

论芝罘连岛沙坝的形成*

蔡爱智

(中国科学院海洋研究所)

芝罘连岛沙坝是世界海岸的一个典型,为国内外地质、地理学界颇富盛名之地。早在解放前,就有人对芝罘连岛作过初步观察,并论述了其成因^[1,2],本文试图通过对它的研究,来探讨山东半岛海岸升降问题、发展连岛沙坝形成的理论。

中国科学院海洋研究所于1958年首次进行渤海综合调查时,曾初步观察了芝罘连岛及其附近的海岸,并编绘出了海岸地貌图和调查报告。

1960年,为开展我国海岸调查研究,我们选择山东半岛北岸的芝罘连岛及其附近的海岸带为一典型海岸段进行了地质、地貌调查研究和近岸区波浪、流的观测工作。后来,水产和港口等地方各建设部门又提出了查明海岸冲淤规律、泥沙动态、护岸工程与采砂……等多项研究任务。为完成上述任务,我们从1961—1976年间,先后多次对芝罘连岛及其附近海岸作过观测和调查,并提出了专题研究报告。

我们在各次调查中,着重测量了水下岸坡沉积物的组成、海底坡度和特殊地形等。把海底、潮间带和陆地三个部分的高程连成一条剖面线,这种做法是一件很有意义的工作。通过数条剖面线的对比,发现了连岛各段堆积形态的高差及其原因,从而找到了芝罘连岛成因的有力证据。

我们所得到的资料,对讨论和研究芝罘连岛形成过程和海岸冲淤规律提供了科学依据,同时也批驳了某些片面和错误的观点。

一、海岸地质和水文概述

芝罘岛位于山东半岛北岸,东经 $121^{\circ}20'—30'$,北纬 $37^{\circ}30'—43'$,属烟台市的范围(图1)。芝罘岛与陆地之间发育了长三公里的砂、砾石质堆积体,称为芝罘连岛沙坝。

芝罘岛是一座大致呈北偏西 60° 方向的长形基岩岛屿,状如长梭,长轴9.2公里,短轴1.5公里。岛的中部最高峰达360米,向两端方向逐渐降低。向海的坡面十分陡峭,多数坡度为 $45^{\circ}—70^{\circ}$,有些地段基岩是垂直的悬崖。向陆的坡面比较平缓,坡度上部为 40° 、下部为 15° ,再往下为堆积平缓坡,坡度小于 10° 。

构成芝罘山的岩层是太古代的芝罘系、主要为各种片麻岩、石英岩和片岩。岛的东北部是灰黑色云母钾长石片麻岩、石英片麻岩、长石英变质岩和磁铁石英岩。东南部是粉红色石英岩和少量磁铁石英岩。西北部是石英岩和石英片麻岩。烟台市东面的烟台山和东炮台是灰白色块状长石石英变质岩构成的。岩性较硬,但节理发育,多易破碎。

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第411号;在本文的各次调查研究工作中,先后有蔡月娥,李成治、陈珍皋、李本兆(本所)、侯宝庆(烟台市城建局)等同志参加部分工作;本所李清协助清绘附图;南京大学任美镔教授提出宝贵意见,均此致深切谢忱。

芝罘岛的南坡,从80米的高度以下,在坡度开始明显减缓处,发育着一层浅黄色的松散沉积层,组成物质是砂和粘土,夹有砂砾透镜体,下部和中部夹有砾石层,夹层厚达1米左右。这一松散沉积层的厚度由山坡的上部向下渐增,即由开始的几十厘米到中部增至十多米。在山坡的下部和岸边,厚达20—25米。这一层内砾石层和砾石透镜体的砾石直径

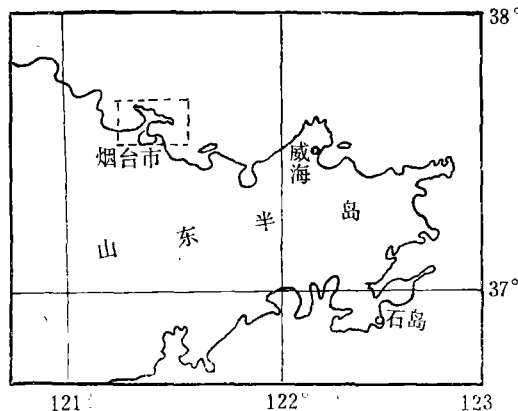


图1 芝罘岛位置图

径一般从3—20厘米不等,中部砾石最大,大多数为10—20厘米。砾石磨圆度均较差、向下部稍好些。砾石的主要成分是石英岩和片麻岩碎块。此层层理不明,相当于庙岛群岛的 Q_H 层^[3]。

这松散的黄色砂土层在山东半岛沿岸普遍发育。初步查明,它是坡积洪积层,属更新世中、上部 $Q_2^{2-3}P^1$ 。此层向海底延伸,其上覆盖海相砂泥层。

与连岛沙坝连接的陆地是三角形的砂质堆积平原,其后面是起伏的烟台市低山丘,高度不超过200米。在低山丘的北坡,

自高程80米以下,和芝罘岛南坡一样,有一岩性相同的 $Q_2^{2-3}P^1$ 堆积层。

甲河是由本区海岸入海最大的河流,起源于栖霞县境,流域面积2340平方公里。流域内以低丘陵为主。据烟台地区水文站不完全的观测和计算,每年带入海的泥沙平均为100万吨,最大可达153.8万吨/年。因泥沙较粗,推移质量没有计算,故实际入海泥沙数远超过上述实测数。

据烟台气象台历年实测资料,烟台的向岸风最强的是偏北风。在向岸风中,频率最高、强度最大的是北风,依次为东北风和西北风。在风速 >12 米/秒的大风中,偏北风出现的次数比偏南风多得多。在本段海岸,东南和南风是离岸风,风力也较弱,对海岸的侵蚀破坏和泥沙的搬运作用很小。

表1 历年烟台各方向不同强度风力统计简表

风力	风向	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
>10米/秒		25	13	0	0	8	0	9	12
8—10米/秒		18	26	2	3	12	7	5	17
5—8米/秒		14	9	18	21	24	42	21	25

本段海岸的主要动力要素是波浪。芝罘岛北岸正对开阔的北黄海。近岸海上又无岛屿或岩礁的阻挡,大浪可以直达岸边。根据当地渔民和船长们的介绍,同时用测波仪观测的结果,在7—8级偏北风的情况下,岛的北岸距岸边200—400米处海面上的波长为35—45米左右,有时个别可长达50米,此时波高为2.5—3米。芝罘东湾,因受湾口外崆峒岛、担岛、马岛等小岛的阻挡成为半封闭的小海湾,在相同的气候条件下,湾南段波长为20—25米,波高为1.5—1.6米;中段波长为15—20米,波高为1.3米;北段(近芝罘岛处)为13—

16米，波高为1米左右。

芝罘西湾比东湾开阔得多，湾的弧度既小又无岛屿阻挡，在相同的气象条件下，波长可达30—40米，波高为2—2.5米。

东、西两个湾的湾口两侧，通常波列是由湾口向湾顶绕射前进，波列均与岸线呈锐角相交，到了湾顶则大致与岸平行。

芝罘湾内，潮流流速很小。在大潮和3—4级偏北风情况下观测水流（主要是潮流），最大流速为18—20厘米/秒。一般只有6—8厘米/秒。湾内这样小的流速，对于泥沙的搬运作用极小。

二、海岸地貌特征

我们根据烟台海岸的特点，全面考虑了地貌形态、岩石(或沉积物)结构、动力作用强度和冲汙性质等进行了海岸分类。本区海岸可分为下列各类型(图2):

(一) 海蚀崖岸

目前受侵蚀作用的基岩悬崖海岸最典型，部分是基岩上覆 Q_2^{d-p1} 砂土层而成复合崖岸。还有局部人工破坏引起的侵蚀陡崖海岸等。海蚀作用产生的各种地貌形态，主要有以下诸种:

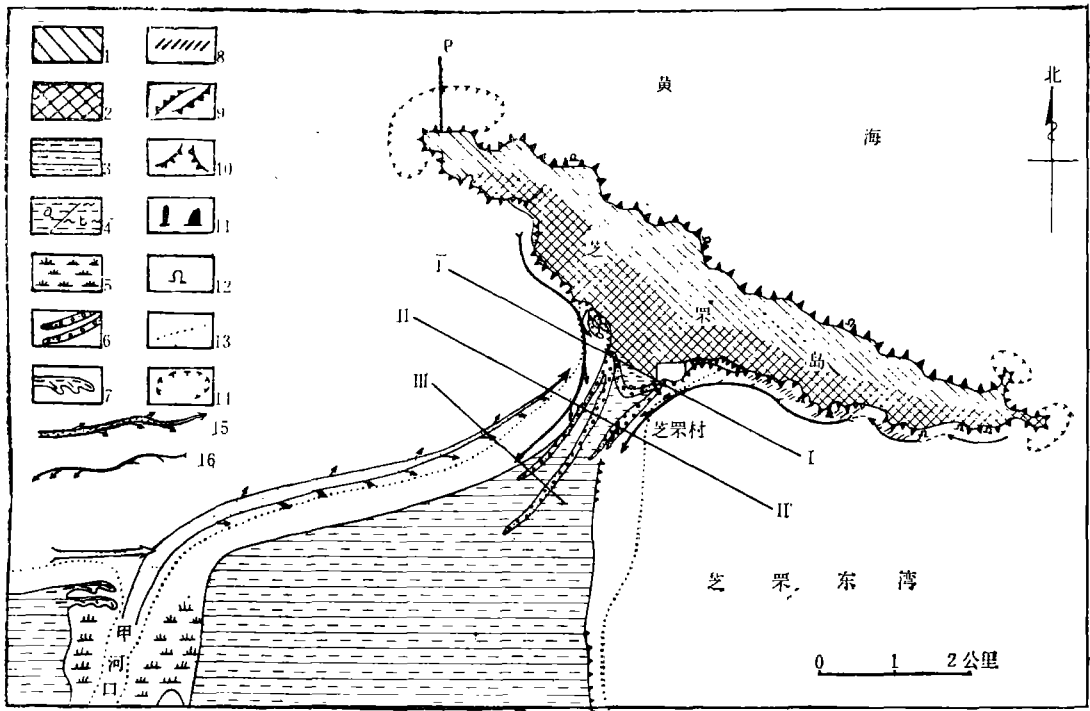


图2 芝罘海岸地貌形态及泥沙动态

- 1. 基岩; 2. Q_2^{d-p1} ; 3. Q_2^{d-m} ; 4. 泻湖: a. 干涸的; b. 未干的; 5. 苇沼泽; 6. 砂砾堤; 7. 沙嘴; 8. 岩滩; 9. 海蚀崖 10. 衰亡海蚀崖; 11. 海蚀柱; 12. 海蚀洞; 13. 低潮线; 14. 近岸凹槽; 15. 砂质泥沙流; 16. 砾石流。

1. 海蚀崖 芝罘岛北岸全是基岩的海蚀崖,陡峭直立,崖高一般是30—50米,个别段达70米甚至100米的垂直陡崖,极为壮观。

芝罘岛的南岸,土崖岸占南岸总长度的四分之一,下部是基岩、上部是 Q_2^{d-p1} 的土层,构成复合式海蚀崖(图3)。

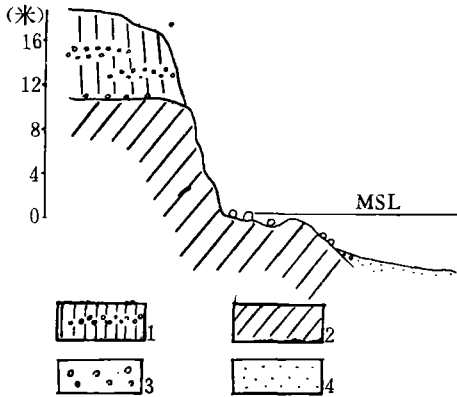


图3 芝罘岛南岸复合海蚀崖

2. 海蚀洞(穴) 芝罘岛的周围,海蚀洞普遍发育,各种形状和不同规模的海蚀洞计有50多个,集中分布在东部南岸,其余岸段较少。就海蚀洞的底部高程来看,均不超过高潮面。

3. 海蚀柱 最典型的海蚀柱是“石公公”和“婆婆石”。前者位于南岸东段的海滩上,高7.5米,基部细(直径1米左右),中部粗大(直径2米余),顶部尖细;后者兀立在芝罘岛以北300米的海中,该处水深18米,高14—15米,呈金字塔状,其下部被冲蚀成拱桥状孔洞,蔚为奇观。此外,担岛、崆峒岛等小岛的周围也有许多海蚀柱、海蚀洞。

(二) 海积连岛沙坝

连岛沙坝的宽度各处不一,两头宽,中间窄。以一般高潮位以上的部分计算,北面基部泻湖处为860米,腰部最窄为520米,由此向南增宽与三角形堆积平原连接。

组成连岛沙坝的主要物质是中-细砂(平均粒径0.35—0.125毫米)。沙坝是一条高出平均高潮位的砂质堆积体,其上有四条起自芝罘岛南岸中部的砾石质和砂砾质堤。

西面两条砾石堤的高度、长度都比较大,堤顶高出平均低潮面3.8—4.0米,完全是粗大的砾石组成的;东面两条砂砾堤比较低而且短小,堤顶高出同一水平面2.8—3.0米,是小砾石和砂混合组成的。

在连岛沙坝的北部与芝罘岛连接处,是一个形成较早的环状砾石堆积体(堤),环状堤内是一个泻湖。组成泻湖的物质是青灰和灰黑色的粉砂质泥和污泥质粉砂,富含有机质和贝壳。采得主要贝壳种类经鉴定¹⁾结果如下:

- (1) 蛤仔 [*Venerupis philippinarum* (Adans & Reeve)];
- (2) 砂海螂 (*Mya sp.*);
- (3) 异白樱蛤 [*Macoma incongrua* (Martens)];
- (4) 牡蛎 (*Ostrea sp.*);
- (5) 纵带椎螺 [*Batillaria zonalis* (Bruguière)]。

这些生物,都生活于潮间带和浅水区的泥砂底上。由此可知,在环状砾石堤形成之前,这里是一片浅滩,滩高超过了低潮线。

为了便于论述,我们把芝罘连岛沙坝上的四条砾石和砂砾质堆积堤自西向东依次按

1) 由本所马绣同同志鉴定。

A、B、C、D 排列。A、B 两堤为西组, C、D 两堤为东组。两组堤的各项数据见表 2。

表 2 芝罘连岛沙坝上两组砂砾堤的各项数据特征

组别	特征项目	高(米) (平均低潮面)	长 (公里)	体 积 (立方米)	砂 砾 特 征		堤外坡坡度	形 状
					粒径(厘米)	磨圆度		
西 组		3.8—4.0	3.5	120 万	5—10	0.6—0.7	> 15°	两堤分叉
东 组		2.8—3.0	2.1	35 万	1—2	0.2—0.3	< 12°	两堤平行

从表 2 中可见, 两组堤的规模相差甚大。其体积, 东组不及西组的三分之一; 其高度, 东组比西组低 1 米左右, 粒径、磨圆度……等要素, 东组也不如西组。主要原因是东湾的波浪诸要素均比西湾弱, 侵蚀作用和堆积作用也比西湾相差较大。

(三) 冲积海积平原

冲积海积平原的范围从甲河口近口段至烟台山低的砂质平原。其北部连接芝罘连岛沙坝, 呈三角形, 西面的甲河口是正在迅速增长的河口洼地。

三角形冲积海积平原的高度, 除甲河口以西较高外, 都是高出高潮面 1.2—1.5 米的平地。组成平原的物质是细砂和粉砂, 小砾石很少, 砂的分选性良好, 除个别风成沙丘外, 地面十分平坦。

甲河口段在离海岸三公里范围内是一片沼泽和湿洼地, 苇草丛生, 低潮时露出大片沼泽, 沼泽与陆地交界带较宽, 生长各种盐生和半盐生植物。

近口段河床较宽。若以低潮时水面计算, 宽为 300 米左右, 加上沼泽洼地, 宽达 1.5 公里。目前河口近口段的沼泽洼地正在被围垦造田和工业用地, 大大改变了原来的自然面貌。最明显的是, 由于近口段水域面积减少, 进出潮水量减少, 口门断面积和宽度比围垦前相应地减少了近一半。河口第三条沙咀向东突入河口中心, 比两条老的河口沙咀长 130 多米 (见图 4)。

甲河口新沙咀与老沙咀的图式说明了入海河口的口门段缩窄的原因。这种情况, 在渤海湾普遍存在, 如蓟运河口的蛭头沽羽状贝壳堤, 歧口、赵家堡、大口河等处的河口淤积和贝壳堤的形态与这里基本相同。因此, 河口开发和治理工作必须注意近口段水域面积减少必然引起口门缩窄和淤浅的规律。

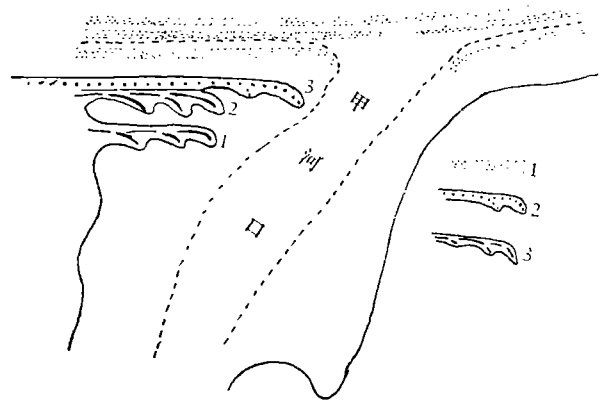


图 4 甲河口沙咀发育图

1. 水下沙岗与破波带; 2. 新沙咀; 3. 老沙咀。

三、海岸沉积

芝罘东湾和西湾浅滩上的沉积物粒度组成是近似的, 均由粉砂和细砂为主组成。不

过,西湾沉积物颗粒较粗,细砂级含量较多。从海滩向水下岸坡延伸,就同粒级沉积分布范围来看,两个湾的沉积物粒径分布深度差别很大。

在芝罘东湾,南段细砂分布到低潮线以下 1 米的深度,而中段和北段细砂只到低潮线为止。粉砂在东湾也呈现出自南向北由低潮线以下 2 米深到 1 米深为下界。再以下便是淤泥质粉砂(见图 5)。

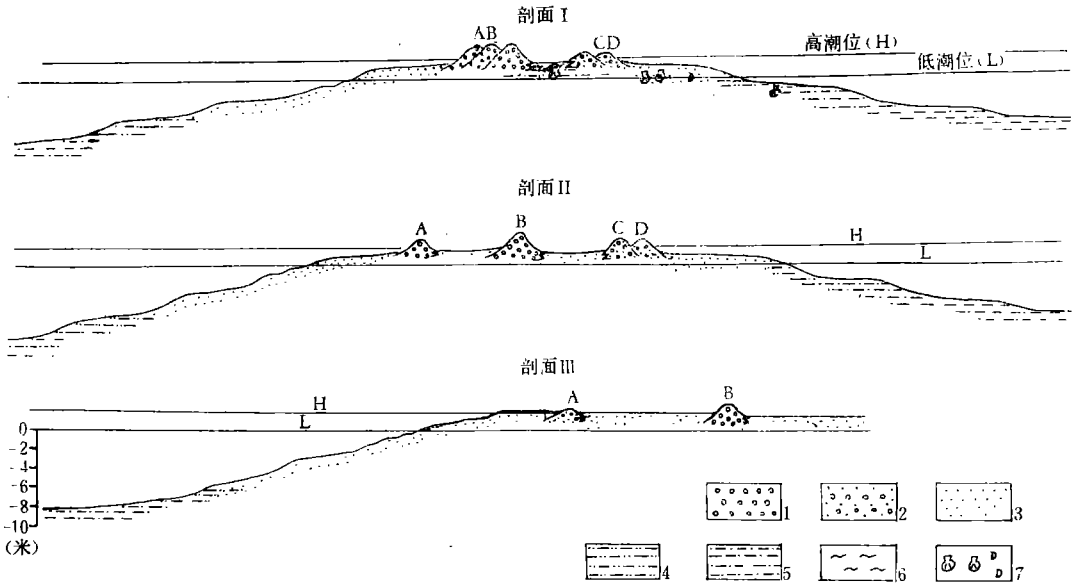


图 5 横穿芝罘连岛沙坝的剖面(剖面位置见图 2)

1. 砾石; 2. 砂和砾石; 3. 中、细砂; 4. 粉砂; 5. 粉砂质泥; 6. 有机质; 7. 贝壳和碎块。

西湾就大不相同了,粉砂和细砂可分布到低潮线以下 5—6 米的深度,淤泥质粉砂可达低潮线以下 7 米处,再往深处,才见粉砂质淤泥。

显然,同一粒级的沉积物,芝罘西湾的分布要比东湾深 4—5 米。这一现象必须根据波浪要素来进行分析。

处在水下岸坡上的粉砂和细、中砂,是经常地受波浪作用进行分选的。其特点是粒级比较均一,分选系数 $S_0 = 1.2—1.7$ 。分选性良好的粉砂分布的下限,标志着该处是经常受波浪作用而掀动泥沙的范围。只有在大于七级的偏北风的情况下,当水深相近于 $1/2—1/3$ 波长时,浅水区的淤泥质粉砂和粉砂质淤泥才被搅起,出现浑水团。

上述沉积物的分布特征,充分表明了西湾波浪强度大于东湾,波浪作用的深度亦大于东湾。其主要原因是东湾口外有一系列的岛屿,如担岛、马岛、崆峒岛等。这些小岛群,对东湾起到了挡浪消能的作用。

西湾是一个开敞的海湾,无岛屿阻挡,波浪诸要素值比东湾大,水下岸坡的坡度比较大。所以,分选性良好的粉砂级分布也比较深。

由上述得出,在松散沉积物的海底斜坡上,波浪强度是决定海底坡度和沉积物粒级分布的主要动力因素。

近岸底质分布的第二个特点是: 芝罘岛两端突出处和其它岬角处,都明显地存在着

一个不规则椭圆形的水下凹槽,我们定名为“近岸凹槽”。

近岸凹槽内的底质是砂、砂砾和砾石。有时底部是巨石块或基岩。砾石的直径大小差别很大,形状多样、磨圆度差。近岸凹槽内的砾石特征与目前海滩和砾石堤上的砾石大不一样,我们在调查时多次获得这种砾石,并进行分析研究。初步认为,产生岬角处水下这一特殊形态和底质的原因是:在大风浪情况下,从大海传来的巨大的波列,在向岬角推进时产生辐聚作用、波能集中,在这里产生近岸裂流、迴流,再加上潮流的受挤压等汇成强劲的水流场。这一合成流的流速大大地超过了平直岸段的水流场。

在大风浪的条件下,强劲的合成流场冲击岬角处陡峭的岸壁和 underwater 岸坡,使近岸凹槽中的细颗粒被冲刷到远处,粗大的砾石被保存下来。同时,砾石在强劲的合成流冲击下,产生局部的位移,造成一定的磨圆度。

但是,砾石的外围便是砂。因此,砾石被搬运的范围也不超过砂的分布范围。所以,凹槽内的砾石也不可能被搬向湾内成为芝罘连岛沙坝砾石堤的组成物质。另一方面,我们对从这里取上来的砾石表面特征进行分析时,常常发现这种砾石表面附有一些软体动物,如三犄旋鳃虫 (*Spirobranchus tricornigerus* [Grube])……等。说明这里的砾石并不是经常处于搅起的状态。

1958年,我们在山东半岛南岸对某项海岸工程进行调查时,也在岬角附近的近岸凹槽采到几块砾石。在砾石不平整部位还停留着细砂和污泥。表明了在不平静条件下,细物质仍能在近岸凹槽中沉积下来,一旦大风大浪出现,这些暂时沉积凹槽表层的细物质就被强劲的合成流掀起并带到他处。

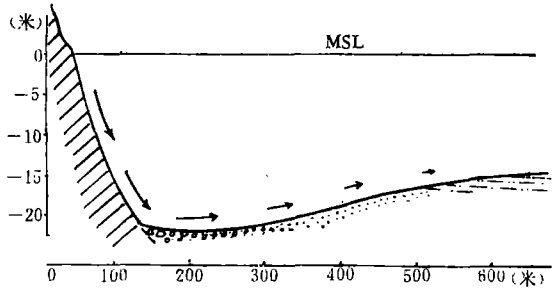


图6 芝罘岛西端近岸凹槽剖面

近年来,我们在烟台市东海岸进行了多次观测结果也证明,在偏北风7—8级的情况

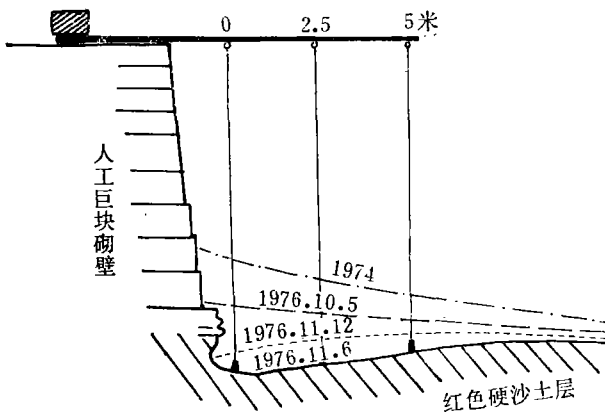


图7 烟台市东海岸侵蚀变化剖面图

下,岸壁基处被下切70厘米,下切的数值由岸基处向外递减。在距岸5米处,下切减为50厘米。大风浪过去后,在小风浪条件下能填回一部分,但不能恢复到大风浪前原来的高度。其原因是:存在着顺岸的搬运作用,使一部分砂石向东移动,以补充东段海岸因人工取砂失去的平衡;冬季浪大,横向搬运作用存在着季节性的差异。强浪季节造成的剖面变形在没有纵向搬运条件下,也要在弱浪季节里恢复(见图7)。

事实证明,烟台市东海岸垂直岸壁基足前是砂和砾石组成的滩面,在大风浪强烈作用

时,砂和小砾石被搬到深水处和向东搬运,剩下的是粗大的砾石和巨块石。大风浪过后,部分砂和小砾石又搬回基足处。

四、泥沙的主要来源与动态

研究任何地段海岸的冲淤规律,都必须查明该海岸段的主要泥沙来源、泥沙移动方向和主要堆积区等基本情况。这也是探讨海岸演化的前提。

这段海岸的主要河流——甲河,每年入海一百多万吨的泥沙中,粗颗粒的砂堆积在海滩及水下岸坡的上部。细颗粒的粉砂及淤泥被带到深水区。甲河入海处的泥沙在波浪作用下,依深度不同充分地进行了分选,同时也作纵向搬运。关于这一点,可以从图5各剖面图沉积物分布深度海岸地貌形态和动力过程来分析。

1. 从位置上 甲河口位于弧形的芝罘西湾的南口处,符合于湾岸沉积物通常由湾口向湾内推进的这一普遍的规律性;

2. 从地貌形态特征上 甲河口西侧有三条向东延伸的沙咀,河口沙咀的指向,特别是单一河口沙咀的指向是砂质沉积物移动方向的标志;

3. 从波浪资料上 经过多次观测结果证明,在北风情况下,甲河口波列与岸线成锐角($\leq 15^\circ$)相交,尖头指向湾内。在西北风和偏西风情况下,甲河口近岸波列与岸线斜交为 $30^\circ-45^\circ$ 角,尖头亦指向东。在七级西北风情况下,在近岸波浪破碎之前,波高2米,波长20米左右,近岸有三条破波带,在第一条破波带之前,波高2.3米,在第二条破波带时波高降为1.6米,第三条破波带紧靠岸边,波高仅为0.8米。夏季风浪小,河水迳流量大,近岸第三条破波带在入海口处中断呈不连续状态。冬季迳流枯竭、浪大,近岸第三道破波带连续向东延伸(见图4)。

上述情况,有力地说明甲河口外三条水下沙堤表现出三条破波带自甲河口之西向东至芝罘西湾内呈连续分布;同时也表明了甲河口西的泥沙在偏西风和北风的情况下向东搬运。正如许多研究报导所证实的,海岸泥沙运动最强的是在水下沙堤上^[4,8,16]。已查明破波带即水下沙堤。

4. 从海岸沉积物的组成上看来 甲河口以西富含丰富黑色矿物的小砾石延续分布到河口以东,颗粒直径愈向东愈小,数量也逐渐减少。

芝罘西湾的北岸,也有一定数量的泥沙来源。这股泥沙流以砾石为主,其来源有三:(1)山坡上的松散洪积坡积层被侵蚀,通过几条大冲沟,把粗细不同的泥、砂、砾冲到岸边。目前,在一条最大的冲沟口就有小型的三角形堆积体,并在大风浪的作用下再搬运再堆积而成两条小的羽状砾石堤(图8);(2)芝罘岛西部南岸基岩被侵蚀而产生的碎屑物、海岸砾石堤上砾石滚磨作用的产物、以及岩滩上砾石与基岩的磨擦产物;(3)土质海蚀崖不断受侵蚀后退、土崖的砾石和砂土,在波浪的侵蚀作用下,崩塌下来的数量是相当大的碎块。也给西湾北支泥沙流增加来源。上述砂砾质泥沙流便是连岛沙坝上西组砾石堤的主要砾石来源(见图8)。

芝罘西湾的砾石系由北向南搬运,而砂则由甲河口向湾内搬运,二者呈相对方向移动。这种例子国内外都有。例如英国的南部海岸 Dungeness 就是砂和砾石流以相对方向移动,小砾石在常风向作用下向西移动,而大砾石则在风力大、吹程长的西南风作用下向

东移动^[6]。

我国的渤海湾西北部蛭头沽一带，汙泥物质在沿岸流、潮流的作用下向北搬运，而贝壳及其碎屑则在东北风的波浪作用下向南搬运并堆积成羽状贝壳堤（咀），经过多方面的研究认为，这是一种典型的特殊地貌。

目前阶段，更确切地说，从形成连岛沙坝时开始，东湾泥沙来源是贫乏的、单方面的，它只能从湾的北岸得到极其有限的来源。因此，东组砾砂堤的规模小、不分叉等特征说明海滩基本稳定。

从烟台山至东炮台之间的海湾，由于长期以来人们在湾的东段海滩上取砂为建筑材料，破坏了此段海岸的横向平衡剖面，波浪作用因而加强；同时，也破坏了湾岸的纵向平衡，使泥沙由西向东搬运。尽管西段没有或很少取砂，但破坏也十分严重，因此不得不采用较大的花岗岩石块来堆砌护岸。

五、连岛沙坝的形成过程

自从约翰逊 (D. W. Johnson 1919) 阐述海岸沙坝和连岛沙坝的形成之后，研究海岸沙坝的著作不断出现^[8-10,12,15,18]。以芝罘连岛沙坝与那些已公布的颇有代表性的著作中所论述的沙坝和连岛沙坝进行分析比较，无论从其组成的复杂性，或者就其发育的动力条件的多变性看来，芝罘连岛即是一个突出的典型。

对芝罘连岛的成因问题，过去争论不一。

苏联列昂捷夫 (O. K. Леонтьев) 曾作图标明芝罘连岛形成是由湾口坝向湾内推进的结果^[17]。

作者认为，这种看法不过是演绎法的推想而已，是搬用约翰逊^[5]书中的例图，不符合芝罘连岛形成的客观规律。

下列两点是列昂捷夫无法解释的：

(1) 若按列昂捷夫的推论，砾石堤是从口外推进来的，那末沿途海底必有残留的、与该堤的砾石相同的底砾层。已有的芝罘东、西湾大量的海上钻探资料，充分证明了东、西两湾自湾口至堤岸均无此砾石层(见图 9)。

(2) 芝罘连岛沙坝上的砾石堤东西两组各为两条，按他的说法，必须是两次重演自湾口向湾内推进的过程。然而，在相近的时间内再来一次相同幅度的海平面升降，再来一次由湾口坝推向湾内到连岛沙坝上，这就与自然规律相违背了。

我们认为，芝罘连岛沙坝的特征堆积形态——四条砾石砂堤的形成是在目前海平面基本稳定的条件下发育起来的。详细分析了沙坝上各堤的高度值后，找不到海岸上升或下沉的证据。

甲河大量泥沙入海逐渐堆积成沙质连岛浅滩以及芝罘岛的南岸松散堆积层与基岩受侵蚀产生大量砾石是造成四条砾砂堤的主要物质来源；在海岸不等的冲汗速度、海滩宽度

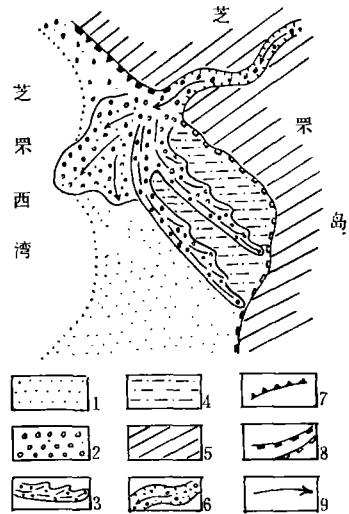


图 8 芝罘西湾大冲沟口略图

- 1. 沙滩； 2. 砾石滩； 3. 羽状砾石堤； 4. 泻湖； 5. Q₂-P₁；
- 6. 大冲沟； 7. 石质海蚀崖； 8. 土质海蚀崖； a. 活动的 b. 衰退的； 9. 砾石搬运方面。

又不一致的基础上,在特大风浪下,砾石和砂砾再搬运再堆积而成堤。

图9揭示出,在海平面比目前低,这里大范围的海域还处在陆域的情况下,基底层是陆相的黄色砂土层,内夹少量小砂石,它和山坡上 Q_2^{d-p1} 是同一层。上覆的第三层是海湾平静条件下的半封闭环境的沉积,含有大量的有机质和粘土。在这层的上部,发现成层的、呈原产状的密鳞牡蛎 (*Ostrea denselamellosa* lischke)。其后,在海平面上升过程中,湾口的砾石坝若要向湾内推进,是无法越过这一层的上部。同样地,从层位关系上看,第二层海相粉砂质淤泥也是海湾比较平静条件下沉积的,砾石坝也不可能经过这一层的上部推至目前的位置而无残留层。事实充分证明,列昂捷夫的推论是毫无根据的。

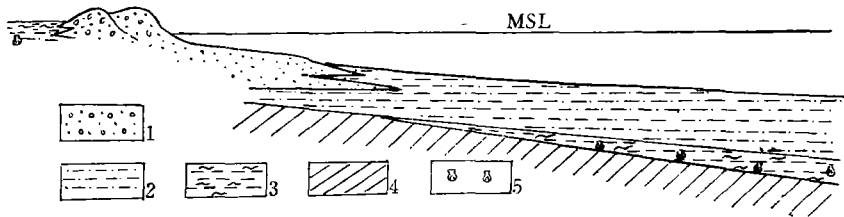


图9 芝罘湾沉积剖面

1.砂砾; 2.粉砂质淤泥; 3.含有机质的淤泥; 4.黄色砂土层; 5.贝壳。

芝罘连岛沙坝上的四条砾砂堤的形成是纵向砾砂流的产物,砾砂来自芝罘岛。我们对砾石堤上的砾石的岩性和芝罘岛上的基岩性、松散堆积层 Q_2^{d-p1} 中所夹的砾石岩性进行了分析比较,表明三者是一致的。

A、B两堤主要是由直径为5—10厘米的石英岩为主的大砾石组成的。由此向南,顺砾石堤延伸的方向,砾石的直径逐渐变小。

C、D两堤是直径在2—5厘米为主的砾石组成。砾石中夹大量的中、粗砂,还有比较多的石英岩和片麻岩,顺堤向南方向延伸,砾石的直径和含量均渐减。

分析图5剖面I,这里的A堤比B堤低20厘米;而B堤却比C堤高出1米多。这说明了:(1)芝罘西湾从形成B堤到形成A堤的时间内,剖面I这段海滩的高度和宽度变化不大;(2)B堤与C堤位置相当,分别由西湾和东湾同期形成。这两堤的高差值为1米多,原来就存在,是由于长期存在着的东湾波浪比西湾弱的原因造成的。

再分析连岛的中段,即图5剖面II处。此地A堤比B堤低近1米,而B堤则比C堤高出1米左右,此值与剖面I相同。A堤与B堤的高差增大证明:从B堤形成以后,西湾的泥沙大量增加,海滩迅速淤高并增宽,波浪向岸边推进时各要素比原来明显减弱。

在剖面III上,A堤比B堤低1.3米。这更加证明:造成A堤与B堤高差向南递增的原因不是别的,也是由于西湾海滩自北向南增长的幅度愈来愈大、波浪各要素逐渐减弱(波能大量消耗在沙滩上)的直接结果。简而言之,也就是海滩宽度向南增大,到达堤足的波浪高度和波列与岸线的人射角变小所致。

东组两堤的高度关系无明显的海岸上升或下降的象征。C堤与D堤的高度在连岛沙坝的北端、中段并延伸到末端都是相近的。这个高度不能表示海岸的升降。在1947年一次特大风浪情况下,海水仍能超越堤顶,漫入泻湖淹及平原大片土地。

由此可见,详细地分析海岸带各要素,特别是水下岸坡的物质组成和形态特征(深度、坡度及水下沙堤等中地形)、波浪作用强度以及海岸各因素之间的关系,对于研究海岸泥沙运动、海岸冲淤变化过程、确定海平面变化和新构造运动等具有重要意义。

如果我们不去详细测量和分析 A 堤与 B 堤的北段、中段及南段的高度差值、对比 C 堤与 D 堤的高差关系的变化,不去分析各堤各段的物质组成并联系该海滩的宽度,不对比芝罘东湾与西湾海底的坡度和各级沉积物分布深度,以及与此密切相关的波浪要素等资料,同时把上述各方面的资料和数据进行去伪存真的分析,我们就无法对整个芝罘连岛及其附近海岸的演化过程等方面作出正确切合实际的论述。

如果只看局部现象,只看剖面 II 上的 A 堤与 B 堤和 B 堤与 C 堤之间的高差,就会错误地作出芝罘海岸上升的结论。如果不充分掌握近岸海底沉积层及其各层位关系的资料并研究它们的发育,我们就不能剖析列昂捷夫的错误推论。

详细论述芝罘连岛形成过程,对于认识山东半岛东部海岸特点和发育是很必要的。

根据世界各国大量研究的结果,第四纪最后一次冰期(大理冰期)于公元前 16,000 年开始向温暖气候转变,海平面同时开始上升。中间虽有停顿和快慢不匀,但总的趋势是因气候转暖而海面逐渐上升、直到公元前 6000 年,海面基本上稳定在目前的水位^[13,14,7]。

在目前海平面的状况下,随着时间的推移,甲河泥沙入海后主要是向东搬运,进入芝罘岛与陆地之间的有利于堆积的波影区,逐渐发育了水下砂质浅滩——水下连岛沙洲(堤)。在该沙洲发育到露出低潮位、中潮位之前的整个时期内,在西北风的作用下,波浪尚能够把甲河口方面向东搬运的泥沙进入东湾,供给整个三角形堆积平原向北伸长。泥沙向东绕过三角形堆积体顶部向东搬运的数量随浅滩的增高而减少。

在这浅滩式的连岛发育的同时,随着芝罘岛南岸基岩岸、松散堆积层 Q_2^{3-1} 的被侵蚀和大冲沟带出的砾石来源不断增加,当整个浅滩式连岛尚未高出中水位时,在芝罘岛的南岸中段偏西位置附近,在东、西两湾波浪作用减弱到不能继续把砂砾向内再搬运的地点,开始发育两条斜交于岛岸、方向相对的砾石咀。发育结果,二者便连接起来,使原先是砂质的浅滩,成为半封闭的泻湖,进而成为完全封闭的泻湖。这便是芝罘连岛沙坝上最老的一个泻湖,至今还是一个未干枯的沼泽洼地[见图 10:(一)]。

这个泻湖的基底是海滩相的粉砂沉积物,夹有少量淤泥以及蛤仔、砂海螂等软体动物。泻湖形成之前的海滩面高度略高于低潮面。自从半封闭泻湖发育成封闭的泻湖之后,沉积环境大为改变,沉积层突变为富含有机质的泥质粉砂,贝类生物不能再生了,代之以半咸的和低盐的植物,有机质大量增加。以富含淤泥的有机质层完全取代了海相的含贝壳的粉砂层。

芝罘连岛上第一个泻湖的形成是连岛沙坝发育完成了第一阶段的标志。在这一阶段里,芝罘东、西两个湾的水和砂的运动在低潮时也还是相通的。

第二阶段,岛与陆地之间的浅滩式的连岛沙坝,在甲河入海泥沙源源不断供给和陆地方面三角形堆积平原向北增长的同时逐渐增高。B 堤和 C 堤开始发育,两堤在往南延伸时与环状砾石堤呈分叉状,这就表明浅滩式连岛沙坝的高度已增长到超过低潮线并接近中潮位。浅滩式连岛沙坝业已形成。此时,甲河口泥沙向东搬运的机会和数量也已大大减少。B 堤和 C 堤以接近于平行形式延伸即是浅滩式连岛形成的有力证据,也是第二阶

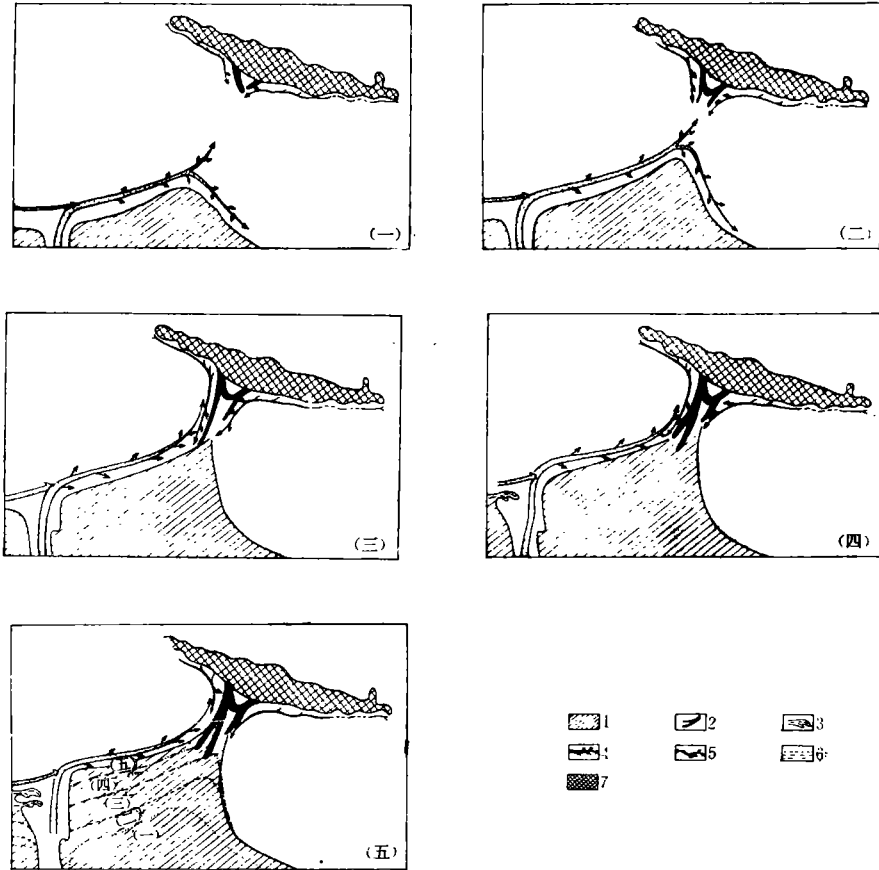


图10 芝罘连岛发育过程

1. 堆积增长的平原; 2. 砂砾堤; 3. 河口沙嘴; 4. 砂质流; 5. 砾砂流; 6. (一)—(五)发育阶段海岸线; 7. 基岩。

段的主要特征[见图10:(二)]。

第三阶段,当B、C两砾砂堤向南延伸时,南面的三角形堆积平原的东侧因甲河口方面泥沙向东搬运的机会和数量大为减少而接近于停止增长状态,平原的西侧却加速增长,向北伸长的速度也加快。这一过程促进了堆积平原与B和C堤联接起来。从此,甲河口泥沙进入东湾的途径完全被切断。因而使海滩基本停止增长。而西湾则相反,增长更快。

堆积平原与B、C两堤连接之时,便是芝罘连岛沙坝形成阶段。B、C两堤之间的泻湖同时形成。这个泻湖与山坡不连接,所以缺乏淤泥来源,自形成泻湖以来,泻湖相沉积层的厚度均在1米左右[见图10:(三)]。

第四阶段,芝罘岛的南岸,东西两个湾的北岸,都存在着自湾口向内顺岸的一股裂流。这两股裂流分别冲刷着B、C堤的基足处使其后退。土崖也因受侵蚀后退而使高度增大。

另一方面,从A、B两堤交叉点以南,海滩为增长的,向南延伸,A、B两堤的间距增大。值得注意的是: D堤发育时,C堤基处也受侵蚀;但D堤向南伸长时,二堤紧紧靠着,没有分叉。这就证明,东湾的海滩自第三阶段开始,即甲河方面泥沙不再进入东湾时,该海滩就基本上处于稳定状态,只有西湾的海滩向南加宽。A、B两堤向南的间距加大就是

海滩的增长值[见图 10:(四)]。

从 A、D 堤形成后到目前为第五阶段。在这段时间里, 海岸冲汗的显著变化而引起我们的注意。西湾海滩和岸线继续增长, A 堤的末端已经由于芝罘西湾海岸增长而位于离岸 200 米的陆地上[见图 10:(五)]。

西湾大冲沟口新发育的两条羽状砾石堤(咀)是这一阶段的又一特征。羽状砾石堤的位置和形态特征, 证明了芝罘连岛沙坝上的砾石堤的物质来源是在目前地质和自然地理条件下, 以北部松散的 Q_2^{pl} 为主要供应地。而 A、B 堤的分叉是在海滩不断增长(速度不等)的情况下由大风浪作用造成的。

由此可以推测, 一旦发生一次特大风浪, 海滩及水下岸坡必然产生大的变形。大冲沟口的扇形砾石锥和两条羽状砾石堤可能重新被改造成第三条砾石堤, 与 A 堤呈分叉状。其间距也必然向南增大。

参 考 文 献

- [1] 李庆远, 1935. 中国岸线升降问题. 地理学报 2(2):129—166.
- [2] 陈国达, 1950. 中国岸线问题. 中国科学 1(2—4):2—28.
- [3] 金翔龙、郑开云, 1964. 庙岛群岛地质的初步观察. 海洋与湖沼 6(4):364—370.
- [4] King, C. A. M., 1959). Beachs and Coasts. Edward Arnold (publishers) London. pp. 126—176.
- [5] Johnson, D. W., 1919. Shore process and Shoreline development. John Wiley and Sons, Inc. New York, pp. 291—328, 367—383.
- [6] Thorn, R. B., 1960, The design of sea defence works. Butterworths Publications Limited, P. 29—30.
- [7] Bird, E. C. F., 1973, Australian coastal Barriers. Barrier Islands. Dowden, Hutchinson and Ross Inc. publishers. pp. 410—426.
- [8] Hoyt, J. H., 1967. Barrier island formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 78: 125—1135.
- [9] Shepard, F. P., 1973. Gulf coast barrier. Barrier Islands Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. publishers, pp. 109—146.
- [10] Fisher, J. J., 1968. Barr'er island formation, discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79: 421—1426.
- [11] Otvos, E. G. Jr., 1970 Development and migration of Barrier islands, Northern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81: 241—246.
- [12] Pierce, J. W. and D. J. Colquhoun, 1970. Holocene evolution of a portion of the North Carolian coast. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81: 3697—3714.
- [13] Curray, J. R. Shepard, F. P. and H. H. Veen, 1970. Late quaternary scalelevel studies in Micronisia: CARMARSEL expedition, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81: 1865—1880.
- [14] Clifford, A. K., 1964. Late quaternary sea-level change and crustal rise at Boston Massachusetts, with notes on the autocompaction of peat. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 75: 63—80.
- [15] LeBlanc, R. J. and W. D. Hodgson, 1959. Origin and development of the Texas shoreline. *Gulf. Coast Assn. Geol. Soc. Trans.* 9: 197—220.
- [16] Айбулатов, Н. А., 1958. Новые исследования вдольберегового церемещения песчаных наносов в море. *Бюлле сий Океан Коммиссий АН СССР* 1: 72—80.
- [17] Леонтьев, О. К., 1961. Основы Геоморфология Морских Берегов. МГУ стр. 122—124.
- [18] Зенкович В. П., 1957. О происхождении береговых баров и лагунныхберегов *Тр. Ин-та Океан. АН СССР* 21: 1—24.

ON THE FORMATION OF ZHIFU TOMBOLO*

Cai Aizhi

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

Analyses of the sedimental characteristics, geomorphological development and hydrodynamic elements along the coastal zone in Zhifu Dao (Chefoo Island) have proven:

1. The formation of tombolo was mainly due to the accumulation of sands and gravels along the coast, sands being from the estuary of Jia river and transported northward, gravels being the erosion products of Zhifu Dao Q_{2-3}^{d-pl} and transported southward.

2. Height differences of the four gravel bars tombolo are varied at each section, the maximum being over 1 m. Wave elements played an important role on the height difference, which was erroneously reported as a result of either the emergence or the submergence of the shoreline.

3. The pattern model as proposed by O. K. Леонтьев that the gravel bars push toward the bay is unsound.

* Contribution No. 411 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.