

重力流沉积机理模拟研究初探

——以歧口凹陷沙一下亚段为例

苑伯超¹, 刘忠保¹, 何幼斌¹, 文 沾¹, 罗进雄¹,
蒲秀刚², 陈长伟², 林常梅²

(1. 长江大学 地球科学学院, 湖北 荆州 434023; 2. 中石油 大港油田分公司 勘探开发研究院, 天津 300280)

摘 要: 在对歧口凹陷古地貌、构造演化、沉积体系等地质条件调查研究的基础上, 运用沉积模拟技术, 再现了沙一下重力流的形成及演化过程, 分析了重力流的搬运沉积特征与影响因素。实验表明, 来水特征、湖水位、初始流速、沉积物浓度与泥砂含量、湖区底形、流态等对重力流沉积砂体形成及演化具有显著的影响。通过实际砂体与实验砂体厚度分布对比, 滨海4以南、港深78、滨海28以北地区为上倾尖灭砂体有利储层分布区。

关键词: 歧口凹陷; 沉积模拟; 重力流; 上倾尖灭砂体; 主控因素

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1672—1144(2012)01—0004—08

Preliminary Exploration for Simulation Study of Deposition Mechanism of Gravity Flow

——Taking Lower Part of Shahejie Formation in Qikou Sag for Example

YUAN Bo-chao¹, LIU Zhong-bao¹, HE You-bin¹, WEN Zhan¹, LUO Jin-xiong¹,
PU Xiu-gang², CHEN Chang-wei², LIN Chang-mei²

(1. College of Geosciences, Yangtze River University, Jingzhou, Hubei 434023, China;

2. Research Institute of Exploration and Development, China Detroleum Dagang Oilfield Company, Tianjin 300280, China)

Abstract: Based on studying the paleogeomorphological features, tectonic evolution, depositional system of Qikou Sag, the formation and evolution of the sand bodies of gravity flow origin are reconstructed by using the technology of simulation experiment. The transportation and sedimentary characteristics and the influencing factors of gravity flow are also analyzed. The experiment results show that the inflow characteristics, lake level, initial flow velocity, sediment concentration and sediment content, lake bottom shape, flow patterns and so on have obvious influence for the formation and evolution of the sand bodies of gravity flow origin. By comparing the actual thickness and experimental thickness of the sand body, the region of the south of Binhai4 and the north of Gangshen78 and Binhai28 is the favourable region for reservoir development.

Keywords: Qikou Sag; sedimentary simulation; gravity flow; upward pinchout sand; main control factor

沉积模拟是沉积学理论研究的一种重要的实验手段和技术方法。纵观其成长历程, 沉积模拟经历了19世纪末的简单现象观察描述^[1]、20世纪60年代的沉积机理研究^[2-4]至20世纪80年代对砂体形成过程和演化规律的湖盆砂体模拟^[5]等三个发展阶段, 直至今日与计算机相结合, 沉积模拟已经逐渐形成一项综合性的实用技术。

自20世纪50年代浊流理论建立以来, 沉积学领域掀起了一场革命, 随着之后世界各地先后发现

大量浊流沉积, 人们对浊流沉积的认识水平和研究深度都有了长足的进步^[6]。在我国, 中—新生代湖盆中广泛发育着重力流沉积^[7-10], 歧口凹陷古近系沙一下重力流沉积就是其中之一。歧口凹陷位于黄骅凹陷中北部, 东西南北依次被沙垒田隆起、沧县隆起、埕宁隆起、燕山褶皱带前缘所围限, 受沧东断层、汉沽断层以及羊二庄断层控制, 区内发育了5个负向构造单元: 歧口主凹、北塘次凹、板桥次凹、歧北次凹、歧南次凹; 5个正向构造单元: 埕北断阶带、南大

港潜山构造带、北大港潜山构造带、滨海Ⅰ号断裂构造带、塘沽-新港潜山构造带(图1)。歧口凹陷具有凹深、坡广的特点,其中的次级凹陷均呈北侧陡且深、南侧缓而浅的箕状不对称形态,两个斜坡分别为歧北凹陷西斜坡带(歧北斜坡带)和歧南凹陷羊三木-黄骅扣村-埕北斜坡带(歧南斜坡带),凹陷整体具有“西断东超、北断南超”的特点^[11-13]。沙河街组是歧口凹陷的主要产油目的层之一,自下而上可以分为沙三段、沙二段、沙一段,沙一段又可分为沙一上、沙一中、沙一下亚段。沙一下亚段厚约55 m~610 m,其沉积时期为歧口凹陷渐新世湖盆裂陷中期的最大湖泛期^[14-15],此时歧口凹陷主要发育三个物源方向,即北部燕山物源区、西部沧县隆起和南部的埕宁隆起物源区,其中燕山物源区发育一套辫状河三角洲-远岸水下扇沉积体系,重力流在空间位置上主要发育在辫状河三角洲前缘,地理位置上主要分布在歧口主凹、板桥次凹、歧北次凹、北塘次凹及其周缘地区(图1)。重力流砂体厚度由凹陷区向孔店-羊三木隆起总体呈变薄的趋势,并于南缘斜坡带形成上倾尖灭^[16]。

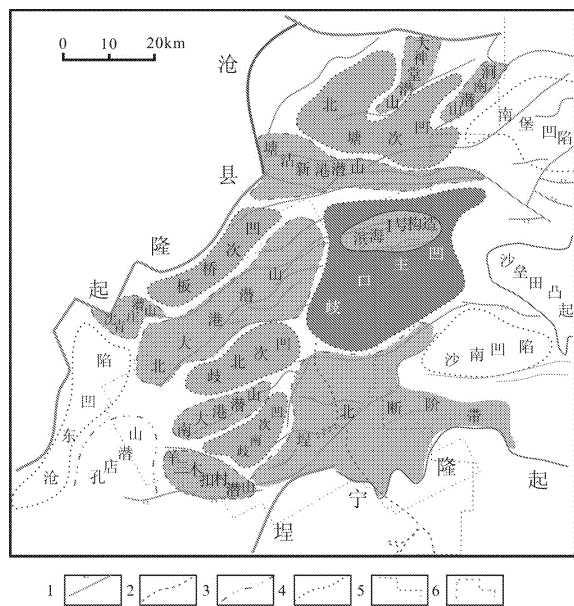


图1 歧口凹陷构造单元图

歧口凹陷具有沉降深度大,勘探程度低,剩余资源量多等特点,所以勘探潜力大,具备大型油气田发育的基本条件^[17-18]。经过多年的勘探开发,歧口凹陷在勘探及基础地质研究工作方面取得较大进展,但对沙一下重力流沉积及重力流成因上倾尖灭砂体的成因机制及影响砂体分布的主控因素等问题

的研究不够充分,这在一定程度上导致了歧口凹陷沙一下圈闭的预测缺乏力度和准确性,因此,本文在了解歧口凹陷沙一下重力流各类砂体沉积初始条件和建立砂体沉积过程地质模型的基础上,通过试验定量观察和定量描述,初步弄清了重力流砂体形成过程及其主控因素。沉积模拟实验的开展为研究砂体展布特征、沉积体系演化规律、预测有利储层分布区等提供现实可行的实验依据。

1 实验方案设计

1.1 实验装置简介

重力流沉积模拟实验在长江大学 CNPC 沉积模拟重点实验室中进行(图2),实验装置长16 m,宽6 m,深0.8 m,距地平面高2.2 m,湖盆前部设进(出)水口1个,两侧各设进(出)水口2个,用于模拟复合沉积体系,尾部设出(进)水口一个。湖盆四周设环形水道。装置上方装有检测桥驱动定位系统,可对砂体沉积过程实施有效监控以及对实验过程进行视频采集与分析。

1.2 实验底形设计

考虑到歧北凹陷西斜坡和歧南凹陷羊三木-黄骅扣村-埕北斜坡带两个斜坡的坡度、长度及实验可行度等因素,可以将地质模型概化,由北至南依次设计了:①台地区(简化的燕山物源区),位于Y方向0~5.5 m;②斜坡区(燕山物源与凹陷过渡区),位于5.5 m~6.0 m处,坡度为12°,高差为32 cm;③湖盆区(简化的歧口凹陷区),位于7 m~10.5 m处;④古隆起(歧口凹陷南缘歧南凹陷羊三木-黄骅扣村-埕北斜坡带),位于10.5 m~12.5 m处(图3)。研究区南缘隆起带受埕北断阶带、歧南次凹、南大港潜山等构造单元控制,东侧有一明显地形低势区(见图4),由此设计古隆起地形(见图5)。古隆起区底形等高线见图6。

1.3 实验参数设计

重力流可以是由于三角洲砂及砂砾或砾石沉积物经滑塌作用,在重力作用下搬运至深-半深湖中形成,也可以是因碎屑源区砂和砂砾碎屑由洪泛事件直接形成重力流被搬运至深-半深湖中形成。研究区这两种成因重力流均有发育^[19],主要有砂质碎屑流、浊流两种类型,其中以砂质碎屑流为主。通过岩心观察,研究区大量发育块状层理,可见冲刷现象,单砂体厚度一般大于0.5 m,最大可达数十米,横向变化快,该现象揭示了原始沉积体的整体冻结过程,指示了流体的高浓度流动和塑性流变学特征,综合

分析为三角洲前缘整体滑塌形成。歧口凹陷深湖-半深湖区发育浊流沉积,但发育规模以及发育程度要远小于砂质碎屑流沉积。

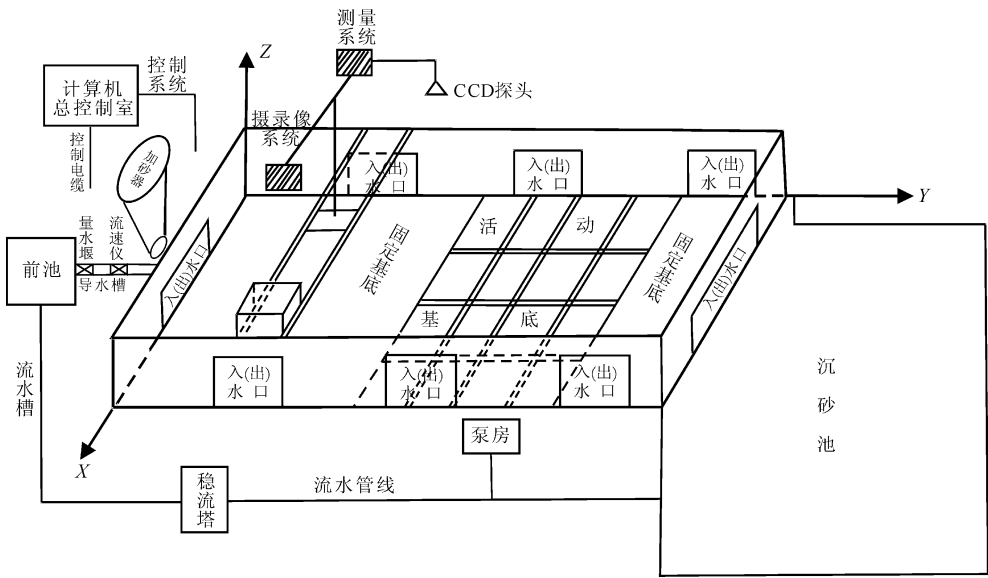


图 2 沉积模拟实验装置示意图

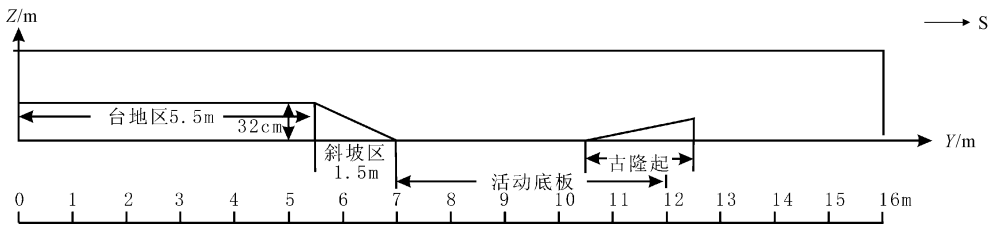


图 3 实验底形设计剖面图

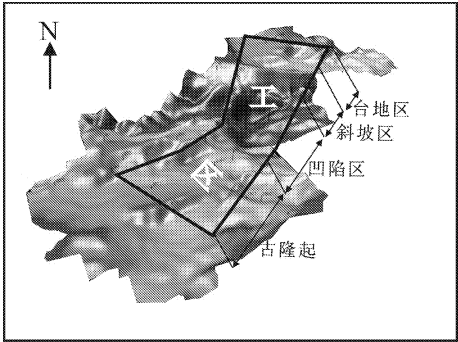


图 4 沙一段古地貌立体图(据大港油田研究院,2010)

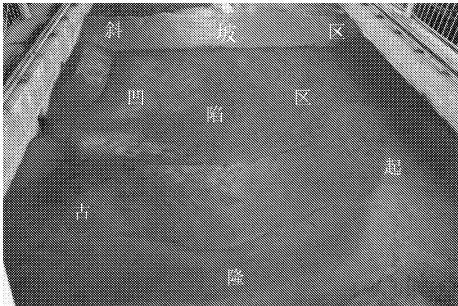


图 5 实验底形设计平面图

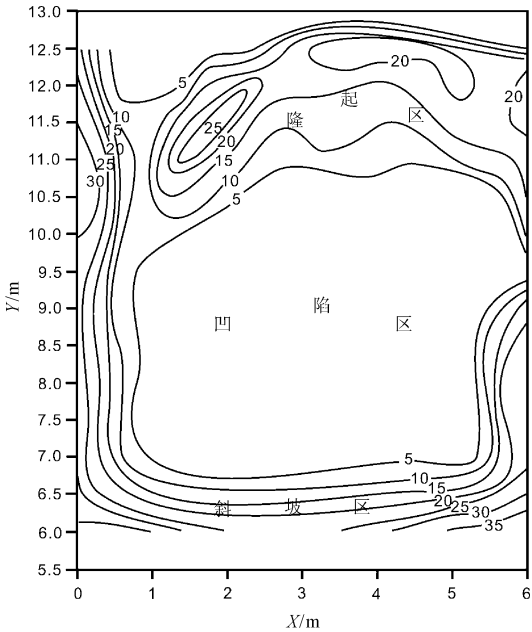


图 6 实验底形等高线图(cm)

研究区重力流沉积岩主要由细砂、粉砂岩和中砂、粗砂组成,据岩心观察与粒度分析表明,细砂含

量约为 40%,粉砂质泥约占 35%,中砂与粗砂总体约为 25%,考虑到实验过程的可操作性,综合砂质碎屑流、浊流两种重力流的搬运能力、流量、携砂量及携砂粒径等沉积特性的差异,并结合前人对砂质碎屑流与浊流的模拟参数及相关研究^[20-22],设计

了长流水、阵发性来水等两种来水方式分别对砂质碎屑流与浊流进行模拟。本次实验共进行 10 轮,根据研究区砂体发育情况及古环境、古气候条件对各轮重力流进行调配,其调配结果与实验参数见表 1。

表 1 实验条件及水动力参数

轮次	来水过程	历时/min	流量过程 /(L·s ⁻¹)	湖水位 /cm	加砂组成	含砂浓度 /%
1	长流水	360	2.45 ~ 3.59	11.7 ~ 9.4 ~ 25.0	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
	阵发性来水	5				
2	长流水	420	2.45	26.5 ~ 14.1	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
3	长流水	360	2.45	14.6 ~ 11.1 ~ 11.5	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	
	阵发性来水	10				
4	长流水	320	2.45 ~ 1.13	12.4 ~ 8.9	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
5	长流水	210	2.45 ~ 2.09	9.6	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	
6	长流水	120	1.81	9.6	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
	阵发性来水	10				
7	长流水	330	2.37 ~ 2.78 ~ 2.45	9.4 ~ 12.3	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
	阵发性来水	10				
8	长流水	240	2.45	12.0 ~ 14.2 ~ 13.0	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
	阵发性来水	5				
9	长流水	420	2.45	15.4 ~ 14.7 ~ 19.5	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	20
	阵发性来水	5				
10	长流水	150	2.53	15.3 ~ 21.1	中粗砂 25%, 细砂 40%, 粉泥 35%	

2 实验过程

依据实验方案进行试验,实验过程中长流水模拟砂质碎屑流,共进行约 49 h,阵发性来水模拟浊流,共约 0.75 h,实验初期,砂泥搅拌充分的砂质碎屑流经斜坡区迅速入湖,沉积物在斜坡区上部几乎不作停留,堆积在斜坡区中下部及斜坡脚部位,轮廓呈舌形。1 h 后,斜坡区逐渐形成沿水流方向的串珠状冲坑,随着冲坑逐渐连通,早期深切谷显现。深切谷中砂质碎屑流能量集中,将沉积物带至湖区。实验至 10 h 左右于斜坡顶部构建向上变粗三角洲前缘砂体沉积层序,并进行阵发性来水,起始砂体前端出现裂纹,伴随着裂纹的发育,砂体出现缓慢滑动,进而砂体分裂并呈块体向湖区滑塌,块体大小不一,大部分沉积物最终堆积在斜坡脚及邻近斜坡的湖底处,部分沉积物则继续搬运至古隆起区,形成上倾尖灭,尖灭砂体粒度较细,多为泥级至细砂级沉积物。

3 实验结果分析

3.1 搬运沉积特征分析

通过实验过程监测与实验结果分析,对砂质碎

屑流与浊流的搬运沉积特征有如下认识:

(1)砂质碎屑流搬运沉积特征

砂质碎屑流是一种介于低密度浊流和泥质碎屑流之间的粘滞性流体,代表在粘性和非粘性碎屑流之间的连续作用过程,属于宾汉塑性流体,支撑机制有分散压力、基质强度和浮力等^[23-25]。砂质碎屑流流体浓度较高,泥质含量较低,常呈连续块体搬运,搬运颗粒为砂-粉砂级。砂质碎屑流下滑是一个加速过程,流速的快慢与斜坡特征密切相关,实验条件下,通过流速测定发现,坡脚处速度约是坡折脊处的 3 倍左右。实验初期,在重力作用下,辫状河三角洲前缘砂体发生滑塌,形成砂质碎屑流沿斜坡向湖区推进,沉积物大部分聚集在斜坡中下部及坡脚处,并没有直接进入湖底。随着深切谷的形成,水流集中,斜坡中下部及坡脚部位的沉积物才被带往湖底沉积。实验发现,砂质碎屑流常形成流体分层,上部细颗粒形成浊流,并逐渐与下部砂质碎屑流分离,随着浓度的降低,砂质碎屑流逐渐演变成浊流;粗颗粒相对细颗粒更易形成砂质碎屑流沿斜坡滑动,粗颗粒往往形成碎屑流的头部且搬运距离更远;湖水位不变的情况下砂质碎屑流主水流总体居中,并向两

侧随机摆动,最终砂体形成较对称的朵叶复合体。改变湖水水位或来水来砂条件,特别是当湖水水位降低时,碎屑流会形成明显切割水道,并在水道前端出现新的朵叶^[26](图 7)。随着实验条件的变化,碎屑流砂体表面水道变迁改道,砂体不断变宽。

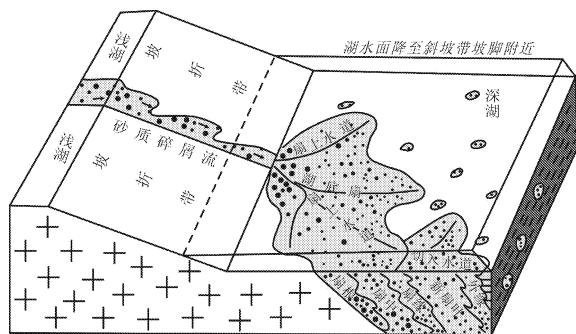


图 7 砂质碎屑流沉积特征示意图

(2) 浊流搬运沉积特征

由于初始水流动能大,浊流沿斜坡快速入湖,随着流体在底形上的冲刷侵蚀,湖底逐渐形成分支水道,粗颗粒开始卸载,随着水流的继续前进,水流能量逐渐减小、分散,碎屑物大量沉积,伴随流体能量的进一步减小,细粒悬浮物质沉积于砂体顶部。浊流砂体形态往往呈不规则的扇形,而不同期次浊流导致了扇体的叠置,这与湖底地形密切相关。浊流沉积物搬运头部以砂质搬运为主,并有一定的侵蚀作用,体部与尾部以砂泥混合为主,说明砂质流动速度较泥质快,但由于砂质沉积快,搬运距离短,故其分布范围要比泥质沉积范围小。多次浊流事件的发生导致靠近斜坡的湖区内泥质沉积往往被剥蚀,因而砂体垂向上常因缺失隔挡层而连通,这就增加了砂岩储层的规模,在系列浊流事件的末期,泥质最终沉积并得以保存,形成泥质盖层,为油气储集与保存提供有利条件。由于实验坡度较陡(12°),浊流的动力比较充足,在沉积床底上以较大的速度向前翻滚,砂体沉积范围比较大,主要分布于湖区(图 8)。

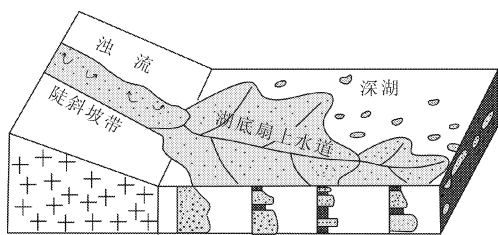


图 8 浊流沉积特征示意图

3.2 对比分析

研究区砂质碎屑流发育在三角洲前缘台缘带斜坡,常呈大面积的舌状体;碎屑流沉积物的前方或上

部发育浊流沉积,因为浊流沉积密度较小,故分布范围较广泛(小于碎屑流沉积范围),部分浊流与砂质碎屑流前缘砂体共同上超尖灭在南部斜坡带上,两种类型重力流成因砂体常呈互层沉积,但以砂质碎屑流沉积为主。以上这两种与滑塌相关的重力流常形成不规则舌状体,其中在滑塌根部砂体厚,含油性好。本次实验模拟结果基本反映了研究区砂体分布情况:砂质碎屑流为砂体沉积的主体,基本分布于整个湖区,平面范围大,厚度大。浊流沉积部分覆盖在砂质碎屑流之上,部分搬运至砂质碎屑流前缘,与砂质碎屑流沉积前缘砂体共同形成上倾尖灭体,虽然浊流平面面积也有一定规模,但是厚度较之砂质碎屑流砂体要薄的多。垂向总体形态为砂质碎屑流砂体之中夹薄层浊流沉积与滑塌沉积透镜体。

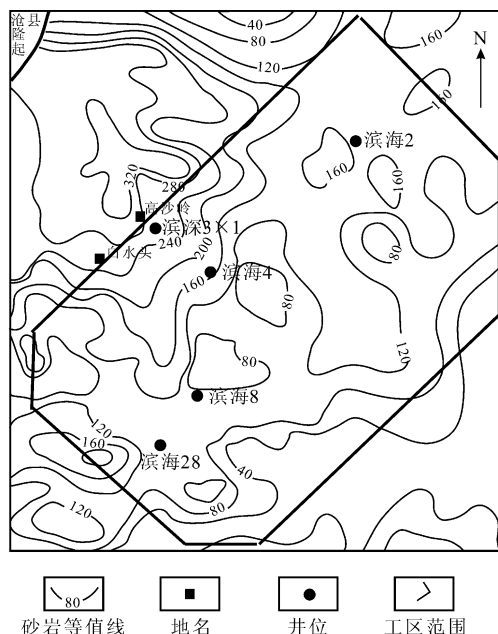


图 9 滨海地区沙一下亚段砂岩厚度(m)等值线图

研究区西部沧县隆起以东和北部砂体发育,尤其是沧县以东砂体最为发育,且砂体厚度大,而南部区域砂体分布稀疏,规模较小,厚度较薄,由北至南,砂体厚度总体逐渐变薄(图 9)。将原型砂体上滨海 2、滨海 4、滨海 8、滨海 28、滨深 3x1、港深 46、港深 59 等 7 口井钻井剖面按 X、Y 平面坐标缩至实验砂体上,研究对应井点相应层之间的厚度变化特征。统计表明,原型砂体厚度与实验结果厚度分布具有很好的可比性,平均符合率达到 84.7%,吻合程度较高(表 2)。

由滨海地区沙一下亚段上倾尖灭砂体厚度等值线图(图 10)表明,从滨海 8 至港深 78、滨海 28 方向,砂体厚度大体呈逐渐减薄的趋势。滨海 4 北西

方向为厚度高值区,厚度变化较明显,最厚达 280 m。滨海 4 以南至滨海 28、港深 78 砂体厚度较平缓,大部分区域厚度集中在 120 m ~ 160 m,最薄 80 m。滨海 28 与港深 78 以南地区厚度值主要集中在 40 m 左右。本次实验对重力流(砂质碎屑流与浊流)成因上倾尖灭砂体的厚度及边界进行了测量,编绘了上倾尖灭砂体厚度等值线图(图 11)。图 11 表明,由北至南,上倾尖灭砂体厚度逐渐变薄,砂体最远端可以达 $Y = 12.5$ m,最厚可达 10 cm。砂体厚度最高值集中于滨海 4 北西方向,滨海 4 与滨海 28 之间则为砂体厚度相对平稳区。由此可见,实验砂体厚度变化趋势与实际砂体大体相近,砂体的厚度差异分布是重力流与古隆起地形共同影响的结果。综合考虑实验结果与研究区实际砂岩厚度分布趋势,认为滨海 4 以南、港深 78、滨海 28 以北地区砂体厚度大,分布范围广,是上倾尖灭砂体的有利储层分布区域,考虑到西部扇三角洲沉积的影响,研究区以西扇三角洲与研究区辫状河三角洲共同影响的重力流沉积区砂岩厚度与范围相当可观,应给予足够的重视。

表 2 实验砂体厚度与原型砂体厚度对比

井号	层位	沉积类型	实际厚度 /m	模拟厚度 /cm	换算厚度 /m	符合率 /%	平均符合率/%
滨海 2	沙一下	重力流	160	5.0	150	93.8	84.7
滨海 4			160	5.1	153	95.6	
滨海 8			115	2.5	75	65.2	
滨海 28			96	3.0	90	93.8	
滨深 3x1			280	8.0	240	85.7	
港深 46			50	1.5	45	90	
港深 59			80	1.8	54	67.5	

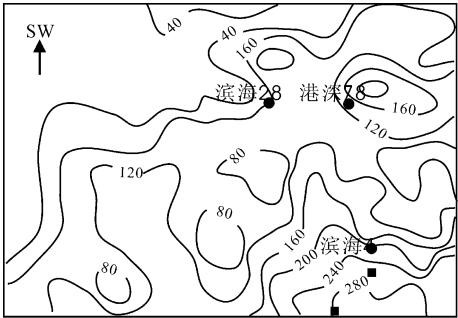


图 10 沙一下亚段上倾尖灭砂体厚度(m)等值线图

4 控制因素

实验表明,重力流及上倾尖灭砂体的形成及发育主要受控于以下因素:

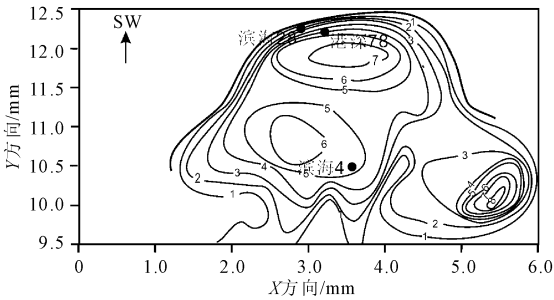


图 11 实验条件下上倾尖灭砂体厚度(cm)等值线图

(1) 来水特征

不同的来水特征形成不同类型的重力流,进而影响重力流砂体的分布与形成。来水特征的变化主要通过流量、流速、来水时间、加砂组成及加砂浓度的控制来体现,如长流水主要形成砂质碎屑流,砂质碎屑流有一定的持续性,但强度有限,有效时间内水下扇体生长速率慢,砂体搬运距离也较近;阵发性来水形成的浊流兼具一定的持续性和足够能量,一定时间内持续能量的供应使得砂体搬运距离最远,对上倾尖灭砂体发育最为有利。

(2) 湖水位与初始流速

湖水位与初始流速直接影响重力流搬运距离及砂体发育的规模和厚度。实验表明,湖水位高较时,对砂体搬运的阻力大,砂体平面展布受阻,沉积物以垂向加积为主,形成的砂体平面范围小,厚度大,这种情况下砂体发育部位主要位于湖区和斜坡区下部;湖水位较低时,对砂体搬运的阻力小,砂体纵向展布明显,形成的砂体平面范围大,厚度小,基本分布于整个湖区。对于两种重力流来说,湖水位影响趋势是一致的,但在相同湖水位下,砂质碎屑流较浊流砂体发育范围小,在没有后期改造的情况下砂质碎屑流沉积厚度较浊流大。

搅拌充分的物质注入静止湖区水体的初始流速越大,流体惯性越大,在惯性影响下进入湖区的洪水碎屑物质越多,沉积物搬运距离越远,重力流砂体形成的规模越大,沉积的厚度也大;反之,搅拌充分的物质注入静止湖区水体的初始流速小,流体惯性小,在惯性影响下进入湖区的碎屑物质少,重力流砂体形成的规模及厚度也就比较小。

(3) 斜坡坡度与长度

斜坡坡度和斜坡长度是重力流发育的必要边界条件。只有坡度达到一定值之后才能形成重力流,据前人研究,坡度为 0.5°及以上时均可形成砂质碎屑流^[26],而浊流发生的最理想坡度是 1.5° ~ 3.0°^[27]。一般情况下,坡度越陡,重力流滑动速度

越快;斜坡长短一方面通过地形高差控制重力流的发育,坡度相同,长度越大,高差就越大,越有利于重力流的发育,另一方面斜坡越长,重力流加速时间就越长,速度就越大。

斜坡的坡度与长度是相互补偿的,斜坡短、坡度陡与斜坡长、坡度缓均可满足重力流的发生,在相同斜坡坡度与长度条件下浊流较砂质碎屑流更容易发生。

(4) 沉积物浓度与泥砂含量

沉积物浓度与泥砂含量决定重力流流动行为与沉积结构。不同重力流的泥砂含量有所差异,实验过程中结合自然界中两种重力流的实际差异,通过多次实验的尝试发现,浊流搬运过程中泥砂含量具有一定的范围,一般将泥砂含量 10% 大致定为低密度浊流的上限;10% ~ 25% 定为浊流和高密度浊流的范围,大于 20% 或 25% 则属于砂质碎屑流的范畴^[22]。浊流的泥砂含量组成中,必须要达到一定数量的泥级颗粒,才能为浊流搬运过程提供支撑力,否则浊流有可能演变为颗粒流,因此泥砂含量高低和泥砂颗粒组成对重力流影响较大。

(5) 湖区底形

湖区底形对重力流砂体厚薄分布趋势及展布具有明显的控制作用。当湖底平坦时,砂体平面展布所遇阻力小,砂体分布范围广,常形成厚度较均匀的朵叶体;当湖底底形凹凸不平时,重力流沉积常被底形阻碍,砂体平面形态取决于底形形态,在相对平坦处砂体延伸远,不平坦处平面沉积受阻,延伸有限,因而砂体形态往往不规则。垂向上,砂体厚度分布极不均匀,凹陷处厚,凸出处薄;当湖区底形具有一定坡度时,在惯性作用下,重力流具有爬坡功能,其爬坡的高度与斜坡带高差和坡度有关,如果斜坡带高差大、坡度陡,浊流在深湖内就具有较强的爬坡能力,可以越过比较高的陡坎,反之浊流的爬坡能力就比较小^[22]。在相同湖区底形下,浊流爬坡能力较碎屑流更强。

(6) 流态

流态决定了重力流砂体形成发育的动力方式及沉积方式。搅拌充分的水、砂、泥物质在一定的初始流速条件下注入静止的湖区,在重力及惯性力影响下快速流动并相继发生不同程度的掺混,如砂质碎屑流往往呈层状或块状流动,沉积物搬运过程中颗粒基本上不掺混;浊流以悬浮搬运为主,伴随沉积物在湖区的注入、搬运、沉积,湖区中的水体呈紊动状态,并与漩涡、回流及环流相伴生。

5 沉积模式

特定的地质背景、独特的古地貌特征决定了砂体的沉积特征和展布模式。工区由北至南依次为燕山褶皱带、歧北斜坡带、歧口凹陷区、歧南斜坡带。燕山褶皱带发育辫状河三角洲,三角洲前缘延伸至歧北三级斜坡带顶端,前缘砂体在水流及一定外力作用下沿斜坡下滑动、滑塌,形成砂质碎屑流与浊流。由于砂质碎屑流流体密度较大,沉积物主要集中在滑塌的根部,即斜坡带下部及靠近斜坡带的湖区,此处由于水动力较强,而浊流沉积物较细,故前期浊流沉积物常被后期流体侵蚀改造,保留下来的浊流沉积物较少;至深湖区,水流强度逐渐减弱,浊流沉积比重增加,但碎屑流沉积仍为主体;到南缘斜坡带,砂质碎屑流砂体继续变薄,浊流较发育,二者砂体共同形成上倾尖灭带。从实验结果可以看出,自北向南,歧口凹陷依次发育辫状河三角洲、斜坡带、重力流沉积。据以上特征,建立了歧口凹陷沙一下沉积模式图,见图 12。其中辫状河三角洲位于燕山物源区,三角洲前缘为重力流沉积提供物源,斜坡带即为歧北斜坡带,它为重力流的形成提供构造条件,而水流强度与携砂量、携砂粒级则决定了重力流砂体分布及上倾尖灭的规模。

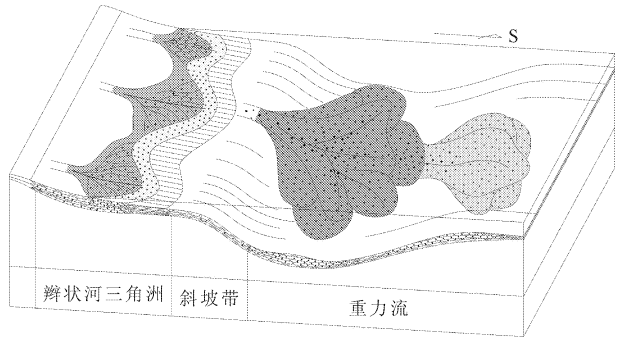


图 12 歧口凹陷沙一下沉积模式图

6 结 语

沉积模拟可以解决理论和实际问题,对沉积学上的理论和模式进行验证,针对存在的问题进行模型设计,通过模拟再现其沉积过程,研究其影响及控制因素、砂体展布等特征,并建立相应的沉积模式,为油田勘探开发提供更为实际的思路 and 方向。实验表明,歧口凹陷重力流砂体的形成与分布是不同类型重力流共同作用的结果,砂质碎屑流与浊流对重力流超覆体的形成影响都较大。通过分析,歧口凹陷重力流主要受来水特征、湖水位与初始流速、斜坡

坡度与长度、沉积物浓度与泥砂含量、湖区底形、流态等因素的控制。实验模拟所得的砂体厚度变化趋势与研究区实际砂体厚度变化趋势拟合度较高。综合分析模拟结果与模拟区块实际情况,研究区有利的储层应分布于滨海4以南、港深78、滨海28以北地区。最终,综合重力流沉积模拟实验研究与歧口凹陷地质原型,建立了歧口凹陷古近系沙一下重力流沉积体系的沉积模式。

参考文献:

- [1] Allen J R L. Fining-upwards Cycles in Alluvial Successions [J]. Geol J, 1965, 4: 229-246.
- [2] Bridge J S. Hydraulic interpretation of grain-sized distributions using a physical model for bedload transport [J]. J Sediment Petrol, 1981, 51: 1109-1124.
- [3] Best J L. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences [J]. Sedimentology, 1988, 35 (3): 481-498.
- [4] Saunderson H C, Lockett F P J. Flume experiments on bed-forms and structures at the dune-plane bed transition [J]. Special Publication of The International Association of Sedimentologists, 1983, 6: 49-58.
- [5] 李敏,朱红涛,郭巧珍,等.沉积物理模拟技术进展及发展趋势[J].地质科技情报,2010,29(4):137-141.
- [6] 方爱民,李继亮,侯泉林.浊流及相关重力流沉积研究综述[J].地质论评,1998,44(3):270-280.
- [7] 赵激林,刘孟慧.湖底扇相模式及其在油气预测中的应用[J].华东石油学院学报,1984,8(4):323-332.
- [8] 高延新,吴崇筠,庞增福,等.辽河盆地大凌河油层湖底扇沉积特征[J].沉积学报,1985,3(4):83-92.
- [9] 崔周旗,李文厚,吴健平,等.乌里雅斯太凹陷斜坡带湖底扇相砾岩体沉积特征与隐蔽性油藏勘探[J].沉积学报,2005,23(1):21-28.
- [10] 何玉平,刘招君,董清水,等.依舒地堑汤原断陷古近系湖底扇沉积与层序特征[J].世界地质,2006,5(1):23-28.
- [11] 荣辉,肖敦清,白小鸟,等.歧口凹陷中部古近系沙三—亚段水下扇沉积体系内部构成分析[J].大地构造与成矿学,2010,34(4):520-527.
- [12] 吴元燕,付建林,周建生,等.歧口凹陷含油气系统及其评价[J].石油学报,2000,21(6):18-22.
- [13] 赵华,张福利.黄骅拗陷歧口凹陷的油气勘探方向分析——与车镇凹陷比较[J].胜利油田职工大学学报,2008,22(2):38-39.
- [14] 黄鹏.歧口凹陷沙一下亚段湖相碳酸盐岩储层特征研究[D].北京:中国石油大学,2010:5-20.
- [15] 蒲秀刚,周立宏,肖敦清,等.黄骅拗陷歧口凹陷西南缘湖相碳酸盐岩地质特征[J].石油勘探与开发,2011,38(2):136-144.
- [16] 陈斌.歧口凹陷隐蔽性油气藏研究与预测[D].西南石油学院,2005:27-28.
- [17] 蒲秀刚,周立宏,周建生,等.歧口凹陷沙一上亚段—东营组沉积体系[J].成都理工大学学报(自然科学版),2009,36(1):45-49.
- [18] 鲁超.渤海湾盆地歧口凹陷沙二段沉积体系分析与砂体预测[D].中国地质大学,2010,17-22.
- [19] 张学伟.渤海海域歧口凹陷古近系沙河街组层序地层研究与有利储集相带预测[D].北京:中国地质大学,2006:39-58.
- [20] Elverhoi A, Issler D. Emerging insights into the dynamics of submarine debris flows [J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2005, 5: 633-648.
- [21] 姜辉.浊流沉积的动力学机制与响应[J].石油与天然气地质,2010,31(4):428-435.
- [22] 刘忠保,龚文平,王新海,等.洪水型浊流砂体形成及分布的沉积模拟实验[J].石油与天然气地质,2008,29(1):26-30.
- [23] 夏青松,田景春.浊积岩神话与砂质碎屑流[J].沉积与特提斯地质,2006,26(4):105-108.
- [24] 李相博,付金华,陈启林,等.砂质碎屑流概念及其在鄂尔多斯盆地延长组深水沉积研究中的应用[J].地球科学进展,2011,26(3):286-291.
- [25] 李祥辉,王成善,胡修棉.深海相中的砂质碎屑流沉积——以西藏特提斯喜马拉雅侏罗-白垩系为例[J].矿物岩石,2000,20(1):45-50.
- [26] 刘忠保,张春生,龚文平,等.牵引流砂质载荷沿陡坡滑动形成砂质碎屑流沉积模拟研究[J].石油天然气学报,2008,30(6):30-38.
- [27] 姜涛,解习农,汤苏林.浊流形成条件的水动力学模拟及其在储层预测方面的作用[J].地质科技情报,2005,24(2):1-6.