

波による海浜の砂移動

篠原, 謹爾

椿, 東一郎

吉高, 益男

上森, 千秋

<https://doi.org/10.15017/4743365>

出版情報 : 應用力學研究所所報. 10, pp.63-83, 1957-03. 九州大学応用力学研究所
バージョン :
権利関係 :

波による海浜の砂移動

篠	原	謹	爾
椿	東	一	郎
吉	高	益	男
上	森	千	秋

1. 序

この研究は、波によつて海浜が変形する機構を明らかにし、その場合に移動する底質（海浜を構成する物質）、すなわち漂砂の量を求めようとするものである。漂砂は海岸に打ちよせる波、とくに、海岸近くでくだける碎波によつて底面を移動したり、又は浮遊して、沿岸流によつて運ばれるものと考えられている。このように、波によつて漂砂が移動し汀線が変化する現象については、すでに、三次元的な実験を、Saville¹⁾、Johnson²⁾が行つており、又、最近岩垣博士³⁾は二次元の場合の平衡勾配と汀線に直角方向の砂移動の分布の測定を行い、それぞれ興味深い結果がえられている。しかし、これらの実験においては、底質として0.3mmの砂を用い、沖波の性質も似かよつたものであり、その結果を実際の海浜にあてはめると、底質の粒径が比較的あらい場合にあたつていようである。河川の流砂の問題において、底質の粒径は掃流力の無次元表示や浮流砂の濃度分布及びその量に重要な役割を演じていることからみて、海浜の砂移動においても、底質の影響は極めて大きいものと考えられる。従つて、実験結果を実際の海浜にあてはめる場合には、粒径を広い範囲にかえて、底質と波の性質の相似性を確立しておくことが必要である。このような見地から、本実験では底質として砂の外に、底質の粒径を小さくする代りに石炭粉を用いて比重を軽くし、これによつて、粒径の小さい海浜における波による砂移動を調べようと試みた。また、底質の移動形式を河川の流砂の場合と同様、底面附近の移動（掃流）と浮遊とに大別すれば、特に、後者は沿岸漂砂の原因として実用上重要であるが、これまであまり研究されていないように思われるので、掃流砂量とともに浮遊砂量の測定をも行つた。

本研究は京都大学石原藤次郎教授を首班とする文部省科学研究費による総合研究「海岸工学の基礎的研究」の分担研究の成果の一部であり、同教授の御好意に謝意を表す。また実験装置の整備を担当した池田茂、薄慶治、片島道昭の諸氏に厚くお礼申上げる。

2. 実験装置及び方法

本実験は九州大学応用力学研究所津屋崎分室内の幅50cm、高さ50cm、長さ10m（後に20mに延長）の有機ガラス張りの水槽において行われた。波起し器はフラッター型のも

のでその概観は写真1及び2のようである。この水槽に写真3にみられるように、傾斜部分の長さ4.5m、勾配1/10の模型砂浜をつくつた。水槽の水深はすべて35cmとした。

波の性質の測定法としては、砂浜の終端附近において、電気式ポイントゲージによつて波長及び一波長間の波高の分布を測定し平均波高を求め、微小振幅波理論によつて沖波の量に換算した。碎波高、碎波水深及び碎波点附近の波高の変化は側面からの測定、写真及び電気式ポイントゲージによる結果を総合してきめた。写真4及び5は測定に使用した電気式ポイントゲージで本研究所粟谷氏の考案になるものである。

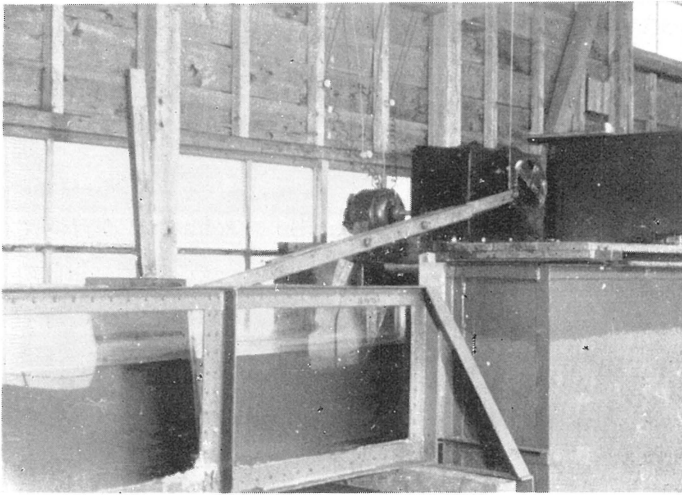


写真1 造波装置(1)

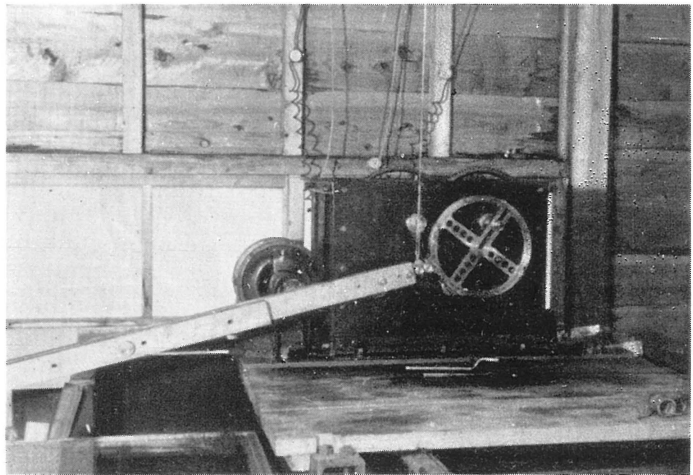


写真2 造波装置(2)

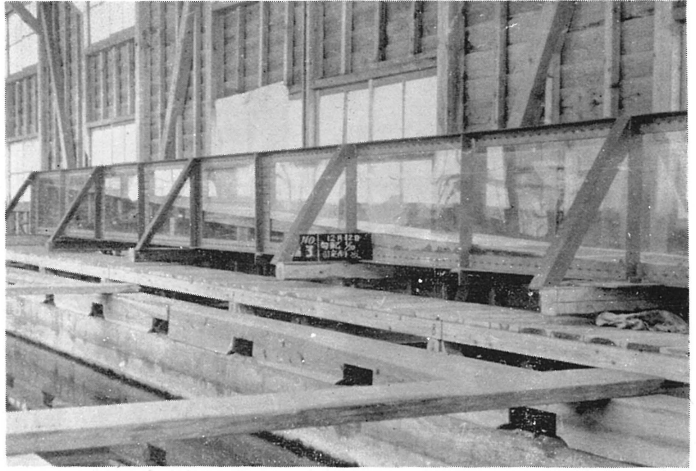


写真 3 実験水槽

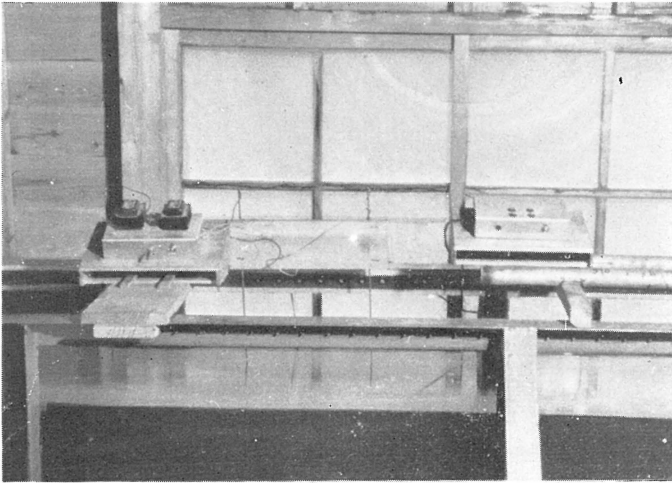


写真 4 波高測定用電気式ポイントゲージ (1)

底面附近を移動する砂を捕えるためには、京大岩垣博士の用いた装置³⁾とほぼ同様で、長さ約 5cm、幅約 3cm の矩形口をもつ採砂孔を底面に埋める方法を用いた。採砂孔は一断面一個とし、よせ波と引き波によつて区別せず、口から落込んだ砂はサイホン作用により水と共にすい出して計量した。サイホンをを用いると、採砂孔上面に下向き速度を生じて砂量を過大に見積ることになるので、サイホンの吸引速度は出来るだけ小さくすることが望ましいが、あまり小さい速度ではパイプがつまるため、この実験では採砂孔口における速度が夫々砂及び石炭粉の沈降速度にほぼ等しい状態を基準とした。なお、側面から砂が孔に落ち込むのを防ぐため、側面に砂の場合 2mm、石炭粉の場合 1cm のフランジをつけた。汀線

附近から陸側ではサイホンで採砂することが出来ず、又、移動量も汀線からの距離によつて相当大きく変化するので長さ約 2cm、幅約 3cm の採砂孔を一定時間埋め、手で取上げて計量した。これらの採砂孔を写真6に示している。

浮游砂は汀線から砂の移動する全範囲にわたつて 10~15 断面において、内径 2mm のガラス管を1断面に 4~10 個千鳥型に並べ、サイホンにより採取し、各断面の深さ方向の濃度分布を調べた。写真7は浮游砂採取状況を示したものである。

実験に用いた海浜の底質は砂及び石炭粉で 図-1 に示すような粒度曲線を持ち、平均粒径はそれぞれ 0.2mm 及び 0.3mm で、ほぼ均一である。比重は砂 2.66、石炭粉 1.29 であり、

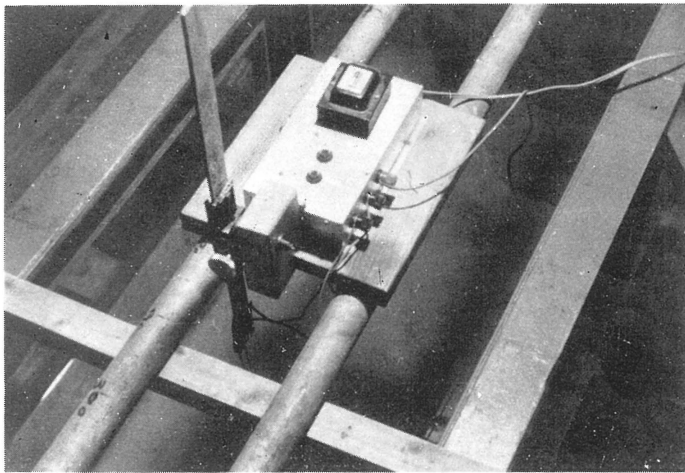


写真5 波高測定用電気式ポイントゲージ(2)

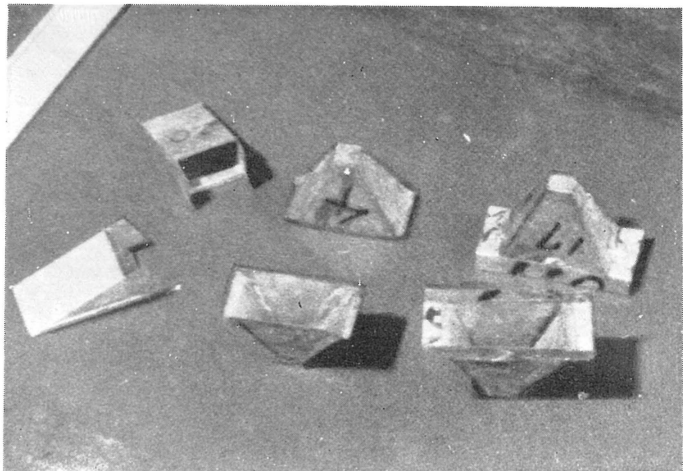


写真6 底面移動砂採取用採砂孔

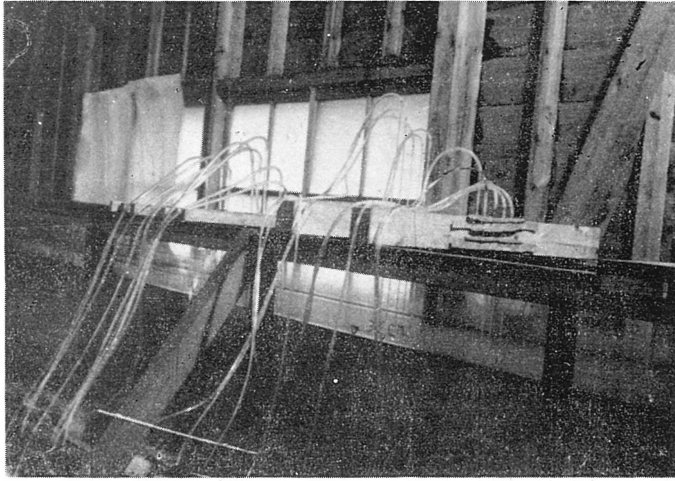


写真7 浮游砂採取状況

粒径別に分けて沈降速度を求め粒度分布の重みをつけて平均した沈降速度は、夫々、砂 2.19 cm/s (水温 15°C), 石炭粉 1.14 cm/s (水温 25°C) であつた。

実験を行つた波の性質は周期 0.59~1.65 秒, 沖波に換算した波高 1.99~5.67 cm, 波形勾配 0.00922~0.0685 である。

実験の方法及び順序は、波を送りはじめてから4時間後、海浜がほぼ平衡状態に達したものとして浮游砂の測定を行い、5~7時間後に海浜形状の測定を側面及び中央断面で行い、その後採砂孔により底面附近を移動する砂の量を測定した。

以上の方法によつてえられた実験結果は附表のようで、その一部を図示すれば、図-2 となる。図中の原点は 1/10 勾配における汀線で、採砂孔砂量とは底面附近を移動する往復の砂量を表わしている。又、底面濃度、拡散係数などについては後でのべる。

3. 海浜の形状

1/10 勾配の海浜に一定の沖波がおくられると、海浜は次第に変形し、沖波の特性と底質の性質に対応した平衡状態に近づいていく。この形状をあらわすため、静水面から底面までの深さを h とすると (図-3), h は (1) 波の性質, (2) 海浜の底質の性質, (3) 汀線を原点とした位置, x の函数と考えられる。波の性質としては、波高 H_0 , 周期 T , 重力の加速度 g 又は波長 L_0 があり、底質の性質としては、水中における底質の比重 s 及び粒

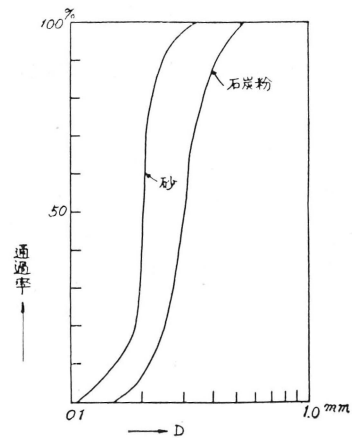


図-1 底質の粒度曲線

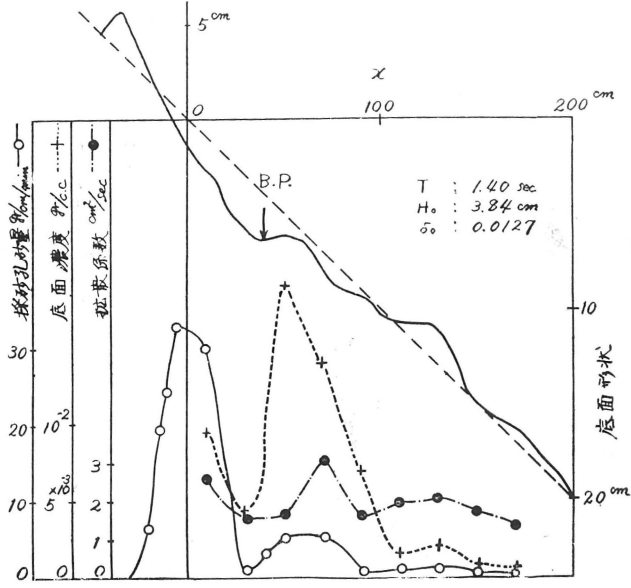


図-2.a 海浜変形と移動砂量(1)
(底質砂の場合)

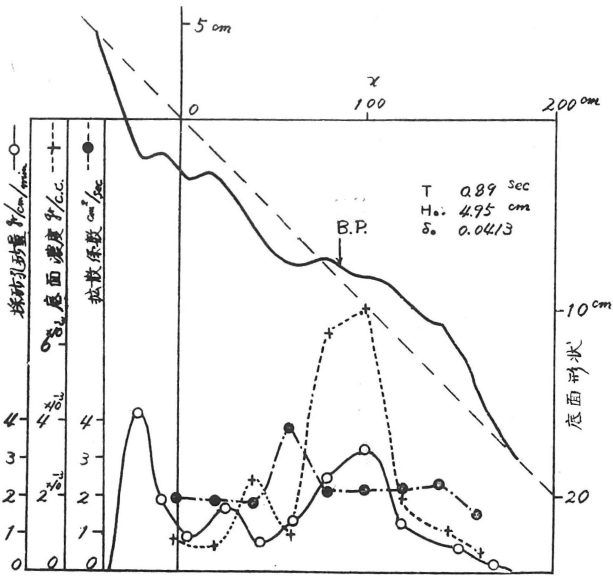


図-2.b 海浜変形と移動砂量(2)
(底質砂の場合)

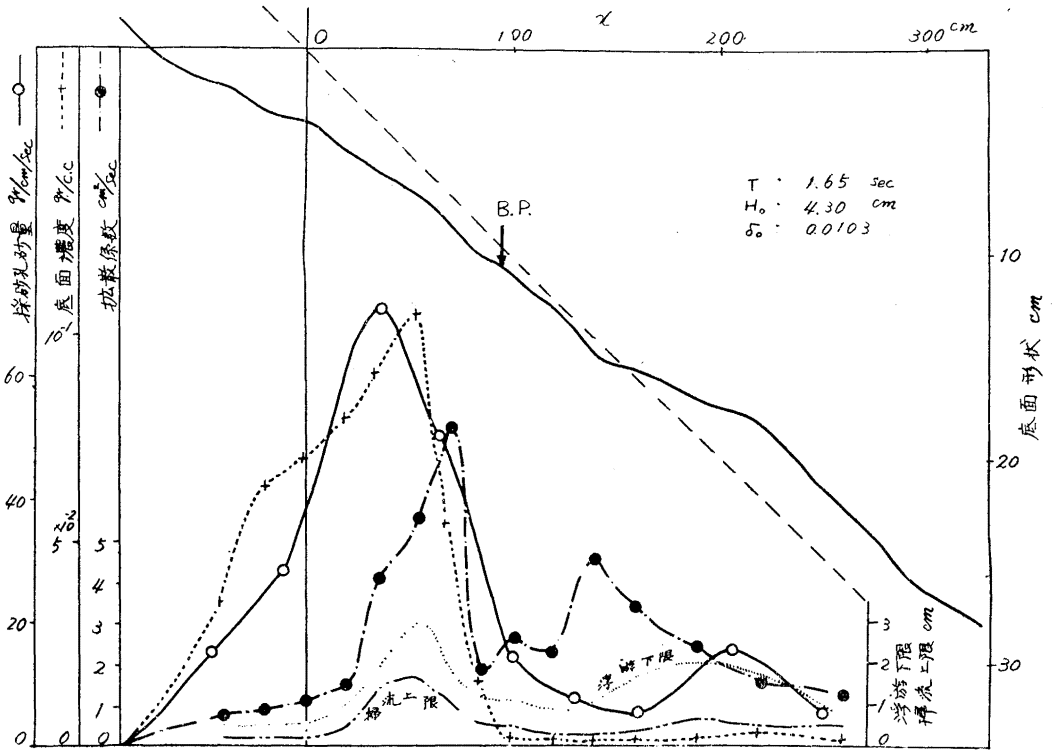


図-2.c 海岸変形と移動砂量 (3)
(底質石炭粉の場合)

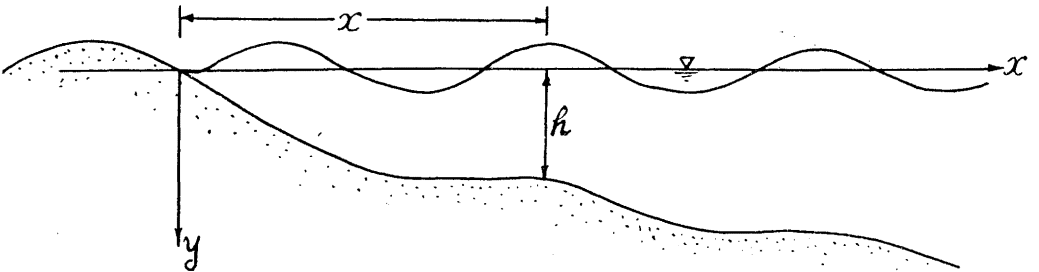


図-3

径 D が考えられる。従つて、汀線を原点として沖の方に x 軸をとると、平衡状態に達した海浜形状は次の函数形で表わしうるものと考えられる。

$$h/T^2g = f(x/T^2g, H_0/T^2g, H_0/sD, s) \quad (1)$$

沖波の波長を L_0 とすれば $L_0 = gT^2/2\pi$ であるから (1) 式は

$$h/L_0 = f(x/L_0, \delta_0, H_0/sD, s) \quad (2)$$

ここに、 $\delta_0 = H_0/L_0$ は沖波の波形勾配で、破波の性質を規定するパラメーターである。従

来の研究によると碎波高，碎波水深は δ_0 の函数として表わしうと考られているので海浜の形状を規定するパラメーターとしても最も重要である。又， H_0/sD については次のように考えられる。すなわち，河川の掃流力の無次元表示は摩擦速度を u_* とすれば u_*^2/sgD である。波の場合に u_* に相当する流速としては，

(i) δ_0 が小さく碎波点で長波の性質をもつとすれば

$$u_* \sim \sqrt{gH_b} = \sqrt{gH_0} f_1(\delta_0) \quad H_b: \text{碎波の波高}$$

(ii) 表面波の性質をもつとすれば

$$u_* \sim H_b/T \sim \frac{H_0}{T} f_1(\delta_0) \sim \frac{H_0}{\sqrt{\frac{L_0}{g}}} f_1(\delta_0) = \sqrt{gH_0} \delta_0^{1/2} f_1(\delta_0)$$

となり，いずれにしても波の場合の掃流力は

$$\frac{gH_0}{sgD} f_1(\delta_0) = \frac{H_0}{sD} f_1(\delta_0)$$

で表わされ， H_0/sD が波の場合の掃流力の大きさをあらわすパラメーターとなる。

波が屈折等の局所的な影響をうける実際海岸の海浜形状と実験による形状とを比較する場合には，岩垣博士が指摘しているように，海浜形状を碎波の性質で無次元表示することがのぞましい。この場合には波は碎波高 H_b と周期 T で代表させることにすれば海浜形状は (1) 式で H_0 の代りに H_b を用いればよいことになる。

平衡状態の海浜形状に関する実験は岩垣博士³⁾ によつてくわしい研究が行われているが，使用した砂が平均粒径 0.3 mm で， H_0 が 2.05~5.88 cm の範囲のものであるから，(2) 式における H_0/sD の値は $s=1.6$ とすれば 42.7~122.5 となり，実際海岸にあてはめると粒径の大きい海浜の場合にあたる。海浜が細かい砂から構成されている実際海岸と実験とを相似に保つためには，砂を用いた実験では困難であるのでこの難点をさけるため石炭粉を用い，同一の δ_0 に対する H_0/sD の範囲を 5 倍程拡げることが出来た。

筆者等の実験では，砂を用いた場合 $H_0/sD=59.9 \sim 170.8$ ，石炭粉の場合 $H_0/sD=350 \sim 640$ である。

海浜の変形については，波形勾配 δ_0 の変化による h/L_0 のちがいが，その場合の H_0/sD の影響及び δ_0 と前浜勾配との関係を調べた。

図-4 は波形勾配 δ_0 が約 0.01, 0.018, 0.03, 0.06 の場合の海浜形状を無次元表示したものであり，比較のため岩垣博士の実験結果も点線で示してある。図中の矢印は碎波点 (B, P) を示している。図-5 は前浜勾配 I と δ_0 との関係を示したものである。これらの図から，前浜及びいそ波帯の勾配は底質によつてかなり異なることが注目される。すなわち，岩垣博士の実験結果と底質に砂を用いた筆者等の結果は H_0/sD がほぼ同一であるためかなりよく一致しているのに対し， H_0/sD が砂の約 4~6 倍にあたる石炭粉の場合の勾配は砂

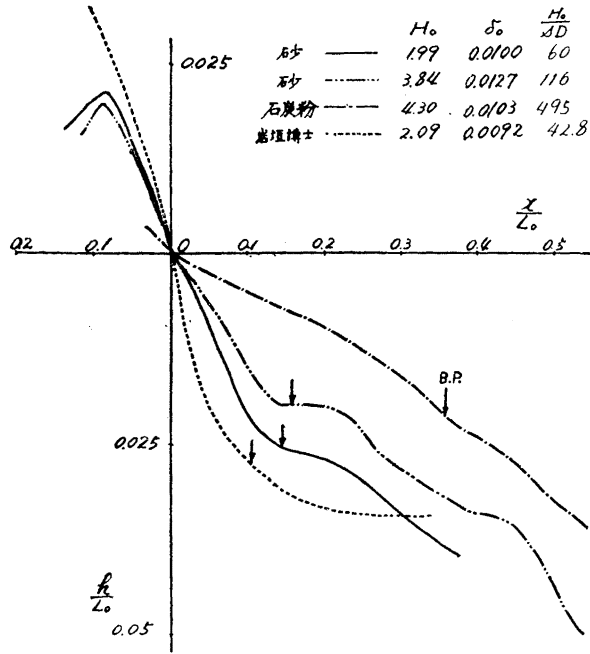


図-4.a 海浜変形(1)

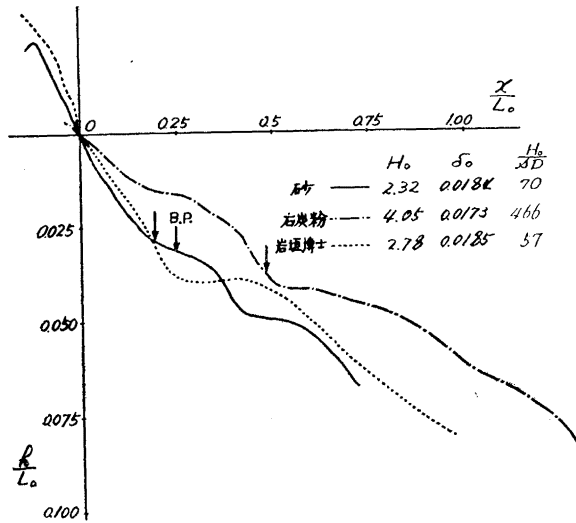


図-4.b 海浜変形(2)

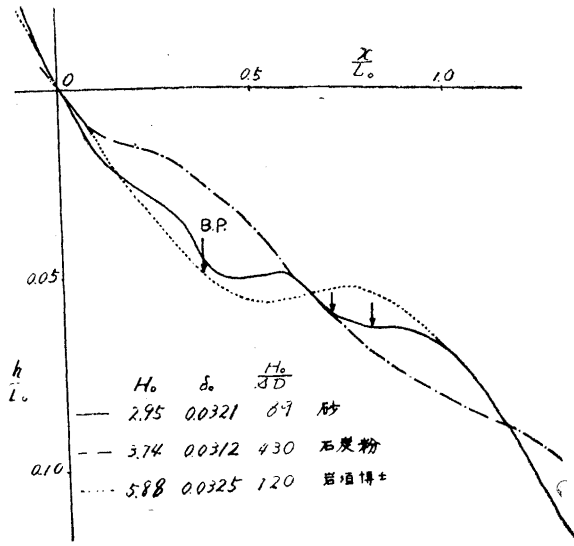


図-4.c 海浜変形 (3)

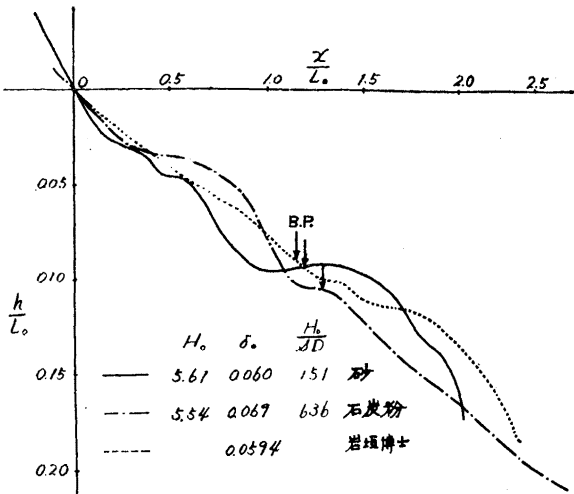


図-4.d 海岸変形 (4)

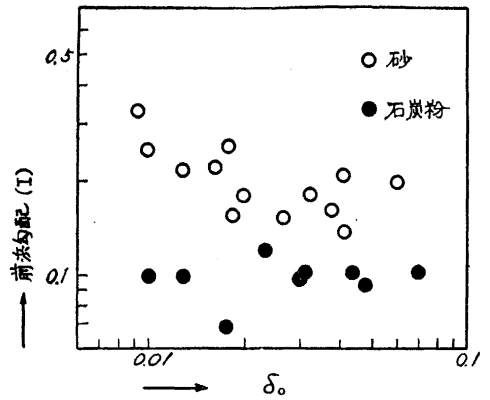


図-5 前浜勾配と δ_0 との関係

に比べてかなり小さい。これは海浜形状が波形勾配だけによるのではなく、 H_0/sD の影響をかなりつよく示すことを示すように思われる。実際の海岸では s はほぼ一定であるから底質の粒径が小さい程海浜勾配が緩やかとなるのはこのためであると考えられる。

底質が砂の場合の実験では、海浜形状がはじめの $1/10$ 勾配から変化した部分と変化しない部分との境界が明らかにあらわれる。この海浜変形の終点は砂の移動が行われる限界を示すものとも考えられる。佐藤清一博士¹⁾は、砂の移動限界は波による底面の剪断応力が砂

を動かさうる限界状態にあたるとして、その点の波高を H 、波長を L 、底面における水分子の軌道速度の半周期間の平均値を u_m とし、移動限界水深 h_c に対し次の式を提案している。

$$\sqrt{\frac{D}{2.5}} = u_m = \frac{\pi H}{2T \sinh \frac{2\pi h_c}{L}} \quad (3)$$

ここで、 u_m は m/sec, D は mm 単位である。砂の移動限界の定義としては、実用上、砂の移動が顕著でなくなる点、或いは砂の移動が全くなくなる点等が考えられるが、(3) 式は前の方の定義、又、筆者等の実験における海浜変形の終点は後の方の定義に相当する。

波による実質部の x 方向の速度を u とすれば、

$$u = \frac{\pi H}{T} \frac{\cosh \frac{2\pi}{L}(h+y)}{\sinh \frac{2\pi h}{L}} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right)$$

従つて、底面における最大速度は

$$u_{\max} = \frac{\pi H}{T} \frac{1}{\sinh \frac{2\pi h}{L}}$$

である。変形の終点においては、水分子の軌道速度の最大値 u_{\max} による最大の流体力を考えると $u_{\max}/\sqrt{sgD} = \chi$ が一定値 χ_c をとることが期待される。よつて、 H および L を沖波の値にかきかえると、 h_c/L_0 は $H_0/T\sqrt{sgD} = \sqrt{\frac{H_0}{sD}} \cdot \sqrt{\frac{\delta_0}{2\pi}}$ の函数として次の式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{u_{\max}}{\sqrt{sgD}} = \chi_c &= \frac{\pi H_0}{T\sqrt{sgD}} \left[\tanh \frac{2\pi h_c}{L} \left(1 + \frac{4\pi h_c/L}{\sinh \frac{4\pi h_c}{L}} \right) \right]^{1/2} \frac{1}{\sinh \frac{2\pi h_c}{L}} \\ \frac{\frac{2\pi h_c}{L_0}}{\frac{2\pi h_c}{L}} &= \tanh \frac{2\pi h_c}{L} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

河川における限界掃流力の実験によると、限界摩擦速度 u_{*c} と \sqrt{sgD} との比は粒径によつて異なるが、0.18~0.28 である。又、河床の砂の移動に關係する代表流速 u_b として河床から 1 粒径はなれた場所の流速を採用すると、 $u_b/u_{*c} = 8.5$ と考えられるから、 u_b/\sqrt{sgD} の値は 1.53~2.38 である。波の場合には u_b として底面における水分子の軌道速度の最大値 u_{\max} を用いると、 $\chi_c = u_{\max}/\sqrt{sgD} = 1.53\sim 2.38$ となる筈である。今、 $\chi_c = 1.85$ として h_c/L_0 と $H_0/T\sqrt{sgD}$ との關係を求めると 図-6 となり、実測値とかなりよく一致することがわかる。又、(4) 式で $s = 1.66$, $\chi = 4.04$ とおくと (3) 式がえられる。この χ の値は筆者等の海浜変形の終点を示す χ_c の値の 2 倍余であることから、佐藤博士の移動限界の基準は砂の移動が実用上顕著でなくなるような水深を示すものと思われる。

次に、底質が砂と石炭粉の場合との差異を調べてみると、前者では、 δ_0 が大きくなる程明瞭な沿岸砂洲が形成されているが、後者では、沿岸砂洲は発生せず、ほぼ 1/10 勾配の直線的な形状をなしている。沿岸砂洲は碎波による戻り流れによつていそ波帯から沖波の部分に運ばれた砂が、底質の移動限界の存在のため碎波点附近から移動限界点にわたつて堆積するために形成されるものと考えられる。従つて砂洲の発生に対しては碎波点と底質の移動限界点の距離が重要な要素であると考えられる。石炭粉の場合には H_0/sD が

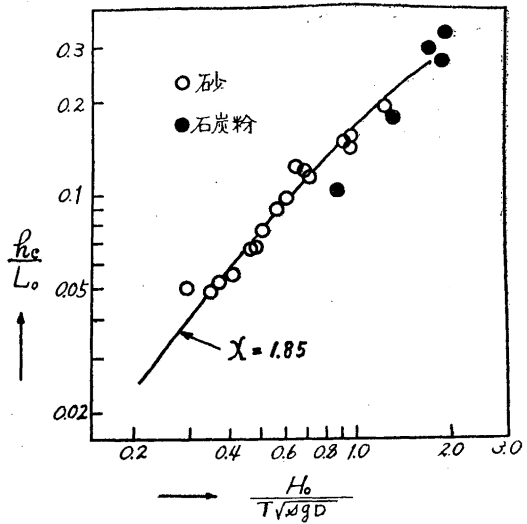


図-6 $\frac{h_c}{L_0}$ と $\frac{H_0}{T\sqrt{sgD}}$ との関係

大きいため、この距離が長く、殆んどの場合、海浜全体にわたつて底質の移動がみられ沖の方に運ばれる底質をとめる機構を欠いていることが、沿岸砂洲の形成されなかつた理由ではないかと思われる。

4. 底面附近の砂の移動量

河川の流砂と同様に波による砂の移動も掃流と浮游とに分けて考えることにする。底面附近の掃流層とその上の浮游層との間には遷移領域があり、理論的にも掃流層と遷移領域との底質移動を分離することは困難であろう。浮游層の砂の量はサイホンによつて水とともに砂をすい出し、濃度分布をはかつてかなり正確に求めることが出来るが、掃流層及び遷移領域の砂の移動を測定することは実験的に極めて困難である。これらの移動砂量を測定するには、今のところ、底面に埋められた採砂孔におちた砂をもつて表わす以外に適当な方法がないようであるが、この方法では浮游砂の混入をさけることが出来ない。又、採砂孔におちた砂を水とともに導くようにすれば砂の量は吸引速度によつても左右される。このように、採砂孔による実験にはかなりの難点があり、特に石炭粉の実験の場合、移動量の多い断面では、掃流層及び遷移領域の厚さが数 cm にも達したため、測定誤差が大きく、その理論的な意味づけも困難であるが、一応、採砂孔にはいつた砂は底面附近を移動する砂の量を表わすものと簡単に考えることにする。

海浜を構成する底質は波の軌道速度や質量輸送による碎波後の流れ、衝撃による攪乱作用、戻り流れ等種々の要因によつて移動するものようであるが、移動量の大きさや分布状態

は極めて複雑である。従つて、底面附近の砂移動を理論的に解明することは今後の研究にまつこととして、本研究では実験によりその性質を調べることにした。

いま、単位時間に単位巾をすぎる往復の移動砂量（実質の容積）を $q (L^3/LT)$ とする。 q に関係する量は沖波については H_0, T および g 、底質については s, D であるから、 q の函数形として次の式が考えられる。

$$q/\sqrt{gH_0^3} = f(\delta_0, H_0/sD, x/L_0, s)$$

一方河川において、流砂に関し平衡状態にある場合、掃流力はその限界値よりかなり大きい時には、河床附近を輸送される砂の量は

$$q/\sqrt{sgD^3} \propto \left(\frac{u_*^2}{sgD}\right)^{3/2} \left(\frac{u_*^2}{sgD}\right)^m$$

で表わされる。指数 m の値は C.B. Brown⁵⁾ によると $m=1$ であり、又、掃流砂のみの場合には $m=0$ となるといわれている。上式は $qsg/u_*^3 = (u_*^2/sgD)^m$ とかきかえられる。

波による砂移動の場合には、河川の流砂の場合とは異なり甚だしく非平衡状態であり、又、流れによる剪断応力の外に衝撃による攪乱作用が大きな影響を及ぼすなど、流砂とはかなり異なつた移動機構をもつもののものであるが、一応流砂との類推が許されるものと仮定し、 u_* に対応するものは $\sqrt{gH_0} f(\delta_0, x/L_0)$ と考えられるので、移動砂量は次式で表わされる。

$$\Phi = \frac{qs}{\sqrt{gH_0^3}} = f(\delta_0, H_0/sD, x/L_0, s) \quad (5)$$

図-7 は波形勾配別に Φ と x/L_0 との関係を示したものである。この図から、底質が

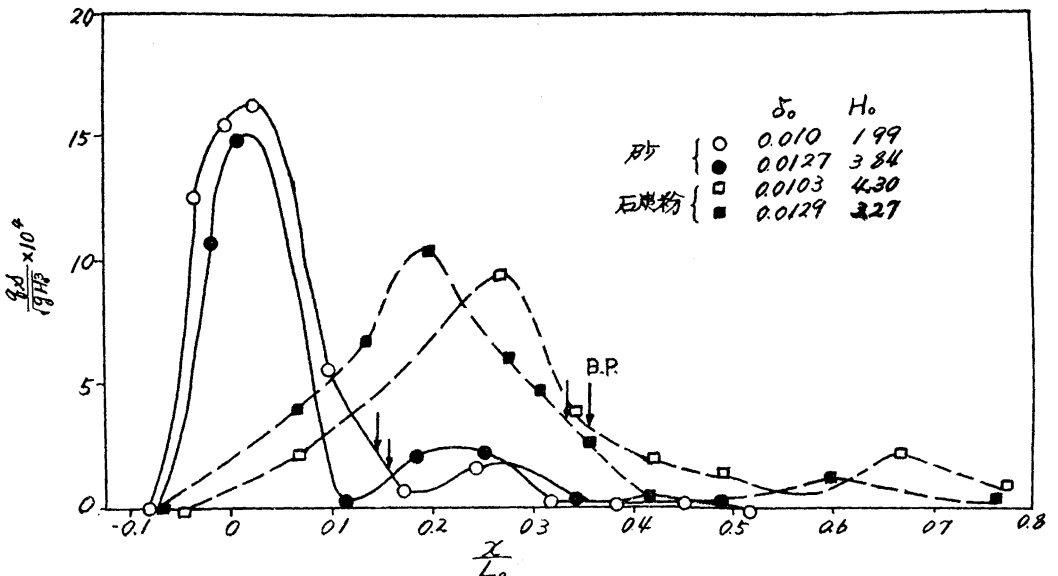


図-7.a 底面移動砂量 (Φ) と x/L_0 との関係 (1)

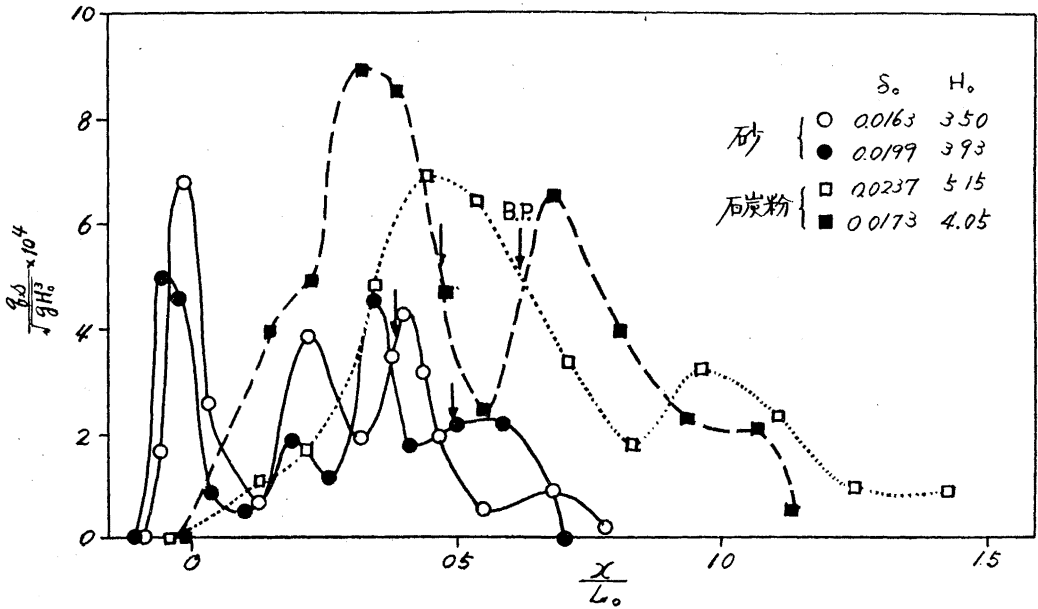


図-7.b 底面移動砂量 (ϕ) と x/L_0 との関係 (2)

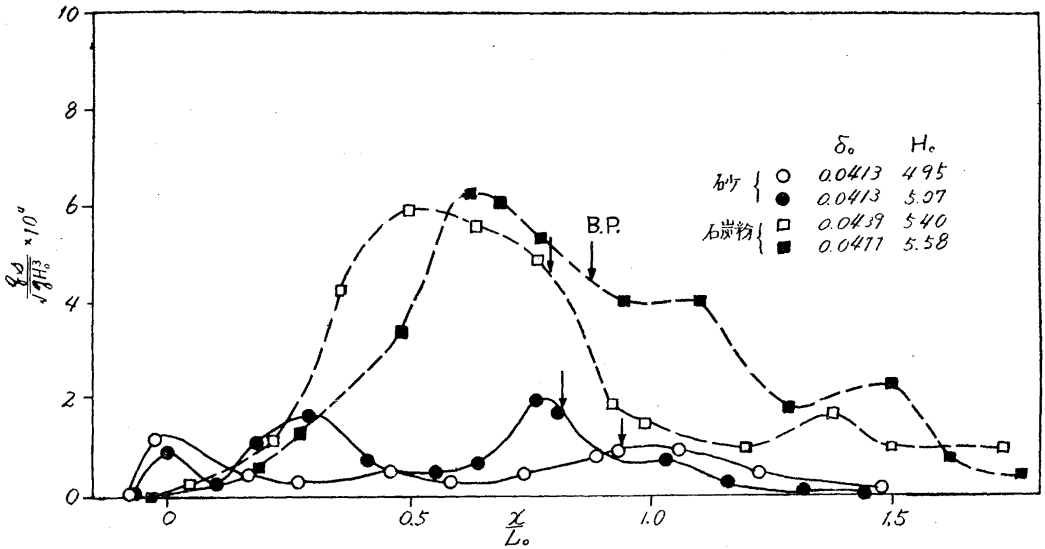


図-7.c 底面移動砂量 (ϕ) と x/L_0 との関係 (3)

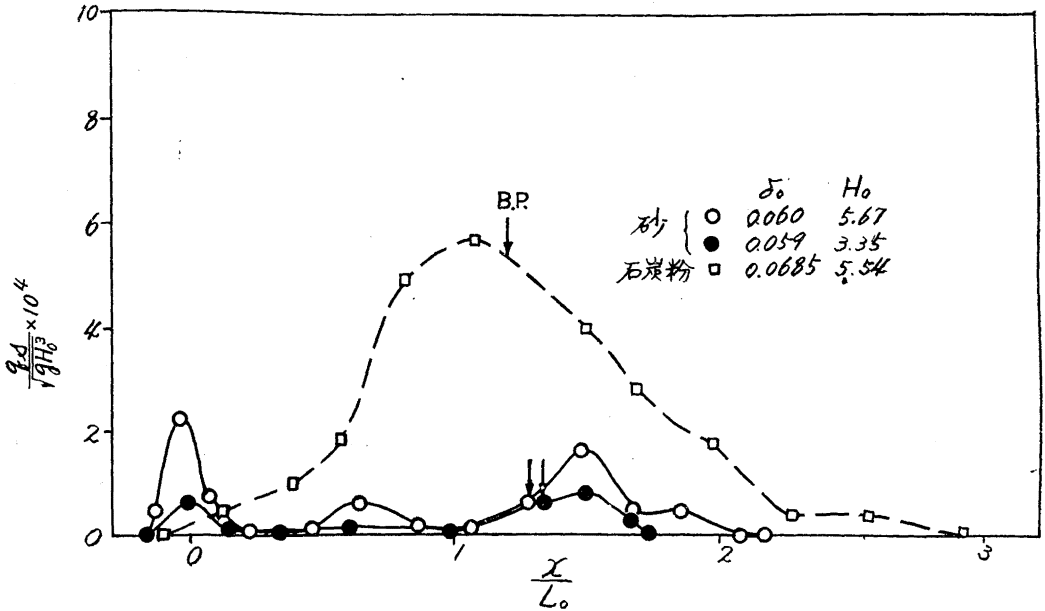


図-7.d 底面移動砂量 (Q) と x/L_0 との関係 (4)

砂の場合には、 δ_0 が小さい波では、砂の移動は汀線附近に集中しているが、波形勾配が大となるとともに、汀線附近の移動量は減少し、いそ波帯の段丘 (step) 及び沿岸砂洲における砂の移動が顕著となり、沿岸漂砂が卓越することがわかる。一方、石炭粉の場合には、 δ_0 の大きさ如何に拘らず、碎波点後の泡立ち線で移動量が最大となり、衝撃による攪乱作用の影響を著しくうけていることが認められる。又、前浜における砂の移動は極めて小さく、汀線漂砂は無視しうる程度であること、沖波の部分の移動量は底質が砂の場合に比べてかなり大きいことなどが注目される。これらの理由として、前者は波のエネルギーが緩勾配の斜面を伝わる間に消費されるためであり、後者は、流砂理論において限界掃流力附近では流砂量が掃流力の増加とともに急激に増すことが知られていることから考えて、波による掃流力を表わす量 $H_0/T\sqrt{gD}$ 又は H_0/sD が石炭粉の場合には砂の場合に比べて大きいためではないかと思われる。

図-8 は海浜における底質の全移動量 Q の無次元表示と δ_0 との関係を示したものである。石炭粉の場合には前述のように δ_0 が大きくなるとともに沖波の部分の移動も顕著になるので、 $Qs/\sqrt{g}H_0^3L_0$ の値は δ_0 とともに大となり、砂の場合と全く逆の結果がえられている。この理由として、2つの実験において一定の沖波に対し H_0/sD が5倍位ちがつているため海浜形状が異なること、衝撃による攪乱に対し影響される程度がちがうこと、沖波の部分での砂の移動量が異なることなどが考えられる。この外にも、石炭粉の形状が砂に比べ

て扁平であること、波による砂の移動は周期的な加速度運動を行い、砕波による衝撃をうけるため、水中の比重 s がそのままの形で関係することも考えられるが、これらについては将来の研究にまたねばならない。

なお、砂を底質とした場合、 $Qs/\sqrt{gH_0^3L_0}$ の値は δ_0 が 0.02 以上では δ_0 が大となるにつれ減少している。Saville¹⁾ の三次元の漂砂の実験では最大漂砂量が δ_0 の 0.02~0.025 で生じているが、筆者等の実験では測定値にちらばりがあるため最大値をもつか否かは明らかでない。

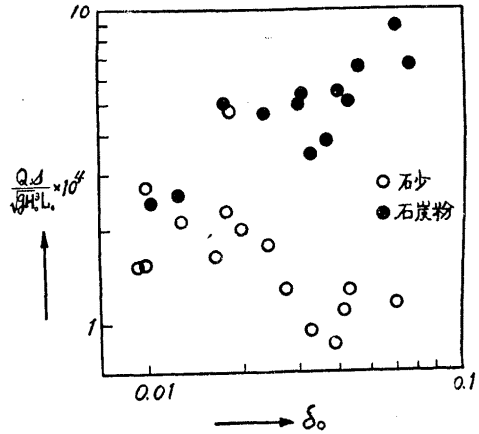


図-8 底面移動砂量 $\left(\frac{Qs}{\sqrt{gH_0^3L_0}}\right)$ と δ_0 との関係

5. 浮游砂

波によつて浮游した砂は流れにのつてそのまま浮游しつづけるので沿岸漂砂に対しては重要な役割を演ずる筈であるが、従来この種の浮游砂に関する研究はあまり行われていないように思われる。本実験では汀線より陸側の前浜の部分では水深が小さいため浮游砂の測定は出来なかつたが、汀線附近から砂の移動限界終点までの間で測定を行つた。

図-9 には各断面の深さ方向の濃度 C と底面からの距離 y との関係が示されている。砂

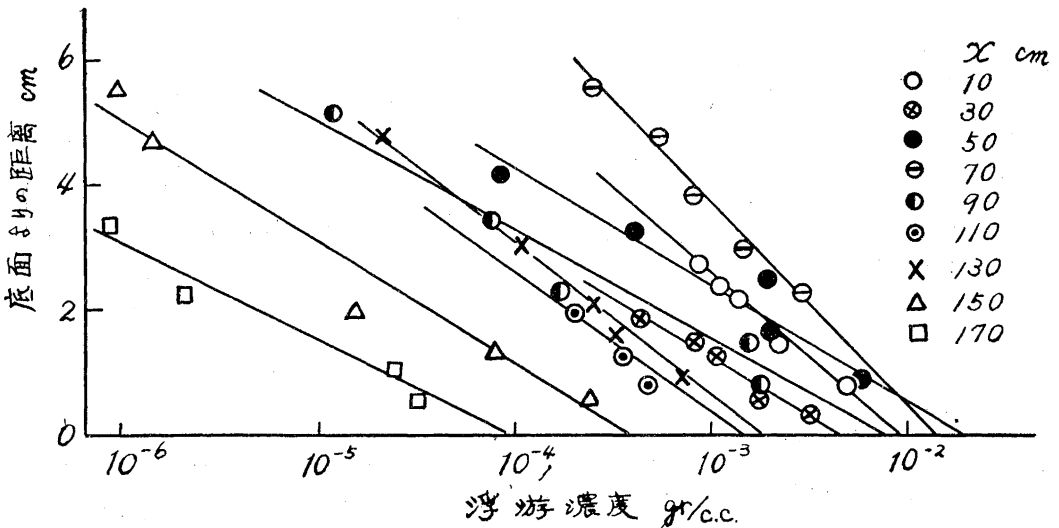


図-9.a 浮游砂の濃度分布(1)
(底質砂の場合)

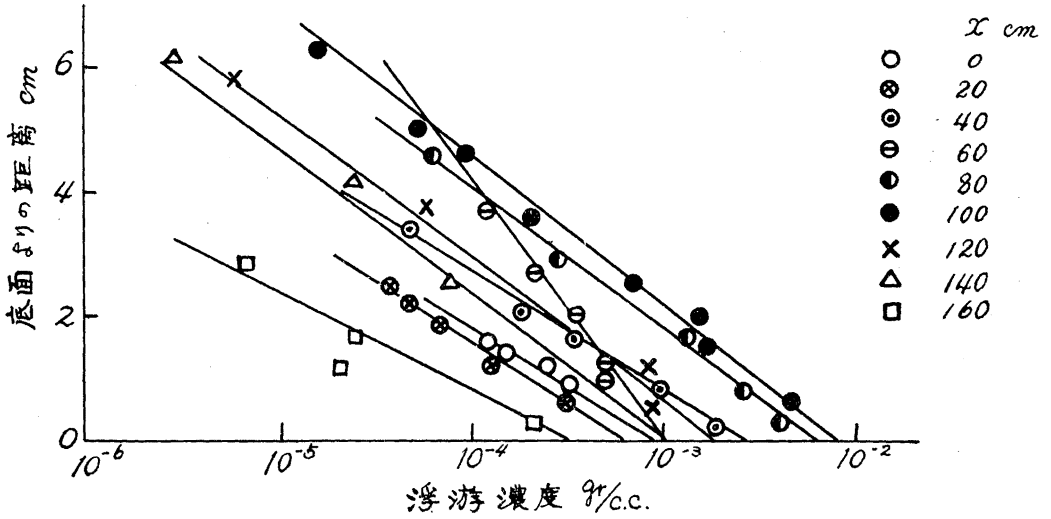


図-9.b 浮游砂の濃度分布(2)
(底質砂の場合)

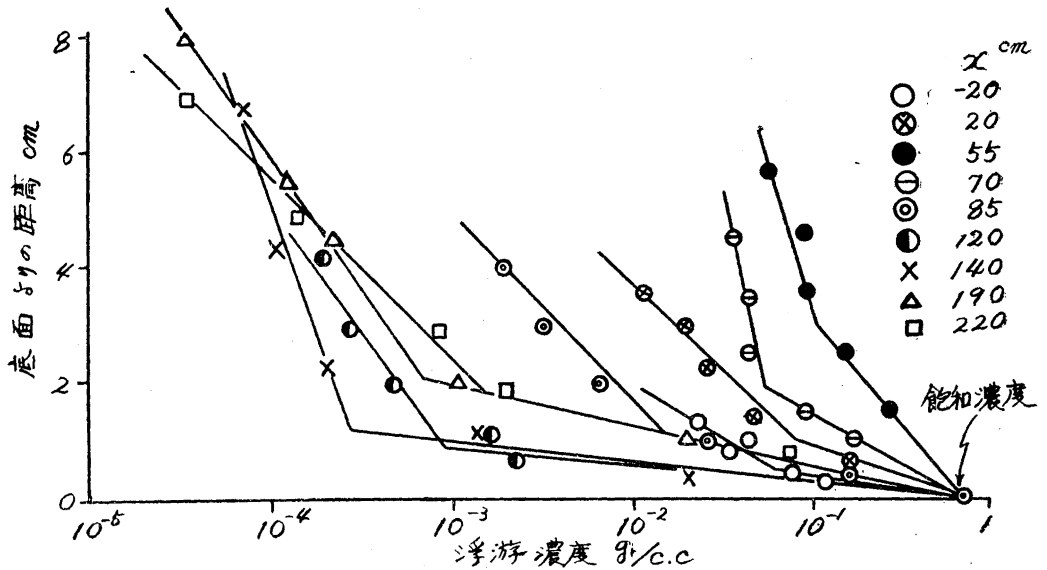


図-9.c 浮游砂の濃度分布(3)
(底質石炭粉の場合)

の場合には $\log C$ と y との間には直線関係が成立している。石炭粉の場合には現象が極めて複雑であつて、移動しない底質の層の上に飽和に近い状態で波に動かされているうすい層がみられる。この層の上端をかりに掃流上限となすけることにする。濃度は 図-9. c にみられるように勾配を異にする2つの直線の分布をしている。上の方の直線を浮游部分

とみなすと下の直線は遷移領域を示すものと思われる。この2直線の交点を浮游下限となすことにし、この点の濃度を C_0 とする。図-2.c には、掃流上限及び浮游下限が示してある。

以上のように、どの底質の場合にも、濃度の対数と深さとの間には直線関係が存在するから、濃度分布は

$$C/C_0 = e^{-\alpha y}$$

で表わしうる。

波による浮游砂の分布は非定常かつ非平衡状態の拡散方程式によつて定められるものと考えられるが、上式の成立つことが実験的にみとめられたので、濃度分布は、平均的に定常かつ平衡状態にあるものと考え、沈降速度を v_s 、拡散係数を ε とし、濃度分布は次式に従うものとする。

$$C/C_0 = e^{-\alpha y}, \quad \alpha = v_s/\varepsilon \quad (6)$$

ここで、 ε は乱れの拡散係数の外に流れの状態や非平衡状態の影響を含んだ見掛け上の拡散係数と解釈しておく。図-9 の濃度分布から、 $y=0$ 又は浮游下限の濃度 C_0 および、直線の勾配から α 即ち v_s/ε が求められる。 v_s は既知であるから、 ε の値もえられる。図-2 には、 x の方向の C_0 と ε の変化が示されている。これから、 ε は水深の減少とともにゆるやかに増し碎波前にやや増大することがわかる。これは、その点で碎波頂部に向うすい上げられるような流れがあるためではないかと思われる。これは底質が石炭粉の場合にかなりはつきりとみられる。さらに、碎波後は泡立ち線と思われるところで大となり、特に石炭粉の場合には著しく、激しい攪乱作用のため深さ方向に殆んど均一分布をなしている。いそ波帯では石炭粉の場合には次第に減少していくが砂の場合には一たん減少し δ_0 が小さいときには又急に増加していくようである。汀線附近は測定出来なかつたが、約 1/5 の急勾配の斜面によせ波と戻り流れが重なりあうため δ_0 の値如何に拘らずかなり大きな ε を示すのではないかと推定される。

底面濃度 C_0 は攪乱作用の強いところ程大きいことが予想され、底面附近の移動も流れによる掃流力と攪乱作用との2つの作用で動かされるため、両者の間にはかなりの相関関係がみとめられる。

沿岸漂砂を対象として、波による静水面の上昇を無視すると底質が砂の場合には汀線より碎波点間に含まれる浮游砂量 S_b 及び汀線より沖側の全含砂量 S は (6) 式より次のようになる。

$$S_b = \int_0^{l_b} \frac{C_0 \varepsilon}{v_s} (1 - e^{-\frac{v_s y}{\varepsilon}}) dx$$

$$S = \int_0^{l_c} \frac{C_0 \varepsilon}{v_s} (1 - e^{-\frac{v_s x}{\varepsilon}}) dx$$

但し l_b, l_c は夫々汀線より碎波点及び砂移動の終る点までの距離

上式において拡散係数 ε は次元的に δ_0 をパラメーターとして $\varepsilon/\sqrt{gH_0^3}$ で無次元化され、又、 C_0 を単位容積中の砂の実質容積とすれば C_0 は $\sqrt{gH_0}/v_s$ と δ_0 の影響をうける。特に $\sqrt{gH_0}/v_s$ は波による乱れの強さと沈降速度の割合を表わし C_0 に対して最も大きな役割を演ずるものと考えられる。河川における浮游砂の河床濃度に関する Kalinske の理論⁶⁾を参照すると、同一の δ_0 に対し C_0 は $\sqrt{gH_0}/v_s$ の1以上の指数に比例するものと考えられるので、 S, S_b の無次元形は

$$S \text{ 又は } S_b = L_0 H_0 \frac{gH_0}{v_s^2} f(\delta_0, \sqrt{gH_0}/v_s) \quad (7)$$

とおける。図-10 は砂の場合、図-11 は石炭粉の場合の結果が示されている。石炭粉の場合

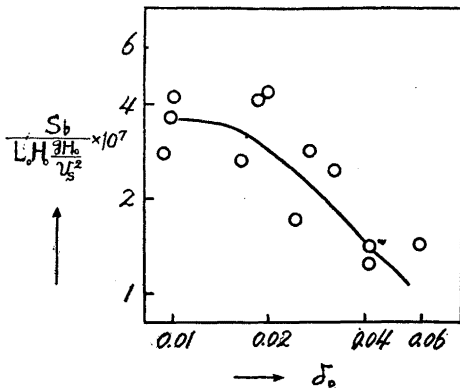


図-10.a 碎波点と汀線との間に含まれる移動砂量と δ_0 との関係 (底質 砂の場合)

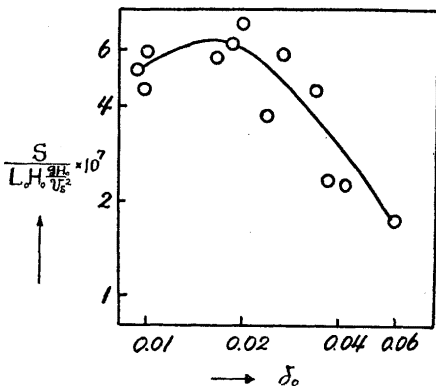


図-10.b 汀線より沖側の全含砂量と δ_0 との関係 (底質 砂の場合)

は砂の場合の約10倍になっている。砂の場合には 図-8 における掃流砂の無次元表示の場合の関係と似た傾向を示すことおよび全含砂量については Saville¹⁾の漂砂に関する実験のように最大値があらわれることが注目される。

以上のように波による浮游砂量は拡散係数 ε と底面濃度 C_0 の特性を明らかにすることに帰せられるように考えられるが、両者の定量的な性質の検討は今後の実験に譲りたい。

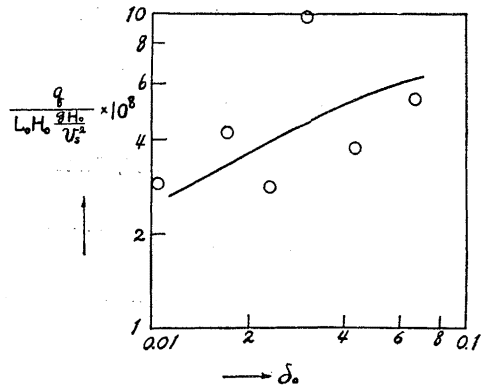


図-11 汀線より沖側の全含砂量と δ_0 との関係 (底質 石炭粉の場合)

6. 総括

波による海浜の変形と砂移動に関する実験結果を実際海岸に適用する場合の最も困難な問題は底質の粒径の相違とその相似性を確立することであろう。この研究において波形勾配の外に底質の性質を表わす主なパラメーターとして、波が砂に及ぼす流体力と砂の摩擦力或いは重さとの割合、 H_0/sD を考え、この値を粒径の小さい海浜に近づけるために砂の外に石炭粉を用いて、海浜形状並びに砂移動に関する実験を行つた。底質が砂の場合と石炭粉の場合とでは H_0/sD の値が約4～6倍ちがつているが、実験の結果によると、まず、海浜形状については、汀線よりの距離と深さとの関係を無次元表示すると同一の波形勾配に対し H_0/sD が大となるとともにいそ波帯の海浜勾配はゆるやかになり、底質の粒径が小さい実際海浜に似た形状に近づくことが知られた。また、底面附近の底質の移動量については、石炭粉の場合では、波形勾配に無関係に泡立ち線附近の移動が卓越し、その分布の状態は砂の場合とかなり異なること及び全移動量の無次元表示と δ_0 との関係は砂の場合と非常に異なることがわかつた。更に、濃度分布の測定において、石炭粉の場合には、掃流から浮游領域への遷移状態が明瞭にあらわれたことは浮游領域における濃度分布が簡単な指数形式で表わされることと共に興味深く思われる。又、砂に比べ石炭粉はその形がやや扁平なので、これが砂移動の機構に幾分影響するように思われた。

底質により海浜変形に著しい差異の見出されたことは、一部に底質の形状等の影響があるにしても、主として H_0/sD の差異に起因するのではないかと考えられる。

以上のように、波による砂の移動は碎波による流れや衝撃の攪乱作用等が関係し理論的取扱いが困難であるばかりでなく、波形勾配や H_0/sD 等の2個以上の量が関係するため、実験だけにたよることもむづかしい。故に、一般的な結論を得るためには砂移動の機構を明らかにすると共に更に多くの実験と実際海浜における観測が必要である。

文 献

- (1) T. Saville, Jr.: Model Study of Sand Transport along an Infinitely Long, Straight Beach. Trans. Amer. Geophys. Union, Vol 31, No. 4, Aug. 1950, pp. 555-565.
- (2) J. W. Johnson: Sand Transport by Littoral Currents. Proceedings of the fifth Hydraulics Conference, Bulletin 34, State University of Iowa Studies in Engineering, 1953, pp. 89-109.
- (3) 岩垣雄一: 海浜の平衡勾配と碎波による砂移動に関する実験. 海岸工学講演会講演集, 昭30, 11, pp. 99-105.
- (4) 佐藤清一, 岸力: 漂砂に関する研究(7), 波動による海底剪断力と底質の移動. 土木研究所報告, 第85号の6, 昭27, pp. 140-154.
- (5) H. Rouse: Engineering Hydraulics. p. 799
- (6) A. A. Kalinske: Movement of Sediment as Bed Load in Rivers. Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 28, No.4, 1947, pp. 615-620. (昭和32年1月31日 受理)

附 表

底質	δ_0	H_0 cm	H_b cm	L_0 cm	$\frac{H_0}{sD}$	I	$\frac{h_c}{L_0}$	$\frac{H_0}{T_V s g D}$	$\frac{Q_s}{L_0 v / g H_0^3}$ $\times 10^{-4}$	$\frac{S_b}{L_0 H_0 \frac{g H_0}{v_s^2}}$ $\times 10^{-6}$	$\frac{S}{L_0 H_0 \frac{g H_0}{v_s^2}}$ $\times 10^{-6}$
砂	0.0092	2.84	4.20	308	84.6	0.318	0.0966	0.356	1.54	0.279	0.516
	0.0097	3.07	4.50	316	92.2	0.256	0.125	0.378	1.57	0.368	0.459
	0.0100	1.99	3.85	200	59.8	0.240	0.0766	0.301	2.77	0.423	0.593
	0.0127	3.84	5.64	302	114.5	0.218	0.190	0.483	2.11	0.120	—
	0.0163	3.50	4.25	215	104.4	0.225	0.149	0.522	1.64	0.266	0.566
	0.0179	2.11	3.71	118	63.4	0.264	0.0522	0.421	2.24	0.341	—
	0.0184	2.32	3.70	126	68.9	0.159	0.0895	0.498	4.78	0.412	0.630
	0.0199	3.93	5.66	197	118.4	0.181	0.119	0.616	1.99	0.437	0.733
	0.0241	2.96	3.53	123	88.4	0.290	0.118	0.583	1.75	0.171	0.383
	0.0268	4.10	5.40	153	122.5	0.155	0.142	0.720	1.29	0.288	0.582
	0.0321	2.95	3.52	192	87.8	0.182	0.0675	0.664	0.925	0.245	0.443
	0.0378	2.85	3.29	75.5	85.0	0.167	0.150	0.714	0.831	0.0711	0.239
	0.0413	5.07	5.10	123	153.8	0.140	0.0678	0.988	1.09	0.123	0.229
	0.0413	4.95	6.00	120	148.8	0.212	0.0487	0.976	1.24	0.140	0.289
	0.0588	3.35	3.80	57.0	100.0	0.115	0.0550	0.976	0.501	0.142	0.178
0.0600	5.67	5.98	94.5	171.6	0.200	0.0500	1.29	1.13	0.205	0.457	
石 炭 粉	0.0103	4.30	7.8	418	495	0.100		0.892	2.45	2.83	2.89
	0.0129	3.27	4.2	254	376	0.100		0.875	2.55	—	—
	0.0173	4.05	5.3	234	466	0.070		1.128	4.96	4.09	4.16
	0.0237	5.15	6.3	217	592	0.122		1.494	4.61	2.72	2.81
	0.0305	3.12	3.2	102	359	0.100		1.336	4.92	—	—
	0.0312	3.74	4.2	120	430	0.105		1.472	5.28	9.71	9.80
	0.0371	4.44	4.5	120	510	—		1.738	3.72	—	—
	0.0407	4.80	5.3	120	552	—		1.847	5.38	—	—
	0.0439	5.40	6.0	123	621	0.105		2.078	4.94	3.67	3.69
	0.0477	5.58	5.8	117	641	0.095		2.197	6.41	—	—
	0.0618	3.40	3.0	55.0	391	—		1.973	8.62	—	—
0.0685	5.54	5.6	80.8	636	0.105		2.598	6.46	5.13	5.30	

正 誤 表

波 による 海 浜 の 砂 移 動

篠 原 謹 爾
 椿 東 一 郎
 吉 高 益 男
 上 森 千 秋

応用力学研究所報 第10号 (昭和32年)

(1) 頁 73, 上より 15 行目を次のように訂正する.

誤

正

$$\frac{U_{max}}{\sqrt{SgD}} = X_c = \dots \dots \dots \left[\dots \dots \dots \right]^{\frac{1}{2}} \quad = \dots \dots \dots \left[\dots \dots \dots \right]^{-\frac{1}{2}}$$

(2) 頁 83, 附表を次のように訂正する.

		誤	正		
		L_0 <i>cm</i>	L_0 <i>cm</i>	$\frac{h_c}{L_0}$	$\frac{h_c}{L_0}$
砂	δ_0				
	0.0092			0.0966	0.0487
	0.0097			0.125	0.0522
	0.0100			0.0766	0.0500
	0.0127			0.190	0.0678
	0.0163			0.149	0.0766
	0.0179			0.0522	0.0550
	0.0184			0.0895	0.0675
	0.0199			0.119	0.0966
	0.0241			0.118	0.0895
	0.0268			0.142	0.1175
	0.0321	192	92	0.0675	0.1250
	0.0378			0.150	0.1190
	0.0413			0.0678	0.1420
	0.0413			0.0487	0.1500
0.0588			0.0550	0.1490	
0.0600			0.0500	0.1900	

(3) 頁 81, 図-11 汀線より沖側の全含砂量と δ_0 との関係
(底質 石炭粉の場合)

の縦軸の記号を次のように訂正する.

<p>誤</p> $\frac{\overset{\bullet}{q}}{L_0 H_0 \frac{g H_0}{v_s^2}} \times 10^8$	<p>正</p> $\frac{\overset{\circ}{S}}{L_0 H_0 \frac{g H_0}{v_s^2}} \times 10^8$
---	---