



カットは
リップル
・マーク

海波の科學

☆

理學博士
宇田道隆

海に波は付物である。波は海水の水位が週期的に變化する現象である。波にも色々あるが最も普通に見られる波は風に依て起る波、風浪である。波動は連続した物質の部分が平衡位置から離れた時元の位置へ復せしめやうとする力即ち復元力が働らく時に起る現象である。波長（波の峯から峯迄の長さ）が數種位迄の波では表面張力の影響が著しく之れが主な復元力となつてをるから表面張力波と呼ぶ。しかし波長が數十種以上になると表面張力の影響は少くなり、波動の復元力は主に重力となるから之れを重力波と名付けるのである。

ウネリといふのは廣い海面上に低氣壓があつて其の風と氣壓の變動のために低氣壓を中心として起つて遠方まで傳はり擴つてゆく波であつて、風浪とは違つて波長及週期は割合に長く、高さは低い上波の形が如何にも圓みを帯びて滑らかなものであつて、海岸では夏の土用頃來ることが多いから土用浪といはれてゐる。海に波にはこの他に海中の密度の不連続面に出来る内波とか、港灣内の海水が振動する「副振動」もあり、津浪や潮汐波もある。船の進行につれて起る船波も亦特殊な海波である。

波長 λ 、波高 h 、（波長 λ だけを走るに要する時間）週期 T 、（波の山又は谷が一秒時間に移る距離）

波速 V の間に $\lambda = VT$ といふ關係がある。

先づ波の觀測に就て述べやう。風浪を目測してノートするのに便利なやうに、其の程度に依つて第1表に示すやうな十階級に分けてをり、ウネリの方は第2表に示すやうな八階級に分けてある。これらは決して科學的に整つた分類法ではなく將來研究の結果改善されるものであらう。

航海中の船上で波速、波高、週期、波長を測かる普通の方法は先づ船自身を基準として甲板上に一定の距離 $P_1P_2=l$ を測つて置く（第1圖）。波の山が P_1 を通つてから P_2 を通るまでの時間 t を測定する。其の時船の速度を V 、船の進む方向と波の進む方向との角度を θ とすると波は時間 t の間に $l \cos \theta \pm v \cos \theta t$ の距離を走つたことになる（茲に $+$ は浪が船の後から來る場合、 $-$ は船の前から來る場合を意味する）。従つて波浪の速度 V は波浪が船の前から來るとき $V = (\frac{l}{t} - v) \cos \theta$ であり、波浪が船の後から來るときは $V = (\frac{l}{t} + v) \cos \theta$ である。

波高は大概目測してをるがこれは随分誤差が多いから氣を付けないと不可ない。波を高く見過ぎる傾向の原因は船が傾いた時に第2圖の様に h' を測つて波高 h とするからである。波高の測定は

階級

0
1
2
3
4
5
6
7
8
9

階級

0
1
2
3
4
5
6
7

實用上一ある。船へ登つて、一直線に高くなるなどをこも多。た一定の三角法に若し波やうに船傾角 α をすれば、ことにロイド晴

第1表 風浪の十階級

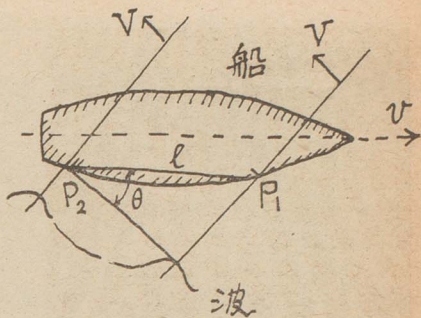
階級	説明	海面状態
0	穏やか	鏡の様
1	極滑らか	僅かに細漣あり
2	滑らか	細漣立つ
3	少々浪あり	細き白波見ゆ、浮標又は短艇動揺す
4	浪可なりあり	全部白波となる、波浪壠見ゆ
5	浪稍々荒し	白波高し
6	浪荒し	大波となる、深き壠見ゆ
7	浪高し	大波高し、波山の前傾斜急となる
8	浪甚だ高し	怒濤頗る高し
9	怒濤	怒濤山の如し

第2表 ウネリの八階級

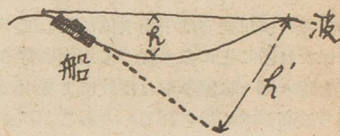
階級	説明
0	ウネリなし
1	ウネリ少しあり
2	ウネリ稍々あり
3	ウネリ稍々大なり
4	ウネリ大なり
5	ウネリ高し
6	ウネリ甚だ高し
7	ウネリ非常に高し

実用上一番大切であるが、又一番測り難い代物である。船のブリッジかマストのやうな高いところへ登つて船が波の谷へ来た時に波の山が水平線と一直線に見通せる高さ（水面からの高さ）が略波高になる。しかし実際問題として山のやうな大浪などをこの方法で測ることは頗る困難であり誤差も多い。寧ろ水平線をきめて一定の距離に置かれた一定の長さの標尺に對し距離測定器を併用して三角法により測る方法がよい。

若し波長 λ が知られてゐる場合は第3圖に示すやうに船が波の側にある時船の主尾線の方向の傾角 α を測り、又他の側に來た時の傾角 α' を測定すれば、波高 h は $h = \frac{\lambda}{2} \tan \frac{\alpha + \alpha'}{2}$ で與へられることになる。又波高を測定するのに鋭敏なアネロイド晴雨計を利用し高さによる氣壓の極く微小



第 1 圖

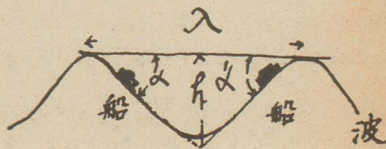


第 2 圖

な違ひを読み取つてもよい。氣壓差 0.1 耗は波高約 1.05 米に相當するから p 耗の差があれば波高は $h = 10.5p$ メートルになる。しかしこの方法も船の上下動が波と一致せず、晴雨計の感度にも制限があり、誤差が大きく、餘りあてにならない。

波高を少し正確に測るにはフルードの装置が有用である。これは風浪やウネリが表面波であつて其の影響が餘り深い所まで及ばないことを利用したのであつて、波高を測る目盛桿の下方に波長と匹敵する位長い綱で廣い鐵板か或は鐵の枠にキャンバスを張つた水平抵抗板の下方に錘を吊したものを結びつけた装置である。これを水中に入れ錘の目方を加減して目盛桿の真中邊に水面が來るやうに調節してをくと浪による海水の上下運動は主に廣い抵抗板に傳へられるから、抵抗板を十分下方

第 3 圖





大西洋の嵐の時に於ける長い波頭をもつ大浪

に沈めておけば目盛りは平均水位に對して不動の位置に保たれることになり従つて水面に當る桿の目盛りを時々刻々に讀み取れば波による水の上下運動即ち波高が求め得られるのである。パーリ氏は之れを自記するやうに工夫した。フルードの装置で波高も週期も出せるからこれを一定速度の活動寫眞で撮しとつて細かい水位變化の研究が海洋氣象臺の日高博士に依つて實行されてをる。

一層精密な波浪の形の研究のために一定の長さの基線上におかれた二つの寫眞器で違つた角度から同時に同じ波の寫眞を撮影して之れからステレオブラ＝グラフといふ製圖器で讀み取つて立體的に波の凹凸を算出するといふ研究が獨乙（メテオール號など）や日本（日高博士など）で進められてをる。今に海波の秘密も驚くほど解き明かされるやうになるであらう。

週期を出すには普通波の一つの山が P_1 を通過し次の山が同じく P_1 を通過する時間を測定して之れを T' とすると T' は船の停止してをる時は本當の週期としてよいが、動いてをる船上では見掛けの週期である。何故ならば P_1 は船の進行方向に $V T'$ だけ動き、波の進む方向に $V T' \cos \theta$ だけ進むから、波がこの距離を走るに要する時間は $V T' \cos \theta / V$ である故、本當の週期 T は、波が船の前から來るとき $T = T' (1 + \frac{V}{V} \cos \theta)$ で、波が船の後から來るときは $T = T' (1 - \frac{V}{V} \cos \theta)$ で與へられるからである。 V に以前の式を入れて、 $T =$

$$\frac{T'}{1 - vt} \quad (\text{波が船の前から來るとき})$$

$$\text{及び } T = \frac{T'}{1 + vt} \quad (\text{波が船の後から來るとき})$$

の二つの式が得られる。

従つて T' と t を測ればこれ等から眞の週期が出せるのである。

波長を測るには 2 人の觀測者が甲板にゐて任意の瞬間に於て相次いで存在する波の山と山との間隔を測り之れを d とすると波長 $\lambda = d \cos \theta$ で與へられる。又 $\lambda = VT$ であるから波が船の前から來る場合は $\lambda = (V + v \cos \theta) T'$ 、波が船の後から來る場合は $\lambda = (V - v \cos \theta) T'$ で計算出来る。

このやうに觀測され理論的に研究された海波の物理は如何なるものか、以下少しく記して見やう。水深が波長 λ の何倍もある様な深い海の波では水の分子の軌道運動の大きさは水深の増すにつれて急に減少し、相當の水深になると通常消滅するので波の攪亂は比較的薄い表層に限られるから此の様な波を表面波ととなへる。此の場合は理論上表面の波高を h_0 とすると水深 z の水の上下運動の振幅 h は $h = h_0 e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}$ で與へられる。今 $z = \lambda$ 即ち波長だけの深さでは $h/h_0 = 0.00187$ となつて水の昇降は零と見ても大差ない。表面波の傳はる速度は波高が波長 λ にくらべて小さければ、 $V = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$ で與へられる。（但し g は重力の加速度）即ち表面波の速度は水の深さに關係なく波長の平方根に比例する。波長が深さの一寸位迄は凡そこの式があてはまると見てよい。

これに反して波長が水の深さより餘程大きいときは水が底迄波の影響を受け水の水平に動くことは表面も底も餘り違はない様になる。

之れは所謂長波であつて、其れの傳播速度は波長に無關係で深さ H の平方根に比例し $V = \sqrt{gH}$ で與へられる。この式は波長が深さの 5 倍以上になれば使つてもよい。

表面波と長波は實際の海波の波長に對する連續系列の兩極端に位するものであつて傳播速度の本

性がこの海波である。

海波のものである表面は眞あるが、

が出來てりやがて波（或は

力が海水の安定を

この出來理論上可

秒 23.2 秒も偶々起

波長の短消滅する秒速 23

やうな海漣が起つ毎秒 23-

約 5~8 時二窪位に次第に

波の始をし、且相乗積に

受けた水力が作用波打際

な跡印しを見ることある水の

け、一旦い底の渦のやうに

を残すのである。秒 1 米乃

るとき)
後から來る。
これ等か
測者が甲
て相次い
間隔を測
= $\cos \theta$
であるか
は $\lambda = (V - \dots)$
た海波の
て見やう。
波では水
につれて
減するの
から此の
理論上表
下運動の
今 $z = \lambda$
となつて
の傳はる
ば、 $V =$
の加速度)
波長の平
は凡そ
大きいと
動くこと
速度は波
= \sqrt{gH}
倍以上に
する連続
速度の本

性がこのやうに相異なることが特徴であり、これが海波の色々な現象の原因になるので實際上大切である。

海波の成生と發達は一體どのやうになつてをるものであるか。風がすっかり凩いでゐる時は海の表面は眞平らでまるで油でも流したやうに静穩であるが、風がそよそよ吹いて來ると海上一面に皺が出來て縮綫のやうな皺から魚鱗のやうな皺になりやがて目につく程の漣になる。之れは表面張力波(或は毛細波)と云つて風の海面に及ぼす摩擦力が海水の表面張力以上になり水と空氣の境界面の安定を破るために出來た「さざなみ」である。この出來始めの波の長さは二種位が普通である。理論上可能な最小の毛細波は波長 1.73 糎、波速毎秒 23.2 糎である。秒速 23.2 糎以下の風が吹いても偶々起つてをる波を強めることも出來ないし、波長の短かい波は粘性摩擦の作用を受けて急速に消滅する。スコット・ラッセル氏の観測によると秒速 23 糎(時速半哩)以下の風が吹いても鏡のやうな海面の滑らかさを殆んど攪亂し得ず、一寸漣が起つてもすぐ消え去つて了ふのである。風速毎秒 23—60 糎の場合は小波が立つて來る。波長約 5—8 糎の程度の規則正しい小さい波が風速毎時二哩位で始めて現はれて來て、風速の増すと共に次第に成長する。

波の始めて出來るのは不規則な風の渦卷いて息をし、且風が水面に其の速度の自乗と空氣密度の相乗積に比例する境界摩擦を及ぼし、更に變化を受けた水面を復元させやうと表面張力が作用するからと考へられてゐる

波打際の砂の上に漣の作つた綺麗な跡印し(漣痕リツプル・マーク)を見ることがある。之れは漣の底にある水の揺れ動きが砂面に高低をつけ、一旦高低が出來るとそれが小さい底の渦卷で規則正しく發達してあのやうに美しい青海波のやうな模様を残すので潮が干た時觀察出來るのである。風も段々強くなり速さが毎秒 1 米乃至 2 米以上になると漣が段

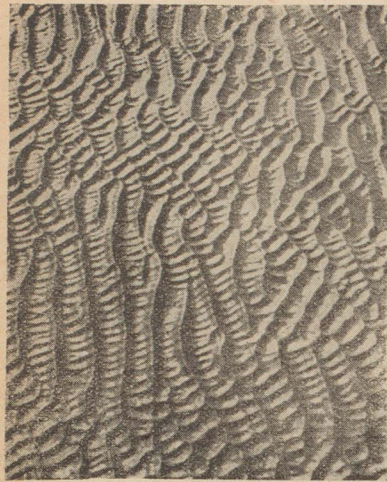
々深くなり波の峯は段々峻しく尖つて來る。
この波の断面は大海では數學でいふ**トロコイド**(波長に對する波高の比は 0.07 位である)といふ曲線に近く、水の分子の軌道は圓形であるが、淺海に來ると橢圓的トロコイドといつて水の分子は橢圓形の軌道を辿るやうになる。一體この波の實質分子が橢圓軌道を一周するに要す時間即ち週期は一波長の距離を波形が渡る時間に等しい。この橢圓軌道の縦横二主軸の長さは深い層へ下る程で減少し海底では鉛直の方の軸は零になり水平のみ動く。海の深さが増して半波長以上になると橢圓軌道が圓軌道になるが、この圓軌道の半徑は水層の深さと共に頗る急速に減少するから波動は薄い表層内のみ制限せられることになる。

風速が毎秒 3 乃至 5 米以上になると波の頭が碎けて白波が見え出して來る。それはトロコイド波の峯の丸かつたものが、波高が $\lambda/2\pi$ になると峯は尖頭になりサイクロド波といひこれ以上の高さではエピサイクロドといふ曲線で波の峯の形は保てない。最大波の波頭の夾角は 120° であり、波高と波長との比は 0.142 即ち約 $\frac{1}{7}$ で、波速は非常に高さの低い波の約 1.2 倍である。實際の海の波はトロコイド波とは異つて波の頂上の方がより尖鋭で波の谷の方はより平たくなつてをるが、極限振幅の浪では一層顯著な波形の相異が見られる

トロコイド波の場合は波の速度 V は波長 λ の平方根に比例し V を毎秒米で、 λ を米で示すときは $V = 1.25\sqrt{\lambda}$ の式で與へられる。波長/波

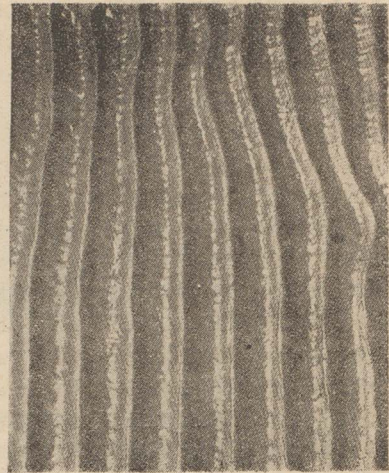
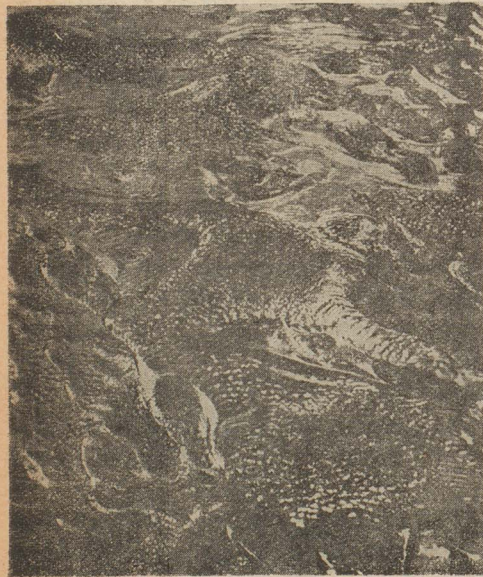
イルミンゲル海の波の干涉により生じたる三角波





リップル・マークいろいろ (以下の寫真同じ)

速=週期(T)であるから、 λ, V, T の對照表は第3表に示すやうになる。次にトロコイド波の水分子の圓運動直徑は深さが波長の $\frac{1}{2}$ 増す毎に約半分に減る。即ち水深 $\lambda/9$ に對して直徑は表面の $\frac{1}{2}$, 深



さ λ でも $\frac{1}{2}\lambda$ でも λ で約 $\frac{1}{500}$, 2λ で卅萬分の一になるから水深が波長の2倍以上にもなれば波の影響は海底には及ばないことになる。

第 3 表

波 長	速 度	週 期
米	米/秒	秒
14	4.7	3
25	6.2	4
39	7.8	5
56	9.4	6
77	10.9	7
100	12.5	8
126	14.1	9
156	15.6	10

風速が毎秒十米以上もの大風になると波は小山のやうに見え出す。高い浪の荒れ狂ふ海では浪は群狀をなして現はれ、海岸で觀察してをると始めから三番目とか四番目とかのものが最も大きいのが普通であるといはれ、中米西岸では4.5番目、ギネヤ海岸では7.8番目のが最大といふ。吾が國でも經驗のある漁業者に聞くと嵐の大海で出會つた船を沈めるやうな大浪の中の大浪は、二つ位離れ波でやつて來て最初の一つで船が傾いた所へ次の大浪が躍り込んで來て漁船などやられることが

多いと
出来る
である
すると
られ、
沖合で
やうな
の中か
とがあ
は破壊
風力
て泡を
に對す
では波
常状態
波の中
に打ち
と水と
てビュ
る。

波の
は勿論
い程大
場合に
之等の
驗式は
日
である
茲に
風の速
所から
は風
さは不
も充分
氏は
常數
式も正
説明出
の強さ
波の立

多いといふことである。このやうな大波の塊りが出来るのは波の干渉現象のためとして見られるのである。即ち二つの異つた方向から波が来て交錯すると、十字波などととなへられる碁盤目がつくられ、其の結び目にはピラミッド形の波が立つ。沖合ではそれが低気圧の中心に近い所でよく起るやうな三角波といつて、航海者の恐れるまるで海の中から拳骨を突き上げたやうな凄い波になることがある。このやうな大浪が屢々小船を覆へし或は破壊し又は水浸しにして船を沈めて了つた。

風力が増して波高が大になりしまひに峯が碎けて泡を立てるに就ては波形の變化と共に氣流の水に對する吸上作用を考へねばならない。定常状態では波速と水面上の氣流とが相應じてるが不定常状態では風力の増すにつれ氣流の影響を受けて波中の壓力が平衡を失ひ、水の表面張力に打ち勝つて不連続的變位を起し、空氣と水と混つて波頭に泡を立てるのであつてビュフォート風級4ではこの状態になる。

波の高さが風の力の強い程大きいことは勿論であり、又風の吹き續く時間が長い程大きいし、陸岸から風の吹いて來る場合には陸岸からの距離の遠い程大きい之等の點を考へて作つたベルゲン氏の實驗式は

$$H = H_m / (1 + \frac{a}{t}) (1 + \frac{1.94}{D} w a)$$

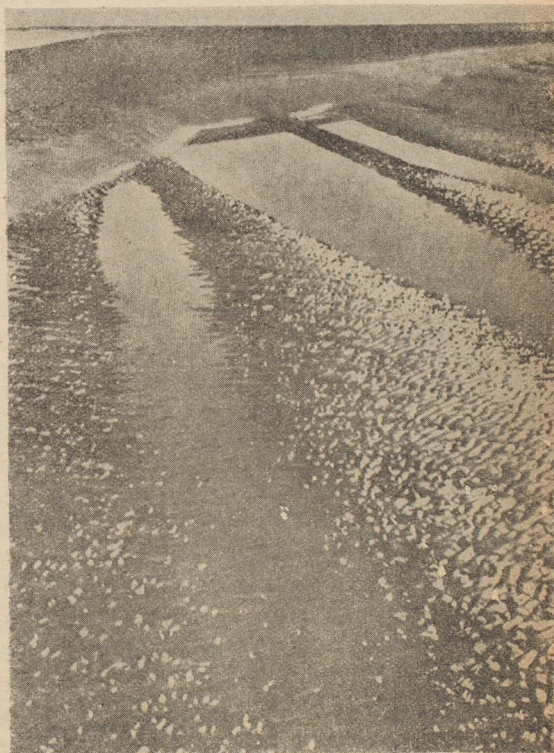
である。

茲にHは波の高さ(メートル)、wは風の速度(哩/時)、Dは波の觀測する場所から風上にある陸地までの距離(哩)、tは風が吹き始めてからの時間(風の強さは不變とす)、H_mは充分遠分でも充分時間の経つた後の波高(ベルゲン氏はH_mを風速毎秒米を使つた)、aは常數(ベルゲン氏は10と置いた)。この式も正確なものではないが大體の模様を説明出来る。吾々は天氣豫報に依つて風の強さ方向を知れば自分の居る位置から波の立ち工合も見當つき波の豫報も出來

るのである。

波の形は障壁に會ふとひどく變化し嵐の日など防波堤にぶつかつてゐる大浪を見るとまるで水柱のやうに立ち上る壯觀を現はしてゐる。沖合の深海から遠淺の海岸近くへ來た波は海深が波長と同程度になる頃から表面波の性質を失つて長波の性質を帯びて來るので波速は深さのみにより深い所ほど早く進み淺い所では波が遅れるから、沖合では海岸線に對して隨分斜めな方向から近付いて來た波の面もいつの間にか等深線に並行に近づき遂に海岸線と並行にまでなる。これは波長の大きいウネリ(土用浪など)の場合よく見られる現象である。

波が磯に來て波高が水深よりも大きい所來ると波速は長波の場合より著しく速くなるが波の底



には「後退き」といつて其の直前に打ち上げられた波の海底に沿ふて沖へ出る流れがあり、海底の摩擦が利くために波の山と波の谷とが歩調が合はず波の山が速く出るので、とうとう前へのめつて崩れ所謂磯波になるのである。崩れた後の水はまるで奔流の様になつて海岸へ這ひ上らうとするとは人のよく知る通りである。磯波は普通其波の高さと同じ位の水深に來ると碎け始めるといふがもつと深い所で碎ける事も珍しくない。特に深海を傳つて來た波が淺瀬の上を通過するとき目立つて見える。即ち水深だけでなく底の形も關係する。磯波になると週期は變らないが波長と波高は著しく變はり波高は海岸に近づくほど短くなる。

沖て見る波の高さは普通 2~5 メートルであるが 10 米位の大浪も嵐の時には觀測されるし、外洋の最高の大浪は 12~14 米の高さを示してゐる。

パーリ氏によると普通の波の速さは毎秒 11~15 米、波長 65~133 米、週期は 5~10 秒で、波高と波長の比は平均 1/30 であり、普通の海波は表面波（トロコイド型）として計算した値と實測値とよく一致する（第 4 表）。即ち波の長さは普通高さの卅倍である。

嵐の時船の周りの波を鎮めるのによく油（魚油や重油など）を流すがこれは昔からやつてゐる方法でたしかに効果がある。殊に小さい波が消され白波の碎けることが止まり、ウネリだけが船の周りに残るやうになる。海面に薄く擴つた油膜が波と共に水面の水の伸び縮みするのを邪魔して波のエネルギーを滅殺する。

波の動揺はどれ位の深さまで及ぶか？波長 200 米、高さ 10 米の大波の場合深さが波長と同じ 200 米になると水分子の動揺振幅は表面の 1/500 以下即ち僅かに 2 糲未満になるから、普通の浪は 2,300m 以上の深さには其の動揺が及ばないものと見てよく、どんな大荒れの日でも 4,500m 深では先づ静寂境と見てよい。

ウネリは速い海の向ふに暴風があり其の低氣壓の中心から遙々送り出されて來た波である。そして長い長い道中を経て來るうちに波の高さは減るが背は丸くなつてトロコイドそつくりの形になり

第 4 表

海 區	波速(米/秒)		波長(米)		週 期(秒)				
	實測	計算 波長週期 よりより	實測	計算 波速週期 よりより	實測	計算 波長波速 よりより			
大西洋 貿易風域	11.2	10.8	10.5	65	70	61	5.8	6.0	6.2
印度洋 貿易風域	12.6	13.1	13.7	96	88	104	7.6	7.3	6.9
南大西洋 西風域	14.0	15.5	17.1	133	109	163	9.5	8.6	7.8
印度洋 西風域	15.0	15.2	13.7	114	125	104	7.6	8.0	8.3
東支那海	11.4	11.9	12.4	79	72	86	6.9	6.6	6.3
西太平洋	12.4	13.6	14.7	102	85	121	8.2	7.5	6.9

風波とは違つた自由波として傳はる。ウネリの週期は土用浪の海岸で碎ける週期をはかれば分るが 5~30 秒である。波長は 200~800 米もあり、波の速さは一時間に數十裡傳はるほど速いから、普通の低氣壓の速さより 2 倍以上何倍も速く一足お先に走つて來て低氣壓の來る前觸れをする。ウネリが海岸へ來て碎ける時は海鳴といつて遠方までまるで遠雷か大太鼓でも打つやうな、ドーンと一種物凄い鳴動を傳へる。ウネリの來る方向を各地で天氣圖に入れて綜合すると颱風のやうな低氣壓の中心が見當づけられ、海鳴もウネリも颱風の豫知に役立つものである。モロッコ沿岸では天氣圖を見て翌日のウネリの豫報をしてをり、適中率は 80% であるが 20% のあたりぬ部分にも餘り顯著なウネリは含まれてゐないといふ。

潮汐波やセイシユノ津浪（地震津浪、風津浪）内部波や海流の強い近海などによくみられる潮浪（満潮などもこの中にはいる）等に就てはこゝでは記述を省略する。

以上のやうな海の波に就ては色々な風浪や津浪などの浪害があつて之を防ぐ研究を必要とするが一方積極的に波の力を利用することの研究は今後の重要課題であらねばならぬ。波の力の如き嵐の時には 1 平方米に 10~30 噸の壓力を及ぼす程であつて大時化に 800~2600 噸のコンクリート塊が波で持ち去られた例もある程強大なものである。其のためには實際海へ乗り出して、海波と闘つて船上で觀測も行つて、もつともつとよく海波を研究せねばならぬ。

我
船に
横断
つき
常な
らう
やつ
に大
あら
は、
海は
であ
我
漫々
女の
翻弄
細だ
ーブ
は無
興へ
雄大
は海
等民
それ
の御
業を
申
廣が
あり
物語
事蹟
中世
代々
我日
海國
島國
は、
僅の
状態
に