

白沙口海岸带泥沙运动和地貌演变*

李凡

(中国科学院海洋研究所)

近几十年来,许多沿海国家都开展了大规模的海岸带调查工作,并对海岸带的泥沙运动和地貌演变的某些规律进行了深入研究。但是,对于有潮海滩不同地貌部位上的泥沙运动特征及其控制因素,以及不同地貌部位上,反映泥沙群体运动结果的堆积体运动规律等的现场调查,至今报道不多。实际上,有潮海滩并非单调一致,海滩不同地貌部位上的泥沙运动规律和地貌发育规律,都有极大的、甚至本质上的差异。研究这些差异性,对于我们深入了解海岸带泥沙运动和地貌演变的规律,是有所裨益的。

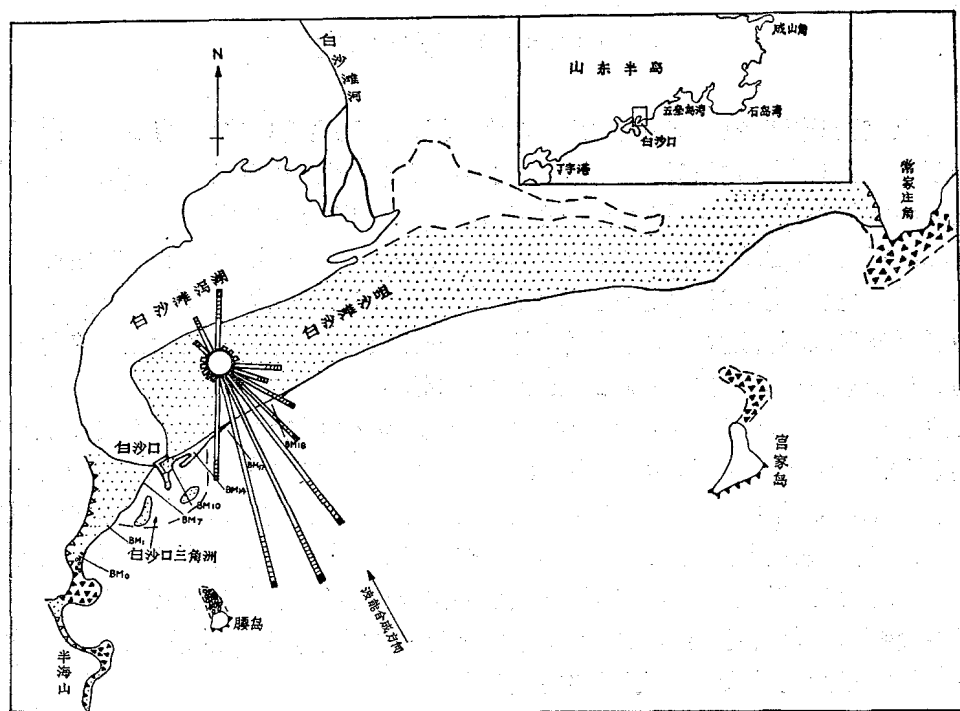
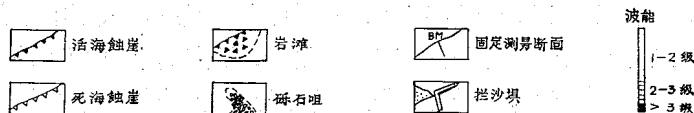


图1 白沙口海岸地貌和海浪玫瑰图



* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 513 号。

本文引用了《白沙口潮汐发电站勘测调查报告》中部分资料。参加现场工作的有林宝荣、杨治家、林国军、周天成、张秀荣、李本兆、吴龙生和山东省水文总站的部分同志。图件由蒋孟荣、严理、张弘同志清绘，谨表谢意。

本刊编辑部收稿日期：1979年3月26日。

白沙口位于山东半岛南岸,五垒岛湾之西(见图1),湾口朝南,面对黄海。湾内堆积地貌发育。一条巨大的湾口沙咀,自常家庄南岬角向西延伸,逼近海阳所南部的角滩。沙咀的北面为泻湖,白沙滩河注入其中。所谓白沙口,实指泻湖的出口,也为一潮汐通道。由于陆源物质长期倾泻入海,出口处岸线呈扇形向海突出,形成白沙口潮汐三角洲。退潮后,三角洲上一片白沙,沙咀、沙洲等堆积地貌非常发育。它们在海浪、潮流,和河流径流等各种动力因素的交互作用下,活动性很强,其位置变化无常,给航运和水工建筑等带来许多困难。1971—1974年,中国科学院海洋研究所和山东省水文总站协作,在本区进行了系统调查,曾写了专门调查报告。本文试图根据其中的部分现场观测资料,对本区海岸带泥沙运动和地貌演变的一般特征、差异性,及其与动力因素之间的关系等问题进行初步探讨。

一、泥沙运动的方向和强度

(一) 波向和泥沙运动方向

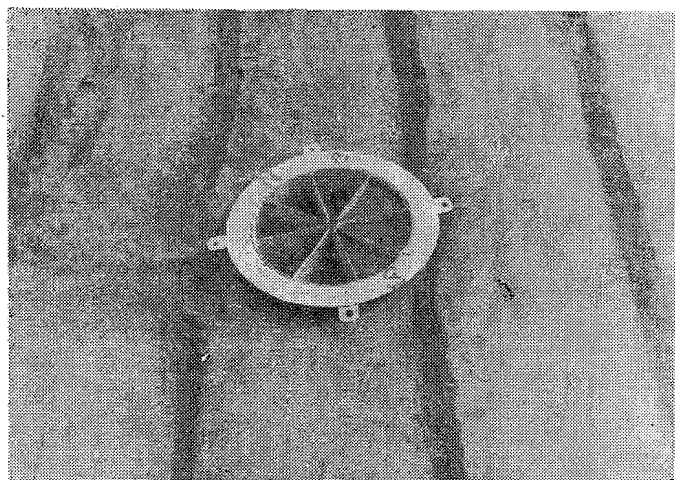
海滩上,潮流流速较小,流向不稳,它对泥沙运动并无显著影响;而海浪作用引起的水体涡动强烈,流速很大,它是对泥沙运动起主导作用的因素。由落潮流和河流径流携带的泥沙进入海滩以后,即主要在海浪的作用下,开始了新的再搬运过程。

观测表明,泥沙运动的方向与入射波的波向有关。近岸带地形复杂多变,由此引起的海浪的折射和绕射,使传至海滩上的波向也不断变化,与之有关的泥沙运动方向也随之改变。为了研究海滩不同地貌部位上推移质沙的动向,及其与波向之间的关系,我们采用一种简易的捕沙器——沉沙盆,在海滩上进行直接测量。

沉沙盆形状如盆,内分八格,分别代表八个方位,每格里捕到的沙,代表该方位上的来沙量。盆沿平,测量时,将沉沙盆埋在海滩测点上,使盆沿与滩面平,并定好方位;经过1—2个潮周期后,将盆内的沙分别取出称重,然后用矢量合成的方法计算,所得之合成方向,表示测量时段内,该测点上的来沙方向,其合成量,即为相应的单点输沙率(下文详述)。这种捕沙器,山东海洋学院曾用于水下推移质捕沙实验;我们用来在海滩上直接测量推移质沙,当波高较大时,会被淤平或冲走,效果不好,但是,波高较小时,效果明显(见照片1)。在推移质沙测量的同时,还进行了海浪要素观测。

1972年7—9月间,用沉沙盆在白沙口海滩不同地貌部位上,进行了22个测点、共136次测量,其结果绘于图2,并将相应时段的数据列入表1。

从图2和表1中可看出,在1, 3, 5, 16, 19等测点上,泥沙来向和相应时段的平均波向基本一致。这些测点的位置一般都在高潮线以下的海滩下部,和堆积体的向海波一侧。而在另一些测点上,两者相差较大;但是,那里的泥沙来向与海浪折射后的波向,即测点的实际波向是一致的。例如,13号测点上,初始入射波向是SE,但是,由于它位于4号沙岗西北部的凹地上,海浪经过绕射和折射以后,传到这里已成SW向,它和实测的泥沙来向——SW向一致。我们选取了14个测点比较完整的实测资料,结合相应时段的平均波向进行相关分析,其相关系数达到0.905,标准偏差 18° ,因此,我们可以近似地用波向来表示高



照片1 沉沙盆测量(1973.8.25)

沙主要由东南向西北运动。沉沙盆外面的黑色条带是沙波纹

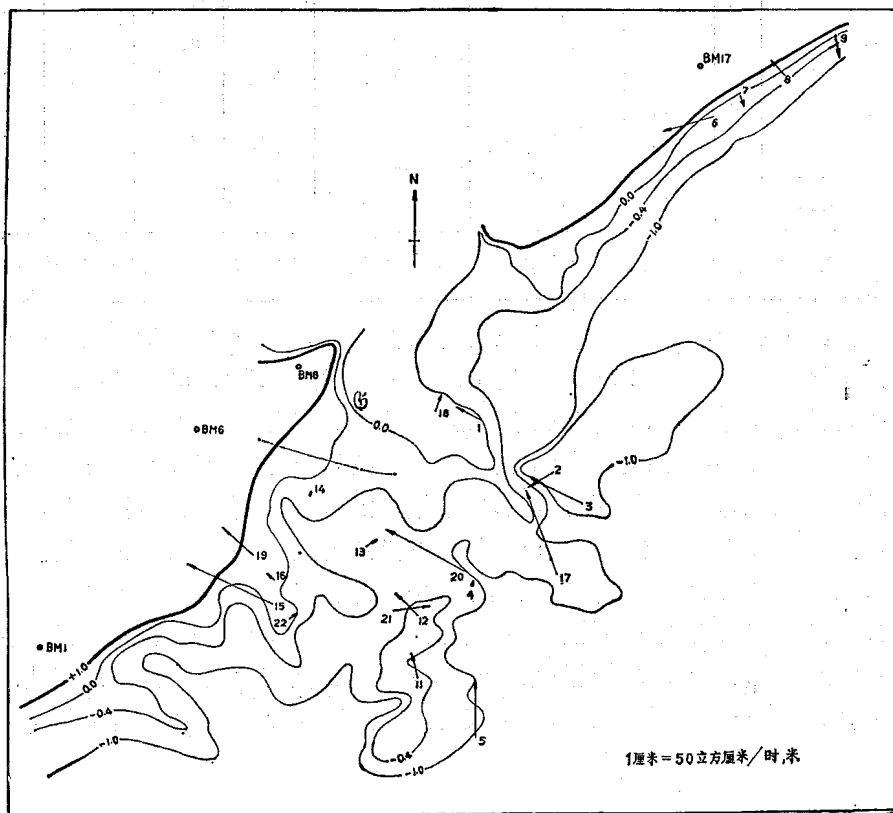


图2 实测泥沙运动矢量图

潮线以下、海滩下部的泥沙运动方向,这和维能特在水槽实验中表明的水平底部泥沙运动的情况是一致的¹⁾。

1) G. 维能特、F. 吕兰,在波浪作用下水平底上泥沙输送的研究。水电部交通部南京水利科学研究所,1958.9. 河港译报第一期。

表 1 白沙口实测泥沙动态和海浪要素

测点号	测量日期 (年、月、日)	测量 次数	历时 (小时)	单点输沙率 (厘米 ³ /时·米)	泥沙活动量 (厘米 ³ /时·米)	来沙方向 (度)	平均波高 (米)	平均周期 (秒)	平均波向 (度)
1	1972.7.20—7.25	2	25	31.5	312.0	115	0.32	4.2	117
2	7.23—7.31	3	72	29.8	536.1	62	0.49	3.3	141
3	7.23—8.1	8	126	73.0	820.0	130	0.44	3.4	149
4	7.30—8.5	5	72	1.6	175.0	192	0.50	3.8	156
5	7.30—8.4	5	72	71.0	2258.0	180	0.50	3.5	155
6	8.20—9.7	8	144	62.1	1225.0	251	0.51	5.7	138
7	8.21—9.7	8	180	16.5	1235.0	320	0.46	5.0	140
8	8.20—9.7	9	180	20.0	1750.0	130	0.46	5.0	140
9	8.21—9.7	7	126	26.0	1185.0	20	0.46	5.0	140
11	9.8—9.15	7	108	27.1	465.0	160	0.32	4.4	135
12	9.8—9.27	11	252	34.0	278.0	135	0.26	4.8	147
13	9.8—9.27	7	224	15.1	131.0	225	0.27	4.7	146
14	9.8—9.27	7	234	4.3	180.0	45	0.29	4.5	134
15	9.8—9.27	14	162	129.3	790.0	115	0.29	4.8	150
16	9.8—9.27	10	306	14.1	194.0	123	0.26	4.8	146
17	9.11—9.12	1	18	124.9	500.0	160	0.13	2.4	126
18	9.13—9.26	10	180	22.5	157.8	192	0.28	5.1	152
19	9.21—9.25	4	72	53.9	558.0	130	0.22	5.5	147
20	9.19—9.27	6	108	115.7	998.0	118	0.21	5.7	138
21	9.22—9.26	3	72	51.4	271.0	260	0.23	5.3	143
22	9.21—9.26	2	90	11.6	107.0	230	0.23	5.5	145
备 注	每次测量的时间不等,沙量很少时,则延长测量时间,所以,历时并不随测量次数按比例增加。								

但是,在高潮线附近,其间关系却因其他因素的作用而遭到破坏。例如,在 6—9 等几个测点上,入射波波向为 138—140°,而沙的来向却分别为 251°,320°,130°,20°。结合岸线走向的分析可以看出,在 7,8,9 三个测点上,泥沙的来向大致和岸线的走向垂直,而在测点 6 上则和岸线的走向斜交。由此可见,在高潮线附近,泥沙运动方向和波向之间的关系与海滩下部显然不同。其原因可能是,由于潮汐的作用,海浪可以直接越过海滩的下部,推动泥沙继续往海浪传播方向移动;然而,在高潮线附近,由于海浪的传播受到沿岸沙堤的阻挡,加上重力等因素的影响,产生了沿岸流和回流等,它们的流向已经完全改变了海浪传播方向的性质,因此,它们所搬运的泥沙运动方向,与入射波波向并无直接关系,而只取决于沿岸流和回流的流向。沿岸流和回流的流向取决于入射波波向与岸线法向的交角特征,所以,对于某一具体岸段来说,高潮线附近的泥沙动向,只间接的与入射波波向有关。

(二) 相对输沙力的分布和高潮线附近的泥沙运动方向

为了进一步研究影响高潮线附近泥沙运动的因素,我们引用了 Р. Я. Кнапс 提出的相对输沙力的概念^[6]。

$$\text{相对输沙力 } \tau = T/B$$

T 为波能的沿岸分量, B 为波能的法向分量。显然, τ 值越大, 泥沙沿海岸的纵向运动越强, 反之则弱。 $\tau \rightarrow 0$, 泥沙则以大致垂直于岸线的横向运动为主, 从动态平衡的观点来看, 不产生沿岸泥沙的净输送。

我们按上述方法, 根据海浪实测资料, 结合地形测量剖面进行了计算, 结果列入表 2。为了叙述方便, 暂规定, T 与 τ 值为正值时表示沿岸输沙力由东指向西, 负值相反。

表 2 白沙口沿岸输沙力分布

断面号 输沙力	0	1	7	10	14	17	18
T	111.7	-19.4	112.3	1315.3	574.9	339.1	-118.8
B	781.6	568.6	626.3	3811.1	3205.1	3233.6	3487.2
τ	0.143	-0.034	0.179	0.345	0.179	0.105	-0.034

如表 2 所示, 在断面 18 附近, 泥沙的纵向输沙力尚不到横向的 4%, 泥沙以横向运动为主, 这和上述 7, 8, 9 三个测点的实测结果是一致的。由此向西, τ 值渐增, 在断面 10 附近最大, 且为正值。根据地形实测结果, 位于断面 10—14 之间的 1 号沙咀, 有显著的自西向东顺岸延伸的现象 (下文详述), 正是泥沙纵向西移的极好佐证。0 断面位于 1 号断面以西, 这里没有沉沙盆捕沙或地形实测资料, 我们采用了统计砾石走向的方法。海滩上的砾石, 在某种盛行波向的长期作用下, 形成了有规律的排列方式, 因此, 我们有可能根据其产状的统计资料, 确定其主要动力方向, 进而判断出砾石的动向。我们在 0 断面附近的一个砾石滩上, 对 120 颗砾石的产状进行了统计, 结果绘于图 3。

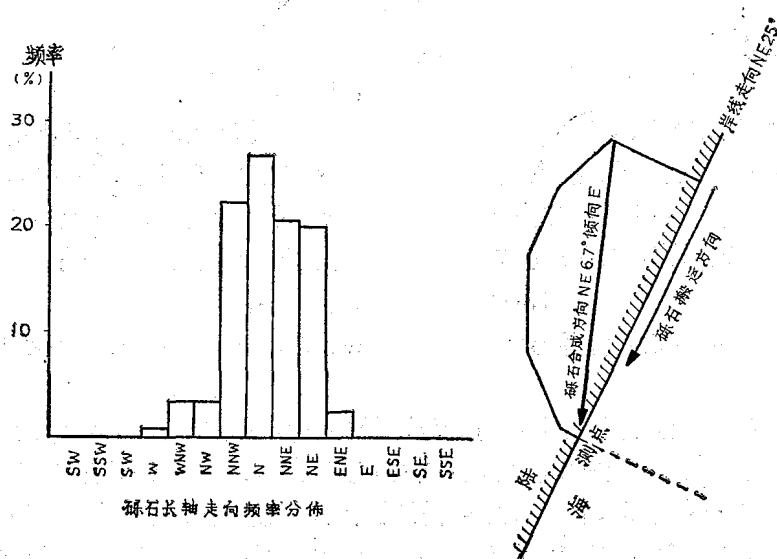


图 3 白沙口东部海滩上砾石的搬运方向

从上图可以看出, 对砾石的作用力也是由东南指向西北的, 砾石相应西移, 这和上述

相对输沙力的分布趋势也一致。

应当指出,尽管在某些岸段内,泥沙的纵向运动较为明显,但大多数岸段 τ 值较小,除了三角洲局部地区以外,皆以横向运动为主。

(三) 泥沙活动强度分带性及其在海滩上的分布

1. 泥沙活动强度的分带性

深海波浪传至海岸带,具有浅水波的性质,由此导致的海水分子的往复运动,往往在海底产生很大的流速,当它们达到一定临界值时,便使海底的泥沙产生推移、跃移或悬移等不同形式的运动。在同一波况下,由于水深、地形等因素的影响,在海岸带不同的地貌部位上,水体的涡动强度不同,泥沙的活动强度亦异。为了探讨底沙的活动强度与海浪要素之间的关系,我们采用一种悬沙捕沙器进行测量。将广口瓶分层放在一个带有底座的竿子上,放到预定的测点,经过一定时间以后取出,将瓶中的沙分别称重分析。捕沙的同时,进行海浪要素观测。1973年8—9月间的测量结果列入表3。现将其中资料比较完整的三次进行分析。第一次是7月23—25日,风力小于4级,平均波高 $\bar{H}$ 为0.5米,平均周期 $\bar{\tau}$ 为6.5秒,海水清澈,剖面上采沙量一般不大于2克。第2、3次分别为8月19—23日和8月29日—9月1日,其间曾刮过6级大风, $\bar{H}$ 和 $\bar{\tau}$ 分别为1.4米,4.9秒和1.0米,6.9秒,海水浑浊,剖面采沙量一般大于100克。上述测点水深为5米,底质中值粒径 $Md=0.032$ 毫米。我们把第一次测量的测点上的泥沙看作处于稳定状态,第二、三次为活动状态。

根据浅水表面波理论,任意水深(h_i)处,因海水波动而产生的水分子运动最大轨道速度

$$V_{\max} = 2\pi a / \tau \sin h \frac{2\pi h_i}{\lambda_0}$$

其平均速度

$$V_m = V_{\max} / 2$$

式中, a 为海浪振幅, τ 为周期, λ_0 为深水波长。佐藤氏认为,海底泥沙的运动主要取决于水分子平均轨道速度¹⁾。按上式计算求得前述三次测量期间的平均轨道速度分别为: $V_{m1}=0.24$ 米/秒, $V_{m2}=0.48$ 米/秒, $V_{m3}=0.53$ 米/秒。再在起动流速曲线上查得粒径 d 为0.032毫米的颗粒的起动流速 $V_{(起动)}$ 为0.29米/秒。两者对比,得知:

$$V_{m1} < V_{(起动)} < V_{m2}, V_{m3}.$$

这就说明,第一次测量期间,泥沙处于未被起动的稳定状态,第二、三次为活动状态,和实测结果一致。

现在我们考虑泥沙的扬动问题。按照沙玉清的计算可知,对于粗颗粒泥沙,扬动流速皆大于起动流速,较细的泥粒则相反,两者的临界点为0.08毫米^[4],也就是说,粒径小于0.08毫米的泥粒,一经起动,随即悬浮。前述测点上泥沙的扬动流速(V_s)为0.18米/秒,因此,第二、三次测量期间,测点上的泥沙应处于悬浮状态,这和测量期间海水浑浊、剖面

1) 佐藤清一,1953。漂沙的研究。梁其荀译,南京水利科学研究所。

表3 1973年夏季海浪掀沙测量

捕沙量(克)	日期	测点号	8.19		8.23		8.25		8.29		9.1		9.4		9.6		9.10		9.15	
			—8.23		—8.25		—8.29		—9.1		—9.4		—9.6		—9.10		—9.15		—9.17	
			1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
距海底高度(米)																				
2.5	—	—	0.2	—	0.3	0.1	—	—	0.9	—	0.3	0.5	—	—	1.7	1.8	—	0.7		
2.0	—	—	0.5	—	—	—	47.5	130.0	1.1	—	0.3	0.7	—	—	2.0	2.4	—	—		
1.5	—	139.0	0.4	0.8	1.3	0.3	47.5	130.0	—	—	—	0.7	—	—	2.7	—	1.9	0.8		
1.0	14.4	143.0	0.4	0.1	0.4	0.1	150.0	130.0	—	0.7	0.5	0.6	—	—	—	3.3	—	—		
0.8	—	—	0.8	—	0.6	—	—	88.0	2.2	—	0.8	1.3	—	—	3.7	—	—	1.3		
0.6	—	144.0	1.2	0.6	3.3	3.0	181.0	130.0	2.6	0.4	1.1	2.5	—	—	3.0	4.9	2.2	2.0		
0.4	26.6	146.0	1.9	1.1	1.2	5.0	119.0	150.0	1.9	2.0	2.3	—	154.0	—	4.1	5.9	2.3	2.3		
0.2	—	146.0	11.8	—	24.0	29.2	162.0	130.0	10.4	9.0	3.3	—	170.0	225.0	5.3	7.3	1.2	3.4		
备 注	1号测点低潮水深6.5米, 2号测点低潮水深5.0米。																			

表4 不同时期内泥沙活动带的分布

测量时间	波高(米)	周期(秒)	V_m (米/秒)	水深 (米)	7	6	5	4	3	2	破碎 水深 (米)	各泥沙活动带的临界水深(米)		
												稳定带	弱活动带	强烈活动带
1973. 8.23—25	0.5	6.5			0.20	0.24	0.31	0.41	0.63	1.1		>5.0	5—3	<3
1973. 8.19—23	1.4	4.9			0.35	0.38	0.48	0.63	0.86	1.34	1.9	>6.5 (>4.6)	6.5—4.5 (4.6—2.3)	<4.5 (<2.3)
1973. 8.29— 9.1	1.0	6.9			0.43	0.53	0.66	0.90	1.36	1.6		>7.5 (>8.7)	7.5—4.5 (8.7—4.3)	<4.5 (<4.3)
1972.7 —1973.8	0.54	4.2			0.09	0.11	0.15	0.18	0.27	0.45	0.8	>3.5	3.5—0.8	<0.8
1973. 7—8	0.70	4.8			0.15	0.19	0.23	0.31	0.40	0.63	1.0	>4.5	4.5—1.0	<1.0
Md (毫米)					0.021	0.021	0.032	0.068	0.068	0.276				
V (起动) (米/秒)					0.35	0.35	0.29	0.20	0.20	0.19				
V (扬动) (米/秒)					0.13	0.13	0.18	0.35	0.35	0.90				

备注：括号内的数据是根据佐藤氏的公式算得的泥沙表层移动和显著移动的临界水深。

含沙量较高的现象是一致的。

如果我们把泥沙未被起动的地区作为泥沙的稳定带, 扬动地区作为强烈活动带, 两者之间作为弱活动带, 则根据海浪要素和底质的中值粒径, 不难确定某种波况下, 泥沙活动带分布的临界水深。现将计算求得的本区测量期间泥沙活动带分布的临界水深, 以及

1972年7月—1973年8月和1973年夏季大浪期间各泥沙活动带分布的临界水深列于表4。

佐藤清一等曾经根据示踪沙的现场测量和模型实验,提出了求海底泥沙表层移动和显著移动带的临界水深公式^[3],这两带和我们所称的弱活动带和强烈活动带是相对应的。根据上述资料,用佐藤清一的公式算得的各临界水深同时列入表4,以便比较。

从表4可以看出,泥沙的强烈活动带或显著移动带,其临界水深都大于当时的海浪破碎水深。碎波带内,水体涡动强烈,泥沙有强烈的活动,这是众所周知的事实。但是,上述计算表明,一定的波浪条件下,在碎波带以外的一定范围内,泥沙就已经发生了强烈的移动,这一点,在进行水工建筑时应予注意。

2. 海滩上不同部位泥沙活动强度的分布

海滩是泥沙强烈活动的地带,但是,海滩的不同地貌部位上,泥沙活动的强度并不相同。在图2中已经标出了各测点上泥沙活动强度的实测资料。这里,我们再引入泥沙活动量(M)和单点输沙率(ΔQ)两个概念。前者表示通过该测点的泥沙总数量,无定向输沙的概念;后者表示测点上单位长度(米)、单位时间(小时)内一定方向的输沙量。从表1及图2可以看出,凡是堆积体上的测点, M , ΔQ 值皆大,其他部位皆小。例如,3,4,5三个测点同步测量的结果,3,5两点在堆积体上,由于水体活动强烈, M 分别为800和2000(厘米³/小时·米), ΔQ 也超过70(厘米³/小时·米)。测点4位于两堆积体之间的凹地上,水体相对稳定, M 和 ΔQ 仅为175和4;但是,后来堆积体移动,在原测点4的位置上形成新的沙洲,结果, M 和 ΔQ 急增至998和115。

在断面17—18附近的7,8,9三个测点上,测量期间 M 值虽然很大(大于1200厘米³/小时·米),但是, ΔQ 值却小于30;同样条件下,6号测点的 M 值与它相似,但 ΔQ 值却大一倍以上。这种情况和前述相对输沙力的分布状况是一致的,即7,8,9三测点上的泥沙基本上是横向运动,而测点6上纵向运动有所增加。

泥沙活动的差异性在地形测量中得到了进一步证明。我们选择了剖面6和11,分别进行了单宽冲淤量计算。它们横过海滩,穿过沿岸沙堤、堤间凹地和外沙洲带三个地貌单元。此剖面与陈子霞等在水槽实验中得到的剖面结构类似¹⁾。测量结果表明(见表5),虽

表5 断面6.11的冲淤量(1972.7—1973.1)

地貌部位	占断面总长(%)		占断面总冲淤量(%)		高度变化(米)	
	6	11	6	11	6	11
沿岸沙堤	5.8	8.2	69.4	60.8	0.2	1.1
凹 坑	66.8	67.5	6.0	13.3	0.1	0.1
外沙洲带	27.4	24.3	24.6	25.9	0.1	0.7

1) 陈子霞等,1955。二元波浪冲蚀岸滩实验研究初步报告。水利部南京水利实验处,研究实验报告汇编。

然堤间凹地的长度占断面总长度的 65% 以上,但其冲淤量仅占总冲淤量的 14% 以下,高度变化 0.1 米左右。沿岸沙堤和外部沙洲,冲淤量和高度变化都比较显著。足见,泥沙运动强度,在同样条件下,以沿岸沙堤和外部沙洲带较大。造成上述分布差异的主要原因,是海滩上水体动能的强度及其特征分布的差异。

二、堆积地貌的演变

(一) 沙咀、沙洲等堆积地貌的演变

白沙口潮汐三角洲上,由于河流径流和海水动力因素的交互作用,致使海滩分割,地形复杂,变化频繁。现择其中部分堆积体的演变过程分述如下。

1. 1 号沙咀(图 4)

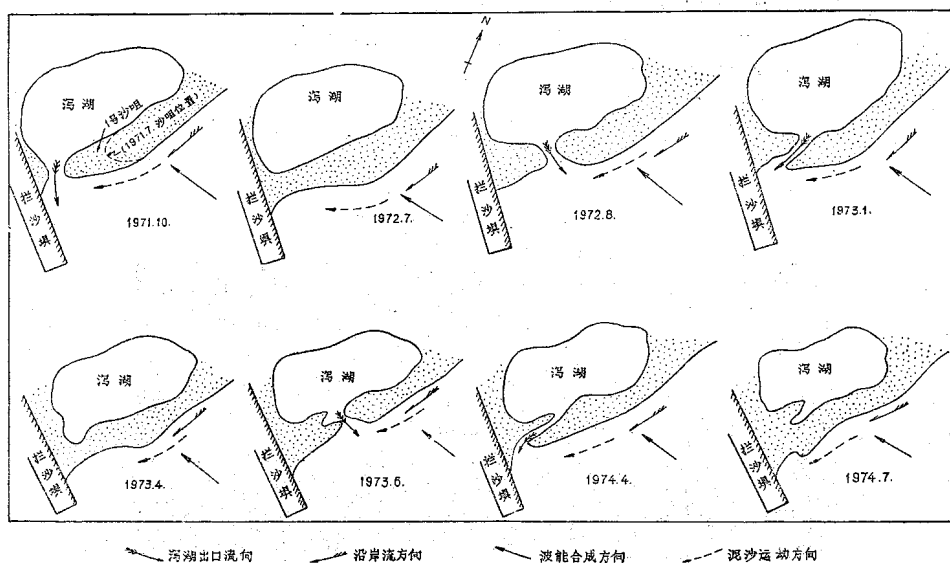


图 4 1 号沙咀变迁略图

图 4 描绘了 1 号沙咀的演变过程。它位于测量剖面 10—14 之间,是一个小泻湖口的沙咀。可以看出,在由东北向西南的沿岸输沙力的作用下,1 号沙咀不断向西伸展,并且三次与西面的沙咀衔接而成沙坝,淤塞了出口。沙咀的增长速度夏快冬慢,平均每月可达 20 米。目前,这个小泻湖已经进入老年期,湖内不断淤浅。

如图 4 所示,该泻湖的门口曾多次重复发生淤塞-溃决,这种现象反映了泻湖形成的一般规律,也是本区泥沙西移的极好证明。由于泥沙向西运动,经拦沙坝的阻挡,沿岸沙堤不断增高,岸线迅速向海增长。1972 年 7 月—1974 年 8 月,断面 10—13 之间,沿岸沙堤增高了 1.4 米, +2.0 米的等高线向海延伸了 30—50 米,淤积量约 2.5 万立方米。

2. 2 号沙咀(图 5)

1972 年 7 月,2 号沙咀位于白沙口东侧、拦沙坝的前端(断面 9—11 之间),尾部指向

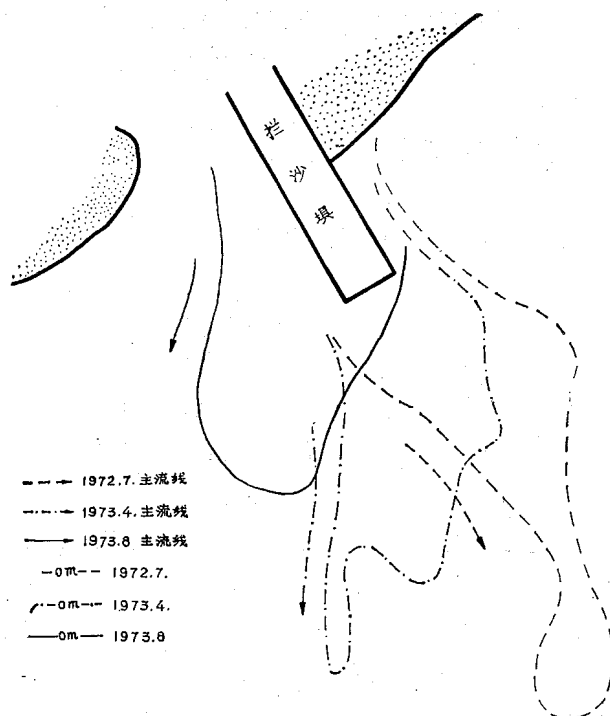


图5 2号沙咀变迁略图



照片2 涌进进潮渠和尾水渠前的沙丘

SE。它的形成与泻湖排出的径流和东面离岸回流的作用有关。在东南向海浪的作用下,其尾部不断向西偏转,至1973年4月,共移动了60—80米,平均每月7—9米。同年7月18日,受台风影响,巨大的波能流,一天之内将它向西北推进30多米,涌入白沙滩河泻湖的出口水道,形成高程为+2.66米的沙丘,横亘于水道之中,迫使主流线西偏,出口几乎全部淤塞(见照片2)。后来,由于人工疏浚和径流的冲刷,加上沙源不足,其根部渐被切断,主流线又返向东南。

3. 3号沙洲(图6)

1972年7月,3号沙洲仅是三角洲东南部低潮线附近的一个小沙洲,脊部高程-0.35米,由中砂和粗砂组成, $Md = 0.43—0.68$ 毫米,分选良好。沙洲的长轴走向为 $NE 50^{\circ}—60^{\circ}$,向海坡缓,向陆坡陡。在东南向海浪的不断作用下,向海坡不断被冲刷,向陆坡不断淤积,沙洲随之向岸推移,并不断增高,体积相应增大。据测量,1972年7月—1974年7月,

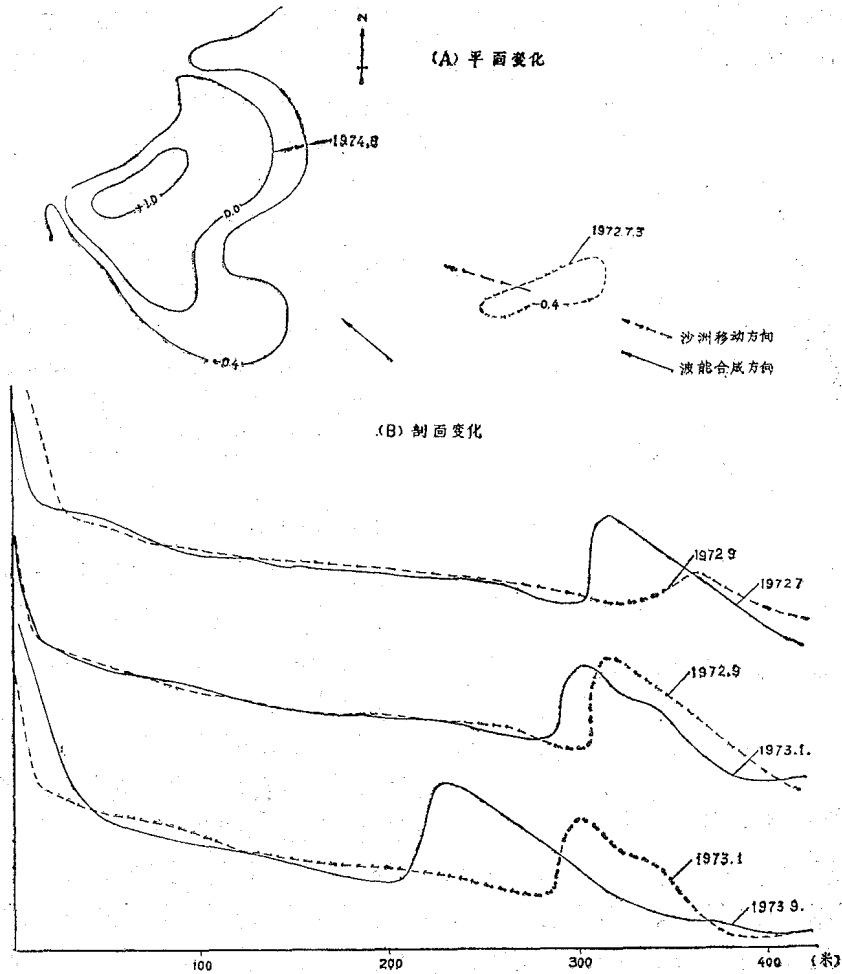


图6 3号沙洲变迁略图

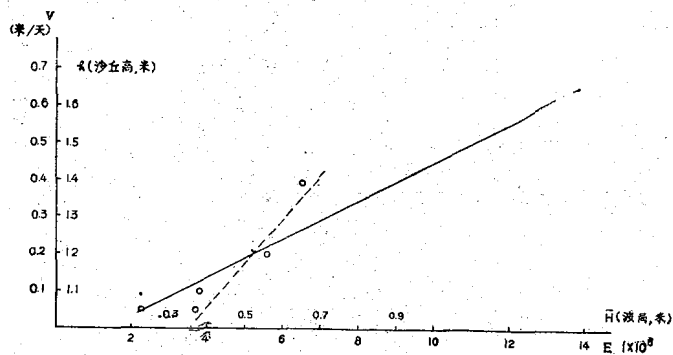


图7 波高-沙丘高、波能-沙丘移动速度的关系

两年间移动了约 240 米, 平均每月达 10 米。脊部高程增至 +1.56 米。沙洲的迁移方向约为 NW 310°, 基本上和本区年平均波能的合力传播方向 (NW 319°) 一致。同时还表明, 沙洲的迁移速度因季节不同而变化, 其规律是夏快冬慢。结合海浪要素分析, 沙洲的迁移

速度随波能量的增大而增大,其高度随波高的增加而增加(图 7)。1974 年 7 月,它的脊部已经高出平均水位之上,距沿岸沙堤堤顶只有 20 米左右。之后又进一步向岸堤靠拢,从

而使岸线迅速向海推进。

4.4 号沙岗(图 8)

4 号沙岗原状类似新月形沙丘,东南(向海)坡缓,西北(向陆)坡陡,两侧是较为宽阔的水道。由于海浪的绕射和折射作用往往从两侧同时作用于沙岗,其顶部形成清晰的干涉波沙波纹(照片 3)。照片反映了一组东南向较强的海浪和一组西南向较弱的海浪同时作用于沙岗之上。在东南向强浪作用下,沙岗逐渐向西北方向移动,但是,却遭到西南向海浪的遏制,限制了它的迁移速度,并且使之沿它们的合力(偏北)方向伸展;加上东面泻湖排出的径流的影响,渐被“拉长”,并被海浪和潮流分割成数段,成为近于南北向排列的一列小沙岗。

综上所述可以看出,海滩上堆积体的运动方向与海浪方向的关系十分密切。高潮线

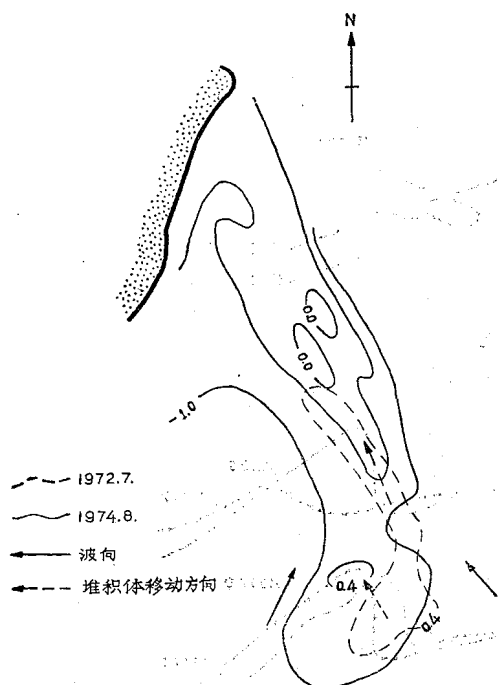
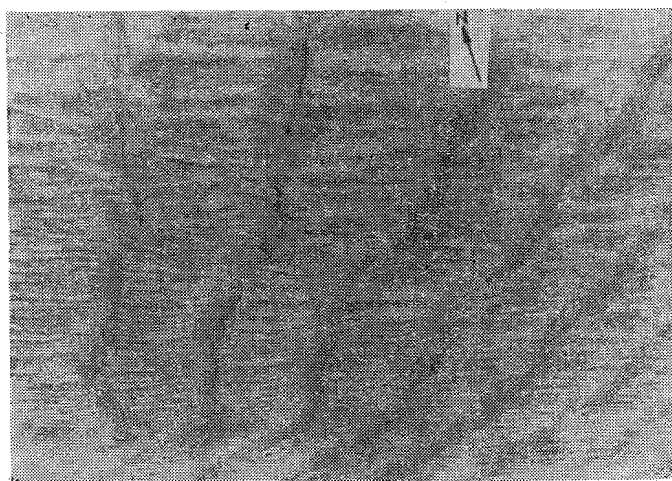


图 8 4 号沙岗变迁略图

以下的海滩,堆积体的移动方向基本上和波能的合力传播方向一致(如 3 号沙洲、4 号沙岗);高潮线附近,则和沿岸海浪的相对输沙力的分布方向一致(如 1、2 号沙咀),即取决于波能合力方向与岸线法向的交角特征,与合力方向无直接关系。联系到上节所述泥沙运动方向和波向的关系可知,两者完全是一致的。这种以堆积体迁移的形式而出现的泥沙群体运动,是本区泥沙运动的主要特征之



照片 3 干涉波沙波纹

主波纹走向 NE40—45°, 倾向 SE 是本区占优势的东南向海浪作用下形成的。
次波纹是海浪折射后形成的

一。它们在天气良好时不易觉察,一遇风暴则浪起沙涌,堆积体迅速迁移,往往会给海岸工程和航运带来很大威胁。Harld Göhren 曾经报道了德国北海的东南海岸潮汐平原上的沙坝群,在穿过沙坝脊部的强大单向流(unidirectional current, $V = 100$ 厘米/秒)的作用下,以 150 米/年的惊人速度向岸推进^[4]。白沙口海滩上堆积体的规模虽然没有这样大,但其迁移速度之快却相差不多。

(二) 海滩坡度的变化

本区海滩由中砂和粗砂组成, Md 为 0.32—0.63 毫米,平均为 0.43 毫米。其分布是沿岸沙堤的上部较细,下部较粗,低潮线附近又较细。海滩的坡度为 3.5—6.6%。观测表明,海滩坡度随季节而变。图 9 绘出了断面 17 的坡度季节变化。它位于三角洲的东面,不受径流影响,岸线走向与波能合力方向近于垂直,剖面发育较为典型。

从图 9 可以看出,夏季,海滩中潮线附近受到强烈冲刷,高潮线和低潮线附近则有明显淤积,岸线浸蚀后退,速度最大每月可达 10 米,沿岸沙堤增高。此即所谓“破坏性海浪”,在它的作用下,海滩坡度变陡。冬季,高潮线附近微弱浸蚀,中、下部淤积,岸线向海增长,此即所谓“建设性海浪”,在它的作用下,剖面展平,坡度减小。如果将 1973 年 9 月测得的海滩坡度和 1972 年 9 月的进行对比则可发现,虽然沿岸沙堤的位置有后退现象,但是,两者的坡度却很近似,前者为 5.0%,后者为 5.3%。这种情况,与所谓“海滩循环”的其他现象相对应,可称为“海滩坡度循环”。一定粒度成份的海滩,有相适应的一定坡度,外界动力因素(如海浪等)的影响,只能使它在一定幅度内发生变化。Bascom. W. N. 曾经根据加利福尼亚湾的调查资料,绘成粒度成份与海滩坡度之间的关系曲线^[5],其中,平均粒径 0.4 毫米的海滩坡度为 4—8%,与本区实测结果基本一致。

海滩坡度的大小首先取决于组成海滩物质的颗粒大小。King 认为,这是因为颗粒的大小不同引起渗透系数的差异,从而产生激浪流和回流比率的不同^[5]。哈赞认为,渗透系数与颗粒有效直径的平方成正比^[2],颗粒越大,渗透率越大,回流相对减弱。反之,回流较强,可“拉平”海滩,使之变缓。但还应考虑因颗粒的大小不同而产生的内摩阻力的不同。

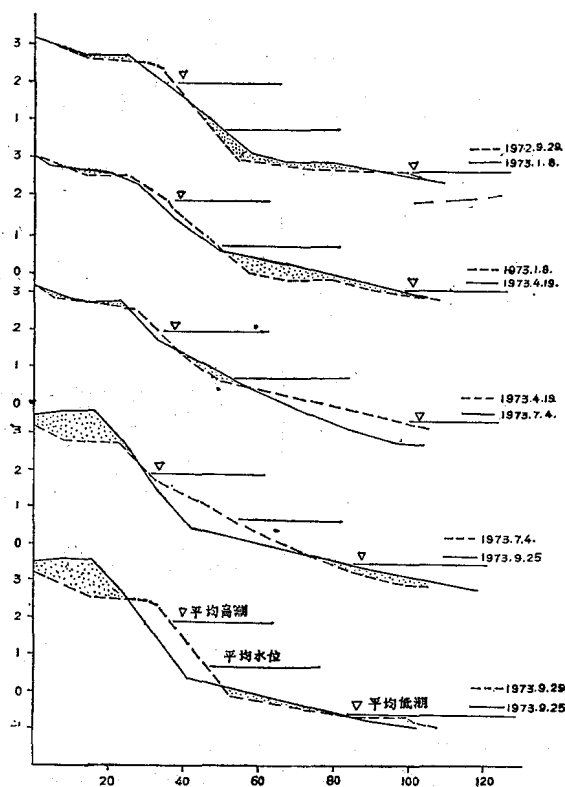


图 9 BM17 海滩坡度的变化

内摩擦角是随颗粒的增大(此外还有颗粒的形状、密度等因素的影响)而增加的,所以,颗粒粗,坡度陡。

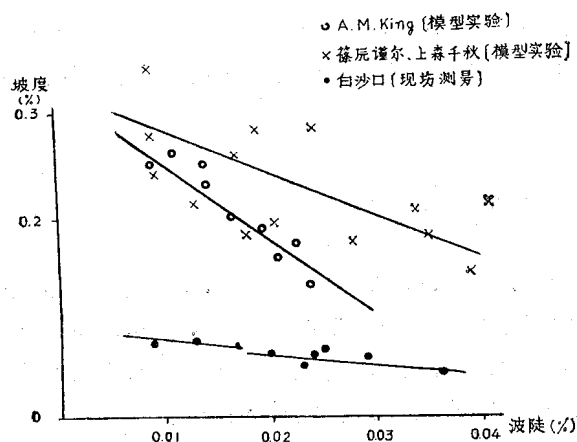


图 10 波陡和海滩坡度的关系

关于海浪要素对海滩坡度的影响,许多学者曾根据模型实验和现场观测进行了研究。筱原谨尔等在水槽实验中证明了海滩坡度随波陡的增加而减小¹⁾, King 也专门论述过海滩坡度与波陡、波长之间的关系。根据本区实测资料,我们绘制了海滩坡度和波陡之间的关系曲线,并与其他学者的研究结果进行了比较(见图 10)。

从图 10 中可以看出,海滩坡度和波陡之间的相关关系十分明显。

图中引用的他人资料是水槽实验的结果,与我们现场观测的数据不同,但基本趋势是一致的。

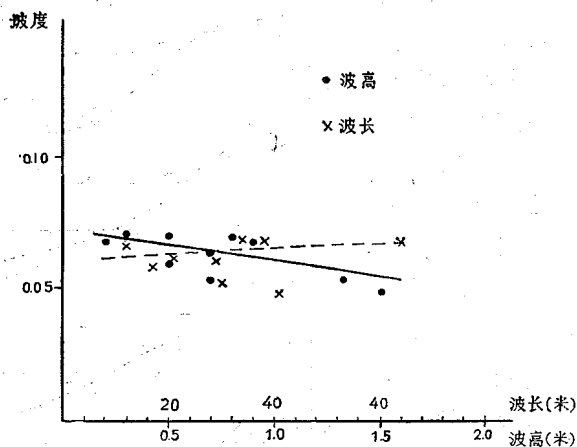


图 11 海滩坡度和波高、波长的关系

的。

波陡在现场无法定量测得,它是波高(H)和波长(L)的比值,随 H , L 而变化。为了分析 H 、 L 对海滩坡度的影响,并进一步比较其相关程度,我们采用二元回归分析的方法进行计算。

令 P_1 和 P_2 分别为 H 和 L 的偏回归平方和, P 值越大,影响越强。计算结果, $P_1=2.392$, $P_2=0.660$ 。显然, H 对海滩坡度的影响大于 L 。

为了估计波长的影响,我们计算“ T ”值。令 t_1 和 t_2 分别为 H 和 L 的 T 值。根据统计学的经验, $T > 1$ 为有影响, $T > 2$ 为有重要影响, $T < 1$ 为影响不大,可忽略不计。计

1) 筱原谨尔、上森千秋,河口淤积研究(1)——利用砂子进行漂砂移动的实验。水电部交通部南京水利科学研究所,1958.9.河港译报第一期。

算结果, $t_1 = 2.64$, $t_2 = 1.39$. 由此可知, L 对于海滩坡度的影响虽然不及 H , 但也不可忽略。根据本区实测资料, H 和 L 对于海滩坡度变化的关系如图 11 所示。可以看出, 海滩坡度随 H 的增大而减小, 随 L 的增大而增大。图中某些测值点虽较分散, 但其趋势清晰可辨。

海浪要素对于海滩坡度的影响, 是通过改变海滩物质的粒度成份而起作用的。我们曾经在大风浪前后, 对海滩的坡度和相应的粒度成份进行测量(见表 6)。如表所示, 1972 年 8 月 13 日为大风前的测量结果, 8 月 16—17 日上午出现大风浪, 平均波高 0.9 米, 最大波高 2.0 米。1972 年 8 月 18 日为大风后的测值。显然, 大风浪以后, 低潮线以上, 砂粒普遍粗化, 特别在高潮线和岸堤的坡脚处更为明显。低潮线附近, 粒径变细, 粗细物质发生分异。平均而言, Md 值增大, 坡度变大。

表 6 大风浪前后海滩坡度和沙的粒度变化

位 置	大风前 (1972.8.13)		大风后 (1972.8.18)	
	Md (毫米)	$\log S_0$	Md (毫米)	$\log S_0$
沿岸沙堤顶	0.37	0.076	0.38	0.093
高潮线附近	0.39	0.079	1.35	0.146
沿岸沙堤坡脚	0.31	0.071	0.45	0.117
低潮线附近	0.47	0.157	0.35	0.100
平均 Md	0.385		0.632	
海滩坡度(%)	6.3		6.8	

三、结 论

(1) 观测表明, 白沙口海滩不同地貌部位上的泥沙运动方向与波向之间的关系并不相同。高潮线以下, 因潮汐作用的影响, 泥沙运动方向基本上与海浪的传播方向一致, 而高潮线附近, 则取决于波向与岸线法向的交角特征。因此, 通常所谓的“之”字形等轨迹泥沙纵向运动, 可能仅在高潮线附近才明显地表现出来, 高潮以下的地区, 只在小尺度范围内有所表现, 实用意义不大。

(2) 低潮线以下的水下岸坡上, 同一海浪条件下, 不同水深处的泥沙动态是不同的。根据海浪要素和相应底质的粒径大小, 可以求出不同泥沙活动带的临界水深, 这对某些水工建筑的设计具有参考意义。

(3) 海滩不同地貌部位上的泥沙活动强度也不相同。堆积体上, 泥沙活动强, 输沙率大, 其他部位则小。

(4) 影响本区海滩堆积地貌发育的主导因素是海浪。高潮线附近, 堆积体的移动方向与海浪相对输沙力的方向一致, 高潮线以下, 则和波能合力的传递方向一致。堆积体的移动速度与波能量的大小成正比, 其高度和波高成正比。以堆积体移动而表现出来的泥沙群体运动, 是本区沿岸泥沙运动的主要特征之一。

(5) 影响海滩坡度大小的主导因素,是组成海滩物质的粒度大小,海浪要素只在一定范围内,通过改变物质的粒度成份促使海滩坡度变化。波陡和海滩坡度之间的相关系数是负值。就波高和波长而言,前者对海滩坡度的影响大于后者。由于海浪要素随季节变化往往出现类似周期性的“循环”现象,海滩坡度也表现出类似的“循环”变化,这种现象,可称为“海滩坡度循环”。

参 考 文 献

- [1] 沙玉清, 1965.9. 泥沙运动引论。中国工业出版社, 170—181 页。
- [2] 天津大学、清华大学、北京水利水电学院, 1961.8. 工程地质及水文地质。中国工业出版社, 217 页。
- [3] 堀川清司, 1973. 海岸工学。東京大学出版会, 207—218 页。
- [4] Harld Göhren, 1974. Dynamics and morphology of sand bank in the surf zone of outer tidle flats. Proceedings of the fourteenth coastal engineering conference, Vol. 2. pp. 871—883.
- [5] King, A. M., 1959. Beach and coasts. pp. 321—328.
- [6] Кнапс, Р. Я., 1959. О некоторых закономерностях развития подводных песчаных валов. тр. океанографической комиссии АН СССР, Том. IV., стр. 44—53.
- [7] Шепард, Ф. П., 1976. Морская Геология. стр. 141—145.

COASTAL SAND MOVEMENT AND GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION IN THE BAISHAKOU*

Li Fan

(Institute of Oceanology Acadimia Sinica)

ABSTRACT

Coastal sand movement and geomorphological evolution in the Baishakou had been investigated in 1971—1974. Observation indicated that the relationship are different among direction of the wave and of sand movement and transport of the bar in the different zone of the beach. Directions of sand movement and transport of the bar depend on characteristic of the angle of the wave crest with the shore line, but it corresponds generally to direction of wave in other zone below the high tidal line. If condition of wave were identical, intensity of sand movement is different in the different zone of the submarine slope, therefore it may be divided into several zones of sand movement.

Main factors affecting variation of slope of the beach are size of the sand which constitutes beach. Variations of size of sand are affected by wave. Slope of the beach variates always periodically with variation of the wave, which we called “cycle of slope of the beach”.

*Contribution No. 513 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.