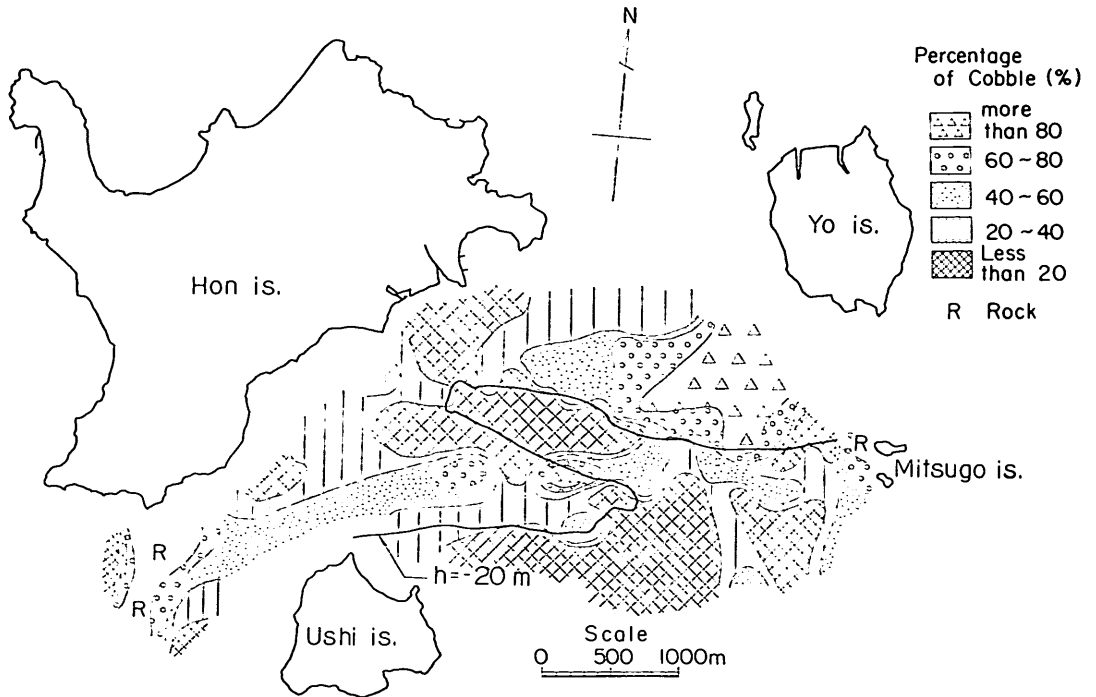


図 11-c 礫の含有パーセンテージの分布図

含んでおり、粒度分布が広範囲にわたっていることを示している。また、牛島東側砂州上の底質には礫分が含まれておらず、この海域の底質が比較的均一な細砂および粗砂から成りたっていることを示している。

図 11-a, b, c に示すのは、それぞれ、資料中に含まれる細砂と細砂より細かい成分 ( $d < 0.25\text{mm}$ )、粗砂 ( $0.25 < d < 2\text{mm}$ )、礫 ( $d > 2\text{mm}$ ) の含有パーセンテージである。但し細砂と細砂より細かい成分の分布について、シルト分、粘土分が含まれているのは、本島東部南側海域における底質だけで、他の海域の底質については、これがそのまま細砂分の含有パーセンテージを表わすものと考えてさしつかえない。

まず細砂と細砂より細かい成分の分布図 (図 11-a) によると、本島東部南側海域の底質だけが、シルト分、粘土分を含んでいることの影響を受けて 10% 以上の含有パーセンテージを示している。他の海域の底質については、いずれも細砂の含有パーセンテージが 10% 以下である。粗砂の含有パーセンテージの分布図 (図 11-b) によると、含有パーセンテージが 60% 以上を示す箇所は、この海域の大部分を含んでいる。60% 以下となる箇所の主なものは、本島東部南側海域の泥質細砂の区域、与島三ツ子島間の海釜における礫質の区域である。礫分の含有パ

ーセンテージの分布図 (図 11-c) によると、含有パーセンテージが 60% 以上となっているのは、与島三ツ子島間の海釜の所と、黒鼻サンドウェーブのすぐ東側の所だけであることがわかる。

図 12 に示すのは、ふるい分け係数  $S_0$  ( $S_0 = \sqrt{d_{75}/d_{25}}$ ) の分布図である。本図は次のように考察することができる。すなわち

- (1)  $1 < S_0 < 2$  の範囲は、牛島東側砂州の所、イノサキノツガイの本島側先端部、与島三ツ子島間の海釜の所と三箇所にわたって存在している。与島三ツ子島間の海釜の所は別として、他の二箇所で  $S_0$  が小さいのは、砂がふるい分けられて、粒度の細かい成分がそれらの箇所に集ってきていることを示している。
- (2) 三ツ子島西側のイノサキノツガイ根元部では  $S_0 > 2$  となっている。このことは、この区域が幅広い粒度構成を持ち、イノサキノツガイ先端の所や牛島東側砂州への砂供給源となっていることを示すものである。
- (3) 本島東部南側海域では、 $S_0 > 2$  と  $S_0$  が大きくなっている。このことは、この箇所の砂が、シルト分や粘土分を含むと共に礫分をも含む広い範囲の粒度構成をもっていることと対応している。

以上述べてきたことを、各区域における代表的な底質

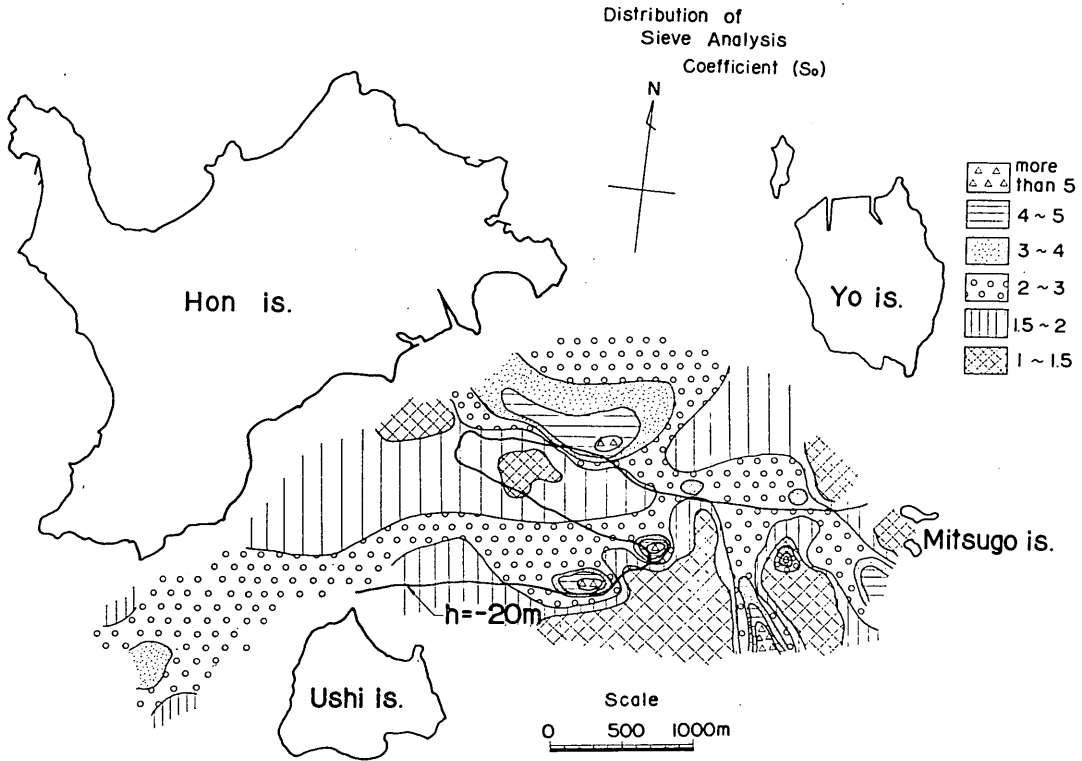


図 12 ふるい分け係数  $S_o$  の分布図

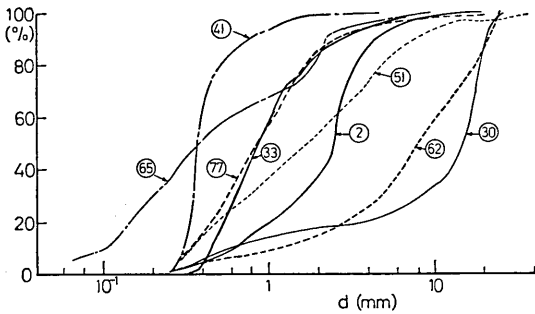


図 13 代表的な底質の粒径加積曲線

サンプルの粒径加積曲線を比較することによって再整理してみよう (図13)。図13にあげてあるのは図9に示すサンプル採取箇所番号 2, 30, 33, 41, 51, 62, 65, 77において採取された底質の粒径加積曲線である。それぞれ、No. 2は三ツ子島のすぐ西側、イノサキノツガイ根元における底質、No. 30は与島三ツ子島間の海釜における底質、No. 33はイノサキノツガイと牛島東側砂州との分岐部における底質(図10-aに示す  $d_{50}$  の分布図でイノサキ

ノツガイ中間点付近の粗砂部より南側の海域にあたる)、No. 41は牛島東側砂州上における底質、No. 51はイノサキノツガイ先端と三ツ子島との中間点付近における底質 ( $d_{50}$  の分布図でイノサキノツガイ中間点付近の粗砂部にあたる)、No. 62はイノサキノツガイ中間点付近で本島牛島間の海釜を通りぬけた下げ潮流がイノサキノツガイにのりあげて底層における流速が大きくなる地点付近における底質、No. 65は本島東部南側海域におけるシルト分や粘土分を含んだ泥質砂が採取される付近の底質、No. 77はイノサキノツガイ先端付近における底質である。

図13によると、No. 2の底質は、0.2~20mmの範囲で幅広い粒度分布を持っており、 $d_{50}$ も8個のサンプルのうちの中点付近のものである。No. 51の底質はNo. 2とほぼ同じ程度の粒径加積曲線である。一方、No. 30, 62の底質は、粒径の粗い方に偏した粒度構成となっている。また No. 33, 41, 77の粒径加積曲線は粒径の細かい方へ偏した粒度構成となっており、特に No. 41の底質が最も粒径が細かく、しかも均一な粒度構成となっている。さらに No. 65の底質は、 $d_{50}$ がNo. 41の底質と同程度と細かいが、0.2mm以下の成分を30%含み、

備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

さらに1mm以上の成分も約30%含む幅広い粒度構成をもっている。本図において注目すべきは、No. 65を除いた他の7個のサンプルがすべて0.2~30mmの範囲で粒度構成を持っているのに対し、No. 65のサンプルだけが0.2mm以下の成分を30%も持っていて、他のサンプルと異なった粒度構成を持っていることである。このことはNo. 65のサンプルのうちの粒径が細かい成分は、他のサンプルと違った起源を持つことを示している。

図14は調査対象地域の地質を香川県地質図より調べた

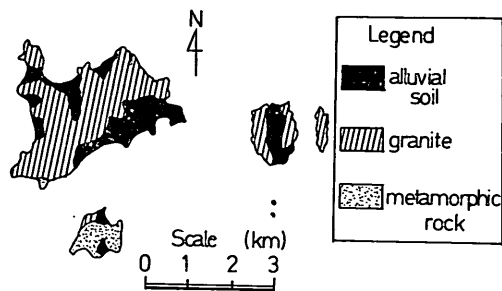


図 14 調査区域の地質

結果である。これによると本区域の地質は三種類より成

っている。「alluvial soil」となっているのは、現世の沖積地堆積物、新期扇状地堆積物であり、砂・礫および粘土より成る。「granite」となっているのは、本地域の基盤岩を形成している領家花崗岩類であり、黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩より成っている。「metamorphic rock」とは古生代の領家変成岩類であり、雲母片岩および縞状片麻岩より成っている。本図で注目すべきは本島の東南部を現世の砂、礫および粘土がおおっていることである。底質の粒度分析の際にしばしば述べたように本島東南部南側海域の底質は泥質砂であるが、本海域の底質は本島東南部にある沖積堆積物が兩触によって洗い出されて海中に入り、静穏部に堆積したものと推定される。本島東南部南側海域の底質は、星野・岩淵<sup>13)</sup>が述べた沙弥島層（青粘土層）であるとも考えられるが、著者は、泥質砂の得られる範囲が局所的であることから、本島よりの排出土砂であるとした方が妥当であると考えている。

以上を総括して、イノサキノツガイおよび牛島東部の砂州の部分における底質の移動状況は図15のように推定できる。すなわち、三ツ子島付近の底質は、細砂・粗砂・礫よりなる広い粒度構成をもった底質であり、それがイノサキノツガイ先端の方へ運ばれる。この底質移動は、

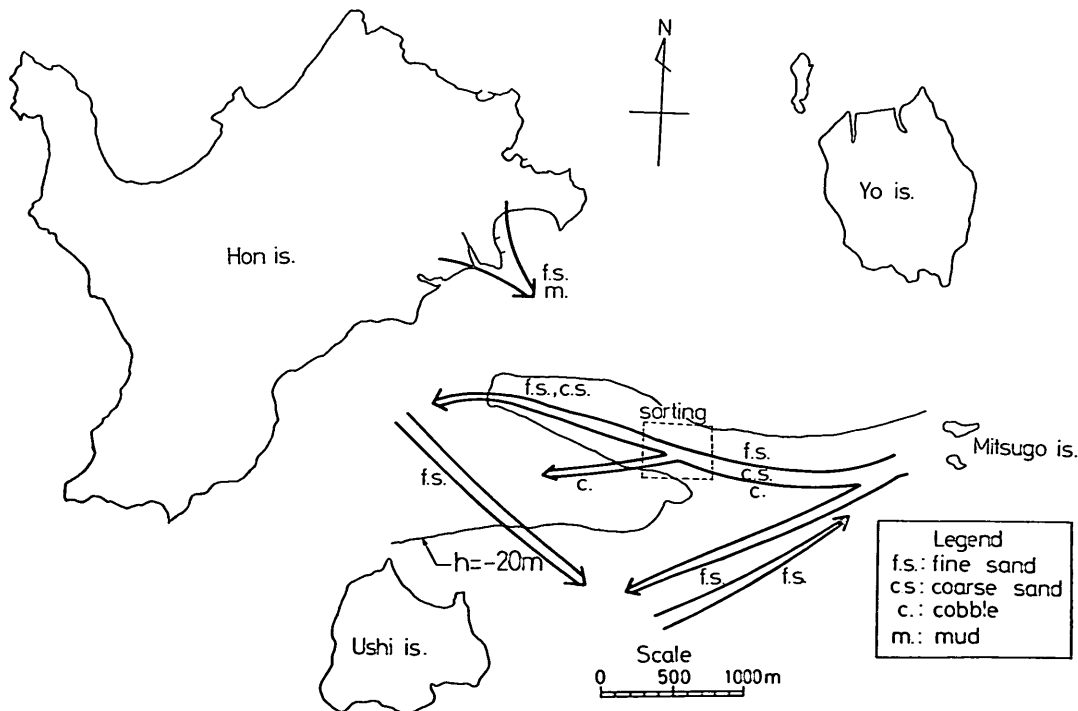


図 15 底質移動状況の推定図

イノサキノツガイの地形の所で論じたように、本海域において北部で上げ潮流が卓越しており、南部で下げ潮流が卓越していると考えられるために底質のジグザグ運動となって起るのであろう。イノサキノツガイと牛島東側の砂州との分岐部付近へ運ばれた底質は、この付近の底層における潮流流速が非常に速い(このことは4.において裏づけられる)ためにふるい分け作用をうける。礫分はこの付近にとどまるか、又はこの区域の西側へ若干の距離を運ばれる。一方細砂分および粗砂分はイノサキノツガイ先端の方へ運ばれる。牛島東側の砂州を形成しているのは、イノサキノツガイ先端付近より主として下げ潮流によって運ばれる細砂、粗砂のうちの細かい成分と、三ツ子島付近から直接運ばれる細砂、粗砂のうちの細かい成分なのであろう。牛島東側砂州の所に堆積した細かい砂は、その一部が主として下げ潮流によって三ツ子島付近へ運ばれる。一方本島東南部より雨触によって侵食され運ばれた泥質砂は、本島東部の南側海域(静穏部)に堆積する。

なお、海底砂州上において上げ潮流が下げ潮流にくらべて卓越する領域と、逆に下げ潮流が上げ潮流にくらべて卓越する領域とが共存するという指摘は Canada Fundy 湾の Minas Basin における砂州について、Klein が行っており<sup>10)</sup>、合衆国 Vineyard Sound の Middle Ground (砂州)については Smith が行っている<sup>10)</sup>。イノサキノツガイ砂州においても、本節における推察だけにとどまらず、4.における潮流観測でもこのような上げ潮流の卓越した領域と下げ潮流の卓越した領域とが共存

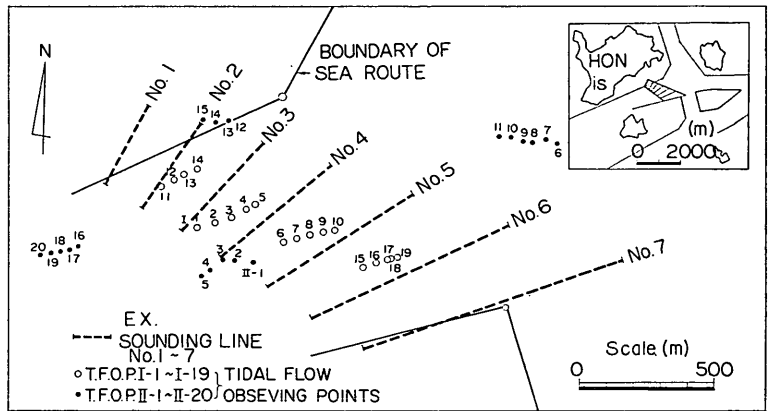


図 16 測量定線と潮流観測地点

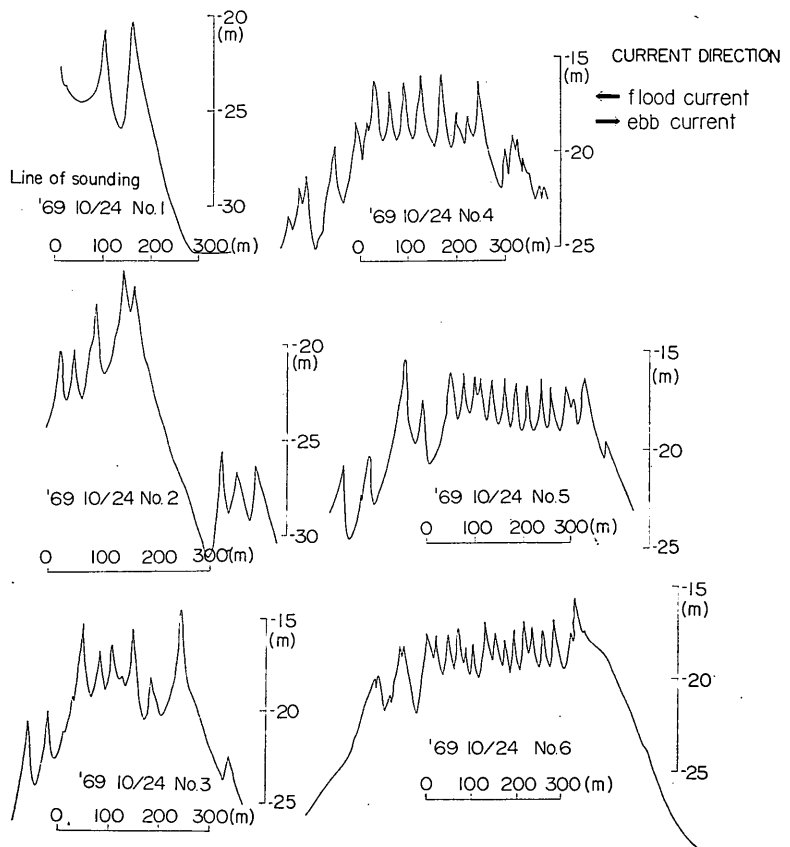


図 17-a 定線上の音響測深記録



していることが指摘される。このことから考えると、潮流におけるこのような現象は小さな島の背後に細長くのびた海底砂州上ではかなり普遍的に指摘される現象のようである。海底砂州があるから潮流にこのような現象が現われるのか、それとも潮流についてこのような現象があるから海底砂州が形成されるのかは難しい問題であるが、著者は、「海釜などの海底地形や陸上地形の影響によって、上げ潮流の卓越した領域と下げ潮流の卓越した領域が共存してでき、そのために海底砂州が形成されるのではないか」と考えている。

### 3.3 サンドウェーブの形態

続いて本海域において実施された定線測量結果をもとにしてサンドウェーブに対する考察を深めていこう。

図16に本海域で行なわれた定線深浅測量、流速計を用いた底層における潮流観測の実施箇所が示されている。このうち定線上の定期的な深浅測量（測量した定線は

No. 1~7）は1968年6月~1971年5月に計12回実施された。

まずサンドウェーブの形態について考察してみよう。図17-a, bには、1969年10月と1971年5月における定線深浅測量の結果が測線 No. 1~6 について示されている。測線 No. 7 の所ではサンドウェーブは存在していなかったので、本図には示していない。なお図10-a と 図16 を対照するとわかるように、測線 No. 7 はイノサキノツガイ先端部と三ツ子島との中間付近、底質が粗粒になっている所にあたる。前にも述べたように、この粗粒部では、底層における流速が非常に速いと考えられる。このことは底層における流速がある限度以上より速くなっていて、底質が礫になっている所ではサンドウェーブが存在しないことを示すものであろう。図17-a, b を対照すると、測深を行なった時期が異なるにもかかわらず、深浅測量の測線を厳密に同一にとれなかったために生じたと考えられる小さな誤差を除いて、個々の

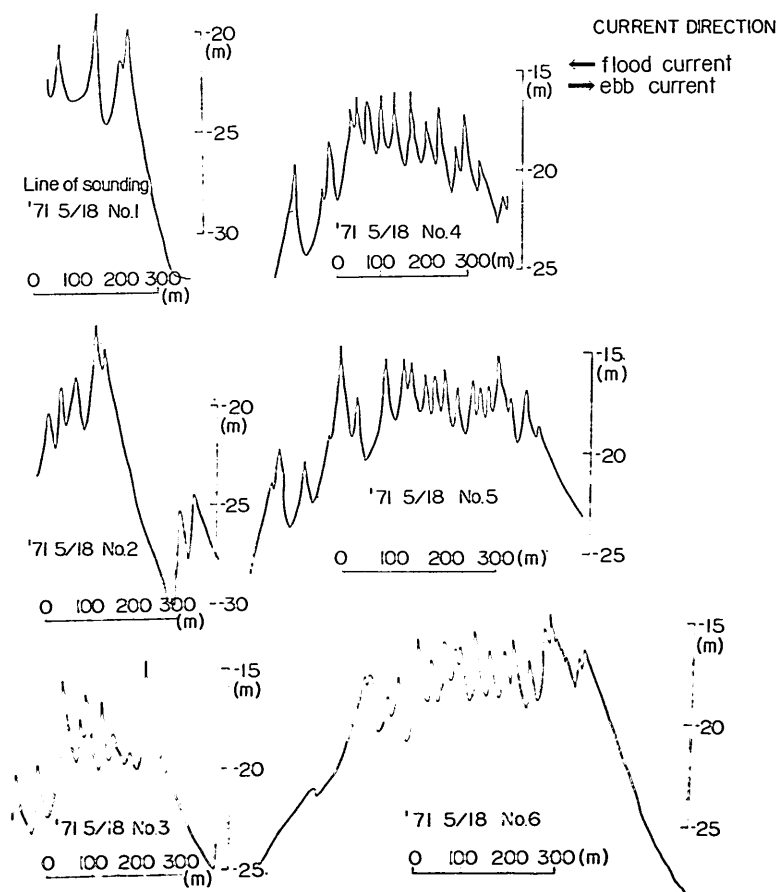


図 17-b 定線上の音響測深記録

のサンドウェーブを容易に対応づけることができる。このことから、サンドウェーブは一度形成されるとその形態は比較的時間的に変動しないことがわかる。また同図より、サンドウェーブがイノサキノツガイ（測線 No. 6 の所）幅約600m、測線 No. 1 の所）幅約400m）の上に形成されていること、砂州の斜面上にはスケールの大きな非対称形のサンドウェーブが形成されるが、砂州の頂部には対称形の比較的小スケールのサンドウェーブが形成されていることがわかる。実験水路内において砂面上に一方流れを流すと、斜面上や斜面を登りきった所で砂漣や砂堆が発達しやすいことは容易に観察できることであり、その場合にも斜面上においてサンドウェーブのスケールは大きい。

さて潜水夫が本海域の海底を観察した記録によると、砂面上には波長50~100cm、波高数cmの砂漣が多数存在しているとのことである。このように砂州の上にサンドウェーブが存在し、サンドウェーブ

ープの上に砂漣が存在しているという階層性が海底地形にあてはまるということに著者は深い興味を抱くものである。余談であるが水理学においては、移動床上に一方方向流れによって形成される地形を平坦地形の他に交互砂州、砂堆、砂漣というように分類し、交互砂州は水路幅によってそのスケールを決定される地形、砂堆は水深によってそのスケールを決定される地形、砂漣はそのスケールが底質粒径によって影響される地形とそれぞれ階層をたがえて定義している<sup>17)</sup>。従来あまり指摘されていないことであるが、砂漣や砂堆は交互砂州という一次地形の起伏に水流がのりあげたような所に発生しやすいのではなからうか。なお、Yalin<sup>18)</sup>によると、一方向の開水

路流れによって形成される砂漣の波長 $\lambda$ は $\lambda=1000d$  ( $d$ は底質粒径)によって示されると指摘されており、本地域の底質粒径を調査結果にもとづいて $d=0.70\text{mm}$ と仮定すれば、 $\lambda=70\text{cm}$ となり観測結果とよく一致する。

なお、Raudkivi<sup>14)</sup>は水深51~183mの所に発生した $\lambda=900\text{m}$ 、 $d=18\text{m}$ のサンドウェーブについて、 $d/h=1/5\sim 1/10$ であるから、海底に発生するサンドウェーブは水理学上の分類に従うと砂漣に属すると指摘しているが、本来砂漣はそのスケールが底質粒径に関連して定まる小スケールのものであり、Raudkiviの指摘は疑問であると著者は考えている。

表 1 水深、サンドウェーブの波長、波高 (1971年5月測深、単位 m)

測 線	平均水深 $\bar{h}$	水深の 標準偏差 $\sigma_h$	サンドウェーブの平均波長 $\bar{\lambda}$	波長の 標準偏差 $\sigma_\lambda$	サンドウェーブの平均波高 $\bar{d}$	波高の 標準偏差 $\sigma_d$
No. 1	24.9	3.7	84.0	6.0	3.8	0.7
No. 2	23.0	3.7	52.3	51.3	3.4	1.4
No. 3	19.8	2.2	35.7	14.7	2.7	2.0
No. 4	19.7	2.1	32.4	9.3	2.6	1.0
No. 5	19.0	2.2	31.6	16.9	2.6	1.7
No. 6	19.8	3.1	32.0	10.7	2.6	1.3
No. 7	19.0	2.4	—	—	—	—

定線深浅測量記録から、No. 1~7について水深 $h$ 、サンドウェーブの波長 $\lambda$ 、波高 $d$ を求め、各測線についてそれらの平均値と標準偏差を示したものの一例が表1である。なお、 $\lambda$ と $d$ の読みとりには、測量記録よりサンドウェーブと判断されるものだけを読みとり、砂州と思われる波長数百メートルの変動や、波長1~2mの小スケールの変動は読みとり対象としなかった。また、図7と図16とを対照すると、測線とサンドウェーブの峰線とが斜交していることがわかる。したがって音響測深記録から読みとられる $\lambda$ は実際より過大になっているため、測線と峰線とが直交した場合に相当するように補正して表1に記載してある。

表1よりNo. 1測線よりNo. 7測線へと、 $h$ 、 $\lambda$ 、 $d$ が減少していることがわかる。また、イノサキノツガイにおいては、航路掘削当初は埋没が心配されたが、 $h$ 、 $\lambda$ 、 $d$ は平均値、標準偏差とも測量期間(1968年6月~1971年5月)を通じてほぼ一定であり、顕著な埋没は発生していなかった。このことから、イノサキノツガイ地区は、土量的に本調査のような二、三年間のスケールではほぼ平衡状態にあると考えられる。(後述するようにイノサ

キノツガイにおいては、砂の輸送はかなり活発であると判断される。したがって、本地域は動的平衡状態にあることになる。)

図18-a, bは、測線No. 1~6について測線ごとの平均水深 $h$ と平均波長 $\lambda$ との関係を示した図、 $h$ と平均

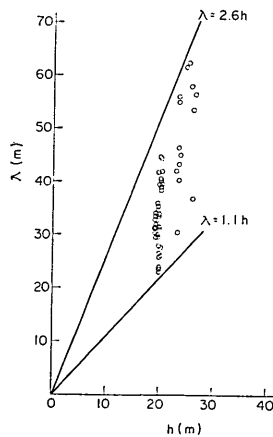


図 18-a 水深( $h$ )~サンドウェーブの波長( $\lambda$ )

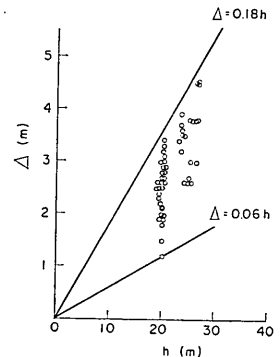


図 18-b 水深( $h$ )~サンドウェーブの波高( $d$ )

波高  $d$  との関係を示した図である。本図によると,  $\lambda=1.1\sim 2.6h$ ,  $d=0.06\sim 0.18h$  となっている。なお, 本座・奈須が備讃瀬戸東部で得たデータ<sup>2)</sup>を同様に整理してみると,  $\lambda=1.4\sim 4.4h$  となった。また, イノサキノツガイにおいて,  $d/\lambda$  は 0.075 とほぼ一定であった。

### 3.4 サンドウェーブ形成に関する水理学的試算

サンドウェーブの特性を把握するために, 潮流による砂輸送が河川のような一方向流れによる土砂輸送に近似されるとして, 若干の水理学的な計算を行なってみよう。しかし, 潮流による漂砂輸送は, 河川のような流れによる土砂輸送とは種々の点で異なると予想され(例えば, 潮汐現象は一種の長周期波であるから, 潮流流速の鉛直分布は河川のような流れと違って, 一様分布に近いと予想されるという点), したがって以下の計算はあくまで試算であることを念頭におき, 今後潮流による漂砂現象についての調査を重ねていくことによって修正していくべきものであることを承知しておかねばならない。

いまマニングの粗度係数  $n=0.020\text{sec}/\text{m}^{1/2}$ , 断面平均流速  $\bar{v}=2\text{ノット}=1.03\text{m}/\text{sec}$ , 径深  $R=20\text{m}$ , 底質粒径  $d=0.70\text{mm}$  と仮定する。すると, エネルギー勾配  $I_e$  はマニング則 ( $\bar{v}=\frac{1}{n}R^{2/3}I_e^{1/2}$ ) より,  $I_e=7.8\times 10^{-6}$  となる。(本海域において大潮潮流最強時に水面勾配の測定を行なった結果では, 東流時について  $I_w=9.1\times 10^{-6}$ , 西流時について  $I_w=12.8\times 10^{-6}$  であり, 算出した  $I_e$  の値とオーダー的には一致している。)したがって, 摩擦速度  $u_*$ , 無次元掃流力  $\tau_*$ , 砂粒レイノルズ数  $\frac{u_*d}{\nu}$  は, それぞれ

$$u_*=\sqrt{gRI_e}=3.91\text{cm}/\text{sec}$$

$$\tau_*=\frac{u_*^2}{\left(\frac{\sigma}{\rho}-1\right)gd}=0.142$$

$$\frac{u_*d}{\nu}=27.4$$

となる。 $\tau_*=0.142$  は, 砂漣や砂堆が顕著に発達し, 流砂量が急激に増加していく領域にあっている<sup>17)</sup>。したがって調査区域においては潮流最強時にはかなり活発な砂移動が起っていると推定される。

イノサキノツガイにおいては水深が河川の場合に比してかなり大きいために, 河川での観測結果, 実験水路内での一方向流れによる移動床実験結果より得られた河床形態の領域区分図を用いるのは疑問が多いのであるが, 一応潮流によって発生したサンドウェーブが河川でいどの領域の河床形態にあたるかを検討してみる。芦田・道上の提案している河床形態の領域区分図<sup>10)</sup>を用いると, イノサキノツガイ地区のサンドウェーブは Lower

Regime (砂漣・砂堆)の形態に属すると考えられる。ここでイノサキノツガイにおけるサンドウェーブが砂漣の範ちゅうに入るものではないことは, 次の三点より明らかである。すなわち

- (1)  $\lambda=1000d$  としてそのスケールをみつめられる砂漣が波長数十mにも達するとは考えられない。
- (2) 潜水観察によっても, サンドウェーブの上に砂漣がのって発生しており, サンドウェーブと砂漣とは全然別の範ちゅうに入る形態と考えられる。
- (3) 移動床実験においても,  $\frac{u_*d}{\nu}<20$  の場合には砂漣,  $\frac{u_*d}{\nu}>20$  の場合には砂堆が発生するとされているが<sup>17)</sup>, イノサキノツガイにおける砂粒レイノルズ数は27.4と20以上の値となっている。

したがって, イノサキノツガイ地区のサンドウェーブは, 水深によってそのスケールを規定される砂堆であると結論づけられる。

ここで注目すべきは, 水深が海洋にくらべて小さい, 河川や移動床水路の場合は砂漣と砂堆のスケールが明確に分けられるほどの差がないことが多いが, 海洋では水深が大きいために, 砂漣と砂堆のスケールが明確に分けられるほど差異があることである。この点は, 海洋において移動床上の現象を研究する際の利点といえよう。

そこで Yalin による砂堆のスケール算定式<sup>18)</sup>を用いてサンドウェーブの諸元を計算してみると,  $\lambda=5h$ ,  $d=\frac{h}{6}(1-\tau_c/\tau_0)=0.13h$  (ここで  $\tau_c$  は移動限界河床せん断力,  $\tau_0$  は河床せん断力である) となる。この試算された値は,  $\lambda$  については 図 18-a に示した実測値より大きな値を与えるようであるが,  $d$  については 図 18-b に示した実測値とほぼ一致している。

### 3.5 サンドウェーブが発達した地形の統計的構造

一方向流れによって移動床上に生じるサンドウェーブの統計的構造について, Hino<sup>20)</sup> は, サンドウェーブが発達した地形のスペクトル構造が波数と砂礫の安息角とによって次元解析から決定され, スペクトル密度は波数の-3乗に比例するとしている。

図 19, 図 20-a, b, c は, No. 3, 4, 6 測線について, 測深記録より 5m 間隔で水深を読みとり, パワースペクトルを計算した結果である。(ここで  $k$  は波数,  $F(k)$  は各波数に対応したスペクトル密度である。なお 図 19 は, スペクトルの統計的構造が把握しやすいように  $\log\{F(k)\}\sim\log(k)$  を座標軸にとって表示してあり, 図 20-a, b, c は, スペクトルのピークが見出しやすいように  $k\cdot F(k)\sim\log(k)$  を座標軸にとって表示してある。) スペクトルの斜率の算定にあたっては, 測線とサンドウェーブ峰線との斜

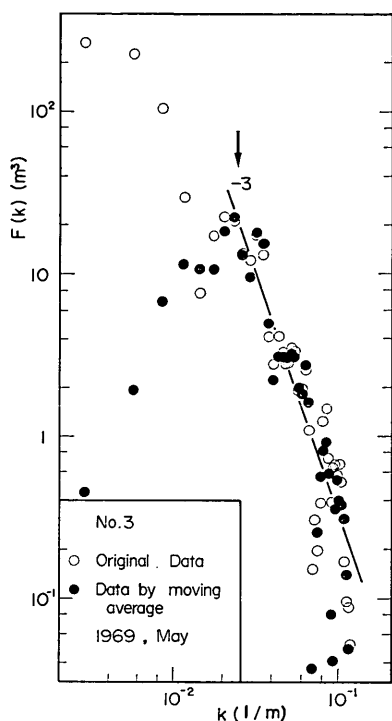


図 19 サンドウェーブが発達した地形のスペクトル解析結果

交を考慮して No. 3, 4, 6 測線について読みとり間隔が実際には各々 4.4, 4.6, 4.9m であるものとして計算が行なわれた。自由度は約 5 と低い。

図 19 において、図中の白丸は読みとった水深データ  $h_i$  をそのままスペクトル解析した結果であり、黒丸はサンドウェーブより長い波長を持った砂州の影響を除くために、 $\tilde{h}_i = h_i - \bar{h}_i$  ( $\bar{h}_i$  は  $h_i$  のデータに 13 項の移動平均を施したもの) を求め、 $\tilde{h}_i$  をスペクトル解析した結果である。図から、 $k > 0.023 \text{ m}^{-1}$  において  $-3$  乗則が成立していることがわかる。

図 20-a, b, c には、 $h_i$  をスペクトル解析した結果だけを示してある。図によるとスペクトルのピークは、No. 3 測線について  $k_p = 0.023 \text{ m}^{-1}$  ( $k_p$  の逆数をとるとピークは波長  $\lambda_p = 43 \text{ m}$  にあたる) 又は  $k_p = 0.031 \text{ m}^{-1}$  ( $\lambda_p = 32 \text{ m}$ , ここでは No. 3 測線についてピークが二つあるとしたが、二つのピークをあわせて、ピークが一つと考えてもよいと思われる)、No. 4 測線について  $k_p = 0.028 \text{ m}^{-1}$  ( $\lambda_p = 36 \text{ m}$ )、No. 6 測線について  $k_p = 0.015 \text{ m}^{-1}$  ( $\lambda_p = 67 \text{ m}$ ) 又は  $k_p = 0.045 \text{ m}^{-1}$  ( $\lambda_p = 22 \text{ m}$ ) となっている。図 1 に示したような音響測深記録から目視で個々のサンドウェーブの波長を読みとった結果は、No. 3 測線について  $\bar{\lambda} = 45 \text{ m}$ 、No. 4 測線について  $\bar{\lambda} = 37 \text{ m}$ 、No. 6 測線について  $\bar{\lambda} = 24 \text{ m}$  となっている。No. 6 測線における

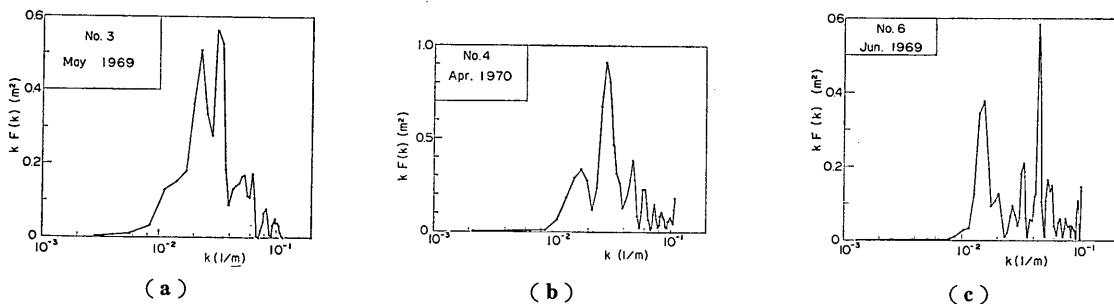


図 20 サンドウェーブが発達した地形のスペクトル解析結果

$k_p = 0.015 \text{ m}^{-1}$  のピークを除いては、スペクトルのピークは目視による波長の算定結果とほぼ一致している。

#### 4. イノサキノツガイにおける潮流調査

##### 4.1 潮流調査の意図

結論においても述べたように、サンドウェーブは、外力たる潮流と海底地形との相互作用の結果形成され、定常状態に達するものであるから、著者は、サンドウェーブの形成機構を検討していく上でまず潮流の状況を調べ

てみようと考えた。もっとも現在の潮流は現在の地形の影響を受けているわけであり、現在の潮流の状況を調べたからといって、それからサンドウェーブの発生機構を論ずることはできない。しかし、サンドウェーブ形成の発生発達過程を考えていく上で、現在の潮流の状況を調べておくことが重要なことは言うまでもないことであろう。以下本章においては、潮流に関する調査結果について述べる。

さてサンドウェーブは、漂砂量が空間的、時間的に一

様でないことによって生じるものである。砂を運ぶ力の指標たるせん断力は大部分レイノルズ応力からなり、レイノルズ応力は乱れにその起因を持つものであることを考えると、サンドウェーブの形成機構を検討していく上で、潮流乱れの空間的、時間的な変動状況を調べていくことは不可欠である。しかし、乱流というものは、あくまでも平均流があつての乱流であるので、潮流調査はまず平均流の状況に関する調査、続いて乱流に関する調査と進めていく必要がある。また乱流についても、乱れの強さといった観点からの調査と共に、本調査はサンドウェーブの形成機構に関連した調査であるから乱れの空間的、時間的な変動にも着目しなければならない。従ってマクロな乱れの構造といった観点からも調査を進めていき、それとサンドウェーブとの関連を検討していくこととした。

具体的な調査項目としては、例えば①潮流の流速、流向の鉛直分布の測定、②サンドウェーブの山や谷、上手側斜面上や下手陰側斜面上といったサンドウェーブ断面内の数箇所における流速、流向の測定といったことも考えられる。しかし、海洋上しかも航路中において調査を行なわねばならず、固定式の塔を調査地点に設置することが困難であるという拘束があつたために、潮流調査は次の二種類が実施された。すなわち、①イノサキノツガイにおける潮流の全般的な様相をみるための調査として、多数の流下フロートを飛行機からカラー写真で撮影し、フロートの流下状況や写真に映っている潮流にかかわる情報から水表面における潮流の状態を把握する方法と、②潮流の内部構造を詳細に測定していくための調査として、海底上50cmの箇所に流速計を設置し、潮流の流速、流向、潮流乱れの状況を測定する方法とである。また前者の調査は表面流の調査に、後者の調査は底層流の調査にもなっている。

## 4.2 表層における潮流の調査

### 4.2.1 調査方法

本節で述べるのは、飛行機より撮影したフロートの写真より潮流の状況を把握しようとした調査についてである。調査は1973年10月に行われた。調査時は大潮であり、上げ潮西流について調査が実施された。天候は晴、無風であり、波はほとんどなかった。

さて、フロートを用いて行われる潮流調査では、フロートが風などの他の要因によって動かされず、流れだけによって動かされることが必要である。そのために、調査の前に予備テストを行ない、フロートの移動状況についての観察からフロートが流れだけによって移動するこ

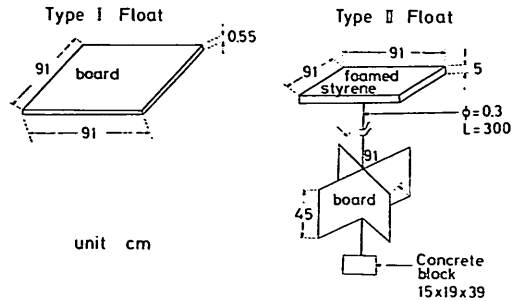


図 21 潮流観測に用いたフロート

とを確認し、そのサイズを決めた。その結果フロートはI型フロート(100個)とII型フロート(20個)の二種類製作した。図21に示すようにI型フロートとしては、肉厚5.5mm、91cm四方の合板で表面流に従って移動すると考えられるものが採用された。II型フロートは、肉厚50mm、91cm四方の発泡スチロール板の下に抵抗板、コンクリートブロックをとりつけて、ほぼ水面下約3.3mの箇所における流れに従って移動すると考えられるものである。なお、フロートは数種類の色にぬり分けられており、カラー写真による判別が容易に行なえるようにしてある。

写真によってフロートの流下状況を調べるためには、写真の中に固定された標識を写しこむ必要がある。このため、調査にあたって図23-a, bに示すようにS1~S8(アンカーで固定した漁船)、B3~B6(航路標識用のブイ)、L1(灯台)、C1(防波堤)といった標識が海上に設定された。各標識の位置は船位測定機Hi-Fixによって測定され、相互間の距離が決定された。

現地調査終了後、フロート、固定標識の位置の座標は、ステレオコンパレーターを用いて陽画面上において $10^{-3}$ mmの単位まで測定した。写真撮影時間間隔は、写真に $\frac{1}{100}$ secの精度をもったデジタルタイマーを写しこみ、二葉の写真におけるデジタルタイマーの値の差より決定した。続いて二葉の写真に映ったフロートの位置座標からフロートの移動距離を求め、それを写真撮影時間間隔で除して、フロートの移動速度(潮流流速)を求めた。ここで注意せねばならない点は、

- (1) 求めた潮流流速はLagrange流の流速であり、一点に流速計を設置して得られるEuler流の流速ではないこと。
- (2) 潮流流速を求めるさいには、フロートが二点間を直線で結ぶ最短距離の線上を通過して移動したと仮定しているが、実際には必ずしもこのような線上を通過してフ

ポートが移動しているとは限らない。従ってここでいう潮流流速は真の流速より小さな値となって算定されており、あくまでも近似的な意味のものであること。

(3) 潮流流速は瞬時値ではなく、写真の撮影時間間隔という時間で平均されたものであること。

の3点である。なお、流速測定値の誤差は固定標識が実際は動いていないにもかかわらず、写真の歪みなどのために計算上からは移動したとして算出されてでくる速度から、5~20%と推定された。

#### 4.2.2 解析結果

図22-aに撮影間隔が数分ごとの写真を比較することによって求められた、イノサキノツガイ南側根元付近から本島と牛島の間に向う潮流の平面的な流速流向の分布状況が示されている。残念ながら、本島の近くを流れて流れるポートが少なかったために、本海域のうちでも南側の地域における潮流流速しか求められていないが、本図から次の二点がわかる。すなわち

(1) 潮流流速は調査範囲内では南から北へ行くに従って速くなっており、S2, S3の付近では150cm/sにも達している。なお、3.2でも示したように、この付近における底質は粗くなっている。下げ潮流の時でも本島・牛島間の海釜上を上げ潮流と同様な速い潮流が流れてきてこの付近を通ると考えられ、しかもこの付近は下げ潮流が砂州にのりあげる所にあたるために底層における流速が速くなっていると考えられる。このためこの付近の底質が粗くなっているのであろう。

(2) I型ポートとII型ポートとでポートの流下方向にはほとんど差異は認められないが、流下速度についてはI型ポートの方が若干速い。

図22-bには写真撮影時間間隔が7.85secである二葉の写真から求めた潮流の流速流向の平面分布が示されている。本図よりNo. 1~23のポートが直径約600mの円弧上に分布しており、いずれもNW~NNWの流向を示していること、また、No. 24~38のポートも同様に直径約450mの円弧上に分布しており、いずれもW~WSWの流向を示していることがわかる。他の写真から得られた多くの同様な図面にも同様な現象がみられる。このことから、本海域における潮流では、直径数百mのマクロな渦が卓越していると考えられる。さて、このマクロな渦のスケールはイノサキノツガイ砂州の横断方向幅の値にほぼ一致している。これは砂州という地形が外部攪乱要因となっていて、それに対応したスケールの所に潮流乱れのエネルギーが集まり、このような渦が見られるのではなからうか。

図23-aには、ポートの移動方向や写真の色調を参考にして、直径数百mの渦が存在している箇所を総括的に示してある。本図より渦はイノサキノツガイ砂州の上に集中して発生していることがわかる。

ところで、本調査において撮影したカラー写真には、茶色っぽい色で、周辺の海域とは色調の異なる直径30~40mの円型をした懸濁部が映っていた(グラビア写真B参照)。この懸濁部は調査箇所の中の数箇所密に分

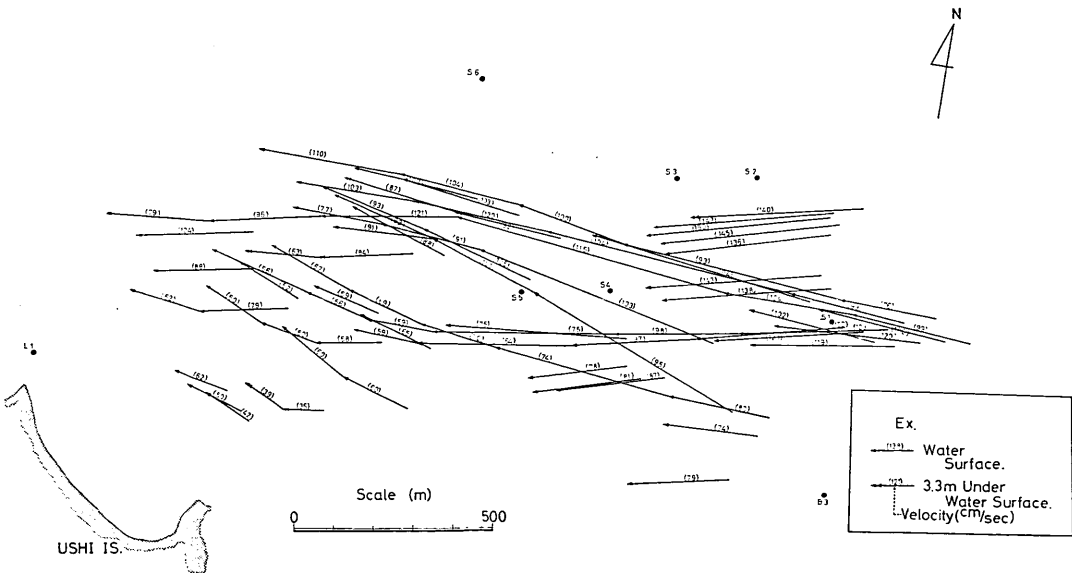


図 22-a 表面流の流速と流向

備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

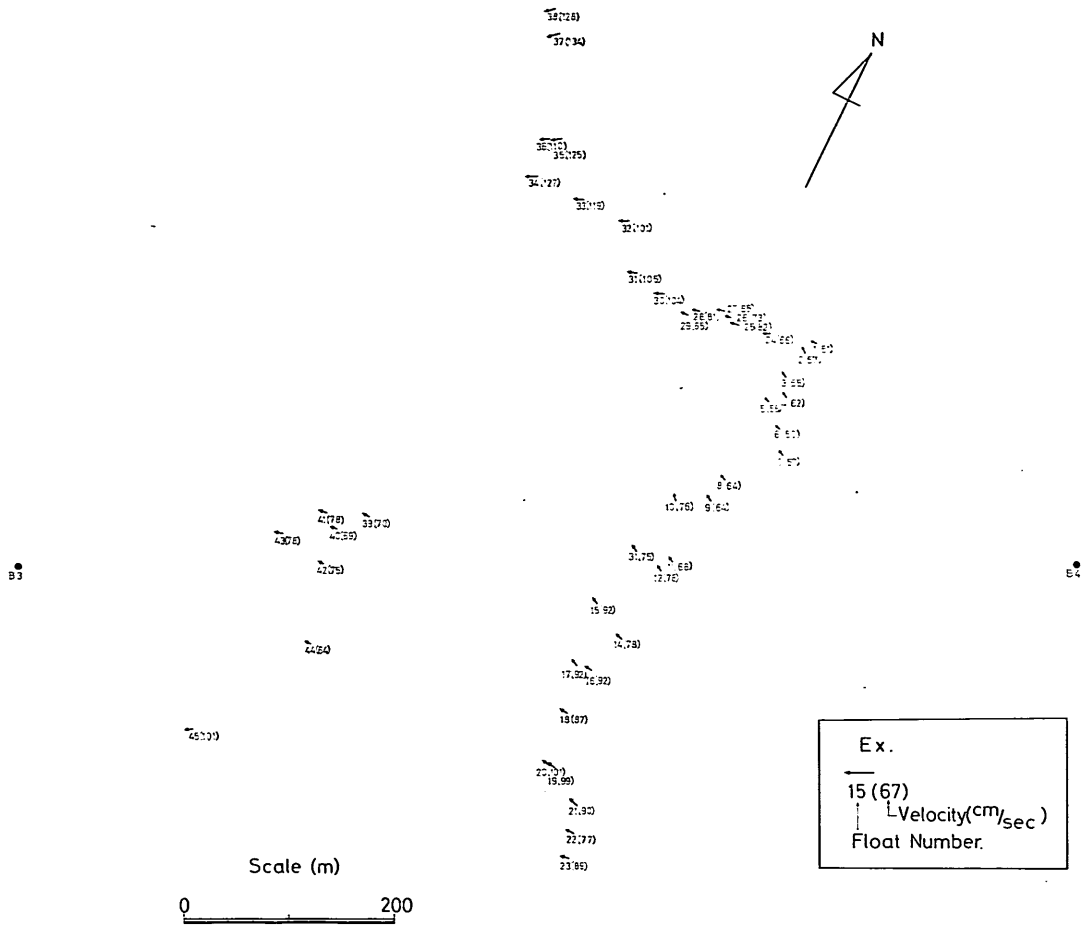


図 22-b 表面流の流速と流向

布しており、隣接した渦部の中心間の距離は、潮流の主流方向に約40~100mであった。これらの渦部の直径、渦部中心間の距離は、サンドウェーブの波長とほぼ一致していることに注意する必要がある。写真解析の専門家によると、この渦部には明らかに土砂が含まれているとのことであり、著者は海底に存在しているサンドウェーブの影響を受けて強力な湧昇流が発生し、海底にある微細な土粒子をまきあげているのではないかと考えている。図23-bに斜線で概括的に示したのが、この湧昇流が発生している箇所である。図7と本図とを対照することにより湧昇流の発生箇所がイノサキノツガイ砂州のうちのサンドウェーブが顕著に発生している箇所にはほぼ一致していることがわかる。さてサンドウェーブがあるから湧昇流が特に明確に認められるにしても、発生した湧昇流はサンドウェーブに作用を及ぼして定常状態

を形成しているのであろう。従来サンドウェーブの形成状況を検討する際に湧昇流の存在は考慮に入れられていなかったが、今後サンドウェーブとそれにかかわる水理現象を調査する際には鉛直方向流速を測定して湧昇流の実態を明らかにしていく必要があると思われる。

以上のことから、与島と三ツ子島の間を通りぬけてきた上げ潮西流が、砂州とサンドウェーブという二種類の海底地形の影響を受けて、直径数百mの渦と、直径数十mの湧昇流という二種類のマクロな渦(乱れ)をイノサキノツガイ砂州の所で含むようになり、イノサキノツガイ砂州を通過すると卓越した渦が消滅していくという過程が考察される。下げ潮東流についても同様の現象が起っていると考えられる。この考察にはさらに詳細なる調査を必要とするものも多いが、海底地形が潮流に対してどのような影響を及ぼしていくかという点で、興味深い

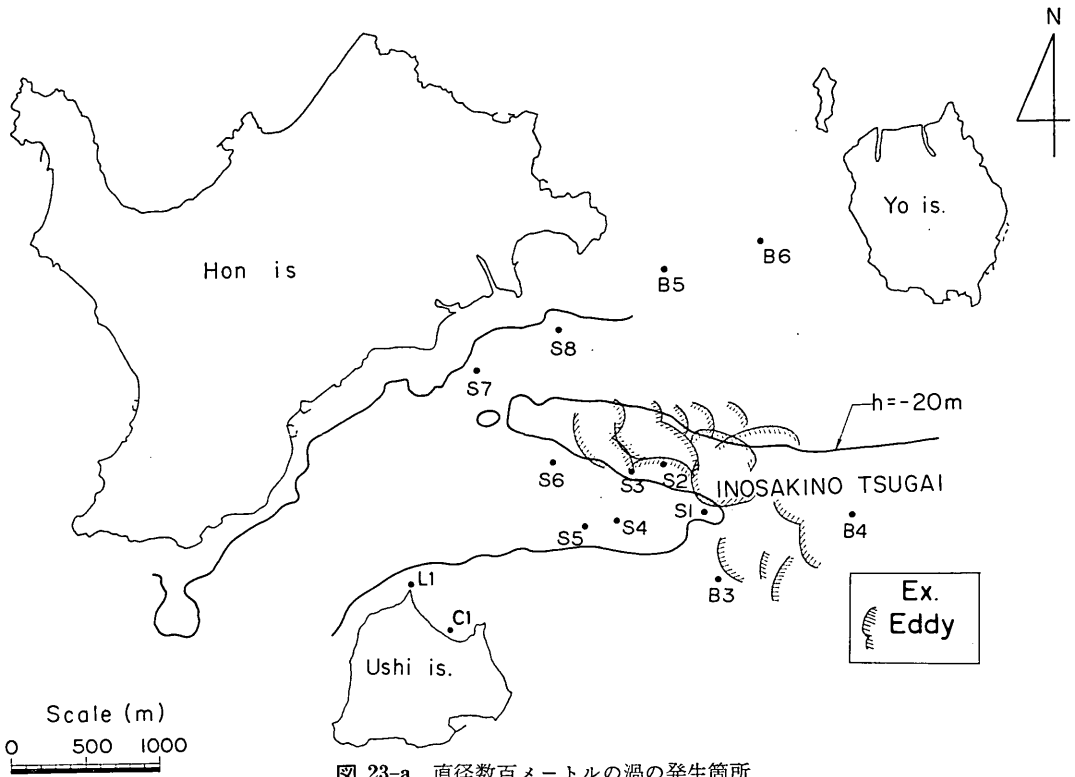


図 23-a 直径数百メートルの渦の発生箇所

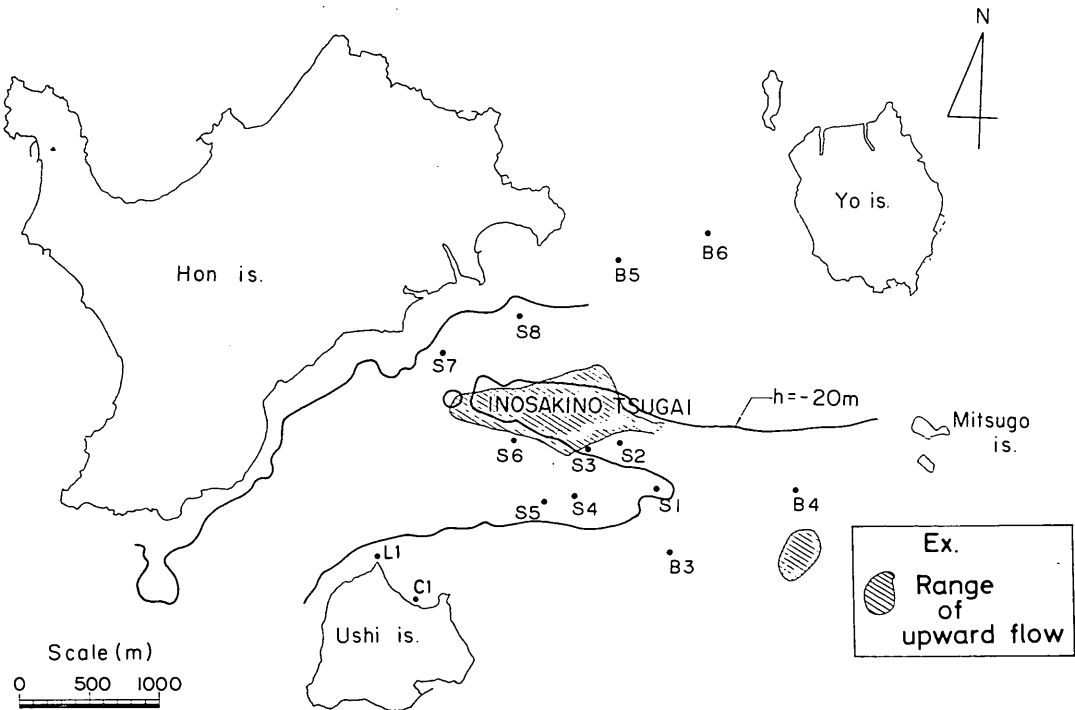


図 23-b 湧昇流の発生箇所



結果である。

### 4.3 底層における潮流の調査

#### 4.3.1 調査方法

4.2において述べたように、イノサキノツガイにおいては、砂洲やサンドウェーブといった海底地形に影響されて二種類の卓越した渦が生じている。本節では、4.2における調査ではおおまかにしかつかみえなかった潮流の状況をより詳細に把握するために、海底上50cmの所に全方向流速計<sup>2)</sup>を設置して底層の潮流観測を行なった結果について述べる。

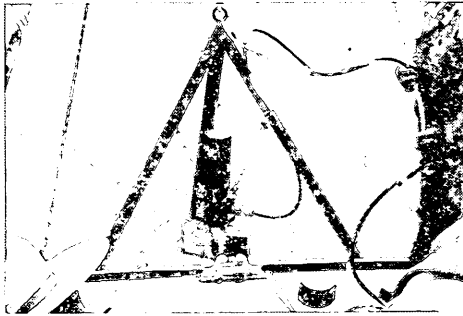


写真1 潮流観測状況

全方向流速計(写真1)は、港湾技術研究所において開発されたプロペラ式の流速、流向測定装置である。流れの中に入れると、尾翼部が働いて流れの方向にプロペラが向き、プロペラが流速に応じて回転する。尾翼部の向きはポテンシオメーターを利用して電位差として取り出せるようになっている。流速計にはフリーコンパス部も付属しており、流向は北流を0°として時計回りに1°きざみで1秒間隔ごとの値が検出される。プロペラの回転数は、マグネットとマグネットダイオードを利用して無接点方式でパルスとして取り出せるようになっている。流速は1秒ごとの流れ方向平均流速が、0.1cm/secの精度で検出される。図24-aはプロペラの回転に伴う1secごとの発生パルス数と流速による検定曲線を示している。図24-bには、流速については静止状態から一定流速に達するまでの過渡応答時間、流向についてはストッパーにより流れと直角方向に固定した尾翼部がストッパーをはずした際に流れに傾応して45°移動するに要した時間が示されている。本図より乱れの瞬間値評価時間を1秒に設定することにした。

図25には潮流観測のシステムが示されている。全方向流速計は長さ2mの鉄骨アングルで構成した三角錐枠中に、海底上50cmの所に位置するようにセットされ、チェーンを用いて固定された。三角錐枠底面には重りとし

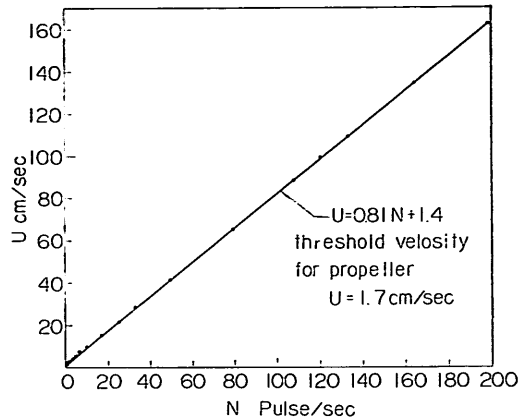


図24-a 流速計検定図

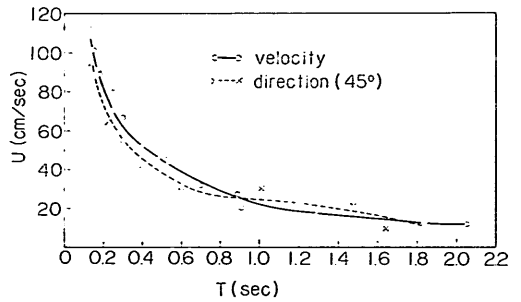


図24-b 流速・流向の応答性

てレールがとりつけてあり、枠の底面三隅にはアングルがとりつけてあって海底砂中に突きささるようになってい。観測船は船首からおろしたアンカーによって固定され、三角錐枠は船尾から海中におろされた。一点(例えばT.F.O.P.I-1)において潮流観測が終ると、アンカーをとりつけているロープを約30m伸ばして船を移動させ、次の観測点(例えば、T.F.O.P.I-2)において潮流観測が行なわれた(ここでT.F.O.P.とは図16に示すようにTidal Flow Observing Points(潮流観測点)である)。潮流観測中と観測の終了後には音響測深が行なわれ、三角錐枠をつりさげているロープの傾斜に関する測定記録とあわせることによって、三角錐枠が一個のサンドウェーブのうちの例えば山にセットされたのか、谷にセットされたのかが判定された。また三角錐枠がセットされたサンドウェーブのスケールも音響測深記録から測定された。

#### 4.3.2 解析結果

底層の潮流観測は、図16に示すT.F.O.P.I-1~I-19、II-1~II-20の計39箇所において実施された。I-1~I

表 2 潮 流

潮流観測 地 点 T.F.O.P.	観 測 日 時	潮 汐 (上げ潮流) (下げ潮流) の別	サ ン ド ウ エ ー ブ 長 $\lambda$ (m)	サ ン ド ウ エ ー ブ 高 $\Delta$ (m)	観測地点 の 水 深 $h$ (m)	平均流速 $\bar{U}$ (cm/sec)
I-2	'73 5/15 11:10~11:30	ebb	36	2.2	24.2	19.7
I-3	'73 5/15 11:40~12:05	ebb	24	1.1	23.0	49.6
I-4	'73 5/15 12:20~12:57	ebb	23	2.0	21.5	61.7
I-6	'73 5/16 10:20~11:01	ebb	40	3.2	24.5	45.7
I-7	'73 5/16 11:10~11:23	ebb	21	1.8	21.8	52.4
I-8	'73 5/16 11:32~12:03	ebb	28	2.2	23.4	38.5
I-11	'73 5/17 11:20~11:40	ebb	19	1.4	23.3	37.7
I-12	'73 5/17 11:48~12:25	ebb	34	2.4	22.6	44.0
I-13	'73 5/17 12:36~13:09	ebb	34	2.8	22.8	47.9
I-18	'73 5/18	ebb	13	1.9	21.8	36.2
II-1	'74 7/24 10:00~10:20	flood	108	6.8	21.0	29.9
II-2	'74 7/24 10:35~10:55	flood	71	6.0	22.0	45.2
II-3	'74 7/24 11:00~11:20	flood	28	2.0	24.1	38.3
II-4	'74 7/24 11:30~11:51	flood	53	4.6	25.0	32.0
II-5	'74 7/24 12:00~12:25	flood	42	2.8	25.5	46.1
II-6	'74 7/25 10:25~10:46	flood	—	—	30.1	88.9
II-7	'74 7/25 10:53~11:18	flood	—	—	27.6	85.8
II-8	'74 7/25 11:30~12:00	flood	—	—	25.8	87.2
II-9	'74 7/25 12:05~12:19	flood	—	—	23.2	62.6
II-10	'74 7/25 12:25~12:45	flood	—	—	22.0	83.0
II-11	'74 7/25 12:50~13:02	flood	—	—	22.4	63.3
II-12	'74 7/26 10:56~11:05	flood	—	—	28.8	52.0
II-13	'74 7/26 11:10~11:33	flood	—	—	28.7	56.5
II-14	'74 7/26 11:40~12:00	flood	—	—	28.4	60.9
II-15	'74 7/26 12:05~12:26	flood	—	—	29.4	70.1
II-16	'74 7/27 11:34~11:59	flood	41	1.0	34.8	26.3
II-17	'74 7/27 12:06~12:29	flood	83	3.0	35.7	28.2
II-18	'74 7/27 12:38~13:06	flood	31	1.2	37.2	29.3
II-19	'74 7/27 13:13~13:38	flood	32	1.2	38.2	46.2
II-20	'74 7/27 13:45~14:10	flood	28	0.7	39.5	20.8

l.s. .... lee of sand wave

u.s. .... upstream face of sand wave

u.b. .... upstream face of sand bank

備讃瀬戸における海底砂州，サンドウェーブの調査

観 測 結 果

乱れの 二乗平均 $\sqrt{\overline{U'^2}}$ (cm/sec)	$\frac{\sqrt{\overline{U'^2}}}{\bar{U}}$	主流方向 流 速 $\bar{u}$ (cm/sec)	lateral 方向流速 $\bar{v}$ (cm/sec)	平均流向 $\bar{\phi}$ (°)	流 向 の 標準偏差 $\sigma_{\phi}$ (°)	誤差生起 回 数	備 考
13.4	0.680	8.1	2.2	200	78	18	l.s.
16.3	0.329	46.4	-0.7	83	25	3	l.s.
13.1	0.212	60.7	0.2	66	10	0	u.s.
10.6	0.232	44.9	0.0	68	10	0	u.s.
11.7	0.223	51.6	0.2	73	10	0	u.s.
15.4	0.400	36.4	-0.6	92	19	0	u.s.
10.7	0.284	35.4	-1.0	70	21	1	u.s.
14.0	0.318	41.4	-0.6	85	21	0	u.s.
14.9	0.311	45.4	0.3	67	19	0	u.s.
19.5	0.539	33.3	-2.5	111	27	0	u.s.
24.0	0.803	21.8	8.2	232	75	14	l.s.
20.2	0.447	43.9	0.7	281	16	0	u.s.
17.8	0.465	32.5	-1.1	261	34	0	u.s.
16.3	0.509	27.4	0.9	278	42	2	l.s.
12.4	0.269	44.6	0.2	261	20	0	u.s.
11.3	0.127	76.9	5.1	293	32	0	u.b. no sand wave
21.0	0.245	68.4	11.8	255	39	0	u.b. no sand wave
18.1	0.208	83.2	1.2	280	18	0	u.b. no sand wave
25.4	0.406	57.0	5.3	272	24	0	u.b. no sand wave
12.2	0.147	80.1	0.7	312	16	0	u.b. no sand wave
13.0	0.205	61.7	0.4	273	12	0	u.b. no sand wave
6.7	0.129	51.9	-0.1	263	3	0	t.b. no sand wave
7.2	0.127	56.4	0.0	253	4	0	t.b. no sand wave
8.2	0.135	60.3	0.2	256	8	0	t.b. no sand wave
10.7	0.153	66.7	0.0	271	17	0	t.b. no sand wave
6.3	0.240	25.5	-0.3	254	14	0	d.b. small sand wave
7.5	0.266	27.9	-0.2	267	9	0	d.b. small sand wave
7.2	0.246	29.0	0.1	237	8	0	d.b. small sand wave
7.1	0.154	45.9	-0.2	233	6	0	d.b. small sand wave
6.5	0.313	20.4	0.3	220	12	0	d.b. small sand wave

d.b.……downstream face of sand bank    t.b.……tip of sand bank

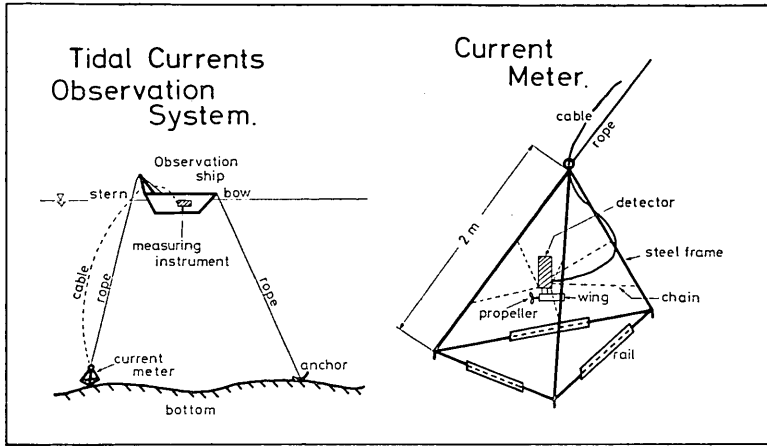


図 25 潮流観測システム

-19 の地点における観測は、1973年5月の大潮時に下げ潮東流について行なわれた。II-1~II-20の地点における観測は、1974年7月の小潮時に上げ潮西流について実施された。観測点の海底地形は、I-1~I-19, II-1~5の地点ではサンドウェーブが発達していた。II-6~11の地点は、イノサキノツガイ砂州の上手側斜面であり、サンドウェーブは発生していない。II-12~15の地点は砂州の先端であり、やはりサンドウェーブは発生していない。II-16~20の地点は砂州の下手側斜面であり、小スケールのサンドウェーブが見られた。

表 2 には潮流観測を行なった日時、潮汐（上げ潮流、下げ潮流の別）、測定箇所におけるサンドウェーブの波長  $\lambda$ 、波高  $d$ 、水深  $h$ 、流速測定値から求めた平均流速  $\bar{U}$ 、乱れの相対強さ  $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$ 、主流方向流速の平均値  $\bar{u}$  ( $\bar{u} = \bar{U} \cos(\phi - \bar{\phi})$ 、主流に対して lateral 方向の流速平均値  $\bar{v}$  ( $\bar{v} = \bar{U} \sin(\phi - \bar{\phi})$ 、流向の平均値  $\bar{\phi}$ 、流向の標準偏差  $\sigma_\phi$  が示されている。(u, v の定義に関する点と、流速が一秒間の平均値であり、流向が瞬時値であるという流速計の特性に関する点の二点に多少問題点が存在している)。なお、「誤差生起回数」とは、流向が  $0^\circ$  を通って変化する際には  $u, v$  の算出に誤差が生ずるが、測定中に流向が  $0^\circ$  を通って変化した回数を示している。また u. s., l. s. は、流速測定が潮流に対してサンドウェーブのそれぞれ上手側、下手陰側で行なわれたことを示している。u. b., d. b., t. b. は流速測定が潮流に対して砂州のそれぞれ上手斜面上、下手斜面上、先端で行なわれたことを示す。

表 2 より次の諸点が考察される。

- (1)  $\bar{U}$  は潮流観測点 I-1~5 における平均値が 43.7cm/s である。同様に、I-6~10 において 45.5cm/s, I-11~14 において 43.2cm/s, I-15~19 において 36.2cm/s, II-1~5 において 38.3cm/s, II-6~11 において 78.5cm/s, II-12~15 において 59.9cm/s, II-16~20 において 30.2cm/s となる。I-1~19 が大潮時下げ潮東流についての観測値であり、II-1~20 が小潮時上げ潮西流についての観測値であることも考慮すると、本地域における底層の潮流流速は与島と三ツ子島の間を流れてきた上げ潮流が、海釜を通過して、砂州のりあげる箇所である II-6~11 の所で一番速くなっている。続いて砂州先端における測定値である II-12~15 が速くなっている。このことは本島の近くのイノサキノツガイ砂州北側では与島、三ツ子島間の海釜を通りぬけてきた上げ潮西流の主流部は同じ箇所における下げ潮東流よりも速くなっているであろうという 3.1 で述べた推察を裏づけるものである。砂州上のサンドウェーブが発達している所では  $\bar{U} \approx 40\text{cm/s}$  となっているが、砂州の下手側では  $\bar{U} \approx 30\text{cm/s}$  と一番遅くなっている。上げ潮西流について砂州の下手側で、底層における潮流流速が遅くなっていることは、4.2 における潮流調査でこのあたりにおいて表層における上げ潮流流速が速くなっていることと考えあわせると、砂州下手側における潮流流速の鉛直分布の状況の一端を示すものとして興味深い。
- (2)  $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$  が一方向の開水路流れにおいて通常観測される 0.1 程度という値より大きくなっているのは、海底地形が、砂州やサンドウェーブの存在のために複雑

であることの影響と思われる。 $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$  は、砂州の上手側における測定値 (II-6~11) の平均が 0.223 である。砂州上においては、潮流が砂州にのりあげサンドウェーブが発生したことにより、この値は一般に増大し、サンドウェーブの上手側斜面 (I-3~18, II-2, II-3, II-5) において 0.336, サンドウェーブの下手陰側 (I-2, I-3, II-1, II-4) では 0.580 となっている。潮流が砂州の下手側 (II-16~20) に達するとこの値は 0.244 と砂州の上手側における値に戻る。このように、潮流が砂州にのりあげると  $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$  が増大し、砂州を通過すると  $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$  は再び元の値にまで減少していく。このことは、4.2 における潮流調査において明らかにされた、「潮流が砂州にのりあげた所で二種類の卓越した渦が発生し、砂州を通過すると、その卓越した渦が消滅していくという過程」に対応しているものと考えられる。砂州の先端部 (II-12~15) においては  $\frac{\sqrt{U'^2}}{\bar{U}}$  は 0.136 と最小の値を示すが、 $\sigma_\phi$  や  $\sqrt{U'^2}$  といった値は砂州の下手側における値とほぼ等しくなっている。

- (3) サンドウェーブの下手陰側では  $\sigma_\phi$  がサンドウェーブの上手側斜面における  $\sigma_\phi$  より大きくなっており、また誤差生起回数も多い。このことはサンドウェーブの下手陰側において局所的に強力な渦が存在していることを示すものと考えられる。

図 26 において太矢印は  $\bar{\phi}$  を表示したものであり、本観測において測定された潮流の流向である。また細実線で

示すのは海上保安庁水路部が発表したイノサキノツガイにおけるサンドウェーブの分布図りに基づいて作られたサンドウェーブの峰線に直交する線であり、底層における潮流の流向がサンドウェーブの峰線に直交するものとしてひかれた。従って、図 26 は底層における潮流の流向を示している。残念ながら図 22-a に示した表層における潮流の流向とは、測定区域が異なるために表層と底層とにおいて流向が相異なっているものか否かといった検討はできなかった。しかし、図 26 の太矢印から判断すると、上げ潮西流の時の流れの方が下げ潮東流の時の流れよりも、より本島よりの流向を示しているようである。このことも、3.1 で述べた推察の裏づけとなる。

また図 26 中の細実線を見ると、イノサキノツガイ先端部付近で SW~NE の方向に走っていて、これは上げ潮西流が与島、三ツ子島間の海釜の上を通過して、砂州にのりあげた時の流向のように感じられる。一方イノサキノツガイ先端部と三ツ子島との中間部付近における細実線は、NW~SE の方向に走っていて、これは下げ潮東流が本島、牛島間の海釜上を通過して砂州にのりあげた時の流向のように感じられる。このことから本海域において、イノサキノツガイ砂州の北側で上げ潮流が卓越しており、砂州の南側で下げ潮流が卓越していることが裏づけられる。

図 27-a, b には、潮流観測点 I-2 と I-6 における潮流乱れの観測値  $U'$  (本観測では平均値評価時間 10~40 分、瞬間値評価時間 1 秒である) をスペクトル解析した結果が、 $\log\{F(n)\}$  を縦軸に、 $\log(n)$  を横軸にとりて示されている。(ここで  $n$  は乱れの周波数、 $F(n)$  はスペ

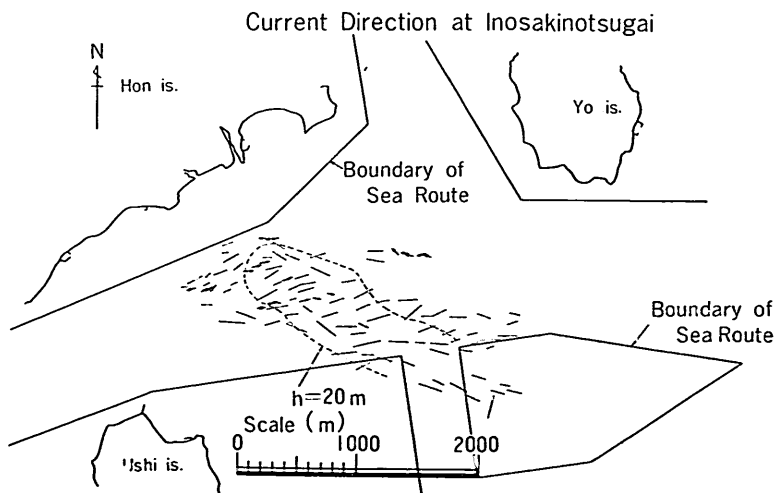


図 26 底層流の流向

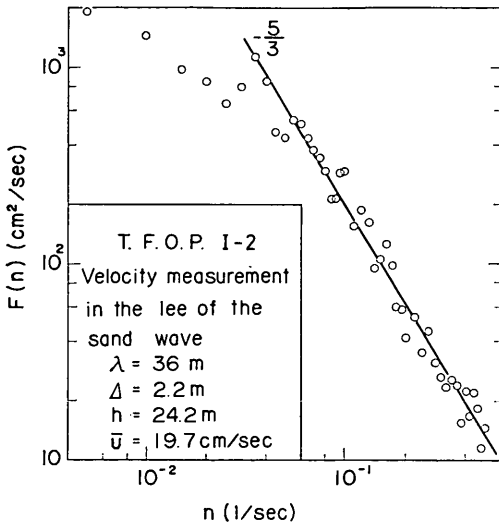


図 27-a 潮流乱れのスペクトル解析結果

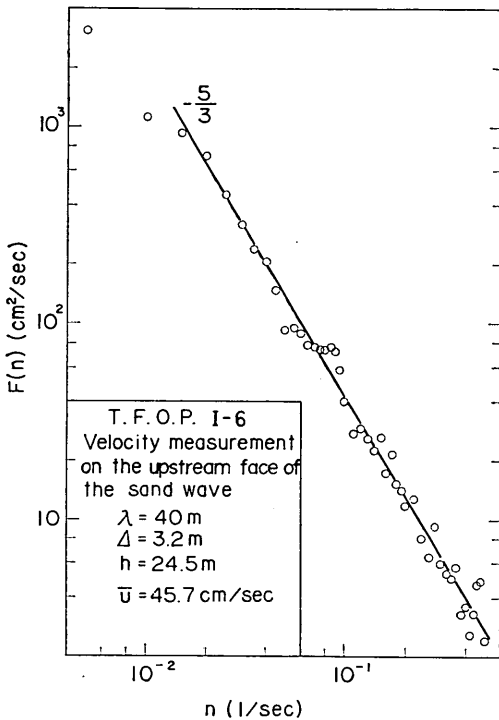


図 27-b 潮流乱れのスペクトル解析結果

クトル密度である。また  $U'$  をスペクトル解析した結果と  $w'$  をスペクトル解析した結果とはほとんど一致した。このため本節におけるスペクトル解析結果としてはすべて、 $U'$  を解析したものを示した。またスペクトル解析

に際しての、自由度は 20~50 である。) 本図によると、I-2 では  $n > 0.035 \text{sec}^{-1}$ 、I-6 では  $n > 0.020 \text{sec}^{-1}$  において  $-\frac{5}{3}$  乗則が成立している。また I-2 のスペクトルにおける  $n < 0.035 \text{sec}^{-1}$  でのパワーの減少は、I-6 のスペクトルにおける  $n < 0.020 \text{sec}^{-1}$  でのパワーの減少よりも顕著である。このことはサンドウェーブの下手陰側で、小スケールの局所的な渦(高周波数の乱れ)が卓越しており、大スケールの渦(低周波数の乱れ)は弱いことを示している。

図 28-a~j) には、潮流観測点 I-2, 7, II-1, 3, 5, 7, 10, 15, 16, 17 における潮流乱れのスペクトル解析結果が、 $n \cdot F(n)$  を縦軸に、 $\log(n)$  を横軸にとって示されている。本図は次のように順をおって考察される。

(1) 砂州の上手側におけるスペクトルには、全周波数領域にわたって同程度のパワーであり、顕著なピークが存在しない Type 1 型のもの(図 28-a, II-10)と、 $n = 0.005 \text{sec}^{-1}$  の所で非常に大きなパワーとなっている Type 2 型のもの(図 28-b, II-7)との 2 つのタイプが存在する。いずれにしても中程度の周波数の所に顕著なピークはみられない。

(2) 渦が平均流速によって流されると考えて、平均流速  $\bar{U}$  (cm/sec 単位) とスペクトルのピークの所の周波数  $n_p$  ( $\text{sec}^{-1}$  単位) とから、 $L_p = \frac{\bar{U}}{100n_p}$  を求め、 $L_p$  をメートル単位で卓越した渦のスケールをあらわすものとする。サンドウェーブの上手側斜面における測定値から求めたスペクトルでは、サンドウェーブの波長  $\lambda$  のほぼ 0.2~2 倍程度の  $L_p$  の所にピークが存在する。I-7 (図 28-c) では  $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{34.9}{21} = 1.7$  の所で明確なピークを示している。II-3 (図 28-d) では  $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{5.9}{28} \sim \frac{12.8}{28} = 0.2 \sim 0.5$  の所でピークとなっている。II-5

(図 28-e) では  $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{92.2}{42} = 2.2$  の所に砂州の上手側における  $n = 0.005 \text{sec}^{-1}$  での大きなパワーのなごりと思われるパワーが存在しており、 $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{15.4}{42} = 0.4$  の所にも小さなピークが存在している。著者は、サンドウェーブの上手側斜面のスペクトルにおいて波長  $\lambda$  と同程度の  $L_p$  の所にピークが見られる現象は、4.2 において明らかにされたイノサキノツガイ砂州における直径数十 m の湧昇流の発生と対応した現象が底層の潮流にも見られることを示したものであると考えている。4.2 において観測された直径数百 m の渦は、本節における調査では平均値評価時間が短かったために残念ながら観測できなかった。

備讃瀬戸における海底砂州, サンドウェーブの調査

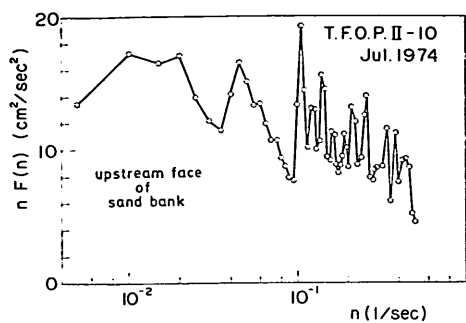


図 28-a 潮流乱れのスペクトル解析結果

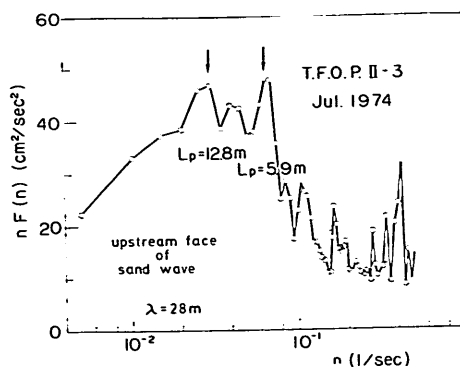


図 28-d 潮流乱れのスペクトル解析結果

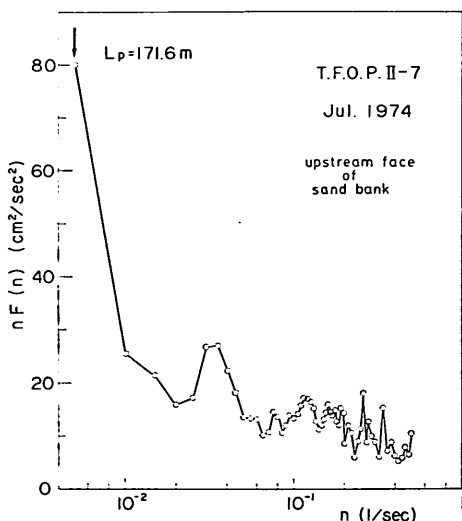


図 28-b 潮流乱れのスペクトル解析結果

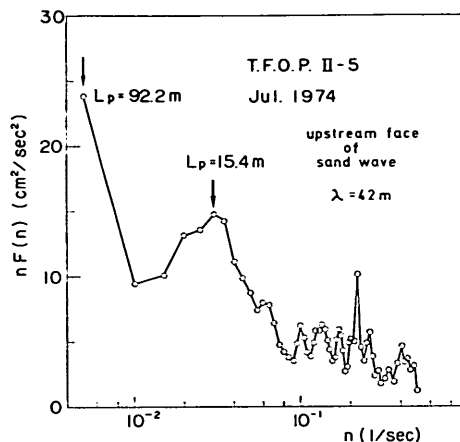


図 28-e 潮流乱れのスペクトル解析結果

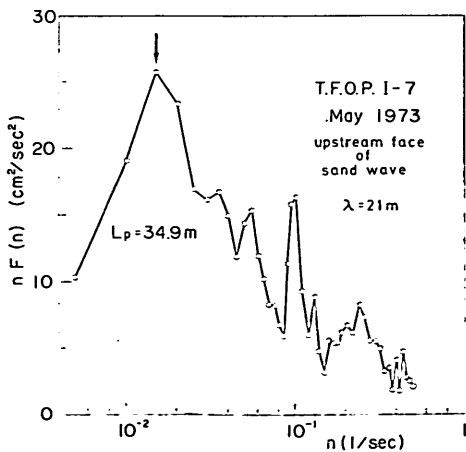


図 28-c 潮流乱れのスペクトル解析結果

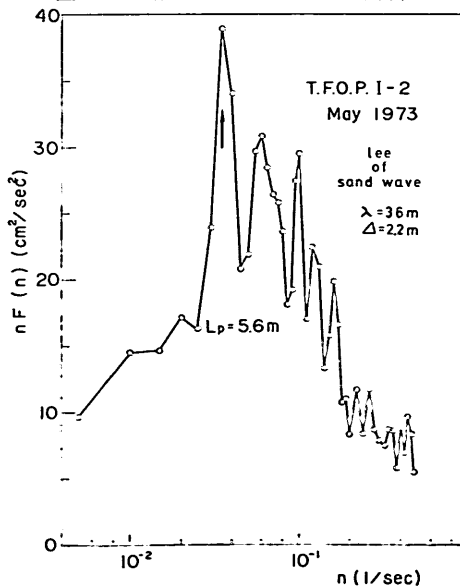


図 28-f 潮流乱れのスペクトル解析結果

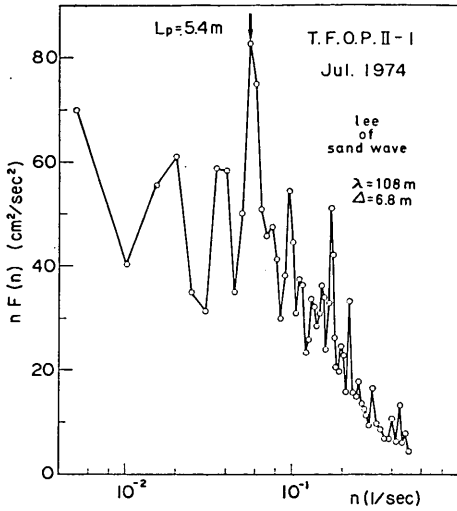


図 28-g 潮流乱れのスペクトル解析結果

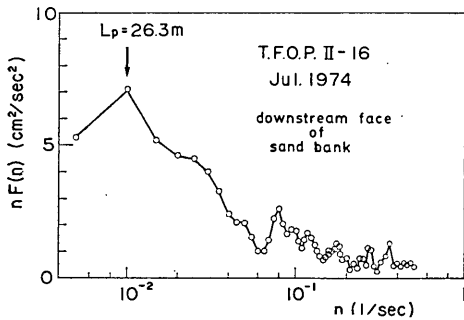


図 28-h 潮流乱れのスペクトル解析結果

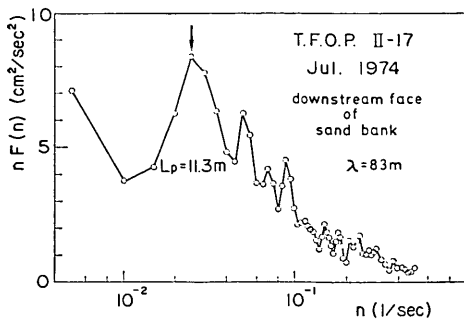


図 28-i 潮流乱れのスペクトル解析結果

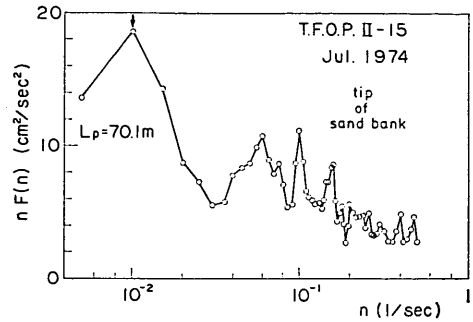


図 28-j 潮流乱れのスペクトル解析結果

- (3) サンドウェーブの下手陰側における観測値から求めたスペクトルではいずれも、 $\lambda$  の 0.5~2.5 倍の渦の所に明確なピークが存在する。I-2 (図 28-f) では  $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{5.6}{2.2} = 2.5$  の所にピークがあり、より高周波数の所にも小さなピークが存在する。II-1 (図 28-g) では  $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{5.4}{6.8} = 0.8$  の所にピークが存在しており、ピークより高周波数の所と低周波数の所と両側に小さなピークがある。
- (4) 砂州の下手側における測定値より得られたスペクトルの例として、II-16, 17 におけるものが示してある。II-16 (図 28-h) におけるスペクトルには、 $n=0.01 \text{ sec}^{-1}$  の所にピークがあり、砂州の上手側における Type 2 型に戻ろうとする型のものであると考えられる。II-17 (図 28-i) におけるスペクトルには、 $\frac{L_p}{\lambda} = \frac{11.3}{83} = 0.14$  の所にピークがあり、小スケールのサンドウェーブが存在していることの影響を受けていると考えられるが、 $n=0.005 \text{ sec}^{-1}$  の所もパワーが大きくなっており、やはり砂州の上手側における Type 2 型に戻ろうとしていると考えられる。
- (5) 砂州の先端部における測定値より得られたスペクトル (図 28-j, II-15) では、 $n=0.01 \text{ sec}^{-1}$  程度の低周波数の所に大きなパワーを示す所が見られる。これはこのスペクトルが砂州の上手側における Type 2 型のスペクトルに戻りつつあるものと思われる。

#### 4.4 サンドウェーブの形成に関する推論

サンドウェーブに限らず、各種の砂面上に発生する波面が何故に発生するのかという問題に対する解答は、いまだ不十分にしかなされていないようである。移動床上の攪乱が成長するか否かの安定問題に帰結させる方法に対しては、今後数学的な解析を補う物理的な現象把握がなされるべきであろう。特に海底に形成される巨大なサンドウェーブの発生という問題について、最初そのよう



に長い波長の擾乱が海底面上にあったと考えることは納得しにくい。余越<sup>22)</sup>は、河川流の中に、河幅でそのスケールを規定された乱れと水深によってそのスケールを規定された乱れという二種類のマクロな乱れが存在していることを指摘している。潮流においてもこのようなマクロな乱れの存在は、たとえサンドウェーブが形成された状態での測定によるものとはいえ本調査でも認められた。海底におけるサンドウェーブは、このようなマクロな乱れの発生に対応して形成されたものと考えるのが物理的には納得がいくのではなかろうか。

以上のことからサンドウェーブの形成機構は、図29に示すブロック図のようなものであると考えられる。すなわち、外力である潮流が一次地形である砂州にのりあげると、流れは不安定になり、乱れの強さも増大し、卓越した渦が生じる。この乱れの強さの増大、卓越した渦の発生に対応してサンドウェーブが形成される。勿論形成されたサンドウェーブの存在によっても乱れの強さが増大し、卓越した渦が発生させられると考えられよう。サンドウェーブは流れに対して粗度として働く。以上のようなサイクルである。

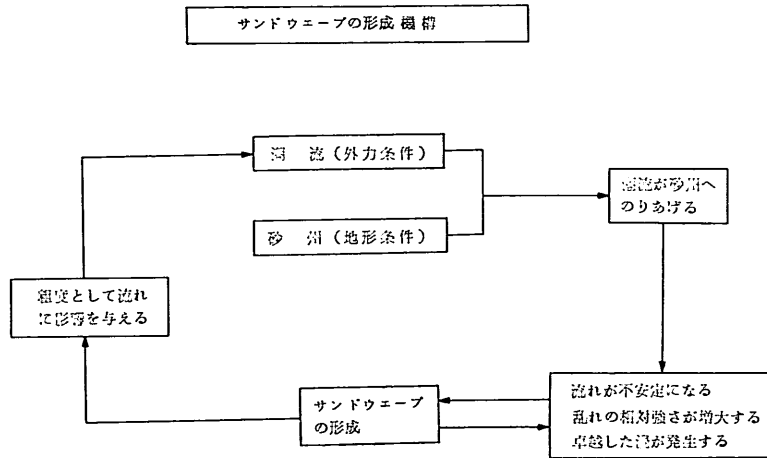


図 29 サンドウェーブ形成機構のブロック図

## 5. 結 論

海において見られる自然現象には、人間の英知も及ばないような不思議なものが多い。海底に形成される巨大なサンドウェーブもその一つである。著者は本調査を行なう過程において自然現象のもつみごとに、不思議さに感嘆するばかりであったが、本調査によってサンドウェーブとそれにかかわる諸現象の解明に一步を進めることができたと確信している。

本調査によって明らかにされた主な点を列挙すると次の通りである。

- (1) サンドウェーブが砂州に伴ってあらわれることを、備讃瀬戸に発生しているサンドウェーブの例を砂州や海釜といった海底地形に注目して見直すことにより明らかにした。しかし大鷲島の南側に発生している巨大なサンドウェーブは、その発生を砂州と結びつけることができなかった唯一の例であり、問題点として残されている。

- (2) イノサキノツガイ砂州では陸上地形たる島の配置や海釜のような海底地形の存在によって、砂州の北側先端部の所で上げ潮西流が下げ潮東流にくらべて卓越している。一方砂州の南側の領域では、下げ潮流が上げ潮流にくらべて卓越している。このような上げ潮流の卓越領域と下げ潮流の卓越領域との場所をたがえた共存のために、イノサキノツガイ砂州が三ツ子島の背後に形成されたと考えられる。外国における海底砂州の調査事例でも同様なことが指摘されており、潮流についてのこのような性質は、海底砂州が形成されるための重要な要素であると考えられる。

- (3) 調査海域における底質についてふるい分け試験を実施した結果、調査海域における全般的な底質の移動状況は図15のようになっていると推定される。三ツ子島付近より供給された砂は、運搬過程途中で潮流の作用によって顕著なふるい分け作用をうける。

- (4) 海底砂州の斜面上には、スケールの大きな非対称形

称形の比較的小スケールのサンドウェーブが形成される。また一度形成されたサンドウェーブは、その形を時間的に変化させず比較的一定な形を保っている。

- (5) 海底におけるサンドウェーブは砂堆 (Dunes) であると考えられ、そのスケールは Yalin が与えた砂堆のスケール算定式より求められた値とほぼ一致する。
- (6) サンドウェーブの発達した地形をスペクトル解析した結果によると、Hino の示した-3乗則が成立する。またスペクトルのピークの所の波数  $k_p$  の逆数である  $\lambda_p$  は、音響測深記録から目視によって求めたサンドウェーブの波長とほぼ一致する。
- (7) 潮流が砂州にのりあげると、直径が数百mというほぼ砂州の横断方向の距離と等しい大きさの渦と、直径が数十mというほぼサンドウェーブの波長  $\lambda$  と等しい大きさの湧昇流という二種類のマクロな乱れが発生する。潮流が砂州を通りすぎるとこれらの卓越したマクロな乱れは消滅していく。
- (8) 流速計を用いた底層における潮流乱れの測定結果よりも、表層における潮流において見られると同様な過程が裏づけされた。すなわち、潮流が砂州にのりあげサンドウェーブが発生してくると、乱れの強さが増大すると共に潮流乱れのスペクトルには、サンドウェーブの波長  $\lambda$  とほぼ等しいスケールに対応した周波数の所にピークが見られるようになってくる。潮流が砂州を通過すると、乱れの強さも減少し潮流乱れのスペクトルは潮流が砂州にのりあげる以前のタイプのものに戻っていく。
- (9) サンドウェーブは、上記のような潮流が砂州にのりあげた時におこる潮流内部の不安定現象に伴って形成されると考えられ、サンドウェーブの形成機構について図29のようなブロック図が提示される。

(1975年3月31日受付)

## 謝 辞

本調査は、漂砂研究室と第三港湾建設局との協同調査という体制のもと、多数の人々の協力のもとに実施されたものであり、本報告はそれら多くの人々の汗の結晶である。さて著者は本報告を終えるにあたってまず、漂砂研究室長田中則男氏に謝意を表したい。氏は、本調査の実施中、終始一貫暖かく著者を励まして下さると共に、しばしば総括的な立場から有益な助言を与えて下さった。海上保安庁水路部茂木昭夫博士からは、従来の地形学分野よりの研究より得られたる多数の知識の御教授を受けた。現地調査にあたっては、第三港湾建設局高松港工事々務所に所属する多数の方々、特に荒木前所長、小沢所

長、大和工場長、渡辺前課長、中村工専、山本技官より多大の御協力を受けた。さらに現場工事の経験より砂州、サンドウェーブについて非常に有益な話を御聞かせいただくことができた。第三港湾建設局神戸調査設計事務所浦江前所長、塩田元次長、吉木課長からも調査にあたって多大の御助力を賜った。港湾技術研究所柴山主任研究官からは、潮流観測の際の流速計の使用に関して御指導を受けた。漂砂研究室峰須賀技官は、フロートによる潮流調査の解析および底質のふり分けに当って、全力を尽して業務にあたられた。

## 参 考 文 献

- 1) 本座栄一・奈須紀幸：備讃瀬戸における sand wave の移動形態 (その1, sand wave の移動観測), 海洋地質, Vol. 4, No. 1, 1968
- 2) 本座栄一・奈須紀幸：備讃瀬戸における sand wave の移動形態 (その2, sand wave の形態及び底質・潮流との関係), 海洋地質, Vol. 4, No. 2, 1968
- 3) 茂木昭夫・加藤俊雄：備讃瀬戸東部の sand wave について, 海洋地質, Vol. 1, No. 1, 1962
- 4) 瀬戸内海備讃瀬戸航路海底地形調査報告書：海上保安庁水路部, 昭和49年3月
- 5) 茂木昭夫：海洋科学基礎講座7, 浅海地質学 p. 200~203, 東海大学出版会
- 6) Van Veen J.: Sand waves in the North Sea, Hydrographic Review, 12, pp. 21~29, 1935
- 7) Jones, N.S., J.M. Kain and A.H. Stride: The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man, Marine Geology 3, pp. 329~336, 1965
- 8) Jordan, G.F.: Large Submarine Sand Waves, Science, Vol. 136, pp. 839~848, Jun., 1962
- 9) Ludwick, J.C.: Migration of Tidal Sand Waves in Chesapeake Bay Entrance, Institute of Oceanography, Old Dominion University Technical Report No. 2, Nov., 1971
- 10) Klein, G.V.: Depositional and dispersal dynamics of internal sand bars, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 40, No. 4, pp. 1095~1127, Dec., 1970
- 11) Cartwright D.E.: On submarine sand waves and tidal lee-waves, Proc. Roy. Soc. London, Series A 253, pp. 218~241, 1959
- 12) Kennedy, J.F.: The mechanics of dunes and antidunes in erodible bed channels, Journal of fluid Mechanics, Vol. 16 Part 4, 1963
- 13) Hayashi, T.: Formation of dunes and antidunes in open channels, Proc. ASCE HY2, Feb., 1970
- 14) Raudkivi, A.J.: Loose boundary hydraulics pp. 201~208, Pergamon Press, 1967
- 15) 星野通平・岩淵義郎：瀬戸内海の生いたちに関する2, 3の問題, 地質学雑誌第69巻第810号, 1963年3月
- 16) Smith J.D.: Geomorphology of a sand ridge,

- Journal of Geology, Vol. 77, pp. 39~55, 1969
- 17) 移動床流れにおける河床形態と粗度：水理委員会移動床流れの河床形状研究小委員会，土木学会論文報告集第210号，1973年2月
- 18) Yalin, M. S.: Geometrical properties of sand waves, Proc. of ASCE HY 5, Sept., 1964
- 19) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集 第206号，1972年10月
- 20) Hino, M.: Equilibrium-range spectra of sand waves formed by flowing water, Jour. of Fluid Mechanics, Vol. 34, 1968
- 21) 柴山煒彦・須藤茂：水平全方向流速計の試作について(第1報)，港湾技術研究所報告 Vol. 9, No. 1, 1970
- 22) 余越正一郎：河川の大規模乱れ，京大防災研究所年報第10号B，1967年3月

#### 附録 本報告中にあらわれる各種地形の定義

**サンドウェーブ (Sand Waves)**：一般的には砂面に発達するうねり状地形の総称であるが，本報告中では海底やエスチュアリー底面に形成されている波長数m～数百m，波高数m～約30m程度の大規模なうねり状地形を示す。

**砂州 (Sand Bank 又は Sand Ridge)**：島陰背後の静穏な海域に形成されている堆積地形。延長数km，幅約1km程度のスケールである。

**海釜 (Caldron)**：円形・楕円形または三日月型の平面形状をもつ海底の凹地。海峡の最狭部をはさんで二つに分かれる双生児型，海峡に沿う細長い形のもの，島の先端部に三日月型のできるものなどがある。海釜底には基盤岩があらわれ，円磨された礫が堆積しているが，砂泥はほとんど見られない。潮流による海底侵食に起因するもの，断層陥没によるもの，河谷の埋め残されたものなどがあるといわれる。(平凡社版地学事典による)

**砂漣 (Ripples)**：砂漣は，砂面近傍の物理量によって支配される最も小規模な移動床上の形態であって，砂粒レイノルズ数  $\frac{u_* d_{50}}{\nu}$  がほぼ10～20以下の場合に形成

され，その波長，波高は粒径と密接な関係がある。砂漣の平面形状には，三次元的な不規則なものから，頂と谷とが流れと直角方向に一直線に並んだ比較的規則的なものまで各種ある。また，縦断形状には，上流側斜面勾配が緩やかで下流側斜面勾配がほぼ砂の水中安息角をなす三角形形状から比較的対称的な正弦波形状まで各種ある(以上土木学会水理委員会の定義<sup>17)</sup>)。本論文ではサンドウェーブの表面をおおっている波長数cm～数十cm，波高数cm程度の小さなうねり状地形と定義する。

**砂堆 (Dunes)**：砂堆は，砂漣よりも規模が大きく，その波長，波高が水深と密接な関係がある。砂漣にくらべて一般に不規則であり，その縦断形状は，上流側斜面勾配が緩やかで，下流側斜面勾配が砂れきの水中安息角にはほぼ等しい三角形形状をなす(以上土木学会水理委員会の定義)。本論文では，上記の定義が一方流れによる砂面上の地形について与えられたものであることから，縦断形状のいかんについてはあまりこだわらず，単に波長，波高が水深と密接な関係のある地形と定義するとどめる。

**反砂堆 (Antidunes)**：反砂堆は，水面波と強い相互干渉作用を持って形成され，砂面上の波状地形と水面波との位相が同位相になる。反砂堆には，水流と砂れきの特性に応じて上流へ移動，下流へ移動，および移動しないの三通りの場合がある(以上土木学会水理委員会による定義)。

**交互砂州 (Alternating Bars)**：最も規模の大きな河床形態であって，その波長は水路幅と密接な関係がある。砂州のうちで，河の左右交互に周期的にあらわれる砂州を交互砂州と呼んで，湾曲部の凸岸などに見られる固定砂州 (Point Bars) と区別している(以上土木学会水理委員会による定義)。

**平坦砂面 (Flat Bed)**：砂漣，砂堆，反砂堆および交互砂州等を伴わない平坦な砂面形態である(以上土木学会水理委員会による定義)。