

浊积砂体形成与分布的 沉积模拟

刘忠保 王新海 著

石油工业出版社

中国石油科技风险创新研究项目(07-06D-01-04-02)
油气资源与勘探技术教育部重点实验室

浊积砂体形成与分布的沉积模拟

刘忠保 王新海 著

石油工业出版社

前 言

浊积砂体是浊流携带的大量碎屑沉积物在深湖区堆积形成的砂(砾)体,与近岸滨—浅湖区的砂体在沉积环境、形成机理和岩性上均有很大差别。浊流是一种水和大量泥、砂、砾等物质混合而成的密度流,因密度比周围水体大而下沉水底,沿湖(海)的斜坡或沟谷向低处流动,一直到浪基面以下的深水区才沉积并保存下来。浊流是沉积物重力流中最常见、最重要的一种,其他重力流如碎屑流、颗粒流和液化流在搬运过程中都易转化为浊流。在暴风浪强烈地区,只有暴风浪基面以下的浊流沉积才能免遭风浪的冲刷改造而保留原有沉积特点。浅水地区也可能有浊流物质堆积,但易遭波浪作用改造破坏,所以我们看见的古代浊积砂体多属深水沉积。浊流中碎屑物质含量是很高的,其中泥质与水混合能将粗碎屑砂砾悬浮起来,即所谓基质支撑作用,另外,还在湍流、碎屑颗粒的粒间碰撞和粒间流体的向上运动等多种机制的支撑作用下,使浊流在搬运过程中碎屑物质处于悬浮状态,带动其中流体,在重力作用下呈整体搬运。当浊流到达低处减速停止时,其中碎屑物下沉的方式是按递变悬浮方式,因而浊积砂砾岩层多呈正粒序(亦称正递变)。所以在垂向剖面上浊流砂体呈现的最基本特点是夹于暗色深水泥岩中的正递变砂(砾)层。

浊积砂体多是多次浊流形成的多个叶体叠加的复合体,后继的叶体向前推进或向后退缩,会在复合体的垂向剖面上表现出向上变粗(反旋回)或向上变细(正旋回)的层序,然而每一次浊流形成的砂层(单砂层或一个由砂至泥的韵律层)总表现为正递变(正粒序)和向上变细的层序,反映每次浊流搬运能量的逐渐衰减过程。因而,判断是否属于浊积成因砂体时,不能只看复合体的总层序(电测曲线上表现的钟形或漏斗形曲线),还要看其中单砂层的特点,并结合围岩所反映的沉积环境是否为深水环境。

浊积砂体类型的划分有多种方式。一种是按物质成分分为陆源碎屑型的,碳酸盐型的和火山碎屑型的,本书只讨论陆源碎屑型的。另一种是按浊流的物质来源是岸上洪水的直接输入还是近岸浅水砂体的滑塌再搬运,分别称为洪水浊积岩和滑塌浊积岩,海盆中后者居多,湖盆中两者兼有,而以洪水型的占重要地位,因为湖泊面积小、岸陡、物源近、入湖河流季节性变化大,洪水期、尤其灾难性洪水时,河水中含有大量泥砂,成为洪水密度流,在迅猛奔流时,可以一直搬到深湖区,特别是邻近湖盆陡岸侧的深湖区。至于具体浊积砂体中何种物质来源为主,与砂体在湖盆内所处位置有关,不同位置的浊积砂体,不仅浊流来源方式有别,更重要的是砂体的大小、形态、岩性、物性和含油性均有很大差别,这对研究砂体成因和勘探油气均有很重要的实用意义。

根据资料调研,目前世界上有 1200 ~ 1300 个油气田是来自于陆坡附近的深水沉积体系中,巨型油气田有 40 余个(Stow, 2000),其中地层岩性油气藏占相当重要的地位。在低水位期,随着岸线向深湖迁移至坡折之下,基准面也随之下降而低于陆架表面,从而使陆架之上成为剥蚀区或暴露区,形成复杂的河流或深切谷体系;同时大量陆源物质被河流搬运到坡度大、

水体深的陆坡处入海,形成以重力流为主的进积型盆底扇、斜坡扇等深水沉积体系;重力流在其搬运过程中同时对水下地层产生侵蚀作用,从而使深水沉积体系具有高度复杂的空间叠置关系。

大型拗陷湖盆虽然不存在陆架—陆坡体系,但发育湖盆坡折带,尽管湖盆坡折带的高差、宽度、水深、规模均比海盆中的陆坡小,但形态相似,而且坡度与一些较缓的陆坡相可对比,已有的研究成果表明湖盆坡折带附近同样是地层超覆和削蚀特别发育的地区。松辽盆地、渤海湾盆地、准噶尔盆地以及珠江口盆地等不仅存在一级坡折带,而且发育多级坡折带,每级坡折带都对地层层序和体系域均具有明显的控制作用。

坡折带控制下的低位体系域多发育重力流成因的湖底扇和斜坡扇体系,有关重力流成因及分布的物理模拟实验国外已有多篇文献报导,比较重要的有:

- (1) Kuenen 于 1937 年为验证 Daly 提出的假说,第一次进行的密度流实验;
- (2) Kuenen 于 1950 年首次开展的高密度浊流实验;
- (3) Hampton 等于 1972 年首次完成的水下碎屑流的系列实验;
- (4) Postma 等于 1988 年再次开展的高密度浊流实验;
- (5) Marr 等于 1997 年首次完成的低粘土含量的砂质碎屑流实验;
- (6) Mohrig 等在 1998 年为证明水下碎屑流的水湿润滑作用而进行的首次实验;
- (7) Gladstone 等于 1998 年重新开展的重力流实验;
- (8) Yu'suke Kubo 等于 2002 年为其开展深水沉积物数值模拟所完成的浊流实验;
- (9) Tetsuya Sakai 等在 2002 年以验证沉积物颗粒组构特征为主要目的的浊流实验。

上述实验从不同角度对重力流的搬运及沉积过程进行了深入的分析,但是存在的不足在于多强调重力流本身的特征和变化,未注意坡折带的性质如地形坡度、高差、浅湖宽度与沉积物供给以及基准面的变化对重力流形成的综合影响;此外,对重力流形成的控制条件,尤其是形成重力流的临界坡度和高差讨论的较少。

根据国外研究成果以及中国大型拗陷湖盆重力流发育的调查,初步研究认为,湖盆斜坡带以及深水环境中分布的地层岩性圈闭主要是重力流成因形成的。重力流沉积主要有三种可能的成因模式:

(1) 牵引流砂质载荷沿斜坡滑动形成的砂质碎屑流。当河流携带大量砂质碎屑物质进入湖泊后,在河口处湖盆斜坡较陡的情况下,砂质碎屑不能在河口处堆积下来,形成稳定的浊积砂体沉积体,砂质碎屑沿陡坡以碎屑流的形式继续向深湖区搬运,在湖底形成碎屑流沉积体。

(2) 沉积物重力再搬运重力流。在斜坡高部位堆积的不同类型沉积物,尤其是沉积速率比较高的浊积砂体前缘,在一定触发机制下,如地震、海啸以及波浪等,由于重力作用使沉积物沿斜坡运动形成重力流。

(3) 洪水型浊流。富含泥沙浑浊的洪水以较快的速度进入清澈的湖盆,由于密度差和惯性作用,洪水沿斜坡底部以浊流形式流动,在坡脚以及湖盆底部形成浊积岩。

物理模拟实验主要以上面三种成因深入开展研究。

本书共分七章,第一章详细介绍了物理模拟实验技术的研究历史、研究现状及发展趋势,并探讨了物理模拟研究的局限性。第二章介绍了物理模拟的理论基础,包括物理模拟研究的

基本原理及物理模拟研究方法。第三章、第四章、第五章、第六章依次介绍了砂质碎屑流、沉积物重力再搬运重力流、洪水性浊流及涌流型浊流模拟实验,探讨了各类浊积砂体形成及发育的主控因素及砂体沉积演化特征。第七章详细介绍了洪水浊积砂体沉积数值模拟研究。

本书第一章、第三章、第四章、第五章、第六章由刘忠保编写。第二章第一节由王新海编写,第二节由刘忠保编写。第七章第一节、第四节由王新海编写,第二节由刘忠保编写,第三节由刘忠保和王新海共同编写。全书由刘忠保和王新海统编和定稿,所有图件由熊先钺负责清绘。

在本书编写过程中,特别感谢赖志云教授为沉积模拟实验所做的奠基性的工作! 特别感谢张春生教授作为沉积模拟重点实验室负责人所开展的大量的技术支撑工作! 特别感谢中国石化石油勘探开发研究院荆州所贺自爱教授在百忙之中为本书作序! 在本书完成过程中得到了中国石油天然气股份有限公司科技发展部方朝亮教授、罗志斌教授、刁顺博士后的热情指导和鼓励,中国石油勘探开发研究院裘怿楠教授、顾家裕教授、薛叔浩教授、陈丽华教授、罗平教授、贾爱林教授及长江大学张昌民教授、何幼斌教授、罗顺社教授、胡望水教授、王正允教授、李建明教授、陈恭洋教授、胡明毅教授、李维锋教授、肖传桃教授、龚文平教授、张尚锋教授、王振奇教授、林小云教授、尹太举教授、汤军教授、李世雄博士、施冬博士、彭德堂高级工程师、罗进雄博士等给予了耐心的帮助,并提出了许多宝贵意见和建议,在此深表感谢。

由于笔者水平有限,缺点和错误难免,敬请各位同行、专家批评和指正!

序

沉积模拟技术是在水动力学、沉积学和储层地质学基础上发展起来的一项描述及预测技术,可分为物理模拟和数值模拟两个方面,二者相互渗透、相互依赖、相互促进。物理模拟过程可为计算机数值模拟提供物理模型和流速场的某些定量参数,使数值模拟过程和结果较少受人为因素的干扰;而数值模拟不受比例尺和实验条件的限制,具有较好的预测性、前瞻性和抗干扰性。

沉积模拟的理论基础是质量守恒定律和能量守恒定律,以及由此而导出的几何相似、运动相似和动力相似等准则。对于不可压缩流体来说,流体的运动过程遵循水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程等。其基本步骤是根据沉积结果建立地质模型,将地质模型上升为物理模型和数学模型,从而构成实验模拟的主体。

实验模拟已成为沉积学发展的三大支柱之一,与现代沉积、古代沉积研究珠联璧合,构成沉积学的整体水平。我国现代沉积、古代沉积,尤其是后者的研究自有其优势与特色,特别是内波、内潮汐沉积的研究,更是一枝独秀。但实验模拟一直以来都寂寂无声,难与古代沉积的研究相媲美。浊流沉积的研究伴随板块构造自 20 世纪 70 年代在国内兴起后,得到了蓬勃发展。然而浊流的沉积模拟依然迟迟不前,偶尔有点成果也是寥若晨星。刘忠保、王新海教授所著《浊积砂体形成与分布的沉积模拟》一书,填补了沉积模拟方面的空白。

此书有两个显著的特点:一是物理模拟与数值模拟的结合。这一结合代表了新的发展趋势,也意味着我国的实验模拟形成新的跨越。尽管前路漫漫尚有许多路要走,却为人们开启了新的研究途径。二是与我国油气勘探的结合。模拟的方向不是纯理论的,而是旨在解决我国深层次油气勘探、开发中所遇到的重大问题,以隐蔽油气藏的勘探和剩余油的开发为重心。这正是我国陆相油气藏勘探面临的难题,深入开拓的瓶颈。

模拟的内容涉及洪水浊流与滑塌浊流的形成与分布。这两种浊积砂体在我国古代陆相湖盆中都不鲜见,成为隐蔽油气藏精雕细琢的勘探对象之一。对其形成机制、搬运方式、分布特点、演化规律的模拟,自然对我国深层次油气勘探的“拨

雾显隐”产生深远影响。

实验模拟作为沉积学研究的支柱之一,专著的问世若“一石破水”。所取得的新成果、新认识,亦将成为我国浊流研究大厦的新支点,填补残缺。大自然的神秘给任何领域都留下未知之奥。浊流沉积认识的过程亦不例外,像浊流中是否必有递变层理或鲍马序列就是争议之一。前人已有回答,因而才有经典浊积岩与非经典浊积岩之分。而刘、王两位教授却从另一角度作了答卷,以改变泥砂含量引发沉积结构的模拟结果,为不具鲍马序列、非经典浊流沉积的形成提出一证,这也是贡献方方面面之一。

此书为我国学者在这一领域的一部系统学术专著,对其问世我由衷高兴,特致贺忱,并希望以此为契机,推动我国沉积学的阶崇万级。

A stylized handwritten signature in black ink, likely belonging to Wang Yizhong, the author of the preface.

2009 年 5 月

目 录

第一章 物理模拟实验技术	(1)
第一节 研究历史、研究现状及发展趋势	(1)
第二节 实验流程与实验装置	(13)
第三节 研究步骤与局限性	(22)
第二章 物理模拟的理论基础	(25)
第一节 基本原理	(25)
第二节 研究方法	(28)
第三章 砂质碎屑沿斜坡滑动的沉积模拟实验	(32)
第一节 实验方案设计	(32)
第二节 实验过程描述	(32)
第三节 实验结果分析	(35)
第四节 砂质碎屑流形成及发育的控制因素	(48)
第五节 坡折带深切谷的形成与发育	(49)
第四章 沉积物重力再搬运重力流实验	(54)
第一节 实验方案设计	(54)
第二节 实验过程描述	(54)
第三节 实验结果分析	(55)
第五章 洪水型浊流模拟实验	(61)
第一节 实验方案设计	(61)
第二节 实验过程描述	(61)
第三节 实验主要认识	(62)
第四节 洪水浊流砂体形成及发育的水动力机制探讨	(68)
第六章 浊流形成及发展的实验模拟	(69)
第一节 关于浊流沉积的基本理论	(69)
第二节 涌流型浊流	(73)
第三节 涌流型浊流的初步实验	(74)
第四节 讨论	(79)
第七章 洪水浊积砂体沉积数值模拟研究	(80)
第一节 砂体形成过程数值模拟的基本特点	(80)
第二节 砂体形成过程的数学模型及解法	(82)
第三节 洪水浊积砂体形成及分布数值模拟研究	(99)
第四节 主要认识	(120)
参考文献	(121)

第一章 物理模拟实验技术

第一节 研究历史、研究现状及发展趋势

沉积模拟研究始于 19 世纪末期,至今已走过了逾百年的坎坷不平的研究历程。回首百年,可将沉积模拟研究分为三个阶段:即 19 世纪末至 20 世纪 60 年代的初期阶段、20 世纪 60 年代至 80 年代的迅速发展阶段和 90 年代以来的定量研究及湖盆砂体模拟阶段,每个阶段都有其研究重点和热点。可以认为 20 世纪 60 年代以后的沉积模拟研究成果推动了不同学科的交叉与繁荣,促进了实验沉积学的飞速发展,奠定了现代沉积学的基础。

一、物理模拟技术的研究历史

1. 以现象观察描述为主要研究内容的初级阶段

19 世纪末,笛康(Deacon, 1894)首次在一条玻璃水槽中观察到泥沙运动形成的波痕,并对其进行了描述。吉尔伯特(Gilbert, 1914)第一次用各种粒径的砂在不同的水流强度下进行了水槽实验,较详细地观察和描述了一系列沉积现象和沉积构造,他当时描述的沙丘后来被其他研究者命名为不对称波痕。此后在四五十年代,爱因斯坦(Einstein, 1950)、布鲁克斯(Brooks, 1965)、伯格诺尔多(Bagnold, 1954, 1966)等亦完成了一些开拓性的实验,并建立了实验沉积学的一些基本方法(Bates, 1953; Laursen, 1958; Vanoni 和 Nomicos, 1960; Friedman, 1961; Lane, 1955; Doeglas, 1962),但这一时期的实验内容总体比较简单,多以实验现象的观察和描述为主,缺乏理论分析和指导。西蒙斯和理查德森(Simons 和 Richardson, 1961, 1965)关于水槽实验的系统研究报告在沉积学界引起震动,应看作是该时期实验研究的代表性成果,因其主要研究成果已被用于沉积学教科书,这里有必要对 Simons 的研究作一概述。

Simons 的实验是在一长为 150ft、宽 8ft、深 2ft 的倾斜循环水槽上进行的,水槽的坡度可在 $0 \sim 0.013^\circ$ 之间变化,流量变化范围为 $2 \sim 22\text{ft}^3/\text{s}$ 。此外,Simons 等人的特殊研究还用到一个长 60ft、宽 2ft、深 2.5ft 的较小的倾斜循环水槽,小水槽的底坡可在 $0 \sim 0.025^\circ$ 之间变化,其流量的变化范围为 $0.5 \sim 8\text{ft}^3/\text{s}$ 。2ft 宽的小水槽中进行特殊研究是为了确定黏度、河床质密度和河床质的分选情况在冲积河道流动中的重要作用而进行的。

Simons 给出了 8ft 宽的大水槽中用到的河床质的粒径分布(图 1-1)和 2ft 宽小水槽中用到的河床质的粒径分布(图 1-2)。除作特别规定外,粒径分布均以沉降粒径表示(Colby 和 Christenson, 1964)。Simons 的这一分布曲线是建立在试验研究期间和试验研究之后对随机抽取的大量砂样进行粒度分析的基础之上的。

Simons 和 Richardson 自 1956—1965 年完成了一系列的实验,每次试验的一般步骤是:就

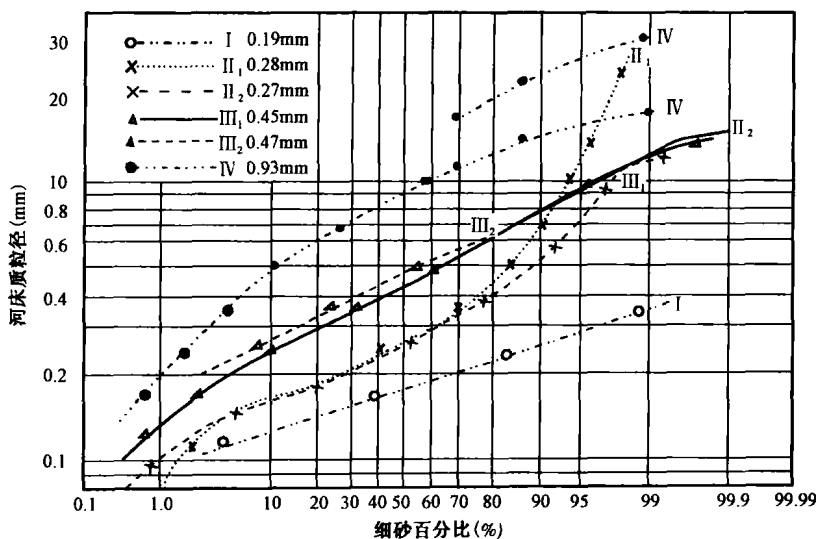


图 1-1 8ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线 (据 Simons 等, 1961)

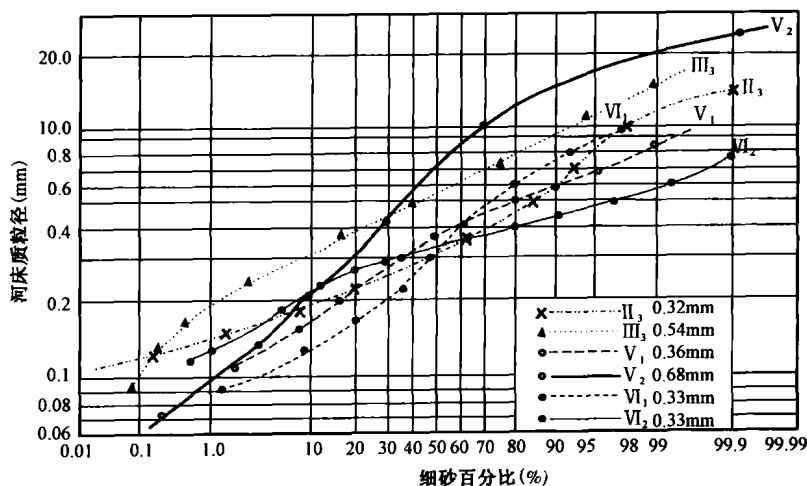


图 1-2 2ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线 (据 Simons 等, 1961)

一给定的水—泥砂混合物流量进行循环,直到建立起平衡流动条件为止。Simons 把平衡流动定义成这样的一种流动,即除进出口效应波及的范围不计外,在整个水槽上流动所确立的床面形态和底坡与流体流动和河床质特征相一致,也就是说,水流的时均水面坡度为一常数,并与时均河床底坡平行,而且河床质流量的浓度为一常数。注意,Simons 等在此特别强调,这里不应把平衡流动与恒定均匀流动的概念混淆起来,因为对于水砂平衡流动,流速在同一空间点以及从这一空间点到另一空间点都是可以变化的。换句话说,除平坦底形外,在冲积河道中并不存在经典定义的恒定均匀流($\frac{\partial v}{\partial t} = 0, \frac{\partial v}{\partial x} = 0$)的情况。

在建立起水砂平衡流动之后,Simons 等确定出水面坡度 S 、水—泥砂混合物的流量 Q 、水

温 T 、水深 D 、垂向流速分布 v_z 、总泥砂浓度 G 、悬移质浓度 C_s 、河床形态的几何特征(如长度 L 、高度 h 和形状)等。此外,他还要用静物摄影机摄下各组试验的河床和水面的照片。

通过实验的详细观察,Simons 认为:冲积河道中的水流可以分成下部流动状态和上部流动状态,在这两个流态之间存在一个过渡状态(表 1-1)。这一分类是建立在床面形态的形式、沉积物搬运方式、能量耗散过程 and 水面与床面相位关系的基础上的。

表 1-1 流动状态的分类(据 Simons 等,1961)

流动状态	底 形	河床质浓度 ($\mu\text{g/g}$)	沉积物搬运方式	糙度类型	床面与水面的相位关系
下部流动状态	沙纹 沙丘上的沙纹 沙丘	10 ~ 200 100 ~ 1200 200 ~ 2000	间断的	形态糙度为主	不同相
过渡状态	冲蚀沙丘	1000 ~ 3000		可变的	
上部流动状态	动平床 逆行沙丘 急滩与深潭	2000 ~ 6000 2000 以上 2000 以上	连续的	颗粒糙度为主	同相

(1) 下部流动状态。Simons 的研究表明:在下部流动状态下,流动的阻力大而沉积物的搬运量相对来说比较小。底形不是沙纹就是沙丘或者是沙纹和沙丘的某种组合形式。这些沙纹、沙丘皆呈现形状不规则的三角形体。水面波动与床面起伏不同相位。并且在每个沙纹和沙丘顶部的下游处有一个相当大的分离区,这一实验观察结果至今仍是指导我们开展冲积砂体物理模拟的基础。通过详细的观察记录,Simons 注意到河床质搬运的最常见的方式是以单个泥沙颗粒沿沙纹或沙丘的背流面向上运动和背流面向下崩塌的形式出现的。当沉积物颗粒在背流面上抵达沙纹或沙丘的顶部之后,它们仍滞留在顶部,直到暴露滞留于沙丘的向下运动的作用为止。因此,泥砂颗粒就重复这种在沙丘背面向上运动、崩塌和驻止的循环。这样一来,大多数河床质颗粒的运动是分阶段的,即只要是沙纹和沙丘,颗粒运动的每个阶段的时间的长短取决于水流速度和沙纹或沙丘的高度。

Simons 等认为,沙纹或沙丘向下游运动的速度与它们的高度和泥砂颗粒在其背流面上向上运动的速度有关,沙纹这种床面形态是下部流动状态中最常见的一种底形。但是,在天然水流和河流中,叠有沙纹的沙丘则是下部流动状况的主要底形(Kennedy, 1963; Bates, 1953; Kuiper, 1960; Raudkivi, 1963)。

(2) 上部流动状态。在上部流动状态中,流动阻力小而沉积物的搬运量大。最常见的底形为动平床或逆行沙丘。除发生水面波破碎的逆行沙丘外,此时的水面波与床面起伏同相位,而且在流体与边界之间通常没有分离现象。在发生破碎现象之前,逆行沙丘顶部的下游处存在一个小的分离区。流动阻力是由于泥砂颗粒移动时的颗粒糙度、波的形成和平息以及逆行沙丘破碎时的能量耗散引起的(Postma, 1967; Allen, 1968)。

(3) 过渡状态。从下部流动状态的沙纹向上部流动状态的动平床和驻波过渡的河床形态是不稳定的,在这两个流动状态的过渡区,床面形态的范围可能从典型的下部流动状态的床面

形态变化到典型的上部流动状态的床面形态。Simons 观察认为,这主要取决于前期条件,若床面形态为沙丘,就可以把水深或底坡增加到与上部流动状态更为协调的数值而不改变底形;或者反过来,若底形为动平床,则可以把水深和底坡减小到与沙丘更为协调的数值而不改变底形。在从下部流动状态向上部流动状态的过渡区里,沙丘变为动平床之前,沙丘通常要减小其波幅而增大波长。

Simons 进一步观察发现,不同类型的交错层理跟循环水槽中平衡流动条件下形成的各种底形有关。所有的流动,甚至是顺直河道中的流动均有向曲流变化的趋势,正是这一趋势使得底形和交错层理的类型变得复杂起来。河床上的大型沙坝进一步增强了河道向曲流河变化的趋势(Hill, 1966; Harms et al, 1963; Leopold 和 Wolman, 1957)。沙坝是冲积河床上紧靠凸岸一侧出现的一种沉积砂体,沙坝一旦形成就又向河道的另一岸发展。实验过程中,这种沙坝的幅度可能很小,以致在一给定的系统中,特别是宽深比很小的河道中几乎不为人注意。但是,如果通过减小水深或加宽河道来增大宽深比,这种大型沙坝就可能发展到几乎跟河流整个水深相当的程度。河床糙度的常规形态一般是叠加在这些大型沙坝上的。但是当沙坝上的水深、局部坡度以及水流方向随着沉积作用和沙坝的发展变化时,底形将急剧地改变。此外,这一时期 Lane 和 Carlson (1953)、Laursen (1956)、Meyer 和 Muller (1948)、Prandtl (1930)、Trowbridge (1930)、Jeopling (1964)、Krumbein (1942)、钱宁和周文浩 (1961)、Allen (1963, 1964)、Potter 和 Petti John (1963)、Sheldon (1928)、Leopold (1960)、Fisk (1951) 也在实验室内及野外开展了类似的研究工作。可以认为以 Simons 为代表的这一时期的实验及野外观察加深了人们对沉积作用的物理过程和沉积构造的水力学意义的认识和理解,大大推动了沉积学的发展。

2. 以底形研究为主要内容的迅速发展时期

20 世纪 60—80 年代,随着科学技术的发展,模拟实验的装备及技术日趋完善,实验内容已不仅仅局限在沉积现象的观察与描述方面,而深入到沉积机理的研究。

舒姆 (Schumm, 1968, 1971, 1972, 1977) 用水槽实验研究了凹凸不平的底床对流量变化的反应, Kailinske (1987)、Cheel (1986)、Fraser (1990)、Bridge (1981)、Leeder (1983)、Luque (1974)、Crowley (1983)、Bridge (1988, 1981)、赵霞飞 (1982)、Yalin (1972, 1979)、Coleman (1973)、Dietrich (1978)、Bridge (1976)、Saunderson (1983) 从室内到野外研究了各类底形的生长情况;麻省理工学院地球和行星科学系的苏萨德与他的同事博格瓦尔 (Southard 和 Boguchwal, 1973) 用一条长 6m, 宽 17cm, 深 30cm 的倾斜水槽进行了从波纹到下部平坦床沙的实验研究,继而在 1981 年,又与加拿大学者科斯特罗 (Costello 和 Southard, 1981) 合作,在一条长 11.5m, 宽 0.92m 的水槽中用分选很好的粗砂研究下部流态底形的几何、迁移和水力学特征。1982 年,苏萨德还与新泽西州立大学地质科学系的埃施里 (Southard Boothroyd, 1971; Ashley, 1982) 合作,用水槽模拟爬升波纹层理的沉积特征,应用水深和平均速度来表征在松散泥砂河床的明渠均匀流中的床面形态,如果以无因次水深、速度和粒径 (或者以这三个变量本身) 为坐标,便可得一种三维空间曲面图形,图中各点可能的床面形态具有一一对应的特点。

这一时期有 3 个学者值得提及,他们是 J. B. Southard、J. R. L. Allen 和 J. L. Best, 由于他们的出色工作,使沉积学科有了稳固的基础,也是沉积模拟研究焕发了新的生命力。

J. B. Southand 的工作系统总结了前人的研究成果,提出了一系列独到见解,绘制了许多有关速度—粒径—水深等图形,进一步从本质上揭示了三者之间以及三者与底形的关系。Southand 根据美国地质调查局水槽实验数据绘制的从细砂到特粗砂五种粒径的水深—速度剖面图表明,随着平均速度的增加,砂粒较细时邻接而不交叠的区域为沙纹、沙丘、过渡形态和平坦底床,而砂粒较粗时相应的区域则为下平坦底床、沙丘、过渡形态和上平坦底床;区域的边界几乎与水深轴线平行或稍微倾斜。其中每个区域在水深较小或速度较高时均被驻波或逆行沙丘区截断。Southand 所开展研究工作的意义在于第一次阐明了底形不仅与流速有关,同样也与泥砂粒径相关(Hooke, 1968; Coleman, 1967)。

水深为 0.2m 的粒径—速度剖面图(图 1-3)更清楚地表明各床面形态区域随泥砂粒径变化的关系。几条试验数据的连线表明,在细砂和中砂范围内,处于沙纹和平坦底床区之间的沙丘区,当泥砂粒径减小到约为 0.08mm 时便随之尖灭;泥砂粒径更小时,沙纹就直接变成平坦底形。但是较细砂粒的沙纹区和较粗砂粒的下平坦底床形之间的关系仍不清楚。

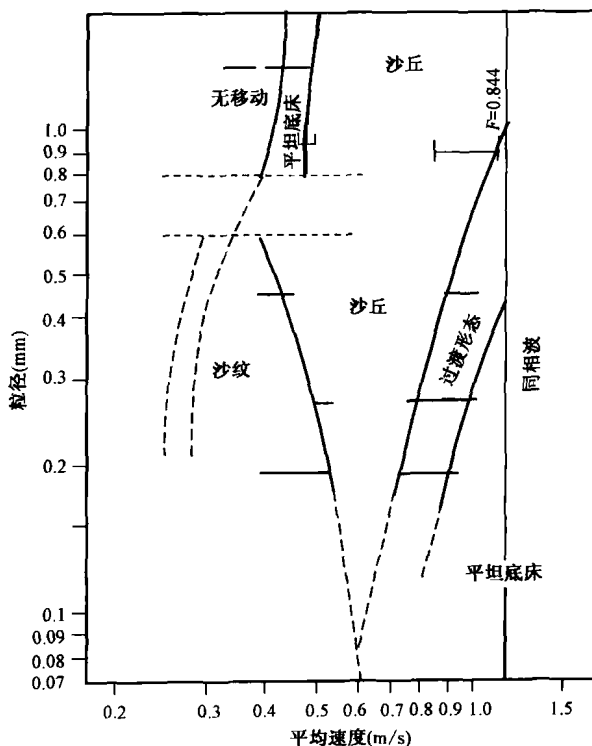


图 1-3 水深为 0.2m 的粒径—速度图

如果流体和泥砂的密度发生变化,则对于每一泥砂与流体的密度比,就有不同的水深—速度—粒径图。砂粒在水中和在地球表面的空气中的密度比差别很大,这可以通过中间密度比的试验来加以衔接。

图 1-3 中水深—速度剖面图表明,至少对于一些较浅水深,床面形态的序列在不同水深情况下随着平均流速的增加差别很大,因此不能只用速度来表示。在给定泥砂粒径情况下,为

了确定这种类型的床面形态,就必须同时指定水深和速度(Coleman, 1969; Middleton, 1976),所以对于确定与已知泥砂粒径和床面形态对应的流动条件的反问题,任何成功的方法都必须考虑水深和速度。这样做在物理上是合理的,因为对于任何流动中的给定边界形状,流动结构的各个方面(包括流动分离形式、紊流结构、边界切应力分布以及输砂率沿程分布)是由某一雷诺数 $\rho vL/\mu$ 确定的(Hooke, 1975),其中 v 为特征流速,而 L 为系统规模大小的量度(在 Southard 所考虑的明渠均匀流中, v 和 L 最符合逻辑的取值是平均速度和水深)。

J. R. L. Allen 的创造性工作在于通过流体力学和松散边界水力学的研究成果所体现出来的物理学方法对沉积学的进展起着重要的作用(Jackson, 1975; Hickin, 1978; Boguchwal, 1977)。紊流逐渐被人们认为是一种涉及有序的流动结构(Francis, 1973),而且这一点对几种沉积构造的成因和悬移质的搬运意义非常重大。沉积物搬运理论的最新进展均源于将沉积物载荷视为向下的作用力和把流动看成是搬运的机制。室内实验正在逐渐增加人们对河流、波浪形成的底形的了解(Kennedy, 1969)。Galloway (1986) 和 Dalrymple (1977) 已经提出了对潮汐底形的物理解释,通过对现代环境和地层记录两个方面的野外研究认为,潮汐类型和强度可从沙波形成的交错层理的内部结构去认识。但是,潮汐类型是复杂的,而且,需要探索的情况要比现已了解的情况广得多。数学模拟能有助于确定预见的层理形态,尽管已成功地建立起弯曲河道中流动和沉积的数学模型,但是人们对真实弯道中的二次流动和这些弯道的发展都仍未得到很好的了解(Harlow, 1964)。对地质学意义上的大范围的浊流还没有进行过直接的观测,但是对其特征和过程的有价值的深入理解则是来自室内实验。Allen (1984) 的实验研究指出了无交换实验的限制因素并强调了浊流与环境介质混合的各种方式。这些研究成果看来对认识浊流内部特征和某些特有的标志是有意义的,但似乎难以理解。

同时,Allen (1980) 也是最早注意到弯曲河段的水流特征的。他指出流经宽深比适中的室内定床弯曲河道中的水流质点沿一简单的螺旋线轨迹:紧靠自由水面下漂向弯道的外侧,进而向下向内靠床底流动。这种类型的二次流是由于作用在每一个流体单元上的向外的离心力和向内的压力之间存在着与黏性有关的不平衡引起的,并受床底剪切应力的指向内侧的分量的控制,携带流动中的泥砂沉积在弯道的内侧。这些结论与 Moss (1972)、Bluck (1971)、Visher 等(1969)、Leeder (1975)、刘忠保等(1994)所做的实验结果相吻合。当河道边界由定床改变成动床时,每一弯道河岸外侧的冲刷与河岸内侧的淤积相协调。在某种情况下达到弯道极限幅度,此后,河道发生迁移(图 1-4)。

大量的地貌和历史证据表明,典型的河流弯道是同时向下游和侧向移动的,但是地质学家还远未弄清河弯是如何以这种方式发展的。但有一个机理可能涉及河道平面形状和由这一平面形状决定的次生流的冲蚀能力的空间变化之间的空间滞后(Allen, 1979, 1982)。在一个更带有局部性质的尺度上,Dolan 等(1978)主张用同样的相互作用(但这里的相互作用不涉及滞后问题)来解释设想的弯道的极限形状。Bridge 等(1985)和 Collinson 等(1983)的理论把弯道看成是一种失稳现象,并认为次生流对滞后现象没有有效的联系。类似特征波长的两种失稳机理得到了验证:一个与边滩沉积有关(Nanson, 1990),另一个与外侧河岸冲刷有关(Hickin, 1974)。这一理论与观测结果相当一致,而且这一理论特别具有吸引力的地方是再现了从天然

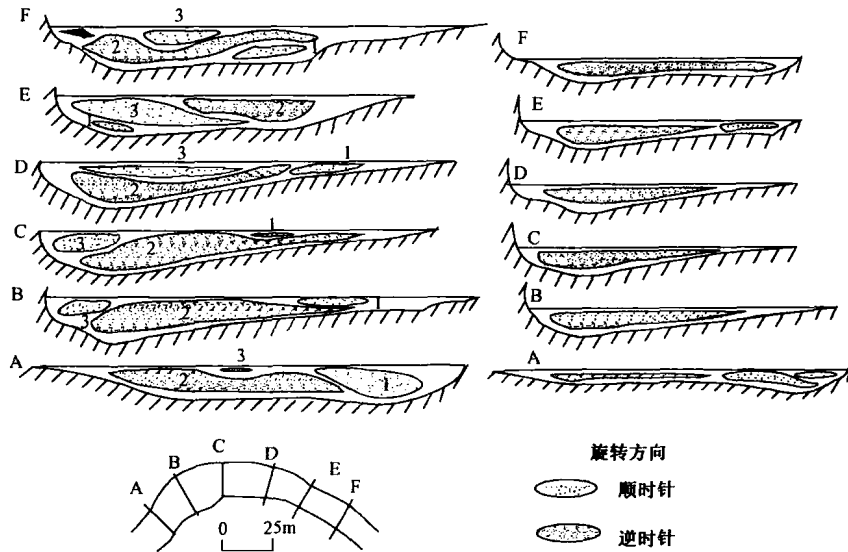


图 1-4 英国苏格兰南 ESK 河单弯河段中次生流的旋转方向

河道形态观测得到的某些非线性效应。但是 Allen 没有指出在固定河岸时限制河曲幅度的因素是什么？

20 世纪 70 年代以后的模拟实验已不局限于单向流水动力条件的模拟和沉积构造的解释, Schumm 和 Khan (1972)、Smith (1980, 1983) 和 Rust 等 (1981) 也已开始调查交织河特征并准备开展室内模拟进行了河道类型的实验研究; Mosley (1976) 进行了河道交汇处的实验研究; 加拿大阿尔伯达大学地理系的 Scott (1986) 用一条长 9m、宽 1.3m 的水槽模拟了辫状河叶状沙坝的形成。这里侧重介绍一下英国赫尔大学地质系 Best (1987) 所做的工作。

Best 将实验模拟和野外证据分析相结合, 研究了河道交汇处的流体动力学及其对沉积物搬运和底床形态的控制。他所用的两条交汇水槽宽度和深度几乎相同, 宽 0.15m, 深 0.20m, 交汇角可调为 15° 、 45° 、 70° 、 90° 和 105° 。采用的水流为均质流, 选用分选好的砂子, 粒径为 0.49mm。在模拟活动的底床条件时, 平衡状态达到以前水槽实验中广泛采用的四条标准 (Allen, 1968): (1) 沉积物供入量等于流出量; (2) 水面和底床表面的斜度不变; (3) 流水深度在任何位置总是相同; (4) 底床形态达到一种稳定状态。通过研究, 他认为河道交汇处流体动力学的特征可分为五个主要的区带, 即滞流区、偏离区、最大流速区、恢复区和明显剪力层。并指出控制这些区域大小的主要因素是交汇角和交汇河道之间的流量比。通过综合利用实验室模拟和野外分析结果, Best 发现由这种流体动力学产生的交汇区底床形态是: 在每条交汇河道口有一些滑塌面, 中心为很深的冲蚀区, 分离区内形成一个沙坝。Best 的工作为河道交汇处的沉积物搬运、底床形态和沉积相等提出了较全面的解释。

本阶段后期, 模拟实验的内容已十分广泛, 如浊流模拟实验, 风洞模拟实验, 风暴模拟实验等。这些模拟实验不仅促进了沉积学理论的发展, 而且对油气勘探开发具有重要的实际意义。例如美国地质调查局自 70 年代开始用风洞实验研究风成沙丘的特征, 并深入研究砂层的渗滤

特征,从而为研究采收率服务。风洞实验也经历了漫长的历程,20世纪40到60年代,风洞实验主要用于研究砂和土壤的搬运机理,学者有 Bagnold(1914)、Chepil 和 Woodruff(1963)等,七八十年代,风洞实验已用于风成沉积构造和形成机理的研究。Mckee 等(1971)用风洞实验研究了风成沙丘背风面由滑塌作用形成的各种变形构造,Seppala 和 Linde(1978)报道了在各种风速下风成波痕形成的实验结果。Fryberger 和 Schenk(1981)的风洞实验有了进一步发展,这个风洞由一个槽和盆组成,槽长 4.27m,宽 61cm,高 45.7cm。盆长 4.27m,宽 61cm,高 1.83m。这项实验着重研究波痕、滑塌和颗粒降落形成的沉积特征,并描述它们的形成条件。60年代以后,浊流模拟实验也越来越受到重视,从事这方面工作的有 Middleton(1966c,1967)、Riddell(1969)和 Laval 等(1988)。70年代的模拟实验虽有所深入,但还未能利用数学模型来预测沙丘规模(包括长度和厚度)的变化。虽然 Selley(1979,1981)和 Allen(1976)曾提出过充满希望的方法,但未能在控制条件下,用这些方法详细而准确地预测底形变化。

这一时期,从事实验研究的学者还有 Rathbun 等(1969)、Williams(1967)、Rees(1966)、Stein(1965)、Garnett 等(1967)。

3. 以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段

20世纪80年代至90年代,沉积模拟研究进入了以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段。该阶段不仅注重解决理论问题,更注重解决实际问题,与油气勘探开发结合起来。

如果仔细研究一下20世纪80年代以前的实验内容及国外文献,不难发现,在此之前沉积模拟实验存在的问题主要有三个方面:一是实验条件,以前的水槽实验多采用分选好的砂,忽视粉砂和砾的沉积作用;另外,实验过程多采用均质流,忽视非均质流;多在稳定状态平衡条件下进行,忽视非稳定状态的影响,而这些被忽视的因素正是自然环境下普遍存在的底床形成条件。二是实验内容,以前的水槽实验主要模拟河流及浊流的搬运与沉积作用,对盆地沉积体系和砂体展布的模拟实验以及对砂体规模和延伸的定量预测则不够或者说基本没开展此方面的研究。三是实验目的,以前的水槽实验主要着眼于沉积学基础理论的研究,对实际应用考虑不多,其原因就在于从事这方面的实验有许多实际困难,例如做砾级沉积物的实验需要更宽、更深、流量更大的水槽,做粉砂级实验需要更严格的化学和物理条件,做大型盆地沉积体系的模拟实验耗资大,需要更高级的技术装备和控制系统等。

20世纪80年代之后,针对上述方面存在的严重不足,各国实验沉积学家调整研究思路,克服重重困难,在尽量保持原有特色的基础上,或对原有的实验室结构进行较大规模的改造或重新建立适合于砂体模拟的大型实验室。值得提及的有以下三个。

(1)科罗拉多州立大学工程研究中心的大型流水地貌实验装置。该实验装置主要模拟河流沉积作用,同时可模拟天然降雨对河流地貌的影响,以及在不同边界条件下河床变形规律、单砂体的形成机制等。美国许多实验沉积学家在该装置上完成了一系列实验,我国访问学者赖志云教授也在此完成了鸟足状三角洲形成及演变的模拟实验。

(2)瑞士联邦工业学院 Delft 模拟实验室。该实验室隶属于荷兰河流和导航分局,是一个较现代化的实验室。为了从事应用基础研究,该室专门建成了一个大型水槽,水槽用加固混凝

土建造,观察段由带玻璃窗的钢架构成。水槽总长 98m,宽 2.5m,带玻璃窗段长 50m,测量段长 30m,测量段宽为 0.3m 和 1.5m。没有沉积物时的最大水深为 1m。水槽周围安装了各种控制和测量装置,微机和微信息处理机能自动取得数据和自动改变各种边界条件(如流量)等。在玻璃窗段的上方架设轨道,供仪器车运行。

仪器车上安装了三个剖面显示器和一个水位仪,这样可以测量三条纵向底床水平剖面,通常一条位于水槽中间,另两条位于距槽壁 $1/6$ 槽宽处。记录的资料由微机收集、储存和计算,最后输出成果。1986 年该室的项目工程师 Wijbenga 和项目顾问 Klaasen 用这个装置研究了在不稳定流条件下底形规模的变化,资料处理以后,针对每个过渡带,自动绘出水深与时间、沙丘高度与时间、沙丘长度与时间的关系曲线,从而确定底形规模的变化规律。欧洲学者在此完成了小型冲积扇和扇三角洲形成过程的模拟实验(Collinson, 1983; Dreyer, 1993),取得了一些定性和半定量的成果。

(3) 日本筑波大学模拟实验室。该实验室长 343m,宽数米(具体数字不详),自动化程度较高,监测设备相对齐全,分析手段比较先进,相继完成了海浪对沉积物搬运和改造、饱和输沙及非饱和输沙的河流沉积体系、湖泊沉积与水动力学等一系列实验,有一批世界各地的客座研究人员,定期发布研究成果。

由此看来,20 世纪八九十年代物理模拟有两个特点:一是逐渐由定性型描述向半定量或定量型研究转变;二是由小型水槽实验转向大型盆地沉积体系模拟。

二、我国沉积物理模拟研究现状

1995 年以前,我国的水槽实验室主要集中于水利、水电和地理部门的有关院校和研究单位,从事泥沙运动规律、河道演变和大型水利水电枢纽工程等的实验研究。70 年代末,长春地质学院建成了第一个用于沉积学研究的小型玻璃水槽,这个水槽长 6m,高 80cm,宽 25cm,主要研究底形的形成与发展。80 年代,中国科学院地质所也用自己的小型水槽做了一部分研究工作。这是我国曾经仅有的两条以沉积学研究为主而建立的实验室,虽然在研究内容、深度和广度上与国际水平相比还有一定差距,但为我国沉积模拟实验的发展迈开了第一步。

随着沉积学理论的发展和科学技术必须转化为生产力的需要,我国的油气勘探开发形势对定量沉积学、储层沉积学和沉积模拟实验提出了一些急待解决的实际问题。多年来,在我国东部陆相断陷湖盆的研究中,一直存在一些争论不休的问题,如湖盆陡坡沉积体系、扇三角洲、水下扇的形成条件和分布规律以及裂谷湖盆与坳陷湖盆沉积体系的区别等,都期待着沉积模拟实验予以验证;不同类型的单砂层的形态、规模和延伸方向等也需要沉积模拟实验予以定量解决。因此,1990 年以后,许多沉积学家积极呼吁:根据当前世界沉积学发展的动向以及我国油气勘探开发的生产实际和今后发展的需要,应建立我国的沉积模拟实验室。专家认为该实验室应以模拟陆相盆地沉积砂体为主要对象;以储层研究为重点解决生产实际中的问题;应以陆相湖盆中砂体的分布、各类砂体规模和性能的定量预测,提高勘探成功率和开发效益为主要目标;此外,实验室的建立还应兼顾沉积学的各项基础研究,为人才培养、对外交流等提供条件,推动我国沉积学理论的发展,并逐步发展成为面向全国沉积模拟实验室。这一实验室的