

低渗砂岩储层 微观组构及其形成与演化

张创 ◎ 著



中国石化出版社

[HTTP://WWW.SINOPEC-PRESS.COM](http://www.sinopec-press.com)

低渗砂岩储层 微观组构及其形成与演化

张 创 © 著

中国石化出版社

图书在版编目(CIP)数据

低渗砂岩储层微观组构及其形成与演化 / 张创著.
—北京: 中国石化出版社, 2017. 6
ISBN 978-7-5114-4510-0

I. ①低… II. ①张… III. ①低渗透储集层-砂岩储
集层-研究 IV. ①P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2017)第 124193 号

未经本社书面授权, 本书任何部分不得被复制、抄袭, 或者以任何形式或任何方式传播。版权所有, 侵权必究。

中国石化出版社出版发行

地址: 北京市朝阳区吉市口路 9 号
邮编: 100020 电话: (010) 59964500
发行部电话: (010) 59964526
<http://www.sinopec-press.com>
E-mail: press@sinopec.com
北京科信印刷有限公司印刷
全国各地新华书店经销

*

787×1092 毫米 16 开本 10.25 印张 253 千字
2017 年 6 月第 1 版 2017 年 6 月第 1 次印刷
定价: 48.00 元

前言

我国的含油气盆地以陆相沉积为主，储层物性普遍较差，但也相应地发育了丰富的低渗透油气资源。近 20 年来，在我国油气产量构成中，低渗透储层的占比逐年上升。诸多国内外石油勘探开发领域的权威专家也多次断言，在我国的油气产量中，低渗透油气所占的比例将持续增大，而我国未来的油气产量实现稳产增产将更多地依靠低渗透油气资源。

与中高渗油气藏相比，低渗油气藏具有更大的开采难度，产能低，经济效益也较差。与渗透率更低的页岩油、页岩气相比，低渗油气藏非均质性更强，横向连续性更差。低渗储层微观组构特征是储层质量的核心控制因素和“甜点”预测的基础，同时，也在很大程度上决定了油气开发特征和开发中存在的矛盾。

本书以三类具有不同盆地地温背景、埋藏史条件与岩性特征的低渗砂岩储层为研究对象(苏北盆地沙埕地区古近系阜宁组阜三段储层、三塘湖盆地牛圈湖地区侏罗系西山窑组西二段储层与鄂尔多斯盆地延安地区二叠系石盒子组盒八段储层)，应用铸体薄片、扫描电镜、液氮吸附法微孔测试、粒度分析、X 衍射、阴极发光、电子探针、常规压汞、恒速压汞等技术与方法，并结合成因，分析、对比其孔喉分布特征，探讨低渗储层孔喉的整体特征。在筛选和建立较为准确的孔隙度演化计算方法的基础上，结合储层成岩作用进行了孔隙度演化史恢复，探讨不同砂岩类型低渗储层孔隙度演化规律。最后，分析在地温场、埋藏史、地质年代及成岩环境等外界条件影响下，沉积作用带来的沉积物初始组构差异，在成岩过程当中经历的变化及其对孔隙度演化的控制作用。主要取得以下认识：

(1) 不同砂岩类型低渗储层均为各种成因的孔喉并存，孔隙、喉道半径分布范围也往往较大，但半径较大的孔隙与喉道分布频率低，通常是造成其低孔

低渗的主要原因；是否含有相对粗大喉道及粗大喉道的半径与数量是渗透率大小的决定因素；微孔在低渗储层的孔隙中占据相当比例，且随储层物性变差，微孔占总孔隙度的比例显著提高；由于小于 $0.1\mu\text{m}$ 的微孔仍是天然气的有效储集空间，因此，微孔是低渗-超低渗天然气储层孔隙的重要组成部分。

(2) 在应用作用模拟方法进行孔隙度演化分析时，赋一相对固定值作为所有样品初始孔隙度或者应用 Scherer 拟合公式，根据 Beard 湿砂填集实验恢复初始孔隙度具有较高的精度；在进行压实与胶结损失孔隙度计算时，忽略岩石表观体积在压实过程中的减小，这将为计算结果带来较大的误差；在进行计算结果检验时，将初始孔隙度经成岩作用改变后的剩余部分换算为孔隙体积与现今岩石表观体积的比值，然后与岩心孔隙度进行对比，是较为合理的处理方法。

(3) 较高地温场、短深埋期、早期弱碱性成岩环境下的长石砂岩类储层，早期碳酸盐胶结物一般沉淀于压实快速减孔阶段，在抑制压实的同时，也为后期溶蚀提供了物质基础；在较高地温场下，有机质成熟形成的有机酸对碳酸盐胶结物与骨架颗粒的溶蚀形成了较为发育的扩大粒间孔；长石溶蚀产物就地沉淀形成的高岭石等黏土矿物沉淀于孔隙较为狭窄处或充填喉道，使储层在具有较高的孔隙度时，渗透率却较低。

(4) 低地温场、中等深埋期、酸性成岩环境(煤系地层)的岩屑砂岩类储层，缺乏早期碳酸盐胶结物对骨架颗粒的支撑，塑性岩屑在压实过程中强烈变形，导致孔隙度随埋深增大迅速减小；低地温场下有机质成熟度低，提供的有机酸有限，加之孔隙渗流条件较差，胶结作用和溶蚀作用均较弱。压实作用往往是造成此类储层低渗的主要原因。

(5) 中等地温场、长深埋期、酸性成岩环境下的石英砂岩类储层，在压实快速减孔阶段形成的少量石英次生加大边抑制压实的效果非常有限；深埋期长时间较高的地温环境使骨架颗粒溶蚀产物沉淀为更加稳定的硅质胶结物和黏土矿物，在造成粒间孔隙大量封闭的同时，又充填了部分溶孔。在压实损失孔隙度较大的情况下，长时间较高地温条件下石英次生加大的普遍发育与黏土矿物

和含铁碳酸盐的充填，往往造成此类储层为超低渗储层。

本书的出版，希望能够为不同沉积背景及地温背景和埋藏史条件下砂岩储层的孔喉表征、孔隙度演化及有利区预测等提供有益的借鉴和帮助。

本书是在笔者的博士论文的基础上经修改、完善完成的，在研究过程以及本书的编写过程中，孙卫教授给予了极大的支持与帮助，在此表示感谢！同时，西北大学李文厚教授、吴汉宁教授、罗静兰教授、张金功教授、屈红军教授，西安石油大学王瑞飞教授、徐波教授、高辉教授、屈乐博士，以及胜利油田韩宗元博士，中海石油研究总院杨希濮高工，给予了热情的指导与帮助，在此一并表示感谢！

最后，需要说明的是，由于笔者水平有限，加之研究对象较为复杂，本书仅是笔者对低渗砂岩储层微观组构与储层质量预测的粗浅认识。不妥之处，在所难免，希望各位专家批评指正！此外，文中所引数据、资料已倾力注明，但难免有所疏漏，敬请谅解！

目 录

第一章 概述	(1)
第二章 储层基本特征	(8)
第一节 地质概况	(8)
第二节 岩石学特征	(16)
第三节 储层物性	(20)
第四节 小结	(23)
第三章 储层孔隙结构特征	(24)
第一节 孔隙类型	(24)
第二节 孔隙分布	(30)
第三节 喉道类型	(37)
第四节 喉道分布	(41)
第五节 利用喉道分布计算原始含油饱和度	(51)
第六节 孔隙结构与驱油效率的关系	(65)
第七节 恒速压汞实验孔隙结构研究	(75)
第八节 小结	(82)
第四章 储层孔隙度演化	(85)
第一节 储层成岩作用	(85)
第二节 孔隙度演化分析方法	(112)
第三节 储层孔隙度演化分析	(121)
第四节 小结	(129)
第五章 储层孔隙度演化控制因素	(131)
第一节 盆地埋藏史、热史与地质年代	(131)
第二节 沉积作用	(141)
第三节 成岩作用	(147)
第四节 小结	(150)
参考文献	(152)

第一章 概述

在我国以陆相沉积为主的含油气盆地中, 储层物性普遍较差, 但相应地发育了丰富的低渗油气资源。根据 2004 年全国第三次油气资源评价结果(胡文瑞, 2009), 我国石油远景资源量为 $1086 \times 10^8 \text{ t}$, 天然气远景资源量为 $56 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 其中低渗资源量分别占 49.4%、42.8%。截至 2008 年, 我国累计探明石油地质储量 $287 \times 10^8 \text{ t}$, 天然气地质储量 $6.42 \times 10^{12} \text{ m}^3$, 其中低渗储量分别占 49.2%、63.6%。低渗油气田的产量在油气总产量中所占比例也逐年攀升, 2008 年原油、天然气中低渗油气田的产量比例已分别达 37.6%、42.1%。从剩余油气资源的勘探潜力与未来开发趋势分析, 低渗油气田必将是我国未来油气勘探开发的主要对象。近年来, 我国在鄂尔多斯盆地、松辽盆地、四川盆地、准噶尔盆地与塔里木盆地的低渗透砂岩油气藏的勘探中取得了一系列重大突破, 并在鄂尔多斯、松辽、准噶尔实现了规模有效开发(胡文瑞, 2000, 2001)。

在我国的探明未动用石油储量中, 低渗储层储量占 72.8%。而低渗透砂岩储层具有较大的勘探和开发难度, 开发中存在许多矛盾和问题, 主要表现在单井产量低, 甚至不压裂就没有自然产能; 经常遇到注不进水, 采不出油的情况; 产量下降快, 稳产状况差; 注水压力高, 采油井难见注水效果; 油井见水后含水上升快, 产液、产油指数下降快; 开采速度和驱油效率比较低等。

低渗储层的生产状况表明, 其渗流特征与中高渗储层有着显著的不同。因此, 加强对低渗储层的微观组构及其形成、演化的综合深入研究, 深刻认识低渗储层特征及其成因, 对低渗油气田的合理、科学、高效开发有着极其重要的意义。渗流是流体在多孔介质中的流动, 渗流特征取决于渗流三大要素的作用, 即流体本身的性质, 多孔介质的性质即储集层孔隙结构、流动环境条件及液固间的相互作用, 而储集层孔隙组构特征又是决定渗流特征的基础, 同时, 其形成与演化也是决定低渗储层“甜点”分布的重要因素。

由于低渗油气田具有较大的勘探与开发难度, 其一般地质特征已为国内外广大石油地质学家和油藏工程学家广泛研究。但是, 低渗储层的孔隙结构及其在地质历史上的演化有关方面的系统研究却较为缺乏。

储集岩的孔隙结构是指岩石所具有的孔隙和喉道的几何形状、大小、分布及其相互连通关系。储集层岩石的孔隙结构特征是影响储层流体(油、气、水)的储集能力和开采油、气资源的主要因素, 因此明确岩石的孔隙结构特征是发挥油气层的产能和提高油气采收率的关键。其具体研究主要包括孔隙结构的实验测定方法以及在理论上对孔隙和喉道的类型进行划分和建立孔隙结构模型。

储集层孔隙结构及孔隙演化研究在油气勘探中有着诸多应用, 诸如油气微观成藏机理与油气充注临界孔喉条件(刘震等, 2012), 油气运移与捕集过程中毛管力的作用(罗明高等, 1999, 2000), 储层下限确定与储层分类(张文达等, 1994; 罗明高等, 2000), 储量计算中含油饱和度的计算(杨通佑等, 1990), 驱油效率分析与驱油机理研究(沈平平, 2000; 孙卫等, 2006; 王夕宾, 2006), 以及基于孔隙网络模型的岩电关系和测井响应方程的建立(毛

志强等, 2000; 胡雪涛等, 2000; 张龙海等, 2006)等。孔隙度演化模拟对于研究储层成岩演化过程(Paola et al., 2010)、成岩期物质迁移(Anjos et al., 2000)、分析储层物性主控因素及最终预测储层质量(Walderhaug et al., 2012; Xi K et al., 2015; Sathar et al., 2016; Areeq et al., 2015), 均具有重要意义。

研究岩石孔隙结构最主要的方法是用测定毛细管压力方法来确定孔隙和喉道的定量特征, 并与铸体薄片的镜下鉴定及扫描电镜观察相结合, 构成不可分割的、具有内在联系的主要研究手段。实验室测定毛细管压力的方法主要有半渗透隔板法、压汞法和离心机法等, 压汞法由于快速、准确, 而且压力可以较高, 因而是目前测定岩石毛管压力的主要手段(罗蛰潭, 1986)。随着实验测试手段的进步, 一些新的研究孔隙结构的技术也得到了发展和应用, 如 CT 扫描技术(Katz et al., 1985; 施晓乐等, 2003; 袁士义等, 2005; 张扬等, 2005; 孙卫等, 2006; 付静等, 2006)、恒速压汞(王金勋等, 2003; 王金勋等, 2006; 杨正明等, 2006)、核磁共振技术(王为民等, 1997; 肖立志等, 2004; 苗盛等, 2004; 周波等, 2005; 陈冬霞等, 2006), 这些分析方法能够从不同方面对储层的微观孔隙结构特征进行表征。由于陆相储层孔隙结构的复杂性, 单一的测试分析方法都具有一些自身的局限性, 只有将这些方法综合应用才能取得较好的效果。储层孔隙结构的研究也在朝着多种技术方法综合应用的方向发展。

前人在孔隙结构和孔隙度演化的研究及其应用上取得了丰硕的成果。在对砂岩储集层孔隙类型划分方面, 迄今为止国内外见诸文献的不下十种。早期的分类多是按孔隙成因分为: ①原生孔隙; ②次生孔隙; ③混合成因孔隙等类型。由于原生孔隙和次生孔隙有时难于辨认, 后来人们也发现了越来越多的次生孔隙, 并且在一些油气田中, 几乎全为次生孔隙或主要为次生孔隙, 这种成因分类方法便逐渐被人们抛弃。Pittman(1970)从几何形态上将孔隙分为: ①粒间孔隙; ②溶蚀孔隙; ③微孔隙, 这种分类方法并未充分考虑次生作用, 因为次生孔隙并非全为溶蚀成因。Schmidt 和 McDonald(1979)借用碳酸盐岩储层孔隙分类的术语, 将砂岩次生孔隙结构分为: ①粒间孔隙结构; ②特大孔隙结构; ③印模孔隙结构; ④组分内孔隙结构; ⑤裂缝结构, 然后根据次生作用类型划分 15 个亚类。这种分类方法虽然突出了次生作用在孔隙形成中的作用, 但有不考虑原生孔隙之嫌, 同时, 其亚类划分过于繁琐不利于应用, 而且个别孔隙类型间如胶结物内和交代物内孔隙难于区分。罗蛰潭、王允诚(1986)将孔隙类型分为: ①粒间孔(颗粒、杂基、胶结物间的孔隙); ②杂基的微孔隙(杂基成岩收缩形成或黏土矿物重结晶形成); ③矿物解理缝和岩屑内粒间微孔; ④纹层及层理缝; ⑤溶蚀孔隙(包括溶孔、铸模孔和颗粒内溶孔和胶结物内溶孔); ⑥晶体再生产晶间隙及成岩期胶结物充填未饱和孔; ⑦胶结物晶间孔和裂缝孔隙。另外, 陈德岭(1990)、邸世祥(1981)、赵重远(1988)等学者也从不同的研究角度或针对具体的研究区块提出了自己的分类方法。

随着分析测试手段的提高, 微观孔隙结构理论模型的建立也随之获得发展。早期的孔隙结构模型主要有将多孔介质的孔隙网络看作等长而不同直径的毛细管所组成的平行毛细管束模型(Fatt, 1972)、管子网络模型(Dullien, 1975)、球型孔隙段节模型(毛志强等, 2000)等。近年来, 国内外学者建立了一些新的孔喉网络模型, 从成因上探讨不同的孔隙结构类型和泥质类型对测井解释物性和含油饱和度的影响(McDougal et al., 1993; 胡雪涛等, 2000; Voloitin et al., 2001; 张龙海等, 2006), 期望建立更加逼近客观现实的孔隙网络模型, 以

及在此基础上通过数学推导得出岩电关系和测井响应方程。

但应该看到,在孔隙结构表征方面,前人工作主要集中于孔隙及喉道的分类方法、分布特征、组合特点与孔隙结构分类评价等方面,即对孔隙结构整体面貌进行描述的较多,而结合孔喉成因对不同砂岩类型低渗储层的孔喉分布特征所开展的系统研究较为薄弱。在孔隙度演化研究方面,则主要集中于孔隙度演化定量分析在某一具体地区和层位上的应用,借以探讨储层质量主控因素,预测有利区块和层位,对不同盆地背景下,孔隙度演化制约因素的研究较为薄弱(Henares, 2016; Marchand, 2016; El-Khatiri, 2015; Baig, 2016)。

下面就书中涉及的储层孔隙结构表征与孔隙度演化定量模拟两个方面,分别介绍国内外研究现状及发展趋势。

一、孔隙结构表征技术

储层孔隙结构表征的研究进展,主要涉及孔喉分布特征的描述及其相关的分析测试技术。储层孔隙结构的主要测试技术有铸体薄片图像分析、常规压汞、扫描电镜、润湿性测定、恒速压汞、核磁共振及从其他学科引入的分析技术(Zhang Z, 2014; 赖锦, 2014; 王国亭, 2013)。由于孔隙结构的表征与其测试技术的发展紧密相关(张茜, 2016; 吴浩, 2017),本节将两部分结合分析国内外研究进展。

截至20世纪90年代,储层孔喉分布特征的研究基本局限在铸体薄片图像孔隙和高压压汞资料的基础上,对孔喉分布特征进行细化描述,并结合孔喉大小对其进行成因解释(Dullien et al., 1975)。较有代表性的成果是Netto(1993)借鉴粒度分析的方法,将孔喉直径换算为 ϕ 值($\phi = -\log_2 X$, X 为孔喉直径,单位为mm),借以分析不同成因孔喉的大小及其分选。巴西西北部Reconcavo断陷盆地侏罗系砂岩储层的研究结果表明(Netto, 1993),碎屑颗粒分选较好、胶结物含量低的砂岩,其孔喉为对数正态分布,其离差取决于岩石结构、杂基与胶结物含量;随着胶结物对粒间孔隙的充填,孔喉分布则缺失相应的部分;分选较差的砂岩,孔喉分布表现为双峰甚至多峰;分选中等-较好的砂岩,粒间孔隙直径为 $5 \sim 6\phi$,自生高岭石晶间孔为 8ϕ ,颗粒表面伊利石膜的晶间孔则为 $11 \sim 12\phi$ 。

随着相关测试技术的发展,孔喉表征对象从常规砂岩储层向致密砂岩和泥页岩延伸,不断深化对后两者孔喉分布规律的认识,同时将常规砂岩、致密砂岩和泥页岩中的孔喉分布特征进行有目的的对比分析(Voloitin et al., 2001; Nabawy et al., 2009; Milner et al., 2010)。针对9个盆地不同碎屑粒级的储层,Nelson利用光学显微镜、扫描电镜(SEM, Scanning Electron Microscope)、高压压汞、小角度中子散射(SANS, Small-Angle Neutron Scattering)与计算化学(Computational Chemistry)等方法,测量或计算了不同量级($10^{-4} \sim 10^3 \mu\text{m}$)的孔喉半径及黏土矿物晶体间距、烃类、水、水银及天然气分子的大小。结果表明,常规砂岩储层、致密砂岩储层与泥岩的喉道直径的分布范围,分别为大于 $2 \mu\text{m}$ 、 $0.03 \sim 2 \mu\text{m}$ 、 $0.005 \sim 0.1 \mu\text{m}$;烷烃、沥青质、环状结构烃类、石蜡族及甲烷等有机物分子的测试结果表明,其直径分布范围为 0.00038 (甲烷) ~ 0.01 (沥青质) μm 。从而为不同储层孔喉的分布特征及其比较,石油充注的临界孔喉条件与细粒源岩作为储层的潜力等研究提供了理论基础(Nelson, 2009; Capm, 2011)。

近几年来,随着生物学、医学、材料学等分析测试技术不断应用到地质领域,孔隙结构的表征更是获得了突飞猛进的发展(Attwood, 2006; 朱如凯, 2016)。邹才能(2010, 2011)

利用高分辨率场发射扫描电镜技术(FESEM, Field Emission Scanning Electron Microscopy)与纳米级X射线断层成像技术(Nano-CT),在对国内致密油气储层(四川盆地须家河组、鄂尔多斯盆地延长组)和页岩气储层(四川盆地志留系)的研究中,发现了直径小于 $1\mu\text{m}$ 的纳米级孔隙。不仅从根本上改变了对油气储集层孔喉分布范围的传统认识,而且大大拓宽了油气勘探的对象。研究认为,致密油气储层纳米级孔隙主要为颗粒内部孔隙、自生矿物晶间孔和微裂缝,孔隙直径范围主要分布在 $300\sim 900\text{nm}$;页岩气储层的纳米级孔隙则主要为有机质内部孔隙、颗粒内部孔隙与自生矿物晶间孔,孔隙直径范围主要分布在 $80\sim 200\text{nm}$ (Yang F, 2013; Kuila, 2013);并且认为,纳米级孔隙是致密储层孔隙网络中连通、渗流的主要构成部分(Clarkson et al., 2013; Sun L, 2015)。

在传统铸体薄片的鉴定上,除了从点计法发展为计算机图像识别外,激光扫描共聚焦显微镜(CLSM, Confocal Laser Scanning Microscope)的应用使鉴定精度获得了很大提高。将玫瑰红色荧光剂溶入环氧树脂用于制备铸体薄片,在激光扫描共聚焦显微镜下扫描为最大穿透深度 $100\mu\text{m}$ 、最薄为 $0.1\mu\text{m}$ 的光切片,通过扫描图像的重建,可获得岩石组构的三维立体图像。应凤祥(2002)利用此技术对冀东老爷庙油田储层孔隙结构进行研究,获得了良好的效果。激光扫描共聚焦显微镜不仅具有较大的放大倍数(10000倍)和较高的分辨率(一般显微镜的1.4倍),而且岩石组构三维立体图像重建的功能减弱了二维薄片资料统计的切面效应,这项技术的应用为薄片面孔率的二维数据与岩心氦孔隙度的三维数据之间的对比提供了良好的契机。

上述测试技术及恒速压汞(王瑞飞等, 2008)、核磁共振(王为民等, 2001; 王忠东等, 2003)等技术的综合应用,一方面拓展了表征对象的范围,另一方面则提高了孔喉表征的精度,使储集层孔隙结构的表征向着更为精确,更加逼近岩石真实结构的方向发展。但是,由于孔隙结构的复杂性,上述方法都有一些局限性或自身研究的侧重点,只有将这些方法综合应用才能取得较好的效果。

二、孔隙度演化模拟

基于成岩作用研究与成岩演化分析的孔隙度演化模拟主要分为两大类(潘高峰等, 2011),一类是效应模拟,即以各种地质参数作为输入,通过建立成岩变化与孔隙度演化的数学模型,输出各成岩作用的减孔、增孔的综合叠加结果,进而进行储层质量预测;另一类是作用模拟,主要基于各成岩作用的物理化学作用模型,模拟在各类成岩作用前后孔隙度的减少或增加,如压实、胶结和溶蚀等,主要用于分析各类成岩作用机制,成岩期物质迁移,物性主控因素及预测储层质量。

1. 效应模拟

效应模拟是从现今孔隙度剖面入手,将成岩作用及其控制的孔隙度演化分为减孔和增孔两种作用,结合地层沉积相、埋藏史和热演化史,以关键成岩作用的发生为标准,分阶段建立数学模型,并将多种作用效果进行叠加,定量模拟储层的孔隙度演化(Shi H, 2013; Zhang D, 2013; 刘震, 2016; 任大忠, 2016)。

孔隙演化的效应模拟方法经历了从定性-半定量向定量发展的过程(孟元林等, 2003, 2008; 何东博等, 2004; 张荣虎等, 2011; 渠冬芳等, 2012; 王国亭等, 2012)。效应模拟的定性-半定量分析方法,首先研究压实和压溶,黏土矿物、碳酸盐与硅质等胶结物的沉

淀, 及溶蚀等成岩作用; 结合有机质热演化、黏土矿物转化、地层超压的形成以及油气充注等成岩事件, 在现今孔隙度剖面上分析储层不同成因孔隙构成的变化, 划分成岩阶段及其深度范围, 建立成岩阶段、储层深度与孔隙度的关系; 然后结合埋藏史定性分析储层所处的成岩阶段和孔隙度。这种方法在研究程度较高的地区, 如渤海湾盆地, 有着广泛的应用并取得了良好的效果。较为改进的方法是, 在划分成岩阶段及深度范围的基础上, 为各成岩阶段建立不同的孔隙演化模型, 如主要受沉积组构控制的储层, 回归孔隙度与粒度、分选、泥质含量及刚性颗粒含量的关系; 受埋藏压实作用控制的储层则建立孔隙度与埋深的关系; 受构造挤压控制的储层建立孔隙度与构造应力的关系。然后判断物性主控因素, 选取不同的模型或者对各模型进行叠加, 进行孔隙度预测。

笔者之所以将上述方法称之为定性-半定量方法, 是因为这些方法均缺少对同一深度处孔隙度预测值的约束条件, 而储层孔隙度的自变量并非仅有深度, 同一深度的孔隙度也往往在一个较宽范围内变化。Ehrenberg (2009) 将取自全球数十个含油气盆地、从上新世-更新世至前寒武纪, 十个不同地质年代、不同岩性储层的物性资料分析后显示, 各储层孔隙度剖面相差甚大, 孔隙度除受深度影响外, 岩性和地质年代也是其重要影响因素。Bloch (2002) 和 Ajdukiewicz (2010) 的研究同样表明, 由埋深决定的垂直有效应力虽然是控制压实过程的根本因素, 但并不能单独使用来预测储层孔隙度。

基于上述模拟方法的缺陷, 部分学者用沉积相、压力、流体条件、埋藏史、热史等各种地质因素约束孔隙度演化曲线, 分别建立成岩过程中的孔隙度减小和孔隙度增加模型, 以期更为准确地进行储层质量预测 (Paola, 2010; Yuanyuan Z, 2015; Thomas, 2015; Carvalho, 2014)。其优势主要表现在两个方面: 第一, 在建立模型时充分考虑各种地质因素的影响。建立了孔隙度减小模型时, 在考虑深度的同时, 引入了粒度中值、分选及杂基含量等岩石组构因素, 同时考虑了地层年代对孔隙度的影响; 建立孔隙度增加模型时, 摒弃了根据次生孔隙发育深度范围确定增孔作用的简单做法, 考虑有机酸浓度变化、地层温度、溶蚀作用持续时间与溶蚀增加孔隙度之间的关系, 建立了准确的孔隙度增加模型。第二, 在现今孔隙度剖面的约束下, 建立了孔隙度演化随时间和埋深变化的分段模型。在已知各输入参数, 并确定各阶段始末深度和地质年代边界条件的基础上, 通过模型计算即可预测储层孔隙度。上述方法在鄂尔多斯盆地长 8 储层 (潘高峰等, 2011)、辽河坳陷沙 3 储层 (孟元林等, 2008) 及渤海湾盆地东营凹陷沙四段储层 (渠冬芳等, 2012) 均取得了良好的应用效果。

但是, 特定层位在地质历史上的孔隙度变化过程是无法通过取样分析获得的, 模拟实验又受到实验条件和成岩作用时间等诸多限制, 难以对成岩过程进行准确模拟。因此, 大部分效应模拟方法所输入的参数均是用现今孔隙度剖面数据回归得到的。也就是说, 效应模拟方法的基础假设是, 现今孔隙度剖面可以代表特定层位的孔隙度演化史, 即认为同一盆地内由浅至深的各层位砂岩孔隙度变化特征, 可以反映特定层位砂岩由脱离沉积水体开始埋藏直至目前的孔隙度演化特征。对同一剖面上各层位沉积环境、埋藏史与成岩过程差异的忽略, 是效应模拟方法产生误差的主要原因。另外, 分阶段模型的建立依赖于判定关键成岩作用发生的窗口, 而各类成岩变化开始发生的深度往往取决于沉积物的原始组构和孔隙介质的变化, 同一地区不同井点之间存在一定差别。因此, 关键成岩作用的窗口表现为一定的深度范围, 而非一固定值。这也是目前常见的效应模拟方法亟待解决的问题之一。

2. 作用模拟

孔隙度演化的作用模拟方法是利用薄片资料得到储层杂基、胶结物与不同成因类型孔隙的含量,在确定砂岩同沉积期初始孔隙度的基础上,计算各单项成岩作用(压实、胶结、溶蚀等)前后孔隙度的变化,进而比较各成岩作用对储层孔隙度的影响,并得到储层孔隙度演化史,借以预测单项成岩作用机制,分析成岩演化史,进行储层质量预测(Robinet, 2015; 渠冬芳, 2012; 王艳忠, 2013)。20世纪80年代 Houseknecht(1987, 1988)在分析石英砂岩成岩演化过程中粒间孔的变化规律时,开创性地利用薄片资料定量计算了压实和胶结损失孔隙度,自此,作用模拟方法成为预测砂岩储层质量的重要手段之一。此后,诸多学者就作用模拟中各项参数的确定,计算方法的选用,结果图示方法,误差来源及作用模拟的适用范围进行了多方面的探讨,并在应用中取得了多方面的成果(Ehrenberg, 1989, 1990, 1995; Wilson et al., 1988, 1989; Houseknecht, 1989; Pate, 1989; Lundegard, 1992; Remy, 1994; Sylvia et al., 2000; Makowitz et al., 2003; Paola et al., 2010; Morad et al., 2010; Rick et al., 2010)。

初始孔隙度的确定方法,较为常用的有两类。第一类是将今论古的方法,首先分析天然堆积状态的现代砂质沉积物的孔隙度,在其孔隙度变化范围不大的情况下,将现代砂质沉积物的平均孔隙度作为近似沉积环境下砂岩的初始孔隙度,即为所有样品预设一个固定值作为其初始孔隙度。第二类方法为在实验室对天然砂粒与粉砂、泥质等细粒沉积物进行人工填集,分析孔隙度的控制因素,然后建立孔隙度与沉积物组构条件的关系,借以确定初始孔隙度。其中,较有代表性并广为引用的是 Beard 和 Weyl 的湿砂填集实验(Beard et al., 1973),Beard 和 Weyl 通过天然砂粒的填集,测定了孔隙度与碎屑粒径和分选的关系,借此可根据储层的粒径和分选数据恢复初始孔隙度。相对第一类简化的处理方法,Beard 和 Weyl 的湿砂填集实验通过人工填集砂与相同组构条件下天然沉积砂的孔隙度对比,保证了其具有较高的精度。

在压实损失孔隙度、胶结损失孔隙度与溶蚀增加孔隙度的计算方法上,部分学者(代金友等, 2003)用初始孔隙度与粒间体积百分比(100%减去岩石骨架颗粒体积占现今岩石表观体积的百分比,即假设经压实而未发生胶结作用状态下的砂岩孔隙度)的差值作为压实损失孔隙度。但是,初始孔隙度为初始孔隙体积与压实前岩石表观体积的比值,粒间体积百分比为压实后粒间体积与压实后岩石表观体积的比值,这种计算方法的实质是忽略了压实过程中岩石表观体积的缩小,将为计算结果带来一定的误差。Ehrenberg(1989)则在假设压实过程中骨架颗粒体积不变,而岩石表观体积缩小的情况下,推导了较为准确的压实损失孔隙度与胶结损失孔隙度计算方法,并在加利福尼亚南部的文图拉盆地和挪威北海陆架取得了良好的应用效果。早期的作用模拟方法由于研究目的多限于探讨压实与胶结减孔作用的相对大小,或主要研究粒间孔变化规律,多未进行溶蚀增加孔隙度计算。本书则在前人压实损失孔隙度、胶结损失孔隙度计算方法的基础上,推导了溶蚀增加孔隙度的计算方法。

在模拟结果检验与误差分析方面,部分学者用初始孔隙度与压实损失孔隙度、胶结损失孔隙度之差与岩心孔隙度进行对比;部分学者用岩心孔隙度与面孔率的商作为系数,对计算结果进行校正后进行模拟结果检验。前者产生误差的原因在于忽视了压实过程中岩石表观体积的缩小,而后者则将岩心氮孔隙度与铸体薄片面孔率的差别完全归咎于分析方法的不同。本书将初始孔隙度经各种成岩作用改造后的剩余部分,换算为其占现今岩石表观体积的百分

比(即现今孔隙度), 将其与氮孔隙度对比, 建立了较为合理的结果检验方法。

基于铸体薄片资料的孔隙演化作用模拟方法, 目前存在的问题和该方法的局限主要有以下几点: 第一, 杂基含量高的样品由于其初始孔隙度恢复难度较大, 而且杂基压实机理复杂, 因此在进行孔隙度演化计算时往往剔除杂基含量较高的样品, 或假定杂基完全不承受上覆岩层压力而不发生压实; 第二, 塑性岩屑在压实过程中会产生强烈的变形, 难以确定其原始形状和粒径, 影响初始孔隙度恢复; 第三, 各组分溶蚀量的确定存在一定难度, 颗粒内部溶孔或有黏土包膜的铸模孔所占的面孔率相对容易确定, 但无明显溶蚀残余物或残余结构的溶孔, 其面孔率难以确定, 如填隙物与骨架颗粒大面积溶蚀形成的特大孔隙, 溶蚀作用对残余粒间孔进行改造形成的扩大粒间孔, 及无明显溶蚀残余的填隙物溶孔等; 第四, 基于铸体薄片资料进行的孔隙度演化模拟, 其前提假设均是在成岩作用过程中岩石骨架颗粒体积不变, 那么对存在明显骨架体积变化(如石英颗粒压溶现象普遍)的砂岩, 其计算误差较大。上述问题有的通过样品筛选、数据处理, 或先进测试方法的应用, 能够得到一定的抑制, 使误差控制在可接受的范围之内; 有的则需要对模拟方法本身进行改进和完善才能获得解决。针对上述问题, 本书在相应部分提出了一些改进方法, 或指出了计算过程可能产生的误差及其带来的影响。

前人在孔隙度演化模拟方法的改进和完善上进行了大量的工作。Pittman 和 Larese (1991) 关于岩屑砂岩压实过程的实验研究; Rittenhouse (1971) 对不同塑性颗粒含量的砂岩压实过程中粒间孔隙体积与岩石表观体积变化的理论计算; Lander (1999, 2008) 对有效应力在压实过程中的减孔作用和次生石英胶结的研究; Paxton (2002) 关于刚性颗粒组成的砂岩中杂基和石英次生加大对压实损失孔隙度和胶结损失孔隙度的影响的分析; Cook (2011) 关于石英次生加大对骨架颗粒体积及孔隙演化影响的研究, 均为孔隙度演化模拟方法提供了有用的信息或进行了良好的补充与修正。但这些方法和技术均需进行仔细甄别、深入研究, 以选取最为适合的模型, 或根据研究区具体地质情况加以改造或综合应用, 才能取得较为满意的结果。

第二章 储层基本特征

本章简述了苏北盆地沙埝地区古近系阜宁组阜三段储层(E_1f_3)、三塘湖盆地牛圈湖地区侏罗系西山窑组西二段储层(J_2x_2)和鄂尔多斯盆地延安地区二叠系石盒子组盒八段储层(P_2h_8)的构造位置、地层发育特征与沉积特征;通过大量岩矿测试资料,分析了其岩石学特征;最后,通过常规物性测试资料,简述了孔隙度与渗透率分布情况。

第一节 地质概况

一、 E_1f_3 储层

沙埝地区区域构造位置处于苏北盆地东台坳陷高邮凹陷背斜坡中部,行政区划属江苏省高邮市(图 2-1)。苏北盆地是苏北-南黄海盆地的陆上部分,形成于燕山期末仪征运动期,为典型的箕状断陷盆地,由北向南可分为盐阜坳陷、建湖隆起和东台坳陷三个构造单元。高邮凹陷位于东台坳陷中部,是苏北盆地内新生代喜马拉雅期吴堡运动中,由于断块差异升降

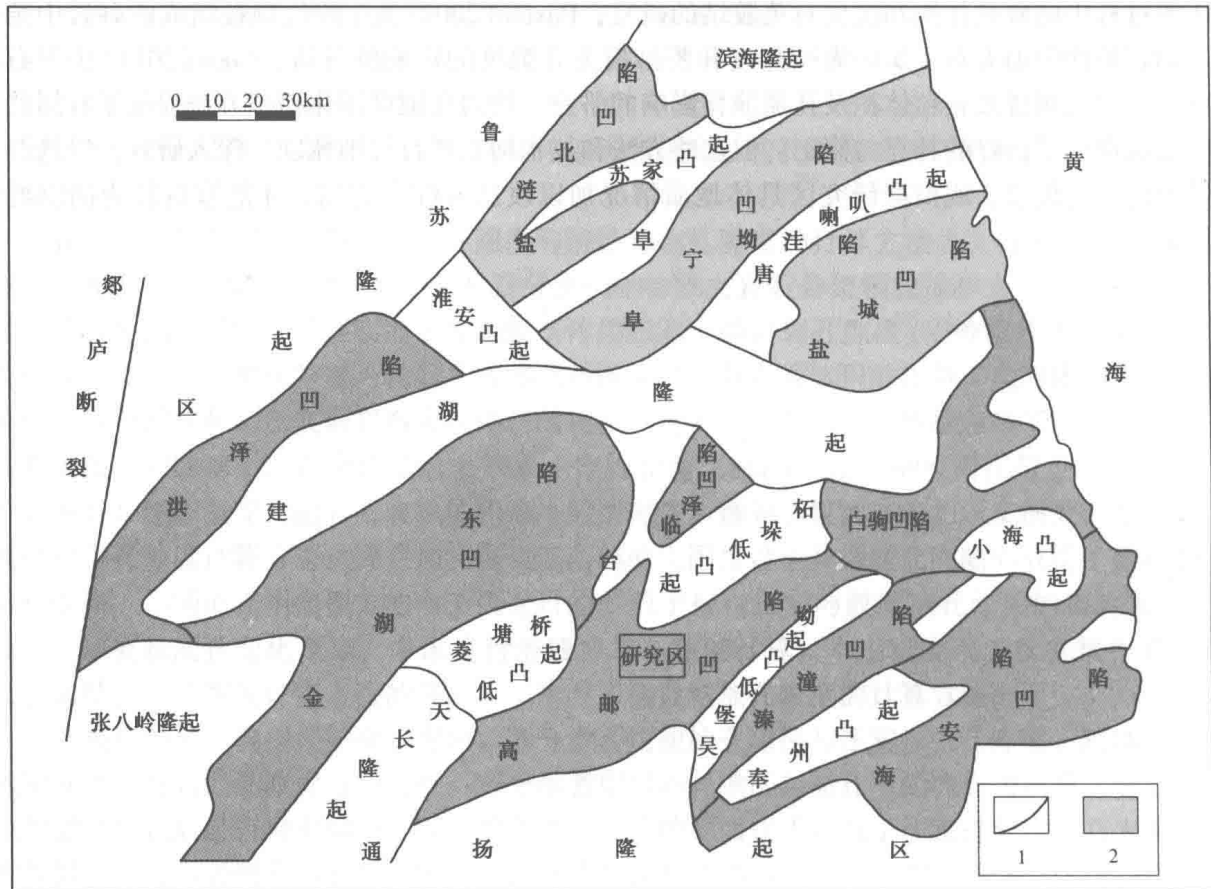


图 2-1 沙埝地区构造位置图

而形成的总体结构呈南断北超的箕状结构断陷(朱平, 2001; 张金亮, 2002; 吴向阳等, 2009), 构造格局整体呈现为南部断裂、中部深凹、北部斜坡的特点。

(一) 地层发育特征

高邮凹陷主要沉积地层的岩性、厚度分布自下而上主要为:

1. 上白垩统-泰州组(K_2t)

泰一段(K_{2t_1}): 主要为浅棕色、棕色含泥砾和砾石的块状砂岩, 夹有薄层褐色-暗褐色及少量黑色泥岩、泥页岩等。

泰二段(K_{2t_2}): 以黑色、深灰色泥岩为主, 其下有 20m 左右的黑色泥岩与薄层灰岩或泥灰岩互层。在北斜坡和柘垛低凸起, 具有西红东黑的分布特征。

2. 阜宁组(E_1f)

可进一步划分为四个段, 自下而上分别为阜一段、阜二段、阜三段和阜四段, 岩性由细至粗可划分为两个正旋回, 正旋回上部的阜四段和阜二段的半深湖-深湖相暗色泥岩为主的岩系是良好生油岩。

阜一段(E_{1f_1}): 为棕红色、棕褐色泥岩与棕红色、暗棕色、浅棕色含灰粉砂岩、细砂岩互层。

阜二段(E_{1f_2}): 主要为黑色、灰黑色泥灰岩、泥岩等。除“泥脖子”外, 普遍含碳酸盐沉积。西部码头庄地区在“七尖峰”附近多有辉绿岩侵入。

阜三段(E_{1f_3}): 主要为深灰色、灰黑色泥岩与浅灰色细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩互层。西部码头庄地区主要为一套灰黑色、深灰色泥岩、灰质泥岩, 仅在顶、底夹有灰质细-粉砂岩。柘垛低凸起(局部)顶部有剥蚀现象。

阜四段(E_{1f_4}): 为深灰、灰黑色泥页岩、泥灰岩、泥岩。上部普遍含有碳酸盐沉积, 以薄层云质灰岩、泥灰岩等形式出现。北斜坡和柘垛低凸起阜四段上部普遍有剥蚀现象, 柘垛低凸起有的地方完全被剥蚀。

3. 戴南组(E_2d)

分上、下两段, 自下而上分别为戴一段和戴二段。在凹陷内由于不同构造部位因箕状的充填式沉积, 其厚度变化较大, 该地层残留厚度为 0~1200m, 与下伏地层呈角度不整合接触。

戴一段(E_{2d_1}): 主要为灰棕色、棕红色泥岩、泥页岩与棕色细砂岩、粉细砂岩、粉砂岩互层。上部有黑色泥岩段或深灰色泥岩段的“五高导段”沉积。北斜坡北部及柘垛低凸起沉积缺失。

戴二段(E_{2d_2}): 为暗棕色、棕红色泥岩, 粉砂质泥岩与浅棕色细砂岩、粉细砂岩互层, 柘垛低凸起沉积缺失。

4. 三垛组(E_2s)

分上、下两段, 自下而上分别为垛一段、垛二段。由于该地层沉积时期为箕状断陷沉积, 又受三垛事件的强烈抬升剥蚀, 各地区地层厚度差异很大, 一般残留厚度为 0~1300m。

垛一段(E_{2s_1}): 为暗棕色、棕红色泥岩夹浅棕色粉砂岩, 底部浅棕色细砂岩夹黑色泥岩。

垛二段(E_{2s_2}): 为浅棕色、棕红色泥岩, 粉砂质泥岩与灰色、浅灰色、棕红色粉砂岩不等厚互层。

5. 盐城组(Ny)

分上、下两段，自下而上分别为盐一段、盐二段。

盐一段(Ny₁)：为浅棕红色粉砂质泥岩、泥岩夹浅棕色细粉砂岩，底部为微灰浅色含砾砂岩、砂砾岩。

盐二段(Ny₂)：为浅棕色粉砂质黏土，灰黄色含砾中、细砂层，黄灰色砂砾层成岩性差。

6. 东台组(Qd)

为灰黄色、灰绿色粉砂质黏土，微棕黄色含砾砂层，砂砾层成岩性差。厚度 50~200m，总体上东厚西薄。与下伏地层呈整合接触。

沙埕地区是整个苏北盆地中沉降幅度最大和地层最为齐全的地区，从上白垩统泰州组至第四系，沉积厚度逾 7000m。其从上至下钻遇的地层有中新统盐城组，始新统三垛组、戴南组，古新统阜宁组与上白垩统泰州组，从三垛组至泰州组均见到不同程度的油气显示。阜宁组与下伏泰州组整体上呈假整合-整合接触，与上覆戴南组呈假整合接触，根据其岩性组合又可自下而上细分为阜一段、阜二段、阜三段和阜四段，目前的主力生产层位为阜三段储层(E₁f₃)。

表 2-1 为高邮凹陷北斜坡阜宁组地层发育简表。

表 2-1 高邮凹陷北斜坡阜宁组地层发育简表(赵澄林等, 2001)

段	亚 段	岩性特征	电性特征	沉积环境
戴南组				
阜四段	E ₁ f ₄ ¹	北部凸起上保存不全，为大套深灰色、黑色泥岩夹粉砂质泥岩、灰质泥岩	电阻率曲线为低平背景上的尖峰段	浅水-较深水湖泊相
	E ₁ f ₄ ²	深灰色粉砂质泥岩、泥岩与灰质泥岩组成	该段下部电阻率曲线呈弹簧段的韵律层	浅水-较深水湖泊相
阜三段	E ₁ f ₃ ¹	灰色、褐灰色粉砂岩、泥质粉砂岩与泥岩组成，下部有约 20m 厚的质纯低阻泥岩	SP 曲线为箱形-钟形组合	浅水-较深水湖泊相
	E ₁ f ₃ ²	深灰色泥岩与浅灰色粉砂岩、泥质粉砂岩组成复合韵律	SP 曲线为漏斗形-钟形组合	浅水-较深水湖泊相
	E ₁ f ₃ ³	深灰色泥岩夹薄层砂岩组成反韵律	低阻背景上的漏斗形	浅水-较深水湖泊相
阜二段	E ₁ f ₂ ¹	深灰色、黑色灰质泥岩、泥岩夹油页岩组成，顶部为黑色质纯低阻泥岩，分布稳定，称“泥脖子”	自上而下电阻率曲线为泥脖子-王八盖-七尖峰	浅水-较深水湖泊相
	E ₁ f ₂ ²	深灰色灰质泥岩与黑色泥岩组成	电阻率曲线表现为四个尖峰	浅水-较深水湖泊相
	E ₁ f ₂ ³	灰色灰质粉砂岩、灰质泥岩、生物灰岩与泥岩组成	电阻率曲线成尖刀状，称“山子型段”	浅水-较深水湖泊相