

砂岩储层地震学 方法与应用

韩文功 张建宁 著

石油工业出版社

砂岩储层地震学方法与应用

韩文功 张建宁 著

石油工业出版社

内 容 提 要

本书从砂岩储层沉积学研究入手,总结了砂岩储层地震预测的条件、储层地震预测关键技术及其适应性、储层地震预测评价方法和技术优化、砂岩储层地震预测模式等方面的成果和认识,是一本理论与实践相结合的储层地震学方法与应用参考书。

本书可供从事储层地球物理专业的科研和工程技术人员、地质人员、大学本科生、研究生参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

砂岩储层地震学方法与应用/韩文功, 张建宁著.

北京: 石油工业出版社, 2011. 7

ISBN 978-7-5021-8404-9

I. 砂…

II. 韩…

III. 砂岩储层-地震预测

IV. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2011) 第 075053 号

出版发行: 石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址: www.petropub.com.cn

发行部: (010) 64523620

经 销: 全国新华书店

印 刷: 北京晨旭印刷厂

2011 年 7 月第 1 版 2011 年 7 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本: 1/16 印张: 17

字数: 430 千字

定价: 128.00 元

(如出现印装质量问题, 我社发行部负责调换)

版权所有, 翻印必究

前 言

储层是油气生产的目的层,储层描述与认识是油气藏勘探开发的核心工作。在井筒资料比较少的地区,地震数据是开展储层横向预测的主要资料。对于隐蔽油气藏而言,储层描述是其油藏描述的大部分工作。自 20 世纪 80 年代以来,随着三维地震勘探技术的发展和普遍应用,以及计算机技术的巨大进步,许多地震勘探新方法已经开发成工业化软件和实用工具,为解决储层预测提供了有力的技术支撑,储层地震预测方法也得以迅速发展,在油气勘探开发中得到广泛应用,并取得良好效果。

储层地震学是勘探地震学的进一步发展与应用,是勘探地震学与石油地质学、沉积岩石学、地震地层学、数学地质学和计算机技术等学科相互渗透而发展起来的新兴边缘学科。而储层地震预测是储层地震学的主要内容。笔者 20 多年来一直致力于地震勘探和储层地震预测的生产和科研工作,曾参加三维地震勘探技术、油藏描述技术、天然气藏识别与预测技术、高分辨率地震勘探技术、高精度地震勘探技术的应用及项目攻关研究,对包括砂砾岩体、河道砂体、浊积砂体、滨岸相滩坝砂等多种类型储层的地震预测进行过系统的研究与实践。本书根据陆相断陷盆地的典型代表——济阳坳陷古近—新近系不同类型储层的地质沉积特点,总结了储层地震预测的条件、储层地震预测关键技术及其适应性、储层地震预测评价方法和技术优化、典型储层地震预测模式等方面的成果和认识。

应该明确储层的沉积特征和基本样式是储层地震预测的前提,也是储层地震预测研究中“宏观约束微观”、“地质约束地震”基本思路的体现,这是因为不同类型储层的一般特征、分布模式、控制因素、基本结构、非均质性和地质模型等方面都存在较大的差异。针对这些问题,本书第一章分别介绍了三角洲、滨浅湖滩坝、砂砾岩体、浊积岩、河流相储层的沉积模式、分布规律及控制因素。这些储层沉积学研究内容也是储层地震学研究的基础。

储层地震岩石物理特征和地震资料品质条件是储层地震学研究的另一个基础。本书第二章介绍了储层地震岩石物理弹性参数的基本特征和相互关系,建立了它们之间的数学模型;通过总结储层地震响应规律,明确了储层预测对地震资料品质的要求,建立了储层预测对地震资料品质的量板,提出应用地震资料开展储层预测的基本条件;通过对影响地震反射的主要因素分析,建立了基于储层“亮度”、“尺度”和“纯度”的评价模型,并通过这个评价模型,建立了神经网络、风险概率等储层地震预测定量评价方法。

本书第三章介绍了储层地震标定、地震相干、地震正演、地震反演、频谱分解和地震属性分析等储层地震预测的主要技术,着重阐明了地震反演、频谱分解和地震属性应用的适应性,提出地震反演结果的“原生”与“平均”评价准则和谱分解技术应用中的“极限原理”,制定了时频分析应用量板等,为储层地震预测技术的应用和优化奠定了基础。

由于储层基础地质条件的不同和地震资料分辨率的限制,不同储层预测的精度是存在差异的。储层地震预测的主要内容包括储层识别与几何形态描述、储层物性估算、储层流体预测等方面。本书第四章从岩相、岩性、物性和流体预测的不同精度要求出发,介绍了不同预测内容对技术的要求及各种地震技术的组合,形成储层岩相、岩性、物性和流体预测技术,主要内容包括“三相、古地形、四分析”的储层岩相描述,储层岩相、地震属性“双约束”

的储层岩性识别,“多井拟合、联合反演”的储层物性估算,叠前、叠后地震属性“组合差异”的储层流体预测等。

本书第五章针对不同储层的地质条件、地震资料品质和地震预测技术的适应性,对典型储层的可预测性进行了量化评价,详细地介绍了河流相砂体、浊积砂体、滩坝砂体和砂砾岩体等4类典型砂体储层地震预测技术,分析了8种储层预测模式,主要包括“低砂泥比”河道砂体精细描述模式、“高砂泥比”河流相储层预测模式、近岸水下扇体储层预测模式、盆底扇储层预测模式、滑塌浊积砂体精细描述模式、多物源浊积砂体储层预测模式和薄互层储层预测模式等。

笔者在胜利油田工作多年,深深感受到胜利油田所在地区济阳拗陷地下地质条件的复杂性、油气勘探的艰难性,也深深感受到胜利油田勘探工作者不断进取的求索精神,并在这种环境的熏陶中受到锻炼和启迪,受益匪浅。多年来,许多前辈、领导和同事在工作、生活上给予笔者大力支持和帮助,在日常研究和本书编写过程中,笔者的同事们提供了具体帮助,中国石化科技部和胜利油田分公司等单位的有关领导、专家们也给予了热情指导,在此一并表示衷心的感谢!

储层地震学既是一门边缘学科,也是一门综合科学,还在不断的发展和完善过程中。同时,由于编者水平所限,书中错误及不妥之处在所难免,敬请读者批评指正。

目 录

第一章 砂岩储层沉积学研究	(1)
第一节 河流—三角洲储层沉积特征及沉积模式.....	(1)
第二节 滨浅湖滩坝储层沉积模式及控制因素.....	(6)
第三节 湖盆边缘砂砾岩体沉积特征及分布规律	(10)
第四节 深水浊积岩储层沉积学特征	(21)
第五节 河流相储层沉积模式	(27)
第二章 储层地震学基础	(32)
第一节 岩石物理基础	(32)
第二节 储层地震响应模型	(42)
第三节 储层地震预测定量评价	(75)
第三章 储层地震预测关键技术及其适应性	(84)
第一节 储层地震预测基础技术	(84)
第二节 地震反演技术与应用条件	(92)
第三节 频谱分解技术及其适应性.....	(104)
第四节 地震属性应用条件.....	(121)
第四章 储层地震预测技术优化	(132)
第一节 岩相描述技术.....	(132)
第二节 储层岩性识别方法.....	(140)
第三节 储层物性估算技术.....	(144)
第四节 流体预测关键技术.....	(155)
第五章 砂岩储层地震预测模式	(170)
第一节 砂岩储层地震预测条件.....	(170)
第二节 河流相砂体储层预测技术.....	(185)
第三节 浊积砂岩储层预测技术.....	(199)
第四节 陡坡带砂砾岩储层预测技术.....	(211)
第五节 滩坝砂岩储层预测模式.....	(234)
第六节 地层油藏储层预测模式.....	(245)
参考文献	(263)

第一章 砂岩储层沉积学研究

JY 坳陷古近—新近系作为一个完整的沉积旋回序列，湖盆演化不同阶段发育了不同成因类型的储集砂体。JY 坳陷古近系孔店组—东营组的碎屑岩油气储集砂体成因主要包括冲积扇、河流—三角洲、扇三角洲、近岸水下扇、湖底扇和滨浅湖滩坝沉积（图 1-0-1）。新近系馆陶组—明化镇组碎屑岩油气储集体成因主要包括辫状河、曲流河及泛滥平原沉积。

随着基底的沉降、湖盆格局的变化、同生断裂构造活动的影响，以及沉积物的供给变化，JY 坳陷不同层位在湖盆陡岸、缓岸、中央隆起带各发育不同的沉积类型的储集体。在陡坡带，主要发育冲积扇—扇三角洲沉积，受断层的影响，扇三角洲沉积物向盆地方向滑塌形成湖底扇；在缓坡带，河流—三角洲沉积发育在各体系域中，只是伴随着湖平面的升降而退积、进积，进而在垂向上形成一个个的旋回，由于波浪、沿岸流等改造作用，可形成滩坝沉积；在洼陷内，滑塌重力流或洪水重力流可形成湖底扇。

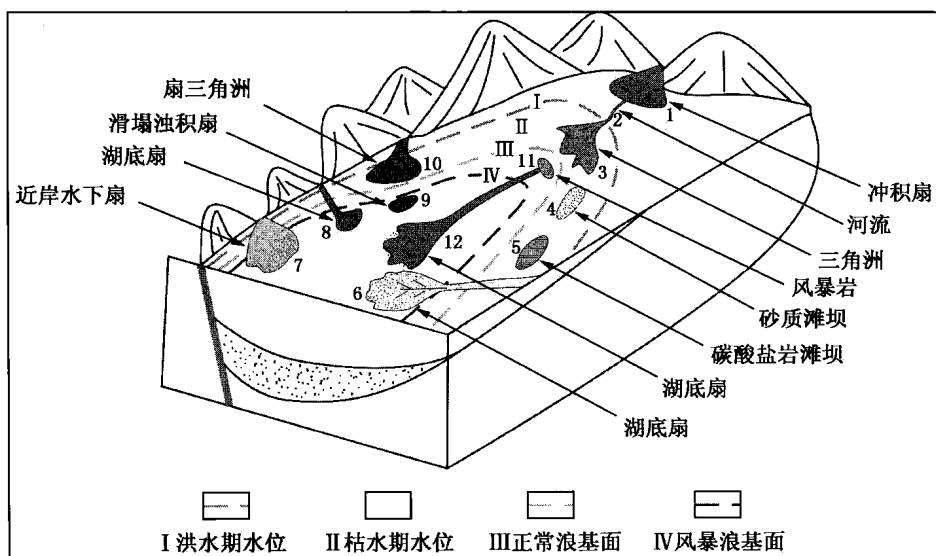


图 1-0-1 JY 坳陷古近—新近系主要储层类型分布特征

第一节 河流—三角洲储层沉积特征及沉积模式

一、河流—三角洲相模式

三角洲相是 JY 坳陷古近—新近系最重要的沉积类型之一，JY 坳陷沙三段—沙二段主要发育以河流作用为主的建设性三角洲，即通常意义上的河控三角洲，东营三角洲是最典型的河控三角洲（图 1-1-1）。三角洲沉积相可以进一步划分为三角洲平原、三角洲前缘及前三角洲三个亚相。在三个亚相带，三角洲前缘最发育；三角洲前缘砂体中以河口坝砂岩最发育，分支河道砂次之，前缘席状砂不发育。

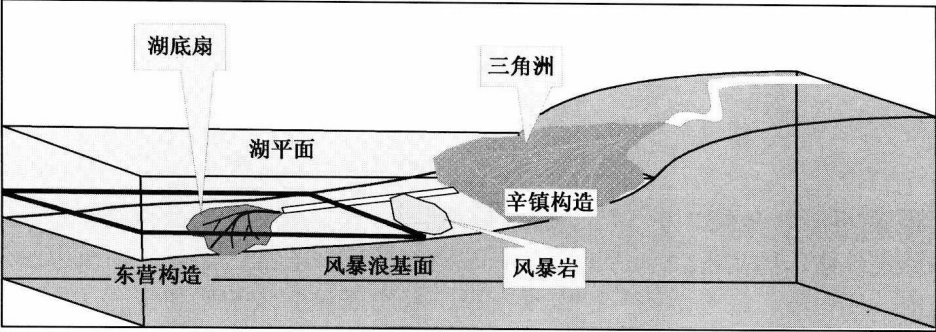


图 1-1-1 DY 凹陷东营油田沙三上亚段—沙二下亚段三角洲—湖底扇—风暴岩沉积模式

在垂向上，三角洲由下向上依次为前三角洲、三角洲前缘（远沙坝、河口坝、水下分支河道）、三角洲平原（水上分流河道、沼泽）；相应的，沉积物粒度从细（前三角洲泥）到粗（前缘砂、平原分流河道砂）再到细（平原洪泛和沼泽泥）（图 1-1-2）。

剖面	亚相	微相	岩石类型	沉积构造	古生物
	三角洲平原	洪泛沼泽	灰绿色、杂色泥岩夹碳质页岩、粉砂岩	块状层理、水平层理	植物屑、植物根、岩屑
		水上分流河道	中细砂岩，底部见冲刷面，附近有泥砾	冲刷充填构造、槽状、板状交错层理、平行层理、波状层理	植物屑
	三角洲前缘	水下分支河道	粉细砂岩，底部有冲刷面，附近见泥砾	冲刷充填构造、板状、交错层理、平行层理、波状层理	植物屑、螺化石
		间支湾流	灰黑色、褐黑色泥岩夹薄层粉砂岩	微波状层理、水平层理	螺化石
		河口坝	中厚层粉细砂岩、细砂岩	槽状、楔状交错层理、平行层理、浪成交错层理、浪成波痕、同生变形构造、生物扰动构造	螺化石碎片或完整个体，较少量
		远沙坝	粉细砂岩、粉砂岩与泥岩薄互层	透镜状、波状、脉状层理	介形虫
	前三角洲		暗色泥页岩	块状层理、水平层理	

图 1-1-2 DX 油田沙三上亚段—沙二下亚段进积三角洲相层序

二、河流—三角洲储层分类

(一) 湖盆抬升收缩时期的浅水型三角洲储层

浅水型三角洲是指三角洲沉积体主要形成于滨浅湖环境，且三角洲沉积背景中缺少深水

沉积，因此，此类三角洲不存在前三角洲沉积，更多地发育三角洲平原和前缘沉积（图 1-1-3）。

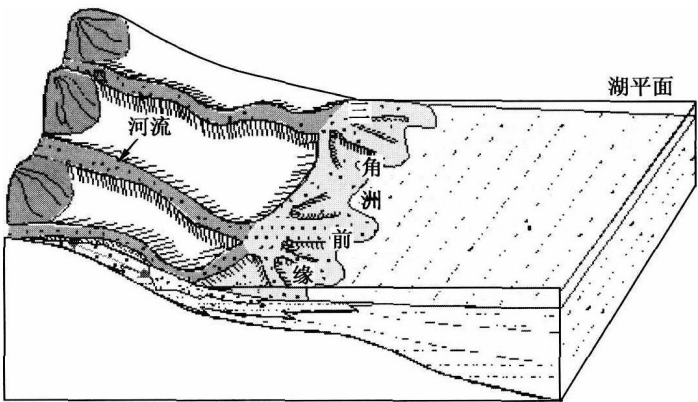


图 1-1-3 浅水型三角洲沉积模式图

浅水型三角洲多发育于广盆浅水的沉积盆地，例如 HM 凹陷沙二段、沙四段沉积时期主要发育这种浅水型三角洲，该时期沉积盆地的古地形相对平缓，且以浅水沉积为特征。

浅水型三角洲与深水型三角洲相比具有以下特点：

- （1）三角洲沉积中前三角洲沉积不发育或不存在，即缺少前三角洲沉积的暗色泥岩沉积，但是，三角洲前缘席状砂相对发育；
- （2）三角洲沉积体相对平缓，前积体坡度较小，地震剖面上前积特征较不明显；
- （3）与三角洲沉积体相伴生的滑塌浊积岩沉积体基本不发育，有时在前缘地区可发育风暴沉积；
- （4）浅水型或简单斜坡型三角洲沉积的地层厚度由盆地边缘向中心逐渐增厚。

（二）前缘简单斜坡深水型三角洲

这种三角洲为经典的三角洲沉积。可进一步区分出三角洲平原和三角洲前缘两种亚相（图 1-1-4）。三角洲平原相为灰色、灰绿色、少量棕红色泥岩夹粉砂岩或与粉砂岩不等厚互层沉积。自然电位曲线形态为箱形—钟形—指形组合。砂岩单层较厚时发育具向上变细的旋回。地震剖面上为弱振幅、连续较差的空白反射结构，有时则为中弱振幅交互、较连续、

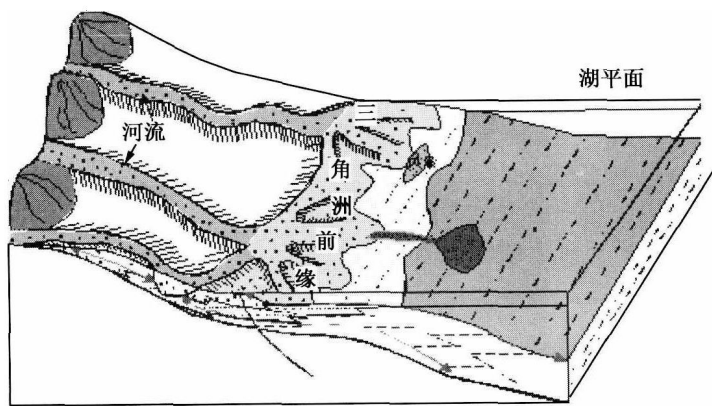


图 1-1-4 前缘简单斜坡的深水型三角洲

平行的反射结构。

三角洲前缘以粉砂岩、细砂岩为主，发育水下分流河道及河口坝微相。总体具有向上变粗的反韵律特征，局部见泥岩撕裂屑，对应的自然电位曲线自下而上呈指形—漏斗形—箱形。分支河道相砂岩由多期向上变细的旋回叠置而成。粉砂岩中波状交错层理发育。规模较大的三角洲前缘地震反射特征多表现为中振幅、中等连续的S形前积反射结构，规模较小时三角洲前缘多表现为楔形前积反射结构。当地形较平缓，三角洲进积作用不明显时，三角洲平原向前缘相的过渡可以通过一组反射振幅由弱向中强振幅的变化识别出来。

在此类三角洲前方可以发育滑塌浊积扇沉积，位于三角洲沉积前方的前三三角洲地区，其沉积作用与三角洲沉积关系密切，多为三角洲前缘发生滑塌再次搬运而成。

（三）前缘变陡的深水型三角洲

这是一种特殊类型的三角洲，其背景条件一般是在三角洲沉积体前缘地区发育同生断层，断层的活动导致沉积古地貌存在一个明显的地形坡折。由于此坡折的存在，三角洲前缘沉积体可能直接沉积到深水沉积区，或者沉积体在此背景条件下沉积将具有一个大的地形坡度，有利于滑塌浊积岩形成（图1-1-5）。与其他类型三角洲的不同点在于：

（1）前缘变陡的深水型三角洲前缘的地形坡度大，导致前缘地区水深变化快，常出现三角洲前缘砂岩与黑灰色、深灰色泥岩的组合；

（2）前缘变陡的深水型三角洲在地震剖面上前积现象较不明显；

（3）前缘变陡的深水型三角洲前缘平面分布较窄，其前缘地区极易发育近源浊积扇；

（4）地层厚度上也存在差异，简单斜坡型三角洲沉积的地层厚度由盆地边缘向中心逐渐增厚，而前缘变陡的深水型三角洲，特别是断层控制的复杂斜坡型三角洲沉积的地层厚度在断层附近可出现增厚，再向盆地中心减薄。

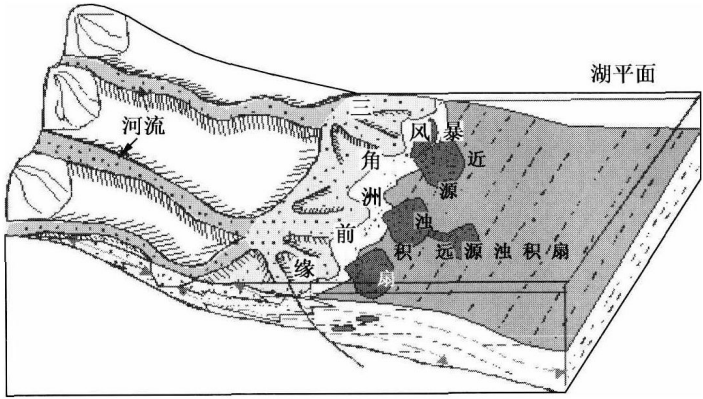


图 1-1-5 前缘变陡的深水型三角洲

前缘变陡的深水型三角洲前缘浊积扇沉积发育。在钻井剖面上表现为夹在深灰色泥岩、油页岩中的粉砂岩—泥质粉砂岩层。粉砂岩的韵律性不明显。自然电位曲线呈指状特征，地震剖面为弱振幅、连续性差的蠕虫状反射结构。

三、低可容空间的湖盆三角洲沉积模式

黄河水泥砂沉淀池位于东营市八分场北东方向约8km处，在八分场—永安公路右侧约1500m位置。携带大量泥砂的黄河水经过一条人工控制的河道进入湖盆，形成三角洲（图

1-1-6)。该湖盆地势平缓、坡度小，湖水较浅、沉积可容空间及湖盆面积较小、湖浪动力较弱。由于河流注入受到人工控制，是间歇性水源，因此单期三角洲沉积特征明显，这种三角洲与正常三角洲在形态、砂体展布及演化模式上存在一定的差异，是在湖盆的萎缩阶段，湖盆面积减小、坡度降低及湖水变浅时沉积的。通过对沉淀池的考察，可以探讨低可容空间的湖盆三角洲的沉积模式，为油气的勘探提供有效的指导。

东营沉淀池具有两种砂体形态。第一种是在沉积早期，砂体呈线形分布。因为这时三角洲分流河道快速进入湖盆并在湖盆内延伸较远，河道分支较少且较短，三角洲前缘沙坝、席状砂等不发育，砂体横向变化较快，具有曲流河的部分特征，在平面形态上呈丝带状或鸟足状，主要发育在低位或湖退体系域等水体较浅或快速变浅的沉积环境中。第二种是在沉积后期，砂体连片出现。因为三角洲入湖后迅速散开，分流河道不发育，三角洲前缘砂体横向变化不明显，总体上呈扇形、伞形或舌形，主要发育在湖进或高位体系域等水体较深或水体加速加深的沉积环境中。

东营沉淀池三角洲在早期水浅时具有第一种沉积特征，后来水体上涨，就转变为第二种三角洲沉积。在低可容空间的湖盆中主要发育河控三角洲，但在不同的阶段又具有不同的特征。

在湖退或低位体系域等水体较浅或快速变浅的沉积环境中发育的三角洲平面上呈丝带状或鸟足状，由一支或少量几支分流河道快速推进到湖盆内部，三角洲前缘沙坝、席状砂等不发育，砂体横向变化快，以分流河道砂体为主（图 1-1-7）。

在湖进或高位体系域等水体较深或水体快速加深的沉积环境中发育的三角洲平面上多呈扇形、舌形或伞状，水下分流河道不发育，河口沙坝和席状砂成片出现，但相对较窄，三角洲砂体横向比较稳定，厚度不大（图 1-1-8）。上述两种三角洲沉积类型随着沉积水体的变化而不断更替出现。

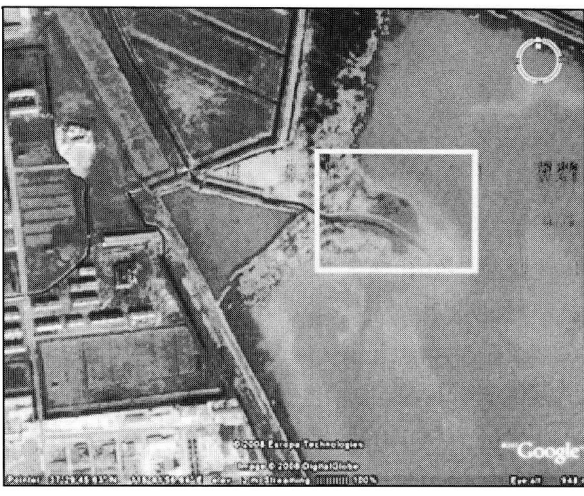


图 1-1-6 东营沉淀池三角洲卫星照片
(来源于 Google earth)

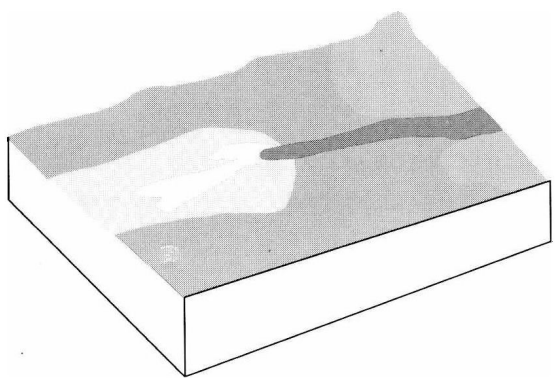


图 1-1-7 东营沉淀池低可容空间下湖退、低位体系域三角洲沉积模式

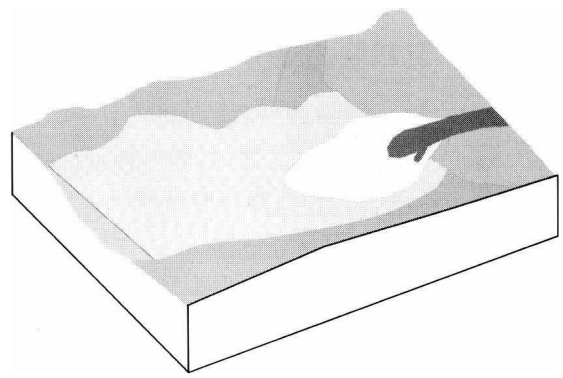


图 1-1-8 东营沉淀池低可容空间下湖进、高位体系域三角洲沉积模式

第二节 滨浅湖滩坝储层沉积模式及控制因素

JY 坳陷沙三段晚期—东营组沉积时进入盆地的断坳期，各凹陷边界断层差异活动减弱，湖底地形变得较平缓，致使浅湖区大面积分布，加之缺乏明显的河流作用，滨浅湖区入湖三角洲或扇三角洲两侧在湖岸流和沿岸流的作用下，往往形成与岸线走向平行或斜交的滩坝砂体。砂质滩坝在 JY 坳陷古近纪各个时期均有发育，平面分布上主要位于各凹陷的边缘部位和中央隆起带上。

由于钻井和地震资料的局限性，目前还无法把断陷湖盆中分布广泛、厚度较薄的滩砂体与分布狭窄、厚度较大的坝砂体严格区分开来。因此习惯用“滩坝”这个综合术语来描述湖盆浅水地区滩和坝的砂体。

砂质滩坝多分布于湖泊边缘、湖湾、湖中局部与隆起周围的缓坡侧的滨浅湖地区，离开河流入口处，以迎风侧波浪较强的湖岸处发育较好（图 1-2-1）。

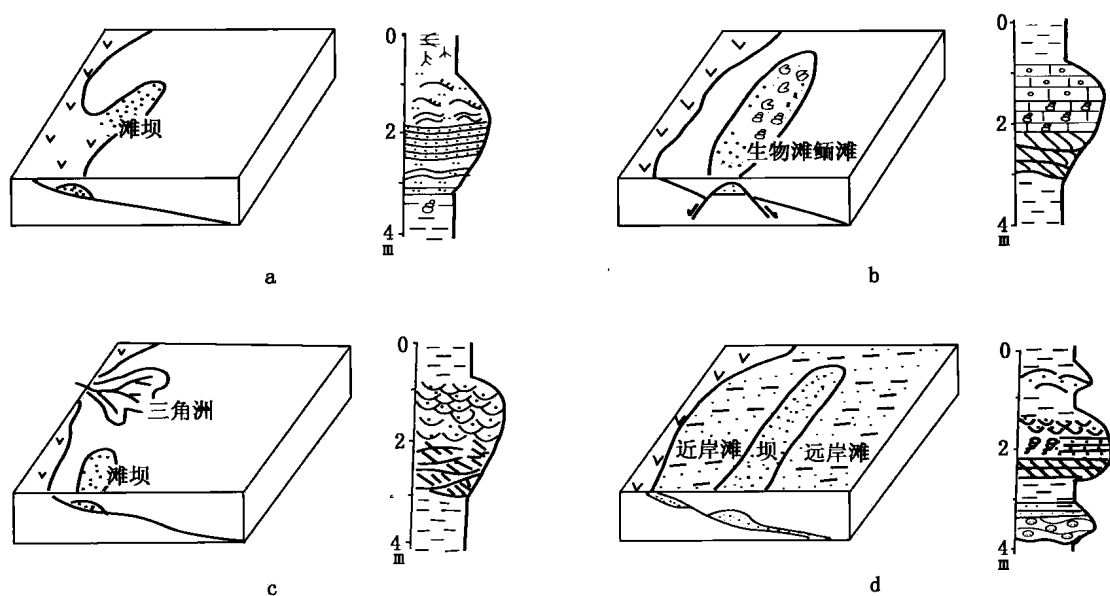


图 1-2-1 断陷湖盆滩坝储集体分布特征（据朱筱敏，1994）

一、沉积微相划分及相模式

（二）沉积微相划分及特征

对 JY 坳陷古近系砂质滩坝沉积的完整的发育历史和形成过程，前人已做过较为详细的研究。一般把滨浅湖滩坝沉积划分出三个沉积微相：滩坝外侧缘微相、滩坝内侧缘微相和滩坝主体微相。现以 HM 凹陷 P213 井为例加以阐述（图 1-2-2）。

1. 滩坝外侧缘微相

该微相位于滩坝靠近湖盆一侧的正常浪底以上，岩性以粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩为主，颜色灰绿色、灰白色，水体能量中等偏低。生物多为广盐性生物，泥质粉砂岩中见丰富螺化石。生物扰动、潜穴发育多为水平、倾斜型，层理多为波状、水平、砂纹层理。

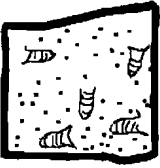
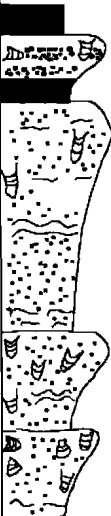
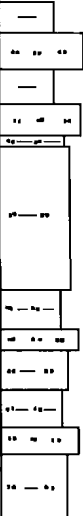
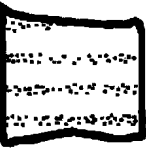
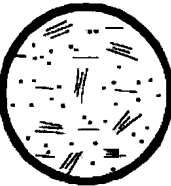
段	井深 (m)	岩性剖面	沉积构造	相层序	相 类 型						
					相	亚相	微相	层序	体系域	准层序组	准层序
沙 三 下 亚 段	2230										
			2233.0m 生物潜穴								
											
			2234.3m 平行层理								
											
			2237.5m 炭屑								
	2240										

图 1-2-2 HM 凹陷 P213 井单井沉积相图

2. 滩坝内侧缘微相

该微相位于滩岸向岸一侧，由于滩坝主体地形较高，对来自浅湖的动荡水体起到一定的阻挡作用，从而使滩坝靠岸一侧出现局部低能环境，水体能量中等偏弱。岩性以粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩为主，炭屑、植物根茎等较发育，生物扰动、潜穴也较常见，潜穴多以水平、倾斜为主，层理以水平层理、波状层理、透镜状层理为主。SP 曲线为低幅指形。

3. 滩坝主体微相

它是滩坝的主体部分，沉积水动力能量最强，沉积物的粒度最粗，为结构、成分成熟度最高分布区。岩性以粉砂岩、粉细砂岩、细砂岩为主。粒度概率图上表现为跳跃总体发育，斜率大，可分为 2~3 个次总体。层理以平行层理、块状层理（多由生物扰动所致）、浪成交错层理、沙纹层理、波状层理为特征。生物潜穴以倾斜、垂直为主。含有炭屑、植物屑及黄铁矿。SP 曲线为中高幅漏斗形、箱形组合。

（二）垂向相组合

湖泊滩坝在垂向上一般以正常浅湖、半深湖暗色泥岩（石灰岩）构成沉积层序的底部，代表了滩坝层序的开始；向上依次为滩坝外侧缘微相、滩坝主体微相、滩坝内侧缘微相；以滨湖杂色泥岩、碳质页岩构成沉积层序的顶部，宣告一个滩坝层序的结束，同时向上又可能是另一个滩坝沉积的开始（图 1-2-3）。

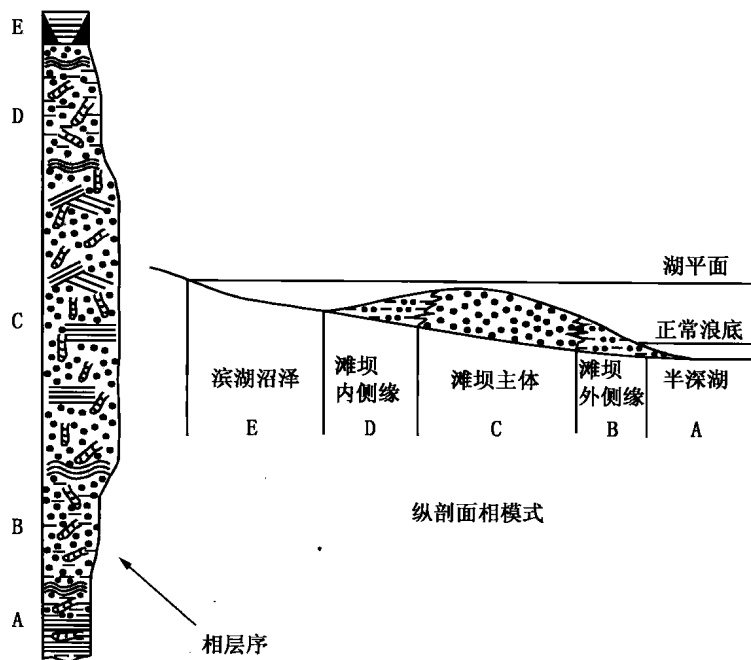


图 1-2-3 HM 凹陷古近系沙三段上部砂质滩坝沉积模式

二、滩坝砂体控制因素分析

滩坝砂体的发育受到多重因素的控制，主要包括古构造、古气候、水动力条件及其他沉积体系对其产生的影响等。

(一) 古构造背景

在盆地发育的不同演化阶段均可以发育滩坝，但在断陷盆地中大型滩坝和诸多滩坝的发育主要出现在盆地的断陷早期、断坳转换阶段或盆地再裂陷期，如 JY 坳陷沙四段、沙二段、沙一段是滩坝的集中发育段。滩坝砂体一般发育在湖盆缓坡带，地势相对平坦。古地形坡度大则滩坝砂体相对窄，砂体较厚，坡度小则砂体厚度薄，范围相对较大。

(二) 水动力条件

湖泊的水动力作用类型主要有波浪、潮流、湖震等，同时，受气候、河流等外界因素影响较大。

在滨浅湖地区，波浪作用强烈，其反复作用导致沉积物二次分配（图 1-2-4a），但波浪的产生又与湖盆的古气候有关。在广阔的湖盆环境中，风对湖水水面产生摩擦力引起湖水运动（即风生流）出现波浪。而波浪作用最终取决于风力、风向以及风的持续时间。

另一方面，在季节性风暴影响下，风暴浪将先前沉积的湖岸砂体搅起，粗粒碎屑物质在原地沉积，细粒物质被风暴回流携带，逐渐在湖盆边缘及滨浅湖地区沉积，形成滩坝。风暴过后，天气恢复良好，滩坝砂体又受沿岸流及裂流的侵蚀改造，从外观上看为多个滩坝体系（图 1-2-4b）。

(三) 风暴浪作用

滩坝沉积过程常伴随有风暴岩沉积，形成了滨浅湖滩坝—风暴岩沉积，按滩坝沉积和风暴所形成的风暴岩沉积的相对位置可以把滨浅湖滩坝—风暴岩沉积体系分成两种类型，并总

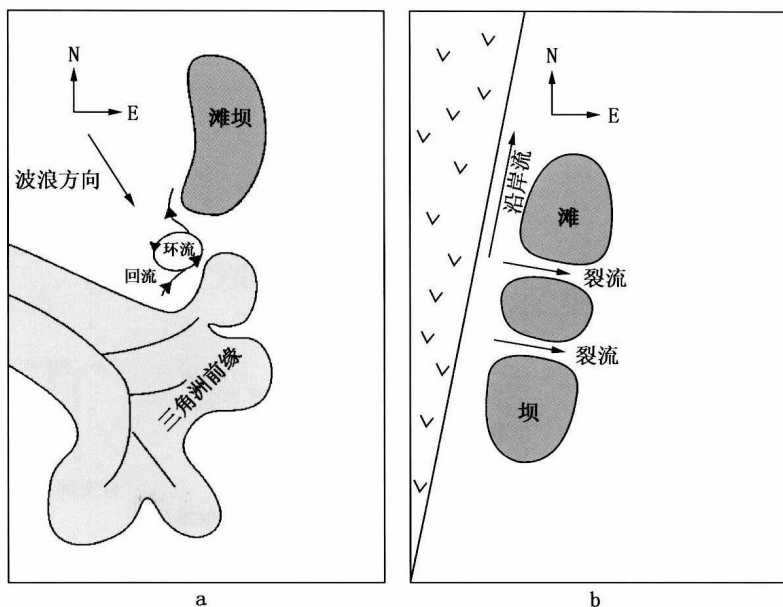


图 1-2-4 滩坝砂体形成水动力条件示意图

a—三角洲侧缘滩坝形成示意图；b—滩坝形态受水流影响示意图

结出两类相模式（图 1-2-5）。

1. 风暴岩—滩坝沉积相模式

风暴岩沉积位于滩坝与岸之间，风暴流所携带的沉积物越过滩坝主体，能量降低，同时由于滩坝砂体的遮挡作用使风暴流所携带的沉积物在滩坝与岸之间发生沉积（图 1-2-5a）。

2. 滩坝—风暴沉积相模式

风暴岩沉积位于正常浪底以下，即滩坝沉积靠湖一侧，这种风暴岩沉积较常见，主要由风暴回流把滩坝沉积经风暴改造后带到正常浪底以下沉积而成（图 1-2-5b）。

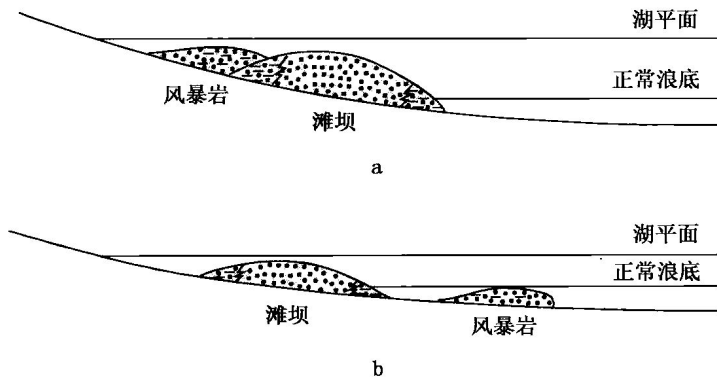


图 1-2-5 HM 凹陷古近系沙三段上部砂质滩坝沉积模式

a—滩后风暴岩沉积模式；b—滩前风暴岩沉积模式

（四）充足的物源

滩坝砂体的沉积物主要来自三角洲、扇三角洲及湖岸风成砂体等侧缘，其经过湖浪改造

之后，形成滩坝砂体（图 1-2-6）。因而滩坝，尤其是砂质滩坝与三角洲、扇三角洲的发育密切相关。也就是说（扇）三角洲的分布位置、进退在一定程度上也控制了滩坝砂体的分布。

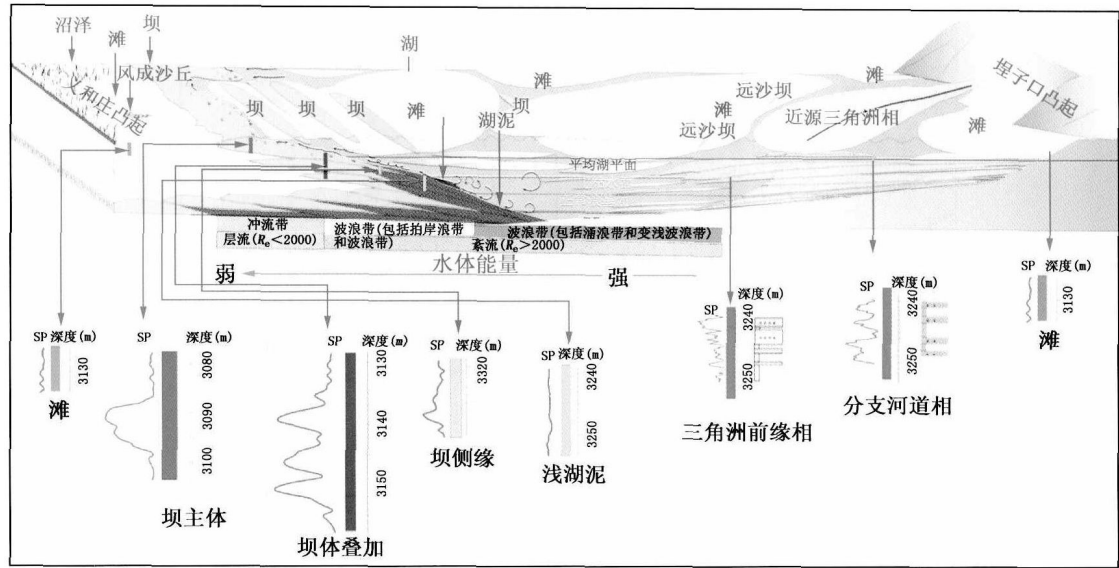


图 1-2-6 DWB 洼陷沙二段滩坝发育模式图

第三节 湖盆边缘砂砾岩体沉积特征及分布规律

JY 坳陷各个二级构造单元（湖底、陡坡、斜坡）都可以发育砂岩、砾岩混杂堆积的扇体，尤其是陡坡带，各种类型的扇体交织堆积，往往形成扇群。而且，无论是在地震剖面上还是钻井剖面上都不易区分单个扇体。近十年来，由于在砂砾岩混杂堆积扇体内不断发现油气，因此有了大量的研究，开始有人将这些由砂砾岩构成的扇体称之为砂砾岩扇体。所以，“砂砾岩扇体”并不是按照岩性对此类扇体的一种分类命名（区分于辫状河三角洲、远源的浊积岩砂体），而是一种油田内部的简称。一般地，它特指断陷盆地内由水上或水下的快速堆积的冲积扇、浊积扇、扇三角洲、近岸水下扇等不同沉积类型的单个扇体或相互交织叠置的扇群中主要由砂砾岩地层构成的似块状地质岩体。

一、湖盆边缘砂砾岩体的成因类型

断陷湖盆陡坡带具有近物源、多物源、沉积厚、相变快的特点。由于不同时期地质条件的不同，即使是同一时期不同沉积部位沉积的砂砾岩体，也会因物源的距离、水体深度、湖底坡度、水动力条件和形成机制等各方面的差异而导致其在形态、规模、岩性和物性都有所不同。根据砂砾岩体形成的沉积环境、水动力条件、形成机制，断陷湖盆陡坡带陡坡带主要发育冲积扇、扇三角洲、近岸水下扇等成因类型的砂砾岩体。

（一）冲积扇

冲积扇发育在山谷出处，主要是暂时性的洪水水流形成的山麓堆积物。它由山谷口向盆地方向呈放射状散开，其平面形态呈锥形、朵形或扇形（图 1-3-1）。在干旱或半干旱气候条件下，上升的隆起区，由于物理风化强烈，可以提供大量的近源碎屑物质，山口外开阔

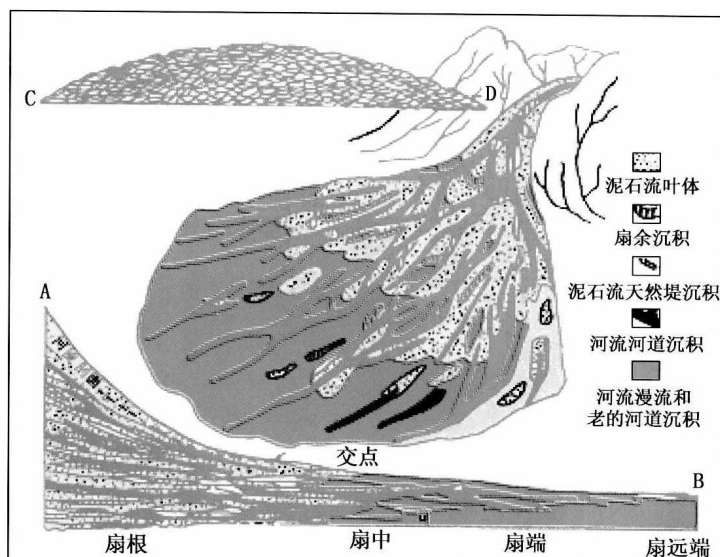


图 1-3-1 冲积扇沉积模式图 (据斯皮林, 1974)

平缓的地形是接受沉积的有利场所, 这为形成冲积扇提供了必要的先决条件。当山谷中的季节性洪水进入盆地时, 由于坡降大, 水的流速急剧降低, 水流分散, 形成许多分支河道, 洪水携带的大量碎屑物质在山口外顺坡堆积, 从而形成冲积扇沉积。冲积扇沉积为陆上沉积体系中最粗的、分选量差的近源沉积。

冲积扇是断陷湖盆重要的沉积环境, 它的发展变化受控于盆地边缘的断裂活动, 并直接影响着盆地的沉积充填趋势。冲积扇主要发育于断陷湖盆早期断陷 (图 1-3-2), 在 JY 坳陷中的 DY 凹陷、CZ 凹陷、BN 洼陷古近系早期, 湖盆边缘广泛发育冲积扇沉积。

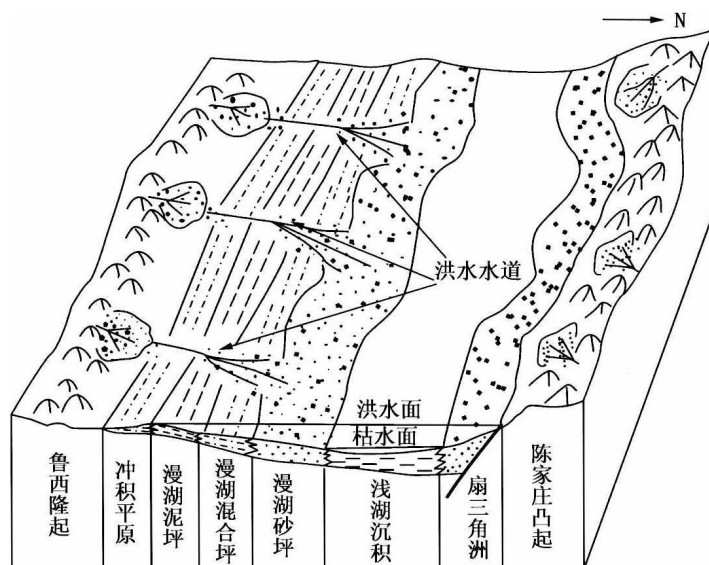


图 1-3-2 DY 凹陷孔店组沉积模式

冲积扇在形成和发育过程中发生进积和退积作用, 使其在垂向层序上具有明显的不同。当冲积扇向源区退积, 则形成下粗上细的退积正旋回层序, 否则, 形成进积反旋回层序。断