

海 洋

第 二 卷

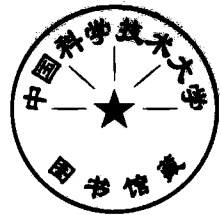
H. U. 斯費德魯普等著

科 学 出 版 社

海 洋

第 二 卷

H. U. 斯費德魯普
M. W. 約 翰 遜 著
R. H. 佛 萊 明
毛 漢 札 譯



M. U. SVERDRUP, MARTIN W. JOHNSON AND RICHARD H. FLEMING
THE OCEANS
THEIR PHYSICS, CHEMISTRY AND GENERAL BIOLOGY
PRENTICE-HALL, INC. NEW YORK, 1946

內 容 提 要

本書為海洋學界的經典巨著。迄今為止，敘述海洋科學基本內容與總結海洋研究主要成果的最全面著作，當推本書。

本書最大優點有三：(1)以海洋科學各部門之間的連系性與統一性為指導精神，貫穿全書；(2)對主要問題的討論，均採用各學派的意見與爭論盡量予以介紹的風格，因此很有啟發意義；(3)提供了大量的觀測結果與參考文獻。因此，無論作為初學者的教學用書，或作為專家們的參考資料，均極適合。

因本書卷帙浩繁，譯文分三卷出版。第二卷為原書的第十一到第十五章，包括海洋力學與海洋水文志部分。這一卷的主要內容是：海流的一般性質、靜力學和運動學、海流動力學、波浪和潮汐、海洋中的水團和海流。其中最後一章，頗為新穎，堪稱海洋水文志方面的典範之作。

海 洋 第 二 卷

(美) H. U. 斯費德魯普等 著
毛 漢 札 譯

科學出版社出版 (北京朝陽門大街117號)
北京市書刊出版業營業許可證出字第061號

中國科學院印刷廠印刷 新華書店總經售

1953年7月第一版 書號：1729 印張：18²/₉
1958年7月第一次印刷 開本：787×1092¹/₁₆
(京)0001—700 字數：362,000

定價：(11) 3.20元

海 洋 第 二 卷

(原書第十一章到第十五章)

目 录

第十一章 海流的一般性質.....	341
第十二章 靜力学和运动学.....	351
I. 靜力学	351
一. 单位和因次	351
二. 重力場、压力場和質量場	353
三. σ_t 面的重要性	363
四. 稳定度	365
II. 运动学	367
一. 矢場	367
二. 运动場和連續方程	370
三. 海水运动場的表示方法	374
参考文献	377
第十三章 海流的动力学	379
一. 流体动力方程	379
二. 和压力場有关的海流	389
三. 摩擦	412
四. 風海流	429
五. 根据(海水)性質的舌状分布而得出的一些有关海流的結論	441
六. 海流的热力学	444
参考文献	448
第十四章 波浪与潮汐	452
一. 导論	452
二. 表面波	457
三. 长波	471
四. 潮汐	478
五. 潮流	495

六. 摩擦对潮汐和潮流的效应	503
七. 大西洋里的半日潮	509
八. 内波	513
参考文献	527
第十五章 海洋中的水团和海流	530
一. 南極繞極洋	530
二. 南大西洋	547
三. 大西洋的赤道区域	552
四. 北大西洋的附屬海	558
五. 北大西洋	585
六. 印度洋的附屬海	601
七. 印度洋	604
八. 南太平洋	611
九. 太平洋的赤道区域	617
十. 北太平洋	623
十一. 北太平洋的附屬海	639
十二. 海洋中的水团: 摘要	646
十三. 各大洋中的深層环流	650
参考文献	659

流体便将处于完全的静力平衡状态。而实际上,海洋中的等压面,稍微地倾斜于水平面,但是,这一倾角很微小,故其状态为“准静力平衡状态”;这就是说,如果海水在两个等压面之间的密度分布为已知,那末,我们便可求出一垂(直)线在这两个等压面之间的距离。用 p_1 和 p_2 分别表示两个等压面上的压力,并以 $\bar{\rho}$ 表示海水沿着一垂(直)线上的平均密度;那末,在这两个等压面之间的垂直距离应为 $h = (p_1 - p_2) / g\bar{\rho}$, 式中 g 为重力加速度。由此得出:当海水的平均密度很小的时候,距离便很大;反之亦同。

如果海水在各个深度上的密度已经精确地知道,那末,我们便可求出海水的真实状态与完全静力平衡状态之间的微小偏距 (deviation)。根据这种偏距——即是,根据等压面的坡度——并考虑到作用于海水中各种的力,我们便可得出有关海流的一些结论。按照定义,沿等压面上的压力梯度为 0; 因而,在这样的一个面上,便没有与压力分布有关的力作用。如果等压面和水平面叠合,那末,沿着这一个面上的重力分量也等于 0; 因此,如果海水原来是静止的话,将继续地静止下去。反之,如果等压面倾斜于水平面,这时,等压面上,将受到重力分量的作用; 这样,海水便不可能再继续地维持静止了。此时,海水必沿着倾斜面顺流而下; 但是,海水的运动一开始,我们便必须立即开始考虑地球自转的效应。

为了便当地并精确地叙述地球上任一运动着的质点的运动情况,我们须要导入“地球自转的偏转力”(即“克氏力”)这一概念; 这一克氏力的大小,与质点运动的速度成比例,其作用的方向,则和海流的流向成一直角——即是说,在北半球偏右,在南半球则偏左。关于导入这一个偏转力的理由,我们将留待第十三章内再讲。克氏力是很小的一个力,因此,在讨论几乎所有的力学问题时,由于作用于物体上其它各种的力,均远较这个力为大,故可以将它略去不计; 但在讨论大气中和海洋里的运动时,因为其它的力都很小,从而,这个微弱的克氏力,便变为非常重要了。

讲到海水的运动,我们可以这样说:如果重力作用于等压面上的分量,和克氏力取得平衡,那末,海水的运动,便不再是加速运动。重力的分量,指向下坡方向,因此,克氏力必须指向上坡方向。由于克氏力的方向和海流的流向成一直角,因此,海流当沿着斜压面上的等高线流动。对于一个面朝海流流向的观测者来说,在北半球,等压面向观测者的右(手)方(向)上倾; 反之,在南半球,则向他的左方上倾。

对于某一给定坡度的等压面来说,流速的数值为

$$v = g \frac{i_p}{1.458 \times 10^{-4} \sin \varphi},$$

式中 g 为重力加速度, i_p 为等压面的坡度, 1.458×10^{-4} 为地球自转角速度的两倍(所

用的单位为秒), g 为地理上的緯度。如果重力加速度所用的单位为每秒平方的厘米数(厘米/秒²), 那末, 上式中流速的单位, 当为每秒的厘米数(厘米/秒); 如果重力加速度的单位为每秒平方的呎数(呎/秒²), 則流速的单位, 也为每秒的呎数(呎/秒), 余以此类推。

在中緯度区域, 即使最强的表面流, 其流速也很难达到 100 厘米/秒(約 2 节左右)以上。在緯度 45° 处, 与这一流速相当的海面坡度之值为 1.05×10^{-5} ; 这就是說, 在 10^5 厘米(1 千米)的水平距离內, 海面上升或下降之量, 仅为 1 厘米左右; 或者說, 在 10^5 米(100 千米)之內, 上升或下降約为 1 米左右。这样微小的坡度, 当然决不可能直接地用观测方法来求得; 但是, 如果我們能精确地測定两相邻測站上海水的密度值, 那末, 便不难得出两个等压面的“相对值”。海面总可以認為是一个等压面, 因此, 根据密度的分布, 我們便可以求出海面相对于任一深度处的等压面之值。在相邻的 A、B 两个測站上, 如果 A 站在海面与深度 1000 米(任取的)之間的平均密度, 小于 B 站在两者之間的平均密度, 那末, A 站在海面与 1000 米左右等压面之間垂直距离, 便大于 B 站在两者之間的距离。因此, 相对于 1000 米左右这一等压面來說, 海面的坡度, 由 A 向 B 下降。如果我們要求得这一相对坡度相当准确之值, 那末, 密度值便須要准确到第 5 位; 即是說: 盐度測定值的誤差, 便不能大于 0.02‰, 温度讀数的誤差, 也不能大于 0.02°C 。这就是为什么我們要費很大力量, 来提高盐度和温度观测的准确度的理由之一。

根据等压面之間的相对坡度之值, 我們便可求出相对海流; 但是, 我們却希望更能求出海流的絕對值。为此, 我們便須要求出等压面之間的絕對坡度; 根据仔細地分析温、盐度的垂直分布和水平分布, 或者从整个系統的連續性着眼, 我們也常常能获得关于絕對坡度的一些正确結論。例如, 根据这样的研究, 我們可以得出如下的結論: 在被考虑的海区内, 深度 2000 米处的海流, 已微弱得可以略去不計。这一結論的含义是这样: 在深度 2000 米的地方, 等压面为一水平面; 因此, 如果其它的各个等压面, 系相对于深度 2000 米左右这一等压面的話, 那末, 我們便可求出所有这些等压面的絕對坡度。測量海水中的压力所用的单位为分巴, 这就是 1 米左右高的水柱所施的压力。这样一来, 在水深 2000 米处, 海水的压力, 应为 2000 分巴左右, 而我們便可以取这个 2000 分巴的等压面, 作为其它各等压面(的)坡度的基准面。如果某一海区内已有很多(海洋)水文站的观测記錄, 那末, 我們便可以在每一測站中, 求出其基准面与另一等压面之間的垂直距离。将这些距离繪在圖上, 便可作出表示某一任选等压面相对于基准面(假定为 2000 分巴面)的起伏的那些等高綫。

为了繪制这种起伏圖所需要的計算过程,通常称为“动力計算”。在这类計算中,垂直距离是以一单位質量从一个水平面移到另一个水平面所作(或所得)之功表示的。这个功的单位为“动力米”;它表示一单位質量上升大約1米左右时所作之功。当我们取用动力米这一单位时,我們便可繪出各等压面上的位势起伏(也称动力高度)圖。这种圖上的等高綫,即表示:一物体当它沿着这些綫条运动时,可以不必因抗衡重力而作功;因此,如所作等高綫之間的动力距离为等間隔的,那末,当一单位質量从一等高綫移到另一等高綫时,它所作(或所得)之功,其量相等。在一个小区域内,等高綫之間的距离,用动力米来表示或用长度米来表示,并無多大的差别;但是,在广大的海区内,則由于重力加速度随緯度而异;故两类等高綫,并不叠合。从下列公式,可以求出海流的速度(单位:每秒的米数、或米/秒)为

$$v = 10 \frac{i_D}{1.458 \times 10^{-4} \sin \varphi}$$

式中 i_D 表示位势坡度,其所用单位,为水平距离1米之内的动力米数,或者水平距离1厘米之内的动力厘米数。

如果我们假定:沿着某一个等压面,重力分量和克氏力取得平衡;那末,根据这一等压面的起伏圖,我們便可求出这一等压面上的海流。根据上述假定,海流是沿着(等压面的)等高綫流动的。如果所作之等高綫为等距离的,那末,等压面的坡度,便与等高綫之間的水平距离成反比;从而得知:流速亦即与这一水平距离的大小成反比;比例(性)因子之值,取决于緯度,这一点,已在上述公式中指明。

根据这种办法所作出的海流圖,只能說是大体上准确的。这是因为:

第一,在选定一基准等压面时,可能导入一定的誤差。由于选择这样的基准面,不但須要熟悉海洋資料以及流体力学上的原理,而且还含有一定程度的主观成分;因此,誤差是难以完全避免的。

第二,由于密度的分布,随時間而变化,因而,也将导入一定的誤差;这是說,任一运动水体的流速,是时时在改变的,从而,我們所略去不計的加速度,实际上,并不为0。但以后(見第十三章)将要指出:由于略去加速度而导入的誤差,将不会超过百分之几。而更严重的誤差,乃是由于:我們將不同時間觀測所得的資料,假定为同步觀測值而导致的。在推导公式时,曾經假定,我們拥有許多測站上的同步觀測值;但一般而論,我們所用的資料,却是由一艘調查船(单船)在不同的時間上取得的,調查的時間,可能为几个星期、也可能为几个月。为了避免海流圖不至于受到严重的歪曲(或畸变),我們最好能先行确定,在每一个別海区内进行海洋調查时,这一項工作,应

在多长的時間內完成？但是，对于这一点，我們只能作出一般性的結論：測站的間隔愈小，則完成調查工作的時距應愈短；但为了得出的大洋海流，則可以取用間隔很大的測站在不同季节甚至不同年份的觀測資料。

第三，那是由于在計算中我們略去了摩擦力不計的緣故。因为根据累积的經驗，摩擦对于和密度分布有关的海流，影响很小，所以，这倒并不是一个很严重的問題。

第四，我們又曾經假定：等压面的坡度，完全取决于密度的分布；因此，我們总可以得出作为所有等压面坡度（的）基准之用的一个水平等压面。然而，這項假定，并非完全正确的。沒有运动的一个面（靜止面），也可能具有一定的坡度，这样一来，这一个面，便不与任何一个等压面相叠合；但幸而，這項困难，也比較的小。在一个小区域内，靜止面可以認為是一个水平面；因而，应用逐步接近法，我們总可以把海面（或其它任何一个等压面）相对于这一个靜止面的坡度求出来。但是，当海面的坡度，不仅是由于密度不同的水团所引起，而且也由于：某些地点上，海水有实际的堆积現象發生，而另一地点上，則又有相反的現象發生，則困难就比較严重了。在四周为陆地所封閉的某些海区（例如，波罗的海以及波的尼亚灣內等地方），根据驗潮站的觀測記錄，在这些海区内，由于風力所产生的海水堆积，可以使海面产生相当大的坡度（詳見第十三章）。在大洋里，是否也有类似的堆积現象發生，我們还不得而知；但是，在多数場合下，計算得出的海流，与实际觀測所获得海流，却極為接近；这样看来，我們可以認為：海水的堆积現象，对于大洋里的主要海流來說，并無多大的重要性。

看到上面这么多的保留条件，我們也許会得出一个印象：以为計算而得的海流与实际的海流之間，好象是并無多大关系似的。但幸运的是，这些假定所导致的誤差，多数是很小的；因此，作为第一阶近似，我們仍可以用一系列等压面相对于某一基准面的坡度，来正确地表示这些等压面上的海流。在佛罗里达海峽中，曾經得出：計算海流与實測海流的数值，惊人地一致（見第十五章，圖 184）；在紐芬兰以外的大海灣区域内，国际海冰巡察队（International Ice Patrol）也曾根据計算而得海流，成功地預告了冰山漂移的情况（見第十五章）；在其他的許多海区里，根据直接觀測以及海流瓶實驗所获得的表面海流，和計算而得的结果相比較，大体上也很相符。因而，上述方法，已成为海洋物理中的一項标准方法。

前面我們曾經講到：在北半球上、当一觀察人面对海流流向而立时，則等压面向觀察者的右方上升；同时，随着密度的减小，等压面之間的距离增大。設或在海面之下若干距离处，有一个靜止的水平面；那末，我們便可得出下列的簡單法則：在北半球上，当一觀察者面对海流流向而立时，較輕的海水，位于它右手这一面；較重的海水，

則位于他左手这一面。反之，在南半球，則較輕的海水，位于他左手这一面，而較重的海水，則位于他右手这一面。

因为表層海水的密度，和温度的关系，一般比它和盐度的关系来得密切；因此，在上述法則中，較輕可以用較热来代替，較重可以用較冷来代替。如果我們手边已有密度或温度在海面下不同深度处（或某些垂直断面上）的分布圖，那末，应用上述法則，我們便可很快地求出海流的方向。密度的分布，一般总是用 σ_t 或比容距常 δ （見第二章）来表示的。

密度在水平方向上的差距，只有在上層海水里才比較的大；因此，等压面的相对坡度比較大的，也只存在于上層海水中。如果深層里的比較均匀的水团，移动得又很緩慢，那末，我們可以推知：绝对坡度比較大的（等压面），亦即是較快的海流，也只以上層海水內为限。某些海区內，在深度 500 米或 500 米以內的地方，与密度分布有关的海流，已微不足道（例如，加利福尼亚流、赤道逆流）；但在另一些海区內，这种海流，却可以伸展到 1000 米或 2000 米（例如，黑潮及灣流系統），而在少数場合下，即使在深度 3000 米的地方，海流还是相当显著（例如，南極海流）。在灣流系統及黑潮內，表面附近的海流，速度的計算值，达到 150 厘米/秒，这和实测結果相符。

在深層水中，主要是因为水平方向上密度的差异很小，我們尚不能准确地加以測定；因此，一般說来，在深層水中，我們便不能根据密度的分布来計算海流。从而，关于深層中海水运动的結論，不是根据上述的計算、而是直接地根据温度及盐度的分布来求得。

由海流所輸运的水量，可以根据海流的計算流速（或者直接地从密度的分布）来求得。輸运量的計算，对于靜止層的决定，用处很大；这是因为：輸入任一海区內的水量，必須和同一時間內从这一海区輸出之量，近似相等。两者之差，又必須等于蒸發量与降水及陆地径流量之差。这一差数，和由海流所輸运的水量（或流量）来比較，一般而論，是微不足道的。同样地，由海流輸入某一海区的淨盐量，也必为 0；这一事实，可以单独应用，也可以与海水的輸运量連合应用（見第十三章）。

在上面的討論中，我們並沒有講到（密度分布与海流之間的）因果关系。此中理由，乃是因为：只有当海洋中有上述类型的海流存在时，任一种給定的密度分布，才能不随時間而变化。因此，我們所能說的只是：密度分布与海流之間，具有相互的关系；但是我們还不能指出：究竟是密度分布引起海流呢还是海流导致密度分布呢？为了闡明其間的因果关系，我們必須从考虑影响密度分布的那些因子——即受热和冷却、以及風的作用——入手。关于受热和冷却，我們在第四章已經講到过了；这里，我們

將以討論風的作用(或風效應)為主。

風海流以及風對於產生海流的副效應 風對於海流的作用，是兩方面的。一方面，作用於海面上的(風)應力，直接導致了一支深度不大的風海流；另一方面，由風海流所產生的海水輸運，又將引起海水密度的變化，從而產生與此相應的海流。

在風海流中，主要的力，只有摩擦力和克氏力兩項。風對海面所施的應力，將導致表層海水的運動；同樣地，每一層運動著的海水，又對位於其下的水層，施予一個應力。由於海水的渦動粘滯系數很大(見第三章)，因此，即使在相鄰兩水層之間流速的差異很小，後面這一類應力，仍是相當顯著的。在假定渦動粘滯系數為一常數的基礎上，Ekman 曾經從理論上研究了風海流，並得出如下的結論：在很大的程度上，這些結論，已由觀測所証實。他的結論是這樣：在北半球上，表面的風海流，偏於風向之右 45° 。隨著深度的增加，風與海流之間的交角增大，而流速則減小。如果將等深間隔上的海流用一箭矢來表示，以箭矢的方向表示海流的流向，並以箭矢之長度，表示海流的流速，那末，這些箭矢便將形成一螺旋形的梯子；隨著深度的增大，梯子的每一級，變得愈來愈窄(見第十三章，圖 121)。如果將這些箭矢的終點，投影在一水平面上，那末，它們將成為一對數螺旋綫 (logarithmic spiral)。在南半球，表面的風海流，偏向於風向之左 45° ，而其他的特性則(和北半球上的)相同。

由此可知，我們總可以求得這樣的一個深度，在這一深度處，海流的方向，恰好和表面流的方向相反。如果假定渦動粘滯系數為一常數，那末，海流在這一深度處的流速，只為海面流速的很小一部分；而在這一深度之下，風海流則已微不足道。因此，Ekman 將這一深度稱為“摩擦(阻力的)深度”。我們可以大致地認為：摩擦(阻力)深度的厚度，與盛行風所引起的徹底攪拌(從而產生近似的均一水層)的深度相等。摩擦(阻力)深度，隨風力的增大以及緯度的減低而增大。從理論上來說，它在赤道上的深度為無限大。摩擦(阻力)深度 D 與風速 W 以及緯度 φ 之間的近似關係為 $D = 7.6 W / \sqrt{\sin \varphi}$ 。如風力的單位米/秒，則所得的深度單位為米。因此得出：在海面，風海流流速的近似值為 $v_0 = 0.013 W / \sqrt{\sin \varphi}$ 。

在北半球，由於風海流所導致的大海總輸運量，偏於風向之右一直角；在南半球則偏左。這一輸運量，與渦動粘滯性的性質和數值無關，而只取決於風應力的大小以及緯度的高低。

像上面所講那樣的風海流，只能在大洋里、並且在一廣大區域內風力和風向不變的地方才能產生。在海岸附近以及風向多變的地方，則情況將有所不同；此時，風的副效應，便很重要了。設想在北半球上，有一股風，它吹的方向，和海岸平行，而海岸

位于观测者之右, 观察者以背迎风; 并假定主要是因为温度随深度而递减, 故海水的密度, 随深度而递增。风的直接效应(或主效应), 使轻而暖的表层海水, 流向海岸; 但是, 由于海岸的阻挡, 又将使这种轻而暖的表层水, 在海岸附近发生堆积作用, 而在离海岸若干距离以外的地方, 则次(表)层内冷而重的海水, 必须上升到海面, 以代替流向海岸的表层水。这样一来, 海水密度的分布, 便起了变化, 从而, 又将引起海水的移动, 其流向与风向相同, 这就是风的副效应; 按照前面讲到过的法则, 较轻的海水, 将位于海流的右方(见第十三章, 图 106)。这种风海流达到稳定状态所需要的时间, 取决于风应力的大小以及上升(到表面的)海水受热的快慢。

如果海岸位于风向的左方, 则轻而热的表层水, 将离开海岸, 而由重而冷的次(表)层水来代替。这一过程, 称为“上升流”(upwelling), 它也将导致海水密度分布的变化, 使海流随风向而流动。经验指出: 上升流只限于一个较浅的水层内, 一般以 100 到 300 米这一水层为限。上升流这一现象, 已引起广泛的研究; 其原因, 一方面是因上升到表层的冷水, 对于有上升流发生沿岸地方的气候, 有很大的影响; 而另一方面, 则是因为上升流的海水中, 含有丰富的植物营养盐类。因此, 产生上升流的海区, 也就是生产力很高的海区。关于这种关系, 我们将在别的地方再谈, 这里我们只拟郑重地指出: 上升流系由风的直接效应所产生的; 由于风的副效应, 则又产生平行于海岸但又和风向相同的海流。

在大洋里, 也可以遇到与上述类似的情况。当(大气的)反气旋中心, 位于大洋之上时, 盛行风将使较轻的表层水, 流向反气旋的中心。由于海水的这种流动, 在接近反气旋中心的地方, 较轻的表层水, 便将在海面堆积起来; 为适应海水密度的这种分布, 那里也必将产生一支与风向相同的海流。

根据上述讨论, 我们可以清楚地看出: 盛行风对于海洋里的海流系统, 具有十分重要的意义。试比较一下各海区的盛行风图和海流图, 我们便可得知盛行风对海流的重要性; 在许多海区内, 盛行风的风向, 和海流的流向, 近乎一致。但是, 也有显然的例外, 那主要是因为流向又必须和海岸线走向相适应的缘故。

然而, 我们却也不能过分地强调风对海流的作用; 因为均一水层内所产生的海流系统, 将与上述的完全不同。同样地, 海流的情况, 也取决于受热和冷却以及蒸发和降水等等过程——即是说, 取决于使表层水密度趋于改变的那些外界因子。由于海水密度分布的基本特征, 逐年之间, 并无多大变化; 由此可知, 海流乃为在这一微妙机制中(delicate mechanism)、维持(密度的)稳定状态所必须的一个环节。但是, 在这一平均的稳定状态之上, 又叠置了无数的扰动; 其中某些扰动, 与季节变化有关, 故

而，年复一年地作类似的变化；而另一些扰动，則与不規則而無法預測的大气扰动有关。

潮流 和上述两类海流——与密度分布及風有关的海流——的情况相反，由潮流所产生的海水运动，其距离不大。在海沟以及狹窄的海峽內，如潮汐以半日潮为主，則潮流每 6 小时改变一次方向；如潮汐以全日潮为主，則每 12 小时改变一次方向。在外海中，則由于克氏力的影响，潮流一般均作迴轉式；这就是說，潮流的方向和流速，时时在改变着。在北半球，方向的改变，是順时針的；在南半球，則是反时針的。在半日潮地方，潮流大約在 12 小时左右之內，完成一次迴轉；在全日潮地方，則大約在 24 小时左右之內，完成一次。因此，在 12 或 24 小时左右之內，海水的淨輸运量必須为 0。从理論上說来，除了在海底上 20 到 30 米以內这一層，由于受到底層摩擦的影响以外，潮流的流向和流速，从海面到海底，應該是一致的。在浅水海区内，这一結論的正确性，已由觀測予以証实；但在深海內，我們却还没有足够的資料，来証实这一結論。

潮流是各处不同的，它取决于潮汐的性質、海底的深度、以及海岸的形状、等等，但在同一地点上，則和潮汐（潮流与潮汐有关）一样，作有規定的变化。在大洋中，由于潮流往往叠置于其它不規則的海流之上，故不易立即察覺；而且，我們又只能从长时期的觀測記錄中，才能将潮流消去。目前我們已有的潮流資料，主要以在航行上具有重大意义的那些海区內的为限。

从海洋生物學家的观点來說，潮流最主要的作用在于：它在海水中掀起了很大的攪拌作用，特别是在近岸区域內，潮流的流速，竟可以大到几节。

与內波有关的海流，一般都具有潮周期；但是，这类海流的流速与流向，却随深度而异。在大洋中，它們的流速，可以远較潮流的为大，从而将潮流掩盖。关于大洋中的內波以及与此有关的海流的研究，直到近年才开始；因此，到写書时为止，我們所知还不多。

潮流是由等压面坡度上的节奏性振动（rhythmic variations）所維持的。由日、月球引力所产生的海水周期性涨落（潮汐），乃使某一地点上的海水，产生周期性的堆积（高潮）、或周期性地从这一地点移开（低潮）。从高潮区域向低潮区域，海面坡度下降，海面以下的所有等压面，也作类似的傾斜；但在 6 小时以后，傾斜的方向則相反。这样一来，水質点便在周期性地变化（的）力的作用之下，作周期性的运动；这一运动，乃是一种振动，其性質，除了因受克氏力的作用，水質点运动的軌道为一橢圓，而非作前后的直綫运动以外，其余則与摆振动相当。

內波可以認為是由密度分布的节奏(周期)性变化所維持的;根据密度分布与压力的关系,这种周期变化,也即等于等压面坡度的周期变化。在一个內波里面,中層水內可能有一个或几个等压面为水平面;而水平面以上的等压面坡度,与其下的等压面坡度,恰好相反。因此,与此相应的海流的方向,亦必相反;如果周期不同的几个內波,同时存在,那末,海流的情况,便十分复杂。

根据上述简单的总结,我們可以得知:想要完全根据經驗来得出海流的知識,那几乎是不可可能的。如果我們要想达到这一目的,那末,便須要在不同的地点和不同的深度上进行長時間的停錨(海流)观测。根据这类观测資料,我們才能研究周期不同的各类海流;根据这些海流資料,可以用取平均值的方法,而将其周期性的海流消去,从而,我們又可以得出其他非周期性的各种海流。但是,在很多的海洋問題上,周期性流并無多大的重要性;而最重要的,却是使海水在长距离內輸运的那些海流。与密度分布有关的海流,可以从比較易于观测的温度和盐度来求得,其計算的过程,我們在前面已稍稍講到,在其后几章內,还要詳細地加以討論;風海流則可以从理論上来研究。由此可知:流体力学上某些原理的应用,对海洋学來說,十分重要;并且,如果我們想要从观测記錄的各种分布中,来得出合适的結論,又非灵活地掌握这些原理的应用不可。

第十二章 靜力学和运动学

I. 靜力学

一. 单位和因次

在以前各章里，我們曾經取用了各种不同的单位，而并未給以严格的定义；現在，我們須要将各种单位和因次 (dimension) 的定义，加以規定。在英文中，“dimension” 这一个字，有两种意义，在一般的語言中，某一物体的“dimension”，是指的这一物体的大小而言；但在物理学上，“dimension”一詞，却是指基本的范畴（或类目——category）而說，这种基本范畴，乃用以闡明物理上的物体、性質、或过程等等。在力学及流体力学上，最基本的因次为質量、长度及時間；它們分別是用 M 、 L 及 T 来表示的。当“dimension”一字取为这种用法的时候，它并不含有任何数量上的意义；而只在強調地指出：有了这种范畴——因次，我們便可以用它們来指明物理上的任何特性或性質。关于这一点，在这一节之末，我們將用例子来闡明。

基本单位 在物理学上，一般通用的質量、长度和時間的单位为克、厘米和秒；这就是說，这些量值，都是用厘米-克-秒 (c.g.s.) 制来表示的。但在海洋学上，我們却并不采用这样的单位制；为了避免用很大的数值，在测量水深时，我們所用的单位，却不是厘米而是米。同样地，在实践上，我們也用 1 (米) 吨而不用 1 克作为質量的单位。而時間的单位，則仍然用秒。在 V. Bjerknes 等 (1910) 的著作中，首先取用了米-吨-秒 (m.t.s.) 这一单位制。新单位制 (海洋学上用的) 和 c.g.s. 制的关系为：1 米 = 10^2 厘米，1 (米) 吨 = 10^6 克，1 秒 = 1 秒。在热过程中，我們还应加上 1°C 这一个基本单位。

但遺憾的是，在海洋学上，我們也并不能始終不渝地采用 m. t. s. 这一种单位制。在某些場合下，为了使所得結果，和实验室内采用 c.g.s. 单位所得的結果，易于互相比較起見，仍用 c.g.s. 制来表示；在另一些場合下，則其数值，以用 c.g.s. 制来表示比較便当。但是，在测量水平距离时，則总是用較大的单位如千米、哩或浬，較為方便。因此，在海洋学上，講到任何一个量值时，我們必須首先指明它所用的单位。

导出单位 在力学上，除了質量 (M)、长度 (L) 和時間 (T) 这三个基本单位以外，其他的单位，都可以用 M 、 L 、 T 这三个因次及其所取用的单位值 (unit values) 来表示。例如，速度的因次为长度除以時間，一般写为 LT^{-1} ，而可以用每秒的厘米数

(厘米/秒)或每秒的米数(米/秒)来表示。当然,速度也可以其他的許多单位、如每小时的湮数(节)、每天的湮数(湮/天)等来表示;但是,其因次始終保持不变。加速度为速度的時間变化,故其因次为 LT^{-2} 。力为質量乘加速度,其因次为 MLT^{-2} 。

表 60 中指出了我們常常用到的一些名詞的因次。

表 60 力学上常用名詞的因次和单位

名 詞	因 次	c. g. s. 制 单 位	m. t. s. 制 单 位
基本单位			
質量	M	克	(米)吨 = 10^6 克
长度	L	厘米	米 = 10^2 厘米
時間	T	秒	秒
导出单位			
速度	LT^{-1}	厘米/秒	米/秒 = 100 厘米/秒
加速度	LT^{-2}	厘米/秒 ²	米/秒 ² = 100 厘米/秒 ²
角速度	T^{-1}	1/秒	1/秒
动量	MLT^{-1}	克厘米/秒	吨米/秒 = 10^6 克厘米/秒
力	MLT^{-2}	克厘米/秒 ² = 1 达因	吨米/秒 ² = 10^6 达因
冲量	MLT^{-1}	克厘米/秒	吨米/秒 = 10^6 克厘米/秒
功	ML^2T^{-2}	克厘米 ² /秒 ² = 1 爱格	吨米 ² /秒 ² = 1 千朱尔
动能	ML^2T^{-2}	克厘米 ² /秒 ² = 1 爱格	吨米 ² /秒 ² = 1 千朱尔
功率	ML^2T^{-3}	克厘米 ² /秒 ³ = 爱格/秒	吨米 ² /秒 ³ = 1 瓩
密度	ML^{-3}	克/厘米 ³	吨/米 ³ = 克/厘米 ³
比容	$M^{-1}L^3$	厘米 ³ /克	米 ³ /吨 = 厘米 ³ /克
压力	$ML^{-1}T^{-2}$	克/厘米/秒 ² = 达因/厘米 ²	吨/米/秒 ² = 1 厘巴
重力势	L^2T^{-2}	厘米 ² /秒 ²	米 ² /秒 ² = 1 动力分米
动力学的粘滞性	$ML^{-1}T^{-1}$	克/厘米/秒	吨/米/秒 = 10^6 克/厘米/秒
运动粘滞性	L^2T^{-1}	厘米 ² /秒	米 ² /秒 = 10^4 厘米 ² /秒
扩散	L^2T^{-1}	厘米 ² /秒	米 ² /秒 = 10^4 厘米 ² /秒

在上表中,有些名詞,其因次相同,但这些名詞的含义,却并不一样。例如,功的定义为力乘距离,而动能的定义为質量乘速度的平方;但是,功和动能的因次,却均为 ML^2T^{-2} 。同样地,同一名詞,按照它所根据的概念的不同,也可以用不同的方法来界說。例如,压力的定义,可以取为“单位体积的功”, $ML^2T^{-2}L^{-3} = ML^{-1}T^{-2}$;但是,一般而論,它的定义,总是取为“单位面积上的力”, $MLT^{-2}L^{-2} = ML^{-1}T^{-2}$ 。

在任何物理方程中,所有的各个項,其因次必須相同;将这一原則应用到力学上,在所有各項內,其基本因次(M, L, T)的指数,必須一样。但是,像“一物体的加速度,等于作用于这一物体上各个力之和”这一类的說法,严格說来,却是不正确的;因为加速度的因次为 LT^{-2} ,而力的因次则为 MLT^{-2} 。所以,正确的說法应该是:“一物体

的加速度,等于作用于这一物体单位质量上的各个力之和。”例如,作用于一等密度 ρ 、高度 h 、以及重力加速度为 g 的这一地点的一水柱上的压力,其正确的说法应该是

$$p = \rho gh.$$

在这一场合下,等号两边的因次均为:

$$ML^{-1}T^{-2} = ML^{-3} \times LT^{-2} \times L = ML^{-1}T^{-2}.$$

某些物理方程中的常数,是含有因次的,因而,这些常数之值,便取决于其基本因次所用的单位;而另一些方程的常数,却是不含因次的,故它们之值,与所用的单位无关。密度的因次为 ML^{-3} ,但只有当质量和长度的单位,选用克和厘米或(米)吨和米时,纯水 4°C 时密度的数值,才能为 1。反之,比重为一物体的密度,和纯水 4°C 时的密度之比,是不含因次的 (ML^{-3}/ML^{-3}); 因此,不论在任何单位制内,其数值均相同。

二. 重力场、压力场和质量场

水平面 当我们考虑任何一个几何形体时,取理想海面之下的一个等几何深度面作为座标面,很切实用;但是,在静力学及动力学的各项问题上,因为还须要考虑所作用的各个力,因此,这样的座标面,便不适用了。由于重力为最主要的作用力之一,因此,最方便的办法,是用水平面为座标面,水平面的定义为:“和重力处处相垂直的一个面”。下面即将指出,这样的面,和等几何深度面,并不完全一致。

从水平面的定义中可以看出,如果除了重力之外,并無其它力的作用,那末,任一质量,可以在一水平面上运动而不做功;并且,一单位质量的物体,从一个水平面,移到另一个水平面,它所作(或所得)之功的大小,与其所取之路径无关。

一单位质量的物体,沿着一铅锤线移动一距离 h 所作之功的量 W 为

$$W = gh,$$

式中 g 为重力加速度。单位质量的功的因次为 L^2T^{-2} , 因此,其数值只取决于长度及时间所用的单位。取长度的单位为米,时间的单位为秒,则单位质量的功的单位为 **动力分米** (Bjerknes and different collaborators, 1910)。

在以下的讨论中,海面被認為是一水平面。将一单位质量的物体,从海平面移到海平面之上(或之下)的一个点上时,其所需(或所得)之功的量,称为 **重力势**; 在 m.t.s. 制中,重力势的单位为 **动力分米**。

重力势的实用单位,则为 **动力米**; 这一个单位,常用 D 来表示。在讨论海洋上的各种问题时,垂直轴总是取向下的为正的。因此,如用动力米为单位,则在几何深度 z 处的一个水平面上的位势当为