

近岸带泥沙的移动及其研究

B. П. 曾科維奇

(苏联科学院海洋研究所)

海道和港灣內的淤积問題必須从二个观点来进行研究。一方面, 提出与現有工程淤积斗争的任务, 因为这些工程是处于極不利的自然条件下的。另一方面, 在选择工程建筑基地之前就应当及早确定将来的淤积量和选择最适宜建筑的、淤积量最小的地段, 这也是很重要的。

为了在上述二个方面順利地进行工作, 預先就要很好地認識在海岸带所产生的自然作用。遺憾的是, 正如第十八届航运会議上, P. Bruun 的报告所指出, 在选择港口建筑和航道工程基址的問題上、与現有港工建筑淤积作用进行有效斗争的問題上, 我們的知識是極不够的^[42]。因此, 在苏联, 特别是在苏联科学院海洋研究所海岸研究室所提出来的一些对泥沙运动的新研究就可能有一定的意义。

因为这个問題在文献里还很少闡述, 并且观点也各不相同, 所以在这里提出一些最近几年来在苏联学者工作中已經肯定了的基本原理是适时的^[19, 20]。

我們把一切在水底岸坡上、海滨上受到波浪及与它相伴随的各种类型的流的作用而移动的質点(碎屑的、化学的和有机成因的)都称作波場中的泥沙。这些質点大小的下限約为 0.05 毫米, 較小的質点容易在水体中悬浮并被带到海岸带以外去。泥沙大小的上限决定于該港灣波浪的力量。在開闊的海岸区, 漂砾可以移动并被磨圓成一米的直径。

粉砂質和泥質的質点只有在特殊的条件下——在和波浪隔絕处或者河流从大陆携来極大量泥沙时, 才能存在于海岸带。它們的分布和移动仅仅决定于流的作用(径流、涨潮-退潮流等)。在这篇論文中, 我們不准备討論这个問題。

在波浪向海岸垂直奔来时, 泥沙可以沿着海底和海滨的剖面而运动或迁移, 这个过程称为泥沙的橫向移动。泥沙沿着海岸运送称为海底和海岸泥沙的縱向移动。

当質点保持着前后的交替运动而不向任何方向迁移时, 在泥砂質海底的地段, 海底剖面的均衡作用能很快地形成起来。質点向岸和相反方向运动的路程变得相等时, 才能形成均衡作用。为此, 就需要改变斜坡的角度, 甚至改变整个底部剖面, 这个变化是相应于有效波动参数的。

泥沙的橫向运动和移动决定于水的底層波动。在粗泥砂(砾石)組成的海底上, 这里地心吸力的分力起着極大的作用, 因为底部一般都傾斜得很陡。在坡度極微小的砂質海底上, 水的波状运动产生在水团移动的总环境中。水团的移动有时就是底部的逆流, 这逆流是由海岸返回的水流所引起的。由于砂質泥沙在波浪作用時間內悬浮着, 所以这些总流对它的移动就有着重要的作用。

在海底發育的过程中, 由于波浪的方向和力量的改变而使底部剖面改建时, 一般縱向

和横向的泥沙移动同时产生。但，这二种过程在方法論上分开来研究是比较适宜的。并且，研究粗的(砾石)和細的(砂)泥沙的工具也是不同的。

我們从一些原著中知道在国外泥沙运动、移动的研究。在A. Gailcher^[46]和P. Bruun^[43]的綜合性著作中和在美国出版的海港工程(Coastal Engineering)集刊中可以找到簡短的描述。美国海岸侵蚀局(Beach Erosion Board)进行着最广泛的研究。遺憾的是，在苏联还没有相应的刊載，我們只是根据綜合性文献知道这些。

在苏联所进行的研究尚不能对上述的作用得出一个完整的、总的概念。所以，在下面的講述中，我們仅用相应的方法总结后，再来談談个别的研究成果。

在流体力学里很完整地提出了外海中的波浪理論和水平海底的浅水变形波的理論。但是，在許多研究近滨波动的作者中几乎没有一个人曾企圖了解过傾斜的海底上面所产生的变形波的內部运动学。同时，从19世紀起就已知道，在近岸区，波浪的全部特性具有極大的不对称性。其中，在流体动力学的观点中只有表面波断面的不对称性——波峰长度相对于波谷长度大大地减小以及波峰前坡的陡度增加。但，在底層水中还存在着波浪运动其它要素的不对称性，这对于泥沙的运动有着特殊的意义。这就是：1)水正向(向海岸)和反向运动時間性上的不对称；2)波浪最大速度和平均速度的不对称；3)水正向和反向移动的不对称。

但上述最重要的波浪特性到现在为止还没有完全被研究，好像这并不奇怪。从海岸动力学的观点来看，它們是重要的特性，因为起伏的波状运动只有具备內部不对称时，才能使泥沙質点向海岸或反向进行等值的移动。

1947年在苏联曾开始了研究海底波浪运动的工作^[24]。为此，曾設計了專門的無惰性海流計，它借助于大的基座固定于靠近击浪带的海底。得到的記錄証明，波流作用時間、速度存在着不对称性并得到它們的初值。但后来，这个仪器为更輕便的、更結实的应力仪所代替(Н. В. Вершинский所設計)，現在又为感应接受器所代替，这种接受器的記錄可以用来研究其全部現象^[6,7]。

近年来，В. Лонгинов^[29-32]公布了使用上述自动記錄仪初次試驗的記錄以及在海岸带底層中对波浪运动三年来系統研究的結果。

在黑海对三个泥沙成份和水底斜坡不同的剖面的地区进行了工作。沿着海底剖面在不同的深度上安置一些自动記錄仪并在同样的地点在水准尺上安装表面波浪仪。在各个仪器的示波圖上記錄了底部压力的瞬間变化(它可以換算为流速)、零压綫，同时也記錄了表面波的断面，并标定了每隔半秒鐘的時間标志。为了研究，利用了五十多个記錄，这些記錄包括2500个波浪的不同动态。但只是对涌浪进行了記錄，因为風浪通常有着不規則的特点。仍需要指出，記錄的是向海岸垂直奔来的波浪而且它們并不很大(高不超过一米)。在波浪較大时曾試圖进行記錄，但由于砾石的冲击或砂層的掩埋常会导致仪器的破坏。

对得到的記錄进行分析就有可能观察到上述諸要素的变化过程及不同动态情况下它們的不对称性，并可获得它們一些原始的、精确的关系。看来，海底波浪运动的不对称性首先是与表面波的变形程度紧密地联系着的。它們从深度約为波高 $\frac{1}{3}$ 处开始表現出来，并且在向海岸的方向上逐漸地增大。在足够深的海岸处(砾質海岸处)压力絕對值的增涨以及上述不对称值的增加一直延續到破浪带。在浅滩海岸处(砂質海岸处)，此种現象的

过程極复杂, 因为波浪越过水底沙壩时变化了好几倍。

为了确定現象的特征, 根据已得到的記錄我們指出最大的不对称值。表面波的波峰与波谷长度之比达 0.33。在海底正向与反向水流作用時間的不对称值达 2.02。平均压力(速度)的不对称值达 2.17, 最大压力的不对称值达 2.76。同时, 压力绝对值几乎不断地向破浪带增涨着(在已进行的实验中它达到 9.7 克/厘米²)。

水在底部通过观测点移动的不对称值表现为正向平均速度与其作用時間之乘积对反向平均速度与其相应作用時間之乘积的比。这个值由 0.23(向海的方向移动)变化到 2.04。

在圖 1 上, 表明着在較深海岸(实綫)和浅滩海岸(虛綫)处, 上述一切要素不对称性变化的曲綫。波浪相对高度的值(在横坐标上)代表绝对高度与測量处深度之比, 并为着容易計算起見加大一百倍($\frac{h}{H} \cdot 10^2$)。在較深海岸处几乎对整个波浪变形区都进行了測量, 所以在圖表左部, 不对称值很少差于一个单位值。在浅滩海岸处, 因为它的水底斜坡很寬, 所以进行同样的工作在技术上暂时还未解决。在圖上仅表明了最靠近海岸的、在第一个水底沙壩和波浪破碎带之間的斜坡地段。所以, 这里的原始不对称值已經够大了。

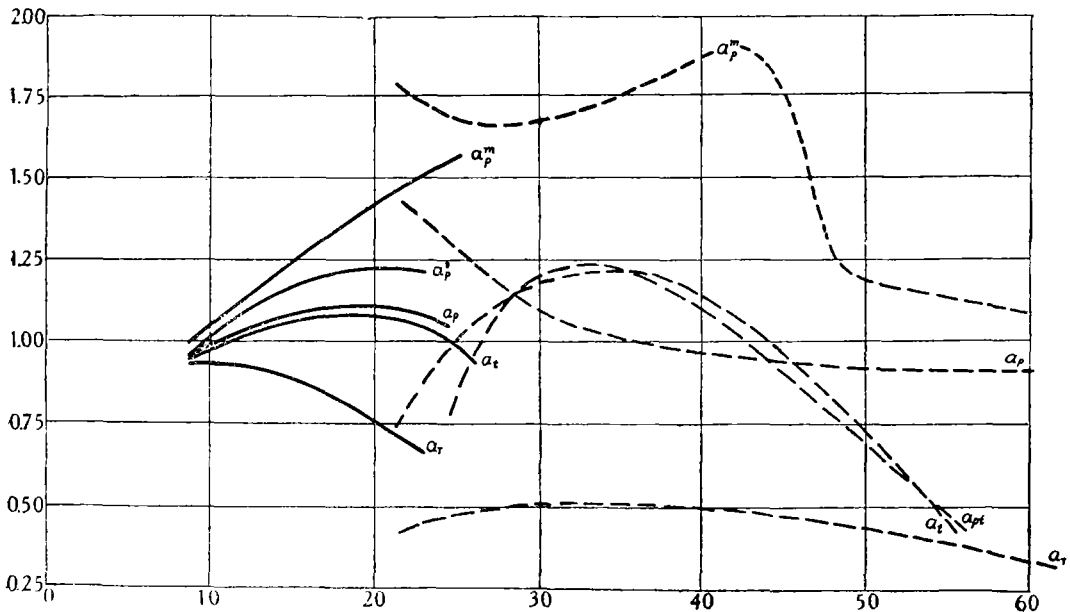


圖 1. 浅水波內部特性之平均下不对称值。 α_T ——海面波峰与波谷长度之比； α_L ——水正向流动和反向流动作用時間之比； α_P ——平均压力之不对称值； α_P^m ——最大压力不对称值； α_B ——水通过观察点移动的不对称值。沿水平軸为条件波高($\frac{h}{H} \cdot 10^2$)。沿垂直軸——不对称值。整数表明正的不对称值(指向海岸), 分数——負的不对称值(按 В· Лонгинов)。

研究圖表时, 值得我們注意的是, 在二种类型的(較深的和浅滩的)海底剖面上, 不对称值在开始时增加很快, 但后来, 随着接近海岸, 在較深海岸区它們增加的速度就下降, 而在浅滩海岸区, 曲綫則通过单位值并得到分数值。这就是說, 这个地段的不对称值指向海。В. Лонгинов 将这种現象和水团的返流(отток)相連系, 而这水团是波浪向海岸形成的水涨所造成。

毫無疑問, 所得到的規律有着局部的特点, 但正如我們所希望的那樣, 这个初次的研究却打开了海洋流体动力学中的新的一章——在海岸的现实条件下研究波浪变形的一

章。

但现在从已得到的关系怎样直接引导到波浪的泥沙运动作用呢？大家知道，各种水力学大小不同的泥沙质点是在一定的、与它相应的水运动速度(起动速度)时开始运动的。随着近岸流的继续加强(约加强五倍时)，它们就变成悬浮状并与整个水系一同进行移动。

每个相(фаза)的(即向海岸的或逆向的)压力记录曲线都是正弦状的(图2)。它从零值增加到最大值，然后又下降。在这个时间内，曲线二次地通过起动速度值，这个值相应于泥沙的大小。所以，对其中每一根都能很容易地确定其相应的运动延续性。对于小的质点延续性较大，对于大的质点延续性则很短，大的质点仅在图表速度最大值时开始运动。这个延续性对每个相可以是不同的。从它们的差值得出在波浪作用的全部时间内通过底部某点对于一定大小质点的总移动的概念。

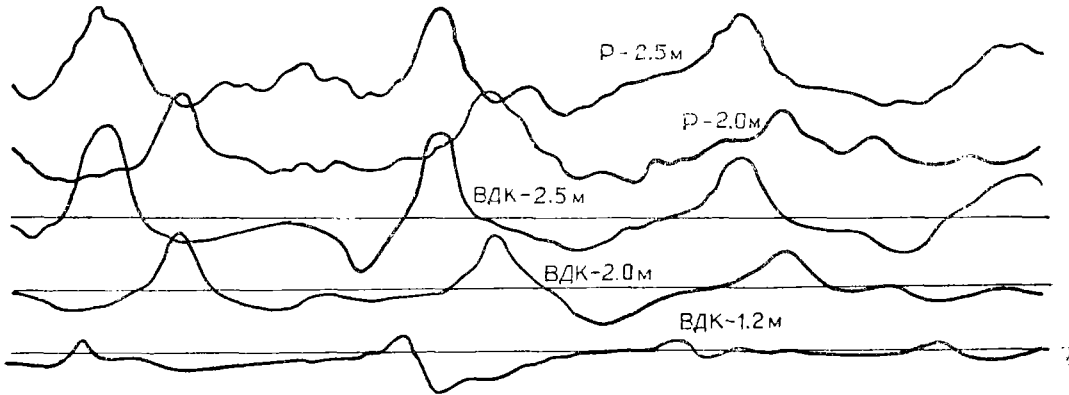


图 2. 三个 ВДК 波压接收器及二个波浪仪记录的示波图。曲线上的数字表明仪器安装的高度(以米为单位)。图上的比例尺各不相同。水平的时间比例尺以半秒钟的分度来表明。

所以，确定每个记录总时间(几秒钟)的“条件总冲量”是可能的，这个冲量能确定不同大小的泥沙质点的运动。为此，各种压力值的总和应该划分为组。В. Лонгинов 以 0.4 克/厘米²的压力值来进行分组。

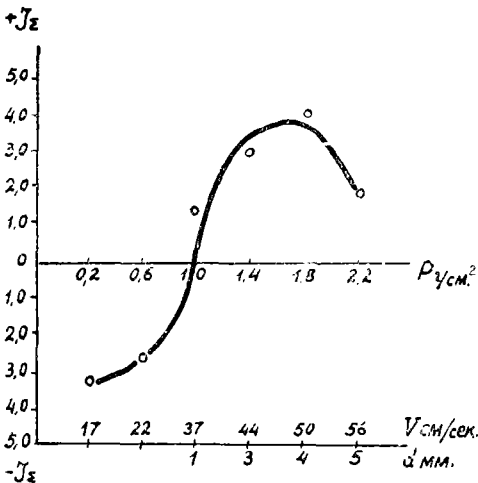


图 3. 底部一个点上条件总冲量的分布图 (按 В. Лонгинов)

图 3 是海底一个点上的条件冲量分布图。沿横轴标着压力组的绝对值，而在下面它们换算为泥沙质点的直径，这个直径是它们的起动直径。沿垂直轴标定着条件冲量的值。研究了图表后就可以得出结论，曲线在相应于压力大约 1 克/厘米²的点上通过冲量的零值。在此底部地区相应大小的泥沙质点于向海岸或反向运动路途一样时，就处于平衡状态。

一切较大的质点(曲线右部的)都有向海岸移动的冲量，并且冲量的最大值相当于 4

毫米直徑的質點。大於 5 毫米的質點處於靜止的狀態，小於 1 毫米直徑的質點則向海里移動。而且，圖表的左部已不是泥沙運動的速度，因為在流速近 25 厘米/秒時就是細砂也要停止運動。

在已知的情況里，我們發現不同大小的泥沙同時具有正的和負的沖量。但，這未必永遠如此。在許多記錄里，特別是較深海岸的記錄里，僅記錄着正的沖量（向海岸的）。相反地，在淺水區，砂質海岸處的許多點表明，對一切大小的泥沙只有負的沖量。

В. Лонгинов 在一個剖面上放上幾個儀器，這樣他就能得到關於沿着整個海底斜坡剖面任何大小質點運動的方向和分帶（及它的強度）的概念。

為了說明觀察到的規律性，在圖 4 上我們提出一組在淺灘海底（虛綫）和較深海底（實綫）上條件沖量分布的典型曲綫。

在較深海底處，記錄是在波高 32 厘米（深 4 米）周期為 8 秒時進行的。對於淺灘海底，這些值為 38 厘米（深 2.5 米）。每條曲綫都與圖上標有深度的一定的點相應。

可以看出，在傾斜的海底，隨著靠近海岸，慢慢地增加着大泥沙質點的正沖量，同時也很快地增加着較細質點的負沖量。曲綫總在相應於較大的泥沙質點處通過零點。

在較深海底處，只有深 4 米的點才有通過零點的曲綫。這就是說，最細的泥沙質點只有在這裏才可能引向海。二個分布在深度較淺的其它點對於一切大小的泥沙質點都有正的沖量。並且壓力迅速地提高着而曲綫的頂峰都相對着較大的泥沙質點。

在綜合已有的記錄基礎上，也能提出一些普遍的原理。例如：在深 4 米的較深海底上，粗粒級的泥沙獲得向海岸移動的沖量，而細的則向海。在約 2 米的深度，沖量不對稱值和絕對速度值急劇地增長。所以，一切粒級的泥沙應該激烈地向海岸移動，因為這裏只有正的沖量存在。

在淺灘海岸處，從最大的深度（這裏已進行了觀察）開始，一切大小的泥沙都有指向海岸的正沖量。但，在靠近海岸處，正沖量的值下降，然後為負沖量所代。總之，一切大小的泥沙都從淺灘斜坡的沿岸帶沖刷至海里。也建立了一整套局部的規律性。但，這裏我們將不提它，因為它們現在只有定性的特征。

但是，上述的原理並不意味着泥沙在底部的運動就總是按所述的方式進行着，因為實際上並不是一切大小的質點都可以存在於底部。例如：在較深海岸極大的深度，在觀察時，僅存在着粗的泥沙，這些泥沙一般在底速度絕對值小時不能移動。在另一些情況下可以發現，在底部泥砂組成中正好沒有那樣大小的泥沙，這種泥沙應該在高速時才移動。這

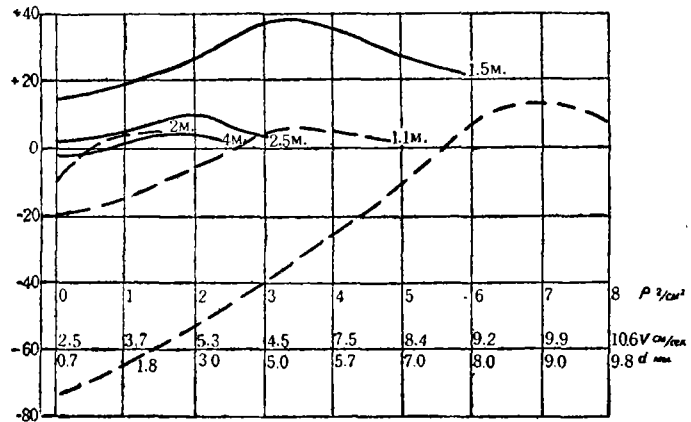


圖 4. 在淺灘和較深海底上條件總沖量分布的曲綫。每根曲綫用三個觀測點繪出，它們的深度標在相應的曲綫上。（按 В. Лонгинов）

意味着,因为底部剖面及其泥沙的組成已遭到了相应的变化,为我們所分析的机械作用就能在極长的時間内进行作用。

在較深剖面,陡的近岸地段处仅有砾石和漂砾,在它們运动时重力起着極大的作用。所以,尽管一切大小的泥沙都存在着正的冲量,但仍不能观察到它們沿斜坡向上的移动。

已得到的規律性也不能認為是万能的,因为工作是在底部剖面上于波浪力量弱时进行的,而这个底部剖面却是在大風暴时形成的。所以,無論是在浅滩海岸处或是在較深海岸处仅仅只能获得底部剖面残余变形的趋向。但在具有上述条件时就很清楚,所做过的研究工作完全論証了許多水底斜坡均衡剖面的加工假說^[19],并可能給它带来一些重要的修正。

在将来的工作中,也应当提出認識普遍特性規律的方法。首先,我們希望改善技术装备以便有可能在最强大的暴風雨时进行描述。其次,在波槽中进行类似的研究有很大的意义,在这波槽中可以观察,当原始平滑傾斜面变为底部均衡剖面的一切时期中,底部压力的变化以及泥沙运动冲量的变化。

在苏联,对横向泥沙移动进行了直接研究的試驗,但它們暂时还只是具有純方法学上的意义。1940年,作者趁有涌浪时,曾对粗沙和石子粒的横向移动进行了直接观察的試驗。为了这个,不同大小的沙和石子粒的人工混合物染上了苯胺染料,然后,平行海岸在两个已标定的点間,带状地散在海底(深5米处)。随着从汽艇上給潜水观察者所發出的時間信号,在距原始带向海的方向和向岸的方向的不同距离上取泥沙样品。然后,在实验室內对收集到的样品进行研究,就能在样品中發現被染色的顆粒,并知道,在底部該点处比天然泥沙大的質点移动向海岸,而較小的移动向海。即使是同样大小的天然質点也不能表現出那种分选位移^[19]。第一次試驗的定性結果就是这样。将来,所談到的方法由于其复杂性不再被采用。

为研究海中砂質泥沙的移动,在黑海海岸的一个地段上,海洋研究所在木桩上装置了长200米的吊索桥^[13]。这个建筑可以使人們于最强的風暴时在海上空的吊車中来回移动进行測深、收集混浊物样品、測量流速并向水里投放自动記錄仪。

对于我們所感兴趣的、研究沙的运动的任务,曾提出了用有机的發光物質(螢粉,蔥等)染制大量沙的特殊方法。

藉助适当的連系物質在天然沙粒表面固結那些發光物質的小質点(1—5微米)的原則就是制造示踪沙的新方法的原理。这些發光物質的細小質点在不可見的紫外光綫照射下能清楚地閃射出可見光^[4]。發光物質和紫外光的运用可以得到示踪沙和天然沙粒在顏色明亮度上的必要对比:在研究含有那种示踪沙的底質样品时,在暗房中用紫外光源照射,而在野外条件下是在一个太陽可見光不能透过的桌幕中进行的,这个桌幕安装着一个能透过紫外光綫的玻璃做成的窗。实际上,在一千万顆天然沙中才能發現一顆示踪沙。下面将举出我們实际上制作示踪沙的实例,这例子能給以关于新方法實質的概念。

将100克仔細研磨的、工艺上高百分比的蔥(在这种情况下代替具鮮黃綠色的發光物質)在大小合适的鉄盘中仔細地与100克干沙攪拌。在得到完全均勻的顏色后,对混合物浇上100克工業用琼胶所制成的溶液。这溶液是将称好的琼胶放进10升的水中加热(在篝火上的桶內)并和以后再加进来的12升冷水攪勻而制成的。在鉄盘里用鉄鏟仔細地攪

拌湿的混合物直至全部的沙完全为琼胶溶液蘸湿为止,然后在空气流通处、但阳光不能直射的地方,将它置于大帆布上弄干(在阳光直射作用下,葱会慢慢地丧失发冷光的性能)。夏季里,在安那帕(Анапа)山下海滨上白天工作时,示踪沙的烘干需要三至四小时。干的示踪沙放在袋中,在使用前储存于干燥处不得少于一昼夜。应指出,储存若愈长,在水里时,沙粒上发光复盖物的固结就愈结实。在制作示踪沙时,加入专门的补充剂,可以视需要来降低发光复盖物的坚固性;没有补充剂的复盖物在海水中可以保持七昼夜以上。

在上述的配方中,葱可以为其它适当的发光物质所代替,而琼胶可为其它有亲水特性的、适当的胶质代替。根据天然沙的颜色,发光物质和胶质的数量可以加大或减小(浅色的沙要求较少的发光物质)。相反地,对各种沙所应用的水量则是完全一定的,并要试验,完全浸湿沙需要多少,就取多少。

从上述中可以看出,所谈到的方法是极经济的,技术上是简单的,在野外条件下试验者自己就能亲自操作并能在发光物质的发光颜色上和复盖物的持久性上,得到种类不同的沙。

研究泥沙纵向移动时,应用上述的示踪剂可以得到清晰的、重要的结果。在风暴时,研究横向移动是极困难的,并在这方面只能进行下列的、主要是肉眼的观察。

泥沙沿底部剖面移动的过程是极多样化的和复杂的。沙可以成悬浮物状运动,在某些时间内或者偶尔地与海底接触,或者整个地与海底接触(跃移和拖移)。最后,不仅个别的颗粒,而且不同大小的整个泥沙“体”(波痕和各种沙脊)都可以移动。重要的是,在个别质点以拖移方式运动时,沿底部剖面上的重力分力实际上不能起任何作用,因为沙质海底的斜坡很少超过 $0.017(1^\circ)$ 。

在比较好的天气,当底流速度不超过60—80厘米/秒时,砂质海底的该地段没有泥沙强烈的单向移动,那么,波痕总是对称的并且波峰的两个斜坡具有相同的陡度。这时候,沙的质点在向海岸以及反向上都等距地进行着振荡运动。在波浪力量很小时,沙并不悬升在底部上空,它或者沿着波痕前后滚动,或者由一个波痕处跃至另一个波痕处,或甚至会跳越过一个。

如果波动加强,当波峰存在时,可以观察到,从波痕顶部向上穿过水体很快地升起无数个底层沙的“小喷泉”,高度有时为20—30厘米。当沙还没有沉降时,那种小喷泉就变为“云雾”,云雾向海岸移动一段距离,然后再逆向移动。一般在下一个波峰来到之前,所有的沙都能降至海底并沿着几个相邻近波痕的峰部和斜坡部分布下来。

这个现象的原因是由于水平漩涡的迅速形成作用——波痕谷部的滚辗,然而波谷中的水流都具有与这个滚辗相反的方向。

如果沙具有单向移动的巨大冲量,那么波痕也将变成不对称的并且整个沙团都开始依着水和水中悬浮颗粒移动的总方向而运动。这里,沙运动的过程本身实质上并没有改变自己的特点。在速度小时也可以发现个别颗粒的跃进;而在波浪加强时,则形成“小喷泉”和“云雾”。

最近二年来,在黑海安那帕区砂质海岸上采用已提及的吊索桥进行了这个过程的肉眼观察。

根据这些观察,在大浪时,沙的移动过程可以用以下的方式描述。在强烈的破浪带

外，底層水的水平运动占着極大的优势而且在海底不發生显著的砂質漩渦。水的流速达 3—5 米/秒。在这些条件下，厚几米的底層水常充滿着砂質悬浮物，一般看来这些悬浮物在暴風雨时完全不沉淀。砂質悬浮物（悬浮液）沿着海底进行着大幅度的往返振蕩，它們各个波峰之間的距离極大（20—30 米）。

曾做过几次确定發光染色沙沿底部剖面的分散速度的試驗^[1]。原来，暴風浪能在 10 秒鐘內將染色沙从投下处扔出远达 60 米的距离。同时，还不止一次地發現了染色沙在某个方向上占优势的移动。但，这不能将这个观察和观察期中水动力学的特点連系起来，因为在大風暴时，仪器不能在海底工作。很明显，如果底層水遭受到某个方向上的普遍移动，那么，也应该有一部分悬浮沙向这方向移动。

在暴風雨时曾利用潜水仪器借助潜水的方法，直接地在海底进行了几次观察。观察証明，在所述的时期內傾斜的海底不是平坦的，而是一系列不大的长軸沟和小丘，长軸垂直于流向而延长。它們的垂直幅度在 10—40 厘米范围内，寬 50—80 厘米，长度常延伸为 70—150 厘米。这些地形形态極其迅速地改变着自己的大小和位置。那种性質的观察是極其困难的（作者按个人的印象来講），因为可以說潜水鐘或潜水衣是沿海底不断地被拖着，它們不可能一秒鐘也不动。然而就是在这短短的一瞬間，也能感触到海底表面的特点，也能發現到那种有意义的事实——在运动的悬浮液系下，海底仍是極其松散的并且可以用手很容易地插入其中至 10—20 厘米。需要指出与此相反的情况，在波浪較小时，在水底沙壩的頂部，沙有时反常地变成硬的，并且別捷尔逊（Петерсен）式挖泥器在其上面几乎不能取样品。

如果風暴較快地减弱，有时用肉眼还可以在其“动”的过程中观察到沟和丘。这需要悬浊物能在二个波峰間沉降下来。原来，小丘有着半月状沙丘的形态，它的分枝总是包围着凹沟。小丘一般是分布为象棋状的序列，但有时也無一定的系統。这里，凹沟好像比較“活动”，而半月丘可能是次一級的形态，它的产生是由于在凹沟上水的巨大渦流所致。有好几次也观察到整个沟——丘体系在一个方向上的移动。

当跌落波峰体充滿着浪花和空气泡沫穿至海底时，这时，在强烈的破浪带就产生着一些其它的作用。在这个随着破碎波峰不断移动的带上，形成着巨大的垂直渦流并且相应地从海底也升起着比較巨大的砂質“云霧”，这“云霧”穿过整个水系而达到海面。云霧的寬度达到几米，而它存在的延續性为几秒鐘。在这个短促的时间間隔中包含在“云霧”中的一部分物質也可能在水的总移动方向上被带去。沿着底部剖面以那种方式而移动的泥沙体看来是很大的，因为云霧底層中的泥沙含量达 30 克/公升，而平均質可能为 10 克/公升。

現在，我們来研究一下泥沙的縱向移动。在滨海带漂砾和砾石的移动最容易研究。这个極其簡單的作用早就知道了，但定量的資料沒有，而这資料却有可能把縱向移动和波浪参数連系起来。在苏联应用着染色砾石追索法，砾石的大小相应于海滨的天然泥沙。Н. Белов^[2]，В. Патрикеев^[37] 和 А. Владимиров^[38] 曾在黑海进行过这个工作。观察使我們知道，移动的速度在一昼夜里可以超过 1000 米。

А. Жданов^[15] 在高加索海岸靠近索奇处完成了研究底部过程最完整的工作。他用彩色水泥染制了大量的砾石（有几吨），同时，为此目的成功地应用了孔隙状玄武岩。一般，

緻密的砾石很快地会失去颜色, 颜色在击浪带会被磨光, 而彩色水泥却能够保存在玄武岩的气孔中好几个月。这使得 A. Жданov 有可能在观察一定数量选出来的砾石后, 来编制在每次大浪后它的分散图(见图 5)。采用上述的方法, 一方面, 曾得到砾石移动距离和速度间的紧密关系, 另一方面, 也得到波浪参数与其方向间的紧密关系。A. Жданov 编制的图表在图 6 上。

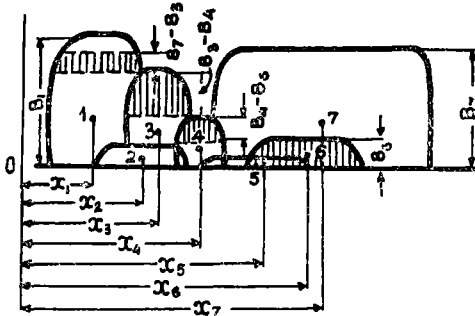


圖 5. 七个連續观察的染色砾石分散場位。B——观察前暴风雨时破浪浪运带的宽度。七个观察进行前产生的波浪在分散带中使砾石产生位移, 这些砾石原来是在圖表上划过綫的面积內。这些面积总重心的横坐标值是:

$$C_0 = \frac{x_6 B_6 + x_4 (B_4 - B_6) + x_3 (B_3 - B_4) + x_1 (B_7 - B_3)}{B_7}$$

(按 A. Жданov)

在工作时, 曾阐明了某些普遍有趣的规律。原来, 在该地段上移动的最大速度(一昼夜达 150 米)不是在最大波浪时观察到的。甚至在砾质海岸处, 它们还远离水面綫时就已破碎, 而除此外, 由于反射之故它们接近于击浪带的角度和直角差异很小。这方面, 一般大小的浪(4—5 级)比较有效力些。

然而, 特别大的暴风雨浪却同时也移动着最大量的砾石(1700 米³/昼夜)。根据移动速度和河流沉降值(見本文第 202 頁, 并有在暴风雨时运动砾石的条件容积。)也得到相同的数据。

在波浪和流的同时作用下产生着砂质泥沙的移动。P. Кнапс 的工作曾证明, 这里移动的最大值与海岸的形态无关, 而是产生在远离海岸的破浪带处^[26, 27]。在研究此过程时, 亦应用了上述的吊索桥。

上述的工作有综合性的特点。基本試驗是, 在有波浪时投放一定数量的染色沙并在不同的时间内、在距投沙处不同的距离上用取样法追索其分散的途径。在研究时, 要确定波浪参数及流速, 以及水中悬浮物的含量(采用瞬間作用取水器)。

所以, Медведев 与 Айбулатов^[32, 34] 和 Айбулатов^[1] 所公布的第一批资料有着巨大的意义。原来, 混浊云雾状的沙的移动速度极大并且达到每小时三公里, 同时, 这约为有效流速的 75%。这些资料不是偶然的, 因为是根据十多次試驗而得, 而試驗中所追索的移动距离达 0.5 公里。絕大多数沙的粒級(达 90%)其直径为 0.1—0.25 毫米。

但需要指出, 投染色沙(量达 100 斤)的原始“点”有时在海底保存几昼夜(在稳定的地

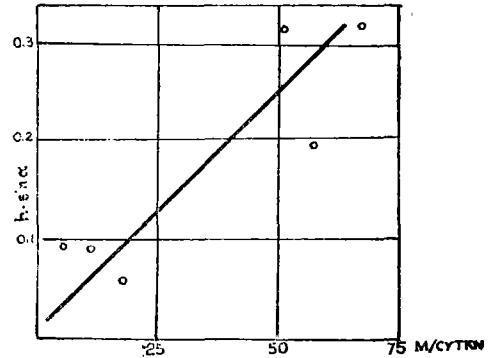


圖 6. 分散面积重心移动和波浪前进角、波高的关系圖。(按 A. Жданov) (α ——波向綫和海岸法綫間的夹角)。

段),甚至在極強烈的暴風雨时(达 5 級)。同时,原始点逐渐地“鋪开着”。这就說明,在任何情况下,于該条件时,沿海底拖运而移动的沙層是薄的。

根据已获得的資料,混浊“云霧”状砂的浓度是非常多变的(从 2 到 30 克/米³ 的范围内),这就对将来的研究任务提出了这个問題的詳細研究,以便認識“云霧”容积的变化与其存在的长久性,从而就能以此方法計算出移动沙的数量。从“吊籃”上的观察証明,云霧不仅是在波浪破碎的瞬間才形成,而且早在平滑的涌浪越过水底沙壩的峰頂时就已形成。在这时,从底部就升起整个砂質的“噴泉”或涡流,它們然后就被海流帶向另一方。

在浅水区,在較好的天气时,可以看到沙粒沿底部滾运及沿波痕躍移的移动。这里,根据 В. Шуляк^[41] 的精确观察,移动的方向完全与波痕的方向不相关,还可能与它相差 90 度。

后来,又發現了一种泥砂团移动的方式。这就是,在水面綫与离海岸最近的水底沙壩之間的谷部可以經常見到,当强流作用时,在海底怎样形成縱向沙脊(和我們在河床中所知道的一样)及它們怎么沿着海岸以 0.5 米/小时的速度在移动。在暴風雨时,距海岸稍远的相同观察由于水的混浊而不可能,但是,潜水时在第一沙壩和第二沙壩間的谷部用手可以摸触到同样的縱向沙脊。在強烈的暴風雨时在極深处,也可存在着相同的移动机构。

有趣的是,在強烈的偏斜風暴的时候,可以完全不产生沙沿着水面綫移动的现象。这是因为浪头的軟弱和波浪沿法綫方向接近水面綫(由于反射的結果)的緣故,以及砂質海岸經常被不大的突出部及剝蝕的小海灣所弄碎的緣故^[42]。

与我們同时(在 1955 年),日本研究者們提出了几乎相同的試驗,在太平洋多馬柯馬依海灣(Залив томакомаи)的海岸进行工作时,采用了鋅放射性同位素(Zn—65)作为示踪剂^[43]。原来,底部的沙有着显著的天然放射性,所以仅只在它浓度大时才能可靠地观察到示踪剂。这样一来,工作就是每过一定的時間間隔在点的周围以取样的方法在海底(深 2—5 米)追索示踪剂在原始点的鋪展,有些試驗要延长一个多月。它們都証明,移动的速度極小(一个月十多米),尽管日本科学工作者进行工作时水动力学条件和安納帕区有些相似(从著作中的附表可見)。看来,用發光指示物的工作方法有較大的准确性,所以能得到偏差較少的結果。

在 1956 年 Айбулотов^[44] 工作时,曾进行了有趣的尝试以确定水下斜坡各个带上移动泥沙的容积。为此目的,沿整个吊索桥对海流进行了同步測定(借助螢光点)并取了悬浮物样品。对沙的移动速度也同时作發光試驗。

在圖 7、8 上可以看出,移动物質的最大值正在水底沙壩的峰頂处,同时,悬浮物浓度的最高值是在近水面綫处水的最終破坏带里被观察到的。海流(在表面)从海岸到深处有着均衡的增长。在一般的力量由微弱变为大風暴时,最强烈的泥沙运送带就移向第三沙壩处。肉眼观察証明,在強烈的風暴时,波浪最激烈的破灭和沙的混浊已超出吊索桥范围以外至第 4 沙壩处,所以不可能被追索到。

在一昼夜里,通过吊桥柱(150 米)所移动的沙,在普通力量大小的偏斜風暴时,其总容积的近似計算值达二千立方米。沿着底部以水底縱向沙脊形态而移动的沙(不是混浊的沙)这里不考虑。

但是,为了实用的目的,对于泥沙移动的机械作用認識是完全不够的。这里,最重要

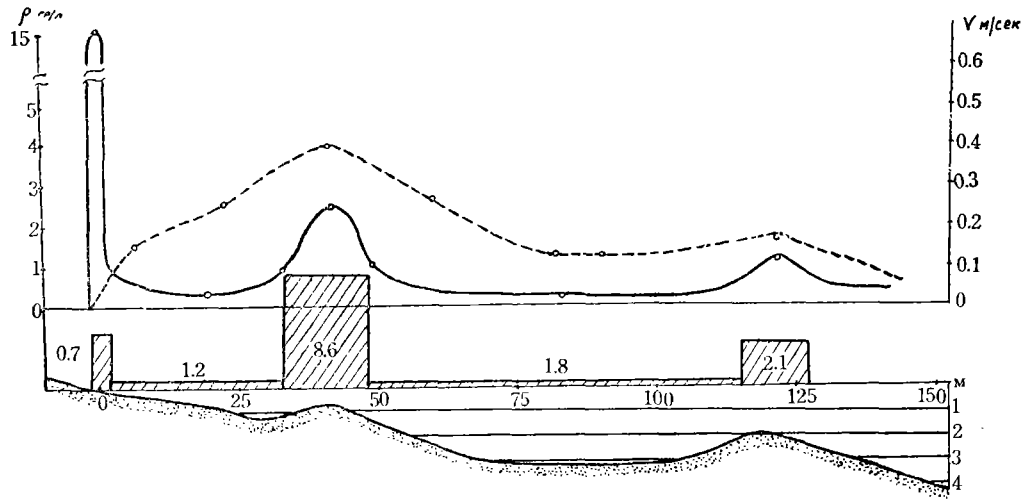


圖 7. 在波浪微弱或已停息时(2—3 級), 在海底各个带上泥沙容积縱向移动表。ρ——混浊液浓度的平均值。V——表面流速度平均值。被划的面积和其中的数字表明泥沙通过相应带时每小时移动的立方米数。(按 Н. Айбуловтов)。

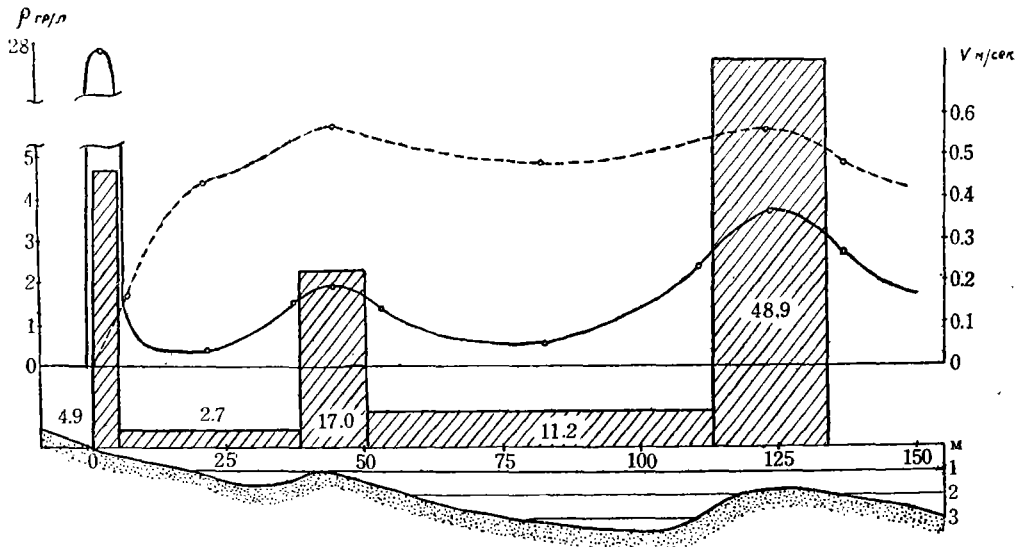


圖 8. 在强烈波动时(4—5 級)泥沙縱向移动表。圖解見圖 7 (按 Н. Айбуловтов)。

圖 7、8 兩圖為暴風雨時海底的剖面。海面之上畫有長方形，長方形的面積等於通過該帶(長方形的寬)的泥沙量，單位：立方米/小時。長方形的高度是通過剖面每一米長度的泥沙量(立方米/米/小時)。上面畫有橫座標軸，從軸上畫出水的平均混濁度(克/升)和表面流速(實綫)。

的是要能够确定在一定時間內(例：一年內)沿海岸移动的泥沙含量。只有在某些海港工程改建以后，并且靠近它們开始堆积起泥沙时，才能在長時間內得到那样的資料，或者在特殊情况下对比不同年代測繪的詳圖也能得到。如果任何一个堆积海岸形态的面积和容积表現着有規律的增长，那么，它就是泥沙由某一个方向带来的結果(从两个方向带来是少見的)。波罗的海柯尔卡斯拉克斯海角^[48]和达尔斯海角^[44]的增长可以当作解决同样問題的例子。

为要理解下面的文章我們提出一些必要的普通原理。

在自然条件下波浪的强度和方向經常变化。由海岸某点的法綫向左或向右去的波浪使泥沙在向反的方向上,以不同的容积、具不同的速度和延續時間并以不同的距离交替地移动着。如果在一个长时期內(譬如一年)計算泥沙个别游动的代数和,那它可能或者是等于零或者是得出一定的正值或負值,这决定于我們把哪个方向当作正和負。

在第一种情况下我們說,泥沙在相反方向上移动。它們的值或“規模”,我們是以个别游动的算数和求得的。除此以外,第二种情况表明,在各种不同的迁移过程中还产生着某些泥沙团的单向总移动。我們称它为泥沙流*(поток)。

在設計港工建筑和海岸加固工程时,必須得到即或是一般的、关于在大部份海岸上泥沙移动的初步概念,海岸的个别地段可以处在不同的地形和水动力学的条件下。

В. Глушков^[10] 为此目的在短文中提出,在研究海洋泥沙运动时利用年度“風作用玫瑰圖”。这个玫瑰圖的每根射綫都是三个数的乘积:(1)風速的平方;(2)水面風区长度的平方。随后就應該求出玫瑰圖的合力,合力可以分解为两个向量——垂直海岸和平行海岸的。第一个是确定波力及其动力学效应的“正向作用向量”,而第二个——“泥沙移动向量”。

如果对“風作用玫瑰圖”各部份都編制单独的合力,这些部分是分布于海岸綫法綫的不同方向上,那么,就可以得到两个能够确定側向風作用总效应的向量。把它們繪于海岸綫上,我們就将得到数值不相同的、方向相反的分量。它們的差数将相应于上面所提出的泥沙移动向量。В. Глушков 称其中最小的为“泥沙迁移向量”,因为它使着泥沙向某个方向运动。

随后,В. Глушков 指出,为着评价港口、海灣和河口的淤积性,所提出的每一个值都有重要的意义:正向作用向量不考虑波浪对建筑工程的冲击效应可决定因波浪而运动的泥沙总量。移动向量可决定泥沙沿海岸綫运动的强度和終極方向。迁移向量可以在泥沙結束为先前的向量所引起的終極移动之前决定其沿海岸綫二个方向上的迴流强度。这个情况應該一定要考虑,因为隐蔽和半隐蔽地方的存在,例如:有防波堤保护的,就使得泥沙不可能自由的进行二个方向上的移动,只允許泥沙作单向运动而阻止着另一个方向上的波浪作用。这就促使泥沙在那些隐蔽处的堆积,同时,經常表明,这个堆积是在与泥沙总移动向量相反的方向上进行着,并且这个堆积是局部的現象,它的强度正和迁移向量相应。而这个向量正决定着在泥沙迁移途径上所进行的各种挖切沟痕等的强烈程度^[10]。

而在这里,1934年曾公布了丹麦学者 Мунх-петерсен 的报告^[35]。他在第四届波罗的海国家水文會議上宣讀了这篇报告,这报告就是闡述这个問的,也公布了所引用的 В. Глушков 的文章。Мунх-петерсен 的原理归結如下:对一个单位海岸綫上發生着泥沙移动的底面积与破浪深度成正比,而运动物質的量則正比于这个深度的平方。同样地,破浪深度与風速成正比,因为波高和波长决定于它。所以,可以写,对于任何方向,泥沙运动力 $M=KS^2$, S ——平均風速。并且,根据 Стевенсон (1896)的波高公式,它的动能就正比于風区长度的平方根。最后,移动的总值和該方向波浪(風)的作用時間成正比。

根据 Мунх-петерсен 的这些原理得出公式: $M=KS^2F\sqrt{D}\cdot\cos\alpha$.

* 比处 поток 为 поток наносов 之簡称,关于 поток наносов (泥沙流)的概念請見本文199頁。——譯者

此处 S ——平均風速(米/秒), F ——以百分比表示的該时期內風的相对頻率(風时), D ——風区长度的公里数和 α ——开闊海中波向綫与海岸之間的夾角。所以, 在公式里也出現着 В. Глушков 所写的那些值, 只不过仅是風区长度的根号值罢了。

为着确定某海岸地段泥沙迁移的总量, 需要在提出的公式里对从海上吹来的一切方向的風計算其数值, 并用那种以每 22° 为一組的計算法, 也就是对罗盘每十六分之一进行計算的方法。这个平行四边形合力在海岸綫上的投影表示着“泥沙运动力”, 即表示着相对其它海岸带泥沙移动的速度和方向, 这些海岸带也应该进行这样的作圖。这里 S 和 F 的值是取自于气象資料, 而 D 由圖上量得。在冻结海里, 应从計算中除去海面被复冰的月份。

在引用的著作中对丹麦沿岸 42 个地方的各个方位进行了鉴定并提出了它們的合力圖。尽管公式有着極普通的特征, 圖总归是極清楚的, 并能給予現象特征的正确概念。

但是, 直接按提出的公式并不能确定移动的絕对速度和能量。首先, 其中 K 这个系数是未知的, 也正如作者所指出的那样, K 应该随着海底的傾角、泥沙的粗細、波浪的特征和其他的因素而变化。对于丹麦海岸, 根据自然的观察, 它的值可以为 $1/4$, $1/5$, 但对于任何其它的沿岸带則需要一些新的观察。

这样, 两个作者实际上是同时地發表了相同的見解, 而且 В. Глушков 理解这个問題甚至还要全面些, 因为他注意到考虑泥沙二个方向迁移的重要性。可是, 那个計算泥沙运动“力”的所謂水文-气象法, 反倒冠以 Мунх-петерсен 的名字。他找到了許多門徒, 并且这个問題在以后的波罗的海會議上也討論过。

Р. Кнапс (1938) 的研究給这个問題加进了許多新的內容。他批評了 Мунх-петерсен 的一些原理, 特别是他証明了泥沙迁移对于海岸总变化的巨大意义。Р. Кнапс 有根据地指出, 移动速度不可能与 α 角的余弦值成正比, 他在这个問題上提出了許多創議。其中最好的是, 在公式中添进了正弦与余弦乘积的倍值。如果对風的各个不同方面用圖表进行描繪, 那么它就得出以下的圖表(參閱圖 9)。在上面可以看出, 泥砂运动力的最大值相应于 45° 左右。但是, 具有这种校正的鉴定不可能認為是足够精确的, 因为都知道, 甚至离开大陆以銳角行进的波浪在滨海都能够激起波动, 它返回海岸并造成一定的泥沙运动效应。Р. Кнапс 也介紹了采用从某个点, 从 \sin, \cos 曲綫上的一点作切綫的方式(这个点, 与和海岸成 120° 的風相应。即向大陆时与海岸綫成 30° 的風) 来考虑泥沙运动效应因素的方法。

Кнапс 的以下二个意見是較重要的:

1) 不利用風速平方值而利用立方值, 因为風传给海的动能量决定于風流的能量, 2) 对有風暴气旋特点的海取風区长度的立方根。后来, В. А. Пышкин 也得到后面的結論^[39]。

因此, Р. Кнапс 所改变的泥沙运动力公式就如下:

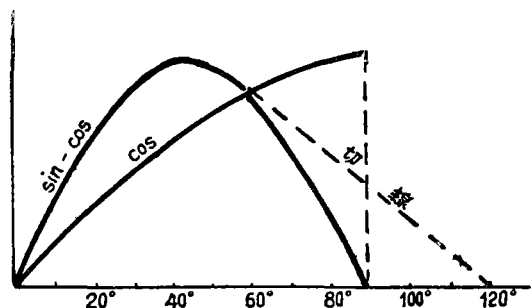


圖 9. 不同角度的 \cos 值及 \sin, \cos 值乘积的圖表。由 120° 点处做得的切綫为 Р. Кнапс 所推荐为着确定偏斜風的泥砂运动作用, 这風由大陆吹来并能引起弱浪。

$$M = KS^3 F \sqrt{D} \cdot 2 \sin \alpha \cdot \cos \alpha.$$

并且其中也包括每个方位角的复冰系数以及考虑波浪离开大陆而进行的系数。

在所有以后的计算中, Р. Кнапс 分别地考虑着从法线向右和向左的泥沙运动力的分量(T_1, T_2)以及它们当作有效泥沙运动力的代数和(T)。法向分力 B 称为“击岸浪”。动能有效向量(E)表示为 $\sqrt{T^2 + B^2}$ 。Р. Кнапс 对波罗的海海港所进行的研究工作有可能做出结论,他所作的公式修改被实际资料证实很好。但是,这个研究表明,在计算时不应该仅依赖泥沙运动力“点的”确定,而必须在泥沙物质供给及强风暴流作用的意义上来考虑海岸相邻地段的相互影响。所以,甚至在这精确的计算中都包含着巨大的假设性因素,这就使得我们要采用其它的方法,首先是地貌法来补充和检查从公式所得到的成果。

在苏联其它的海中也进行了相同的工作,但规模并不大。

Н. Шишов^[40] 做了极有趣的尝试。他试图由泥沙运动力定性的比较描述来进行砂质移动泥沙的绝对容积描述,并且尽管只是在一个个别场合下,但也确定了 Мунх-петерсен 公式的 K 系数, Н. Шишов 以各种形式来采用它: $M = KS^2 F \sqrt{D} \cdot \cos \alpha$ 。为此,曾利用了鄂博斯克海湾(Обская губа)和波罗的海的七个港口资料,这些地方能精确地确定移动泥沙的容积。Шишов 所得出的这个关系图复制在图 10¹上。泥沙容积为 $M = 80 \cdot T^{1.25}$ 米³/年(为着简化计算 T 以“千分质”表示即千分之一)。

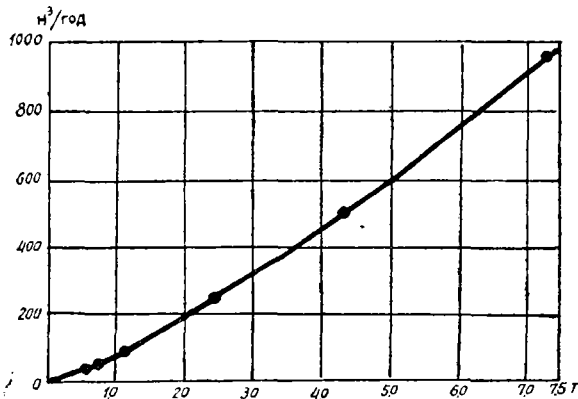


图 10. 沿海岸移动的泥沙容积与“泥沙运动力”值的关系图
(“泥沙运动力”以 0.001T 表示)(按 Н. Шишов)。

而且,这个作者还建议,在浅海条件下给公式加入另一个系数,这系数考虑到某个方向波动的途径上小于 25m 的深度。而在这个著作中提出了许多港口的相应图件,这些港口是处于复杂的地质条件下,那里砂质的海底、海岸地段与不同强度的基岩露头或与冰碛巨砾冲积层交替着。这里,为着确定移动沙的容积,就不得不考虑泥沙的空间和在某种成份岩石破坏时泥沙的“流出”系数。所得的资料,尽管本身是

有意义的,但只有纯区域性的意义。作者亲自警告,以免机械应用他得到的关系,并指出,为此必须准确地知道海底的构造和海岸的冲蚀速度。

在 Кнапс 的著作中,也有关于东波罗的海泥沙流的极有价值的补充资料^[26]。在 В. Зенкович 的著作中对这些流作了制图。(图 11)。特别是,Р. Кнапс 又一次地强调,在砂质海岸处实际上泥沙流可以歪曲海岸变化的规律性,而规律性只有利用风的资料才可得到。

作为 Мунх-петерсен 公式的一个修正, П. Божич 建议仅考虑速度大于 5 米/秒的风^[3]。这无疑是正确的,因为弱风只有微不足道的泥沙运动效应。

最后, В. Пышкин^[39] 修改 Мунх-петерсен 公式使之适用于水库的岸。在这个作者的著作中泥沙运动力以波高的立方和风的总延续时间来表示: $M = Kh^3 t$ 。

按 А. Браславский 法^[5],能极精确地测定出水库中的波高。然后,以我们已知的方法

求得泥沙運動力玫瑰圖的合力。為了獲得它比較精確的有效值, Б. Пышкин 建議結合力乘以 α_s 的余弦值(此角為在波浪破碎帶中海岸綫與波向綫的夾角), α_s 可以與 α_M 極不相同, 也就是不同於在外海里海岸與波向綫的夾角。在著作中提出了根據已知的 α_m 、波高及海岸斜坡基面的深度求 α_s 角的圖表, 這圖表是根據 В. Шулекин 公式的計算得出的。

毫無疑問的, Б. Пышкин 所應用的計算方法比 Мунх-петерсен 所提的方法是較為準確的, 但是, 還忽略了一個重要的情況。 α_s 角愈小, 就有更多的波浪動能消耗在它接近海岸的過程中。

從上面的簡述中可以看出, Мунх-петерсен 的公式顯然需要一系列的重新修正。第一, 從著作中知道, 作者僅僅注意到泥沙在波浪帶和海岸附近的移動。但是, 它的速度, 正如我們上面所見, 不可能與外海波浪的 $\cos \alpha$ 成正比, 而只是在一定的 φ 角¹⁾時才具有最大值。後來, Мунх-петерсен 考慮海岸斜坡以外的海深, 而深度卻限制着波長和波高的加大。在深度小處, 上述的值已不可能正比於風速和風區長度的平方根。終於, 涌浪可以在許多地區起着巨大的作用, 涌浪完全不和該海岸處風的動態有關。

最後, 我們指出, Мунх-петерсен 法僅在 1950 年才傳至海外, 他的著作在那兒作為美國海岸局通報的一個專刊 (Beach Erosion Board; Bull. T. 4, No. 4, 1950) 而刊載, 並受到極好的評論。

不久前, 在蘇聯以廣泛的綜合性方法進行了泥沙流的研究工作, 這個方法不僅考慮到“泥沙運動力”的方向, 而且也考慮到許多我們應該熟悉的泥沙流的其他特性。

在波或波和流同時作用下, 沿海岸和海底斜坡移動的泥沙團稱之為波場中的泥沙流。一般泥沙在一些流的作用下可以移動, 但在這種情況下它們的運動是服從於沿着水底斜坡的河床的規律; 而在海的條件下恰好是波浪, 在它的一定的作用過程中造成它性質上的特點並賦予它以完全特別的特徵。

可以把泥沙流看作或者是在某瞬間所出現的水流和波浪所作用的結果, 或者是对某海岸綫一個任定期中的普通水流或普通波浪所作用的結果。泥沙流可占據水下斜坡的整個寬度和海濱的水上部份或者僅是它們的一部份。後者可能或者是由大小物質的缺乏所引起。

泥沙流有着以下的特性:

(1) 容量 波和流在單位時間內能夠動的泥沙的最大數量。泥沙流的容量依波浪的

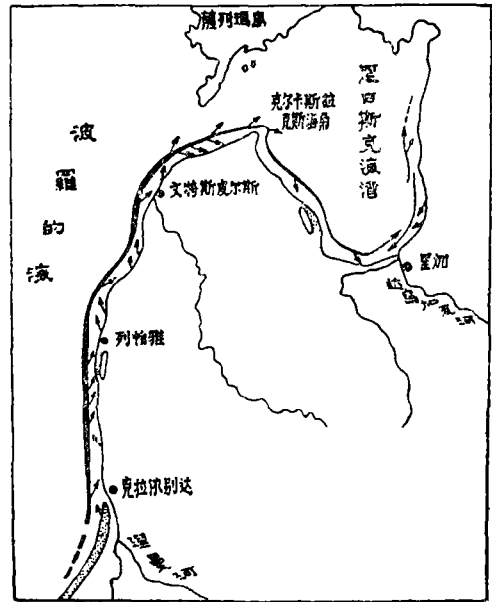


圖 11. 波羅的海東部砂質泥沙流圖。(按 Р. Кнапс)

1) φ 角是波向綫(或波動合力)方向與海岸綫之間的夾角, φ 角可以保證移動的最大速度(φ 值近於 45°)。

方向和能量而变化,这种波浪是推向海岸或推向水下斜坡的某个層位。容量一方面对于海岸或該等深綫所組成的不同角度是不同的,另一方面,对于波向所造成的不同角度亦是不同的。在与 φ 角相符时,容量最大;这个角無論是增大或是减小,容积都降低。如果我們对一个长时期泥沙流的平均容量感兴趣,那么,就应该考虑波浪变化的合力值(用假設的单位)及它的方向。泥沙流容量的概念与 Мунх-петерсен 的以及上面已提到的其他作者的“泥沙运动力”的合力是相符合的。

(2) 如果波浪有可能擷取它所能移动的全部泥沙量,即泥沙流就是飽和的。在飽和的泥沙流中,波浪的全部能量消耗在运动和物質移动上。消耗在运动上和消耗在物質移动上的能量之間的关系是不同的,并决定于波的传播角。当这个角对于某个層位或海岸近于零时,能量的最大可能部份就消耗在移动上。相反地,如果角等于 90° ,全部的能量就只消耗在物質的运动上,在这种情况下移动等于零。

在缺少負荷时,泥沙流不飽和,并且波浪的一部份能量可以消耗来破坏海岸或在水下斜坡上的基岩。由上述可見,在有海滨和整个水下斜坡的海岸处,(这种斜坡上复盖着某种力量的波浪所使之运动的泥沙),泥沙流总是飽和的。海底或拍岸浪带的基岩地段常是泥沙流不飽和的証明物。一定力量的波浪所不能使之运动的粗碎屑物質証明了,在这时泥沙流在該水平層上是不飽和的。

(3) 泥沙流的量率——这是在单位時間內通过某断面的物質量,它和泥沙流是否飽和無关。可以研究某瞬間的泥沙流的飽和度和量率,也可以研究任意時間間段中的泥沙流的飽和度和量率。

如果在任何原因影响下某种量率的不飽和泥沙流的容量降低,那么它的不飽和性在保持同样的量率时就可以增加;而如果飽和的泥沙流的容量降低,那么波浪已不能移动原来的全部物質量,有一部分就沉降下来,堆积在水底斜坡上或靠近海岸边;同时,泥沙流的量率也相应地下降,尽管他还繼續保持飽和。

如果飽和的泥沙流的容量增加,那么在海滨和水底斜坡上有足够数量的碎屑物質时,它就可以保持飽和,但却加大了自己的量率;而如果物質的数量有限,那么就会發生載荷的缺乏,波浪的部份能量也就可能消耗在磨蝕作用上。

(4) 泥沙流的延距性,即泥沙質点从形成的泥沙流使它开始波动的地方起,自然地传至移动物質最終堆积处止的最大距离。可見,严格地說来,泥沙流的延距性和它其他的特性是無关的。在确定它时总是在确定泥沙流的产生地上發生一些困难。在有一定的容量时,在極长的海岸地段,泥沙流有着等于零的量率或極微小的量率。这就是說,只有在稀有的、长期的偏斜風暴时,部分泥沙可以沿着光秃的海岸和岩底海滨而移动并且后来納入泥沙流中。在这样的情况下,最好还是将那些具有稳定的海滨带或某种固結的泥砂复盖物的一些地点看作是泥沙流的起始处。

在無泥沙流的海岸处,可以討論封閉状迁移發源地的延距。

在某些情况下,我們可以对上面所提的特征进行定性。只有对飽和的泥沙流才能确定容量值(按其量率)。其中最大的,对于砂質泥沙流是十万到亿立方米/年的泥沙团,对于砾質的是十万立方米/年的。例如:近索奇处定出了 $30000 \text{ 米}^3/\text{年}$ 的流量率和容量,而近巴士姆(Батум), $70000 \text{ 米}^3/\text{年}$ 。所以,在砂質海岸处波浪的“有效作用系数”約为上述的

大小。这是因为,沙是在水極其小的运动速度下传送的,而这个地方的水底斜坡相当的寬。混合海岸(砂-砾成份的),很明显地,有着中間值。

在地貌研究时,泥沙流的延距一般容易进行鑒定,它常是極其多样化的。沿平滑状的海岸它可以达到几百甚至几千公里。相反地,港灣状的和縫合綫状的海灣一般有着从海角至灣極点的短的泥沙流。輪廓不平滑的海岸在这方面表现出最大的复杂性。在那些地方,海岸綫方向不大的变化有时却引起泥沙流的幅散和幅合現象。

在第一种情况下常可以确定,两个泥沙流怎样在相反的方向上从一个剝蝕的海岸地段或由底部供給物質的地段分散开来。西堪察加的突弧是二个泥沙流幅散的最有趣的例子(А. Владимиров)。在这个弧的 600 公里的延長綫上,西北和西南風的風区长度变化着。除此外,在春季和秋季时期,海北部的弧急剧地減低着西北風的影响。因此,比較少見的西南風就在弧西北段占优势。

两个泥沙流的幅合是 Гершанович и Забелина 在鄂霍茨克海西北角根据矿物資料所确定的^[9]。在海岸綫方向急剧变化的地方,有时海岸常在轉折点的二边被二个方向相对的不同波浪系統所作用。那时,在幅散点处就形成巨大的堆积形态,它并向港外增长。

Мунх-петерсен 公式在苏联大多数海中好像是不能被应用,因为我們的海極深、極寬闊,并且在其海岸附近的大部份波动是涌浪。除此外,在山区中,海岸站的資料并不能表示海中部的風的动态。

所以,当純粹实用时,需要根据黑海高加索海岸砾質泥沙流得出精确的計算,А. Жданов 提出了确定波浪变化能量含量的方法^[10],这方法是在一年內,或一个长的時間內,直接对波浪参数进行定期观察的基础上建立起来的。在計算时要确定出某級波浪参数的平均質并确定出它們的能量系数(周期除波高平方与波长的乘积)^[11],并且还要选择測量能量的假設单位(А. Жданов 取二个波浪級的能量为一个假設单位)。然后,按一切方位来綜合观察的結果并用作圖法来求出它們的合力。

后来,А. Жданov 法曾在許多情况下为 Б. Попов^[38] 所校正,对于砾質海岸可以将它視作是可靠的。由于海底地形的多样性(水底沙壩)及波浪在浅水处通行时其参数急剧而又反复的变化,在砂質海岸处的情况就是極其复杂的了^[11]。在砂質海岸斜坡范围以外測量暴風浪的参数由于距离較远在技术上很复杂,而为此在靠近海岸处选择任何特征帶就可能混淆了各种地区的条件的多样性。所以,对于砂質流以直接观察法来求动量含量的問題在今天仍然是未解决的。

为了分析海岸动力学,合力“結構”也有着極大的意义,就是說,在“結構”中風力、風时和風向不同的分布有着極大的意义。这与泥沙迁移問題有着直接的关系。实际上向海岸垂直的任何一个合力箭头都可以与各种不同动态的地区相应。在这个地区与法綫方向偏差小的風系可以盛行(我們說的是东北風和西北風)。在另外的地区我們遇到急剧的从与海岸平行到垂直的变化方向。最后,也可能存在着盛行二种几乎彼此相反的風系的情况。(在某种情况下是东南偏东風和西南偏西風)。泥沙迁移在第一种情况下值最小,在后一种情况值最大。

为着对进港航道的淤积条件进行評价,必須对个别强風暴的絕對風时或偏斜方向波动的盛行期有个認識。仅在偏斜方位波浪运动时泥沙沉积物才推向进港堤首。在正常的

波动时,泥沙体沿着海港的二边被海“挤”回至岸边并沿着海岸铺平。所以,如果一个任何方向的風間断地整整吹了一季,那么,那个海港将遭到的淤塞,比較海港在同一合力情况下但是風暴方向經常改变时就要大一些。

我們还不会以数学方式来表达相同的規律性,但是,已提出来的想法迫使我們不仅要采用“泥沙运动力”假設单位来工作,而且还要研究它們的風或波的玫瑰圖分量。

研究了砾石移动的速度并得到了波浪变化的能量合力后, A. Жданов 也提出了进一步用定期观察求砾質泥沙流的量率绝对值的任务。对于这个,还没有接触到最重要的环节——关于在速度一定的每种流动时、移动砾石的数量概念。为了这个目的,在和确定砾石分散圖(見圖 5)的同时,曾提出了“活动層”厚度的研究工作,即研究在每次風暴时进行运动的那个砾石層。

通过整个海滨和水面綫下击岸浪带的剖面,每隔二米,装置了专门的水准尺。它們是插入海滨基部泥土中的金屬軸杆,基部有底座的、比較細的水准尺能沿軸杆在特制的环套上进行上下的移动。在好天气时,活动的水准尺立在海滨面上而且它們首部的高度一致。随着波浪对海滨的剝蝕程度,水准尺沿軸杆下滑并停在最低的标志处。漸沉寂的風暴又重新把砾石扔向海滨并把水准尺的基底埋在砾石層中。但是,重复的水准測量就能表明它們下沉了多少。在索奇区,在强烈的風暴时,靠近水面綫分布的水准尺几乎下沉了一米半,而寬 30 米的海滨活动層断面(水上部份)达到 29 平方米。所以,現在可以确定,每次活动的量率就是活动断面与已标定的砾石所走的距离之乘积。一年內,一切活动的代数有可能确定被观察断面的泥沙流的量率。根据已进行的观察,A. Жданov 編出有意义的泥沙流昼夜量率和 $h \sin \alpha_{cp}$ 相比的关系圖。(圖 12)。我們發現,昼夜活动最大值为 1700 米³/昼夜。

尽管在采用这个方法时做了許多假定,但得出的結果 (32100 米³/年)与用計算方法

确定从索奇港防波堤真正堆向西北方的砾質泥沙值 (24—32 × 100 米³/年)很相近。

同时需要指出,海滨剝蝕層与整个風暴期內移动層的对比显然是任意的。海滨的改建可以很快地进行,而后,在一个长时期中,縱向移动将無任何剖面变化地进行着。这里,正如我們所指出的,总厚 1—2 个砾石的層移动着。然后,在風暴减弱时,剖面就很快的恢复了。完全不能設想,一米的砾石層能立即运动。所以对上述的計算,研究岩層准确的厚度是比較有价值的,在

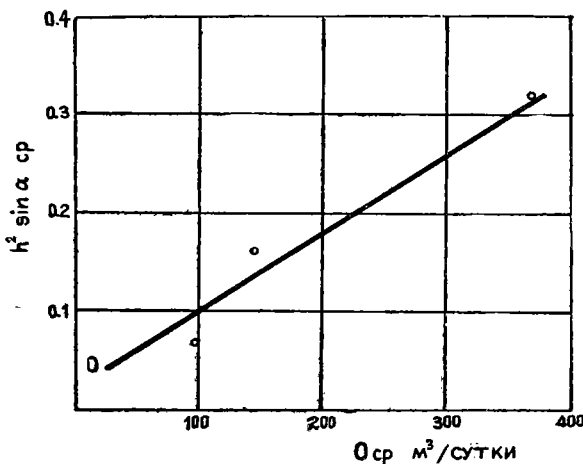


圖 12. 砾石移动的容量和波浪能量及前进角間的关系。(平均資料)(按 Жданov)。

該参数波浪作用时期,不同大小的砾石移动着。但是,由于在击岸浪带进行相同工作的巨大复杂性,我們还没有那些資料。

在海岸的區域研究時，泥沙流的研究是以不同方法進行的。首先從氣象資料和圖的分析可得出它們可能存在的指示。在某方向風占優勢的地方或某方向風區也大大超過其他的地方(長條狀的或一般不對稱狀的海)，如果只要海岸綫極平坦並且在沿岸處有泥沙儲存或它流入的源地，那麼我們就可期待看到泥沙流。

堆積形態，正就是一切得到縱向供應的形態，他們就是泥沙流存在的直接指示。這些形態的面積和容積形成了關於泥沙流相對量率的概念。如果對堆積形態有詳細的、連續測量的地形圖，其間隔即或是幾年一次，那麼比較一下這些圖就可以得到泥沙流絕對量率的資料。P. Revelis 對這個舉了一個極好的例子，這是對於由南向北至里日斯克海灣(Зелив Рижский)河口流動的東波羅的海的泥沙流。這裡形成了巨大的柯爾卡斯拉克斯(Колкасаге)泥沙半島。1925 和 1935 年詳圖的對比證明，泥沙每年增長約一億立方米。這個泥沙流那樣大的量率值是在分析文特皮爾斯克港(Вентспилский порт)航道的淤塞性時所得出的，該港位於柯爾卡斯拉克斯以南 85 公里(沿流的上游)。

對任何一個地區在泥沙組成中發現特殊的礦物或岩石，有時發現動物群或某種其他的特征物體時，從而就經常可能判斷泥沙流的規模及存在與否。可以把研究泥沙流的岩石學法認為是基本的方法之一。其中也包括泥沙質點大小和它的特性(渾圓度、粗糙度、分選性等)的研究。我們來舉個例子。

E. Невеский 研究中里海西部海岸沙中的礦物成份，從而確定了二個方向相反的泥沙流之存在，泥沙流的輻散區靠近沙木爾河(Р. Самур)河口^[30](圖 13)。沙木爾含有精化輝石礦物複合體的沖積層，在基體部位向南錯動。北方泥沙流從一系列具有特征礦物——海綠石和雲母的小河取得供應。泥沙流從蘇拉克河(Р. Сулак)河口急劇地加大自己的量率，河帶出大量最細的泥質頁岩碎屑。最大的阿喀拉汗斯喀砂嘴(長 54 公里)就是由這些泥沙流所構成。

Д. Гершанович 和 Э. Забелина 以同樣的方法研究了鄂霍茨克海西北角的砂質流並確定了靠近庫赫土(Кухтуй)河口及鄂霍塔(Охота)河口的砂質流的輻合地段^[9]。

作者和 Ю. Кашин 採用岩石學法在黑海岸研究了大高加索的礫質流^[25]。這裡，白色的白雲母花崗岩是特致的岩石類型，它只發現在沙黑(Шахе)河流域。現在這種石頭從它的河口抵達皮澤恩特斯基(Пицундский)砂嘴(距離 110 公里)。

A. Живаго 根據阿布哈集亞(Абхазия)和阿扎里亞(Ад-жария)的礫質流得到相同的材料^[18]。

顯然，每個泥沙流或二個方向上遷移的源地在整個空間上並沒有相同的特征，除此以外，它還在時間上變化。這就有可能討論泥沙流的一定動態，這動態是由于該水盆地區水文氣象現象變化的結果也是由于沿岸帶的形態和地形之特性所引起。由沖積物質供給而形成的泥沙流的動態在顯著的程度上也反映着這些河流流域的自然地理現象之過程。

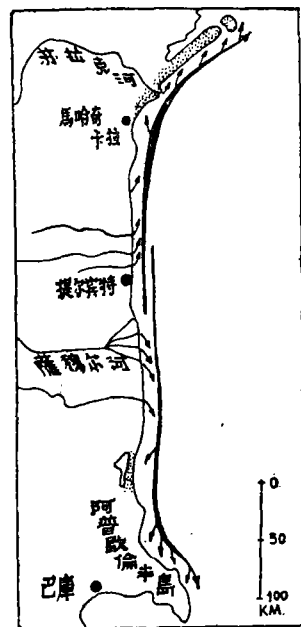


圖 13. 中里海達格斯坦斯克(Дагестанский)海岸的砂質流。(根據 E. Невеский)。

由于研究的不足，泥沙流动态(及移动源地)的概念还没有明确的定义，尽管这个问题毫无疑问地有着重要的理论意义和实际意义。所以，现在我們只可能讨论，在不同海岸区进行研究时所出现的动态的个别要素。

А. Жданов 在索奇附近所进行的长期观察证明，不仅合力方位角的值一年年地在变化，而且它在海岸上的投影方向在某几年中也可以成为方向相反的^[16]。例如，在1951—1952年，当“巴图姆斯克”(Батумский)风暴(南和东南向的)盛行时，全部泥沙都流向与长期流相反的方向。这在许多建筑物的北方造成了泥沙的堆积，原来这些地方从来没有过泥沙堆积。但是，那种异常带有暂时性，而它作用的结果在最近几年来在消失着。

Г. Аксентьев 在敖德萨区得到了很好的证明资料。在二个分布相近的、海岸出露程度不同的点上，在4年中进行了详细的波浪观察。在这个时期内合力值的变化超过二倍，而它方位角的偏差幅度在第一点处为 15° ，第二点处为 9.5° 。

当然，合力的上述变化决定着泥沙流的容量、饱和度和量率之相应变动。这些在时间上的变化对于海岸动力学(冲蚀和堆积过程)以及各种水工建筑的应用上引起极大的影响。从已提出的资料也可以得出结论，为着对比海岸上各种不同地段占优势的条件，希望利用一些尽可能的长期观察，而限于1—2年。Н. Шишов 分析了波罗的海的资料也得出相同的结论^[40]。

合力值的变化反映着范围在巨大区域内的海“风暴性”的变化。因此，海底和海岸冲蚀产物所形成的泥沙流就可以遭到物质供给上的巨大波动，亦即饱和度的变动。由于洪水泛滥之故，获得冲积物质的泥沙流受到更大的、但短时间的(季节性的)、饱和度的波动。

泥沙流特征的空间变化也是重要的。它与海岸的方向不同有关，与供应点及供应源地的位置以及粗粒泥沙的磨损有关。用黑海高加索海岸的例子能最好地认识这些现象^[21, 22]。索奇海岸以北有几个不大的突起(乌奇-德列，达加美思海角等)。海岸线的方位角在海角的南部作 $95^\circ—103^\circ$ 范围内的变化，而向北则在 $147^\circ—165^\circ$ 内变化(见图14)。在第一种地区砾质海滨又极大地扩张，有时达到40—50米。相应地，在第一种情况时，基岩海岸的冲蚀极激烈，而第二种情况，悬岩是已消失的。

上述地段是处于不同的波浪接近条件下。北部地段几乎与合力成垂直并且它的流容量小。但是，在与合力成锐角的南部地段，泥沙移动速度最大。因为在全区流着同一种泥沙流，所以为保持相同的量率，在南部地段的泥沙流应该是极不饱和的，这可由海滨的狭窄甚至它完全没有而证实。除此以外，潜水的研究还证明，这里即或是在海底也没有泥沙复盖层。所以，只有在长期的和强烈的“新俄罗斯的”风暴时，泥沙才通过这些地段，并且这里的泥沙极多。这里在一年中的其他时间内，泥沙流是中断的。

砾质物质的磨损可以在短距离内很快地减低流量率，因为在

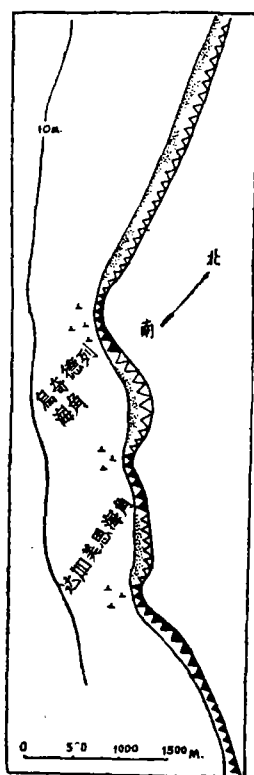


图 14. 乌奇-德列和达加美思海角处海岸结构。指向海的箭头是波浪动态合力的方向。点是砾质海滨。黑的和白的三角是活动的和已消失的悬岩。(根据 В. П. Зенкович)。

海濱活動帶(就是不斷地處於岸浪帶的地方)每年損耗達礫石總容積的 20%。物質沿着陡立的水下斜坡向巨深處的“崩落”可以是損耗的第二個原因。

如上所指，在河口附近於激烈的沖蝕地段或底部物質部份供給地段，流量率增加着。

所以，在泥沙流的區域內，它的特徵可以由於一系列的原因在時間上和空間上顯著地進行變化。由此可得出結論，考慮到物質的耗損也考慮到其不同源地的新供給而進行區域性研究時，泥沙流的研究絕不能用“點的”方法來進行。

認識泥沙流的物質供給源地及其損耗的條件對於一定的海岸地段可以確定泥沙的平衡。實用上這是很重要的，因為它有可能來確定建築材料用的泥沙的允許省略數或者人為地影響海岸動力，改變一切收支項目。由於必需在 100 公里長的圖阿浦謝-阿德列爾(Туапсе-Адлер)海岸上設計海岸加固工程對 А. Жданов 提出了確定平衡的任務^[6]。這裡收入的項目從沖積物質收入的約 50×1000 米³/年，從沖蝕產物收入的約 10×1000 米³/年。後者的來源在最近幾年來急劇地縮減，因為有 20 公里多的海岸上對最活動的地段建起了防止沖蝕的牆。物質不沿着海岸而供給，因為圖阿浦謝以南分布着極其突出的柯道什(Кодош)海角，它是泥沙遷移的分界點。

支出的項目為：泥沙流的流出 27×1000 米³/年和磨損 73×1000 米³/年。所以，根據自然的動態已觀察到泥沙有約 40×1000 米³/年的赤字，這使我們可以預料在最近幾年中海濱將要縮減，沖蝕將要加強。但是對它還要加上建築礫石的省略數，它消耗到 60×1000 米³/年並且急劇地加大着泥沙的赤字。由此，極其明顯地，必須禁止運出礫石。

根據上面的簡述我們現在來總結一下基本結論。

沿着平整的海岸可以有在極大距離上一致的泥沙流。泥沙流的產地可以是一條河或幾條河的河口，或者是激烈的海岸沖蝕帶。有時，泥沙流也由海底拋起的物質組成。那種純粹的現象可以在亞速夫海觀察到。那里東部海岸的泥沙流僅帶着海產貝殼。在其距離上泥沙流可以改變變率，也可改變容量，而後，則改變飽和程度。物質在磨損上的經常損耗可以被河流的搬運或基岩岸的沖蝕所補充。

隨着容量的變化(容量的變動決定於深度的、斜坡角度的、或水盆地形態的整體以及海岸方向的變化)，海岸可以在一個地方遭到沖蝕，而在另一個地方由於物質的堆積而增長，在第三個地方仍保持穩定。泥沙流可以轉入底部位置並返回。在一切相同的變化時，當礫石或砂岩從泥沙流的起端還自然地流至某海岸處時，泥沙流仍是一致的，不間斷的。在這個距離上，泥沙流的定性(物質成份)和定量的特徵可以在極大的範圍內變化。

泥沙流在時間上也不能是不變化的。在同一個地方，由於水文-氣象的變化，物質可以以不同的速度進行移動並且甚至在相反的方向上進行移動。這些變化可以有極其多種多樣的周期性，有每日的，有每年的……等，但是，泥沙流運動的最終總周期仍是同以前一樣。

在漂礫-礫石質流中，物質體不總是穩定的，而是不斷地重新開始運動，同時，在沖蝕與磨損的速率間進行着嚴格的平衡作用。由於流的運動之變化，在一定地方形成的物質可以產生擴散，而它的某些部份是在與總的方向相反的方向上進行移動。(金翔龍譯)

参 考 文 献

- [1] Айбулатов Н. А., 1957. Новые исследования перемещения песчаных наносов в море. *Инд. Бюллетень Океанографич. комиссии АН СССР* № 1.
- [2] Белов Н. А., 1938. О движении гальки в лимонской бухте. учен. Записки мор. Гос. универс. № 19.
- [3] Божич П. К. и Н. Н. Джунковский, 1949. морское волнение и его действия на сооружения и берега. машстройиздат Москва.
- [4] Болдырев В. Л., 1956. Опыт применения "меченого" песка для изучения заносимости. *Тр. Союзморпроекта ММФ*, № 3.
- [5] Браславский А. П., 1952. Расчет ветровых волн. *Тр. Гос. Гидрол. ин-та вып 35 (89) Ленинград.*
- [6] Вершинский Н. В., 1954. Современные электрические приборы для исследования волнения. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 10.*
- [7] Вершинский Н. В. и А. П. Кестнер, 1956. Прибрежные электрические волнографы. *Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР, № 1.*
- [8] Владимиров А. Т., 1953. Некоторые данные по скорости продольного берегового перемещения гальки. *Тр. Ин-та Океанологии т. 7.*
- [9] Гершанович Д. Е. и Э. К. Забелина, 1957. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега в районе Охотска. *Тр. Гос. Океаногр. Ин-та, вып. 34.*
- [10] Глушков В. Г., 1934. Розы влияния ветра, вектор миграции и векторлобового воздействия. Сборник. Гос Гидр. Ин-та "За рационализацию гидрологии" Ленинград.
- [11] Егоров Е. Н., 1954. Некоторые особенности волнения и волнских течений в зоне полуврльных валов. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, т. 8.*
- [12] Егоров Е. Н., 1956. Некоторые черты динамики отлогого аккумулятивного берега. *Тр. Ин-та Географии АН СССР, № 68.*
- [13] Егоров Е. Н. и В. А. Попов, 1957. Опыт сооружения подвешной канатной дорожки для изучения движения наносов у морских берегов. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 28.*
- [14] Жданов А. М., 1951. Определение энергетической равнодействующей волнового режима морского побережья. Известия АН СССР, сер. Геогр. и Гесфиз. № 1.
- [15] Жданов А. М., 1951. Определение мощности потока наносов непосредственными наблюдениями. *Изв. АН СССР, сер. Геофиз., № 2.*
- [16] Жданов А. М., 1953. Защита морского берега при помощи поперечных сооружений удерживающих наносы. Моск. Инженерностроит. Ин-т (авториферат диссертации).
- [17] Жданов А. М. 1954. Конструирование и расчет берегоукрепительных сооружений на основе закономерностей динамики берега. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, т. 10.*
- [18] Живаго А. В., 1951. Изучение прибрежных потоков наносов Кавказа. Пробл. Физич. Географ. Ин-т Геогр. АН СССР, № 17.
- [19] Зенкович В. П., 1946. Динамика и морфология морских берегов. Москва.
- [20] Зенкович В. П., 1946. К вопросу об изучении динамики морских берегов. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, т. 1.*
- [21] Зенкович В. П., 1948. Потоки береговых наносов Кавказского побережья Черного моря. *Докл. АН СССР, т. 60. №2.*
- [22] Зенкович В. П., 1956. Потоки наносов вдоль советских берегов Черного моря. *Тр. Союзморпроекта ММФ*, № 3.
- [23] Зенкович В. П., 1957. Об исследовании перемещения песчаных наносов *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, т. 21.*
- [24] Зенкович В. П. и В. И. Буданов, 1948. О деформации трохидальной волны у берега. *Метеор. и Гидрология*, № 6.
- [25] Зенкович В. П. и Ю. С. Кашин, 1949. Перемещение гальки вдоль Кавказского берега Черного моря. *Метеор. и Гидрол.* № 5.
- [26] Кнапс Р. Я., 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. *Изв. АН Латв. ССР, № 6 (59).*
- [27] Кнапс Р. Я., 1955. О заносимости портов на песчаных берегах. *Морск. флот*, № 4.
- [28] Леонтьев О. К., 1955. Морфология морских берегов и дна. Москва.
- [29] Леонтьев В. В., 1954. О распределении придонных скоростей воды в береговой зоне. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 10.*

- [30] Лонгинов В. В., 1956. О возможности непосредственного изучения наносодвижущего действия волнения. *Тр. Океанограф. Комиссии АН СССР, т. 1.*
- [31] Лонгинов В. В., 1957. Некоторые наблюдения над деформацией волны в береговой зоне в придонных условиях. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 21.*
- [32] Лонгинов В. В., 1957. Опыт определения наносодвижущего действия по данным наблюдений над трансформацией волн в береговой зоне. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 28.*
- [33] Медведев В. С., 1956. и Айбулатов А. Н. Применение "меченого" песка для изучения перемещения морских наносов. *Изв АН СССР, сер. Географ. № 4.*
- [34] Медведев В. С. и Н. А. Айбулатов, 1957. Изучение динамики отмелого песчаного берега с помощью люминофоров и повесной дорожки. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 28.*
- [35] Мунх-Петерсен И. 1934. Движение наносов вдоль берегов безливных морей. 1У Гидрол. Конфер. Балтийских стран, 1933. Ленинград.
- [36] Невесский Е. Н., 1953. Перемещение песчаных наносов вдоль берега среднего Каспия. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 7.*
- [37] Патрикеев В. В., 1949. Опыт количественного учета перемещения береговых наносов. Вестник Моск. Гос. Универс. № 8.
- [38] Попов Б. А., 1956. Об определении энергетической равнодействующей волнового режима. *Тр. Океанограф. Комиссии АН СССР, т. 1.*
- [39] Пышкин Б. А., 1954. Вопросы динамики берегов водохранилищ. АН Укр.ССР, Киев.
- [40] Шишов Н. Д., 1956. Метод расчета мощности потока песчаных наносов в морях и больших озерах. Тр. Союзморпроекта ММФ, № 3.
- [41] Шуляк, Б. А., 1957. К вопросу о динамике песчаных микроформ в береговой зоне моря. *Тр. Ин-та Океанологии АН СССР т. 28.*
- [42] Bruun P., 1953. Breakwaters for coastal protection. XVIII-th Intern. Navigation Congr. Rome, 1953, sect. II.
- [43] Bruun P., 1954. Coast stability. Kobenhavn.
- [44] Bülov K. von, 1954. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee. Berlin.
- [45] Guilcher A., 1954. Morphologie littorale et sousmarine. Paris.
- [46] Inose Sh. and N. Shiraishi, 1956. Measurement of littoral drift by radioisotopes. Dock and Harbour Auth. Jan. 1956. London.
- [47] Knaps R., 1938. Prüfung der Formel von Munch-Petersen über Material-wanderung an der lettischen Küste. VI Balt. Hydrol. Konf. Berlin.
- [48] Revelis P., 1938. Materialwanderung an der lettischen Küste. VI Balt. Hydrol. Konf. Berlin.
- [49] Zenkovičs V., 1954. Juras krasts. Riga.

本文作者簡介

曾科維奇教授(Проф. В. П. Зенкович)是地理学博士、苏联海岸动力形态学的創始人,現任苏联科学院海洋研究所海岸动力及形态研究室主任。曾科維奇教授从事海岸动力形态学的研究工作已将近 30 年,是斯大林奖金的获得者,著有“海岸动力学与形态学”(Берегов Динамик и Морфологий, 1946)一書。他是第一个把动力学的原理应用于海岸浸蚀与泥沙运动的規律上,使海岸的研究工作大大地向前推进了一步。他的研究成果帮助有关部门解决海港淤塞問題,对选择海港基址等有关海港建設工作作出了卓越的贡献。曾科維奇教授和他所领导的科学工作者正在大力开展对全苏海岸的研究。

海岸动力形态学在我国还是一个空白点。目前在我国的海港建設事業上,已經存在着一些重要的問題急需解决,如某些現有海港港道的淤塞,已严重地危害了交通航运,每年付出的疏浚費用浩大,業務部門已經向有关科学研究部門提出了迫切需要解决的要求。因此,必須尽速开展海岸动力形态学的研究,才能在旧港的修改、疏浚和新港的修筑上提供必要的科学資料。为帮助我国开展海岸动力形态学的研究工作,曾科維奇教授应本刊的邀請,撰写了“近岸带泥沙的移动及其研究”一文,扼要地介绍了他本人和苏联其他学者关于近岸的研究及研究的一些成果,讓讀者認識各种泥沙的运动和分布規律,在运动中的特性,并在此基础上提出了最有利的研究方法。我們相信,这篇总结性的論文对我国海岸动力形态学研究工作的深入开展是具有重要指导意义的。(編者)

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ И ЕГО ИЗУЧЕНИЕ

(РЕЗЮМЕ)

В. П. ЗЕНКОВИЧ

(Институт Океанологии АН СССР)

Автор дает определения ряда понятий касающихся состава и свойств морских прибрежных наносов и описывает процессы их движения и перемещения при действии волн и течений. Охарактеризованы новые исследования советских ученых: (1) По асимметрии придонных волновых колебаний воды; (2) По применению люминофорных красителей для прослеживания песка; (3) По определению равнодействующей волнового режима, и некоторые другие.

Особое внимание автор уделяет вопросу о миграциях и потоках наносов, как явлению определяющему заносимость морских каналов и портов. Приведен ряд примеров изучения потоков наносов (с применением гидро-метеорологического, геоморфологического и литологического методов) и полученных при этом результатов. В заключение дана библиография работ советских ученых по затронутым вопросам.

Объяснения к рисункам

- Рис. 1. Средние величины асимметрий внутренних свойств волны мелководья. a_T — отношение длин гребня и ложбины волны на поверхности моря; a_L — отношение длительностей действия прямого и обратного потоков воды; a_p — асимметрии средних давлений; a_p^m — асимметрии максимальных давлений; a_p^t — асимметрии переносов воды через точку наблюдения. По горизонтали отложены условные высоты волны ($\frac{H}{10^2}$). По вертикали — величины асимметрий. Целые числа показывают положительную асимметрию (на правленную в сторону берега), дробные числа — отрицательные асимметрии (по В. Лонгинову).
- Рис. 2. Пример осциллограммы с записью трех приборов ВДК (датчики волновых давлений) и двух волнографов (Р). Цифры у кривых указывают глубину постановки прибора в штормах. Масштаб графиков не одинаков. Горизонтальный масштаб времени указан полусекундными делениями.
- Рис. 3. График распределения условных суммарных импульсов для одной точки дна (по В. Лонгинову).
- Рис. 4. Кривые распределения суммарных условных импульсов на отмеле и на приглубом дне. Для каждого створа приведено по три точки наблюдения, глубина которых указана у соответствующих кривых (по В. Лонгинову).
- Рис. 5. Положение полей рассеивания окрашенной гальки для 7 последовательных наблюдений. x — ширина зоны наката волны в шторм предшествовавший каждому наблюдению. Волнением, предшествовавшим наблюдению 7, была сдвинута в зону рассеивания галька занимавшая ранее заштрихованные площади диаграммы. Абсцисса общего центра тяжести этих площадей состава: (по А. Жланову).
- Рис. 6. График зависимости смещения центров тяжести площадей рассеивания от высоты и угла подхода волн (по А. Жланову) (α — угол между лучем волны и нормалью к берегу).
- Рис. 7. График продольного перемещения объемов песка в различных зонах дна при слабых и умеренных волнениях (2-3 балла). V — средние величины скоростей поверхностного течения. Заштрихованные площади и цифры в них показывают перемещение песка в кубаметрах в час через соответствующие зоны. (по Н. Айбулатову).
- Рис. 8. График продольного перемещения песка при сильных волнениях (4-5 баллов). Обозначения см. 7 (по Н. Айбулатову).
- Рис. 9. Диаграмма величины \cos и произведения \sin, \cos при различных углах. Касательная проведенная от точки 120° рекомендуется Р. Кнапсом для определения наносодвижущего действия косых ветров, дующих со стороны суши и возбуждающих слабую волну.
- Рис. 10. График зависимости объемов перемещаемого вдоль берега песка от величины "наносодвижущей силы" (выраженной в 0.001 Т) (по Н. Шишову)
- Рис. 11. Картограмма потоков песчаных наносов восточной части Балтийского моря (по Р. Кнапсу)
- Рис. 12. Зависимость перемещаемых объемов гальки от энергии и угла подхода волны (средние данные) (по А. Жланову)
- Рис. 13. Песчаные потоки Дагестанского берега среднего Каспия (по Е. Невесскому)
- Рис. 14. Строение берега у мысов уч-Дэле и Дагомыс. Стрелка в море направление равнодействующей волнового режима. Точки-галечный пляж. Черные и белые треугольнички — активный и отмерший клиф. (по В. П. Зенковичу)