

萬 有 文 庫

第二集七百七種

王 雲 五 主 編

海 洋

(下)

野 滿 隆 治 著

張 資 平 蔡 源 明 譯

商 務 印 書 館 發 行

海 洋

(下)

著 治 隆 滿 野

譯 明 源 蔡 平 青 張

書 藝 小 學 科 然 自

王雲五主編
萬有文庫
第二集七百種

海 洋

二 冊

版權所有翻印必究

中華民國二十四年三月初版

原著者 野滿隆治

譯述者 張資平 蔡源明

發行人 王雲五
上海河南路

印刷所 商務印書館
上海河南路

發行所 商務印書館
上海及各埠

宣

(本書校對者楊瑞文)

◆ C 四五四

第三章 海水之運動

風波甚多之海濱，早晚均受大波小浪之打擊；即海波不興之海岸，亦有海潮往來。廣大無涯之大海，其間雖無明瞭之區劃，然亦如河水常有海流向一方向流動；故海洋無片刻停留，乃繼續運動者也。以後請述此三種之海水運動。

第一節 波之理論

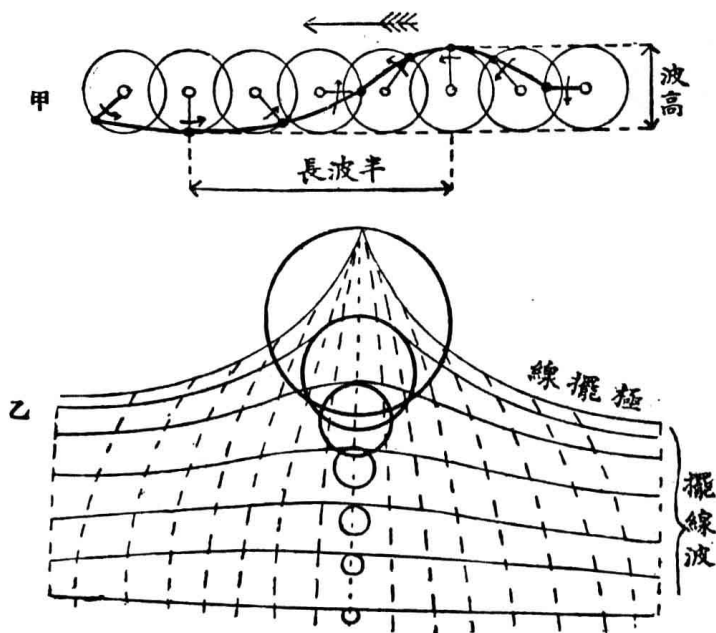
無論池湖河海，凡有水處，均可見水波。吾人對波浪，有時顧而樂之，有時甚覺險惡。因其屬常見現象，故研究之者亦多，其理論亦甚進步。然大海中所起之浪，難於精測，故海波之實際觀測，則尙幼稚。關於海波之說明，須先將其理論究明，然後及海波之實在情形，較為便利。

互相連續的物質之一部，由某原因脫離其原有之平衡位置時，起一種欲回歸原狀之復原力，

由此力之作用，即成波之現象。海上面所見波浪之原因力，以風爲主；亦有因地震及海底噴火而起者。若復原力則爲重力及表面張力。波長數厘以下之微波，以表面張力作用爲主要原因，故有謂之爲毛管波者。反之，波長數十厘以上之波，其復原力以重力爲主，故名重力波。本章僅就重力波論之。

重力波由波長與水深之關係而大異，茲就其性質分別述之：

(一)表面波 與水深比較而波長極短之波，稱爲表面波。其運動殆限於表



圖四十五 (甲) 表面波與水分子運動之關係 (乙) 深水與表面波之關係

層間，在稍深處，其分子之運動激減，深處之大部分，幾不受其影響，故謂之表面波。極深的大洋上之風波，均表面波也。

表面波之各水分子，理論上均循圓形軌道運動。惟其前方各分子較後方分子稍遲，故水面生高低，波之高度與軌道圓之直徑相等（圖四五之甲）。此種波成擺線形，故謂之擺線波。擺線之極限，謂之極擺線，如乙圖中最高之曲線是；波頂削立呈尖狀，波高為波長之 $1-\pi$ 即 $\frac{1}{3.14}$ 。理論上，此種形狀之波亦有存在之可能也。

欲知表面波影響所及之深度，先推定軌道圖之直徑（即波高），如何應深度而漸次減小？如圖四五之乙，即表示此種狀態；深度之增加若為算術級數，則波高之減退即為幾何級數。理論之表面波高為 H 時，則深度 Z 處之波高 H_z ，可由次公式求之：

$$H_z = H e^{-2\pi \frac{Z}{\lambda}}$$

其中 λ 係表波長。依此式計算，深度每增加波長之 $1-9$ 時，其波高約減低一半，即如次表所示：

深度 (以波之分數表之)	0	$\frac{1}{9}$	$\frac{2}{9}$	$\frac{3}{9}$	$\frac{4}{9}$	$\frac{5}{9}$	$\frac{7}{9}$	1	2
波高 (比例)	1	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{16}$	$\frac{1}{25}$	$\frac{1}{132}$	$\frac{1}{535}$	$\frac{1}{26000}$

及深度與波長相等時，波高不及表面之 $\frac{1}{500}$ ；深度為波長之一倍時，則僅 $\frac{1}{300000}$ 強；達此種數值後，實際上謂其全無波之影響亦無不可也。故水不必太深，若在波長之二倍以上，其生成之波即可謂之表面波。表面波之傳播速度（C），僅由波長（ λ ）定之，即有

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad \text{之關係}$$

其中 g 為重力加速度。

(二) 長波：較水深稍長之波謂之長波。其情形與表面波不同，即長波之影響下達水底，分子所描之軌道為扁平之橢圓形；且此種橢圓之垂直徑（即波高）與海水深度成比例，由表面向下層漸減小，至底部則為零；但其水平直徑，亦即水分子之水平運動，在表面及下層殆無變化（圖

四六) 不僅此也，長波之傳波速度 (c)，與波長無關係，僅由水深 (h) 可決定之，即有

$$C \propto \sqrt{gh} \text{ 之關係}$$

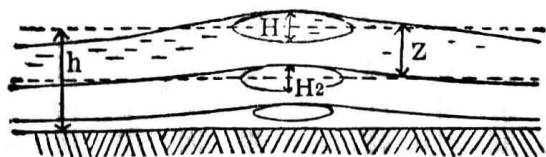
波長若為水深之十數倍以上時，即可使用此式。

在實際問題上，最重要者為表面波及長波兩種；然亦有介在此二者之間波，其速度與波長之水深均有關係，水愈深，波長愈大時，其速度亦大，由式表之如次：

$$C^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \times \frac{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} - 1}{4\pi h}$$

其數值則如下頁之表所示。

波之速度問題，所當注意者，不可將波之傳播速度與水分子實質之速度混同而觀之為要。普通人以為波之傳播，即水自身之流動，實則非是。波雖由甚



圖四六 波長及水分子運動

波長	一呎	十呎	百呎	千呎	萬呎	十萬呎	百萬呎
深度	1.25	2.95	3.13	長	波		
一呎	表 面	3.95	9.34	9.90	31.3	$\sqrt{gh}$	313
十呎							
百呎							
千呎							
萬呎							
			12.5	29.5	93.4	295	
			波	$\frac{g\lambda}{2\pi}$	125		
波之速度單位爲（呎秒）							

大速度傳達於遠方，然僅爲表面形之進行；至水之實質運動，如上所述，不過描圓形乃至橢圓形軌道，往復於最短距離間，決無傳達遠處之事。即波之山（即波頂）雖使水分子向前進，但其谷（即凹處）則向後退，與波之進行成反對運動。試觀浮於海面之藻及鷗等，雖因大波之動搖而上下浮動，略呈前後漂流之狀，然結局與原位置相差極微，可以知之。

軌道上所有水分子實質之速度，比波形之傳播速度極緩。例如在表面波，雖最上層之水分子，其軌道運動，亦不過爲波速之 $\frac{1}{2}$ 倍。況進行至下層，波速雖不變，而水分子實質之速度則與軌道圓之縮少成正比，其遲速相差更大。又在波長方面，波速雖爲 $\sqrt{gh}$ ，而水分子之最大速度（波頂或波谷處），若以 H 表示波高，則得次之關係式：

水分子之最大速度

$$\frac{1}{2} \frac{H}{\lambda} \sqrt{gh}$$

故兩者之比，等於水深（ h ）與波高之半（ $H/2$ ）之比。

（三）因風生波之原因 投石於水，或魚躍水中，固可生波；而風吹水面亦生波。此為極普通之現象，人多以為當然如此，而不足奇。然稍加以考察，亦知其不能簡單以當然二字解釋之。投石於水，最初水面之一部生凹凸，由此凹凸再傳達於四方，當然或亦成波。若對此種波之狀況及傳播方法，加以詳細觀察時，固屬較困難之問題；然投石水中則生波，就常識上言，無疑問也。但由風所生之波，則完全不同；風之方向雖與水面平行，無壓水面之力，亦可生波。縱令風從山上吹下，足使水起凹凸現象，然其所及範圍相當廣，何故使水面生甚多凹凸之短波？由此觀之，謂風能起浪，難得人同意也。有謂風之強度，非始終相同，其間亦稍停息，此即為風波之成生原因；但若僅參照上述諸事，其理由殊難說明。碩學赫爾姆霍斯氏為欲解決此問題，用兩不同之流動體為上下兩層，理論的研究此兩層流體，各以不同的速度而流動之狀態（圖四七），結果上下兩層之速度差異在某種限度以內時，僅見上下兩層滑動；若超過此限度，則接觸面間之安定狀態破壞，遂起波浪現象。假設兩層之厚為 h_1, h_2 ，比重為 ρ_1, ρ_2 ，波長較小時，波之速度 c 可依下式求之：

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \sqrt{\frac{\rho - \rho'}{\rho + \rho'}}$$

若波長較液層厚，即為長波時，應如次式所示：

$$C = \sqrt{\frac{g h}{\rho}} \sqrt{\frac{\rho - \rho'}{1 + h/h'}}$$

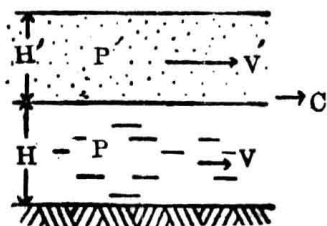
此種研究成功後，今日一般學者解釋風能成波之理由，均與此相同；即波

最初由此種原因生成，其後因凹凸二部所得風力不同，漸次將波高及波長增大，遂成風波。

第二節 大洋上之風浪

欲說明海上實際所見之風浪，茲先述其測定方法。

(一) 波之測定法 欲在大海中央，實測波之各種數值及形狀，事本困難；其中比較容易測定者為週期，稍難者為波長及速度，最難者為波高。測定週期（ T ），波長（ λ ），速度（ c ）時，用時



波之起所面界體流種各 七四圖

計及羅針儀(圖四八)即(1)測定相連接之波通過船之一點如船首或船尾之時間爲 t_1 (二)相同之一波,其通過船首船尾間即通過船全身 L 之時間爲 t_2 (三)測定波之進行方向與船首尾線所成之角惟 θ 即得。惟此時之波,無論屬何種類,均可以 $\lambda = C.T.$ 之關係爲參考。此種測法,若船在停泊中,則

$$\text{週期} \quad T = t_1$$

$$\text{速度} \quad C = \frac{L \cos \theta}{t_2}$$

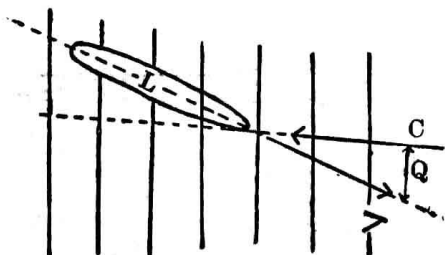
$$\text{波長} \quad \lambda = C.T = \frac{t_1}{t_2} L \cos \theta$$

如船正在進行中,其進行速度爲 V 時,波之速度,波長及週期,均可依下列各式定之:

$$\text{速度} \quad C = \frac{L \cos \theta}{t_2} - V \cos \theta$$

$$\text{波長} \quad \lambda = \frac{L \cos \theta}{t_2} t_1$$

$$\text{週期} \quad T = \frac{\lambda}{C} = \frac{L \cos \theta}{L \cos \theta - V t_2 \cos \theta} t_1$$



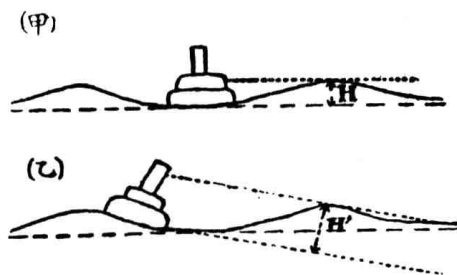
法定測浪波 八四圖

其次爲測定波高之法；從來所通用者係目測法。船在波之凹處時，吾人可由船橋及檣等之頂上，越波頂以望遠方之水平線，至能望見之極限爲止，此時觀測者之目與船之吃水線間之距離，恰與波高相等（圖四九之甲）。惟由此法測得之波高，有過高之虞。蓋船有時未達波谷之水平線上，而在波之斜面，此時所測定之值，如（乙）圖之H，非真正之波高也。

測定波高之第二法，爲用敏銳之無液晴雨計，以測定高度不同時所生氣壓之微差。氣壓相差 0.1 一耗時，其高度約與 1.0 五呎相當。

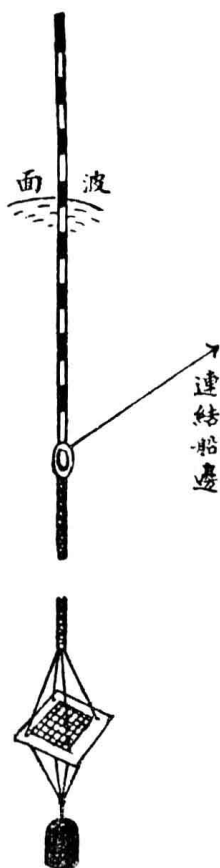
此法若在比波長更小之船則結果雖佳，然在開往外洋之大船，其上下非必與波之峯谷相當，故誤差亦較大。

以上二法，非大波浪，不能實行測定；較小之波時，則用如圖五〇所示之福爾得氏裝置。此係利用表面波之影響不達下部深處，在刻有度數之長棒下，用長繩縛一四方框形帆布及重錘，而沈於



法測目高波 九四圖

水中，由棒上之度數，知水面之上下數值，以計算波之高度。



計高波得爾福 ○五圖

最後爲波形實測法；此乃應用近來發達之照相測量術，在一器械之兩端，裝置照相機二架，可同時攝取二枚位置稍異之照片。以此置於實體鏡中，將照片各部之遠近高低，使成實物顯出，然後以附屬調整器，精測波各部之高距離等。依此法，不僅知波之形，其他如波高及波長，亦可同時測知之。

用此種方法，在海上實測，所得結果如次：

(二) 海波之大小 海洋上因風所成之波，其大小依風之強度繼續時間以及海之大小而異；茲先就暴風時所生之最大限述之。柯爾尼希氏，斯科茲比氏，及巴里氏等，觀測之結果，則地中海中

國海日本海等大附屬海，當暴風時所生大波之因素，如次表所示：

波長 λ	100 呎內外	高 H	6—7 呎
速度 C	1—2 呎秒	$\frac{\lambda}{H}$	20 內外

	北大西洋及北太平洋	南半球
波長 λ	200—250 呎	300 呎
速度 C	17—20 呎秒	20 呎秒
週期 T	11—12 秒	13 秒
高度 H	9—12 呎	13 呎
$\frac{\lambda}{H}$	35—25	35—30

若爲大洋之波，則較此更大，就中在最廣之南半球海中爲最發達。

以上係就普通之暴風而言，若由特別例外之力颶風等，據相德氏之觀測，則其因素如次表所示：

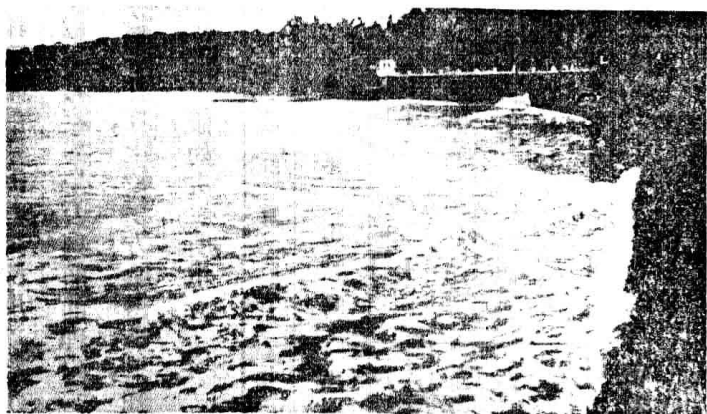
長	350—400 呎	週期	15 秒內外
速	24 秒內外	高	15 呎左右

此或爲最大限度之波，速度每秒二四呎，與一時間五四哩相同，一般急行快火車之速度，不過如此。

當颶風之中心，二個以上方向不同之波會於一處，則成所謂三角波者，如角錐狀，向上跳躍，有高達二〇呎以上者（圖五一，及圖五二）；此乃航海者所最畏懼之風浪也。



艦軍之國奮濤怒瀾狂與 一五圖



波角三之起所濱海 二五圖

由以上各表觀之，則海波之長大者，其波長達數百呎，雖可謂最長，但若與深度達數千呎之海洋相較則極短；故由學問上言之實非長波而為表面波也。茲為考察其是否與前節理論一致，故一方將實在之波長週期速度等測定，他方則由表面波之理論式計算，比較雙方所得結果，知觀察困難全同。如勾特氏所實測之波速，與由其波長與週期計算而得之值，如次表所示：

位置	風速(比氏 所定階級)	實測值				速度計算值		
		波高	波長	週期	速度	由波長	由週期	
大西洋	五	一〇	呎 三三	秒 四・六	米秒 七・二	米秒 七・一	呎秒 七・二	
印度洋	六	二・五	四四	五・四	八・二	八・二	八・四	
南大西洋	六	四・五	六二	六・〇	一〇・二	九・八	九・四	
印度洋	八	七・〇	一三〇	八・八	一四・七	一四・三	一三・七	

又波高發達之極限，若由理論計算，其為極擺線時，約當波長之 $\frac{1}{3}$ ，即 $\lambda = 1H$ 雖能達三・一四之值，惟實際上決無此種高波：風浪雖極大， $\lambda = 1H$ 無超過一五者。