

分类号:           K90            
密 级:           公开          

单位代码:           10451            
学 号:           2017110136          

鲁 东 大 学

## 学 术 硕 士 学 位 论 文



论文题目: 黄河入海泥沙减少对潮滩地貌冲  
淤影响的物理模型研究

作者姓名: 伊锋

指导教师姓名职称	<u>          王庆教授          </u>
学科专业名称	<u>          地理学          </u>
研 究 方 向	<u>          河口海岸过程分析与应用          </u>
论 文 答 辩 日 期	<u>          2020年5月18日          </u>
答 辩 委 员 会 主 席	<u>          侯西勇 研究员          </u>

鲁东大学硕士学位论文

黄河入海泥沙减少对潮滩地貌  
冲淤影响的物理模型研究

作者姓名： 伊锋

指导教师： 王庆 教授

学科专业： 地理学

研究方向： 河口海岸过程分析与应用

鲁东大学资源与环境工程学院

二〇二〇年五月

A Thesis Submitted to Ludong University  
for the Degree of Master

**Study on Physical Model of tidal  
flat development response to the  
reduction of the Yellow River  
sediment into sea**

M. D. Candidate: Yi Feng

Supervisor: Wang Qing

Major: Geography

Research Interests: Analysis and Application of  
Estuarine and Coastal Process

School of Resources and Environmental Engineering,  
Ludong University

**May, 2020**

# 学位论文原创性声明和使用授权说明

## 学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的论文是本人在导师的指导下独立进行研究所取得的研究成果。除了文中特别加以标注引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写的成果作品。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律后果由本人承担。

作者签名：



日期：2020年5月17日

## 学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，同意学校保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅。本人授权鲁东大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存和汇编本学位论文。

本学位论文属于  保密，在 \_\_\_\_\_ 年解密后适用本授权书。  
 不保密。

(请在以上相应方框内打“√”)

作者签名：



日期：

2020年5月17日

导师签名：



日期：

2020年5月17日

## 致谢

世事一场大梦，人生几度秋凉。2020 庚子之春，一场突如其来的新冠肺炎疫情席卷全球，目前全球累积确诊人数超 410 万。多年之后，回望今天，中华民族在复兴征程中注入了新的血液，这场没有硝烟的战争也注定在人类历史长河中载入史册。谨在此向所有奋战在抗击新冠肺炎一线的医务工作者致敬。

经师易得，人师难求。感谢我的恩师王庆教授，学高为师，身正师范，博学广闻，言传身教。在恩师的指导下，我开始接触泥沙问题，与他相处的三年，情谊深挚，谆谆教诲，言犹在耳，聊至数语，以示感恩。硕士毕业，即将步入新的江湖，定谨遵教导，严谨治学，细心慎重、“多吃苦，这样你才会扒一层皮，眼光放长远一些，做事一定要稳扎稳打，一步一个脚印，考虑周全”，“先做大头兵，再做大元帅”，听者有心。江湖路远，我们再见，老师。

感谢李雪艳老师，战超老师。学贵得师，亦贵得友，两位老师温和和蔼，待人真诚，在三年之中给予我很多的帮助和支持。李老师对我实验上的悉心指导，回忆与李老师出野外，顶着晕车状态，同我们去丁字湾取样，去黄三角挖土，难以忘怀。战老师有句话说得好，人最好的状态就是有活干，有人爱，有期待，怀念 4 点起床打钻的日子，那是我逝去的青春。和革命战友刘现彬老师，贯穿三年的野外生涯，无一缺席，相识于微时，相守于泥土，相伴于朝夕，悉数野外，最长和刘老师待过十一天，从挖剖面到取岩芯，从陆地到海洋，从水样到沙洋，从 ADCP 到探地雷达，从光谱仪到 RTK，从陌生到熟悉，从依靠到独立，刘老师是我的学科启蒙老师。怀念累并快乐着的时光，源于热爱，忠于严谨。

感谢我的师弟师妹们，郭乾乾、王莹、张之晨、张俊斌、李钦、王旭、张超、王丽雪、端臣、彭晶、张雨晨、解晓敏、侯成义，没有大家伙的帮助，也无法完成物模实验，回忆和大家在潮滩取沙的时光，烈日的灼烧，蚊虫的叮咬，数以十几吨的粉砂，大家都是好样的。感谢我的同届董程、战琦梦，一位是我论文的启蒙老师，一位为课题组和实验室的财务报销呕心沥血。感谢李晓、赵春程、张寅坤、王刚，心情压抑的时候，一起去外面烧烤摊喝个酒，放松一下心情。感谢师哥路大卫，在体力上给予我无限支持。

感谢李彬，让我认识博导房克照老师。感谢大工房克照老师，能够收留一位才疏学浅的学生。感谢我的高中恩师孙涛老师，虽不在此，鼓之励之，以至成业。感恩我的父母和王显梅，至亲永远是我长风破浪的后盾。

回忆很甜，在于它苦尽甘来；岁月极美，在于它必然流逝。  
各位朋友，江湖路远，我们各自珍惜！

2020年5月11日  
于高密市伊家长村

## 摘要

潮滩是在潮汐作用下形成由淤泥粉砂质沉积物组成的宽阔平坦的浅滩，以潮间滩涂为主，还包含潮上带及潮下带水下岸坡。黄河携带大量泥沙在三角洲近岸区堆积，在潮汐不断作用下形成潮滩，潮滩作为重要的土地资源，在能量输送和物质交换、保持物种多样性等方面具有重要意义。自 1984 年以来，黄河输沙量锐减，入海泥沙急剧减少，导致三角洲近岸海域悬沙浓度降低。在近海含沙量逐年减少背景下，黄河三角洲潮间带及潮下带水下岸坡的地貌发育规律目前尚不清楚，而数值模拟、现场观测和遥感分析等手段均存在不同缺陷。本文在国家自然科学基金项目“最近五十年来黄河三角洲潮间滩涂动力地貌演变研究（U1706220）”的资助下开展研究工作，旨在使用物理模型方法，研究黄河入海泥沙减少对潮滩地貌冲淤变化的影响。

本文使用黄河三角洲天然粉砂，利用自设计水沙均匀混合涨落潮循环装置、造波造流装置以及 Argus 系统，在室内建立潮滩干湿转化物理模型和含沙量减少对潮滩地貌冲淤影响的物理模型，辅以使用环刀法、图像畸变校正、烘干法以及地理空间插值的方法，研究了潮滩干湿转化地貌发育空间分布差异和含沙量减少对潮滩地貌发育的影响。

本研究主要结论如下：

(1)黄河三角洲粉砂孔隙内滞留空气排出滞后于潮流淹没，由于气体承压后水平和垂直随机运移，形成细微的地形起伏，从而进一步影响潮流运动和潮滩地貌形态，使得潮滩地貌空间分布具有明显差异性。

(2)潮滩干湿转化的过程，由于地表扰动形成树枝状细小纹理，继而在退潮“归槽水”、坡度和水流作用下，纹理继续发育，形成具有溯源侵蚀的潮沟。潮滩上部地表变化大，形成的高密度和连接复杂的不规则潮沟--塌陷系统；潮滩中部和潮滩下部地表变化小，地形平坦，在微小陡坎和塌陷上方发育有树枝状细密潮沟，沿岸线平行方向分布。

(3)悬沙由近岸海域向潮滩传播，沿途大量沉降，进入潮下带的含沙量不足原始浓度 10%。相同水动力条件下，近海含沙量越大，水流进入潮下带的含沙量越大。潮下带含沙量的变化规律为涨潮过程逐步增大、落潮过程逐步减少，这与底床的冲刷滞后于水流条件的增强、泥沙的沉降滞后于水流条件的减弱有关。

(4)含沙量减少对潮滩微地貌的改造，潮间带受潮汐作用影响，沿岸线垂直方向发育有梳妆流痕，潮下带以沙波运动为主。相同含沙量情境，不同纵剖面沙波

的统计特征及变化规律差异较大；不同含沙量情景，相同纵剖面沙波发育也有明显差别，这与水流对底床作用强度和含沙量变化有关。

(5)总结潮滩地貌的冲淤模式：经过含沙量的依次减少，总体上，潮滩淤积与侵蚀并存，以 7m 等深线为界，向陆一侧呈侵蚀状态，向海一侧呈淤积状态且越靠近海洋淤积强度越大。具体而言，100%含沙量下，潮滩全线淤积，伴有极小部分侵蚀；65%含沙量下，潮滩侵蚀、淤积并存；30%含沙量下，潮滩全线侵蚀，伴有小部分淤积；15%含沙量下，潮滩仍以侵蚀为主，伴有小部分淤积；清水下，潮滩不存在淤积，全部呈侵蚀状态。含沙量由 100%逐步降至清水，潮滩经历了全线淤积，极小部分侵蚀-侵蚀与冲淤并存-全线侵蚀，小部分淤积-全部侵蚀的过程。

本文创新点主要在于：

(1)通过室内物理模型实验，研究了潮滩干湿转化地貌发育机制和黄河入海泥沙减少对潮滩冲淤的影响，弥补了传统研究手段的缺陷和不足，并揭示了天然粉砂孔隙内滞留空气对潮滩地形起伏的动力机制。

(2)将 Argus 系统引入室内实验，为物理模型现场记录提供了一种新的手段。自行设计了水沙均匀混合涨落潮循环装置和造波造流装置，实现了规定时间内涨落潮模拟和浑水的配制，同时为试验提供了潮汐和潮流动力。

**关键词：**物理模型，含沙量，沙波运动，Argus 系统，黄河三角洲



## Abstract

Tidal flats are clay and silt accumulations formed under the tides, mainly including intertidal zone, and also including supratidal zone and subtidal zone. The Yellow River carries a lot of sediment and accumulates in the delta, forming tidal flats under the tides. Tidal flats are important land resources and have important significance in energy transportation, material exchange, and maintaining species diversity. Since 1984, the amount of sediment transported by the Yellow River has decreased sharply, and the amount of sediment entering the sea has decreased, resulting in a decrease in the suspended sediment concentration in the offshore delta. Under the background that the offshore sediment concentration decreases year by year, the landform development rules of the Yellow River Delta are still unclear, and the numerical simulation, field observation and remote sensing analysis have different defects. This article is funded by the National Natural Science Foundation of China "Research on Dynamic Landform Evolution of Intertidal Tidal Flats in the Yellow River Delta in the Last 50 Years (U1706220)", which aims to use physical model methods to study Yellow River delta tidal flat development response to the reduction of sediment concentration.

In this paper, the natural silt of the Yellow River Delta is used, and the self-designed device "Water and sand uniform mixing and tidal circulation device "create waves and currents", and Argus system are used to establish two indoor physical models, which supplemented by Cutting Ring method, Distortion Correction method, Drying method and Spatial Interpolation method. Based on above, we study differences in the spatial distribution of the development of dry-wet tidal flat and tidal flat development response to the reduction of sediment concentration.

The main research conclusions are as follows:

(1) Retained air in the silt of the Yellow River Delta discharges behind the submergence of current. Due to the random horizontal and vertical migration of gas under pressure, the tidal flat form subtle ground changes, then further affects the current movement and the tidal flat geomorphology.

(2) In the process of dry to wet conversion of tidal flats, small tree-like textures are formed due to surface disturbances. Then under the influence "return to trough water", slope and current, textures continue to develop, forming headward erosion. Differences

in the spatial distribution of tidal flat development: the upper tidal flat changes greatly, forming high density and complex connection of irregular tidal channels-collapse system. The middle and lower tidal flat changes slightly. There are dendritic and tiny tidal ditch above the tiny steep and collapses, which are distributed in parallel along the shoreline.

(3) Suspended sediment spreads from the sea to tidal flats, a large sediment settles along the way. The sediment concentration in the subtidal zone is less than 10% of the original concentration. Under the same hydrodynamic conditions, as the offshore sediment concentration increases, subtidal sediment concentration increases. The change law of sediment concentration in the subtidal zone is a gradual increase trend during the high tide and a gradual decrease trend during the low tide, which is related to the erosion of the bed lagging behind the enhancement of the current and the sediment settling lagging behind the weakening of current.

(4) The reduction of sediment concentration has transformed the micro-topography of the tidal flat: The intertidal zone is affected by the tidal effect, there are some comb-shaped flow marks along the vertical shoreline, and the subtidal zone is dominated by sand wave movement. In the same sediment concentration, the statistical characteristics and variation laws in different profiles has greatly difference. In the different sediment concentration, the development of sand waves in the same profiles also have obvious differences, which is related to the intensity of the current on the bed and the change of sediment concentration.

(5) Summarize the erosion and siltation model of tidal flat: After the sediment concentration decreases sequentially, in general, the tidal flat erosion and siltation coexist. With the 7m isobath as the boundary, the erosion is on the land side, and the siltation is on the sea side. The closer to the ocean, the greater the siltation intensity. Specifically, at 100% sediment concentration, the tidal flat is silted along with a small amount of erosion; at 65% sediment concentration, the tidal flat erosion and siltation coexist; at 30% sediment concentration, the entire tidal flat is eroded, accompanied by partial siltation; at 15% sediment concentration, the tidal flat is still mainly eroded, with some siltation; under clear water, there is no siltation in the tidal flat, and it is all in an eroded state. The sediment concentration is gradually reduced from 100% to clear

water, the tidal flat change laws are that full line siltation, with minimal erosion--erosion and siltation coexistence--full line erosion, partial siltation--full erosion.

The main innovations of this paper are:

(1) Through the indoor physical model, we study the development mechanism of the tidal flat dry to wet conversion landform and the impact of the Yellow River sediment into the sea on the erosion and siltation of the tidal flat, making up for the defects of traditional research methods. It reveals the dynamic mechanism of the remained air in the natural silt to the topography of the tidal flat.

(2) The Argus system was introduced into an indoor experiment to take pictures of tidal flat topography, which provided a new method for on-site recording of physical models. We designed a device "Water and sand uniform mixing and tidal circulation" and device "create waves and currents", which realized the simulation of rise and fall tide and the preparation of muddy water and provided the dynamic of tide and current.

**Key Words:** Physical model, Sediment concentration, Sand wave motion, Argus system, Yellow River Delta

# 目录

致谢 .....	I
摘要 .....	III
Abstract.....	V
目录 .....	VIII
第 1 章 引言 .....	1
1.1 研究背景及意义 .....	1
1.2 国内外研究现状 .....	2
1.2.1 潮滩地貌发育研究 .....	2
1.2.2 悬沙浓度变化与潮滩发育特征的相互影响研究 .....	4
1.3 本文研究内容与技术路线 .....	5
1.3.1 研究内容 .....	5
1.3.2 技术路线 .....	5
第 2 章 研究区概况与实验装置简介 .....	7
2.1 研究区介绍 .....	7
2.1.1 地理位置 .....	7
2.1.2 黄河径流量与输沙量 .....	7
2.1.3 黄河三角洲海洋动力环境 .....	8
2.1.3.1 气候要素特征 .....	8
2.1.3.2 波浪 .....	8
2.1.3.3 潮流和潮汐 .....	9
2.2 实验装置简介 .....	10
2.2.1 多功能港池系统概述 .....	10
2.2.2 水沙均匀混合涨落潮循环系统 .....	11
2.2.3 造波造流装置 .....	12
2.2.4 Argus 系统与移动平台 .....	14
第 3 章 物理模型相似条件与相似准则理论基础 .....	16
3.1 模型实验相似条件 .....	16
3.1.1 几何相似 .....	16
3.1.2 运动相似 .....	16

3.1.3 动力相似 .....	17
3.2 物理模型相似准则 .....	19
3.2.1 潮汐水流运动基本相似准则 .....	19
3.2.2 波浪运动基本相似准则 .....	20
3.2.2.1 波浪运动速度相似 .....	20
3.2.2.2 波浪折射相似 .....	20
3.2.2.3 波浪破碎相似 .....	21
3.2.3 悬沙运动相似准则 .....	22
3.2.4 底沙运动相似要求 .....	23
第 4 章 黄河三角洲潮滩干湿转化地貌发育物理模型实验 .....	25
4.1 概述 .....	25
4.2 实验材料与图像畸变校正 .....	25
4.2.1 实验材料与方法 .....	25
4.2.2 Argus 图像畸变校正 .....	26
4.3 实验过程 .....	28
4.4 潮滩地貌空间分布差异 .....	30
4.4.1 潮滩地貌横向分布特征 .....	30
4.4.1.1 潮滩下部地貌发育 .....	30
4.4.1.2 潮滩中部地貌发育 .....	30
4.4.1.3 潮滩上部地貌发育 .....	31
4.4.2 潮滩地貌纵向分布特征 .....	31
4.5 潮滩干湿转化地貌发育动力机制分析 .....	33
4.6 本章小结 .....	34
第 5 章 近海含沙量减少对潮滩地貌冲淤变化影响物理模型实验研究 .....	35
5.1 概述 .....	35
5.2 实验样品与过程 .....	35
5.2.1 实验样品处理 .....	35
5.2.2 实验过程 .....	35
5.2.2.1 含沙量设定 .....	35
5.2.2.2 潮滩铺设 .....	35
5.2.2.3 潮流及潮汐设置 .....	36

5.2.2.4 波浪设置 .....	36
5.2.2.5 悬沙粒径选择 .....	37
5.2.2.6 实验数据采集 .....	38
5.2.2.7 模型验证 .....	40
5.3 实验结果与数据分析 .....	42
5.3.1 潮下带含沙量变化 .....	42
5.3.2 沙波运动规律及发育机制 .....	44
5.3.3 含沙量减少对潮滩微地貌改造 .....	52
5.3.4 潮滩地貌冲淤变化空间分布差异 .....	58
5.4 本章小结 .....	62
第 6 章 结论与展望 .....	63
6.1 结论 .....	63
6.2 展望 .....	64
参考文献 .....	65
作者简介 .....	70

# 第 1 章 引言

## 1.1 研究背景及意义

河口海岸区是大陆和海洋相互作用的核心地带，同时也是人口密集、产业聚集和经济发展水平最高的区域。潮滩作为重要的土地资源，在风暴潮防护、海岸线稳定、海陆间物质和能量交换和保持生物多样性等方面具有重要作用，但在过去的三十多年，全球 16% 的潮滩已经消失<sup>[1]</sup>，所以潮滩地貌的发育演变值得我们关注。近几十年来，黄河年输沙量急剧减少，近海悬沙浓度明显降低。悬浮泥沙作为河口海岸水体泥沙运动的重要形式，同时也是潮滩重要的泥沙补给源，含沙量变化对潮滩地貌冲淤的影响是河口海岸研究的重要问题之一。

自 1855 年黄河夺大清河，改道山东注入渤海，大量泥沙在莱州湾北部淤积，形成近 5000 平方公里的现代黄河三角洲<sup>[2-3]</sup> 然而，受人类活动与气候变化影响黄河及黄河三角洲发生了重大变化。例如，在过去的 60 年黄河入海水沙量急剧减少、1996 年黄河流路由清水沟改道清 8 汉、2002 年黄河调水调沙计划实施等，这些变化都会对黄河三角洲潮滩发育产生重要影响，有关黄河三角洲近海含沙量减少对潮滩冲淤影响的研究目前尚不清楚。

目前针对潮滩地貌发育的研究主要通过遥感分析、现场观测和数值模拟的手段。遥感是宏观上对潮滩进行反演分析，不能定量反映微地貌尺度；由于河口地区泥沙运动路径以及波、流耦合交互作用更为复杂，而数值模拟只是根据给定的条件和数学方程进行数值求解，泥沙运动过程中如波、流耦合作用下挟沙能力及底沙输沙率等均借鉴固定公式，经验成分偏多，从而使模拟结果可靠度不高；现场观测能直观的展示潮滩地貌发育过程及潮滩微地貌的观测，但由于观测时间较长、极端天气（如风暴潮等）影响和潮下带观测难度较大，增加了研究的复杂性。物理模型是依据相似准则将原型缩制成实验室规模，模拟自然界物质运动和变化规律。目前针对于潮滩地貌发育的物理模型极少<sup>[4-5]</sup>且多采用轻质沙（塑料、煤粉、木屑）<sup>[6-8]</sup>模拟潮汐作用下的潮滩变化，未考虑天然沙和轻质沙在物理力学性质和粒度构成存在的差异，轻质沙在实验过程消除了粘性的影响，其模拟结果与原型潮滩存在偏差。

物理模型能够较好地反映泥沙和水流运动的三维特征，在较短时间内直观的模拟潮滩发育过程，定量反映地貌的微尺度。本研究在国家自然科学基金项目（U1706220）的资助下，使用黄河三角洲天然粉砂，自主设计水沙均匀混合涨落

潮循环装置和造波造流装置,并首次引入 Argus 系统,在室内建立波浪潮流泥沙物理模型,模拟在一定坡度下潮滩干湿转化地貌发育过程和近海含沙量依次减少对潮滩地貌冲淤变化的影响。其研究结果,不仅可以加深对海岸地貌系统演变和海陆间相互作用的认识,为全球潮滩退化背景下加强潮滩资源的管理和保护提供借鉴意义,还可以预测黄河入海泥沙减少背景下潮滩未来发展趋向,从而为潮滩资源的合理利用和沿海地区经济可持续发展提供理论支持。

## 1.2 国内外研究现状

### 1.2.1 潮滩地貌发育研究

潮滩地貌发育是海岸地貌学和海岸动力学的重要组成部分,潮滩是在潮汐作用下形成的由淤泥粉砂质沉积物组成的宽广平坦的浅滩<sup>[9-10]</sup>,是海洋和陆地相互作用的核心地带,不仅能为野生动植物提供栖息地,保护生物多样性,也能阻止风暴潮极端天气对海岸的破坏<sup>[11]</sup>,稳定海岸线,同时作为海陆间物质和能量交换的关键带,在全球碳循环和气候变化研究具有重要地位<sup>[12]</sup>。

目前,针对于潮滩地貌发育的研究多集中于使用遥感分析、数值模拟和现场观测的手段。黄海军等<sup>[13]</sup>选用两个时期的 Landsat 影像,使用遥感分析方法,研究了黄河三角洲典型河口岸段潮滩的发育演变,得出了人类活动是影响黄三角潮滩发育的关键因素。王小丹等<sup>[14]</sup>选用 1981-2011 年 Landsat、GBERS 和 HJ-1 卫星 7 个时相的遥感数据,研究了曹妃甸潮滩地貌发育趋势,得出了人类活动破坏了潮滩发育平衡,该潮滩以侵蚀为主,伴有部分淤积。吴德力等<sup>[15]</sup>根据 1981-2010 年遥感影像对江苏中部潮沟的空间分布差异进行分析,得出了该区潮沟主要发育在中潮带区域,而大规模滩涂围垦抑制了潮沟的发育。韩志远等<sup>[16]</sup>使用遥感分析的方法,对福建北部文渡湾潮滩的发育演变进行研究,得出了该潮滩以淤积为主。Choi J K 等<sup>[17]</sup>利用高分辨率卫星资料 (IKONOS) 研究了韩国清素湾黄岛潮滩空间分布特征,并定量估算了表层沉积物与光谱反射率的关系,从而确定潮滩类型。Tseng K H 等<sup>[18]</sup>利用 Landsat-4/5/7/8 TM/ETM+ 遥感影像,重建台湾香山潮滩地形,在潮间带建立 DEM 和水位-面积曲线,并验证 DEM 的精度,表明该技术有助于建立准确的海岸 DEM,可用来探索潮滩未来演化的可能性。D'Alpaos A 等<sup>[19]</sup>建立潮汐河网形成和早期发展的数学模型,用来描述潮汐登陆的水动力特征和潮沟发育主要物理过程,该模型能够提供复杂的网格结构,观测潮滩地貌相关特征,比如潮沟的长度和潮滩的面积分布。Siegle



E 等<sup>[20]</sup>基于测量和数值模型,研究西班牙阿拉萨湾潮滩的水动力机制,得出潮汐是当地潮滩发育的主要驱动力,由于近岸涨潮的不对称性,潮间带呈凸面形态,并且任何自然或人为原因都会影响潮滩变化。Van der Wegen M<sup>[21]</sup>通过二维建模方法来探索潮滩演变的过程和时间尺度,长 80KM、宽 2.5KM 的盆地模拟区,在规则半日潮作用下,预设海平面上升速率为 0.67cm/a,结果水流淹没了最初形成的潮间浅滩,潮汐的不对称性使得潮滩向陆迁移。龚政<sup>[22]</sup>建立了基于植被生长和潮动力作用的潮滩演变数学模型,模拟得到潮滩演变后上凸形剖面特征,泥沙供给是影响潮滩宽度的决定因素,同时表明不同植被分布形式对潮滩水动力的影响程度不同。王雪等<sup>[23]</sup>使用 MIKE21 建立辽宁兴城曹庄海域潮滩的二维水动力模型,验证潮滩淹没过程水边线和滩面潮流的流速和流向,结果表明不论大小潮均可实现潮滩淹没,并分析该区潮流特征。Postma<sup>[24]</sup>基于泥沙运动现场观测提出“沉积滞后”和“冲刷滞后”潮滩发育理论; Cahoon<sup>[25]</sup>现场测量研究区潮滩高程和地下孔隙水位变化,分析了滩面高程变化和孔隙水位关系;杨桂山<sup>[26]</sup>连续观测十年(1980-1989年)射阳口-长江口潮滩 19 个典型断面,对江苏淤泥质潮滩的沉积特征和剖面形成进行分析研究;龚政<sup>[27]</sup>在 2012-2013 年对江苏中部沿海潮滩剖面演变过程开展现场观测,得出该潮滩的剖面特征及滩面高程季节性变化规律。

国内外专家针对于潮滩发育的研究手段做了大量的探索和改进,如上述可知,取得了一定的成果,遥感是宏观上对潮滩地貌的反演,难以实现定量反映潮滩微地貌特征;数值模拟难以模拟潮滩沉积物运动路径和波、流耦合作用,重要物理量借鉴经验公式,缺少实际意义,模拟结果可靠度不高;现场观测耗时长,同时受极端天气影响以及水下部分观测难度大,研究较为复杂。物理模型作为一种研究潮滩水动力与泥沙运动的重要方法,弥补了上述研究手段的不足,越来越受到国内外专家关注。

龚政等<sup>[6-8]</sup>使用经防腐处理的木屑在 7.5m×4.5m 的实验室水池建立江苏中部淤泥粉砂质潮滩的物理模型,模拟了在正向潮流作用下,潮滩-潮沟系统发育过程,研究了潮差、海平面上升对潮滩地貌发育的影响。Vlaswinkel B M 等<sup>[28]</sup>在 3m×2.5m 的实验室水池建立物理模型,并使用高分辨率激光地形扫描仪建立不同时段的数字高程模型,研究潮滩中河网和扩展并最终达到平衡时潮滩形态特征,分析了潮滩河网演变过程的动

力学机制。Iwasaki T 等<sup>[29]</sup>在  $1.8\text{m}\times 0.9\text{m}$  的小型实验水槽模拟潮滩演变的初始阶段和复杂的河网结构，再现潮沟的发育过程，得出在天然潮汐环境中观测到的相似潮滩河网结构可以在实验室尺度重现。从以上研究可知，有关潮滩发育的物理模型主要集中在单一潮流动力对潮滩变化的影响，多使用轻质沙，未考虑波浪、潮汐、潮流的影响，同时轻质沙在实验室中也无法重现天然潮汐系统的典型粘性泥沙动力。

### 1.2.2 悬沙浓度变化与潮滩发育特征的相互影响研究

悬沙浓度在海洋动力环境研究中具有重要意义，含沙量直接影响到海岸、河口、航道、港口的冲淤变化和近海生态环境。国内外专家学者针对悬沙浓度与潮滩变化特征相互影响的机理，做了大量研究，取得了一系列成果。王文昊等<sup>[30]</sup>以江苏中部王港潮滩为原型，用数值模型模拟了悬沙浓度与潮间带冲淤变化的关系，得出悬沙浓度  $0.4\text{kg}/\text{m}^3$  是潮滩由淤积变为侵蚀的临界值，并预测未来王港潮滩将面临侵蚀风险。刘秀娟等<sup>[31]</sup>以江苏中部海岸潮滩为对象建立潮滩演变模型，研究了泥沙供应量与潮滩均衡剖面形态的关系，得出泥沙的供应量决定潮滩的冲淤状态，供应越丰富，潮滩宽度越大。吉晓强等<sup>[32]</sup>基于崇明东滩的现场观测，分析了潮滩上从光滩到植被区含沙量的变化以及含沙量对流速和潮汐的响应变化，得出由海到陆，含沙量增加，至植被区含沙量再减小，平均含沙量与潮汐强度、水流流速显著相关。Pejrup M<sup>[33]</sup>给出了丹麦瓦登海潮滩全部潮周期悬沙浓度变化的时间序列，得出了高浓度时期，悬浮泥沙净输移主要由细颗粒物絮凝引起的，并且此时悬沙沉降速率最大。Boldt K V 等<sup>[34]</sup>通过对华盛顿维拉帕湾淤泥质潮滩近两年的现场观测、采集数据，发现风和波浪产生的剪切力阻止泥沙在潮滩的堆积，使得冬季悬沙浓度峰值比夏季大得多，冬季较多的悬移质在夏季转移到潮滩上，使得潮滩堆积，其堆积速率和局部海平面上升速率相近。

从以上研究可知，对于悬沙浓度的变化与潮滩变化相互影响的研究以宏观上为主，仅从整体上对潮滩的冲淤状态做出解释，并未对潮滩微地貌在不同阶段的发育规律和形态特征作出解释。

## 1.3 本文研究内容与技术路线

### 1.3.1 研究内容

传统的潮滩发育研究手段对于黄河入海泥沙减少与潮滩地貌冲淤变化的相互作用有较大的限制，所以本文使用物理模型的方法，研究黄河三角洲潮滩地貌发育的动力过程，其主要研究内容如下：

#### (1) 潮滩干湿转化的地貌发育物理模型实验研究

为研究潮汐作用下潮滩干湿转化过程潮沟系统形成、地貌发育，使用黄河三角洲潮滩天然粉砂，建立实验室物理模型，并首次将 Argus 系统引入实验用于监测现场，模拟在一定坡度下潮滩干湿转化过程的地表变化，分析了天然粉砂孔隙内滞留空气对潮滩地形起伏的动力机制，研究了潮滩地貌空间分布差异和不均匀流对潮滩发育的影响。

#### (2) 含沙量减少对潮滩地貌冲淤影响的物理模型实验研究

为研究黄河入海泥沙减少对潮滩地貌冲淤变化的影响，使用黄河三角洲天然粉砂室内建立物理模型，并自主设计水沙均匀混合涨落潮循环装置，引进 Argus 系统对现场地貌进行记录。设定 5 种含沙量情景，即 100% 含沙量、65% 含沙量、30% 含沙量、15% 含沙量、清水，每组情景模拟 36 个潮周期，持续观测潮滩床面形态变化。每组情景，水动力保持一致，含沙量逐步减少，实验结束后采集并分析潮滩数据。分析数据主要包括：整体潮滩地貌、分样方典型潮滩地貌；潮滩地貌冲淤变化空间分布差异；不同情景不同潮周期不同潮汐状态（涨初、涨中、涨高、落中、落末）水流进入潮下带含沙量的变化；不同情境不同纵剖面沙波的统计特征（数量、位置、波高、波长、波形、坡形），运动规律和形成机理。

### 1.3.2 技术路线

本文主要采用物理模型的方法，包括潮滩干湿转化物理模型和含沙量减少对潮滩地貌冲淤影响的物理模型，研究潮滩干湿转化地貌发育动力机制和含沙量减少对潮滩发育的影响，其技术路线如图 1.1 所示。

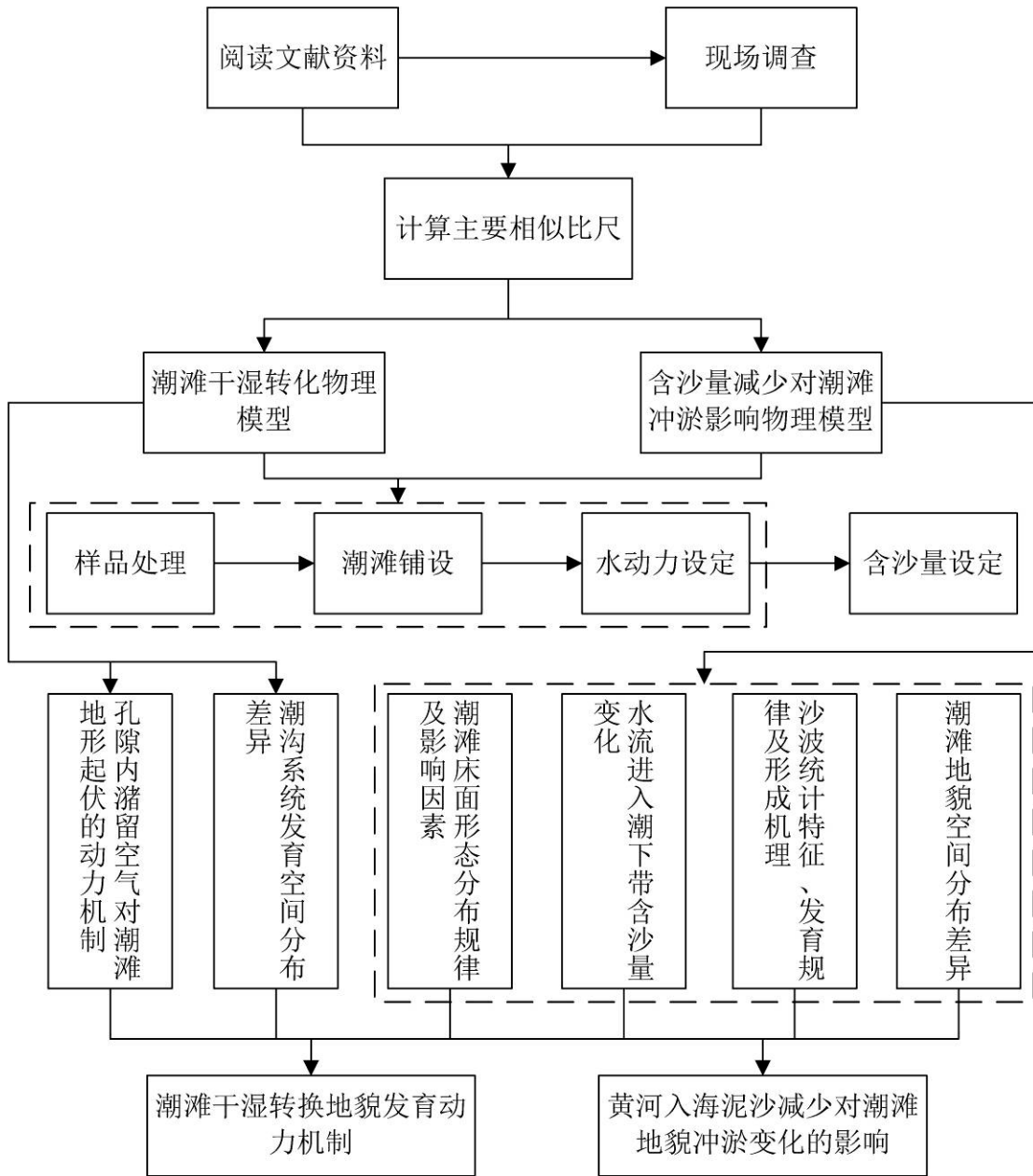


图 1.1 研究技术路线

## 第 2 章 研究区概况与实验装置简介

### 2.1 研究区介绍

#### 2.1.1 地理位置

黄河三角洲（图 2.1）位于山东省北部，莱州湾与渤海之间，经纬度  $118^{\circ}05'E-119^{\circ}10'E$  和  $37^{\circ}14'N-38^{\circ}10'N$  之间，是由黄河携带泥沙堆积而成的陆相弱潮强烈堆积性扇形地带，岸滩坡度较为平缓，为  $2/10000-7/10000$ <sup>[36]</sup>。自 1855 黄河在河南铜瓦厢决口改道夺大清河入渤海以来，其河道发生了 11 次变化，形成如图 2.1 所示以宁海为顶点，北起套尔河口，南至淄脉河口，面积约为  $5450\text{KM}^2$  的近代黄河三角洲<sup>[37]</sup>，最新较大变化发生在 1976 河口流道从刁口向东南迁移到 50 公里处清水沟 [38]。

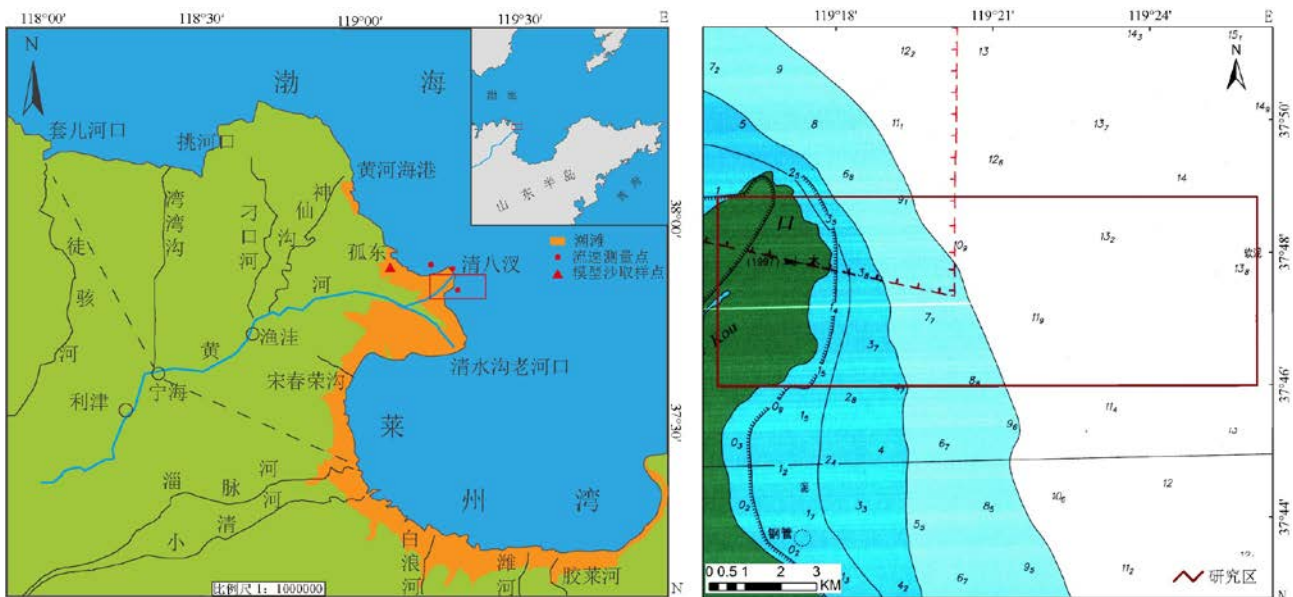


图 2.1 黄河三角洲地理位置、潮滩分布及附近海域水深

#### 2.1.2 黄河径流量与输沙量

根据利津站 1950-2017 年水沙数据统计（图 2.2），近 70 年来黄河平均入海径流量为  $292.87 \times 10^8 \text{m}^3$ ，平均输沙量为  $6.68 \times 10^8 \text{t}$ 。1950 年来，年输沙量和径流量呈明显下降趋势。2000 年-2017 年平均输沙量仅为  $1.14 \times 10^3 \text{t}$ ，较多年平均值下降 82.93%；径流量  $150.31 \times 10^8 \text{m}^3$ ，较多年平均值下降 48.68%。

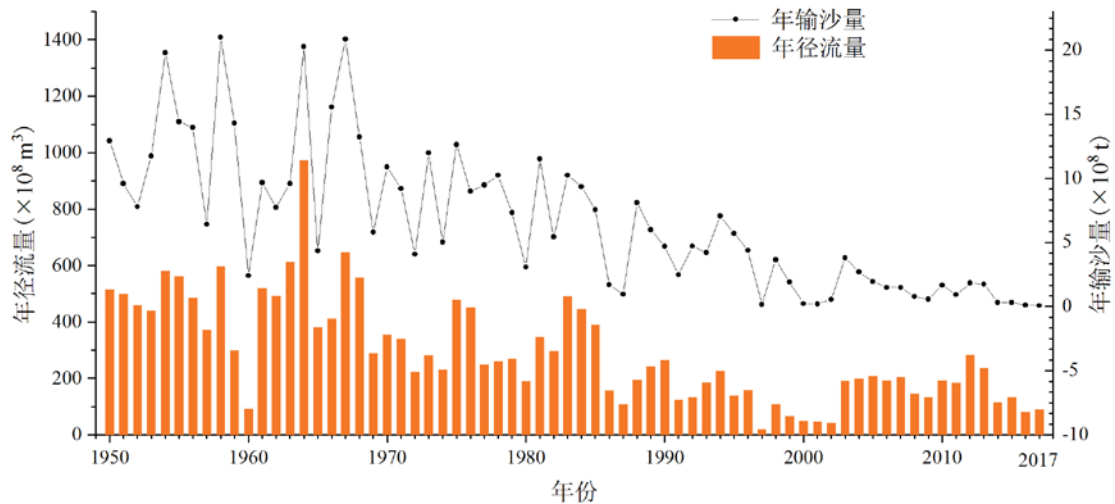


图 2.2 黄河年输沙量和径流量统计 (水利部黄河水利委员会)

自 1984 年之后,黄河输沙量锐减,1984 年输沙量为  $9.33 \times 10^8 \text{t}$ ,2017 年输沙量为  $0.08 \times 10^8 \text{t}$ ,减少 99.14%。根据实测资料,1984 年黄河口附近海域汛期悬沙浓度为  $2.13\text{-}14.9 \text{kg/m}^3$ <sup>[39]</sup>。

### 2.1.3 黄河三角洲海洋动力环境

#### 2.1.3.1 气候要素特征

黄河三角洲属温带大陆性季风气候,季风影响显著,一年四季分明,夏季炎热多雨,冬季寒冷少雨,年温差较大。黄河三角洲年平均降水量 530mm,主要集中在 7、8 月份,年平均气温为  $11^\circ\text{C}\text{-}12.3^\circ\text{C}$ ,冬季最低气温可达  $-20^\circ\text{C}$ ,夏季最高气温可达  $40^\circ\text{C}$ 。

受季风气候影响,春季以偏南风为主,偏北风减弱,夏季盛行偏南风,秋季多偏北风,冬季盛行偏北风并出现寒潮天气。多年平均风速约  $4 \text{m/s}$ ,最大风速可达  $40 \text{m/s}$ ,丰富的风力资源为风电发展提供了保障。

黄河三角洲潮滩地貌的发育深受温带风暴潮的影响,沿岸羊角沟站观测  $3.55 \text{m}$  潮差的温带风暴潮增水居世界之最,并且温带风暴强烈增持续作用较长,对河口海岸地貌的改造起着重要作用。

#### 2.1.3.2 波浪

黄河三角洲位于半封闭的渤海中,且距渤海湾口较远,外海大浪较难进入,所以黄河三角洲附近海域以风浪为主,具有生长快、消失快的特征。

风向与风速是波向和波高的重要影响因素,根据对黄河口海域波浪的实测数据得出<sup>[40]</sup>,黄河口波浪具有季节性特征,与风向变化较为一致。春季以东北向、东南向、及东向浪为主,其频率为 61.8%;夏季以东南向浪为主,出现频

率为 31.2%，秋季以偏北向浪为主，其频率为 55.9%。

如表 2.1 所示，全年各波级波向总频率最大为 10.3%，其波向为东北，在所有东北向浪中， $0.5\text{m}<H_{\text{波高}}<3.0\text{m}$  出现频率最大，为 7.4%， $H_{\text{波高}}<0.5\text{m}$  和  $H_{\text{波高}}>3\text{m}$  的波高出现频率为 2.9%，最大波高为 3.1m，最大周期 8.2s。

表 2.1 全年各波级频率（%）及波高、周期最大值

项目	方向																各级频率
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	
0<H<0.5	2.3	1.8	2.7	1.5	2.4	3.5	3.5	2.3	3.7	4.6	4.3	3.3	3.9	3.1	5.2	1.8	51.1
0.5<H<1.5	2.1	1.9	4.0	2.5	4.1	2.3	3.8	2.1	1.4	1.7	0.9	0.9	1.0	1.4	2.5	3.7	36.3
1.5<H<3.0	0.4	1.4	3.4	3.0	1.2	0.7	0.8	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1				0.2	11.8
3.0<H<5.0	0.1		0.2	0.1		0.1											0.5
总频率	5.0	5.1	10.3	7.2	7.7	6.6	8.1	5.9	5.3	6.4	5.3	4.3	4.9	4.5	7.7	5.6	5.0
最大波高( $H_{1/10}$ )	3.0	2.5	3.1	3.3	2.5	3.0	2.8	2.6	0.8	2.0	1.5	2.4	1.1	1.0	1.4	2.1	
最大周期(T)	7.4	7.5	8.2	7.4	7.4	5.8	6.7	6.3	5.2	6.4	6.0	5.1	6.5	5.7	5.8	6.4	
极值波高(m)	4.6	3.8	5.2	4.1	4.6	4.7	4.5	3.4	2.1	2.7	2.0	3.4	2.7	2.2	3.0	3.5	

### 2.1.3.3 潮流和潮汐

黄河口两侧潮汐变化较为显著，口门北侧为不规则全日潮，半个月通常十天左右连续出现一次高潮和一次低潮，其余则一天会出现两次高潮和低潮；口门南侧基本为不规则半日潮<sup>[41]</sup>。现代黄河三角洲大部分海域平均潮差在 0.73-1.77m 范围内变化，清水沟叶瓣附近的平均潮差在 1.1-1.5 m 范围<sup>[42-43]</sup>。

由于受河口凸咀海岸的影响，黄河口门外滨海区出现高速流区，该区潮流为往复流性质的规则半日潮型，落潮流指向西北和涨潮流指向东南<sup>[44]</sup>。涨潮流平均历时短于落潮流平均历时，平均涨潮时间 5 小时 23 分，平均落潮时间 6 小时 53 分，时间相差 60-90 分钟<sup>[45]</sup>。

黄河口附近，是莱州湾的强流区，如图 2.1 所示为黄河口附近海域流速测量点，自上往下测点分别为 a、b、c，分层连续测量 25 小时得到平均流速、最大流速和最小流速（图 2.3）。黄河口附近平均流速 0.17-0.81m/s，最大流速 0.58-1.4m/s，最小流速 0.02-0.22m/s。



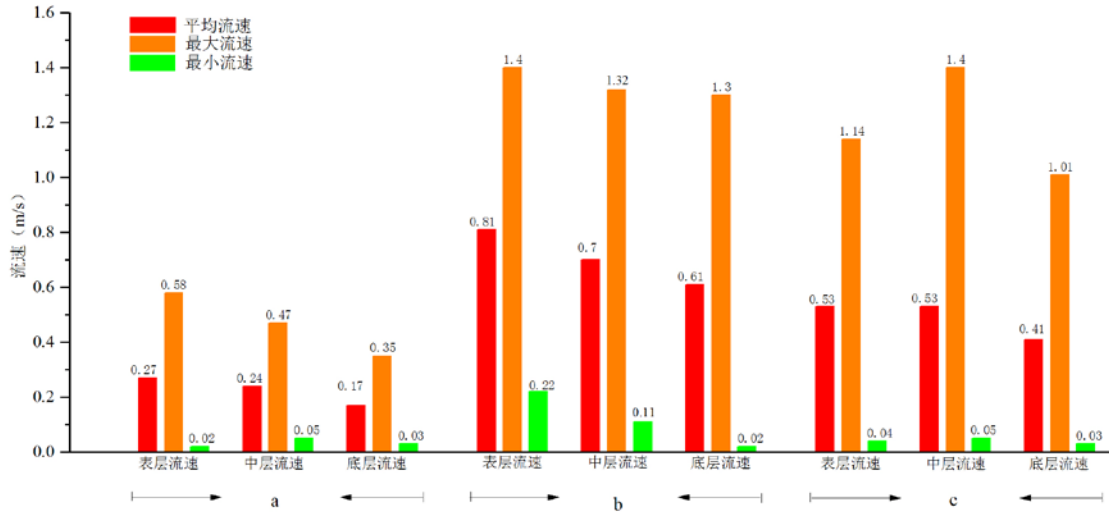


图 2.3 黄河口附近海域潮流流速变化<sup>[46]</sup>

## 2.2 实验装置简介

### 2.2.1 多功能港池系统概述

该实验在鲁东大学港口航道与海岸工程实验室完成,室内港池长 27 m、宽 7 m、高 1m,最大工作水深 0.6m,其中潮滩铺设实验区长 7m,宽 7m,初始潮滩地形坡度为 1/35,即以港池水平底为基准面,潮滩末端厚度 20cm,长度为 7m,前端厚度 0cm。实验装置(图 2.4)主要包括:水沙均匀混合涨落潮循环装置、造波造流装置、Argus 系统、移动平台取样装置。图 2.5.a 为港池全貌;图 2.5.b 港池四周贴有标尺及定位线,其 X、Y 轴如图 2.4 所示,同时使用铅垂线用于池内定位。

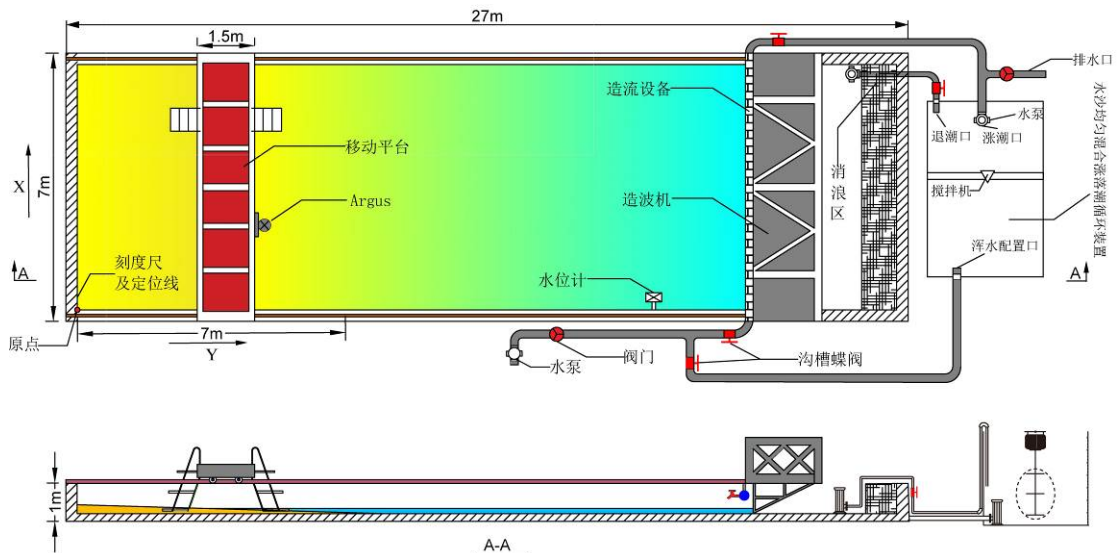


图 2.4 港池平面图



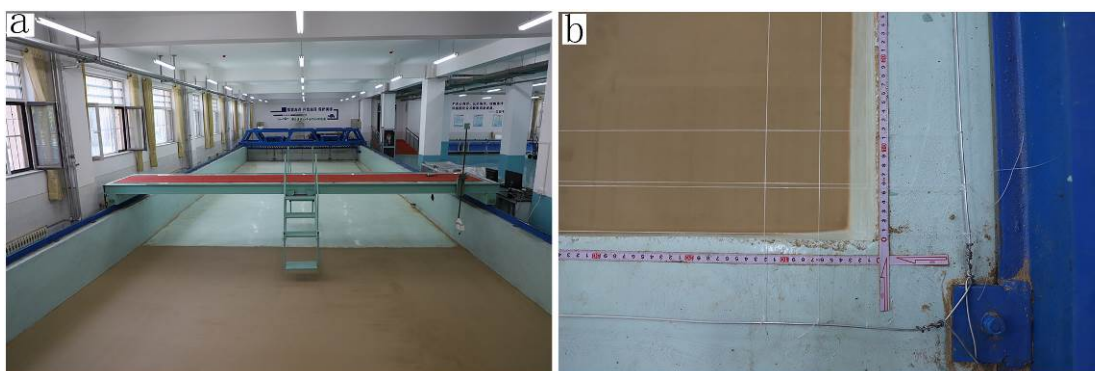


图 2.5 港池全貌及标尺、定位线

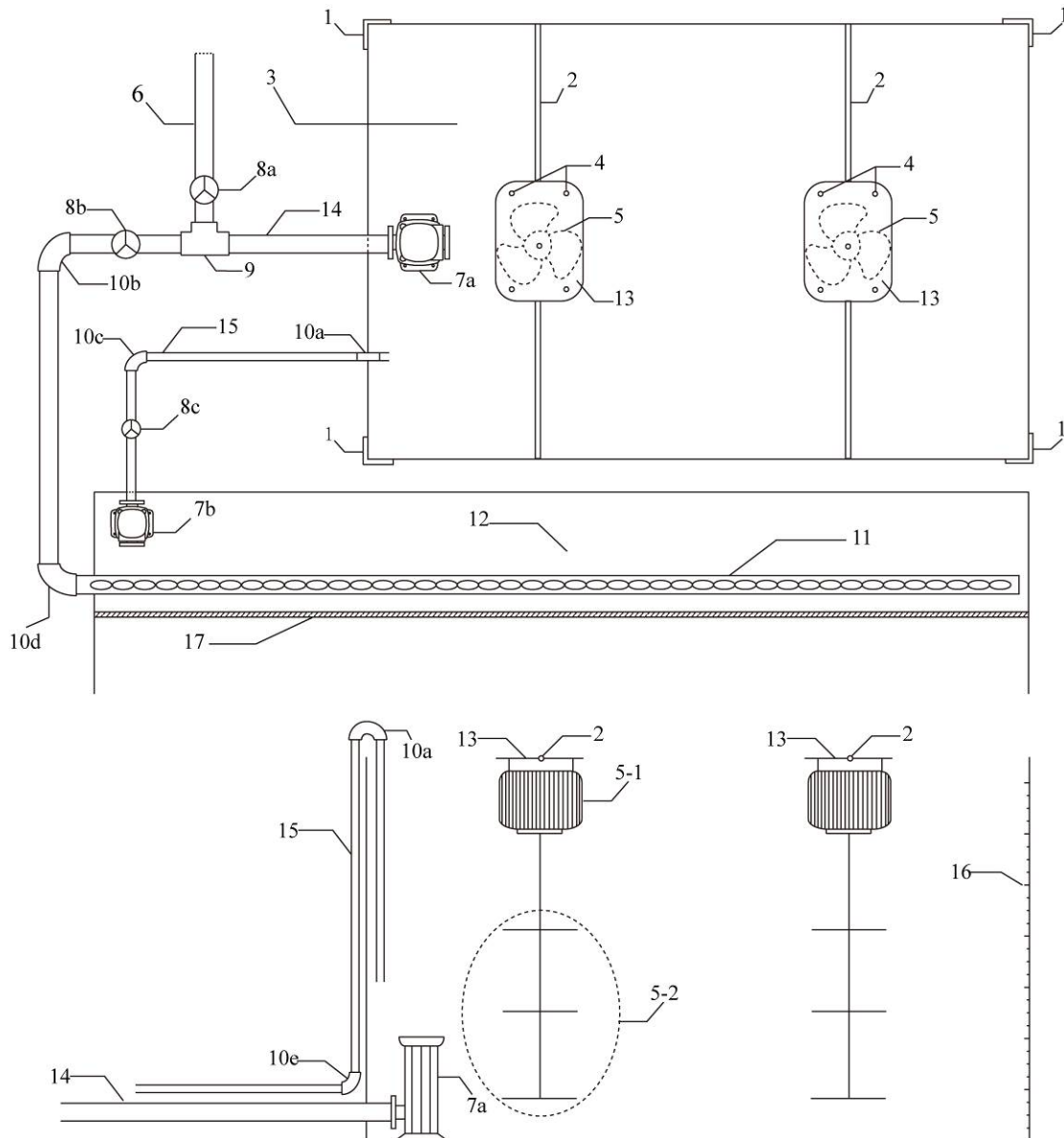
### 2.2.2 水沙均匀混合涨落潮循环系统

为实现实验过程中浑水的精准配制，同时实现涨落潮周期循环，自行设计了一种水沙均匀混合涨落潮循环装置，图 2.4 所示为该装置与港池系统的连接，图 2.6 为该装置俯视和主视图。该装置主要由 4mm 厚度不锈钢板焊接而成的  $3\text{m} \times 1.5\text{m} \times 1.5\text{m}$  蓄水池，四周焊接角铁 1，防止水压过大焊口冲开，起加固作用。蓄水池壁焊有高 1.4m 的标尺，用于计算浑水体积。搅拌机主要由大功率电机和搅拌叶片组成，通过焊接固定到支架 2 上，搅拌杆沿垂线方向等距分布三个搅拌叶片，目的是在配制浑水过程，使水沙充分均匀混合。

潜水电泵 7a、阀门 8b 和涨潮管路 14、造流装置 11 组成涨潮装置，其中阀门 8b 为沟槽蝶阀，共 9 个档位，通过控制档位可实现调节造流装置流量；潜水电泵 7a 最大流量为  $60\text{m}^3/\text{h}$ 。潜水电泵 7b、阀门 8c 和落潮管路 15 组成落潮装置，同样阀门 8c 有 9 个档位，通过档位调节落潮的流量；潜水电泵 7b 最大流量为  $45\text{m}^3/\text{h}$ 。排废开关 8a 和水管 6 组成废水排泄系统，每组情景结束，关闭开关 8b，打开开关 8a，启动电泵 7a，将池内浑水排出，以便进行下一组浑水配置。由于每组情景结束后港池和蓄水池内的浑水不能排回水库，该装置另一优点在于，港池内大量浑水可通过打开电泵 7b 和阀门 8c，同时打开电泵 7a、关闭阀门 8b、打开阀门 8a 的操作，将港池及蓄水池内浑水全部排出室外。

以下介绍该装置的具体使用方法：含沙量即单位体积浑水内所含干砂的重量。以 1984 年黄河口汛期最大含沙量  $14.9\text{kg}/\text{m}^3$  为原始浓度，预设浑水体积为  $4.5\text{m}^3$ ，即浑水到达蓄水池内标尺 1m 刻度处，此时需配置干砂  $67.05\text{kg}$ 。启动搅拌机，向蓄水池边加清水，同时陆续将经处理并已称重的干砂投入池内，当水位到 1m 刻度时，停止加水，并持续搅拌 5 分钟，使水沙均匀混合，然后排入港池。依次配制 4

桶并排入港池，达到港池内预设水深，最后配制第 5 桶涨落潮循环浑水。



1.角铁 2.固定支架 3.蓄水池 4.螺丝 5-1.搅拌电机 5-2.搅拌叶片 6.排废管路  
7a.第一潜水电泵 7b.第二潜水电泵 8a.排废阀门 8b.涨潮阀门 8c.落潮阀门  
9.三通接头 10a.蓄水池进水管口 10b.第一直角弯头 10c.第三直角弯头  
10d.第二直角弯头 11.造流装置 12.港池 13.座板 14.涨潮管路 15.落潮管路  
16.标尺 17.造波装置

图 2.6 水沙均匀混合涨落潮循环装置俯视与主视图

### 2.2.3 造波造流装置

本实验需提供波浪和潮流水动力，现有的 RBM217 造波机，在实验过程仅能提供波浪条件，无法提供潮流动力，所以自行设计一种造波造流装置（图 2.7）。

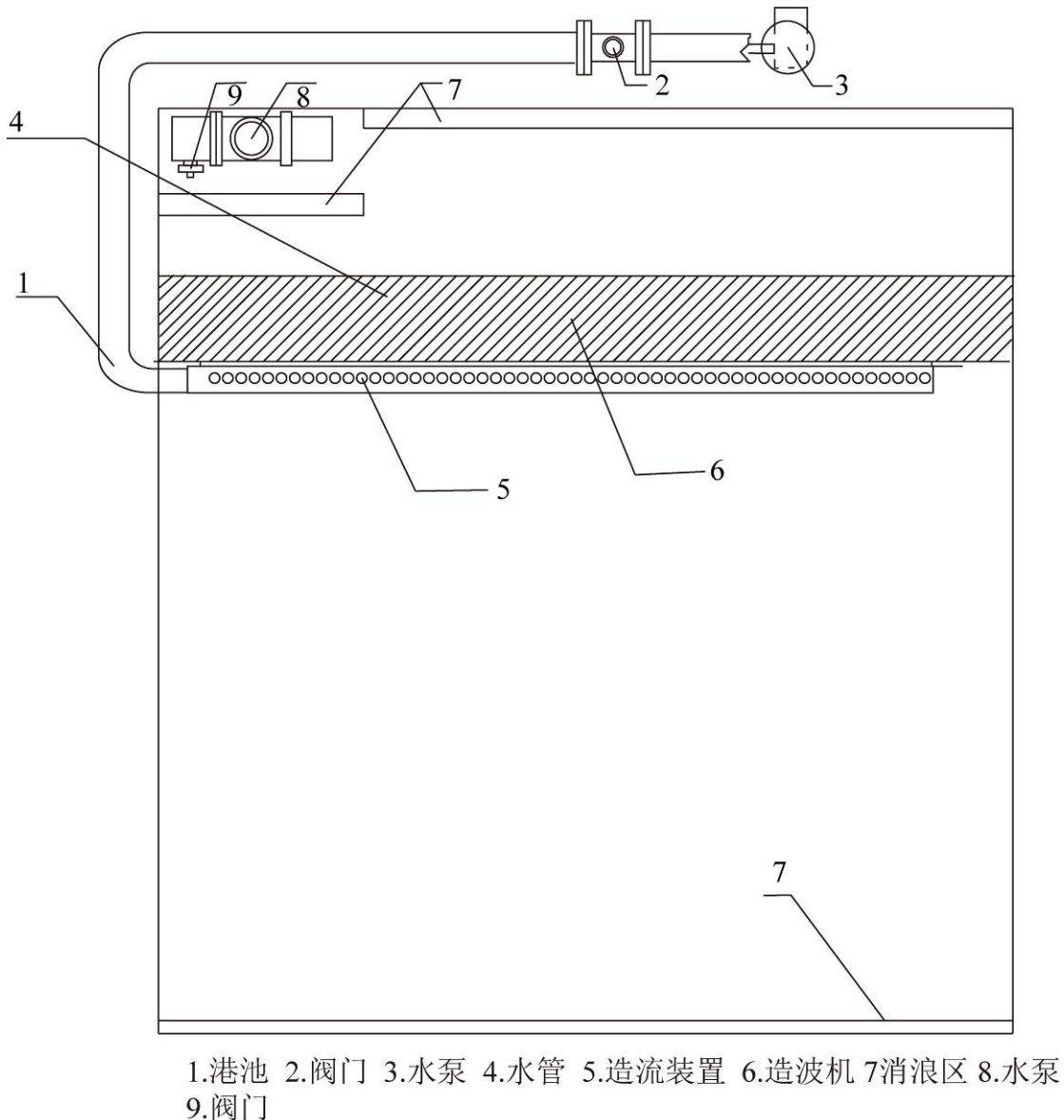


图 2.7 造波造流装置结构示意图

如图 2.8.a 为造波设备，造波机 6 由天津理工大学设计的低惯性伺服电机分段平推式 RBM127 造波机，可实现波高 2cm-20cm，周期 0.5s-5s 以及单向规则波和不规则波。

如图 2.8.b 为造流装置，造流系统主要包括固定安装造波机上的造流装置 5、大流量水泵 3 和控制涨落潮流量的阀门 2、9，其中造流装置是通过丝连接闸阀与管道，管道上等距分布 53 个闸阀，目的是在港池内形成均匀水流，所有闸阀倾斜，使水流喷出时会有一定的倾斜角度，在港池产生流速，同时与上述水沙均匀混合涨落潮循环装置配合，实现规定时间内涨潮、落潮及水流流速变化。

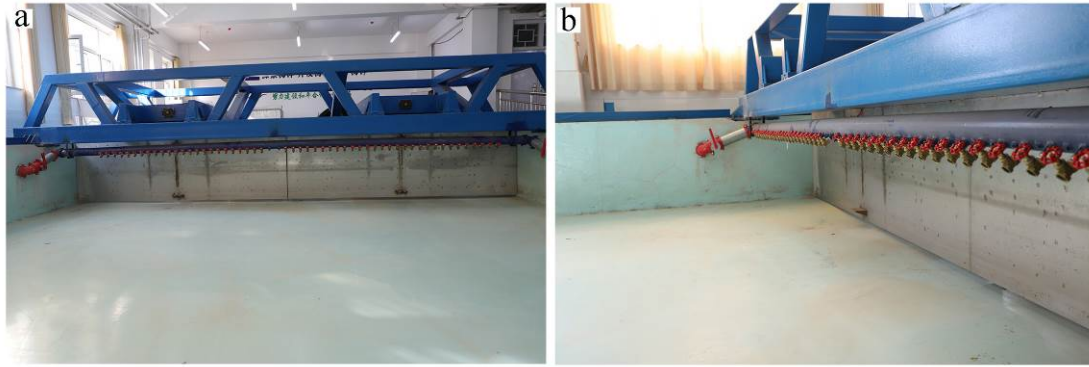


图 2.8 造波设备与造流装置

#### 2.2.4 Argus 系统与移动平台

2015 年中国首个 Argus 海岸线监测系统在浙江朱家尖海滩建立，取代了传统的野外现场观测手段，在海岸工程研究领域应用较为广泛<sup>[47]</sup>。本文首次将 Argus 系统引入室内实验，初步尝试用于室内潮滩监测。该系统由图像采集系统、数据存储系统和传输系统组成，在空间上，由于搭载超广角镜头可实现对研究区域 180° 全方位、大范围的观测，在时间上，可以从 1 秒到数年的连续观测。

本实验图像采集系统采用德国 MOBOTIX-M26A 型号摄像头，如图 2.9.b 所示，配备 1/1.8CMOS 最大像素 600 万（3072×2048 像素）的图像传感器和 23.7mm 的超广角镜头，支持 H.264 和 MJPEG、MxPEG 图像编码格式。数据存储系统是搭载 Linux 系统的内置 512G 硬盘的台式机电脑。传输系统是 Linux 系统台式机为 FTP 服务器，用来存储图片，监控计算机为 FTP 客户端，用来访问存储区并将图片传输到本地。POE 交换机作为连接中心，将摄像头、存储设备和监控计算机互联，并为 M26A 摄像头供电。（描述+本系统优点）

图 2.9.a 所示为移动平台装置，港池两侧设有滑轨，通过电机驱动，机架可在港池上方前后移动。机架两侧设有楼梯，通过机架上的导轨，可实现在港池内左右移动。楼梯设有升降杆，可实现港池内上下移动。通过该移动装置，极大地便捷了实验过程中拍照、取样、测量。

图 2.9.a 所示，M26A 摄像头通过螺丝固定到螺旋丝杆升降机，同时升降机连接移动平台机架滑轨上，整体上实现摄像头前后、左右和上下移动，本实验引进 Argus 系统的优点 M26A 摄像头搭载到移动平台可任意移动并固定位置拍照，同时可记录相机 XYZ 坐标，为不同情境下的实验结果的拍照提供位置参考；如图 11 所示，通过相似三角形原理，在拍摄不同区域的照片时，可保证视角相同；搭载超广角镜头可实现大范围的监测；长时间连续监测并根据时间设定间隔传回

一张现场照片。

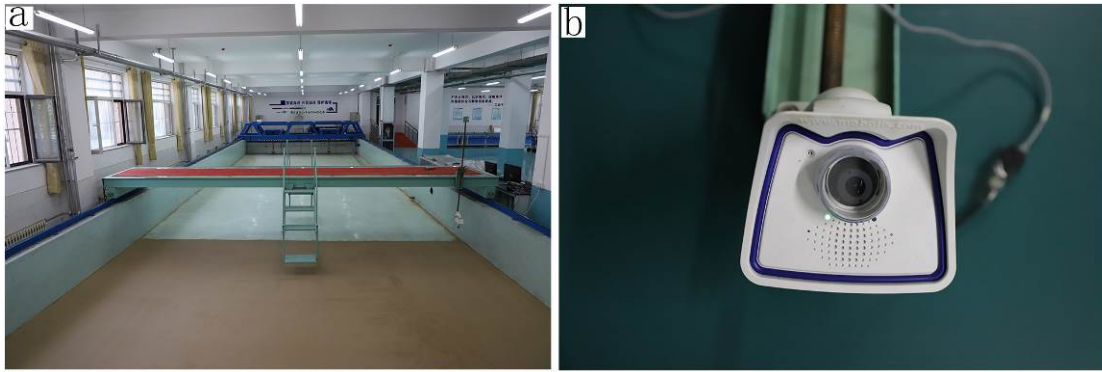


图 2.9 移动平台与 M26A 摄像头

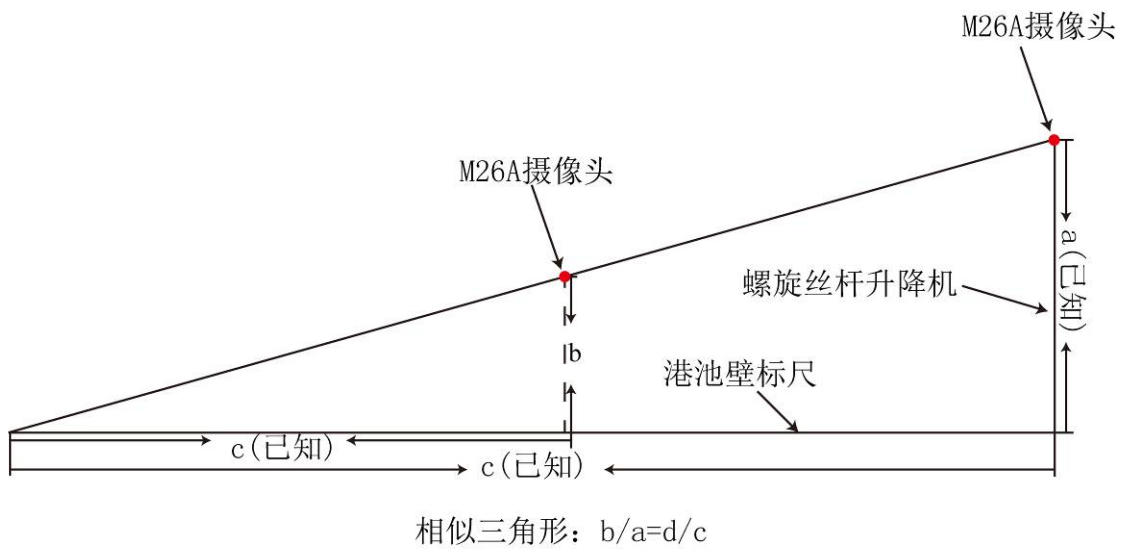


图 2.10 M26A 摄像头位置



### 第3章 物理模型相似条件与相似准则理论基础

物理模型是依据相似条件和准则将原型缩制成实验室规模，模拟自然界物质运动和变化规律。物理模型中用于模拟悬沙和底沙的固体颗粒材料叫模型沙，有天然沙与轻质沙（塑料沙、电木粉、煤粉、经防腐处理的木粉）两种，根据实测，现行黄河三角洲潮滩沉积物平均粒径为 0.039mm，这是一种性质为“黏性土”的淤泥质粉砂。如选用轻质沙作为模型沙，颗粒较粗，在实验中消除了“粘性”的影响；轻质沙与天然潮滩沉积物物理力学性质，包括天然密度、干密度、含水量、孔隙度、饱和度、塑性指数、不排水剪切强度、贯入强度，压缩系数不同；轻质沙与潮滩沉积物粒度组成、粘性比例不同，使用轻质沙无法重现天然潮汐系统典型的粘性泥沙运动，所以模型沙选用天然沙。

本研究中，泥沙运动状态包括悬沙和底沙；实验过程中潮滩的变形以床面冲刷为主；使用变态模型可以模拟宽广的潮滩，基于以上，本实验为变态、动床、全沙波浪潮流泥沙物理模型实验，以模拟正向潮流、潮汐和波浪共同作用下近岸海域含沙量减少对潮滩地貌冲淤影响的研究。根据《海岸与河口潮流泥沙模拟技术规程》，波浪潮流泥沙模型变率可取为 3-10，所以取模型变率为 7.5，即垂向比尺 $\lambda_h=100$ ，平面比尺 $\lambda_l=750$ 。

#### 3.1 模型实验相似条件

##### 3.1.1 几何相似

几何相似是指原型和模型几何形状、尺寸保持相似<sup>[48]</sup>。

长度比尺 $\lambda_L$ 为原型长度 $L_p$ （Prototype）与模型长度为 $L_m$ （model）的比值：

$$\lambda_L = \frac{L_p}{L_m} \quad (1)$$

所以

$$\text{面积比尺} \quad \lambda_A = \frac{A_p}{A_m} = \frac{L_p^2}{L_m^2} = \lambda_L^2 \quad (2)$$

$$\text{体积比尺} \quad \lambda_V = \frac{V_p}{V_m} = \frac{L_p^3}{L_m^3} = \lambda_L^3 \quad (3)$$

##### 3.1.2 运动相似

运动相似性意味着模型和原型中所有对应质点的运动轨迹在几何上都是相

似的，并且所有对应粒子流过线段的耗时具有相等比例。

设时间比尺为  $\lambda_t = \frac{t_p}{t_m}$  (4)

那么

速度比尺  $\lambda_v = \frac{v_p}{v_m} = \frac{L_p/t_p}{L_m/t_m} = \frac{\lambda_L}{\lambda_t}$  (5)

加速度比尺  $\lambda_a = \frac{a_p}{a_m} = \frac{L_p/t_p^2}{L_m/t_m^2} = \frac{\lambda_L}{\lambda_t^2}$  (6)

### 3.1.3 动力相似

动力相似为作用在原型和模型所有对应点上的同名力具有相等比例、互相平行特征 [49]。

两个流动相似，牛顿数相等；牛顿数相等，两个流动相似。牛顿数  $Ne = \text{外力 } F / \text{位移惯性力 } I$ 。

外力：  $F$

惯性力：  $I = ma = \rho L^3 \frac{v}{t} = \rho L^2 v^2$

$$Ne = \frac{F}{\rho L^2 v^2}$$

根据动力相似条件  $\lambda_F = \frac{F_p}{F_m}, \lambda_I = \frac{I_p}{I_m}$  得  $\frac{F_p}{F_m} = \frac{I_p}{I_m}$ ，分析可得  $\frac{F_p}{\rho_p L_p^2 v_p^2} = \frac{F_m}{\rho_m L_m^2 v_m^2}$

即  $Ne_p = Ne_m$ ，此时原型和模型流动相似。

动力相似主要包括重力和粘结力相似。

(1)重力相似准则（弗劳德数相似）【  $F_r = \frac{v}{\sqrt{gL}}$  】

$$\lambda_G = \frac{G_p}{G_m} = \frac{\rho_p g_p L_p^3}{\rho_m g_m L_m^3} = \lambda_\rho \lambda_g \lambda_l^3 \quad (7)$$

重力起主要作用时：由  $I = G$ ， $\lambda_I = \lambda_G$  可得  $\frac{\rho_p L_p^2 v_p^2}{\rho_m L_m^2 v_m^2} = \frac{\rho_p g_p L_p^3}{\rho_m g_m L_m^3}$ ，经分析可得，

$\frac{\rho_p L_p^2 v_p^2}{\rho_p g_p L_p^3} = \frac{\rho_m L_m^2 v_m^2}{\rho_m g_m L_m^3}$  , 化简得  $\frac{v_p}{\sqrt{g_p L_p}} = \frac{v_m}{\sqrt{g_m L_m}}$  ,  $(F_r)_p = (F_r)_m$  。两重力场相似的流场, 弗劳德数  $Fr$  必定相等。

重力相似准则的比尺判据:  $(F_r)_p = (F_r)_m$

$$\frac{V_p}{\sqrt{H_p g}} = \frac{V_m}{\sqrt{H_m g}}$$

$$\frac{V_p}{V_m} = \left( \frac{H_p}{H_m} \right)^{\frac{1}{2}}$$

基于以上可得: 流速比尺  $\lambda_v = \lambda_h^{1/2}$  (8)

流量比尺  $\lambda_Q = \lambda_h \lambda_l \lambda_v$  (9)

$$Re = \frac{\rho L v}{\mu}$$

(2)粘性力相似准则 (雷诺相似准则) 【  $\mu$  】

当流场中主要是粘性力和惯性力起主要作用

$$\frac{I_{惯p}}{F_{黏p}} = \frac{I_{惯m}}{F_{黏m}}$$

$$I_{惯} = ma = \rho L^3 \frac{v}{t} = \rho L^2 v^2$$

$$F_{黏} = \mu A \frac{du}{dy} = \mu L^2 \frac{v}{L} = \mu L v$$

$$\frac{\rho_p L_p^2 v_p^2}{\mu_p L_p v_p} = \frac{\rho_m L_m^2 v_m^2}{\mu_m L_m v_m} \quad (10)$$

化简之后可得:

$$\frac{\rho_p L_p v_p}{\mu_p} = \frac{\rho_m L_m v_m}{\mu_m} \quad (11)$$

$$Re_p = Re_m \quad (12)$$

$$v = \frac{\mu}{\rho}$$

沙粒之间的粘结力雷诺数  $Re_D$ : 由于  $\rho$  ,  $v$  指动力粘滞系数,  $\mu$  指流

体粘度,  $\rho$  指液体密度, 代入  $Re$  得:

$$Re_D = \frac{d \omega_o}{v} \quad (13)$$

沙粒雷诺数  $Re_D$ :



式中,  $d$  指中值粒径,  $\omega_0$  指流速,  $\nu$  指动力粘滞系数。

实际中, 两个流场不可能满足所有相似性条件, 主要相似准则满足即可。几何相似, 运动相似度和动力相似是相互关联和相互制约的, 它们是一个统一的整体, 互不可缺<sup>[50]</sup>。

## 3.2 物理模型相似准则

### 3.2.1 潮汐水流运动基本相似准则

水流运动相似, 其携带泥沙运动才会相似。根据窦国仁潮流运动方程表达式<sup>[51]</sup>:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = g i_x - \frac{\partial \bar{u}' \bar{u}'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}' \bar{v}'}{\partial y} - \frac{u_m \sqrt{u_m^2 + v_m^2}}{C_0^2 h} \quad (14)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{1}{C_0^2} u_m \sqrt{u_m^2 + v_m^2} \left(1 - \frac{z}{h}\right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{1}{C_0^2} v_m \sqrt{u_m^2 + v_m^2} \left(1 - \frac{z}{h}\right) \right]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = g i_y - \frac{\partial \bar{u}' \bar{v}'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}' \bar{v}'}{\partial y} - \frac{v_m \sqrt{u_m^2 + v_m^2}}{C_0^2 h}$$

式中:  $u, v, w$  分别为  $x, y, z$  方向上的时间平均流速;  $t$  为时间;  $g$  为重力加速度;

$i_x$  和  $i_y$  分别为纵向和横向水面比降; 为紊动应力。  $C_0$  为无尺度谢才系数

(即  $C_0 = C / \sqrt{g}$ ,  $C$  为谢才系数);  $u_m, v_m$  分别为垂线平均流速在  $x$  和  $y$  方向的分量,  $h$  为水深。

可得惯性力和重力相似条件下流速比尺  $\lambda_u$ 、 $y$  方向流速比尺  $\lambda_w$ 、时间比尺  $\lambda_t$ :

$$\lambda_u = \lambda_v = \sqrt{\lambda_h} \quad (15)$$

$$\lambda_w = \lambda_u \lambda_h / \lambda_t \quad (16)$$

$$\lambda_t = \frac{\lambda_l}{\sqrt{\lambda_h}} \quad (17)$$

由惯性力和阻力相似得到的阻力比尺  $\lambda_{c_0}$

$$\lambda_{c_0} = \sqrt{\frac{\lambda_l}{\lambda_h}} \quad (18)$$

根据窦国仁的紊流随机理论<sup>[52]</sup>,  $C_0$  为:

$$C_0 = 2.51 \ln \left| 11 \frac{h}{\Delta} \right| \quad (19)$$

其中,  $h$  为水深,  $\Delta$  为河床糙率高度。当采用曼宁阻力公 ( $C_0 = h^{1/6} / n \sqrt{g}$ ) 式时, 可得糙率系数比尺  $\lambda_n$ :  $\lambda_n = \lambda_h^{1/6} (\lambda_h / \lambda_l)^{1/2}$

### 3.2.2 波浪运动基本相似准则

#### 3.2.2.1 波浪运动速度相似

根据线性波理论, 波浪运动速度在垂直方向  $W_w$ 、水平方向  $U_w$ 、以及波周期  $T$ 、波速  $C_w$  依次为:

$$W_w = \frac{\pi H}{T} \frac{\sinh[2\pi(h_0 + z)/L]}{\sinh(2\pi h/L)} \sin \left| 2\pi \frac{x}{L} - 2\pi \frac{t}{T} \right|$$

$$T = \frac{L}{C_w} \quad (20)$$

$$C_w = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}}$$

$$U_w = \frac{\pi H}{T} \frac{\cosh[2\pi(h_0 + z)/L]}{\sinh(2\pi h/L)} \cos \left| 2\pi \frac{x}{L} - 2\pi \frac{t}{T} \right|$$

其中:  $x$  为水质点位移;  $t$  为时间;  $h_0$  为水深;  $L$  为波长;  $H$  为波高。

基于此, 要想模型与原型的波浪质点运动速度相似, 波高比尺与波长比尺必须相同, 按水深比尺取成正态。所以波高比尺  $\lambda_H$ 、波长比尺  $\lambda_L$  及其他各量比尺为:

$$\lambda_H = \lambda_L = \lambda_h \quad (21)$$

$$\lambda_{U_w} = \lambda_{W_w} = \lambda_h^{1/2} \quad (22)$$

$$\lambda_{C_w} = \lambda_h^{1/2} \quad (23)$$

$$\lambda_T = \lambda_h^{1/2} \quad (24)$$

#### 3.2.2.2 波浪折射相似

当波浪由深水区斜向进入浅水区, 将发生波浪折射, 在传播过程中, 波周期较小, 可看做常数, 所以有以下公式<sup>[51]</sup>:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \alpha_0} = \frac{C_w}{C_{w_0}} \quad (25)$$

$$\frac{C_w}{C_{w_0}} = \frac{L}{L_0} = \tanh \left| 2\pi \frac{h}{L} \right|$$

其中:  $\alpha_0$  和  $\alpha$  分别是深水区 and 入射角浅水区的折射角, 在折射过程中, 波高

的变化如下:

$$\frac{H}{H_0} = \left| \frac{2 \cosh^2(2\pi h/L)}{4\pi h/L + \sinh(4\pi h/L)} \right|^{1/2} \left| \frac{1 - \sin^2 \alpha_0 \tanh^2(2\pi h/L)}{\cos^2 \alpha_0} \right|^{1/4}$$

前述可知波长比尺、波高比尺与水深比尺相等, 所以可得波浪发生折射时, 波速比尺 $\lambda_{C_{w0}}$ 、波长比尺 $\lambda_L$ 和 $\lambda_H$ 波高比尺 $\lambda_H$ :

$$\lambda_{C_{w0}} = \lambda_{C_w} = \lambda_h^{1/2} \quad (26)$$

$$\lambda_{\sin \alpha} = \lambda_{\sin \alpha_0} \quad (27)$$

$$\lambda_L = \lambda_{L_0} = \lambda_h \quad (28)$$

$$\lambda_H = \lambda_{L_0} = \lambda_h \quad (29)$$

### 3.2.2.3 波浪破碎相似

波浪由深水区向岸边传播过程, 受水深、海底地形和摩擦阻力影响, 会发生破碎。破波除了受水深、波长、波高影响, 潮滩坡度也是重要影响因素。根据窦国仁总结波长、波高、水深与岸滩坡度的关系式:

$$\frac{H_a}{h_a} = \exp \left| -11 \left| \frac{h_a}{L} \right| m_0^{1/2} \right| 2.88 m_0^{1/3} \quad (30)$$

$$m_0 = \begin{cases} 1/50, & \text{当 } m \leq 1/50 \text{ 且 } \frac{H_a}{h_a} \geq 0.2 \text{ 时} \\ m, & \text{当 } m > 1/50 \text{ 且 } \frac{H_a}{h_a} < 0.2 \text{ 时} \end{cases}$$

其中,  $H_a$  表示破碎波高,  $h_a$  表示破碎水深,  $L$  表示破碎波长,  $m$  表示原型岸滩坡度。该公式说明, 当原型岸滩坡度大于 1/50 时,  $H_a/h_a$  与岸滩坡度有关, 即波浪破碎受坡度影响; 当原型岸滩坡度小于 1/50 时,  $m_0$  为定值,  $H_a/h_a$  与原型岸滩坡度无关, 即破浪破碎不受坡度影响。

分析当  $m \leq 1/50$ ,  $\frac{H_a}{h_a} = 2.88 \left( \frac{1}{50} \right)^{1/3} \exp \left| -11 \left( \frac{1}{50} \right)^{1/2} \left| \frac{h_a}{L} \right| \right|$  经过化简可

得  $\frac{H_a}{h_a} = 0.78 \exp \left| -1.54 \left| \frac{h_a}{L} \right| \right|$ ,  $H_a/h_a$  的极限值为 0.78, 即当波高与水深比值为 0.78

时, 波浪开始破碎。黄河三角洲岸滩坡度极其平缓 (2/10000-7/10000), 其坡度远远小于 1/50, 所以模型中波浪破碎的位置可以与原型相似。由于本实验为变态模型, 模型允许变率公式如下:

$$\frac{1}{50m} \gg \frac{\lambda_t}{\lambda_h} \quad (29)$$

所以，本实验模型变率 7.5，符合波浪破碎相似的要求。

### 3.2.3 悬沙运动相似准则

悬沙是影响河口海岸冲淤变化的重要影响因素，根据窦国仁波、流耦合作用下的悬沙输沙和河床冲淤方程式<sup>[53]</sup>：

$$\frac{\partial [hS(u_o + u_{ow})]}{\partial x} + \frac{\partial (hs)}{\partial t} + \frac{\partial [hS(v_o + v_{ow})]}{\partial y} + \alpha_s \beta_s \omega_s (S - S^*) = 0 \quad (30)$$

$$\gamma_0 \frac{\partial \eta_s}{\partial t} = \alpha_s \omega_s (S - S^*)$$

其中： $S$ 为含沙量； $S^*$ 为波、流耦合下的挟沙能力； $h$ 为水深； $u_o$ 、 $u_{ow}$ 为 $x$ 和 $y$ 方向上潮流平均流速； $v_o$ 、 $v_{ow}$ 为 $x$ 和 $y$ 方向上波浪平均速度； $w_s$ 悬沙沉速； $\alpha_s$ 为泥沙的沉降系数； $\gamma_0$ 床面泥沙干容重； $\eta_s$ 为悬沙作用的冲淤变化； $t$ 为冲淤时间。

基于以上可得泥沙沉降速度比尺 $\lambda_{ws}$ ：

$$\lambda_{ws} = \lambda_u \lambda_h / \lambda_t \quad (31)$$

根据窦国仁推导的波、流耦合作用下的挟沙能力方程<sup>[54]</sup>。潮流挟沙力表达式：  
波浪挟沙力表达式：

$$R_1 = \alpha_1 i_f \rho g h U$$

$$R_2 = \alpha_2 \rho g f_w H^2 / T$$

波、流耦合下挟沙能力方程为：

$$R_3 = (\rho_s - \rho) g h s^* \omega_s / \gamma_s$$

式中， $\alpha_1$ 和 $\alpha_2$ 为系数； $i_f$ 为水流摩阻比降( $i_f = U^2 / C_0^2 g h$ )； $\rho$ 为水的密度； $U$ 为水流平均流速； $f_w$ 为波浪摩阻系数； $\gamma_s$ 为泥沙颗粒容重； $\rho_s$ 为泥沙密度。

由  $R_1 + R_2 = R_3$  可得

$$S^* = \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \gamma_s \left| \alpha_1 \frac{U^3}{C_0^2 g h \omega_s} + \alpha_2 f_w \frac{H^2}{h \omega_s T} \right| \quad (32)$$

上述表达式经变形可得： $S^* = \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \gamma_s \left| \alpha_1 \frac{U^3}{C_0^2 g h \omega_s} \right| + \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \gamma_s \left| \alpha_2 f_w \frac{H^2}{h \omega_s T} \right|$

潮流挟沙能力相似比尺

$$\lambda_{S^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s} \lambda_u^3}{\lambda_{(\rho_s-\rho)} \lambda_{Co}^2 \lambda_h \lambda_\omega}$$

经约分、化简得

$$\lambda_{S^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s}}{\lambda_{(\rho_s-\rho)}} \quad (33)$$

波浪挟沙能力的相似比尺

$$\lambda_{S^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s} \lambda_{fw} \lambda_H^2}{\lambda_{(\rho_s-\rho)} \lambda_h \lambda_T \lambda_\omega}$$

经约分、化简得

$$\lambda_{S^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s}}{\lambda_{(\rho_s-\rho)}} \quad (34)$$

基于以上可知，波、流耦合作用下挟沙力比尺相同，所以波、流耦合含沙量比尺  $\lambda_{S^*}$

$$\lambda_{S^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s}}{\lambda_{(\rho_s-\rho)}} \quad (35)$$

悬沙冲淤时间相似比尺  $\lambda_{ts}$ ：

$$\lambda_{ts} = \lambda_{\gamma_0} \frac{\lambda_{\rho_s-\rho}}{\lambda_{\gamma_s}} \frac{\lambda_l}{\lambda_h^{1/2}} \quad (36)$$

其中  $\lambda_{\gamma_s}$  为泥沙密实容重。

### 3.2.4 底沙运动相似要求

根据窦国仁波、流共同作用下的底沙输沙和底沙引起的底床冲淤方程式<sup>[55]</sup>：

$$\frac{\partial(hN)}{\partial t} + \frac{\partial[hS(u_o + u_{ow})]}{\partial x} + \frac{\partial[hS(v_o + v_{ow})]}{\partial y} + \alpha_b \omega_b (N - N^*) = 0$$

$$\gamma_0 \frac{\partial \eta_b}{\partial t} = \alpha_b \omega_b (N - N^*) \quad (37)$$

其中， $N$ 为底沙输沙量； $N^*$ 为底沙输沙能力； $\alpha_b$ 为底沙沉降系数； $\omega_b$ 为底沙沉降速度； $\eta_b$ 底沙作用引起床面冲淤变化

基于以上可得：

$$\frac{\lambda_N \lambda_h}{\lambda_l} = \frac{\lambda_N \lambda_h \lambda_u}{\lambda_l} \quad (38)$$

$$\frac{\lambda_N \lambda_h \lambda_u}{\lambda_l} = \lambda_{ob} \lambda_N \quad (39)$$

$$\lambda_N = \lambda_{N^*} \quad (40)$$

$$\lambda_{\gamma_0} \frac{\lambda_h}{\lambda_{tb}} = \lambda_{ob} \lambda_N \quad (41)$$

由（38）式波、流耦合下底沙输沙时间比尺 $\lambda_t$ ：

$$\lambda_t = \frac{\lambda_l}{\sqrt{\lambda_h}} \quad (42)$$

由（39）式底沙沉速比尺 $\lambda_{wb}$ ： $\lambda_{ob} = \lambda_h \lambda_u / \lambda_l = \lambda_h^{3/2} / \lambda_l$  (43)

由（40）式底沙输沙量与其输沙能力的比尺相等： $\lambda_N = \lambda_{N^*} = \frac{\lambda_{\gamma_s}}{\lambda_{\rho_s - \rho}} \lambda_h^{3/2}$  (44)

由（41）式底沙引起床面冲淤时间比尺 $\lambda_{tb}$ ：

$$\lambda_{tb} = \lambda_{\gamma_0} \frac{\lambda_h}{\lambda_N \lambda_{ob}} = \lambda_{\gamma_0} \frac{\lambda_{\rho_s - \rho}}{\lambda_{\gamma_s}} \frac{\lambda_l}{\lambda_h^{1/2}} \quad (45)$$

基于以上，表 3.1 所示为物理模型主要相似比尺：

表 3.1 主要相似比尺

比尺名称	符号	相似比尺	比尺名称	符号	相似比尺
水平比尺	$\lambda_l$	750	波高与波长比尺	$\lambda_H \setminus \lambda_L$	100
垂直比尺	$\lambda_h$	100	波周期比尺	$\lambda_T$	10
流速比尺	$\lambda_u$	10	泥沙沉速比尺	$\lambda_{\omega}$	1.33
时间比尺	$\lambda_t$	75	含沙量比尺	$\lambda_{s^*}$	1
流量比尺	$\lambda_Q$	750000	泥沙冲淤时间比尺	$\lambda_{ts}$	75
糙率比尺	$\lambda_n$	0.78	底沙输沙量比尺	$\lambda_N$	1000

## 第 4 章 黄河三角洲潮滩干湿转化地貌发育物理模型实验

### 4.1 概述

为研究潮汐作用下潮滩干湿转化过程潮沟系统的形成、地貌发育,使用黄河三角洲潮滩天然粉砂,建立实验室物理模型,并首次将 Argus 系统引入实验用于监测现场,模拟在一定坡度下潮滩干湿转化过程的地表变化,研究了潮滩地貌空间分布差异,分析了天然粉砂孔隙内滞留空气对潮滩地形起伏的动力机制。

### 4.2 实验材料与图像畸变校正

#### 4.2.1 实验材料与方法

潮滩天然沉积物的粒度具有明显的地带性分布特征<sup>[56]</sup>。如图 2.1 所示,于 2018 年 9 月 15 日下午 4 点 30 分孤东南侧 (119.09°E, 37.84°N) 退潮阶段,在高潮滩中部和上部分别划定两个平行于岸线长 50m、垂直于岸线宽 2m 的带状样方,然后使用自制 3cm×3cm×3cm 采样器沿岸线平行方向间隔 5m 取表层 2cm 沉积物,带回实验室进行粒度分析。模型沙在样方内使用土壤铲取表层约 10cm 的沉积物,放置水泥编织袋中,共计 400 袋(高潮滩中部约 300 袋,上部约 100 袋),总重量约 15 吨,其中,高潮滩中部泥沙用作模型底沙,上部泥沙用于模型悬沙。带回实验室,使用 Malvern Mastersizer 2000 激光粒度分析仪进行粒度分析,取少量样品放入烧杯中并加入双氧水加热,然后加入 10%浓度盐酸除掉碳酸盐,注入蒸馏水静置 8 小时,之后加入分散剂并用超声波清洗器振荡 10 分钟,最后进行测量。根据测量结果,模型底沙平均粒径在 0.0378-0.0472mm,砂含量在 10.46%-15.54%,粉砂含量 84.46%-88.01%,黏土含量 0-1.69%;模型悬沙平均粒径 0.022-0.033mm,砂含量在 7.21%-10.51%,粉砂含量 88.01%-92.76%,黏土含量 0.04-3%。

将全部泥沙进行室内铺平、晒干,待水分完全蒸发,使用滚筒碾碎至粉末,然后使用 1mm 土壤筛进行筛选。未过筛大于 1mm 的固结颗粒二次碾碎,再次过筛,依次重复,直至将所有泥沙过筛,以达到模型潮滩整体均匀。

使用环刀法<sup>[57]</sup>测试天然密度 ( $\rho$ )、干密度 ( $\rho_1$ )、饱和湿密度 ( $\rho_2$ )、孔隙度。现场使用 5 个已知重量  $W_1$  和体积  $V_{\text{环刀}}$  的环刀,将其去掉顶盖和底盖垂直放置在地表,锋利一侧朝下,并轻轻按压使环刀慢慢进入潮滩直至充满泥沙。合上顶盖并使用土壤铲将环刀挖出,用刮刀除去多余土壤并合上底盖,依次测量其重量  $W_2$ 。其天然密度计算如下:

$$\rho = \frac{W_2 - W_1}{V_{\text{环刀}}} \quad (46)$$

干密度测试方法如上，称充满过筛干粉砂的环刀重量为  $W_3$ 。其干密度计算如下：

$$\rho_1 = \frac{W_3 - W_1}{V_{\text{环刀}}} \quad (47)$$

将过筛干粉砂放置于平底塑料盆，厚度约 10 cm，向塑料盆加水直至其上沿，放置 12 小时，盆中干粉砂充分吸水直至饱和后，使用虹吸法将盆中多余水排出。饱和湿密度测试方法如上，将环刀从盆中取出迅速擦干外面水分，称饱和重  $W_4$ 。其饱和湿密度计算如下：

$$\rho_2 = \frac{W_4 - W_1}{V_{\text{环刀}}} \quad (48)$$

将环刀放入 80 °C 烘箱中烘干 12 小时，取出降至室温称重  $W_5$ 。其孔隙度计算如下：

$$\text{孔隙度} = \frac{W_4 - W_5}{\rho_{\text{水}} V_{\text{环刀}}} \quad (49)$$

测试结果取平均值，天然密度为 1.51 g/cm<sup>3</sup>，干密度为 0.89 g/cm<sup>3</sup>，饱和湿密度为 1.75 g/cm<sup>3</sup>，孔隙度 52.2 %。

#### 4.2.2 Argus 图像畸变校正

畸变是在相机成像过程中，相对于实际位置的扭曲变形，主要包括径向畸变 ( $k_1, k_2, k_3$ ) 和切向畸变 ( $p_1, p_2$ )。径向畸变主要表现为“鱼眼效应”，校正公式如下：

$$\begin{aligned} x_{\text{corrected}} &= x(1 + k_1 r^2 + k_2 r^4 + k_3 r^6) \\ y_{\text{corrected}} &= y(1 + k_1 r^2 + k_2 r^4 + k_3 r^6) \end{aligned} \quad (50)$$

其中，(x,y) 为图像中老像素点，该点的校正输出图像位置为 ( $x_{\text{corrected}}, y_{\text{corrected}}$ )。

切向畸变校正公式如下：

$$\begin{aligned} x_{\text{corrected}} &= x + [2p_1 xy + p_2(r^2 + 2x^2)] \\ y_{\text{corrected}} &= y + [p_1(r^2 + 2y^2) + 2p_2 xy] \end{aligned} \quad (51)$$

其中，(x,y) 为图像中老像素点，该点的校正输出图像位置为 ( $x_{\text{corrected}}, y_{\text{corrected}}$ )。所以，需要求解其畸变系数：



$$Distortion_{coefficients} = (k_1 \ k_2 \ p_1 \ p_2 \ k_3)$$

为得到相机的焦距  $fc_1$  和  $fc_2$ 、光学中心  $(cc_1, cc_2)$ ，求解相机内参矩阵，其表达式如下：

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ w \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} fc_1 & 0 & cc_1 \\ 0 & fc_2 & cc_2 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} \quad (52)$$

使用 MATLAB 进行畸变校正。主要过程：

- (1)从 OPENCV 官网 ([https://docs.opencv.org/2.4/\\_downloads/pattern.png](https://docs.opencv.org/2.4/_downloads/pattern.png)) 下载标定板，并使用 M26A 摄像头从不同位置拍摄标定板，保存大约 15-30 张图片。
- (2)调用 MATLAB 自带应用程序 cameracalibrator，求解该相机的径向畸变  $k_1, k_2, k_3$  和切向畸变  $p_1, p_2$  以及内参矩阵。其结果为：

径向畸变： -0.31381729 0.08129432 0

切向畸变： 0.00128515 0.00054761

$$\text{内参矩阵: } \begin{bmatrix} 1471.5706 & 0 & 1541.0609 \\ 0 & 1471.7197 & 1050.9172 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

基于以上可得：

$$Distortion_{coefficients} = (-0.314 \ 0.081 \ 0.001 \ 0.0005 \ 0)$$

焦距  $fc_1, fc_2$  分别为 1471.5706, 1471.7197，像素坐标光学中心为 (1541.0609, 1050.9172)。

- (3)将畸变系数、焦距、光学中心代入 MATLAB 畸变校正代码运行，并调用 rect.m 文件和 apply\_distortion.m 文件，设置命名方式及保存位置，输出图像。下图 4.1 为干潮滩矫正前后对比：



图 4.1 干潮滩图像畸变校正前后对比

### 4.3 实验过程

预设潮滩坡度 1/35，即潮滩长 7m，末端高 20cm，前端 0cm。使用墨斗和施工线对潮滩四周标记坡度线，池中每隔 2m 使用施工线拉出坡度线。向池内加沙，人工站在移动平台装置，使用 2m 长刮板沿着坡度线重复刮平，直至将全部潮滩铺平，达到坡度均一、潮滩颗粒均匀的效果。潮滩铺设如图 4.1.b 所示。

涨潮历时为 93 分钟，退潮历时 60 分钟，潮差 20cm，模拟正向潮流作用下干潮滩变为湿潮滩过程中地貌发育变化。期间，小威龙点式流速仪放置于 (3.5 m, 7 m)，采样率为 1Hz，其流速变化如图 4.2 所示，涨潮最大流速 8.97 cm/s，平均涨潮流速 7.34 cm/s；落潮最大流速 11.62cm/s，平均落潮流速 8.92cm/s。涨潮过程中，由于池壁边界层效应，不均匀流现象如图 4.3 所示，同时潮滩下部沙波方向偏转也与不均匀流有关。经过 1 个潮汐过程，湿潮滩形态如图 4.4.b 所示，干潮滩如 4.4.a 所示。

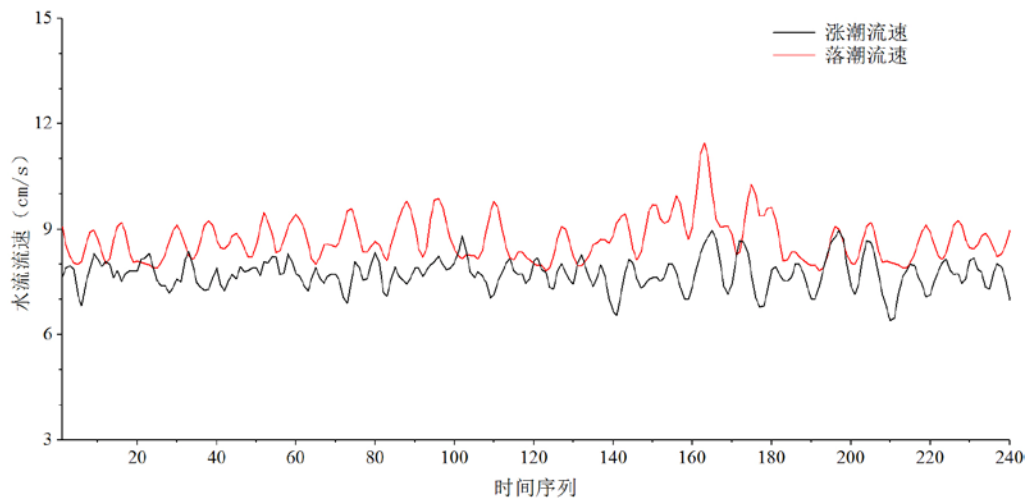


图 4.2 涨、落潮流速变化

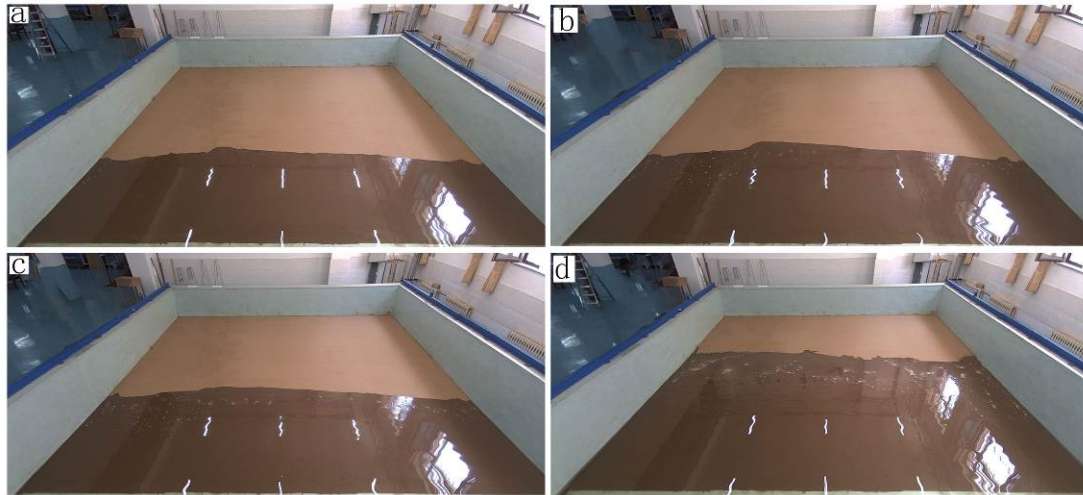


图 4.3 涨潮不均匀水流

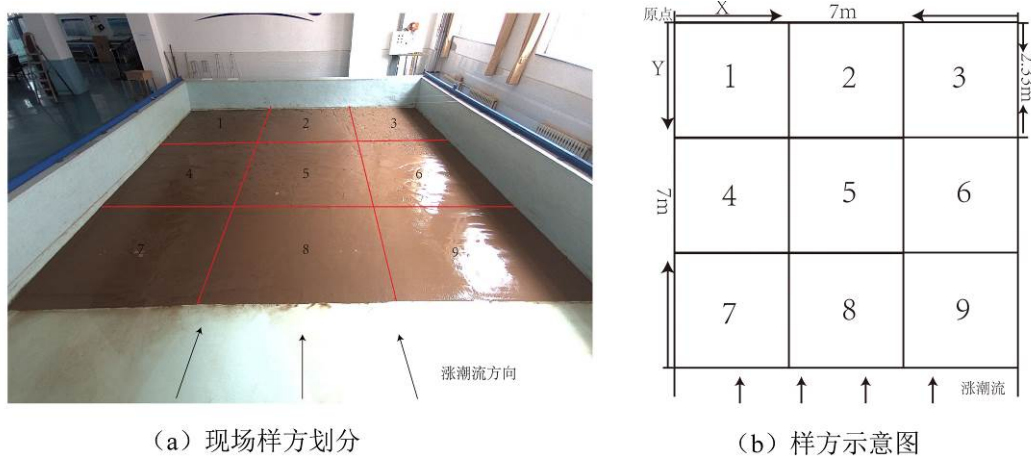


(a)干潮滩

(b)湿潮滩

图 4.4 潮滩干湿转化前后对比

实验结束后人工测量高程及地貌形态长度、宽度、深度，为方便描述其地表形态变化，将潮滩分为  $2.33\text{m} \times 2.33\text{m}$  大小的 9 个样方，如图 4.5 所示。



(a) 现场样方划分

(b) 样方示意图

图 4.5 模型样方划分及示意图

## 4.4 潮滩地貌空间分布差异

### 4.4.1 潮滩地貌横向分布特征

#### 4.4.1.1 潮滩下部地貌发育

7、8、9号样方组成的潮滩下部(图4.6),地表起伏较小,滩面较为平整,涨潮过程极少量气泡,高程0.2-7.1cm。Argus拍摄位置依次为(116.5cm, 811cm, 129cm)、(349cm, 811cm, 129cm)、(349cm, 811cm, 129cm),偏转角度为45°。按照潮汐潮沟系统分类方法<sup>[58]</sup>,以最大干流为第一级河道,支流为最大干流的第二级河道,小支流为支流为第三级河道。

7-1由1条一级潮沟及12条二级潮沟组成,长度0.5-7cm、宽度0.1-0.3cm、最大深度约0.2cm;7-2由5条一级潮沟及7条二级潮沟组成,长度2-7cm、平均宽度为0.2cm、深度0.1-0.2cm;7-3与7-4中潮沟长度1-5cm、平均宽度0.1cm、平均深度0.1cm;9-1中潮沟长度4.7-12.5cm,宽度0.1-0.7cm,深度0.05-0.1cm。其共同特点细密潮沟发育在微小陡坎或塌陷上方,沿岸线平行方向排列分布,具有树枝状形态,且不断溯源侵蚀。

#### 4.4.1.2 潮滩中部地貌发育

4、5、6号样方组成的潮滩中部(图4.6),与潮滩下部中潮沟发育分布形态相似。在微小陡坎或碗口状塌陷上方发育有沿岸线平行方向排列分布,并不断溯源侵蚀,沿退潮方向宽度变大的树枝状细小潮沟。该处滩面沙波发生偏移,涨潮过程有部分气泡,高程6.9-11.3cm。Argus拍摄位置依次为(116.5cm, 578cm, 129cm)、(349cm, 578cm, 129cm)、(582cm, 578cm, 129cm),偏转角度为45°。

4-1、4-2、5-3、6-1、6-2、6-3中潮沟发育在微小陡坎上。其中,4-1由9条长2.7-10.9cm的一级潮沟、11条长1.6-3.5cm的二级潮沟、3条长0.2-0.5cm的三级潮沟组成,宽度在0.05-0.2cm,深度0.05-0.1cm;4-2由39条1.2-16.9cm一级潮沟、23条1.4-5.3cm二级潮沟、8条0.2-0.4cm三级潮沟组成,宽度在0.05-0.3cm,深度0.05-0.1cm;5-3潮沟长度从1.3-6cm,平均宽度0.1m,平均深度0.05cm;6-1中一级潮沟长度4-12cm,宽度0.1-0.3cm,平均深度约0.1m;6-2中一级潮沟长度6-13.5cm,宽度0.1-0.4cm,平均深度约0.1m;6-3中一级潮沟长度4-13cm,宽度0.1-0.5cm,平均深度约0.1cm。

4-4、5-1、5-2中潮沟发育在塌陷之上。其中,4-4中发育着由13条5.5-19.2cm一级潮沟、23条1.2-2.3cm二级潮沟、8条0.2-0.4cm三级潮沟组成,宽度在

0.1-0.5cm, 深度 0.05-0.3cm 潮沟-沟头树枝状潮沟系统; 5-1 由 2 条一级潮沟和 8 条二级潮沟组成的树枝状潮沟系统, 最长 13cm, 最宽 0.2cm, 平均深度 0.1cm 左右; 5-2 由 2 条一级潮沟、8 条二级潮沟组成的树枝状分叉二级潮沟系统, 最长 14 cm, 最宽 1 cm, 最大深度 0.2cm。

如 4-3 所示, 沙波形态呈凸字形发育, 平行岸线的沙波在此向陆地偏移约 30cm, 然后在 5 号样方恢复平行岸线, 最后在 6 号样方向海方向偏移约 30cm, 恢复最初位置。

#### 4.4.1.3 潮滩上部地貌发育

1、2、3 号样方组成的潮滩上部 (图 4.6), 地表变化较大, 形成高密度和连通复杂的不规则潮沟-碗口状塌陷系统, 港池末端大幅度沉降, 最大沉降 4.1cm, 平均沉降约 2 cm, 整体坡度从 1/35 减小到 9/350, 涨潮过程有大量气泡活动, 高程 10.6-19.5 cm。Argus 拍摄位置依次为 (116cm, 345 cm, 129cm)、(349cm, 345cm, 129cm)、(582cm, 345cm, 129cm), 偏转角度为 45°。

1-1 中潮沟宽度 0.2-4.5 cm, 塌陷直径 2-5 cm。涨潮中有大量气泡冒出, 然后形成碗口状塌陷, 退潮潮滩中部出现“沟壑纵横”形态, 将塌陷连通; 1-2 左侧为最剧烈气泡活动消失之后形成直径 33cm 火山口地表形态, 右侧为长 29cm, 深 1.7cm, 宽约 cm 的沟壑 1-3 为最大碗口塌陷, 其中心位置在(44 cm,55cm)处, 直径为 12cm, 深度 3cm。

2 号样方前端地表变化较小, 是 5 号样方平坦地形的延续; 末端 2-1 中, 碗口状塌陷共 69 个, 最大深度 3.1cm, 最大宽度 8cm, 大多深度 0.5-2cm, 宽度 1-4cm, 潮沟共 29 条, 深度 0.2-0.5cm, 宽度 0.2-0.5cm; 2-2 是由长度从 17.2-31.7cm, 宽度 0.1-0.2cm, 深度 0.1-0.3cm 蝴蝶状潮沟系统。

3 号样方地表变化较大, 其塌陷直径 1-6cm, 深度 1-1.7 cm; 潮沟连接复杂, 宽度 0.1-0.2cm, 深度 0.1-0.3cm。

#### 4.4.2 潮滩地貌纵向分布特征

以 1、4、7 号样方组成的港池左侧潮滩区域, 2、5、8 号样方组成的港池中部潮滩区域, 3、6、9 号样方组成的港池右侧潮滩区域。中部区域地表变化小、地形平坦, 涨潮过程有少量气泡, 直到潮滩上部末端, 才出现较大的地形变化; 而港池两侧地形变化较大, 涨潮过程大量气泡冒出, 4 号样方 (港池左侧) 和 6 号样方 (港池右侧) 末端出现较大地表变化, 形成相互连通的不规则潮沟-塌陷系统,



但同一横向上的 5 号样方地形依然平坦。港池两侧区域潮滩越往高潮线方向，其潮沟-塌陷密度和复杂程度越大。

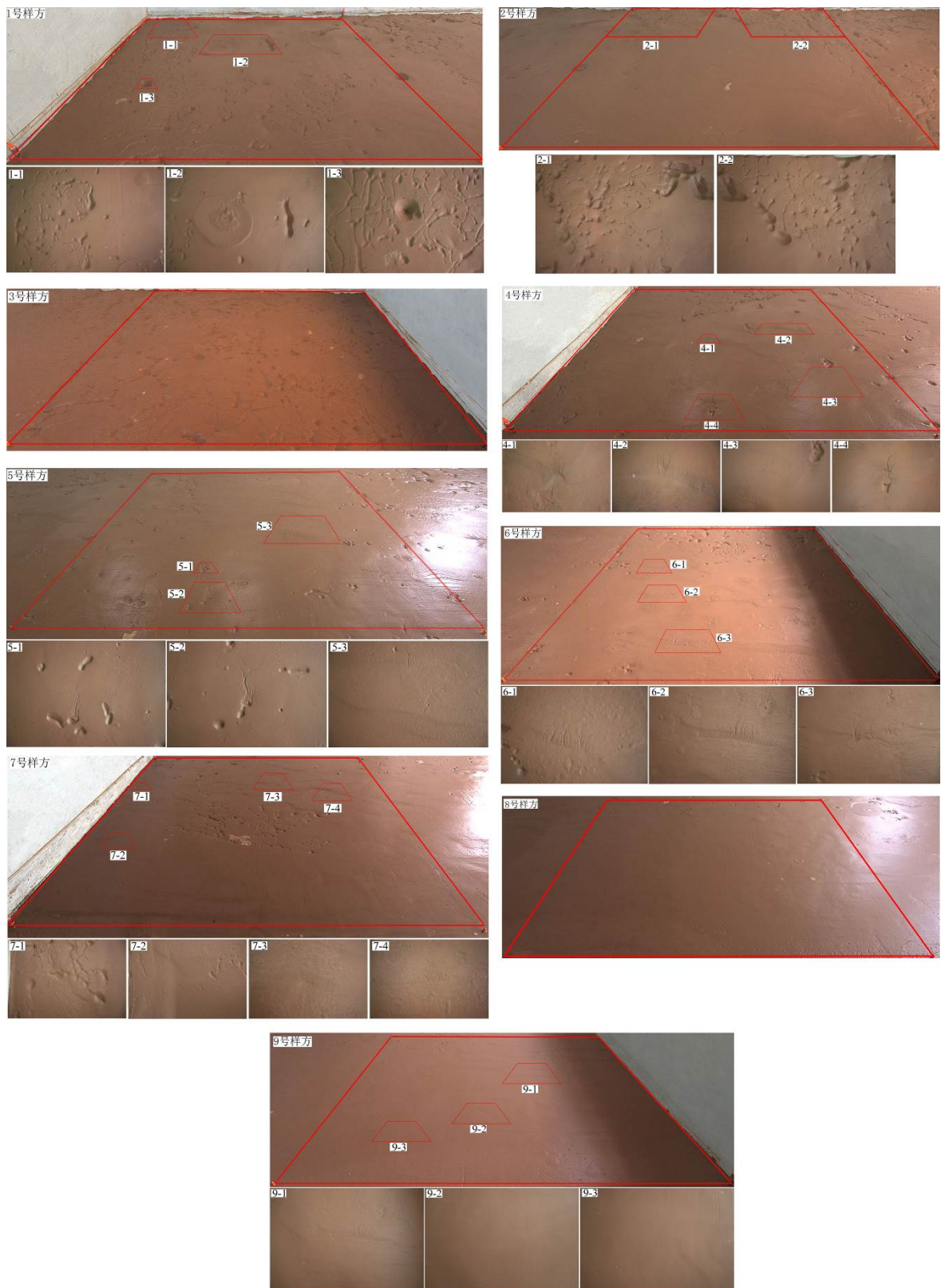


图 4.6 潮滩各样方图及典型细节

#### 4.5 潮滩干湿转化地貌发育动力机制分析

研究区潮滩沉积物主要由粉砂组成,天然粉砂由于颗粒表面带有电荷,构成颗粒集合体,形成较大的结构孔隙,环刀法测得干粉砂孔隙度为 52.2%。原本潮滩上堆积的干粉砂,由于孔隙内充满空气,得以维持干潮滩地表平整的状态。初次涨潮,干潮滩被淹没和吸水后,孔隙内滞留空气排出。干粉砂遇水后具有一定黏性,所以干潮滩表层最先湿透,会形成一层黏性沉积物,阻碍了潮滩孔隙内气体排出,使得孔隙内滞留气体的排出滞后于潮流淹没。淹没的潮滩水流持续下渗,孔隙内被水占满,空气受到水的压力沿水平和垂直方向运移,从而在平坦的潮滩表面形成微小的地形起伏,如陡坎、微小排气通道。

空气垂直方向运移的表现是涨潮过程水面冒出大量气泡。在水压下,孔隙内空气除垂直运移外,还有一部分水平运移,水平方向包括向两侧运移、向高潮线方向运移。

(1)两侧运移:由于边界层存在,水流距池壁较远处,粘性力比惯性力小得多,可以忽略不计。但是粘性力在池壁附近的作用不容忽视,越靠近池壁粘性力作用越大,水流流速越慢,所以中间水流相比于两侧沿滩面爬升更快,形成图 4.3 的不均匀水流,继而影响沙波偏移。中间水流爬升较快,中间潮滩表层干粉砂最先淹没,之后水流下渗,排挤孔隙内空气,空气承压到一定程度,一部分顺着潮滩垂直运移,水面少量气泡活动,另一部分被排挤到两侧。当两侧的水流到达,空气承压后由于左侧池壁和右侧湿潮滩阻碍,只能就地垂直排出,表现为水面大量气泡活动。

(2)高潮线方向运移:涨潮过程,水流从低潮到高潮,潮滩下部最先淹没,前述可知气体排出滞后于干潮滩淹没,孔隙内空气受下渗水流的压力一部分垂直排出,水面有少量的气泡活动,另一部分在涨潮流作用下向潮滩上部运移,由于坡度影响,干潮滩厚度变大,水平运移过程中顶部潮滩淹没,只能沿底部未渗透的干粉砂向高潮线水平运移,仅少量空气能垂直排出,大部分空气被排挤到高潮线。由于池壁阻碍,所有孔隙内空气只能垂直排出,高潮线附近剧烈的气泡活动。

气泡活动强度与地表变化成正比,剧烈气泡活动意味着潮滩极不稳定性。孔隙内气体的排出使原本均匀的潮滩形成无数细小排气通道,潮滩稳定性变差。同时,初次涨潮,干潮滩表层最先湿透,潮滩湿密度( $1.75 \text{ g/cm}^3$ )远大于干密度( $0.89 \text{ g/cm}^3$ ),使单位体积内重量增加 96.6%,当表层湿潮滩重力超过下部原本干粉砂结构承载力,便会形成局部沉降或塌陷。基于以上,(1)高潮线附近潮滩稳定性差,

地表变化较大，形成高密度和连接复杂的不规则潮沟-塌陷系统；低潮线附近潮滩地形变化小，滩面平整。(2) 港池两侧地表变化较大，港池中间地表变化小。

潮滩中部及潮滩下部塌陷及陡坎等微地貌形态，与周围平坦地形对水动力的响应存在差异，导致微地貌周围的地表扰动，在陡坎、塌陷上方形成细密的树枝状纹理。在落潮过程中，前期仍以潮水漫流回退为主，到达一定水深，滩面摩擦阻力对退潮水流起重要作用，在坡度作用下，水流顺坡向低洼的潮沟流去，形成“归槽水”<sup>[59]</sup>。退潮“归槽水”作用下，纹理不断侵蚀，坡度的影响加大沟内差异，再加上更快的落潮流，潮沟不断溯源侵蚀，其宽度沿退潮方向逐渐变大。

#### 4.6 本章小结

(1) 黄三角洲潮滩主要有粉砂构成，孔隙度大。干潮滩被淹没和吸水后，孔隙内滞留空气排出滞后于潮流淹没，承压后沿水平和垂直随机运移，导致平坦的潮滩表面形成细微的地形起伏。这种初始起伏会进一步影响潮流运动和潮滩冲淤，从而形成各种潮滩地貌形态，并决定着潮滩地貌空间分布。

(2) 潮沟发育始于地表起伏，水动力差异使地表扰动形成树枝状分叉细小纹理，退潮“归槽水”、坡度和落潮水流作用，潮沟继续发育出现溯源侵蚀，其宽度向退潮方向逐渐变大。该形态潮沟发育在潮滩下部和潮滩中部附近微小陡坎或塌陷上方，沿岸线平行方向排列分布。

(3) 沙波偏移、地表形态空间分布与不均匀水流有密切联系。由于中间水流爬升快，两侧较慢（边界层影响）的不均匀流导致潮间带中部沙波呈“凸”字形发育并对称。同时，不均匀流导致港池两侧地表变化较大，港池中间地表变化小。

(4) 地表变化及潮沟-碗口状塌陷系统发育空间分布差异。横向上，潮滩上部地表变化大，形成的高密度和连接复杂的不规则潮沟-塌陷系统；潮滩中部和潮滩下部地表变化小，地形平坦，在微小陡坎和塌陷上方发育有沿岸线平行方向排列分布的树枝状细密潮沟，并不断溯源侵蚀。



## 第5章 近海含沙量减少对潮滩地貌冲淤变化影响物理模型实验研究

### 5.1 概述

通过在室内建立波浪潮流泥沙物理模型实验,以近海含沙量依次减少替代黄河入海泥沙的过程,研究黄河三角洲近岸海域含沙量减少对潮滩地貌冲淤变化的影响,研究了水流进入潮下带在不同潮汐状态的含沙量变化和沙波的运动规律和发育机制,并记录不同含沙量情境下潮滩地貌床面形态变化,重点讨论了潮滩地貌冲淤变化空间分布差异并总结淤泥质粉砂潮滩的冲淤模式。

### 5.2 实验样品与过程

#### 5.2.1 实验样品处理

已知模型悬沙平均粒径 0.022-0.033mm,砂含量在 7.21%-10.51%,粉砂含量 88.01%-92.76%,黏土含量 0.04%-3%。同样将泥沙在室内进行晾干、粉碎、过筛,直至样品均匀。

前述 3.2.2.3 中,黄河三角洲岸滩坡度极平缓(  $2/10000-7/10000$  ),远远小于  $1/50$ ,波浪的破碎与岸滩坡度无关,但需尽可能满足几何相似。在实验室中,使用该坡度近乎平面,为模拟原型中较平缓的坡度,所以模型取剖面坡度为  $1/35$ 。在潮滩干湿转化地貌发育模型实验的基础上,使用刮板和抹子将地形整平。将部分已处理的干砂浸水,使其饱和,以 4.2.1 所述的方法将稀泥沿  $1/35$  坡度线铺设潮滩。

#### 5.2.2 实验过程

##### 5.2.2.1 含沙量设定

根据前述 2.2 中 1984 年黄河口附近海域汛期最大悬沙浓度及含沙量比尺,模型最大含沙量为  $14.9\text{kg}/\text{m}^3$ ,实验共分 5 种情景:含沙量 100%、65%、30%、15%、0%,以含沙量减少替代黄河入海泥沙的过程。在实验过程中,水动力条件相同,仅含沙量条件不同。港池与蓄水池内浑水配制如 2.4.2 所述。

##### 5.2.2.2 潮滩铺设

如下图 5.1 所示为潮上带、潮下带与潮间带的分布以及预设静水位示意图。根据图 1 黄河三角洲附近水深及水深比尺,预设模型静止水位 13.5cm。前述 2.3.3 中现代黄河三角洲潮差的波动范围及垂直比尺,模型潮差为 1.5cm,即涨落潮周期循环从水深 13.5cm 沿潮滩坡度爬升至水深 15cm,然后退潮至水深 13.5cm。所以,

标尺纵坐标从 0 到 176cm 为潮上带、176cm 到 227cm 为潮间带、227cm 到 700cm 为潮下带。

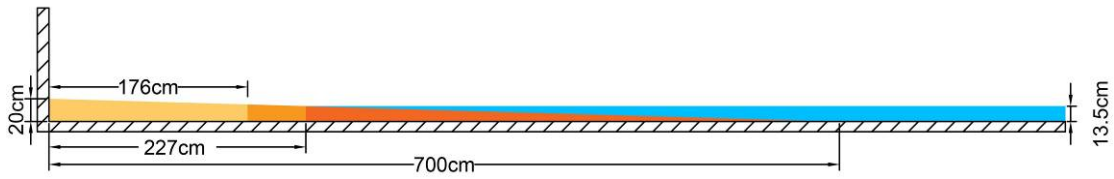


图 5.1 铺设潮滩与静水位示意图

### 5.2.2.3 潮流及潮汐设置

依据前述 2.3.3 黄河口附近海域平均涨潮时间和平均落潮时间及时间比尺，设定模型涨潮历时约 4 分 18 秒，即标尺纵坐标从 227cm 到 176cm，落潮历时 5 分 30 秒，即标尺纵坐标从 176cm 到 227cm。

根据图 2.3 黄河口附近海域潮流流速变化，c 测量点位于先行黄河口东约 3KM 处，c 点表层流速范围 0.04m/s-1.14m/s，平均 0.53m/s；中层流速范围 0.05m/s-1.4m/s，平均 0.53m/s；底层流速范围在 0.03m/s-1.01m/s，平均流速 0.41m/s，潮流垂线平均流速 0.49m/s。按照模型流速比尺，港池内需提供的流速范围为 0.3cm/s-14cm/s。

实验过程中，将两台“小威龙”点式流速仪放于如图 5.4 所示潮滩前缘，测量潮流流速，其结果如图 5.2 所示。

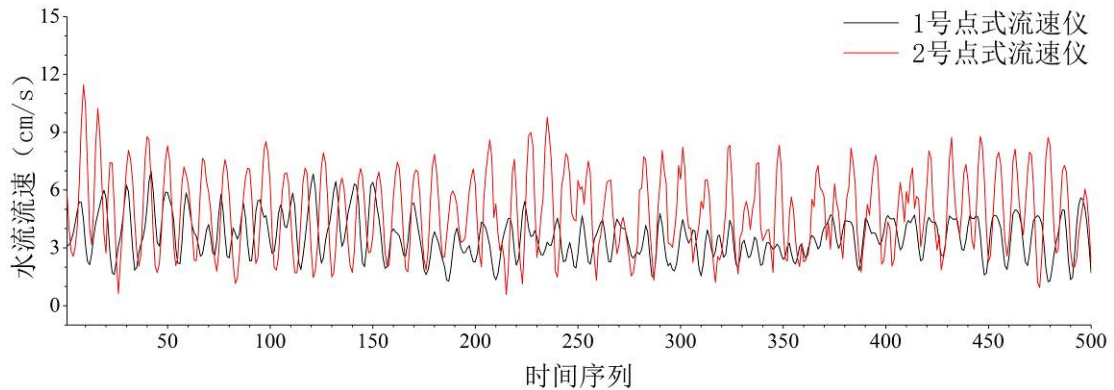


图 5.2 模型水流流速变化

根据实测港池内流速，符合流速比尺，实验流速能够满足模型要求。每组情景进行 36 个潮周期，以模拟原型 18 天的潮汐动力作用。

### 5.2.2.4 波浪设置

依据前述 2.3.2 黄河口波浪特征的统计，全年各波级最大频率浪向为东北向浪，在对东北向浪的统计中，最大波高 3.1m，极值波高 5m，最大周期 8.2s。根据波高

及波周期比尺，预设模型造波机波高 0.05m，波周期 0.8s，水深 0.135m，造波类型为有反射的规则波。由于造波机控制系统中没有波长信息，使用 Matlab 根据色散方程<sup>[60]</sup>计算近岸地区波长：

```


$$L_a = gT^2 / 2\pi$$

迭代过程：
p = 10000000
for i = 1: p
L = L_a - 0.0001i
if round(L,3) == round(tanh( $\frac{2\pi}{Lh}$ )L_a,3)
end
if i < j
L
end

```

其中，L 为波长；T 为周期；h 为水深；g 为重力加速度。经计算，港池波长约 38.1cm。

### 5.2.2.5 悬沙粒径选择

泥沙静水中沉降按照雷诺数 Re 大小，分为层流、紊流和过渡区<sup>[61]</sup>。不同区域，沉速计算公式不同，层流区 (Re<0.5) 使用 Stokes 公式；紊流区 (Re>1000) 使用牛顿绕流阻力公式；过渡区 (0.2<Re<1000)，通常采用张瑞瑾各区统一公式。

Re 雷诺数计算公式

$$Re = \frac{\rho d \omega_0}{\mu} = \frac{d \omega_0}{\nu} \quad (53)$$

式中， $\rho$  为液体密度，d 为平均粒径， $\omega_0$  为泥沙沉速， $\mu$  为流体粘度， $\nu$  为动力粘滞系数 ( $\nu = \mu / \rho$ )，水的动力粘滞系数为  $\nu = 1 \times 10^{-6} \text{pa} \cdot \text{s}$ 。在同等环境下，泥沙颗粒大小与雷诺数 Re 有直接联系，颗粒越小，粘性力越大，雷诺数越小。

黄河口海域悬沙颗粒平均粒径 0.024mm<sup>[62]</sup>，属粉砂，若使用 Stokes 沉速公式计算， $\omega_0$  为  $2.4 \times 10^{-4} \text{m/s}$ ，求得  $Re = 0.0058$ ，远远小于 0.5，判断泥沙静水中产生层流的状态。

(1) Stokes 公式：根据牛顿绕流阻力公式  $F = C_d \pi d^2 \rho \omega_0^2 / 8$  和泥沙重力

$G = (\rho_r - \rho)g\pi d^3 / 6$ ，泥沙沉降时，两者相等，即  $F=G$ ，联立方程，导出泥沙沉降速度  $\omega_0$ ：

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{4(\rho_r - \rho)gd}{3C_d\rho}} \quad (54)$$

阻力系数  $C_d$ ：

$$C_d = \frac{4(\rho_r - \rho)gd}{3\rho_r\omega_0^2} \quad (55)$$

式中， $\rho_r$  为泥沙密度， $\rho$  为流体密度。Stokrs 理论泥沙在水中的阻力为  $F=3\pi\mu d\omega=3\pi\rho\nu d\omega$ ，牛顿绕流阻力为  $F = C_d\pi d^2\rho\omega_0^2 / 8$ ，联立方程得出：

$$C_d = \frac{24}{\frac{\omega d}{\nu}} = \frac{24}{\text{Re}} \quad (56)$$

将  $C_d = \frac{24}{\frac{\omega d}{\nu}} = \frac{24}{\text{Re}}$  代入泥沙沉降速度  $\omega_0$ ，得：

$$\omega_0 = \frac{1}{18} \frac{\rho_r - \rho}{\rho} \frac{gd^2}{\nu} \quad (57)$$

悬沙密度取  $\rho_r=1750\text{kg/m}^3$ ，水的密度  $\rho=1000\text{kg/m}^3$ ，重力加速度  $g=9.8\text{m/s}^2$ ，动力粘滞系数  $\nu=1\times 10^{-6}\text{pa}\cdot\text{s}$ 。

(2)模型悬沙粒径：根据黄河口海域悬沙平均粒径，计算得原型泥沙絮凝沉速为  $2.4\times 10^{-4}\text{m/s}$ 。模型沉降比尺为 1.33，则模型泥沙沉降流速要求  $1.8\times 10^{-4}\text{m/s}$ 。代入 Stokes 公式，得到模型悬沙平均粒径为 0.021mm，模型悬沙取自高潮滩上部，平均粒径约 0.022-0.033mm，基本符合要求。

### 5.2.2.6 实验数据采集

本章实验共 5 个情景，每个情景数据采集方法相同，以下具体介绍：

(1)潮滩地貌照片采集：如 2.2.4 所述，使用港池移动平台和 Argus 系统，对潮滩地貌进行记录。主要包括，每组实验开始前和结束后的潮滩整体地貌；分样方及典型地貌拍照，具体划定方法如图 5.3 所示。其中拍摄潮滩整体地貌相机位置

(350cm, 965cm, 305cm)，镜头倾斜 45 度；分样方拍照，1 号样方拍摄位置 (116.5

cm, 345 cm, 129 cm), 2 号样方拍摄位置 (349 cm, 345 cm, 129 cm), 3 号样方拍摄位置 (582 cm, 345 cm, 129 cm), 4 号样方拍摄位置 (116.5 cm, 578cm, 129 cm), 5 号样方拍摄位置 (349 cm, 578 cm, 129 cm), 6 号样方拍摄位置 (582 cm, 578 cm, 129 cm) 7 号样方拍摄位置 (116.5 cm, 811 cm, 129 cm), 8 号样方拍摄位置 (349 cm, 811 cm, 129 cm), 9 号样方拍摄位置 (349 cm, 811 cm, 129 cm)。

(2)进入潮滩含沙量变化: 每组情景(除清水)分别在第 10、20、30、36 潮周期的涨初、涨中、涨高、落中、落末状态采集水样, 使用 500ml 样品瓶在潮滩前缘 (350cm, 730cm) 位置取表层 2cm 浑水水样, 共计 80 瓶。

将样品带回实验室, 使用烘干法<sup>[66-67]</sup>测量含沙量。烘干法随着电子天平精度的提高, 成为最广泛使用的测定含沙量方法, 同时也是公认最准确的方法。首先, 将样品瓶中的浑水倒入量筒, 测量浑水体积, 再将量筒中浑水倒入烧杯, 沉淀 10 小时, 待泥沙完全沉降, 制备浓缩水样。称重烘杯并将浓缩液倒入, 在 105°C 烘箱环境烘干 10 小时, 待烘杯冷却至室温, 然后使用 1/10000、高精度电子天平称重。

(3)沙波运动规律: 不同情境下, 不同纵剖面沙波的统计特征(数量, 位置, 波高, 波长, 波形, 坡形)、运动规律和形成机理, 下图所示为纵剖面样方划分示意图。

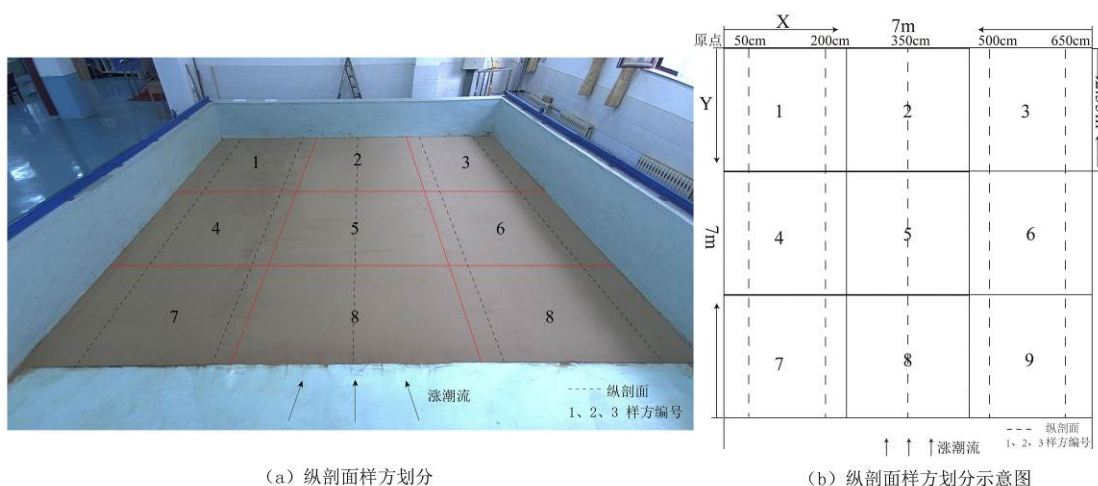


图 5.3 纵剖面划分示意图

其位置分别为  $x=50\text{cm}$ 、 $x=200\text{cm}$ 、 $x=350\text{cm}$ 、 $x=500\text{cm}$ 、 $x=650\text{cm}$ , 共计 25 条纵剖面。通过对同一情景, 不同位置纵剖面特征对比和不同情境下, 同一位置纵剖面特征对比, 研究沙波运动规律及形成机理。

(4)潮滩地貌冲淤变化空间差异: 地理空间插值是将离散点的数据转化成连续

曲面的数据，便于空间内部差异的对比，是 GIS 空间分析的重要手段<sup>[68]</sup>。本章利用 ArcGis 空间分析功能和克里金插值法<sup>[8,69]</sup>对潮滩高程点进行空间插值，建立潮滩冲淤变化 DEM。

如图 5.4 所示，每种情景实验开始前、结束后各测量一次，每次有 78 个统一高程测量点，记录测点 XYZ 坐标，将实验前后高程相减，即得在某种含沙量情景下，床面高程变化。潮滩冲淤分布空间插值主要操作：将点号、X、Y、Z 坐标输入 EXCEL 中，转化为 CSV 格式，然后加载到 ArcGis 图层中，导出 SHP 点数据，之后使用 ArcGis 工具箱 3D Analyst 进行栅格插值，选择克里金法插值法。等高线提取主要操作：在 ArcGis 软件 3D Analyst 工具中，使用栅格表面提取等高线，然后使用制图工具平滑等高线。

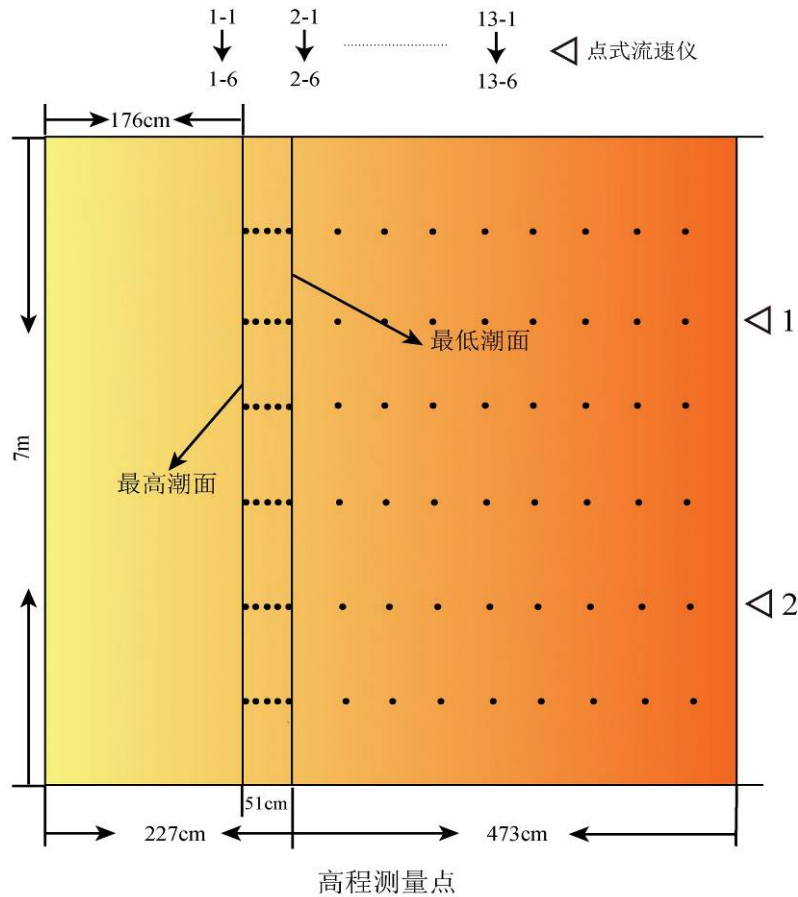


图 5.4 潮滩高程测量点

### 5.2.2.7 模型验证

(1)流速验证：如 5.2.2.3 所述，根据黄河口近海水流速度变化及时间比尺，港池内需提供的流速范围为 0.3cm/s-14cm/s，如图 5.4 所示，1 号 ADV 所测流速范围约 2cm/s-12cm/s，2 号 ADV 所测流速范围约 2cm/s-8cm/s，符合要求

(2)泥沙起动流速验证:

$$U_c = k' \left[ \lg \left( 11 \frac{h}{K_s} \right) \right] \left[ \frac{d'}{d^*} \right]^{1/6} \sqrt{\frac{\varepsilon_0 + gh\delta(\delta/d)^{1/2} \left( \frac{\gamma_0}{\gamma_0^*} \right)^{5/2}}{d}} + 3.6gd \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \quad (58)$$

采用窦国仁<sup>[63-65]</sup>粘性砂起动流速公式，计算潮滩表层泥沙起动流速

$$\text{式中: } k' = \begin{cases} 0.41 & \text{普遍动} \\ 0.26 & \text{将动未动} \\ 0.32 & \text{少量动} \end{cases}$$

公式单位为克 (g)、厘米 (cm)、秒 (s) 制，一般  $k'=0.32$ ， $\gamma_0$  泥沙干容重； $\varepsilon_0$  综合粘结力参数，泥沙  $\varepsilon_0=1.75\text{cm}^3/\text{s}^2$ ； $\delta$  为薄膜水厚度参数， $\delta=2.31 \times 10^{-5}\text{cm}$ ； $\gamma_0^*$  为泥沙稳定干容重（水深 15cm 左右， $\gamma_0/\gamma_0^*=1$ ）； $h$  位水深； $\rho_s$  和  $\rho$  为沙粒和水的密度（泥沙密度  $1.51\text{g}/\text{cm}^3$ ）； $d$  为平均粒径，； $d^*$ 取值为 10mm；

$$d' \text{取值: } d' = \begin{cases} 0.5\text{mm} & d \leq 0.5\text{mm} \\ d & 0.5\text{mm} < d < 10\text{mm} \\ 10\text{mm} & d \geq 10\text{mm} \end{cases}$$

$$\text{床面糙率 } K_s = \begin{cases} 1.0\text{mm} & d \leq 0.5\text{mm} \\ 2d & 0.5\text{mm} < d < 10\text{mm} \\ 2d^{*1/2}d^{1/2} & d \geq 10\text{mm} \end{cases}$$

黄三角潮滩天然粉砂平均粒径 0.039mm。在水深 13.5cm 下，底沙的起动流速为 7.39cm/s，根据经验公式，实验流速可将泥沙启动。

(3) 潮位过程验证：如图 5.5 所示，根据全球潮汐系统，物理模型采用东营港 2018 年 12 月 23 日大潮验证，模型潮位过程与实际相对位置基本一致，潮位极值最大偏差 20cm。

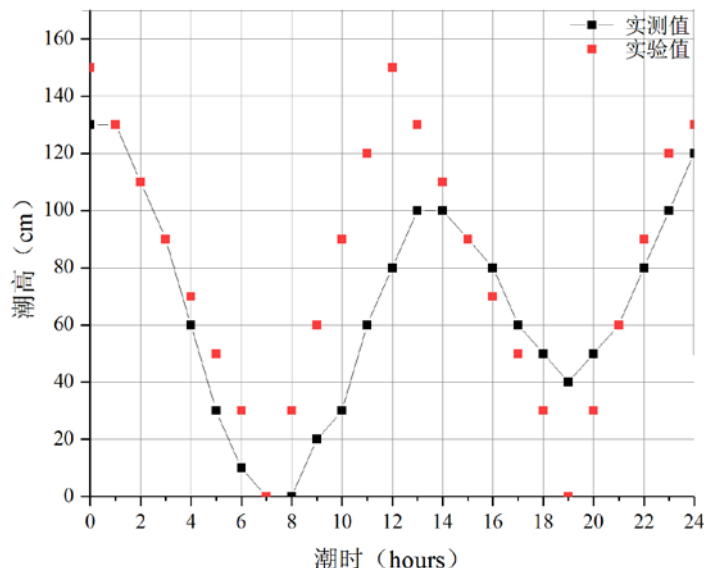


图 5.5 潮位验证过程

## 5.3 实验结果与数据分析

### 5.3.1 潮下带含沙量变化

在 100% 含沙量、65% 含沙量、30% 含沙量和 15% 含沙量情景下, 在第 10、20、30、36 潮周期分别在涨初、涨中、涨高、落中、落末取水样, 取样位置潮滩前缘 ( $y=700\text{cm}$ ) 表层 2cm 水深。将 80 瓶水样品带回实验室, 并使用烘干法测量含沙量, 其结果如图 5.6 所示。

100% 含沙量情境下, 潮下带含沙量在第 10 周期涨高状态出现  $1.5083\text{g/L}$  最大值, 是预设含沙量 ( $14.9\text{kg/m}^3$ ) 的 10.12%; 含沙量在第 30 周期落末状态出现  $0.6616\text{g/L}$  最小值, 是预设值的 4.44%; 全周期平均含沙量为  $0.9718\text{g/L}$ , 是预设值的 6.52%。

65% 含沙量情境下, 潮下带含沙量在第 36 周期涨中状态出现  $0.6414\text{g/L}$  最大值, 是预设含沙量 ( $9.685\text{kg/m}^3$ ) 的 6.63%; 含沙量在第 36 周期落末状态出现  $0.3821\text{g/L}$  最小值, 是预设值的 3.95%; 全周期平均含沙量为  $0.5122\text{g/L}$ , 是预设值的 5.29%。

30% 含沙量情境下, 潮下带含沙量在第 10 周期涨高状态出现  $0.3722\text{g/L}$  最大值, 是预设含沙量 ( $4.47\text{kg/m}^3$ ) 的 8.32%; 含沙量在第 36 周期落末状态出现  $0.1863\text{g/L}$  最小值, 是预设值的 4.16%; 全周期平均含沙量为  $0.2881\text{g/L}$ , 是预设值的 6.44%。

15% 含沙量情境下, 潮下带含沙量在第 30 周期涨高状态出现  $0.1846\text{g/L}$  最大值, 是预设含沙量 ( $2.235\text{kg/m}^3$ ) 的 8.25%; 含沙量在第 20 周期落末状态出现  $0.0878\text{g/L}$  最小值, 是预设值的 3.92%; 全周期平均含沙量为  $0.1346\text{g/L}$ , 是预设值的 6.02%。

由于波浪、潮流挟沙能力有限, 当含沙量超过水流挟沙能力, 水体中的悬浮泥沙大量沉降, 造成局部淤积。通过图 2.4 中造流装置喷射浑水, 模拟黄河口入海泥沙向黄河三角洲潮滩输运, 由于潮滩距离造流装置较远, 悬沙随波浪、潮流向近岸传播过程中大量沉降, 能够到达潮滩前缘的悬沙仅 10% 左右, 其余 90% 沿途沉降。虽然大量悬沙未进入潮滩, 但从实测数据可看出, 越高的含沙量情境意味着进入潮下带的水流含沙量越高。

如图 5.6 所示, 不同含沙量情景和不同潮周期, 水流进入潮下带含沙量有共同的规律: 在一个完整潮汐过程, 含沙量先增大后减小, 即涨潮过程逐步增加, 落潮过程逐步下降。在港池中, 涨潮过程水流流速有正向波浪推进, 相比落潮流与



正向波速相向而行，多数区域涨潮流强度大于落潮流，较大的流速意味着较强水流挟沙能力，单位时间单位体积内悬浮起更多的泥沙。

当一个潮周期完成，即潮汐状态由落潮结束转为涨潮开始，水流动力增强，挟沙能力增大，除悬浮泥沙所需部分能量，其余能量会冲刷底床，但并非立刻从底床冲刷补充，需要一段时间过程，即底床的冲刷滞后于水流条件的增强，所以含沙量在涨潮过程中，逐渐增大<sup>[70]</sup>。同理，当潮汐由涨潮结束变为落潮开始时，水流动力减弱，挟沙力减小，但并非多余泥沙立刻沉降，仍有部分悬沙在水流惯性力下继续保持悬浮状态，经过一段时间后，逐渐沉降，即泥沙的沉降滞后于水流条件的减弱，所以含沙量在退潮过程中逐渐降低。

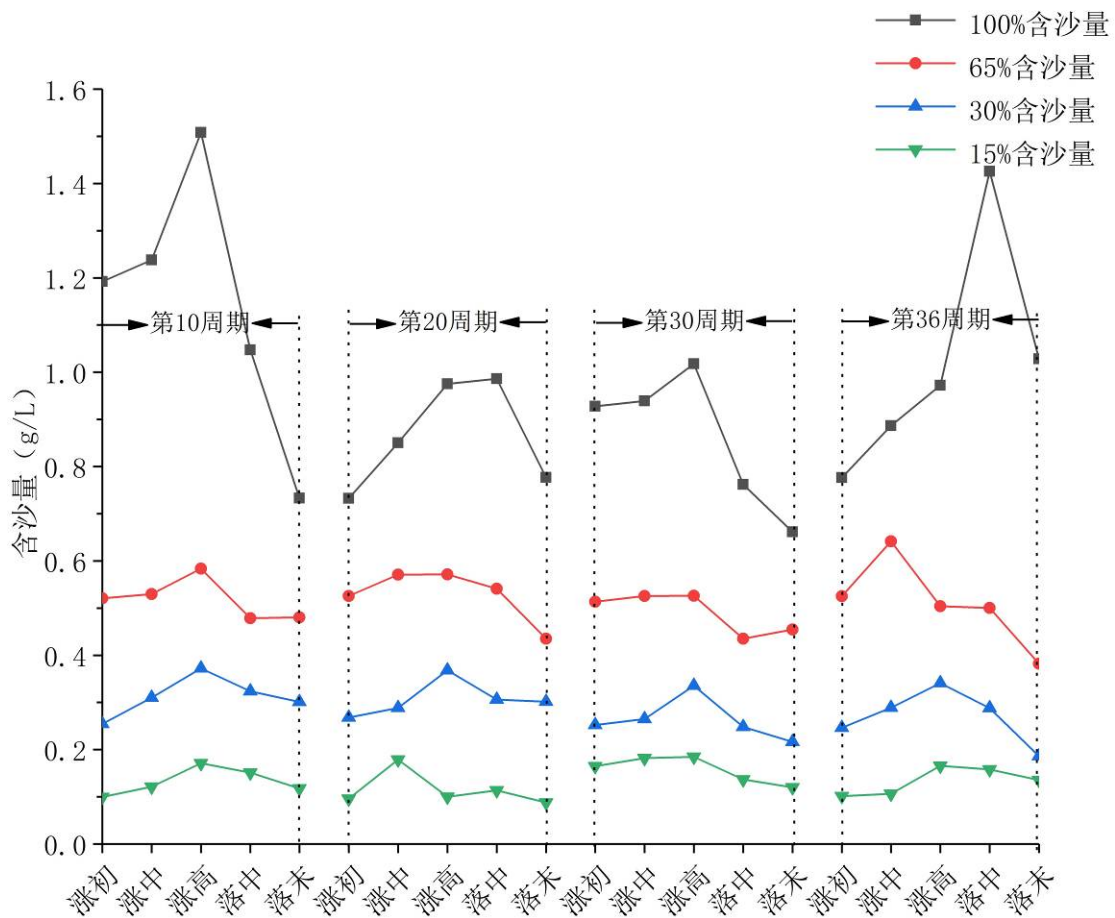


图 5.6 不同情境下水流进入潮下带含沙量变化

### 5.3.2 沙波运动规律及发育机制

在输沙过程中，底床表面上的泥沙颗粒会经历不同方式的集体运动，随着输沙强度的变化，床面形状也会不时变化，这就是沙波运动。本节在不同情境下，不同纵剖面对沙波的统计特征进行记录，图 5.7 所示为沙波特征示意图，图 5.8-12 为沙波统计特征，重点阐述沙波的运动规律及发育机制。

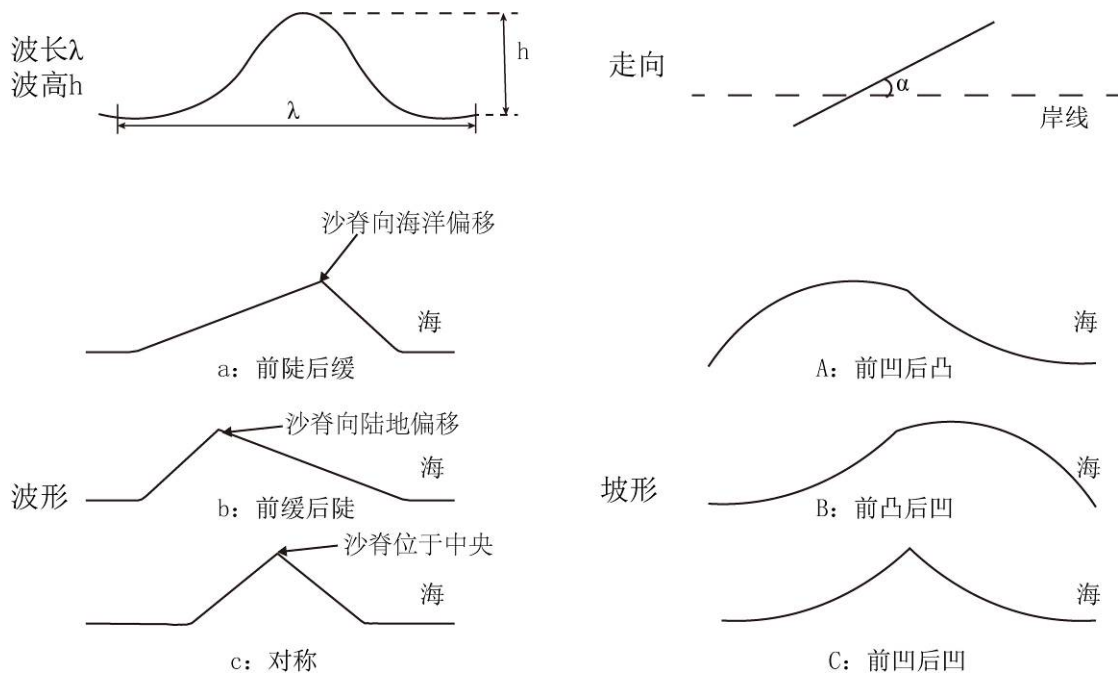


图 5.7 沙波统计特征示意图

在波浪、潮流等水动力作用下，随着含沙量的减少，相同情境下，不同纵剖面之间沙波的统计特征及变化规律差异较大；不同情景下，相同纵剖面沙波发育也有明显差别。

如图 5.8，在 100% 含沙量情境下， $x=50\text{cm}$ 、 $200\text{cm}$ 、 $350\text{cm}$ 、 $500\text{cm}$ 、 $650\text{cm}$  的纵剖面分别发育有 51 条、114 条、188 条、187 条、150 条沙波，由水池两侧向中间，沙波数量逐步增多，分布密度增大。沙波波高在不同纵剖面发育规律有较大差异，如图 5.8.a 与 5.8.e 所示，在水池两侧  $x=50$ 、 $650\text{cm}$  纵剖面，由陆及海，波高呈增长趋势，其中  $x=50\text{cm}$  波高范围 0.1-2mm； $x=650\text{cm}$  波高 0.5-2mm。图 5.8.b 和 c，d 波高呈不规则波动变化， $x=200\text{cm}$  波高范围从 0.3-2mm， $x=350\text{cm}$  波高范围从 0.3-1.5mm， $x=500\text{cm}$  波高范围从 0.1-2mm，但其共同点每个剖面波高最大值分布在潮下带最下部，说明该处水流强度最大，水流再沿潮滩爬升，受地形及阻力影响，水流强度逐渐变小。除去潮间带  $y$ （176-227cm）发育有沿岸线垂直的流痕，波长变化总体趋势为先减小，后增加，最后趋于稳定，其中， $x=50\text{cm}$  波长范

围从 1.9-4.4cm,  $x=200\text{cm}$  波长范围从 0.9-4.7cm,  $x=350\text{cm}$  波长范围从 1.2-3.4cm,  $x=500\text{cm}$  波长范围从 1.4-3.8cm,  $x=650\text{cm}$  波长范围从 2-3.9cm。除潮间带  $y$  (176-227cm) 流痕大致与岸线垂直, 所有剖面沙波的走向基本保持一致, 大致与岸线平行。不同剖面波形及坡形有较大差异, 总体看来, 所有剖面 c 波形和 A 坡形所占比例较大, 但不同剖面波形与坡形的变化趋势并不一致,  $x=50\text{cm}$  波形变化趋势为 c-b-c-a, 坡形变化趋势 A-B-A-C;  $x=200\text{cm}$  波形变化趋势为 c-a-c-b, 坡形变化趋势 C-A-B-C;  $x=350\text{cm}$  波形变化趋势为 c-a-b, 坡形变化 A-C;  $x=500\text{cm}$  波形变化趋势为 c-b-c, 坡形变化趋势 A-B-A;  $x=650\text{cm}$  波形变化趋势为 b-c, 坡形变化趋势 C-A; c 波形可能由于涨落潮影响强度基本相同, 涨潮作用产生沙脊偏移, 落潮作用又使其归位, 沙脊位于中央, a 波形退潮占据优势, b 波形涨潮占据优势。

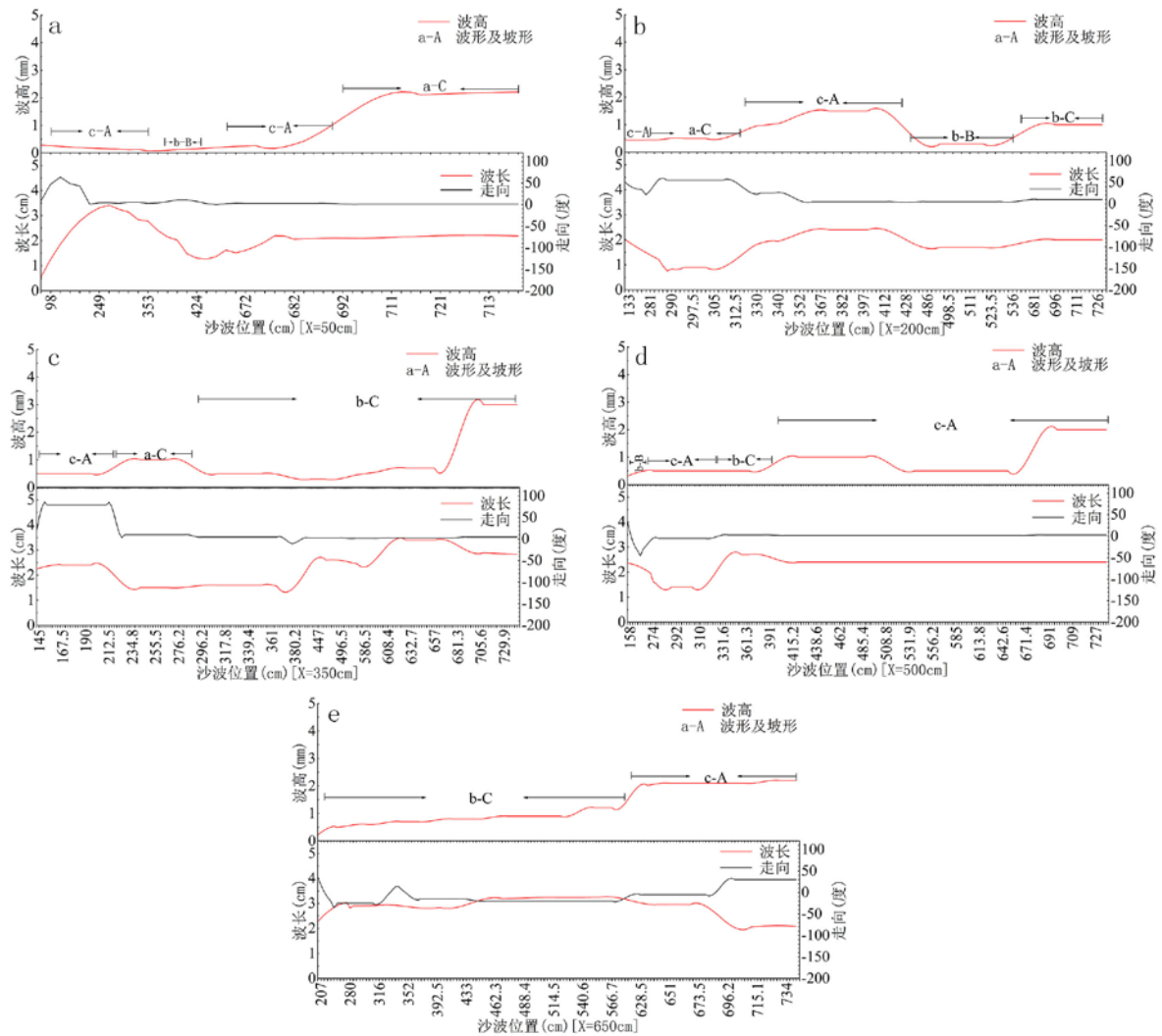


图 5.8 100%含沙量情境下不同纵剖面沙波统计特征

如图 5.9, 在 65% 含沙量情境下,  $x=50\text{cm}$ 、 $200\text{cm}$ 、 $350\text{cm}$ 、 $500\text{cm}$ 、 $650\text{cm}$  的纵剖面分别发育有 45 条、161 条、217 条、152 条、44 条沙波, 同样与 100% 含沙量情景相同, 由港池两侧向中央, 沙波数量逐渐增多。沙波波高在不同纵剖面的发育规律有较大差异, 如图 5.9.d 所示,  $x=500\text{cm}$  剖面, 由陆及海波高呈增长趋势, 波高范围从 0.1-2mm。其余剖面波高呈不规则波动变化,  $x=50\text{cm}$  波高范围从 0.3-1mm,  $x=200\text{cm}$  波高范围从 0.3-2mm,  $x=350\text{cm}$  波高范围从 0.3-1.5mm, 与上个情景相比, 每个剖面波高最大值并未在潮下带最下部, 随着含沙量减少, 潮下带泥沙补给减少, 悬浮泥沙就近沉降, 潮下带最下部处于淤积的环境, 部分泥沙沉降沙波波谷, 波高变小, 越往陆地, 泥沙输运越少, 水流冲刷增大, 波高增长。除去  $x=50\text{cm}$  剖面波长变化幅度较大, 其他剖面波长由海及陆变化总体趋趋于平缓, 其中,  $x=50\text{cm}$  波长范围从 0.7-5.9cm,  $x=200\text{cm}$  波长范围从 1.5-3.1cm,  $x=350\text{cm}$

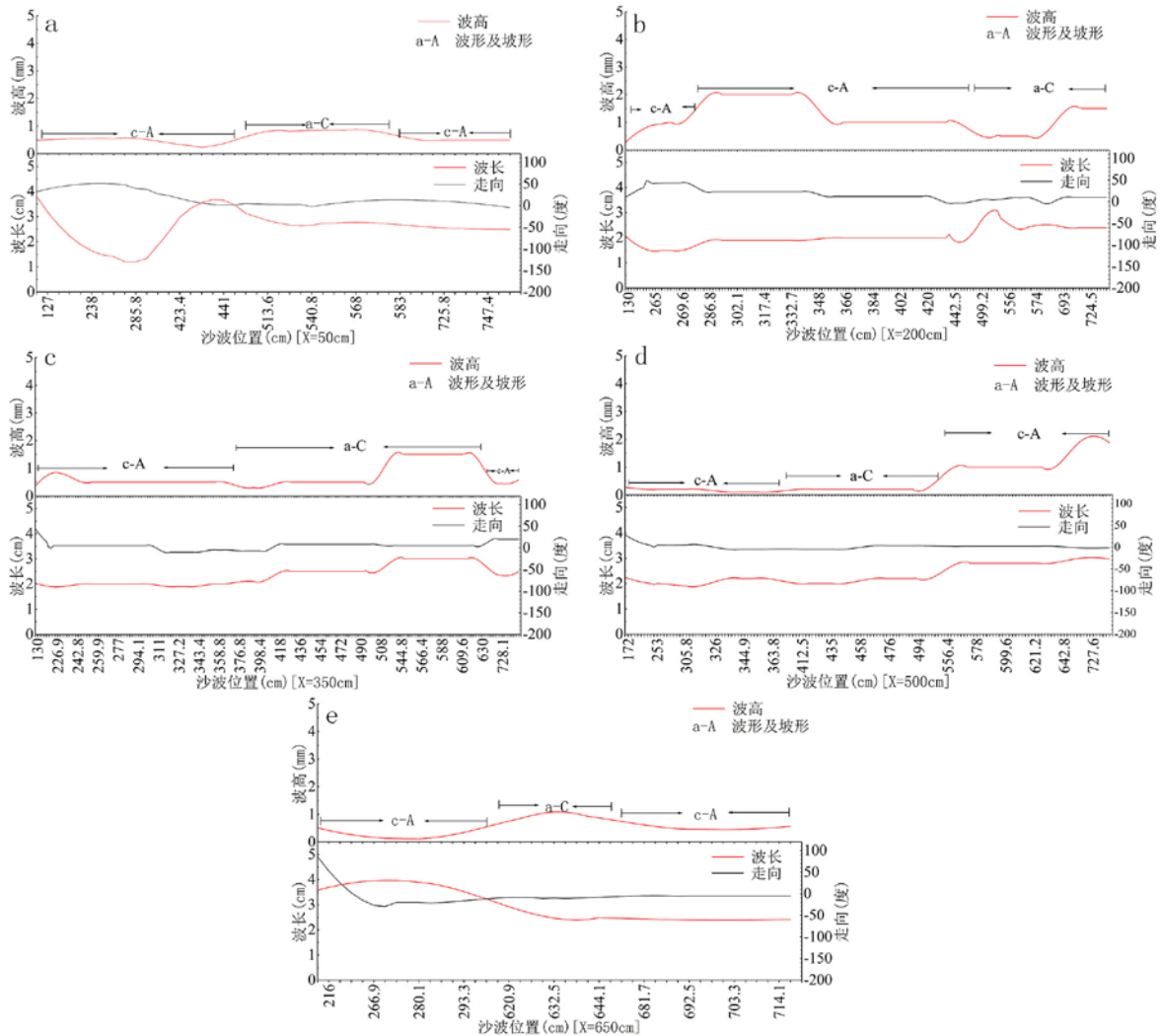


图 5.9 65% 含沙量情境下不同纵剖面沙波统计特征

波长范围从 1.7-3.3cm,  $x=500\text{cm}$  波长范围从 1.8-3.2cm,  $x=650\text{cm}$  波长范围从 2.4-3.8cm。除潮间带  $y$  (176-227cm) 流痕大致与岸线垂直, 所有剖面沙波的走向基本保持一致, 大致与岸线平行。总体看来, 所有剖面  $c$  波形和  $A$  坡形所占比例较大, 除  $X=200\text{cm}$  剖面波形变化  $c-a$ , 坡形变化  $A-C$ , 其余波形的变化都为  $c-a-c$ , 坡形的变化趋势都为  $A-C-A$ 。整体看来,  $y=400\text{cm}$  和  $y=600\text{cm}$  两线分别将潮滩由陆及海划分为落潮优势区、涨落潮强度相同区、落潮优势区, 含沙量的变化可能会影响到涨、落潮流对床面形态的作用强度。

如图 5.10, 在 30% 含沙量情境下,  $x=50\text{cm}$ 、 $200\text{cm}$ 、 $350\text{cm}$ 、 $500\text{cm}$ 、 $650\text{cm}$  的纵剖面分别发育有 62 条、138 条、145 条、81 条、64 条沙波, 与上两组情景相同, 由港池两侧向中央, 沙波数量逐渐增多。全部剖面与 65% 含沙量情境对比, 平均波高明显增大, 同时每个剖面的波高呈波动变化, 随着含沙量减少, 多余用来悬浮泥沙的能量作用于床面, 水流对底床向下的剪切力增加, 波高增大, 本情

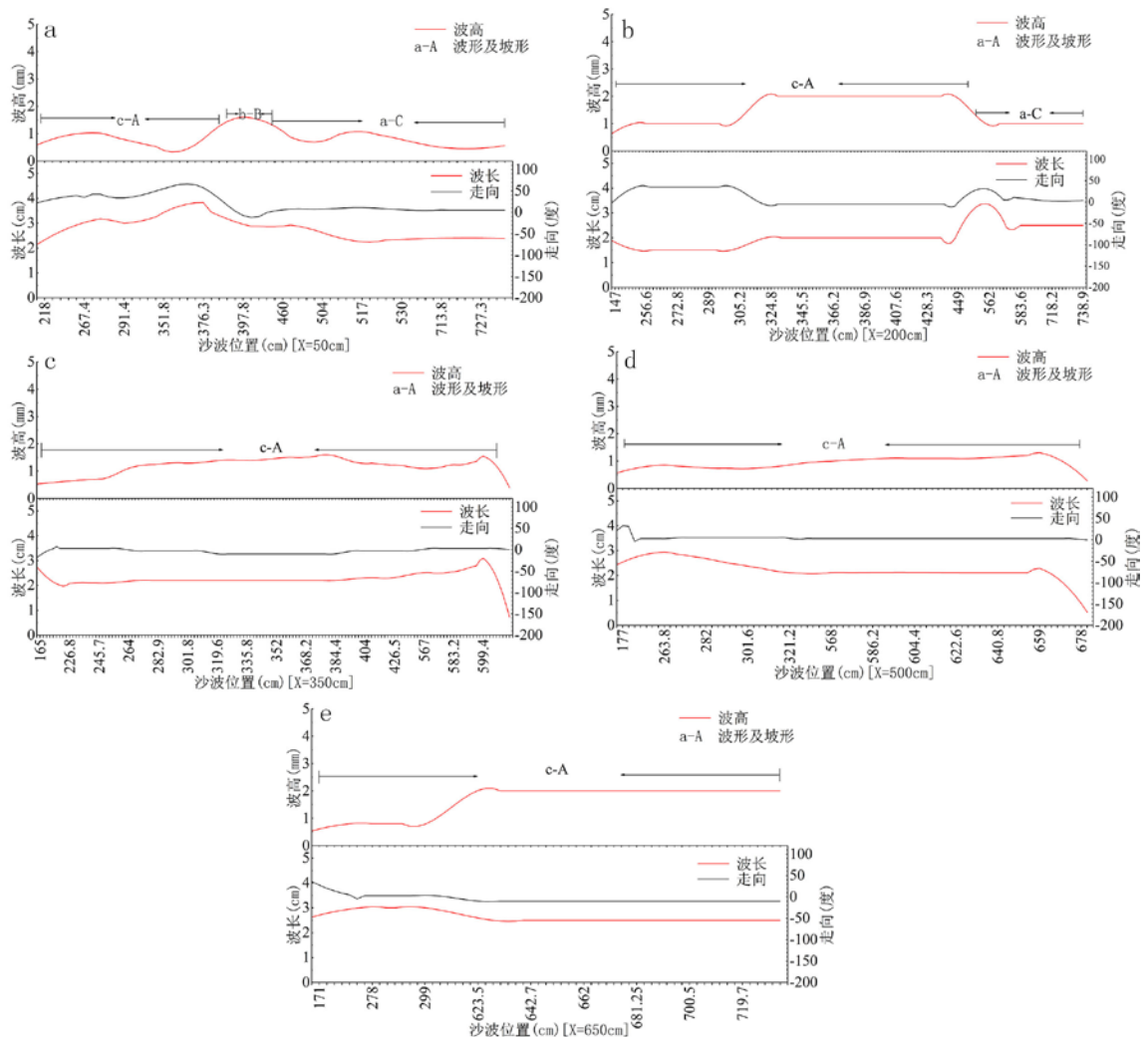


图 5.10 30% 含沙量情境下不同纵剖面沙波统计特征



景波高的共同点，每个剖面波高最小值分布在潮下带下部，这可能也与含沙量的减少，悬沙就近沉降因素有关。整体平均波长与上个情景变化不大，每个剖面由海及陆波长的变化趋势与上个情景保持一致，说明波长受含沙量影响较小。所有剖面沙波走向和岸线平行。x=350cm/500cm/650cm 剖面全部为 c 波形和 a 坡形，说明偏右侧的潮滩涨落潮流对床面形态的影响力度基本相等。其余剖面波形、坡形也是以 c, a 为主。

如图 5.11，在 15% 含沙量情境下，x=50cm、200cm、350cm、500cm、650cm 的纵剖面分别发育有 60 条、155 条、350 条、70 条、61 条沙波，由水池两侧向中央，沙波数量不断增加。该情境下的剖面与 30% 含沙量情境对比，潮下带中部和上部的平均波高增大，这与含沙量减少导致的水流对底床冲刷强度有关。每个剖

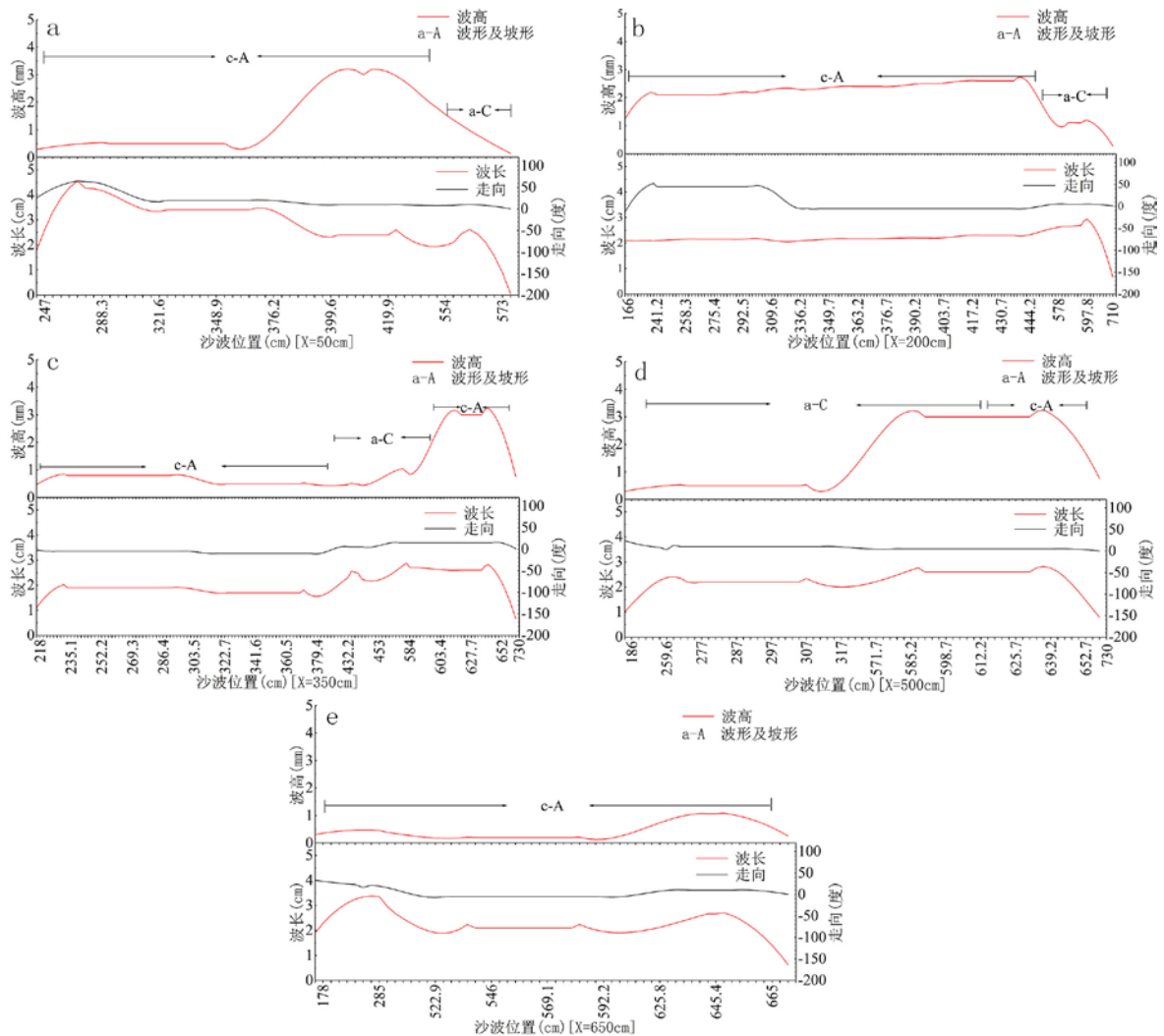


图 5.11 15% 含沙量情境下不同纵剖面沙波统计特征

面波高最小值并分布在潮下带最下部，这可能也与含沙量的减少，悬沙就近沉降因素有关。剖面平均波长与上个情景相比变化较小，每个剖面由海及陆波长的变化趋势与上个情景对比较为稳性。c 波形和 a 坡形优势更为明显，通过与前几次情景对比，说明涨落潮流对底床的冲刷强度与含沙量有关，低含沙量更容易形成对称波形的沙波。

如图 5.12，在清水情境下， $x=50\text{cm}$ 、 $200\text{cm}$ 、 $350\text{cm}$ 、 $500\text{cm}$ 、 $650\text{cm}$  的纵剖面分别发育有 210 条、215 条、220 条、214 条、96 条沙波，一方面，沙波由港池两侧向中央数量逐渐增多，另一方面，清水情境下，沙波数量相比其他情景显著增多。根据与前四次情景的对比，沙波的密度与含沙量有一定关系，含沙量越少，沙波数量越多。清水情境下全剖面波高由海及陆呈增长趋势，与 15% 含沙量情境对比，潮下带中部和上部的平均波高再次增大，且最大波高都分布在潮下带最下

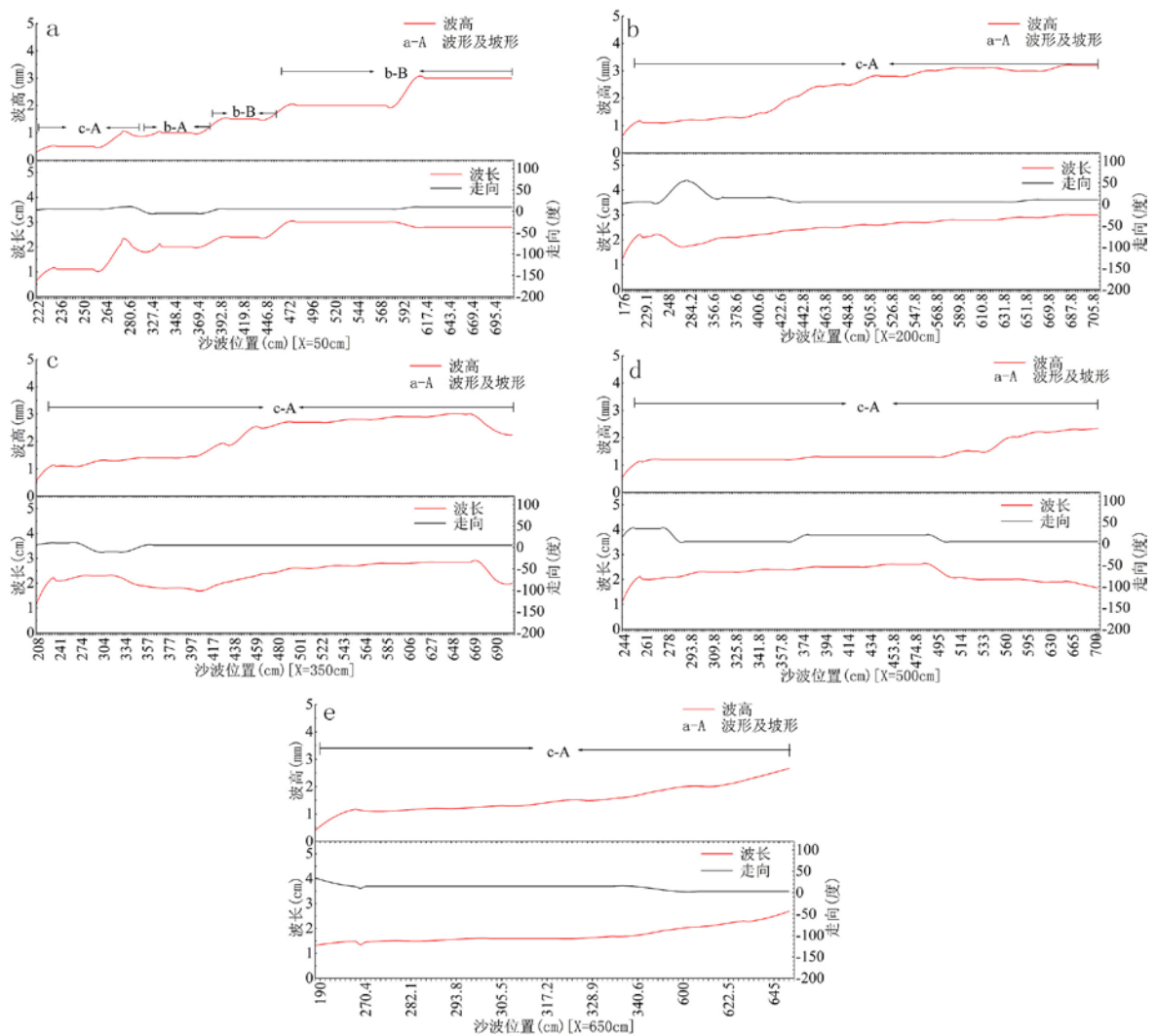


图 5.12 清水情境下不同纵剖面沙波统计特征

部，这是因为，清水情景下，水流对床面的冲刷强度最大，所以整体波高都有增加，潮下带下部缺少悬沙补给，原本相对淤积的环境转化为侵蚀状态，加之水流沿潮滩爬行强度会越来越小，导致该地沙波波高最大。波长的变化趋势与 15% 含沙量情景并无较大差异，再一次印证波长的变化与含沙量关系不大，由于实验过程提供相同的波浪动力，波长可能与正弦曲线的规则波有关，当波浪动力改变，相应的波长也会发生变化。沙波走向基本与岸线平行，总结看来，沙波走向与水动力方向有关，与含沙量无关。全剖面以 c 波形和 a 坡形占主导，其原因也与含沙量的减少有关。

由于悬沙沉降，上层水体相比于底层流层含沙量少，形成上下两层密度不同的流体<sup>[71-72]</sup>。不同密度流体对波浪、潮流水动力响应不同，底床流层的不稳定产生了沙波。流速越大，不同密度的流体上下层差异性越大，所形成的床面沙波更为复杂。由于池壁边界层的存在，靠近墙壁的流体不能忽视粘性力的存在，边界层内流速相比港池中部流速慢，所以在全部情境中，纵剖面由两侧向中间，沙波数量逐渐增多，直至  $x=350\text{cm}$  剖面沙波数量最多。在清水情境中，全部剖面相比于其他情景沙波数量更多，甚至在 6 号样方出现大片沙鳞，随着含沙量急剧减少，更多多余悬浮泥沙所消耗的能量作用于床面，所以在清水情境下，床面水流强度达到峰值，水流持续冲刷底床，原本未发育的沙纹，逐渐变宽，导致床面沙波数量逐渐增多。已形成的沙波在水流持续冲刷下，沙波由顺直向弯曲过渡，再由弯曲过渡到沙鳞<sup>[73]</sup>。如图 5.2 所示，1 号 ADV 所测平均流速大于 2 号 ADV，因此 6 号样方及其附近区域最先出现沙鳞的床面形态。

在实验结果中，波形 c 与坡形 A 出现的频率最高。首先，在模型实验中，由于所提供的水动力有限，涨潮流条件与落潮流条件基本相差不大，所以较多的波形以 c 为主，沙脊位于中央，但也存在部分区域，涨潮流占据优势或者落潮流占据优势，形成 a、b 波形。形成 A 坡形沙波原因，如图 5.13 所示为水质点在底床表层运动轨迹，在实验中，若涨潮流比退潮流有更大的优势，则在沙波的迎水坡，流速逐渐增大，冲刷作用增强，受水流剪切力及底床紊动的影响，迎水坡表面泥沙颗粒沿坡面滚动或跳跃，随水流继续前进，迎水面侵蚀。水流越过波峰后，进入减速区，由于速度减慢，造背水坡形成涡流，搬运过来的泥沙在此堆积，落潮流优势较小，其水流强度只能起动部分泥沙颗粒甚至达不到起动条件，所以形成了 A 坡形。同理 B 坡形形成也与水质点运动、水沙交换有关。





图 5.13 水质点在底床表面运动轨迹示意图

在实验中，我们发现在很多剖面的波高、波深由陆及海呈逐渐增加趋势，沙波反映了水流的不稳定性，沙波越多越复杂意味着水流更紊乱。当波浪由深水区向浅滩传播，由于水深越来越浅，当水深不足以支撑波高，波浪发生破碎，在破碎带内，水体产生强烈的紊动，这为沙波的发育提供了条件，沙粒开始运动，部分泥沙汇集到床面形成小丘，向前移动，同时向两侧加长，连接而成规则的沙波。水流由海向陆传播过程，沙波的存在加大了底床形状阻力，以致水流强度越来越小，随之向前移动的沙波波高、波长也越来越小。

### 5.3.3 含沙量减少对潮滩微地貌改造

(1)如下图所示为分别为 100%、65%、35%、30%、15%、清水含沙量情境下每组情景运行 36 潮周期的整体潮滩地貌图。从整体看，经过水流作用与水沙交换，潮滩床面形态出现了一系列变化，具体结果与分析见后述。

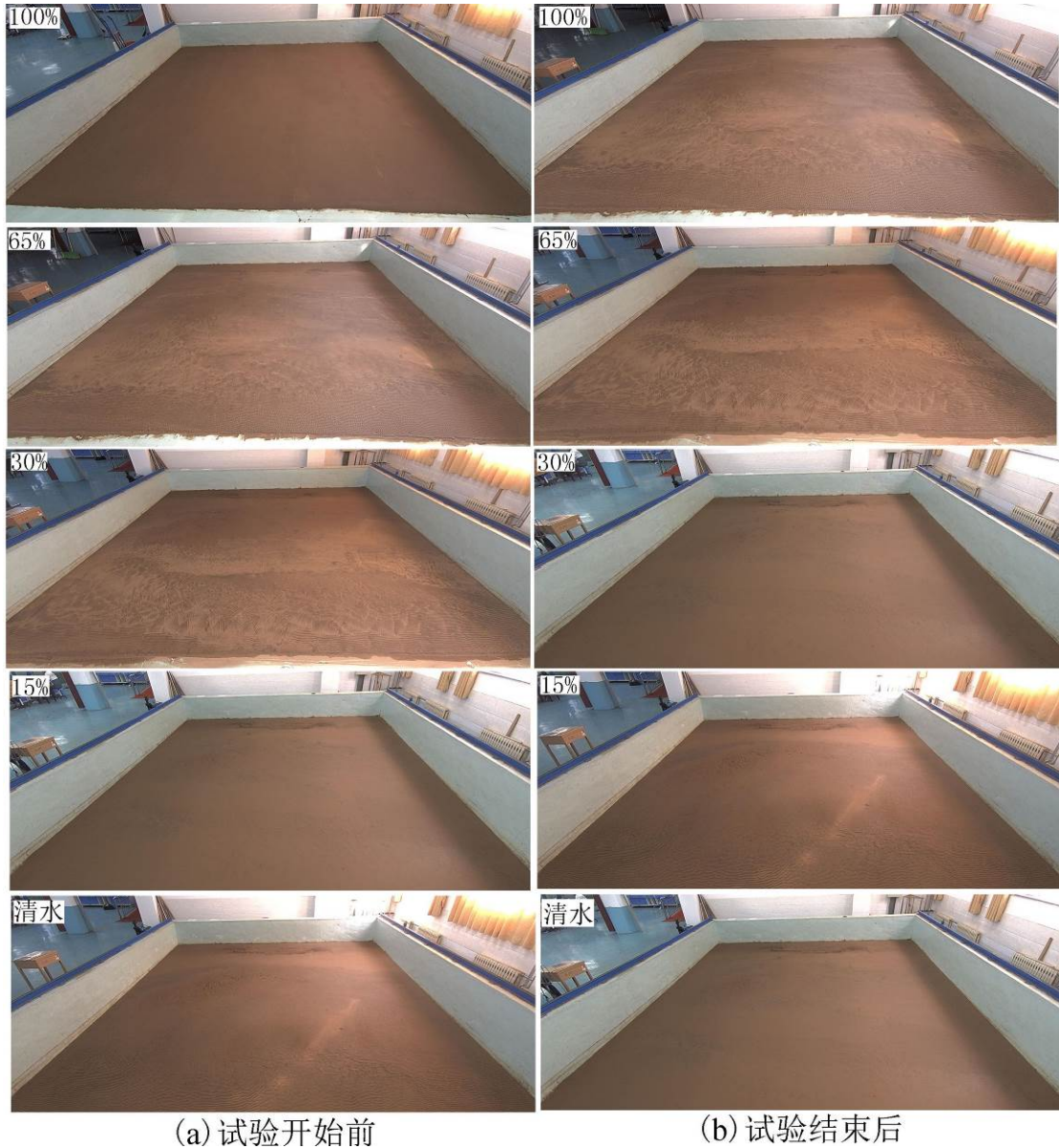


图 5.14 整体潮滩地貌图

(2)如图 5.15 所示为 100% 含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图，1、2、3 号样方为潮间滩涂，高程较大，受波浪影响较小。波浪向陆地传播过程，受水深及底部摩擦阻力影响，发生破碎，产生流动，方向与岸线垂直，在退潮过程中，水流在沉积物表层流动侵蚀，形成垂直于岸线的梳状流痕，深度约 0.2mm，宽度约 0.5mm。4、5、6 号样方位于水下岸坡高位，水动力相比潮间带较强，水流达到泥

沙起动流速，泥沙开始运动，在床面聚集形成沙丘，在波浪作用下向前发育并加长，连接成分布规则、沿岸线垂直方向发育的沙波，具体分析在后述 5.3.3 可知。在水下岸坡低位 7-1 样方中沙波与流痕共同存在，说明此处受潮流影响较大。

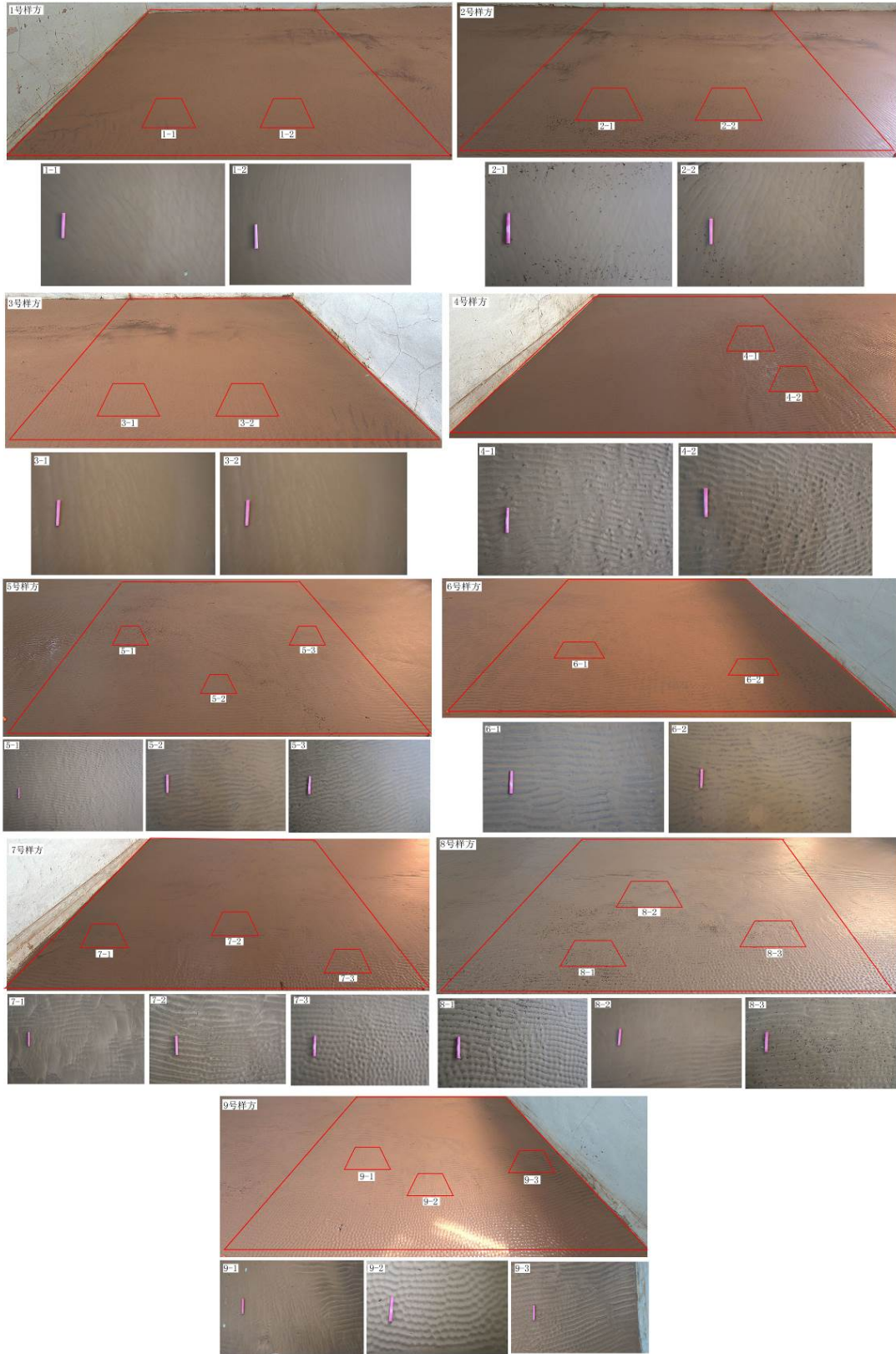




图 5.15 100%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图

(3)如图 5.16 所示为 65%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图。如图 5.16.a 所示, 1、2、3 样方依然为梳妆流痕, 宽度与深度微小。如图 5.16.b 所示 4、5 样方发育有走向与岸线基本一致的规则分布沙波。如图 5.16.c 所示, 6、7 号样方潮滩地形相比 100%含沙量时较为平坦, 如 7-2 所示, 沙波不再连续分布, 同样如图 5.16.d 所示, 8、9 号样方沙波局部分布, 其他位置较为平坦。这可能与含沙量减少, 潮滩泥沙补给减少, 波、流耦合水动力基本不变, 多余的挟沙力作用于底床, 使底床表层沉积物重新悬浮, 同时涨、落潮“扫荡”将沙波扫平。

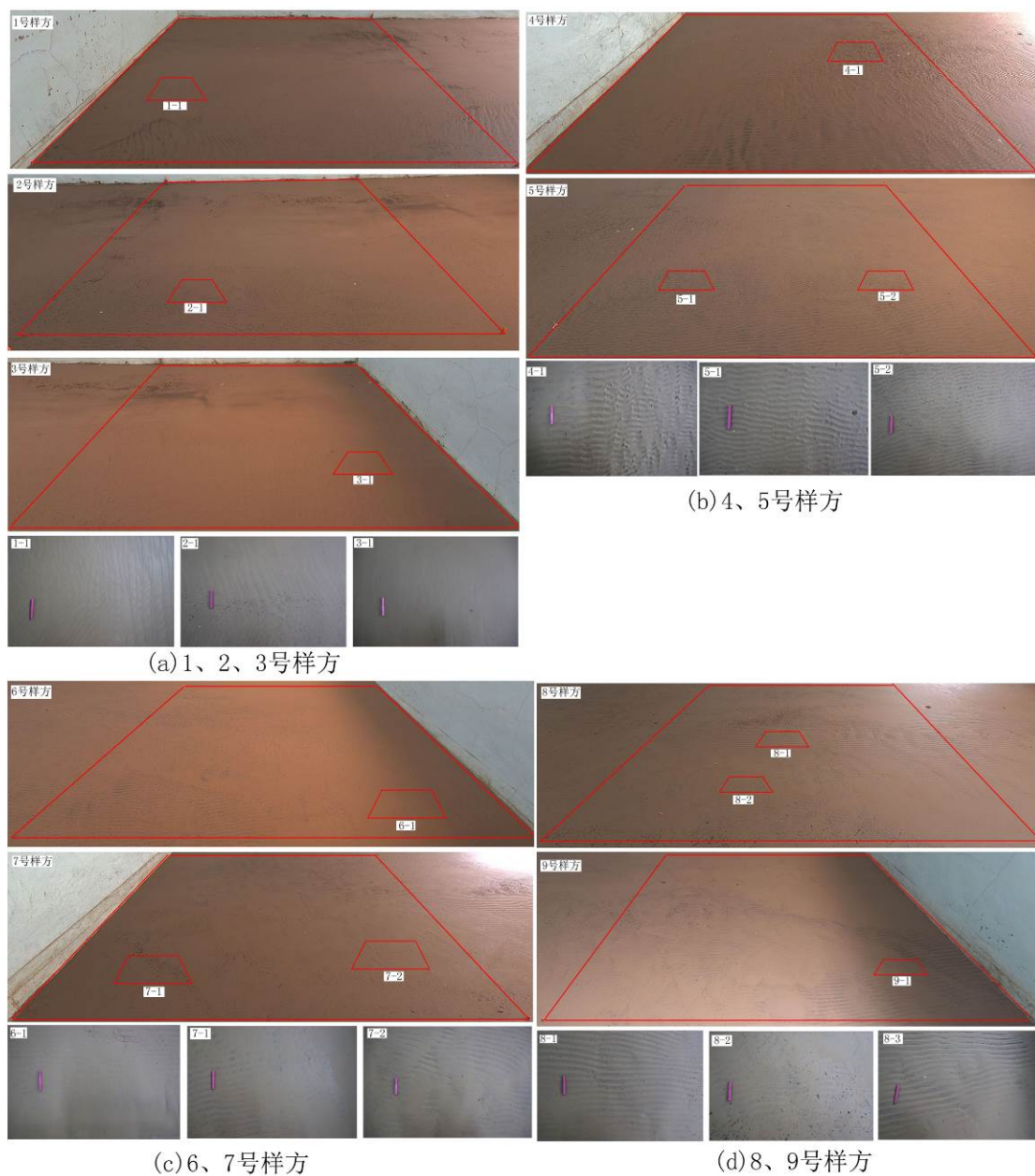


图 5.16 65%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图

(4)如图 5.17 所示为 30%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图。1、2、3 号样方基本没有变化，潮间带以流痕为主，与岸线垂直。4、5 号样方沙波密度变大，且 4 号样方右侧中部出现侵蚀现象，由于离港池壁较远，边界层影响较小，流速

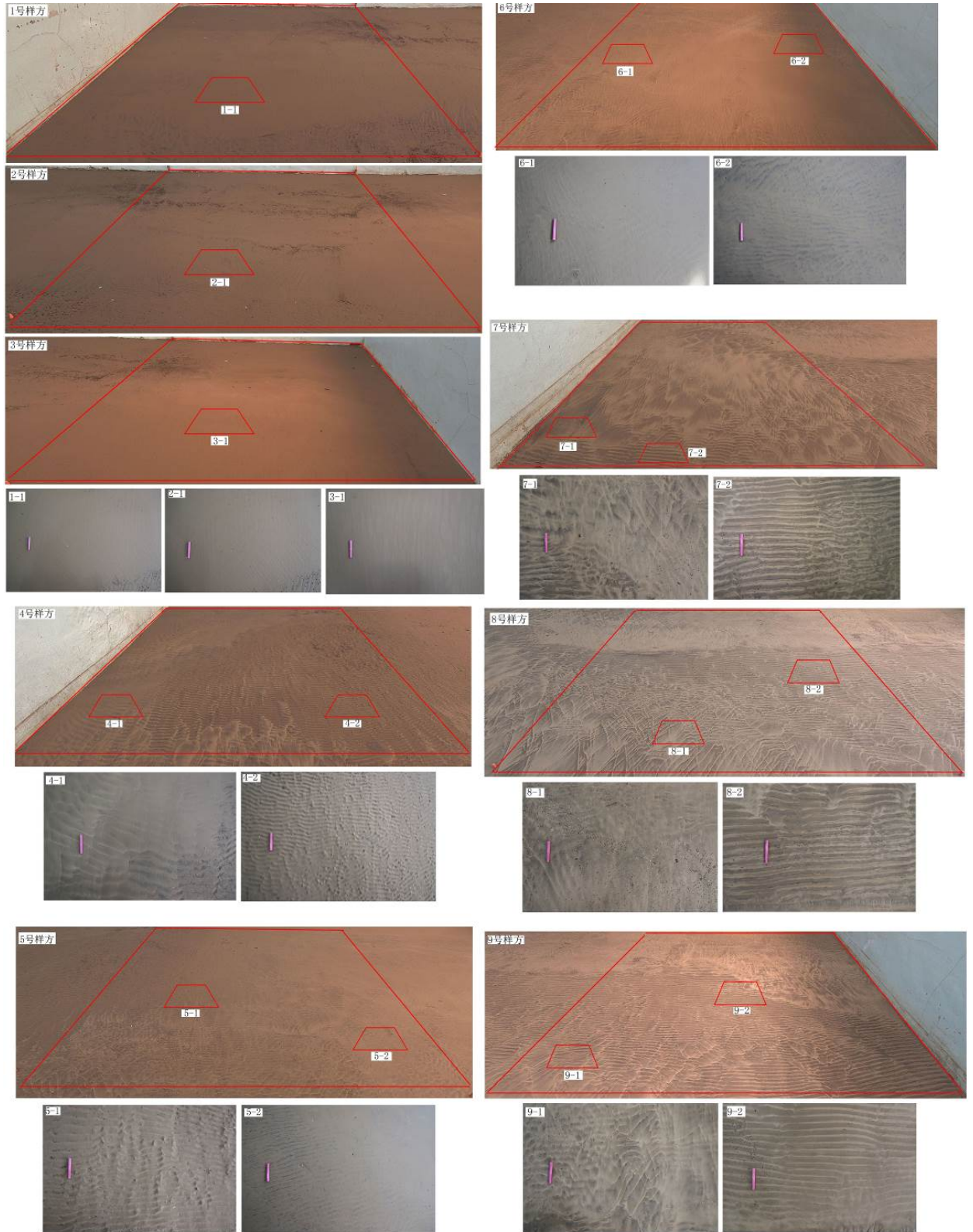


图 5.17 30%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图



较大，加之含沙量减少导致泥沙补给减少和水流持续冲刷作用，该处侵蚀严重。如 4-2 和 5-3 所示，沙波不规则分布，水流的冲刷使波高增大。从 6、7 号样方可以看出，该区域以受潮流影响较大，水流冲刷底床表面，地形较为平坦。同样 8-1 和 9-1 附近区域受潮流影响较大，8-2 和 9-2 的规则沙波与正弦曲线的规则波有关。

(5)如图 5.18 所示为 15%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图。如 35.a 所示，1、2、3 号样方潮间带以流痕为主。如 35.b 所示，4 号样方右侧中部区域仍为侵蚀状态，4、5 样方仍以密度较大的不规则分布沙波为主。7、8、9 样方位于水下岸坡低位，相比于 4、5、6 样方而言，地形更为平坦。

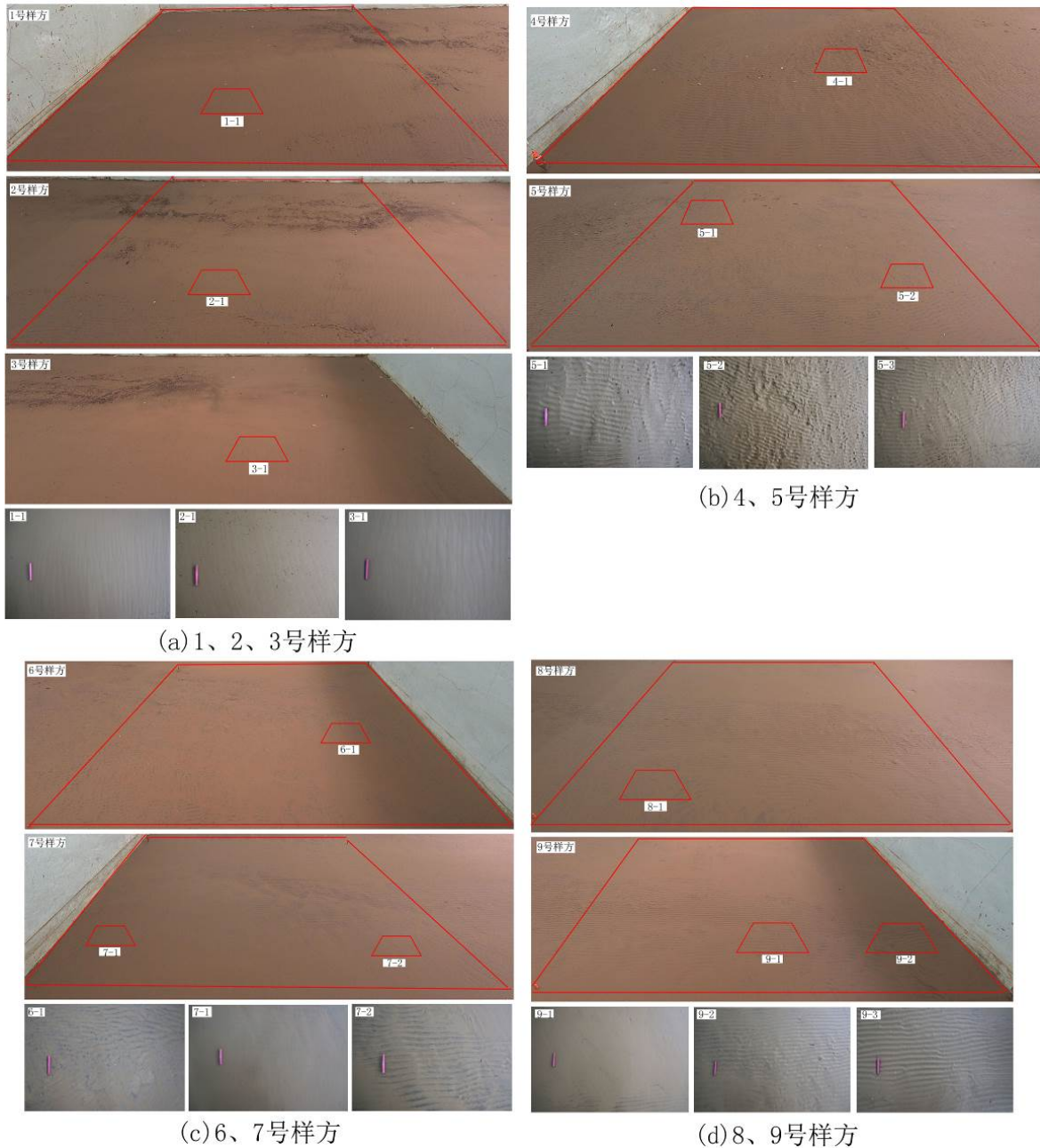


图 5.18 15%含沙量情境下潮滩分样方及典型地貌图

(6)如图 5.19 所示为清水情境下潮滩分样方及典型地貌图。如 36.a 所示, 1、2、3 号样方仍是流痕形态。如 35.b 所示, 4-2 附近区域依然为侵蚀状态, 相比于前 4 个情景, 4-9 号样方全区域广泛分布沙波, 其中 6-1 地貌形态变为沙鳞, 沙鳞是由沙波发育而来。清水状态下, 水流冲刷强度增大, 沙脊由顺直向弯曲过渡, 再由弯曲过渡到不规则沙鳞。

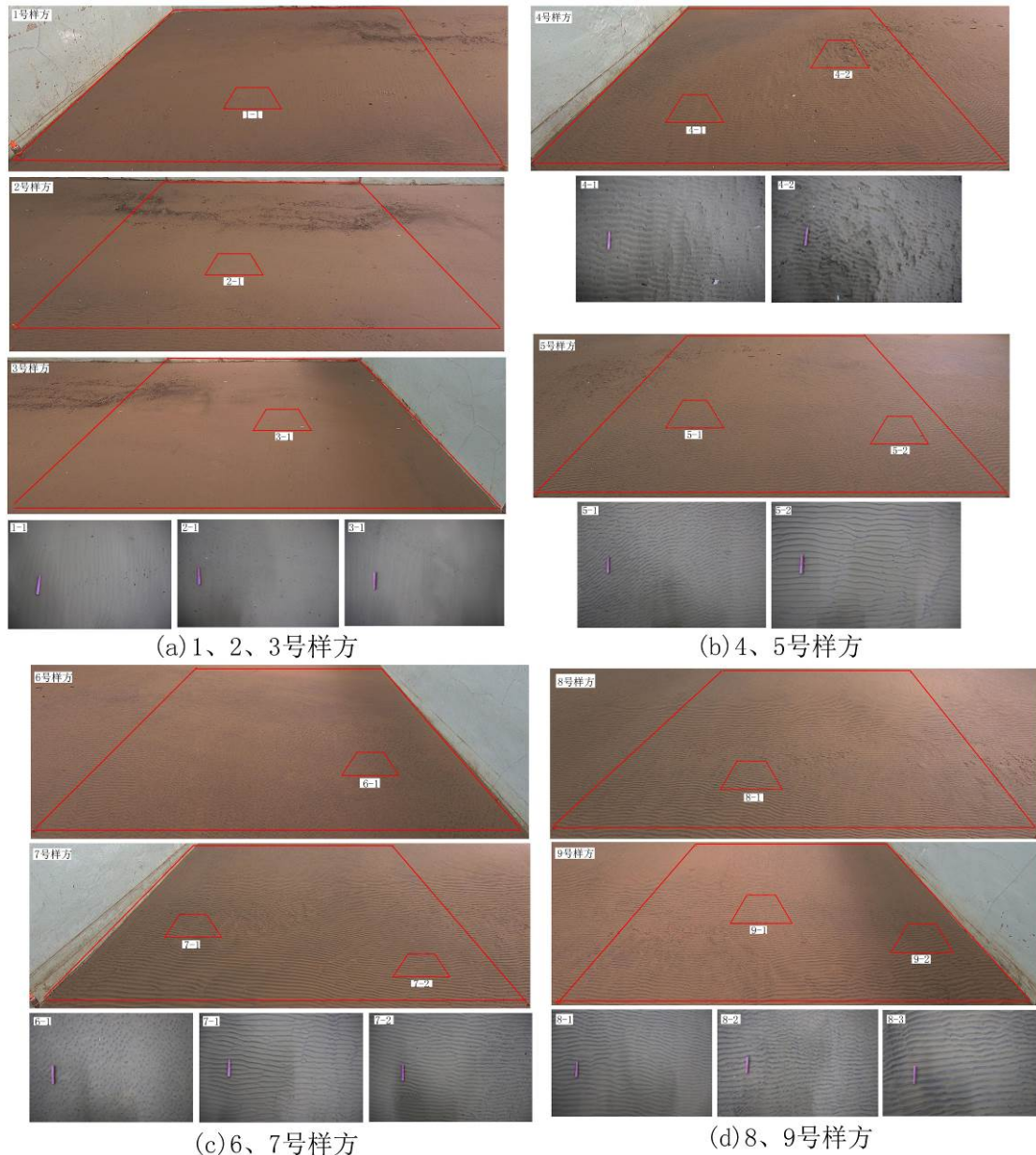


图 5.19 清水情景下潮滩分样方及典型地貌图

总体而言, 在不同含沙量情境下, 潮滩地貌持续发育, 不同区域出现不同的地貌特征, 潮间带以微小的流痕为主, 水下岸坡则已沙波运动为主, 而影响沙波数量、发育及变化的重要影响因素是水流冲刷、水沙交换及含沙量变化。



### 5.3.4 潮滩地貌冲淤变化空间分布差异

使用 ArcGis 空间分析工具和克里金法，对潮滩高程点进行空间插值，得到不同情境下潮滩地貌空间分布差异与等值线图。随着含沙量依次减少，分别在经过 100% 含沙量、65% 含沙量、30% 含沙量、15% 含沙量以及清水共计 180 个潮周期的冲刷，潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值线图如图 5.20 所示，在本文中，冲淤的变化即床面高程的变化。由于含沙量变化和水流冲刷作用，不同区域潮滩地貌冲淤变化有较大差异。横向冲淤变化空间分布差异，y (176-476cm) 潮滩以冲蚀为主，冲蚀区域由陆及海呈扇状分布，且由外向里冲蚀强度越来越大，最大侵蚀约 0.7cm，最大侵蚀速率 0.0039mm/min。y (476-700cm) 潮滩呈淤积状态，由陆及海淤积强度越来越大，最大淤积约 1.2cm，最大淤积速率为 0.0067mm/min。纵向冲淤变化空间分布差异，港池两侧呈淤积状态，往港池中部逐渐变为侵蚀状态，且侵蚀强度越来越大。

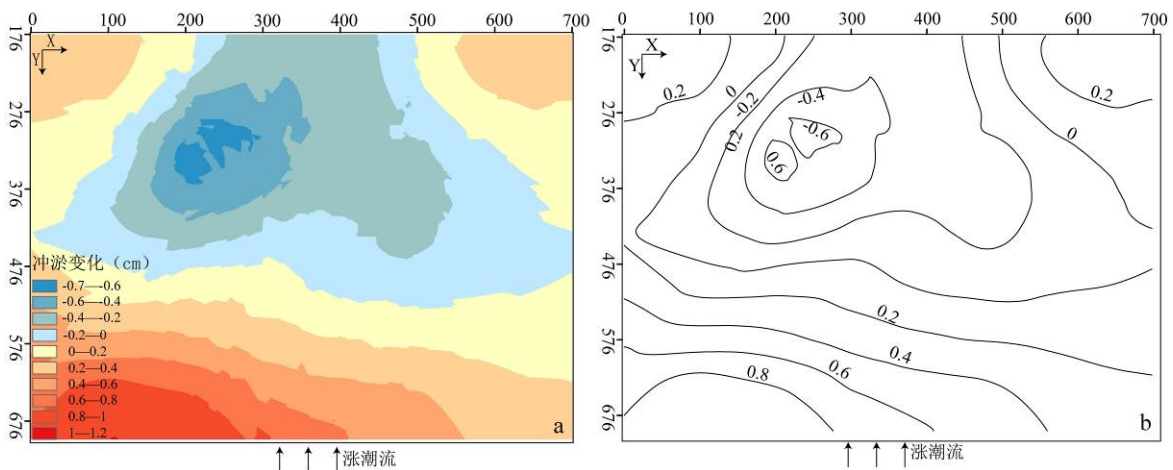


图 5.20 运行 180 潮周期潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线

如图 5.21 所示为经过 100% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值

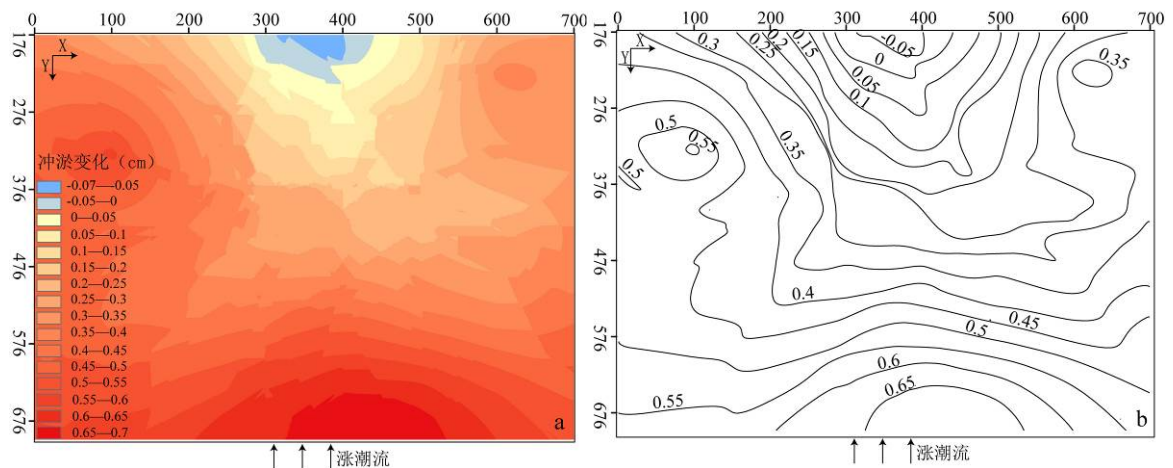


图 5.21 经 100% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线



线。全潮滩以淤积为主，伴有极小部分侵蚀。淤积强度以侵蚀区域为中心，向四周呈扇状逐建增大，至池壁四周淤积强度最大，最大淤积发生在水下岸坡最前缘，约 0.7cm，淤积强度 0.194mm/min。极小部分冲蚀发生在潮间带中心，冲蚀约 0.07cm，强度为 0.002mm/min。

如图 5.22 所示为经过 65% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值线。潮滩冲蚀与淤积并存。侵蚀强度以 (350, 476) 为中心，向四周逐建减小，，最大侵蚀发生在港池中心，为潮下带中部，侵蚀约 0.33cm，侵蚀强度 0.009mm/min。淤积区域主要集中潮间带右侧，最大淤积约 0.25cm，淤强 0.007mm/min。

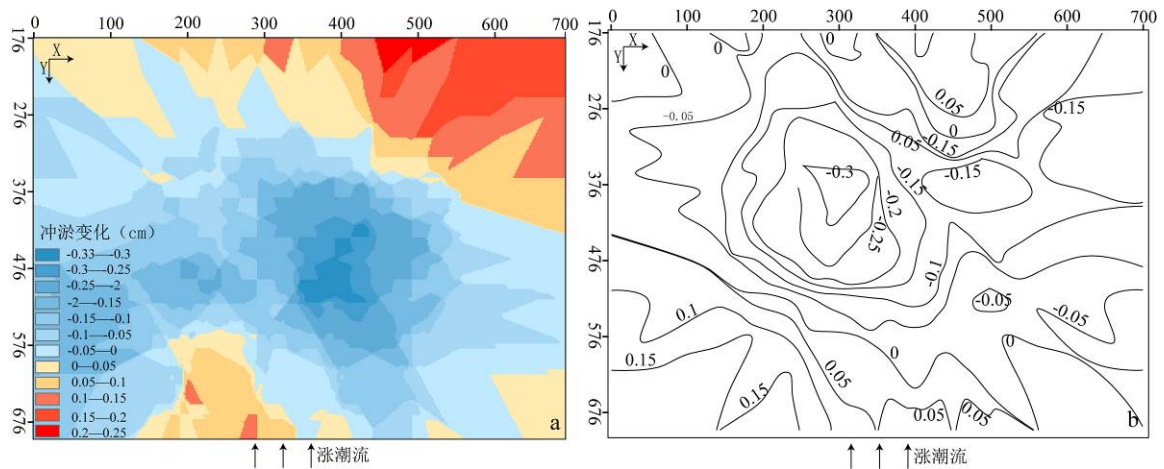


图 5.22 经 65% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线

如图 5.23 所示为经过 30% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值线。潮滩以侵蚀为主，伴有部分淤积。最大侵蚀强度区域位于水下岸坡中位置右侧，侵蚀约 0.3cm，侵蚀强度 0.009mm/min。淤积区域主要集中潮间带右侧，最大淤积约 0.1cm，淤强为 0.003mm/min。

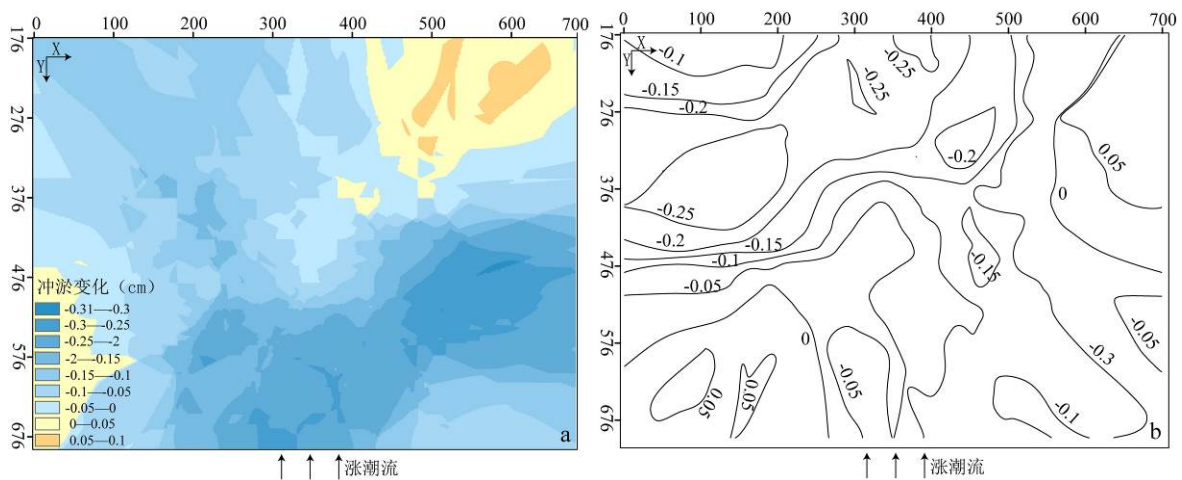


图 5.23 经 30% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线

如图 5.24 所示为经过 15% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值线。潮滩仍以侵蚀为主，伴有部分淤积。较强的侵蚀主要集中在水下岸坡，侵蚀约 0.2cm，侵蚀强度 0.006mm/min。淤积区域主要集中在潮间带左侧，最大约 0.05cm，淤积强度为 0.001mm/min。

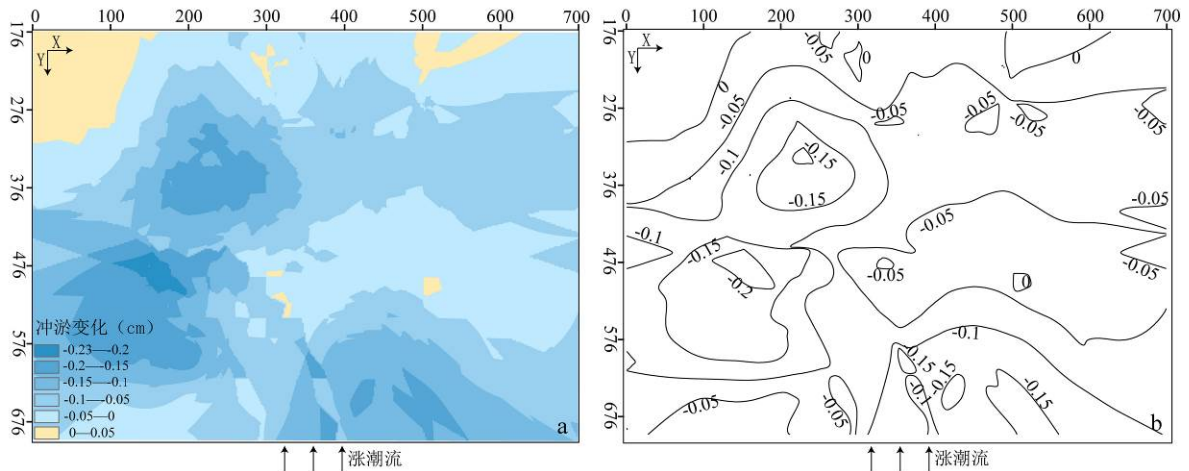


图 5.24 经 15% 含沙量情景潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线

如图 5.25 所示为经过清水情景潮滩地貌冲淤变化空间分布差异与等值线。潮滩仍全部呈侵蚀状态。没有泥沙补给，在水流持续冲刷下，原本潮滩表层沉积物被退潮流带走，潮滩变为侵蚀状态。最大侵蚀量约 0.23cm，侵蚀强度 0.006mm/min。

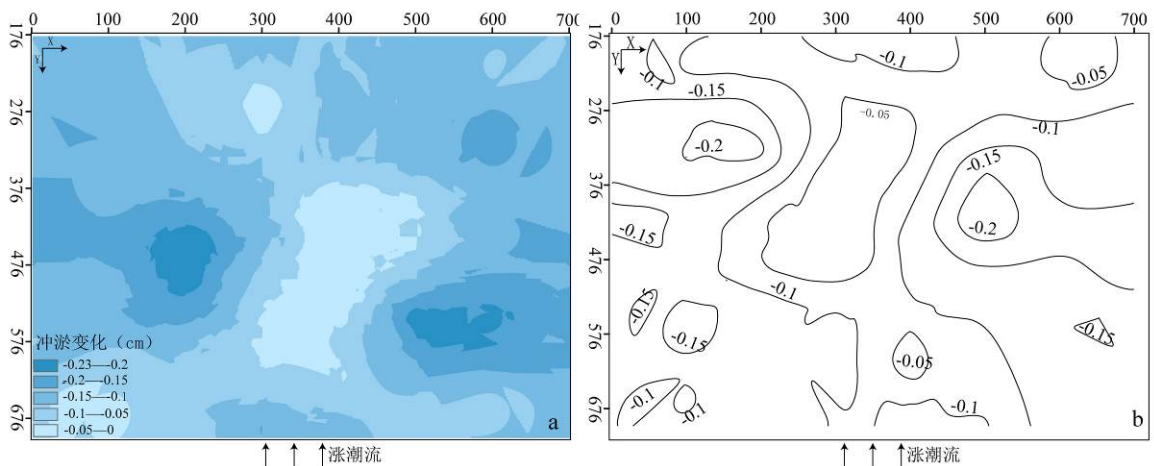


图 5.25 清水情景潮滩地貌冲淤变化空间分布及等值线

依据物理模型实验，总结淤泥质粉砂潮滩的冲淤模式：经过含沙量依次减少，总体上，潮滩淤积与侵蚀并存，以 7m 等深线为界，向陆一侧呈侵蚀状态，向海一侧呈淤积状态且越靠近海洋淤积强度越大。具体而言，100% 含沙量下，潮滩全线淤积，伴有极小部分侵蚀；65% 含沙量下，潮滩侵蚀、淤积并存；30% 含沙量下，潮滩全线侵蚀，伴有部分淤积；15% 含沙量下，潮滩仍以侵蚀为主，伴有部分淤积；

清水下, 潮滩不存在淤积, 全部呈侵蚀状态, 含沙量由 100% 逐步降至清水, 潮滩经历了全线淤积, 极小侵蚀-侵蚀、冲淤并存-全线侵蚀, 部分淤积-无淤积全部侵蚀的过程。

潮滩地貌在不同含沙量情况下有着不同的冲淤变化, 总体而言, 依次经过不同情景下共计 180 个潮周期的水流冲刷, 不同区域潮滩地貌冲淤变化有较大的差异, 靠近陆地一侧呈侵蚀状态, 而越靠近海洋, 淤积强度越大, 悬移质由近海向潮滩传播, 当悬浮泥沙通量超过水流挟沙力, 悬沙开始沉降, 在传播过程中, 大量泥沙沉降至底床, 到达潮下带时, 含沙量约为原始含沙量 10%, 这部分泥沙大多在水下岸坡沉降, 潮下带淤积, 越靠近陆地, 悬浮补给越少, 多余的挟沙力作用于底床, 使得潮间带表层沉积物随退潮流被带走, 发生侵蚀。具体而言, 含沙量越高, 泥沙补给越充足, 整个潮滩大量淤积, 当 65% 含沙量时, 潮滩开始冲淤并存, 当 30% 含沙量时, 潮滩以侵蚀为主, 伴有部分淤积, 当 15% 含沙量和清水时, 整个潮滩发生侵蚀。在实际中, 黄河入海泥沙量减少导致潮滩地貌冲淤变化, 若与 1984 年黄河三角洲潮滩做对比, 是冲或是淤, 取决于 1984 年高含沙量时潮滩的淤积情况和水流冲刷时间尺度。目前, 黄河输沙量日益减少, 若持续冲刷, 预测未来黄河三角洲可能转为全线侵蚀。

潮滩的冲淤变化与泥沙输运有重要联系<sup>[74]</sup>。当泥沙颗粒较大时, 颗粒间存在的吸引力远小于重力, 可忽略, 当颗粒较小时, 颗粒间吸引力大于重力, 成为黏结力<sup>[72]</sup>, 黄河三角洲潮滩以淤泥质粉砂为主, 粒径较小, 颗粒之间黏结力较大。在实验中发现, 潮滩浸水时, 表层沉积物固结, 泥沙无法启动, 但随着实验的进行, 潮滩表层泥沙开始输运, 并形成一系列床面形态和冲淤变化。首先, 表层固结泥沙发生疲劳破坏, 细颗粒粘结体在波浪、潮汐的荷载反复作用下, 在连接处形成微细的疲劳裂纹, 并逐渐扩展以致最后断裂, 形成一颗颗或小团体的细颗粒, 然后根据伯努利方程, 即  $1/2\rho v_1^2 + \rho gh_1 + P_1 = 1/2\rho v_2^2 + \rho gh_2 + P_2$ , 当波浪、水流到来时, 表层水流速度较快, 压强小; 底层水流速度慢, 甚至静止, 压强大。形成压力差, 产生托举力, 在水动压下, 泥沙颗粒悬浮并在波浪潮流作用下开始输运。需要注意由于冲刷滞后, 已沉积的细颗粒泥沙若重新悬浮, 需要更大的能量克服黏结力和重力。同体积下, 细颗粒起动所需的能量大于粗颗粒的起动, 因此在泥沙输运过程中, 最先起动的可能是粗颗粒泥沙, 输移泥沙中细颗粒含量相对较少。

## 5.4 本章小结

本章主要通过波浪潮流泥沙物理模型实验，以近岸海域含沙量依次减少替代黄河入海泥沙减少的过程，研究近海含沙量减少对潮滩地貌冲淤变化的影响，使用 Argus 系统对潮滩整体地貌及分样方典型地貌进行记录，分析了不同情境下，在潮汐不同状态水流进入潮下带含沙量变化规律，讨论了沙波运动的规律及机理，并对潮滩地貌冲淤变化空间分布差异及泥沙输运做了阐述，其主要结论如下：

(1)潮滩地貌经过波、流耦合、水沙交换与含沙量变化出现了一系列床面形态变化，潮间带以潮流作用为主，形成于岸线垂直的梳妆流痕。水下岸坡发育有沙波，并随着潮流对床面的影响强度和含沙量变化，各纵剖面沙波数量、发育趋势和分布规律发生变化。

(2)悬浮泥沙由近岸海域向潮滩传播过程，沿途大量沉降，进入潮下带含沙量不足原始浓度 10%。水流进入潮下带含沙量的变化规律，由于底床的冲刷滞后于水流条件的增强、泥沙的沉降滞后于水流条件的减弱，含沙量在涨潮过程呈逐步增大趋势、在落潮过程呈逐步减少趋势。

(3)沙波的形成始于近底床流层的不稳定性。在水动力作用下，随着含沙量的减少，相同情境，不同纵剖面之间沙波的统计特征及变化规律差异较大；不同情景，相同纵剖面沙波发育也有明显差别。水流对底床的作用强度和含沙量的变化会影响沙波数量、波高、波形与坡形，继而进一步影响各剖面沙波的发育趋势与分布规律。但沙波走向、波长受含沙量影响较小，水流运动方向决定沙波的走向，波长的变化可能与波浪动力要素有关。

(4)潮滩地貌在不同含沙量情况下有着不同的冲淤变化，总体而言，经过含沙量依次不断减少，不同区域潮滩地貌冲淤变化有较大的差异，以  $y=476\text{cm}$ （7m 等深线）靠近陆地一侧呈侵蚀状态，而越靠近海洋，淤积强度越大；具体而言，含沙量越高，泥沙补给越充足，整个潮滩大量淤积，当 65% 含沙量时，潮滩开始冲淤并存，当 30% 含沙量时，潮滩以侵蚀为主，伴有部分淤积，当 15% 含沙量和清水时，整个潮滩发生侵蚀。

## 第6章 结论与展望

### 6.1 结论

本文主要针对潮滩发育的物理模型研究，总结了关于潮滩地貌发育的研究方法和物理模型的研究现状。使用黄河三角洲天然粉砂，以近海含沙量依次减少替代黄河入海泥沙减少的过程，并首次将 Argus 系统引入室内实验用于监测现场，建立室内物理模型实验，探究在一定坡度下滩干湿转化地貌发育规律及动力机制和黄河入海泥沙减少对潮滩地貌冲淤变化影响，分析了含沙量逐渐减少情况下，潮滩地貌受波浪、潮流水动力与水沙交换影响出现的一系列床面变化、水流进入潮下带含沙量的变化规律及机制、沙波运动统计特征及分布规律和形成机理，重点讨论了潮滩地貌冲淤变化空间分布差异和冲淤模式。

本文创新点主要在于：

(1)通过室内物理模型实验，研究了潮滩干湿转化地貌发育机制和黄河入海泥沙减少对潮滩冲淤的影响，弥补了传统研究手段的缺陷和不足，并揭示了天然粉砂孔隙内滞留空气对潮滩地形起伏的动力机制。

(2)将 Argus 系统引入室内实验，为物理模型现场记录提供了一种新的手段。自行设计了水沙均匀混合涨落潮循环装置和造波造流装置，实现了规定时间内涨落潮模拟和浑水的配制，同时为试验提供了潮汐和潮流动力。

本研究主要结论如下：

(1)黄三角洲潮滩由粉砂构成，孔隙度大。干潮滩被淹没和吸水后，孔隙内滞留空气排出滞后于潮流淹没，承压后沿水平和垂直随机运移，导致平坦的潮滩表面形成细微的地形起伏。这种初始起伏会进一步影响潮流运动和潮滩冲淤，从而形成各种潮滩地貌形态，并决定着潮滩地貌空间分布

(2)潮沟发育始于地表起伏，水动力差异使地表扰动形成树枝状分叉细小纹理，退潮“归槽水”、坡度和落潮水流作用，潮沟继续发育出现溯源侵蚀，其宽度沿退潮向逐步变大。该形态潮沟主要发育在潮滩下部和潮滩中部附近微小陡坎或塌陷上方，沿岸线平行方向排列分布。

(3)在潮滩干湿转化过程中，沙波偏移、床面形态与不均匀水流有密切联系。不均匀水流使得潮间带中部沙波呈“凸”字形发育。另外，潮沟系统发育空间分布差异，潮滩上部地表变化大，形成的高密度和连接复杂的不规则潮沟-塌陷系统；潮滩中部和潮滩下部地表变化小，地形平坦，在微小陡坎和塌陷上方发育有沿岸线

平行方向排列分布的树枝状细密潮沟，并不断溯源侵蚀。

(4)潮滩地貌经过波、流耦合、水沙交换与含沙量变化出现了一系列床面形态变化，潮间带以潮流作用为主，形成与岸线垂直的梳妆流痕。水下岸坡发育有沙波，并随着潮流对床面的影响强度和含沙量变化，各纵剖面沙波数量、发育趋势和分布规律发生变化。

(5)悬浮泥沙由近岸海域向潮滩传播过程，沿途大量沉降，进入潮下带含沙量不足原始浓度 10%。水流进入潮下带含沙量的变化规律，由于底床的冲刷滞后于水流条件的增强、泥沙的沉降滞后于水流条件的减弱，含沙量在涨潮过程呈逐步增大趋势、在落潮过程呈逐步减少趋势。

(6)沙波的形成始于近底床流层的不稳定性。在水动力作用下，随着含沙量的减少，相同情境，不同纵剖面之间沙波的统计特征及变化规律差异较大；不同情景，相同纵剖面沙波发育也有明显差别。水流对底床的作用强度和含沙量的变化会影响沙波数量、波高、波形与坡形，继而进一步影响各剖面沙波的发育趋势与分布规律。但沙波走向、波长受含沙量影响较小，水流运动方向决定沙波的走向，波长的变化可能与波浪动力要素有关。

(7)潮滩地貌在不同含沙量情况下有着不同的冲淤变化，冲淤模式总结为：经过含沙量依次减少，总体上，潮滩淤积与侵蚀并存，以 7m 等深线为界，向陆一侧呈侵蚀状态，向海一侧呈淤积状态且越靠近海洋淤积强度越大。具体而言，100%含沙量下，潮滩全线淤积，伴有极小部分侵蚀；65%含沙量下，潮滩侵蚀、淤积并存；30%含沙量下，潮滩全线侵蚀，伴有部分淤积；15%含沙量下，潮滩仍以侵蚀为主，伴有部分淤积；清水下，潮滩不存在淤积，全部呈侵蚀状态，含沙量由 100%逐步降至清水，潮滩经历了全线淤积，极小侵蚀-侵蚀、冲淤并存-全线侵蚀，部分淤积-无淤积全部侵蚀的过程。

## 6.2 展望

本文所建立的物理模型，并未考虑潮滩几何形状与潮向，尤其是沿岸输沙流对潮滩地貌发育的影响，并未考虑海水盐度对泥沙动力过程的影响以及底床糙率对水流阻力的影响，未来研究相关工作时，会把沿岸流、盐度、糙率和潮滩几何形状等因素考虑进去。



## 参考文献

- [1] Murray N J, Phinn S R, DeWitt M, et al. The global distribution and trajectory of tidal flats[J]. *Nature*, 2019, 565(7738): 222-225.
- [2] 毕乃双. 黄河三角洲毗邻海域悬浮泥沙扩散和季节性变化及冲淤效应[D]. 中国海洋大学, 2009.
- [3] 贾永刚, 单红仙, 杨秀娟, 等. 黄河口沉积物动力学与地质灾害[M]. 2011.
- [4] Vlaswinkel B M, Cantelli A. Geometric characteristics and evolution of a tidal channel network in experimental setting[J]. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2011, 36(6):739-752.
- [5] IWASAKI T, SHIMIZU Y, KIMURA I. Modelling of the initiation and development of tidal creek networks[J]. *Maritime Engineering*, 2013, 166(2): 76-88.
- [6] 龚政, 严佳伟, 耿亮, 等. 开敞式潮滩-潮沟系统发育演变动力机制--III.海平面上升影响[J]. *水科学进展*, 2018, 29(01): 109-117.
- [7] 龚政, 耿亮, 吕亭豫, 等. 开敞式潮滩-潮沟系统发育演变动力机制-- II .潮汐作用[J]. *水科学进展*, 2017, 28(02): 231-239.
- [8] 龚政, 吕亭豫, 耿亮, 等. 开敞式潮滩-潮沟系统发育演变动力机制-- I .物理模型设计及潮沟形态[J]. *水科学进展*, 2017, 28(01): 86-95.
- [9] AMOS C L. Geomorphology and sedimentology of estuaries: siliciclastic tidal flats [M] . Amsterdam: Elsevier, 1995.
- [10] Friedrichs C T. Tidal flat morphodynamics: a synthesis[M]. Waitham: Academic Press. 2011.
- [11] Kirby R. Practical implications of tidal flat shape[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20(10-11): 1061-1077.
- [12] Zone L O I I , Kremer H H , Le Tissier M D A , et al. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone:, Science Plan and Implementation Strategy[J]. *Environmental Policy Collection*, 2005, 20(11):1262-1268.
- [13] 黄海军, 樊辉. 黄河三角洲潮滩潮沟近期变化遥感监测[J].*地理学报*, 2004, (05): 723-730.
- [14] 王小丹, 方成, 康慧, 等, 曹妃甸地区潮间带演变的遥感监测[J]. *海洋通报*, 2014, 33(05): 559-565.

- [15] 吴德力, 沈永明, 方仁建. 江苏中部海岸潮沟的形态变化特征[J]. 地理学报, 2013, 68(07): 955-965.
- [16] 韩志远, 李孟国. 基于遥感和GIS的福建文渡湾海域潮滩演变研究[J]. 海洋学研究, 2015, 33(03): 42-47.
- [17] Choi J K, Ryu J H, Lee Y K, et al. Quantitative estimation of intertidal sediment characteristics using remote sensing and GIS[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2010, 88(1): 125-134.
- [18] Tseng K H, Kuo C Y, Lin T H, et al. Reconstruction of time-varying tidal flat topography using optical remote sensing imageries[J]. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2017, 131: 92-103.
- [19] D'Alpaos A, Lanzoni S, Marani M, et al. Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*[J], 2005, 110(F2): 351-394.
- [20] Siegle E, Dottori M, Villamarin B C. Hydrodynamics of a subtropical tidal flat: Araçá Bay, Brazil[J]. *Ocean & coastal management*, 2018, 164: 4-13.
- [21] Van der Wegen M. Numerical modeling of the impact of sea level rise on tidal basin morphodynamics[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2013, 118(2): 447-460.
- [22] 龚政, 白雪冰, 靳闯, 等. 基于植被和潮动力作用的潮滩剖面演变数值模拟[J]. 水科学进展, 2018, 29(06): 877-886.
- [23] 王雪, 梁书秀, 孙昭晨, 等. 兴城市曹庄海域潮滩水动力数值模型的建立. 海洋环境科学, 2017, 36(05): 774-780.
- [24] Postma H. Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea[J]. *Netherlands Journal of Sea Research*, 1961, 1(1-2):0-190.
- [25] Cahoon D R, Perez B C, Segura B D, et al. Elevation trends and shrink-swell response of wetland soils to flooding and drying[J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2011, 91(4): 463-474.
- [26] 杨桂山, 施雅风, 季子修. 江苏淤泥质潮滩对海平面变化的形态响应. 地理学报 [J], 2002, (01): 76-84.
- [27] 龚政, 靳闯, 张长宽, 等. 江苏淤泥质潮滩剖面演变现场观测[J]. 水科学进展, 2014, 25(06): 880-887.



- [28] Vlaswinkel B M, Cantelli A. Geometric characteristics and evolution of a tidal channel network in experimental setting[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, 36(6): 739-752.
- [29] Iwasaki T, Shimizu Y, Kimura I. Modelling of the initiation and development of tidal creek networks[C]//*Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Maritime Engineering*. Thomas Telford Ltd, 2013, 166(2): 76-88.
- [30] 王文昊, 高抒, 徐杨佩云, 等. 江苏中部海岸潮滩沉积速率特征值的数值实验分析[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 2014, 50(05): 656-665.
- [31] 刘秀娟, 高抒, 汪亚平. 淤长型潮滩剖面形态演变模拟: 以江苏中部海岸为例[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2010, 35(04): 542-550.
- [32] 吉晓强, 何青, 刘红, Tom Ysebaert. 崇明东滩水文泥沙过程分析[J]. *泥沙研究*, 2010(01): 46-57.
- [33] Pejrup M. Suspended sediment transport across a tidal flat[J]. *Marine Geology*, 1988, 82(3-4): 187-198.
- [34] Boldt K V, Nittrouer C A, Ogston A S. Seasonal transfer and net accumulation of fine sediment on a muddy tidal flat: Willapa Bay, Washington[J]. *Continental Shelf Research*, 2013, 60: S157-S172.
- [35] 周良勇, 李安龙, 龚淑云, 等. 黄河口附近海域表层悬浮体分布及粒度特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2007(5).
- [36] 韩广轩, 栗云召, 于君宝, 等. 黄河改道以来黄河三角洲演变过程及其驱动机制[J]. *应用生态学报*, 2011, 22(02): 467-472.
- [37] Saito Y, Wei H, Zhou Y, et al. Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2000, 18(4): 489-497.
- [38] Yang Z, Ji Y, Bi N, et al. Sediment transport off the Huanghe (Yellow River) delta and in the adjacent Bohai Sea in winter and seasonal comparison[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3): 173-181.
- [39] 周良勇, 李安龙, 龚淑云, 等. 黄河口附近海域表层悬浮体分布及粒度特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2007(05): 33-38.
- [40] 吴秀杰, 田素珍, 王丽娜. 黄河口五号桩海域海浪的基本特征[J]. 1989(3): 37-42.

- [41]张旸, 陈沈良, 谷国传. 黄河三角洲沿岸日潮区的空间分布与潮汐特征[J]. 水动力学研究与进展: A 辑, 2015(30): 540-548.
- [42]胡春宏, 吉祖稳, 王涛. 黄河口海洋动力特性与泥沙的输移扩散[J]. 泥沙研究, 1996(04): 2-11.
- [43]Hu C H, Cao W H. Variation, regulation and control of flow and sediment in the Yellow River Estuary: I. Mechanism of flow-sediment transport and evolution[J]. Journal of Sediment Research, 2003, 5: 1-8.
- [44]王凤聪, 苏志清. 黄河口门外滨海区潮流的分布特征[J]. 海洋湖沼通报, 1989(02): 8-11.
- [45]夏东兴, 王文海, 刘传信. 中国海湾志(第三分册:山东半岛北部和东部海湾)[M]. 北京: 海洋出版社, 1991: 105-107.
- [46]程义吉. 黄河口清 8 河口海域流场分析[J]. 人民黄河, 2001(05): 13-15.
- [47]刘海江, 时连强. 海岸带实时实地视频观测 ARGUS 技术[J]. 海洋工程, 2016, 34(2): 80-87.
- [48]刘金涛, 宋慧卿, 王爱花. 水文相似概念与理论发展探析[J]. 水科学进展, 2014, 25(2): 288-296.
- [49]赵振兴, 何建京. 水力学[M]. 清华大学出版社, 2005.
- [50]阎超, 钱翼稷, 连祺祥. 粘性流体力学[M]. 北京航空航天大学出版社, 2005.
- [51]窦国仁. 河口海岸全沙模型相似理论[J]. 水利水运工程学报(1): 3-14.
- [52]窦国仁. 紊流随机理论在边界层中的应用[J]. 水利水运科学研究, 1983(04): 1-12.
- [53]窦国仁, 赵士清, 黄亦芬. 河道二维全沙数学模型的研究[J]. 水利水运科学研究, 1987(02): 1-12.
- [54]窦国仁, 董凤舞, 窦希萍. 潮流和波浪的挟沙能力[J]. 科学通报, 1995(05): 443-446.
- [55]窦国仁, 董凤舞, 窦希萍, 等. 河口海岸泥沙数学模型研究[J]. 中国科学(A 辑), 1995(09): 995-1001.
- [56]贾永刚, 单红仙, 杨秀娟, 等. 黄河口沉积物动力学与地质灾害[M]. 科学出版社. 2011.
- [57]张建军, 朱金兆. 水土保持监测指标的观测方法[M]. 中国林业出版社, 2013.
- [58]Farhan Y, Anbar A, Al-Shaikh N, et al. Prioritization of Sub-Watersheds in a Large

- Semi-Arid Drainage Basin (Southern Jordan) Using Morphometric Analysis, GIS, and Multivariate Statistics[J]. *Agricultural Sciences*, 2018, 9(04): 437.
- [59]张忍顺, 王雪瑜. 江苏省淤泥质海岸潮沟系统[J]. *地理学报*, 1991, 58(2): 195-206.
- [60]张益, 刘勇. 水波色散方程的直接求解方法[J]. *水道港口*, 2015,36(01): 8-11+20.
- [61]熊国立. 泥沙沉速的简便算法[J]. *建筑技术通讯*, 1986(06):9-11.
- [62]程义吉. 黄河口清 8 河口海域流场分析[J]. *人民黄河*(5):13-15.
- [63]窦国仁. 再论泥沙起动流速[J]. *泥沙研究*, 1999(06):3-11.
- [64]窦国仁. 论泥沙起动流速[J]. *水利学报*, 1960(04):46-62.
- [65]窦国仁, 窦希萍, 李禔来. 波浪作用下泥沙的起动规律[J]. *中国科学 E 辑:技术科学*, 2001(06):88-95.
- [66]付艳红, 时铁彬, 徐岩. 含沙量测量方法及比较分析[J]. *东北水利水电*, 2010, 28(09): 35-36+45.
- [67]陈敏杰, 王伟聪. 浅析含沙量的测量[J]. *价值工程*, 2010, 29(03): 37.
- [68]张海平, 周星星, 代文. 空间插值方法的适用性分析初探[J]. *地理与地理信息科学*, 2017, 33(06): 14-18+105.
- [69]马洪羽, 丁贤荣, 葛小平, 夏娟. 辐射沙脊群潮滩地形遥感遥测构建[J]. *海洋学报*, 2016, 38(03): 111-122.
- [70]王兆印, 徐永年, 苏晓波. 挟沙水流的冲刷率及河床惯性的研究[J]. *泥沙研究*, 1998, 2: 1-9.
- [71]吴德安, 张忍顺, 沈永明. 江苏辐射沙洲水道垂线平均余流的计算与分析[J]. *海洋与湖沼*, 2007, 38(4): 289-295.
- [72]赵冲久,秦崇仁,杨华, 等. 波、流共同作用下粉沙质悬移质运动规律的研究[J]. *水道港口*, 2003(03): 101-108.
- [73]钱宁, 万兆慧. *泥沙运动力学*[M]. 科学出版社, 2003.
- [74] 赵建春,李九发,李占海, 等. 长江口南汇嘴潮滩短期冲淤演变及其动力机制研究[J]. *海洋学报(中文版)*, 2009, 31(04): 103-111.

## 作者简介

姓名：伊锋，男，汉族；1994年5月8日生，山东省潍坊市人

2013年9月-2017年6月 鲁东大学资源与环境工程学院读本科，取得学士学位

2017年9月-2020年6月 鲁东大学资源与环境工程学院读研究生，取得硕士学位

获奖情况：

2018年鲁东大学第四届学术论坛“科研新秀”、2019年鲁东大学优秀研究生、  
2019年鲁东大学资源与环境工程学院“学习之星”、2020年优秀毕业生

参加项目：

“最近50年来莱州湾东部侵蚀砂岸动力地貌演变研究”、“最近50年来黄河三角洲潮间滩涂动力地貌演变研究”、“基于虚拟边界力法的弧板式防波堤结构水动力特性研究”、“最近40年来风暴潮对黄河清水沟河口沙嘴地貌演变研究影响”

攻读硕士学位期间发表的学术论文：

[1]伊锋, 李雪艳, 战超\*, 王庆. 基于冲淤面积法的莱州湾东岸典型岸段地貌冲淤演变定量研究[J]. 海洋湖沼通报, 2019(03): 43-51.

[2]伊锋, 李雪艳\*, 许国纯, 战超, 张俊斌, 董程, 王庆等. 黄河三角洲潮滩干湿转换的地貌发育物理模型及动力机制[J]. 海洋通报. 2020(03). (待刊)

[3]伊锋, 王庆, 李雪艳, 战超. 一种具有落料分流结构的港池货物运输机[P]. ZL201920151177.X, 2019-1-29.

[4]王庆, 伊锋, 李雪艳, 战超等. 一种多功能港池系统的造波造流装置[P]. ZL201822124067.2, 2019-08-20.

[5]战超, 伊锋, 李雪艳, 王庆等. 一种港池移动取样平台装置[P]. ZL201822127725.3, 2019-11-01.

[6]伊锋, 王庆, 李雪艳, 战超等. 一种水沙均匀混合涨落潮循环装置[P]. ZL201921307904.3, 2019-12-24.

[7]伊锋, 王庆, 李雪艳, 战超. 一种港口防波堤[P]. ZL201920809002.3, 2020-03-27.

[8] Cheng Dong, Chao Zhan, Zeng Lin\*, Feng Yi, Jinjin Zhu, et al. Numerical Study on the Difference in Geomorphic Dynamics Between Current and Abandoned Estuarine Coasts of the Yellow River Delta[J]. Journal of Coastal Research, 2020, 99:227-235.

[9]张俊斌, 李雪艳\*, 王庆, 伊锋, 等. 平板与弧板式防波堤水动力特性物模比较[J]. 水运工程, 2020(03). (待刊)