

沉积体系与砂体预测

赖生华 胡文革 赵习森 著
周立宏 蒲秀刚 郭 峰

石油工业出版社

沉积体系与砂体预测

赖生华 胡文革 赵习森

著

周立宏 蒲秀刚 郭 峰

石油工业出版社

内 容 提 要

本书总结了沉积体系与砂体预测研究方面的最新理论进展及技术、方法,并以渤海湾盆地济阳坳陷沾化凹陷孤南洼陷为例,展示了地质与地球物理相结合的广阔前景。

本书可供从事与砂体预测有关的生产、科研人员及高等院校相关专业教师和高年级学生参考。

图书在版编目(CIP)数据

沉积体系与砂体预测/赖生华等著.

北京:石油工业出版社,2008.7

ISBN 978-7-5021-6527-7

I. 沉…

II. 赖…

III. 油砂体-沉积学-研究

IV. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 034566 号

沉积体系与砂体预测

Chenji Tixi yu Shati Yuce

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

编辑部:(010)64523544 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

印 刷:石油工业出版社印刷厂

2008 年 7 月第 1 版 2008 年 7 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本:1/16 印张:11.75

字数:300 千字 印数:1—600 册

定价:42.00 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

Sloss 于 1949 年首次应用层序地层学这一术语,将北美地台划分为六个超级层序,认为它是“比群和超群更高级的岩石地层单位”。现代层序地层学始于 20 世纪 70 年代,是地震地层学的进一步深化和发展,是现代地质学的热点之一。

80 年代初,Exxon 石油公司以 Vail 为代表的地质学家利用层序地层、磁性地层、年代地层和古生物地层中所反映的海平面变化和同位素年龄等大量资料,编制了中生代以来的年代地层和海平面旋回曲线,并强调了地震剖面、测井和地面露头的综合研究是层序划分的重要方法。以 Wilgus 主编的《层序地层学原理——海平面综合分析》(1988)和桑格瑞、维尔等的《应用层序地层学》(1989)为标志,表明了层序地层学的正式诞生。在这两本专著中,以全球性海平面变化为主导因素,系统、全面地阐明了层序地层学的基本理论、关键术语和定义、解释程序和工作步骤。层序地层学理论发展至今,已经在地层划分、对比、分类等地层学根本理论问题方面取得了创新和突破。目前,在碎屑岩研究方面,层序地层学也取得了引人注目的成就。

层序地层学属于旋回地层学,已涌现出不同的流派。以 Vail 为代表的沉积层序地层学认为层序界面为一不整合面及其对应的整合面,并划分出 I 型层序界面和 II 型层序界面。Galloway 提出以最大洪泛面为层序界面,有利于地层识别、划分和对比,建立了成因层序地层学。Tucker(1992)在分析海平面升降变化特点的基准上,提出以初始海泛面为层序界面的海进—海退(TR)层序。为了将层序地层学理论应用于陆相地层,以 Cross 教授为主的研究人员建立了高分辨率层序地层学,他们认为地层基准面是相对海平面、构造沉降、沉积物供给、基底地形和古气候等因素决定的,其控制着沉积可容纳空间的变化,据此,可以在地层序列中划分出长期、中期和短期旋回。目前,层序内部划分也有多种方案,如 Vail 等划分出低位体系域(陆架边缘体系域)、水进体系域和高位体系域;Posamentier(1992)在海平面下降晚期识别出强制海退体系域。此外,也有将层序进行二分的方案。

随着计算机技术和实验技术的不断发展,目前已能通过数值模拟方法在计算机上模拟层序的发生、发展过程和层序的充填模式。Heller 等(2001)利用明尼苏达州大学的可控实验盆地,再现了基准面变化对地层和地形的控制,并实际模拟了基准面变化速率对层序内部组成和层序边界的影响。

中国学者在湖相层序地层学研究中取得了许多成果。湖泊与海洋具有巨大差异性,如湖泊小,湖进湖退快,缺乏潮汐作用,波浪活动较弱;沉积类型多,相变快,横向连续性差;受构造活动、古气候影响较强。这些特点使二者的层序地层发育特征具有明显区别。

沉积体系这一概念由 Fisher 和 McGown 于 1969 年首次引入沉积学,定义为“在沉积环境和沉积作用过程方面具有成因联系的三维岩相组合体”。Brown(1997)等提出沉积体系是由

现代或古代过程在一定的沉积环境下形成的三维组合。可见,沉积体系是物源和同成因过程相关的沉积相在一定地理环境下所组合的三维沉积体。

湖盆中砂砾岩储集体类型较多,既有湖盆系统的沿岸滩坝储集体,又有扇三角洲环境中的分流水道、河口坝储集体,同时亦发育深水环境中的水下扇、盆底扇储集体。吴崇筠(1986)基于对中国湖盆沉积体系的详细研究,归纳总结了湖盆浊积砂体、扇三角洲砂砾岩体、水下扇体砂砾岩体和沿岸滩坝砂体的标志。

经典层序地层学理论认为盆底扇和斜坡扇形成于低位体系域发育期。当海平面快速下降时,大部分陆架区域暴露地表,河流下切,不断向盆地方向延伸,将沉积物搬运至陆架和斜坡以外,在坡脚和盆底卸载,以盆底扇形式堆积下来。当相对海平面开始缓慢上升时,于低水位后期形成斜坡扇,其位置比盆底扇更加近源。由于这一时期相对海平面已开始低速上升,搬运到滨岸坡折带的沉积物砂泥比减少,粒度比较早期形成的盆底扇沉积物更细或更低。

但是,上述论述并非意指水下扇体只能发育于低水位时期(Shanmugam 等,1995;Stow 等,1985;Kolla 和 Posamentier 等,1991)。如果盆地延伸到深水区,并有过量沉积物供给,最终就会在盆底形成扇体沉积,这与相对海平面变化无关。块体搬运的另一基本条件是存在斜坡,当滨岸沉积不断前积时,斜坡变陡,坡身失稳,并向下搬运到盆底,形成盆底扇。Ross(1995)通过数值模拟研究认为盆底地形和水体深度是决定盆底扇深水砂岩分布的主要因素。现代沉积研究同样表明扇体可以形成于层序发育的任一时期。在现代挪威陆架边缘 Voring 台地南、北翼发育巨大的块体搬运沉积(Damuth,1978;Bugge,1983;Jansen 等,1987)。云南抚仙湖及瑞士布里恩茨湖现代沉积物的调查证实了浊流的形成主要取决于水体深度而不是基准面波动。在断陷湖盆中,浊流沉积主要发育于水进期。

对沉积体系的研究除了以沉积动力学为基础的岩心、露头观察和钻井分析外,一个重要的手段是解译地震剖面。目前,已经从传统的地震地层学、层序地层学发展到地震沉积学。利用地震沉积学方法将沉积学基本原理与地震特殊处理技术有机结合,可以有效降低地震解释的多解性。同时,地震资料的连续性、越来越高的分辨率和日新月异的处理手段也为从整体上精细地刻画沉积体系创造了条件。

随着数字地震勘探的不断发展,采集、处理技术的完善,利用地震资料进行储层横向预测已成为可能。通过地震高分辨率采集、处理,不仅纵向分辨率明显提高,而且由岩石物性及含油气情况变化导致的地震异常更加清晰,为提高储层厚度及含油性预测精度奠定了坚实的基础。将常规时间剖面进行叠后高分辨率处理,复波得到分解,小断层明显,纵向分辨率也得到提高。目前,地震正、反演技术相结合可以较准确预测储层厚度。一方面,利用模型正演技术,建立不同储层厚度、上下不同岩层组合的地震响应模式,结合高分辨率剖面,采用“波形、振幅、时差法”有效预测储层厚度;另一方面,利用地震反演波阻抗、速度剖面 and 道积分剖面等,采用储层所对应的“零点值时差法”有效预测储层厚度。在储层厚度变化较大,难以准确控制层位的反射复杂区,利用道积分剖面上相对波阻抗强弱及地层关系能有效地预测储集分布。

对储层孔、渗发育带的预测,主要是利用地震信息中的多种参量进行综合解释。

该书前言由赖生华编写,第一章由赖生华、郭峰、赵习森编写,第二章由周立宏、蒲秀刚、胡文革编写,第三章由赖生华、胡文革、赵习森编写,第四章由赖生华、周立宏、蒲秀刚编写,第五章由赖生华、胡文革、赵习森编写,第六章由赖生华、周立宏、蒲秀刚编写。全书由赖生华统稿。

由于作者水平有限,不当之处在所难免,敬请读者批评指正!

目 录

1 地质背景	(1)
1.1 区域构造位置及构造单元划分	(1)
1.2 区域构造及沉积演化	(1)
1.3 孤南洼陷古近—新近系地层特征	(2)
2 层序地层分析	(5)
2.1 地层划分对比的途径	(5)
2.2 层序分级	(6)
2.3 湖相层序地层模式	(9)
2.4 层序地层物理模拟	(14)
2.5 沙三段层序地层划分	(21)
2.6 层序地层标定及地震反射特征	(27)
3 沙三段沉积相特征研究	(36)
3.1 孤南洼陷沙三段沉积体系划分	(36)
3.2 扇三角洲、辫状河三角洲和三角洲形成的水动力特征及区别	(36)
3.3 湖泊沉积	(42)
3.4 三角洲沉积	(47)
3.5 辫状河三角洲	(49)
3.6 盆底扇	(52)
4 沉积—地震响应特征	(65)
4.1 地震反射界面的意义与地震资料分辨率	(65)
4.2 地震反射样式及其沉积学意义	(67)
4.3 孤南洼陷沙三段地震属性异常分布规律	(75)
4.4 孤南洼陷沙三段地震波波形分布特征	(85)
4.5 典型测线沉积学解释	(91)
5 沉积体系分布规律	(93)
5.1 单井相分析	(93)
5.2 连井相分析	(98)
5.3 沉积体系平面分布特征	(101)
5.4 沙三段沉积体系与岩性油藏分布关系初探	(114)

6 孤南洼陷沙三段砂体预测及含油性检测 (117)

6.1 地震资料高精度处理 (117)

6.2 地震波双相介质传播理论 (126)

6.3 叠前密度反演预测砂体分布 (133)

6.4 利用谱分解技术预测砂体横向变化 (139)

6.5 叠前孔隙度反演预测储集性能平面变化 (149)

6.6 流体性质平面变化规律 (158)

6.7 沙三段中亚段勘探目标优选及井位部署建议 (169)

参考文献 (171)

1 地质背景

1.1 区域构造位置及构造单元划分

渤海湾盆地为一中、新生代盆地,其东界为北北东向的郑庐走滑断裂,西邻太行山山前断裂,北接近东西向昌黎断裂,南靠齐河—广饶弧形断裂。本次研究的对象为以孤南、长堤、垦利、垦东6断层和孤西断层所围限的孤南洼陷古近系沙三段。在工区内,可以进一步划分为孤南洼陷、垦利凸起和孤西低突起三个次级构造单元(图 1.1)。

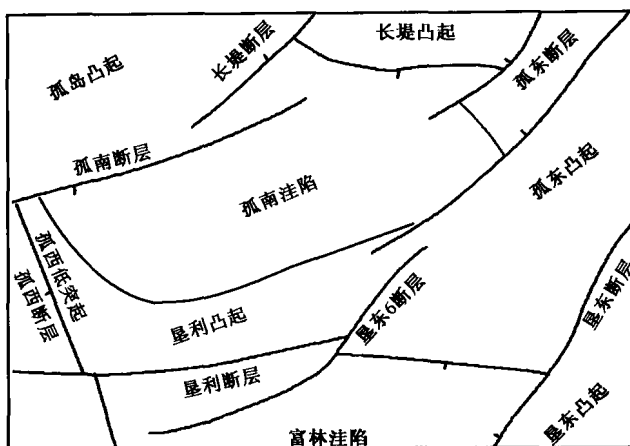


图 1.1 孤南洼陷构造示意图

孤南洼陷是济阳拗陷沾化凹陷中的一个次级洼陷,为一北东陡、南西缓的箕状断陷,新生界沉积厚度最大可达 6000m,通过孤南断层、垦东 6 断层分别与孤岛凸起、孤东—垦东凸起相连。南部边界发育垦利断裂,西部边界由马鞍状低凸起将垦利潜山与孤岛凸起相连。由北东向南西洼陷深度逐渐变浅,沉积层逐渐减薄,超覆于孤西低突起和垦利凸起之上。因此,该洼陷总体上表现为北断南超的箕状洼陷格局。

垦利凸起位于孤南洼陷南部翘起端,北与孤南洼陷呈斜坡过渡,南与富林洼陷通过垦东 6 断层接触。总体表现为南断北倾的单面山式凸起,被北东向的垦东 6 断层和北西向的孤西断层切割成三段。

孤西低突起位于孤南洼陷与三合村洼陷之间,为近南北走向的马鞍状低突起。

1.2 区域构造及沉积演化

1.2.1 区域构造演化

孤南洼陷前古近纪基底经历了地台形成、地台演化和中生代裂陷三个阶段。新生代的裂陷作用可以分为古近纪断陷和新近纪至第四纪拗陷。

自燕山运动后,工区一直处于隆升剥蚀状态。至新生代始新世,孤南洼陷东侧首先沉降,接受沉积,发育孔店组湖相细粒沉积,随后抬升再次遭受剥蚀。沙四段沉积早—中期,该区再次沉降,接受沉积,发育紫红色碎屑岩及碳酸盐岩,至此,洼陷周边断裂对沉积已有一定的控制。沙四段沉积末期再次发生构造抬升,产生沉积间断或剥蚀。沙三段沉积期开始,洼陷周边断裂系统开始强烈活动,对沉积起显著控制作用。该时期本区处于张扭作用背景下,受东侧垦东断裂活动的影响,孤南断裂带的活动表现出明显的不均一性。孤南断层东段活动明显比西段强,沉降幅度大,从而造成了南高北低的构造格局。这一构造活动的差异性一直持续到沙二段沉积期末。从沙一段沉积期开始,孤南断裂及垦利断裂的活动趋于缓和。至沙一段沉积晚期,上述断裂活动性又增强。新近纪开始,构造应力发生转换,洼陷周缘的断裂已不再控制沉积,盆地充填受区域拗陷构造背景所控制。

1.2.2 沉积演化特征

孤南洼陷经历了古近纪三期断陷期和新近纪拗陷期,因此,可以识别出四期沉积旋回。

下部旋回为孔店组—沙四段沉积期。工区内该旋回沉积仅局部发育,为一套粗碎屑红色沉积—含生油岩的较细粒沉积,夹有部分蒸发岩。该时期的沉积层可能为向孤南边界主断层附近增厚,远离边界主断层减薄的楔状体。

中部旋回为沙三—沙二段沉积时期。沙三段下亚段以深湖相油页岩和暗色泥岩为主,主要为深湖—半深湖沉积,洼陷边缘可见三角洲及盆底扇。沙三段中、上亚段沉积时期开始发生水退,以浅湖、辫状河三角洲沉积为主,孤南断裂下降盘局部发育盆底扇沉积。沙二段沉积时,水体进一步变浅,直至出露水面遭受剥蚀。该时期沉降中心稳定,主要位于洼陷东部,沉积层总体表现为从北向南减薄的楔状体。

上部断陷旋回为沙一段—东营组沉积时期。湖盆范围进一步扩大,沙一段沉积时期水体较深,为一套深湖—半深湖砂岩、泥岩夹生物碎屑灰岩沉积;东营组以三角洲—浅湖沉积体系为主,总体表现为形成于水退背景下的下细上粗反韵律序列,最后变为河流环境。

自新近纪以后,渤海湾盆地整体沉降,构成统一的拗陷盆地。主要沉积了一套馆陶组、明化镇组河流相地层和第四系冲积泛滥平面沉积。

1.3 孤南洼陷古近—新近系地层特征

根据前人研究成果,工区及周边地区古近—新近系自下而上发育孔店组、沙河街组、东营组、馆陶组和明化镇组(图 1.2)。

孔店组:为灰白色、棕红色砂岩、杂色砾岩与紫红色、棕红色泥岩互层。可能分布于孤岛地区西部,厚度变化大,垦 52 井钻遇 322m。视电阻率曲线呈较高而明显的锯齿状,自然电位曲线为指状异常。与下伏地层呈不整合接触。

沙河街组根据岩性组合和化石组合特征,自下而上进一步划分为四段。

沙四段:深灰色泥岩夹含砂砾岩或灰质砂岩、粉细砂岩。垦 52 井见南星介、金星介等化石。该段可能仅分布于孤岛地区西部,厚约 50m。视电阻率曲线幅度变化较大,自然电位曲线呈指状或箱状。该段与下伏地层呈不整合接触。

沙三段:深灰色、灰绿色泥岩或灰质泥岩、油页岩、油泥岩夹细砂岩、灰质砂岩、白云质砂岩及含砂砾岩,偶见紫红色泥岩和碳质页岩。视电阻率曲线呈梳状夹高阻尖峰,自然电位曲线为指状或箱状。局部含油,与下伏地层呈不整合接触。

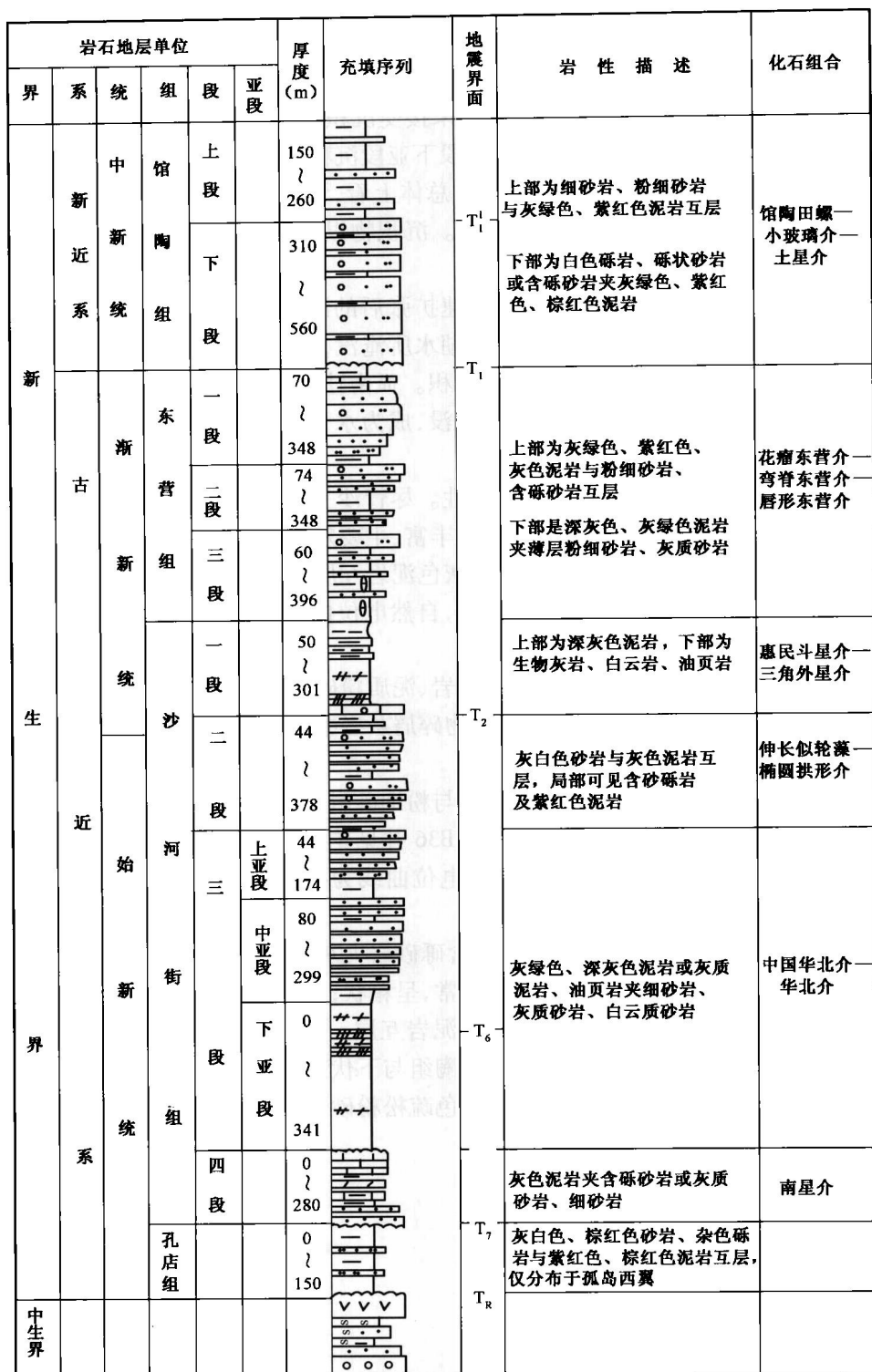


图 1.2 工区及周边地区古近—新近系综合柱状图

本次研究的目的是层为沙三段,根据岩性组合差异和测井曲线特征,进一步划分为沙三段下、中和上三个亚段。

根据毕研鹏(1997)研究,沙三段下亚段是古近纪第三断陷幕第一次湖泊扩张期沉积。该沉积期,孤南断裂东段活动强烈,对沉积控制显著,突出表现为孤南洼陷北东侧湖水较深,向西南逐渐变浅。K12—B13井一带为水上隆起,未接受沉积。K20井一带初期也是水上隆起,但在中晚期则逐渐被淹没,成为水下隆起,沙三段下亚段沉积厚度向该隆起逐渐变薄。孤南断裂西段活动相对较弱,但对沉积的控制也明显。总体上看,该亚段的沉积特点是湖盆沉降快,湖泊扩展迅速,物源补给不充分,属非补偿沉积。沉积物以泥岩为主,富含钙质,含砂率总体较低,仅在边缘区域局部有富含砂带。

沙三段中亚段是在沙三段下亚段湖泊迅速扩张后的沉积。沙三段中亚段沉积初期,湖泊扩展到最大,K12—B13井一带的隆起逐渐被湖水所淹没,孤南洼陷与三合村洼陷自此完全连通成一体。北缘的孤南断裂继续活动,控制沉积。孤南洼陷北侧孤岛东斜坡在沙三中亚段沉积初期仍露于水面上,中晚期则逐渐被湖水淹没,成为水下斜坡带。该亚段沉积期,充填作用逐渐增强,含砂率总体较高。

沙三段上亚段与沙三段中亚段具有继承性。尽管沙三段上亚段沉积早期有一次较大规模的水进,但湖盆迅速淤浅,含砂率高,砂岩含量丰富,主要发育自东向西的纵向辫状河三角洲。

沙二段:岩性组合为灰白色砂岩、砾岩与灰色泥岩互层,砂岩局部含砾石,见紫红色泥岩及碳质页岩。视电阻率曲线呈梳状,夹中阻尖峰,自然电位曲线为指状。局部含油,与下伏地层呈整合接触。

沙一段:上部为深灰色泥岩夹薄层灰质砂岩、泥质粉砂岩和粉砂岩;下部为深灰色泥岩、油页岩、生物碎屑灰岩、灰质砂岩和白云岩。生物碎屑灰岩中普遍见惠民斗星介、三角外星介、具刺湖花介等化石,与下伏地层呈假整合接触。

东营组:上部为灰绿色、紫红色、灰色泥岩与粉细砂岩、含砾砂岩互层;下部是深灰色、灰绿色泥岩夹薄层粉细砂岩、灰质砂岩。B13井和B36井见花瘤东营介、弯脊东营介及唇形东营介等。视电阻率中—低值,曲线呈锯齿状,自然电位曲线为指状和漏斗状。与下伏地层呈整合接触。

馆陶组:下段为灰白色砾岩、砾状砂岩或含砾砂岩夹灰绿色、紫红色、棕红色泥岩。视电阻率曲线为低阻尖峰,自然电位曲线为高幅度异常,呈箱状;上段主要是粉砂岩、细砂岩、中砂岩、粗砂岩、含砾砂岩、砾状砂岩与灰绿色、紫红色泥岩互层。视电阻率曲线与油层对应段为中—高阻尖峰,自然电位曲线呈漏斗状或指状。馆陶组与下伏东营组呈不整合接触。

明化镇组:棕黄色、棕红色夹浅灰色、棕黄色疏松粉砂岩、细砂岩。视电阻率曲线的特点是中间高、两头低。与下伏地层呈整合接触。

2 层序地层分析

2.1 地层划分对比的途径

传统的地层划分主要以地层的岩性、颜色、沉积特征、矿物组合、岩石特征、古生物和地球物理测井等为依据,对地层进行划分和“饼层”状对比。沉积地层的岩性特征、颜色、古生物和测井特征相近或相似,反映了相同或相近的沉积环境,但相同沉积环境的地层在横向上往往具有穿时性(图 2.1),如在某一盆地中,某一时期沉积的地层,其岩性、颜色、沉积物特征、矿物组合等在横向上必然发生变化。盆地中心水体较深、粒度细、泥岩颜色相对较深、砂泥比率低;而盆地边部水体相对较浅、粒度较粗、泥岩颜色相对较浅、砂岩比较高。因此,如果按照相同的岩石特征进行细分、对比,将出现许多矛盾。与此相反,层序地层学强调了层序界面的等时性,消除了地层分层对比方面的矛盾。

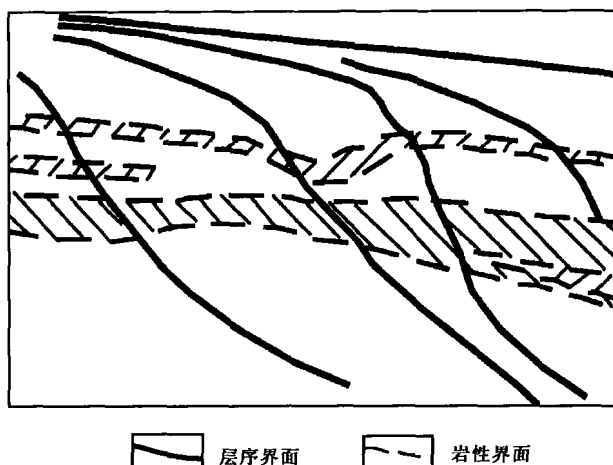


图 2.1 岩性地层与层序地层对比示意图

目前,层序地层划分对比主要有两种方案:一种是以最大洪泛面为界,划分出成因层序;另一种是以不整合面为界,称为沉积层序。

基于 Frazier(1968)对密西西比三角洲复合体的研究,Galloway(1989)提出基本的成因地层单元是相层序,为最大洪泛面之间的地层。最大洪泛面亦常见于陆相盆地之中,这种界面的等时性是毋庸置疑的,所以陆相地层亦可用洪泛面来限定。

与 Frazier 不同,Exxon 公司以 Vail 为首的小组熟悉地震反射资料。他们发现,在各种各样沉积环境和补给率的盆地中,地层单元都是被区域性截削面和上超面(不整合面)所限定的。盆地内以及盆地间主要不整合面显然具有等时性特征,构成了沉积层序划分的基础,并由此诞生了全球海平面升降控制地层发育的概念。

经过实践检验,两种层序地层划分、对比方案都是正确的。但是,以不整合及其可对比的

整合面为界(Mitchum 等,1997),比用洪泛面分界有更多的优点,理由如下:

(1)层序边界(SB)的形成不依赖于沉积物供给。沉积物供给率低的地区,层序边界为广泛分布的陆表暴露面;沉积物补给率高的地区,层序边界表现为侵蚀河谷,其标志是削截和相向盆地迁移(Van Wogoner,1990,1995)。因此,层序边界应处处是等时的。

(2)层序是广泛分布的,分开了其上和其下的岩石。

(3)识别层序边界是正确重塑古地理环境的基础。确定了层序边界,就可以正确解决油藏、洼陷、凹陷到盆地的地层对比问题。

(4)硅质碎屑地层中,储层分布严格受层序边界控制。层序边界有助于储层分布制图,解释油气、油水接触面,以及正确评价储层压力分布(Van Wagoner,1995)。

可见,运用不整合面及与之可对比的整合面划分地层单元,比用洪泛面更合理、更适用,但这两个途径并非相互排斥的。以下整合面为界的层序中,包含一个最大洪泛面以及多个次级洪泛面。最合理的方法是在地层层序划分中综合运用所有的关键面,建立精细的等时地层格架。

2.2 层序分级

层序地层学是研究一系列以侵蚀面或无沉积作用面和与之可以对比的整合面为界的,具有旋回性的,成因上有联系的沉积岩层之间关系的科学。其核心是沉积的等时性,属旋回地层学中的一种。层序地层的基本单位是层序,它是一套内部相对整合,在成因上有联系的,以不整合和可以与之对比的整合面为界的等时沉积体。

层序具有分级性,如一级层序、二级层序、三级层序(狭义的层序)。学术上,关于层序的时限问题既具有一致性(表 2.1),但不同学者对时限也有不同见解,甚至同一学者在不同时期所规定的时限也有所不同(表 2.2)。

表 2.1 不同级别层序的时限(据陈洪德,1995)

层 序	时限(Ma)	层 序	时限(Ma)
巨层序(I级层序)	400~500	准层序组(IV级层序)	0.2~0.5
超层序(II级层序)	10~100	准层序(V级层序)	0.01~0.2
层序(III级层序)	1~10		

表 2.2 三级层序延续时限划分方案

方 案	时限(Ma)	作 者
1	1~10	Ramsbottom(1979),Mail(1984)
2	1~5	Hay 等(1988)
3	2~3	Brett(1990)
4	0.5~3	Vail(1977,1991)
5	0.3~5	Vail 等(1981)
6	1~2	Mitchum(1991)
7	0.1~1	Wagoner(1990)
8	1~10	孟祥化等(1989),梅冥相(1993)

断陷盆地层序发育及其基本特征主要受幕式构造作用控制,因此,不同级别的构造幕活动过程控制了不同级别层序的形成。

对中国东部而言,古近—新近系构成了一个巨层序,包括孤南洼陷乃至整个渤海湾盆地。古近系与中生界或前中生界呈角度不整合接触,系区域性燕山期挤压抬升与侵蚀的结果,代表了郯庐断裂从白垩纪大幅度左旋挤压向古近纪右旋张剪应力环境的转变。古近系与新近系之间的界面为裂陷阶段和坳陷阶段的分界面,代表早、晚喜马拉雅运动性质完全不同所形成的不整合面。这两个界面在东部多数地区可以对比。

济阳坳陷古近系可以划分出四个超层序(构造层序,Ⅱ级层序),即 E_k 、 E_{s4} 、 E_{s3} — E_{s2} 和 E_{s1} — E_d 。每一层序顶底界为角度不整合或平行不整合,可以在盆地范围内追踪,是受古近纪二级断陷幕控制形成的四个大的沉积旋回。

Ⅲ级层序由一系列准层序组构成,可以在凹陷内追踪。准层序组(Ⅳ级层序)是一组成因相关的准层序按特定方式叠加而成,包括进积、退积和加积准层序组。三级断陷幕控制了准层序组的形成,其边界为局部沉积间断,向湖盆中心过渡为连续沉积面,与大的湖泛面相联系。进积准层序组一般形成于二级构造幕后期,这个时期沉积物可容纳空间(A)减少,与沉积物供给速率(S)的比值 $A/S < 1$,岸线向湖盆方向迁移。反之,退积准层序组一般形成于二级构造幕早期,沉积物可容纳空间不断增大, $A/S > 1$ 。当 $A/S \approx 1$ 时,沉积物可容纳空间增加速度与沉积物供给速率相近,产生加积准层序组(图 2.2)。

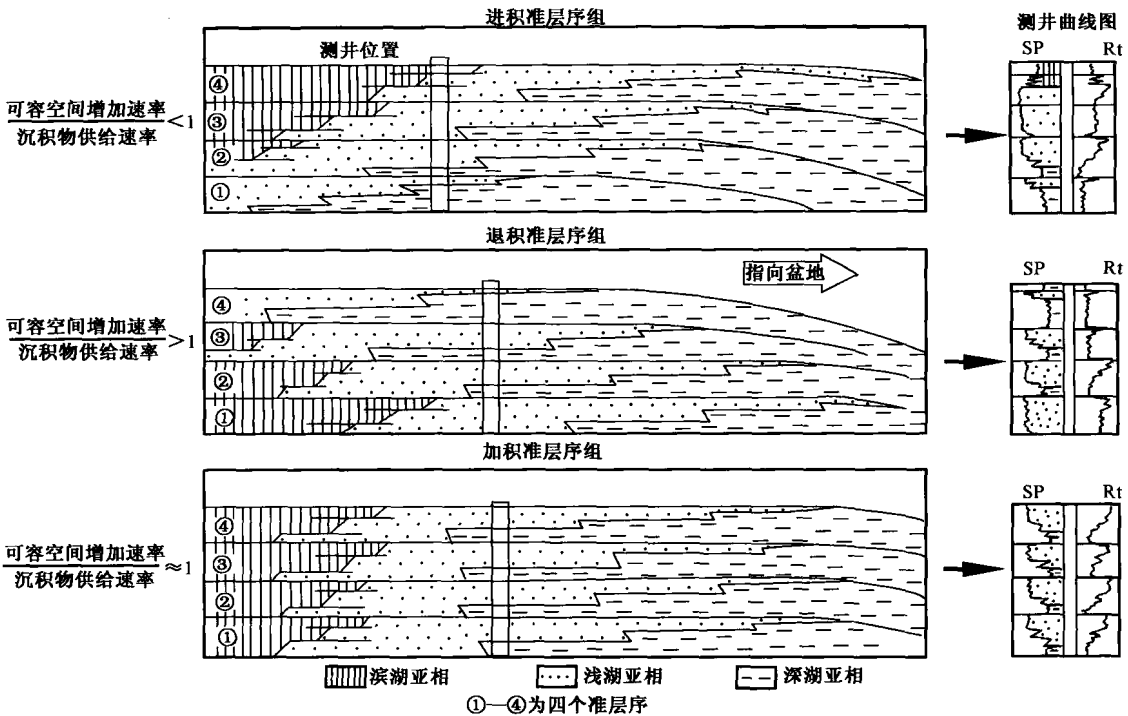


图 2.2 准层序组中准层序叠加样式图解(据 Wagoner, 1990)

准层序(Ⅴ级层序)是以湖泛面或与其对应的面为边界的一组有内在联系的相对整合的岩层或岩层组,反应了小规模构造活动或相对湖平面波动。其边界在凹陷边缘为沉积间断,而在中心则是连续沉积面。在勘探程度较高时,准层序可以在一个洼陷内追踪、对比。准层序

是在湖水逐渐变浅的过程中形成的,由于沉积环境的差异,可以形成两种沉积序列:向上变粗准层序和向上变细准层序。前者主要发育于湖泊沉积体系或三角洲(辫状河三角洲)前缘河口滩坝中,岩层组向上变厚,砂岩比例增加,颗粒变粗,生物扰动作用在准层序中部最强(图 2.3)。向上变细准层序发育于三角洲(辫状河三角洲)水道环境和盆底扇中,岩层向上变薄,泥岩增多,砂岩不断减少,砂岩颗粒变细,顶部有时含有煤层(图 2.4)。

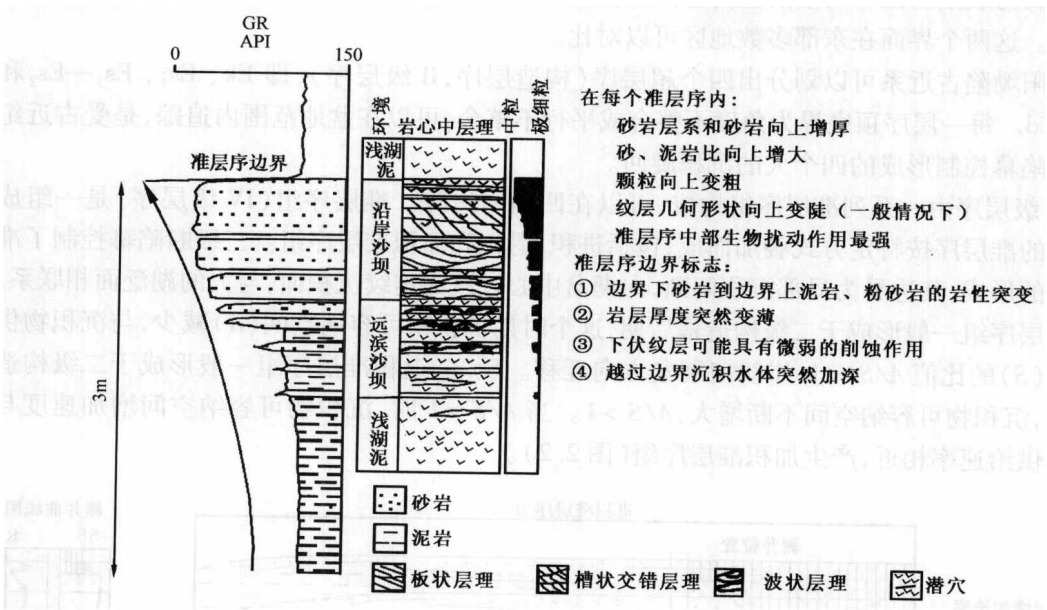


图 2.3 向上变粗准层序的特征(据 Wagoner,1990)

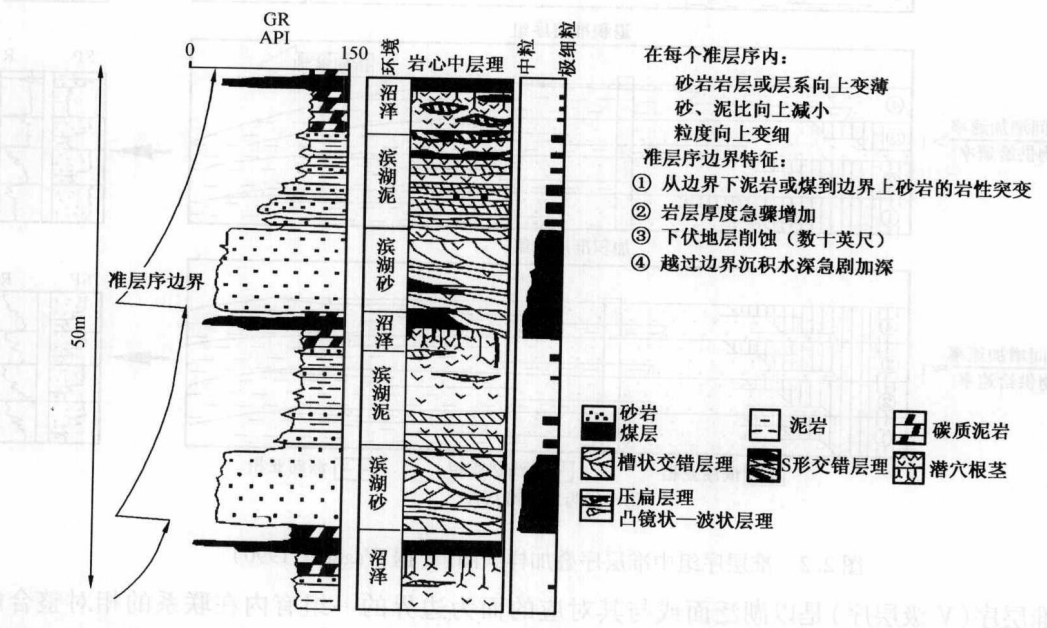


图 2.4 向上变细准层序的特征(据 Wagoner,1990)

2.3 湖相层序地层模式

众所周知,湖泊与海洋具有巨大差异性(表 2.3),如湖泊小,湖进湖退快,缺乏潮汐作用,波浪活动较弱;沉积类型多,相变快,横向连续性差;受构造活动、古气候影响较强。这些特点使二者的层序地层发育特征具有明显区别。

表 2.3 海、湖相盆地层序地层研究影响因素对比

盆地类型	海相盆地	陆相盆地
控制原因	主要受全球海平面变化、盆地沉降、沉积速率和气候四种因素影响	主要受构造沉降、物源供给、气候、古地形等因素的影响
沉积水动力条件	主要作用营力是波浪、潮汐、海流、风暴、海底火山等	主要是大陆水流、波浪等
沉积范围	海岸带、陆架、陆坡、深海,横向穿越距离数十千米至数百千米	冲积扇区、河流沉积区、湖泊沉积区(包括滨湖、浅湖、深湖区)
沉积层横向连续性	横向延伸距离大,连续性好	横向延伸距离较短,连续性较差
层序厚度及变化	层序厚度大,一般数十米至数百米,厚度较稳定	层序厚度相对较小,一般为数十米至百余米,厚度变化较大
沉积相变化	沉积相连续、稳定,相变逐渐过渡	沉积相变化较快,常见突变
体系域特征	海侵海退幅度大,体系域特征明显,凝缩层易确定	湖水进退频繁,幅度较小,体系域特征不太明显,凝缩层难以确定
构造影响	大范围影响,相对较弱	频繁影响,相对较强
预测难易程度	相对较易	相对更复杂、困难

(1)顾家裕(1995)根据盆地类型的差异建立了拗陷盆地层序地层模式和断陷盆地层序地层模式,其中依据地形特征将后者细分为陡坡和缓坡型。

拗陷盆地面积大,地貌平坦,相类型分布全,相带较宽。在低水位时期,构造抬升,湖面下降,水深变浅,湖区萎缩,河流伸入湖心,沉积较粗粒物质,如塔里木盆地侏罗系下部及中部。在气候炎热、物源较少情况下,低位体系域(LST)由岩盐和石膏等化学岩组成(江汉盆地)。

湖水进侵,主要形成湖相沉积,但近物源区主要为河流沉积。当湖侵达到最大时,由于基准面上升,湖滨在陆上平原区往往会出现煤层、煤线;湖区可能出现一部分碳酸盐岩沉积,形成湖侵体系域(TST),如松辽盆地下白垩统青山口组。随着湖水后退,陆源物质向前推进,形成高位体系域(HST)三角洲复合体(图 2.5)。

断陷湖盆靠边界断层一侧,坡度大,地形陡,具有一定高差,物源充足,主要形成粗粒沉积物堆积。低位体系域以冲积扇或扇三角洲沉积为主;湖侵体系域则以扇三角洲沉积为主,具较窄的滨浅湖沉积和深湖沉积,凝缩层在远离岸区较发育;高位体系域发育冲积扇、辫状河流及湖相沉积。断陷湖盆缓坡一侧,低水位时期形成洪积型湖底扇,而最大湖侵期可沉积泥岩、碳酸盐岩或煤层(图 2.6)。