

地理科技资料(25)

海 滩 与 海 岸

专 题 讲 座

Cuchlaine A. M. King

南 京 大 学 地 理 系

地理科技资料

第二十五期

海滩与海岸专题讲座

编	辑	南京大学地理系
印	刷	南京大学印刷厂
1983年1月		

内 部 资 料

前 言

当代著名的海洋地貌学家、英国诺丁汉大学教授C.A.M.King, 应南京大学地理系的邀请, 于1982年4月来中国, 在南京大学作了海滩与海岸方面的专题讲座。本书系该讲座的记录稿。

C.A.M.King 1922年出生于英国剑桥大学地质学教授家庭, 从小酷爱大自然, 对地球科学富有兴趣。1943年毕业于剑桥大学地理系, 1949年获博士学位(Ph.D.), 1951年起执教于英国诺丁汉大学。三十年来她以英国东部林肯郡海岸为研究基地, 建立实验站, 长期地定位观测研究林肯郡海滩的演变, 同时, 她还研究欧洲、北美及南大西洋等海岸。King在沙质海岸泥沙运动、海滩剖面演化以及用实验方法、数学方法研究海岸演变等方面有较大成就。King不仅专长海洋地貌学, 同时在冰川地貌学、数学地貌学等方面造诣均深。King的论文专著很多, 已出版的著作有15部。其中最著名的、她本人也最喜爱的是《海滩与海岸》(1959年初版、1972年2版)。由于她出色的科学成就, 1975年获剑桥大学科学博士学位(Sc.D.)。

King讲学期间由王颖担任翻译, 地貌专业学生记录, 曹琼英、丁贤荣录音, 许培生等清绘插图, 何秋珍担任本书的编辑出版, 朱大奎负责整个讲学活动并对全稿作了校阅。记录稿未经King本人审阅, 错误不妥处希读者指正。

南京大学地理系海洋地貌研究室

1982年5月

海滩与海岸专题讲座

C. A. M. King 讲

王 颖 口译

目 录

第一讲	海岸的动力.....	(1)
第二讲	潮流在浅水区作用的图式	(12)
第三讲	海滩物质	(19)
第四讲	海滩剖面与横向泥沙运动	(30)
第五讲	泥沙的沿岸运动	(38)
第六讲	海岸侵蚀	(48)
第七讲	几何形态与节奏形态.....	(54)
第八讲	基岩港湾海岸堆积地貌	(62)
第九讲	堡岛地貌、海岸防护.....	(70)
第十讲	林肯郡海岸.....	(74)
第十一讲	海滩围垦、海岸分类.....	(84)

第一讲 海岸的动力

首先，讲一下海岸的动力过程。波浪是海岸带很重要的作用因素，但波浪不是唯一的因素，除波浪以外，还有潮汐和风的作用。当我们谈到关于波浪问题时有一些不同的概念需陈述一下，这些概念包括波浪的理论、波浪的记录、波谱分析和波浪预报，还有浅水区的波浪变形和波浪的沿岸流，我将把“波浪沿岸流”问题，留到以后讲到泥沙运动的时候再加以讨论。

主要的波浪理论是“Airy-stokes”理论，即深水的振动波问题。这种振动波由于风作用而产生的，对地貌来说浅水波的椭圆、孤立波就显得更重要些了。这里就不加详细地讨论椭圆余弦波的浅水波问题，主要讨论 stokes 深水波的理论。

波速取决于波长和周期，即 $C = \frac{L}{T}$ ， L —波长， d —水深 $C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L}}$ ，当 $\frac{d}{L} > 0.5$ 时，此公式简化为 $C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$ 。

在深水中观测波周期是容易的，当周期以秒计，波长以米计时，波长与周期关系由公式 $L_m = 1.56 T^2$ 给出，此公式很重要，我们常在海岸带测得波周期就可借此公式算出波长。

波浪中水质点运动速度比波形速度慢得多，它取决于波高、波长和水质点运动轨迹的大小。（图1—1）所示。对海洋地貌学来说最重要的是水体的运动。水体运动速度由下面这一公式给出：

$$\bar{U} = \left(\frac{TH}{L}\right)^2 \cdot \frac{C}{2} \cdot \frac{\cosh(4\pi d/L)}{\sinh^2(2\pi d/L)} \quad \text{其中} \quad \begin{array}{ll} C \text{—波速,} & H \text{—波高} \\ \bar{U} \text{—水体传播速度} & L \text{—波长} \end{array}$$

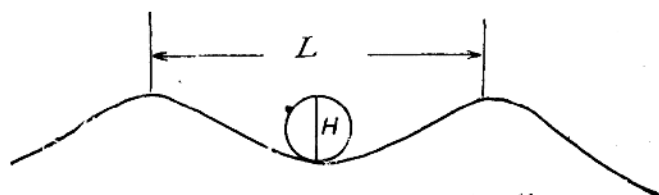


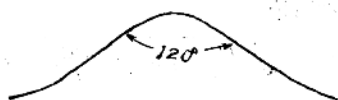
图1—1 水质点的运动取决于波高

水体传播速度在表面较快，它和水质点运动轨迹随水深加大而变化很大，当水深向下每隔九分之一波长处，水质点运动轨迹直径减小二分之一。波能大小也是取决于波高和波长。

波能公式为 $E = \frac{\rho g H^2 L}{8}$ ，深水波的能量，一半是由波峰在静水位以上高度所造成的势能（位能），另一半是波形中的水质点具有速度所造成的动能。波浪的位能取决于平均水面到波峰的高度，动能取决于波浪水质点传播的速度。一系列波浪向海岸带传播时，波浪常常

在它的前峰部分消失，后部波浪系列中又出现，故一组波浪的能量只等于一个独立波浪能的一半。对单个波的波速来说，波陡是重要的因素。波陡值等于波高与波长之比值，即波陡 $= \frac{H}{L}$ ，对深水波来说，可用 H_0 和 L_0 来表示，若波峰角大于 120° 时，深水波最大波陡值为 $\frac{H_0}{L_0} = 0.142$ ，即波高与波长之比值约为 $1:7$ (图1—2)。

在开阔海面测波工作现在变得愈来愈重要了，在近海地区开采石油就需要这些波浪资料，在英国北海北部海域就显得更重要，因为英国许多石油平台的开采工作在那里进行，而波浪传播到那里常会变得很高。开采石油就需测波，在开阔海面对波浪测量是用“船弦测波仪”来进行的，这种仪器由英国国家海洋研究所设计的（英国国家海洋研究所简称 IOS），可安装在许多船上，甚至在大西洋中部航行的船只都可使用它，可用来记录二维波的波浪。目前已发展到可对三维波进行测量。在浅水区波浪的测量是借用测波仪。测量波的压力变化可记录到波峰或波谷的形态变化和波速等，海岸带是借用竖立在那里的测波杆（图1—3）来测



(图 1—2)

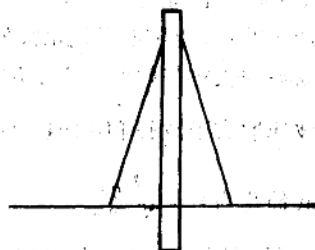


图1—3 测波杆

当波峰角度 $> 120^\circ$ 时，波陡为 $\frac{H_0}{L_0} = 0.142 (1/7)$

波，根据测到的波探的变化而得到波速和波能。由于三维波很复杂，所以可采用能得到波高的统计学方法。最常用的波浪术语是有效波的波高问题，有效波波高定义是取决于三分之一大波平均波高。即有效波高几乎等于波谱里最大的波高。最大波高有时可用方均根波高

$H_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H_j^2}$ 表示。同样，有效波高也可用十分之一最大的平均波高来表示。下以

给出一系列波高的计算公式：

(1) 平均波高 $\bar{H} = 0.886 H_{rms}$

(2) 有效波高 $H_s = \bar{H} \cdot 1.416 H_{rms}$

(3) $H_{\frac{1}{10}} = 1.27 H_s$

当我们谈到波浪产生机制的时候，“stokes”理论目前还不是很好地解决这个问题。但可知道波浪的产生取决于风区长度（吹程）、风吹时间、风速这三个要素，特别是海面以上20米风的结构是很重要的，而这个又取决于涡动及海面和空气面的温度差异，并且还决定于现存波浪的状况。若不能够足够估计现存波浪的话，我们将不能够得到波浪形成理论的机制，也就是说要对现存的波浪进行充分的观察。短波的发展成长是较快的，它很快可达到波陡的极限，波浪传播方向和风波传播成一角度时，也即波列和风成一角度时，波浪的发展最

好,那么,我们就可以得到很快传播的短波形式。风吹时间越长,虽然波浪发展速度较慢,但是最后结果还是可以达到最大波高,也即风吹时间愈长,波高发展愈高。波浪传播逐渐离开风力作用范围以后慢慢得到长波系列,产生波浪的三个因素任何一个都可影响波浪的发展。风吹时间长短取决于气象因素,有些地方风力对波浪的影响还受海岸带影响,朝向开阔的海面的海岸所遇到的波浪就和较隐蔽的海岸受到的波浪是不同的,有一些关于波高和风力关系的公式如下:

$$\overline{H}_{\frac{1}{3}} = 0.44 U_g^2 \quad (\text{Longuet-Higgins公式})$$

$$\overline{H}_{\frac{1}{3}} = 0.027 U_g^{\frac{3}{2}} \quad (\text{Derbyshire公式})$$

当波浪生成以后,逐渐传播超出波浪形成范围之外时,就逐渐衰减了。波浪的衰减有几种情况:①波浪超过风力作用范围之外。②风的作用停止。③改变了风的方向。在波浪形成地区的波浪叫风浪,超出风力作用范围的风浪就是涌浪,当波浪传播出风区后能量逐渐消耗在波形的传播上,波列可传播很长的距离。例如,南加利福尼亚海岸有些波浪是从高纬度传播过来的,传播距离达11000公里,这是根据跟踪记录得来的,这一距离实际等于跨过了整个太平洋洋面。有时波浪传播可以从大西洋西岸达到英国的爱尔兰海岸,传播距离达5000公里,这个记录是在英国西南部得到的。同一个波浪开始产生周期是长的,波列的传播速度比单个波的速度要慢。对波浪进行预报有一个方法很有用,有一个叫“SMB”的半经验方法可预报波浪,这一方法由 Sverdrup, Munk, Bretschneider 三人建立,这个方法主要内容是根据风速、风区长度等就可得到波高,另外根据波浪周期、吹程和波高就可预报波浪的衰减。还有一种PNJ方法,由Pierson, Neumann, James 建立,以后这种方法被后人改进。

下面谈关于浅水波问题,对海岸地貌学家来讲最关心的还是波浪达到海岸以后的情况。当波浪传播到水深在 $\frac{1}{2}L$ (波长)地方时,就发生变形,除波周期不变外,几乎每一波浪要素都变化了。波长、波速减小取决于周期和水深,当 $\frac{d}{L} < 1/25$ 时,波速就等于 $\sqrt{gd}$,即 $C = \sqrt{gd}$, (d为水深)。所以在浅水区波速主要取决于水深。另外一个变化是波形轨迹的变化,波峰变得陡而窄,波谷变得长而平(图1—6),轨迹从开放圆变成椭圆,波速变得不对称,向岸

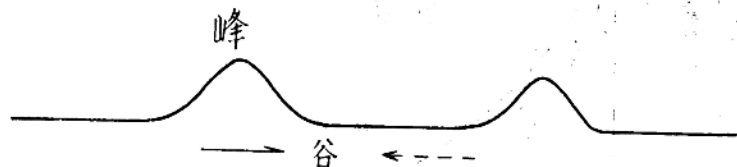


图1—6 波峰变窄,波谷变长,波速得不对称向岸变快,向海慢

快,向海慢。用水槽观察剖面,可看到表层水体向岸运动,中层水体向海运动,底层水体又向岸运动(图1—7)。这一理论很重要,这就是海岸带浅水区为什么泥沙总是向岸运动,剖面观察,表面向岸,底层向海,这就是为什么裂流带着沿岸物质通过水下沙坝窄口流向海运动的机制(图1—8)。以后讲座中我将进一步讨论水体的垂直变化在地貌上的应用。例如,爱尔兰海滩的大西洋涌浪进入海滩中,那里有二个裂流,低潮时,水体从两边向海流,高潮

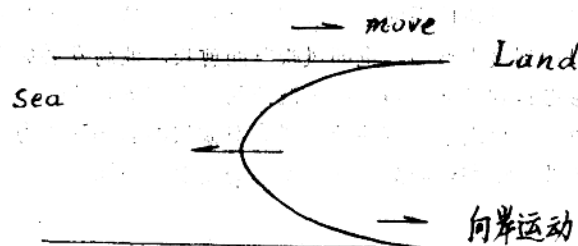


图1-7 水槽剖面

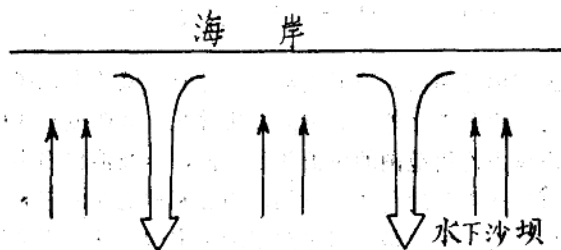


图1-8 平面图

时，水体从两边流入海滩，中间形成裂流流向海洋，这是两个不同的形式。另外，加利福尼亚西海岸同样可观察到裂流产生。这就是关于裂流的例子。

另一个重要概念是浅水波的破碎问题，浅水波向海岸前进时，波轨迹椭圆形拉长了，波高增加，但周期不改，波形传播速度慢了。当水质点运动速度超过波形传播时，波浪就破碎了。波浪有三种破碎形式：崩波、卷波、激波。崩波发生在波峰处，并且在海滩较平缓、波浪陡度大的地方。卷波发生在海滩较陡、波陡较小的地方。激波是发生于风暴期间的砂砾质海岸上。根据波陡、破浪，可看出波浪破碎形式。破碎点的深度 d_s ： $\frac{d_s(\text{破浪深度})}{H_b(\text{破浪波高})} = \frac{4}{3} =$

1.28。根据这个值可记录到三种波浪破碎形式（图1-9）。浅水波破碎地方也就等于水深等于

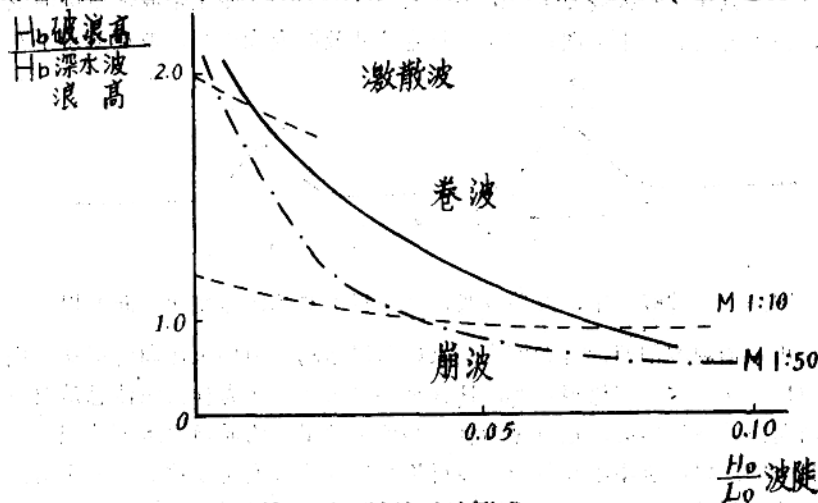


图1-9 波浪破碎形式。

波长的地方。

浅水波破碎另一变形是波浪折射，波浪折射就是波浪力图适应于海底等深线的形式，波列形式改变引起波浪辐聚和扩散。由于波浪辐聚和扩散，影响泥沙运动，常有涌浪作用而水深又很小的地方波浪变形就很强烈。由于折射变形使有些地方海岸形态发生变化，如新的海岸沙洲的出现。由于波浪折射，波能在岬角和水下沙坝顶部集中，而波能在海湾和水下沙坝凹槽的地方辐散。波浪系列向海岸传播过来时常是与海岸呈偏斜的，但由于波浪折射结果使波浪系列逐渐与海岸带平行了。波列向岸传播时，波峰逐步扩散，波能逐步扩散开来。若有等深线的水深图，你要选取波浪传播方向和周期，就可画出波浪折射图。另一波浪变形问题是绕射，当波浪传播过来绕过岬角的时候，发生了绕射现象，障碍区的波影区波能就逐渐扩散开来了（图1—10所示），特别是波浪传播到浅水的港口时就发生了这种情况。波浪

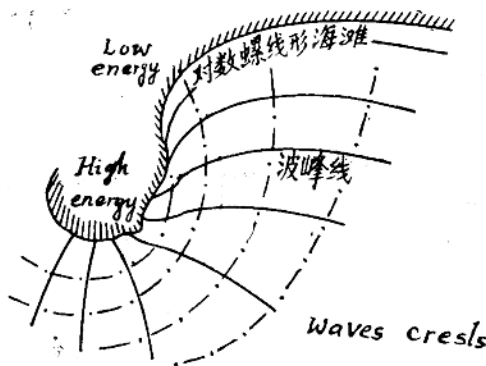


图1—10

还可以进行反射，波浪传播到陡岸或堤坝时，可被整个反射回来。另外一个对波浪感兴趣的是“Edge-Wave”（陆架波），在讨论到海滩韵律形态时，将讲这个问题。拍岸激浪的周期为1—5分钟，关于内波问题，在将来讲到潮流时再讨论。另外还要讨论到地震海啸、假潮、风暴海啸等，这些都是有关波浪的概念。另外讨论到波候图，这可给我们指示关于一年中波浪的情况，这里有几张波候图的资料，图上纵坐标为有效波波高，横坐标为波浪出现的次数，给出了北美洲的一些情况，北美洲西南海岸、大西洋沿岸都反映出波浪的季节性变化，即夏天波浪小，冬天波浪大，同样可得到英国沿岸的波周期为5秒，平常时，在英国海岸，波浪的波高是不大的，但在风暴海啸的时候，就可达到很大的波高，在英国南部海岸，波高可达六米，北部海岸达十米。开阔大西洋波高同样也很大，但周期小。以上是对波浪做的简单的阐述。

(二)关于潮汐问题

潮流作用是泥沙运动、海底形态有关系的，这里我想谈一下旋转潮波是怎样产生的。潮汐是由于月、日、地引潮力所产生的，引潮力大小取决于月、日、地之间质量的大小与地月、地日之间的距离，即引力 $F = \frac{M_1 M_2}{r^3}$ ，靠近月球的地球水面所受的引潮力要比远离月球的水体的引潮力大。引潮力(Tractive)对潮汐产生很重要：

30°N的地方的引潮力的情况，图1—12可看出从0点到12点，再从12点到24点，在地球旋

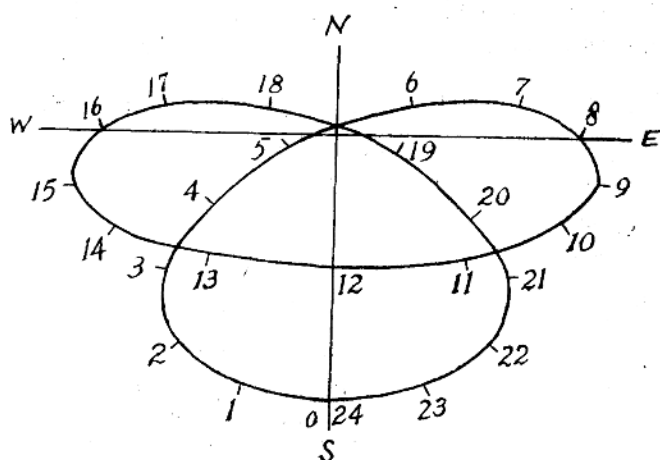


图1—12

转时期，引潮力的情况：当到1—2点钟时，潮水升的方向朝西，它的力量减小了，在0点时，引潮力是朝赤道的，并且很大，用箭头的大小表示引潮力的大小；在5—6点时，引潮力几乎为零，并改变了方向，到12点时，方向向南了，但它的力量大小只有一半了，图1—13A把向东和向北的分力分开了，表示向北的合力在各个垂直时间的情况，向东分力也是如此，它在9点钟几乎达到最大，然后逐渐变小，这是一个不对称的曲线，我们可以把它简化成对称的曲线如图1—13B所示，两条曲线放在一起形成向北的曲线，根据这一情况，可建立半日潮与全日潮变化的曲线。全日潮每天只有一个涨落，月亮在正中时变成高

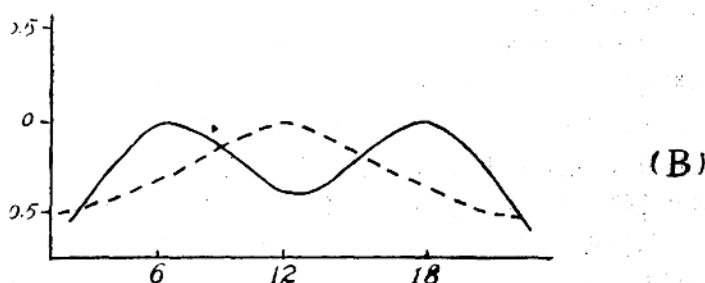
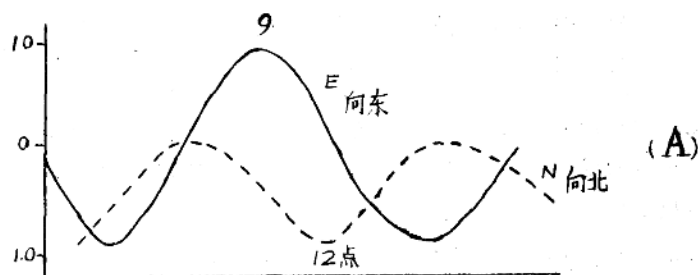


图1—13 整日潮，半日潮

潮，月亮在赤道位置就变低潮了。太阴潮比太阳潮长50分钟，如果太阳与月亮同时在一侧，出现大潮，另外情况出现小潮，太阴潮比太阳潮更重要些，这个原因刚才已经解释了，就是它比较近。关于潮汐产生的理论很清楚，但把潮汐的产生与海洋结合起来是困难的，潮波波长相对来说要比海洋深度大，故潮波波速可用浅水波理论来取得，即 $c = \sqrt{g \cdot d}$ ，

深度(呎)	潮波波速(节)
100	82.27
1000	260
2000	368

可看到潮波波速要比水深要小得多。若我们作一潮波剖面(图1—14)，波峰向一方运动，

$$\frac{U}{C} = \frac{y}{d}$$

C—潮波波形传播速度

U—潮波中水质点传播速度

y—潮波振幅，相当 $\frac{1}{2}H$ (波高)

d—水深

波谷向另一方向运动。地球上只有一个地方潮波运动如此，即南半球高纬度的地方潮波运动为这种情况。因为那里整个地表被海水覆盖。另外别的地方由于有陆地存在，当有潮波传播过来时，就产生反射，不可能出现这种情况。图1—15表示当两个波浪从不同方向传播过来

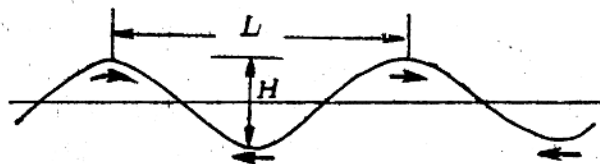


图1—14 潮波前进的情况潮波峰同向，波谷同向(此种情况仅在南半球高纬水覆盖地球表面的地区)

时，就迭加在一起，波高增加但潮流力互相抵消了，但在 $\frac{1}{2}H$ 地方，两波相遇，波高减小，潮流加大，另一地方相反，波高增加，潮流减小，在一半处波速为零，在 $\frac{1}{4}$ 处波速增大了。从平面情况看也是如此。

振动立波(驻波)的周期 $T = \frac{2L}{\sqrt{gd}}$ ，(d—当地水深)，对海岸带很重要，因为每个地区

都有它自相特殊的振动立波的情况，潮波中很重要的概念是潮汐振动。每个自然水体都有自己的振荡情况，当水体发生倾斜时会影响引潮力的大小，例如芬地湾(Fundy)，潮汐最大，就是由于它的水体振动的变化，芬地湾平均水深70米，海湾长度260公里，自然振动周期 $T = 6.29$ 小时(图1—16)，另一潮汐的影响因素是科氏力(如图1—17)，对于这一地方原来潮流等于零，由于科氏力的影响，产生余流，把它们放在一起，在南半球产生顺时针的旋转潮流，北半球为反时针旋转。关于这样旋转体系是关于海洋潮流的基本理论。在每点潮流为反时针，但总的来说我们得到了一个前进波潮流的旋转图形。虽然潮流在各个海洋都是旋转的，但在海岸带表现为往复潮流，因为它没有这样足够的空间，举一实例，北海，英国、丹麦、挪威的海岸可看到几个不同的海域(图1—18)，点线表示地球旋转影响的情况。在

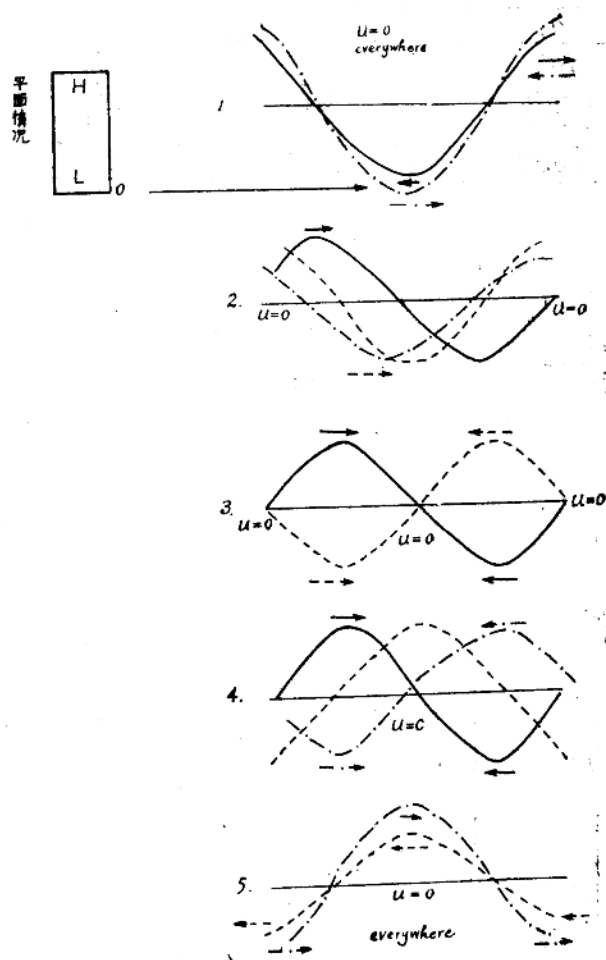


图 1—15

英国海岸，潮流由北向南流，实际情况，旋转点是移动的，由于摩擦减少了，潮流的流动，旋转点向东移，使得能量分散，潮流力减小，潮流旋转点往那里偏，那里力量就小，潮差增大。同样，英吉利海峡也是这样情况，由于潮流进来时就迫使潮流旋转点向北移，使南岸潮差高，因此在那里建立了潮汐发电站。同样在塞纹河口潮差也很大，准备在那里建设发电站。

记录：宋伟建 李晓军

校订：杨巨海

Depth (m) 水深(m)	Length (12 hr) 海湾长距	Length (24 hr) (太阳时)
91	325	647
183	457	916
366	674	1295
915	1025	2050
1830	1450	2790

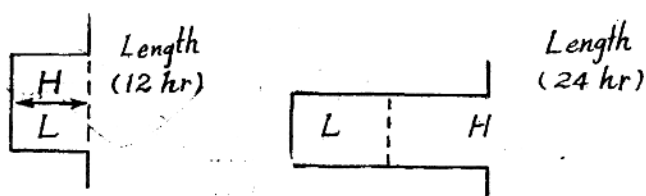


图 1—16

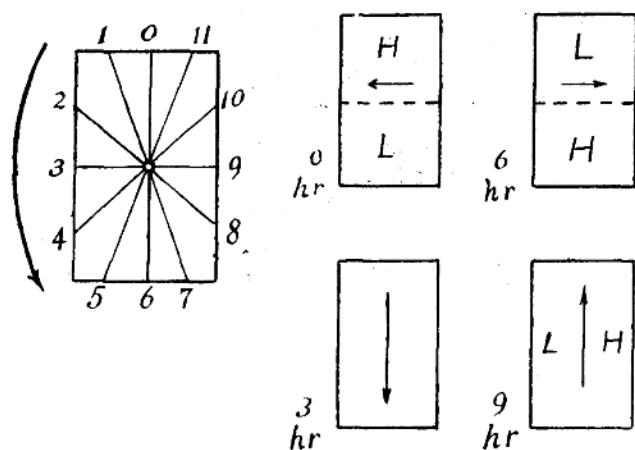


图 1—17

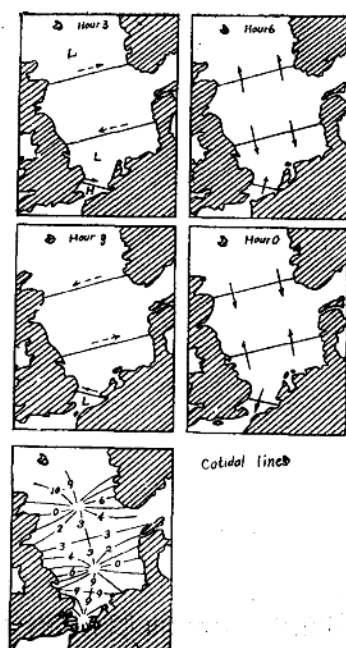
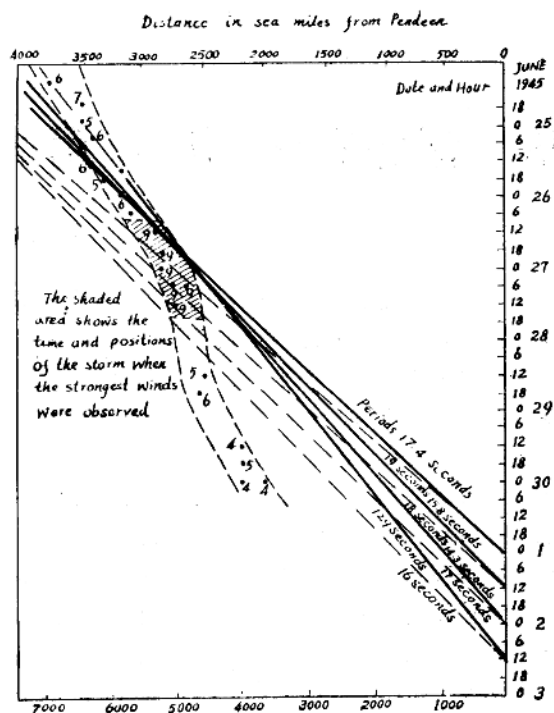


图 1—18

Tides in the North sea,
The figures in the lower
map refer totimes of high
water(After Doodson and
warburg, 1941)



Propagation diagram for waves reaching Pendern between 24 June and 2 July 1945 (After Barber and Uncell, 1948)

第二讲 潮流在浅水区作用的图式

从地貌学的角度来讲,潮流是很重要的。在有些地区海滩是和潮流的循环有关的。今天谈一谈潮流作用在近滨地带的作用。在这个地区潮流是往复的,那里有许多松散的堆积。潮流的堆积地貌经常发生在大的河口地区。举例来说,在英格兰东海岸 Wash 地区、太晤士河口,还有南美的 Riodelta plata 河流及一些有浅滩的大陆架地区。在这些地区,有的是涨潮流占优势,有的则是退潮流占优势。在水道之间形成椭圆形的浅滩,浅滩两侧分别成为两个潮流汉道,往往一个汉道进流占优势,而另一个汉道则退流占优势。由于进退流强弱的变化(由进流占优势变为退流占优势或由退流占优势变为进流占优势),使泥沙的位移发生变化。致使浅滩和河道的形态随时间作缓慢的变化,这些潮流和浅滩的变化和它的存在对海岸地貌形态很有影响。举例来说,林肯郡这个地区。潮流可以形成一系列不同的地貌形态。这些地貌形态反映了潮流的作用过程。那么可以根据地貌形态来推断潮流带动泥沙运动的方向。这些潮汐地貌的形态包括:沙波(sand waves)、沙带(sand ribbons)、线型浅滩(vinear banks)、退潮流与潮流通道。

沙波广泛地发育于大陆架上。在英国西南部大陆架边缘坡折的地方就得到一些沙波资料,这个地区,如 La Chapelle Bank 地区的浅滩上,沙波平均高度为7.6m,最高可达12.2m,沙波的波长 $L=854\text{m}$,沙波的延伸方向为 110° (即平行大陆架边缘坡折线)。这些沙波具不对称的形态,泥沙是从缓坡向陡坡运动的,这种泥沙运动的情况同样也被测流资料所证实。这是地貌形态可以反映泥沙运动的方向和运动过程的一个很好的例证。沙波除在英国西部大陆架发现外,还在靠近英国海岸处也有发现。有一个很大的沙波带发现在英国西南部,向东北延伸到大陆边缘。同样还有一些不连续沙波分布在爱尔兰海,还有一些发育于北海的南部。Stride 发现,最大沙波高度为18.3m,最长为915m。在东安哥列(Anglia)外海地区有4.6m高、137m长的沙波,波峰平直而不弯曲。还有一些地区,这种情况多半发育在旋转流发育覆盖面积较大的地区。在北海南部与荷兰之间,整个海底是沙波群分布的地区。北海沙波群在1971年被Mc Cave详细记述,这是一个很大的沙波群,面积有 15000km^2 ,其中包括浅滩、通道和过渡地区。这个沙波群最初(1935年)被波兰人Vanveen发现的。他说明了沙波的不对称形态指示了泥沙运动的方向,在北海南部沙波移动速度为15米/年。在沙波中渗透率(空隙率被水充填)为40%。沙波高度为7米。这样可计算出每年的泥沙移动量为82吨/年·米。据对地形和沙波的渗透率及波高的测量,就可计算每年被潮流带走的泥沙量。在沙波源地区,有三种不同规模的地貌形态:

沙波纹(波痕):波长60cm,波高4cm。

巨型沙波纹:波长30m,波高1.5m

沙波:

利用有效坡高进行一些估计,最大为6m,发育于沙波源中部。沙波的波峰最高有7m,

发现在荷兰河口40km以外(图2—1)。向北沙波沿海岸减小。组成沙波的沉积物粒度也

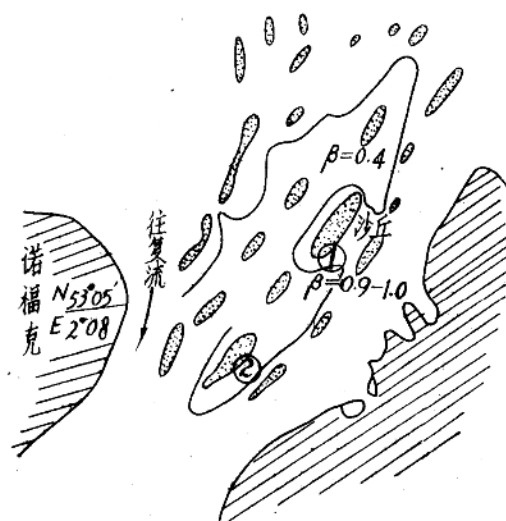


图2—1

减小。有的地区,沙波为一片片,不成系列的分布(东安哥列海)。在这些地区沙波是对称的,有巨型波浪发育,向北去沙波高度减小,粒度变细。这个地方发现大的沙波纹,一般波高5m。沙波带在靠近海岸的地方,由于风的作用强,若超过了潮流作用,沙波就消失了。故近海岸地带沙波不很发育。在水深小于15m的地方风浪作用强,可使沙波消失;在水深5—19m的地方,风浪作用中等,对沙波进行一些改造;在水深>29m的地方,风浪作用非常微弱,对沙波基本上没有作用。在那里潮流椭圆是影响沙波形迹的很重要的因素,那些地区潮流是往复流。在靠近英格利海处潮流最大,潮流最大速度为109cm/sec,向东到荷兰沿岸潮流减慢,速度为65—75cm/sec。

沙粒的大小反映潮流的机理,在沙源西南部粒径为0.4mm,向北粒径减小为0.15mm。沙波东部边缘受风浪影响,可看到沙波消失的边界。为什么此区沙波不对称呢?这是因为此区为泥沙运动的过渡区(运输区)。沙波最大的那个地区为底质沙,向北向南泥沙变细。沙源北部边缘的出现是由于潮汐椭圆形态的改变的影响(椭圆较圆)。

关于这些沙波的情况包括以下几点:

- 1.要有足够大的潮流流速,平均大潮流速要 $\geq 60\text{cm/sec}$;
- 2.风波所能影响的深度,波浪扰动的深度最大不能超过18m。
- 3.潮流椭圆的轴要足够长。

具备上面三点才有可能形成沙波。

沙波的形态受泥沙的主要移动方向控制,巨型沙波的沙一些为悬移运动,一些为底移质运动。

沙波的规模可用 $\beta = \bar{T}_b / \bar{T}$ 来表示。其中 $\bar{T}_b$ 为底移质输沙量, $\bar{T}$ 为全部泥沙输送量。在 $\beta \rightarrow 1$ (趋近于1)时,发育最大沙波。即此区底移质泥沙量高。向北 β 减小为0.4,即底移质泥