

DOI: 10.13745/j.esf.sf.2022.2.73

鄂尔多斯盆地中南部地区延长组砂岩溶蚀增孔模型的建立与应用

刘震¹, 朱茂林¹, 潘高峰¹, 夏鲁², 卢朝进¹, 刘明洁³, 刘静静⁴, 侯英杰⁵

1. 中国石油大学(北京) 油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249
2. 中国石油大学(华东) 深层油气重点实验室, 山东 青岛 266580
3. 西南石油大学 天然气地质四川省重点实验室, 四川 成都 610500
4. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 102206
5. 中国石油天然气股份有限公司 长庆油田分公司 第五采气厂, 陕西 西安 710018

LIU Zhen¹, ZHU Maolin¹, PAN Gaofeng¹, XIA Lu², LU Chaojin¹, LIU Mingjie³,
LIU Jingjing⁴, HOU Yingjie⁵

1. State Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China
2. Key Laboratory of Deep Oil and Gas, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China
3. Sichuan Natural Gas Geology Key Laboratory, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China
4. Petroleum Exploration & Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 102206, China
5. No.5 Gas Production Plant of Changqing Oilfield Branch of PetroChina, Xi'an 710018, China

LIU Zhen, ZHU Maolin, PAN Gaofeng, et al. A dissolution porosity increase model for sandstone reservoir in the Yanchang Formation in central and southern Ordos Basin—model building and model applications. *Earth Science Frontiers*, 2023, 30 (2): 096–108

Abstract: Dissolution as a constructive diagenetic process plays an important role in expanding reservoir storage capacity and improving reservoir quality of sandstone reservoirs. However, in the existing studies, the influence of dissolution on sandstone porosity is mostly characterized from a qualitative perspective, whilst the amount of dissolution porosity increase in sandstone reservoirs and the effect of dissolution on reservoir quality improvement are not quantitatively characterized. In this paper, based on the mud log and wireline logging data, combined with sequence stratigraphy, burial history and thermal history data, the porosity characteristics and genesis of sandstone of the Yanchang Formation in central and southern Ordos Basin are analyzed by using the basic principle of chemical reaction dynamics, and a dissolution porosity increase model for sandstone is established. Using this model porosity evolution of the Yanchang sandstone is investigated via simulation. The main results are: (1) The present porosity profile for the Yanchang sandstone can be divided into two parts: “normal trend” section and “dissolution porosity increase” section; and, according to the initial horizon and morphological characteristics of secondary pore formation, the sandstone porosity profile can be divided into four types: bimodal I and II, and unimodal I and II. (2) The present Yanchang sandstone mainly experiences two types of porosity changes: porosity decrease in shallow or deep strata by mechanical compaction or by compaction and cementation, and porosity increase by organic acid-induced dissolution of feldspar and other minerals. (3) The dissolution porosity increase model calculates dissolution porosity increase as follows: ① Before the sandstone acidizing condition is reached in the strata, the amount of dissolution porosity increase is zero. ② As the strata condition moves inside the

收稿日期: 2021-06-16; 修回日期: 2022-01-10

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41672124); 国家油气重大专项子课题“致密气成藏机理与富集规律研究(2016ZX05047001-002-002)”

作者简介: 刘震(1963—), 男, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事石油地质学基础及应用研究工作。E-mail: liuzhenjr@163.com

<https://www.earthsciencefrontiers.net.cn> 地学前缘, 2023, 30(2)

window of acidification, the accumulative dissolution porosity increase is a function of the present secondary porosity increase and time. ③ As the strata continue to be deeply buried post acidification, dissolution porosity does not change. That is, the model defines a piecewise function to calculate dissolution porosity increase. (4) Porosity evolution modeling allows quantitative characterization of dissolution porosity increase in the Yanchang sandstone. It reveals secondary porosity increases of 5.6%, 3% and 6.5%, respectively, in three sandstone reservoirs in the study area, namely, the Chang-8 sandstone of well Honghe-1, Zhenjing area in the south; the Chang-6 sandstone of well Dan-40, Ansai area in the east; and the Chang-4 + 5 sandstone of well Feng-12, Jiyuan area in the north. The model established in this paper can be used to quantitatively evaluate the amount of secondary porosity increase due to dissolution within the window of acidification. And for the first time quantitative simulation of sandstone dissolution and dissolution porosity increase in sandstone is demonstrated, which is of great significance for quantifying the effect of dissolution on improving reservoir quality of sandstone reservoirs.

Keywords: Ordos Basin; Yanchang Formation; sandstone; dissolution porosity increasing model; porosity; quantitative characterization

摘要:溶蚀作用作为一种建设性的成岩作用,对于砂岩储层储集空间的扩大以及储层性能的改善具有重要作用。由于现有研究更多的是从定性的角度出发表征溶蚀作用对于砂岩储层孔隙度的影响,对于溶蚀作用产生的孔隙度增加值有多少,对砂岩储层性能的改善效果有多大,目前暂不能定量表征。本文采用化学反应动力学基本原理,基于录井、测井数据,结合砂岩成岩序列、地层埋藏史和热史等资料,采用化学反应动力学基本原理,对鄂尔多斯盆地中南部地区延长组砂岩现今孔隙度特征及成因进行了分析,构建了砂岩溶蚀增孔定量模型,并用该模型对延长组砂岩孔隙度演化进行了模拟,取得以下主要认识:(1)研究区延长组现今砂岩孔隙度剖面总体上可分为正常趋势段和次生溶蚀增孔段两部分,依据次生孔隙形成的起始层位和形态特征,现今砂岩孔隙度剖面可划分为双峰Ⅰ型、双峰Ⅱ型、单峰Ⅰ型和单峰Ⅱ型4种类型;(2)延长组现今砂岩孔隙度主要经历了孔隙度减小和孔隙度增大两种变化效应。其中浅部地层孔隙度减小主要是缘于机械压实作用,深层孔隙度减小则是由于压实和胶结共同作用,而孔隙度增大主要由有机酸溶蚀长石等矿物形成的;(3)建立了砂岩溶蚀增孔定量表征模型,具体包括3个阶段:①地层进入酸化窗口之前,由于酸化溶蚀发生的条件不满足,砂岩溶蚀增孔量为0;②地层进入酸化窗口内,砂岩累计溶蚀增孔量是现今次生增孔量和时间的函数;③地层继续深埋超过酸化窗口后,溶蚀孔隙不再变化。表明砂岩溶蚀增孔模型是一个分段函数,具有明显的窗口效应;(4)运用砂岩溶蚀增孔模型对研究区延长组砂岩孔隙度演化进行了模拟,发现研究区南部镇泾地区红河1井长8砂岩、东部安塞地区丹40井长6砂岩及北部姬塬地区峰12井长4+5砂岩在酸化窗口内溶蚀作用产生的增孔量具有明显的阶段性演化特征,实现了溶蚀作用对于砂岩孔隙度增加值的定量表征。本文建立的砂岩溶蚀增孔模型可以定量计算酸化窗口内溶蚀作用形成的孔隙度增加值,首次实现了砂岩溶蚀增孔的定量模拟,在分析溶蚀作用和砂岩储层性能演化等方面具有比较重要的探索性意义。

关键词:鄂尔多斯盆地;延长组;砂岩;溶蚀增孔模型;孔隙度;定量表征

中图分类号:TE122.2 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2023)02-0096-0013

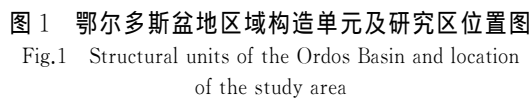
0 引言

受埋藏深度的增加以及成岩作用的影响,砂体孔隙度的大小往往会呈现出逐渐减小的趋势。然而,在一定埋藏阶段会有建设性的成岩作用发生,溶蚀作用能够造成砂体的孔隙度显著增加,这为油气的充注提供了良好的储集空间。目前统计结果显示,全球碎屑岩储层中至少有1/3的储集空间是由矿物溶蚀作用形成的^[1]。有机酸溶蚀作用产生的大

量次生孔隙已被越来越多的学者所认可。如史基安等^[2]、赵国泉等^[3]发现,相对于其他类型长石,钾长石溶蚀形成的次生孔隙最大;杨俊杰等^[4]通过乙酸对长石的溶解发现,钾长石在有机酸中溶解的主要产物是高岭石。由此可见,次生孔隙的形成主要源于钾长石溶蚀形成高岭石的作用。近年来,诸多学者在鄂尔多斯盆地开展了储层特征及成岩作用对孔隙改造的研究工作,取得了许多成果。比较一致的认识是溶蚀作用通常是扩大储层储集空间、改善储层性能的建设性成岩作用。如魏千盛等^[5]研究发

为了能定量表征溶蚀作用对于砂岩孔隙度增加

鄂尔多斯盆地处于中国中西部,地处华北克拉通西缘,构造稳定,是一个大型克拉通盆地,其内部可划分为渭北隆起、西缘前陆冲断带、天环坳陷、陕北斜坡、晋西挠褶带及伊盟隆起 6 个一级构造单元^[33-35]。盆地构造平缓,多表现为鼻状褶皱,总体上表现为西倾东翘的单斜面貌。研究区主要位于鄂尔多斯盆地中南部区域,具体分布在天环坳陷及陕北斜坡南部(图 1)。研究区自上而下所钻遇的地层有第四系、古近系、新近系、白垩系、侏罗系,以及三



叠系的延长组。其中,本文研究的目的层为三叠系延长组,地层分布具有北厚南薄、东厚西薄的特征。纵向上延长组地层主要以砂泥岩互层为特征,从下至上可以分为10个油层组,对应一套完整的河流—湖泊陆源碎屑岩沉积^[36-38](图2)。其中长10—长9油层组为初始湖盆形成阶段,分别对应河流相中—粗粒长石砂岩、泥质粉砂岩和河流—三角洲相沉积为主的灰白色中细砂岩、深灰色粉砂岩及灰黑色泥岩;长8油层组沉积时期湖盆急剧扩张,主要为湖泊—三角洲沉积体系下的三角洲前缘沉积砂体;长7油层组沉积时期湖盆面积达到顶峰,主要为浅湖—深湖相沉积环境,岩性以暗色泥岩、炭质泥岩、油页岩夹薄层粉细砂岩为主;长6—长1油层组沉积时期湖盆逐渐收缩至湖盆拗陷消亡,与长7油层组沉积期相比,长6时期的湖盆面积具有显著缩小的趋势,沉积相类型则以砂质碎屑流、重力流沉积和三角洲沉积为主,岩性以砂岩、粉砂岩和暗色泥岩为主。到长4+5油层组沉积时期,湖盆面积继续收

缩,沉积相类型为三角洲相沉积,岩性以黑色泥页岩为主^[39-40]。整体上延长组沉积过程反映了湖泊形成—扩张—收缩—消亡的全过程^[41]。

目前,钻井揭示研究区中生界主力产油层为长8、长6和长4+5油层组,已发现镇北油田、西峰油田及靖安油田等。储层主要发育于曲流河三角洲前缘水下分流河道及河口坝沉积,储集砂体以长石岩屑砂岩为主,其次为岩屑长石砂岩,储集空间包括原生孔隙和次生孔隙。

2 现今砂岩孔隙度剖面特征及成因分析

研究区延长组砂岩储层孔隙类型主要为原生粒间孔、次生粒间孔、粒内溶孔、长石溶孔、铸模孔及微裂隙等,最主要的孔隙类型为粒间溶孔。延长组砂岩地层长石含量高,有机酸溶蚀作用强,长石和碳酸盐矿物溶蚀形成的次生孔隙是一种主要的孔隙类型^[42-44]。本文通过录井、测井数据,利用声波时差测井资料,在精细岩性解释的基础上建立砂岩孔隙度深度剖面,研究了砂岩孔隙度随深度变化的关系,并在此基础上对砂岩孔隙度演化的成因进行了分析。

2.1 砂岩孔隙度深度剖面类型及特征

通过对研究区延长组多口探井的砂岩孔隙度深度剖面进行研究,发现砂岩孔隙度深度剖面具有分段特征,按照次生孔隙形成的起始层位和形态的不同,可以把砂岩孔隙度深度剖面划分为4类,并在此基础上总结了砂岩孔隙度深度剖面发育特征。

2.1.1 砂岩孔隙度深度剖面类型

(1)双峰I型。双峰I型砂岩孔隙度剖面总体上分为两段,延安组以上地层为正常趋势段,在半对数坐标系内表现为一条倾斜直线。从延安组开始地层发育次生孔隙,次生增孔段孔隙度相对于正常趋势明显增大,长7油层组顶部砂岩次生孔隙发育程度低,从长8油层组开始发育第二个次生增孔段,因此砂岩次生增孔段形态上呈两个溶蚀增孔峰(图3a)。

(2)双峰II型。和双峰I型砂岩孔隙度剖面形态相比,两者总体形态相似,不同的是双峰II型次生溶蚀增孔带发育的起始部位大约为2 000 m(对应延长组顶部),总体上发育的深度要比双峰I型埋藏深度要深(图3b)。

(3)单峰I型。单峰型孔隙度剖面的主要特征是整个次生溶蚀增孔段没有明显分段,从上到下形成一个大范围的次生增孔带。单峰I型次生增孔带

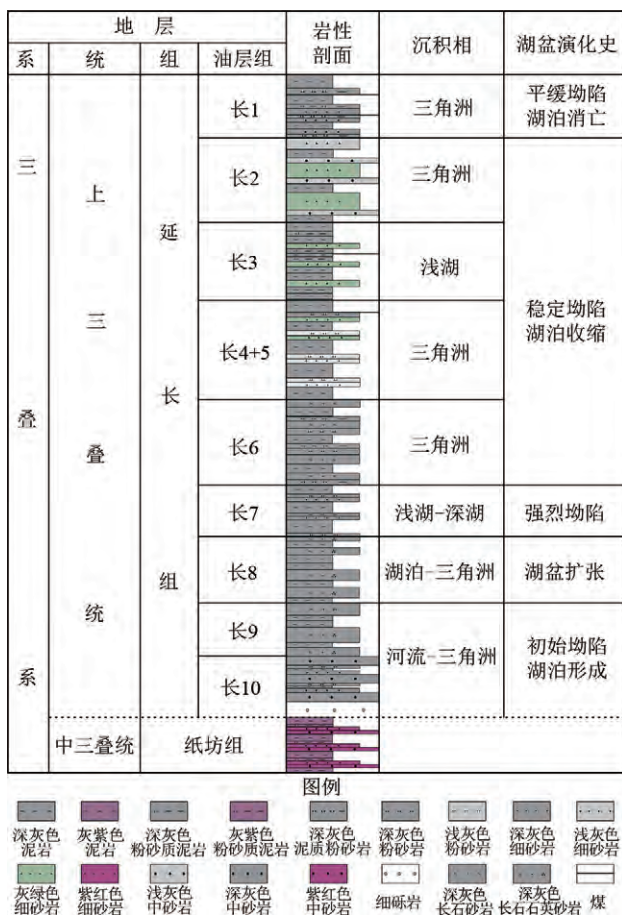


图2 研究区延长组地层综合柱状图
(据文献^[39-41]补充修改)

Fig.2 Stratigraphic column of the Yanchang Formation in the study area. Modified after ^[39-41].

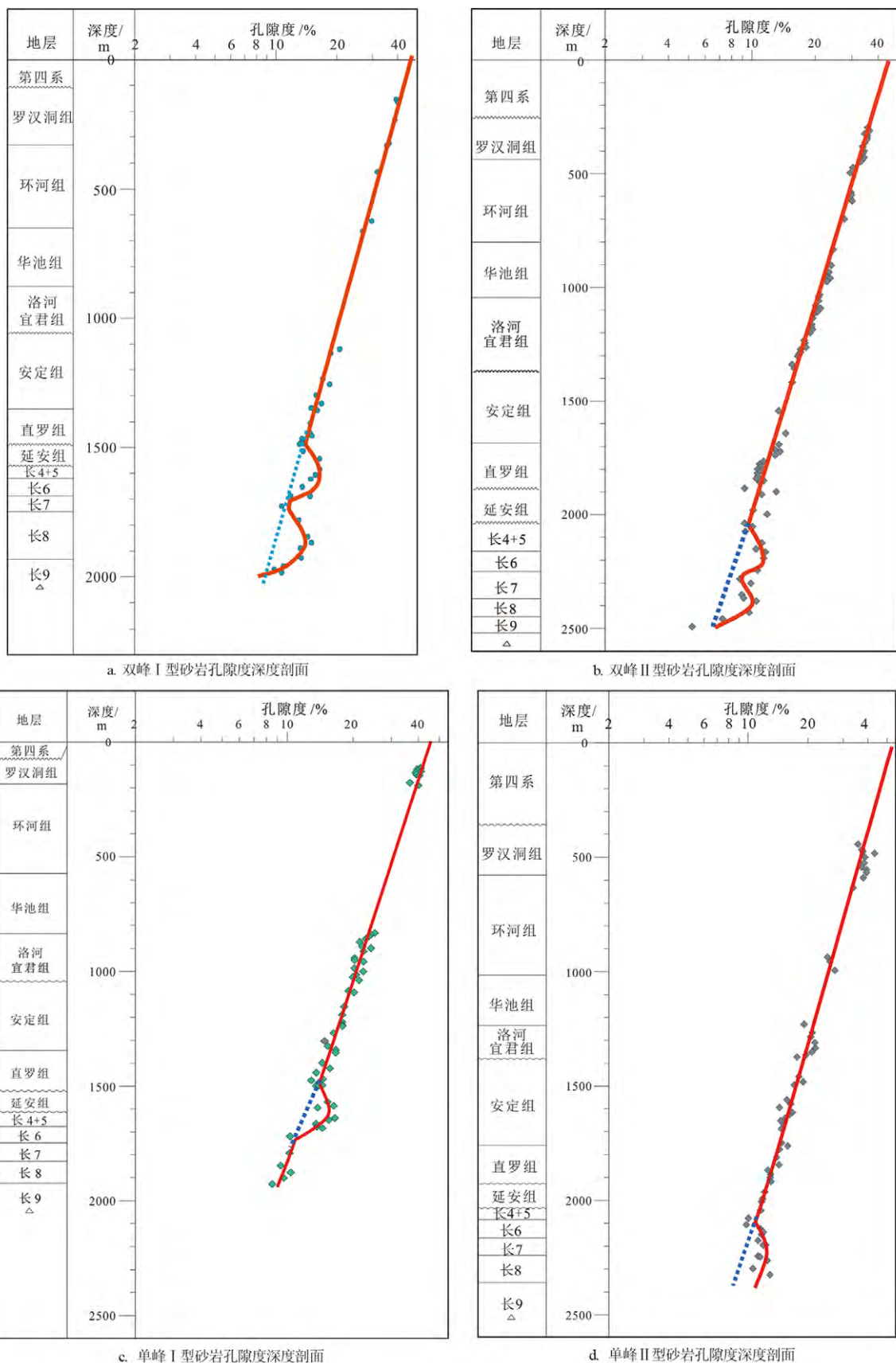


图 3 研究区现今砂岩孔隙度剖面特征

Fig.3 Four types of porosity depth profiles for sandstone of the study area

起始深度为 1 500 m 左右,对应延安组顶部,而延安组以上地层孔隙度主要表现为正常趋势段(图 3c)。

(4)单峰Ⅱ型。单峰Ⅱ型和单峰Ⅰ型相比,次生溶蚀增孔带起始深度在 2 100 m 左右,大概对应延长组长 6 顶部,而延长组长 6 顶部以上主要表现为正常趋势段,在半对数坐标系统内呈现一条倾斜直线。总体上次生溶蚀增孔带发育的深度要比单峰Ⅰ型埋藏深度要深(图 3d)。

2.1.2 砂岩孔隙度深度剖面特征

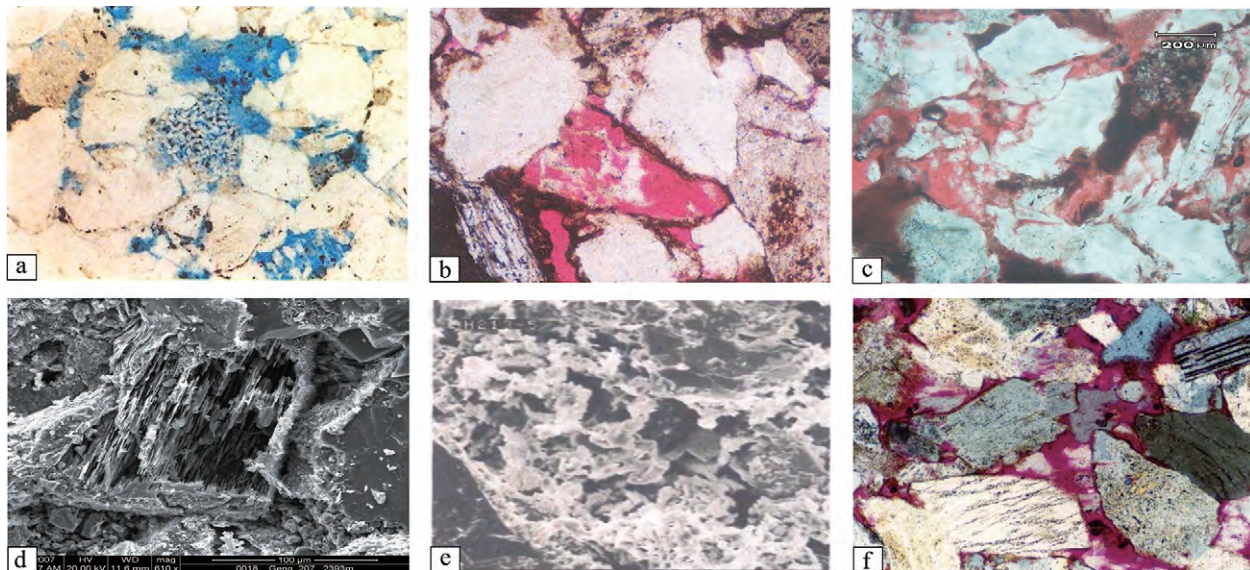
通过对比分析,发现研究区砂岩孔隙度深度剖面具有以下特征:(1)砂岩孔隙度剖面总体上分成两段,即正常趋势段和次生溶蚀增孔段;(2)正常趋势段总体形态差别不大,在半对数坐标系统内表现为一条倾斜直线,按照曲线趋势推测砂岩地表孔隙度为 45%~50%;孔隙度剖面斜率较大,孔隙度随深度变化的速率很快,在 2 000 m 时孔隙度减小到 10%左右;(3)孔隙度变化除了受深度影响之外,与地层年代也相关,埋深相同,年代越老孔隙度越小,说明孔隙度演化受时间和深度双重影响。

2.2 砂岩孔隙度演化成因分析

历经地质演化后,砂岩地层表现出不同的孔隙度特征,这主要缘于两个方面:一方面是地层沉积作用的差异,包括矿物组成、粒度和分选性等;另一方面是由于地层沉积后经历的成岩作用或成岩过程的

不同。通过对研究区西南、西北和东北(西峰油田、姬塬油田和安塞油田)3 个方向中典型的油藏进行解剖发现,姬塬油田和安塞油田长 4+5 和长 6 油层组都属于曲流河三角洲前缘水下分流河道沉积,西峰油田长 8 油层组属于辫状河三角洲前缘水下分流河道沉积,沉积相类型虽略有差异,但岩性都以中—细粒长石砂岩为主,颗粒分选较好,因此沉积作用造成的砂岩孔隙度差异较小,这一点可以从单井砂岩孔隙度剖面正常压实趋势和地表孔隙度具有相似性得到验证。此外,从 4 类砂岩孔隙度深度剖面上也可以发现,次生溶蚀作用增孔段出现的位置和形态不同,也说明砂岩孔隙度演化主要受成岩作用控制。

研究区延长组砂岩孔隙度深度剖面分析结果表明,砂岩孔隙度经历了两种变化效应:一种是孔隙度减小效应,对应储层的破坏性成岩作用,包括机械压实和胶结作用;另一种是孔隙度增大效应,对应于储层的建设性成岩作用,主要为次生溶蚀作用。为了能更清楚地认识次生孔隙发育的特征,研究中基于多口探井的薄片资料对延长组主要油层组(长 8、长 6 和长 4+5)的次生孔隙类型及数量进行了统计分析,结果显示延长组砂岩地层有效孔隙中 20%~50%为溶蚀作用产生的次生孔隙,其中以长石的溶蚀最为普遍,产生的粒间溶蚀孔和粒内溶蚀孔也最多(图 4a—d),极大地改善了长 8 和长 4+5 砂岩储



a—长 8 砂岩,长石发生溶蚀作用,产生粒间溶蚀孔,X60 井,1 591.25 m,铸体薄片,单偏光;b—长 8 砂岩,中央一个长石颗粒被溶蚀,Z6 井,2 193 m,铸体薄片,单偏光;c—长 4+5 砂岩,长石粒内溶蚀孔发育,H170 井,2 170.33 m,铸体薄片,单偏光;d—长 4+5 砂岩,长石颗粒内部溶蚀明显,粒内溶蚀孔发育,G207 井,2 393 m,扫描电镜;e—长 6 砂岩,长石粒内溶蚀孔发育,H213 井,1 690 m,扫描电镜;f—长 6 砂岩,浊沸石发生溶蚀,形成粒间孔,P40 井,1 710.5 m,铸体薄片,单偏光。

图 4 研究区延长组砂岩储层次生孔隙特征

Fig.4 Characteristics of secondary pores in sandstone strata of the Yanchang Formation in the study area

层物性。此外,长石和浊沸石溶蚀所形成的粒内溶蚀孔和粒间溶蚀孔对改善长6砂岩储层物性也起到了积极的作用(图4e,f)。上述两种效应的共同作用形成了现今砂岩孔隙度的演化结果(图5)。

进一步对延长组地层成岩序列进行分析,发现胶结作用开始于早成岩B亚期,对应地层温度为65~75℃(图6)。同时,结合地层的埋藏史、热史可以确定,现今地层胶结作用最开始发育位置为洛河—宜君组中部(图7)。这一结果表明洛河—宜君组之上的地层(浅层)孔隙度减小主要是缘于机械压实作用,洛河—宜君组之下(深层)孔隙度减小则是

由于压实和胶结共同作用。此外,对砂岩孔隙度增大的原因也进行了研究。岩石薄片观察发现,砂岩中岩屑与长石粒内溶孔、粒间溶孔和碎屑溶孔较发育,现今砂岩孔隙度联井剖面显示,工区内次生孔隙普遍发育,不同部位次生孔隙发育强度不同,垂向上可从延安组延续到长8下部,成岩序列分析结果显示,溶蚀作用从早成岩B亚期(70℃)开始发育,到成岩A期基本停止,当地温达到90℃后由于石油大量生成从而阻止了次生孔隙继续发育。由此可见,研究区砂岩孔隙度增大主要是溶蚀作用造成的,溶蚀作用具有明显的窗口特征。

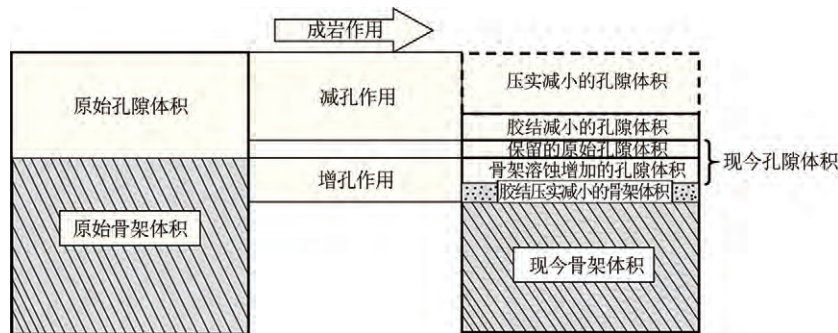


图5 成岩作用对碎屑岩储层孔隙影响示意图

Fig.5 Effect of diagenesis on pore size in elastic reservoir

同生 成岩期			(1) 海绿石, 鲕绿石的形成; (2) 同生结核的形成; (3) 平行层理面分布的菱铁矿微晶及斑块状泥晶; (4) 分布于粒间表面的泥晶碳酸盐																							
成岩 阶段		最高 古地温 /°C	有机质		泥质岩		砂岩中自生矿物 (胶结物)										溶解 作用		油气 充注	接触 类型	孔隙 类型					
期	亚期		R _o / %	孢粉 颜色	成熟 带	S/I中 的S / %	混层 类型 分带	蒙皂 石	S / I 混层	高岭 石	伊利 石	绿泥 石	石英 加大	铁方 解石	铁白 云石	沸 石	钠长 石化	油沸 石				绿帘 石	榍石	长石	碳酸 盐	沸石
早成岩	A	古常温 ~ 60	<0.35	淡黄	未成熟	>70	蒙皂石带																		点	原生孔隙为主
	B	55 ~ 75	0.35 ~ 0.5	深黄	半成熟	70 ~ 50	无序混层带						I													状
中成岩	A	75 ~ 105	0.5 ~ 1.3	桔黄	低熟—成熟	50 ~ 20	有序混层带						II												线状	可有次生孔—缝发育
	B	100 ~ 130	1.3 ~ 2.0	棕黄	高成熟	<20	伊利石带						III												缝合状	

图6 研究区延长组长8段地层成岩序列

Fig.6 Diagenetic sequence of Chang-8 member of the Yanchang Formation in the study area

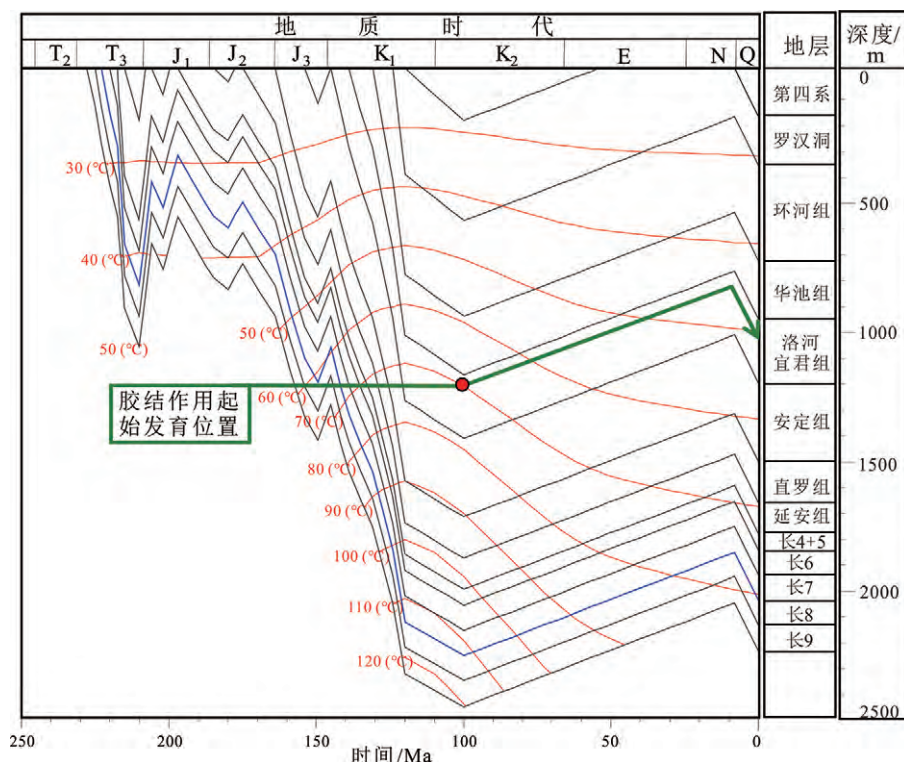


图7 研究区地层埋藏史热史图及胶结作用起始发育位置

Fig.7 Thermal and burial history curves for sandstone-bearing strata of the study area identifying the cementation starting position (red dot)

3 砂岩溶蚀增孔模型的建立

从上述的研究可以发现,在溶蚀作用发生的窗口内,砂岩的孔隙度会明显增加,然而,关于溶蚀作用具体可以形成多大的增孔量,目前还没有一个比较好的方法来评估。现有的方案更多是定性表征溶蚀作用对于砂岩孔隙度增加的影响,而定量确定由溶蚀作用导致的砂岩孔隙度增加的方法还没有形成。针对上述研究现状,本文采用化学反应动力学原理,首先从现今砂岩孔隙度特征入手确定次生孔隙大小,然后基于砂岩溶蚀增孔机理建立正演模型,最后模拟单井砂岩储层溶蚀增孔过程。

首先,研究中采用刘震等^[19]提出的孔隙度与时间和埋深的二元函数模型计算研究区砂岩发生溶蚀作用之前的孔隙度,此深度范围内,砂岩孔隙度减小主要是由于机械压实作用形成的。而地层深部由于压实和胶结共同作用导致的砂岩孔隙度减小的层段,潘高峰等^[45]研究发现,砂岩上部压实阶段和下部压实和胶结综合作用对孔隙度变化的影响效应具有继承性和一致性,孔隙度减小过程是一个连续的指数模型,因此根据效应模拟原则,可以把浅部纯压实作用模型向下延伸来代替孔隙度减小模型。基于

此,研究中统计了工区内多口井中发生溶蚀作用之前的纯砂岩的孔隙度、埋深和年代,做多元回归分析,得到二元函数如下:

$$\varphi_n = 47e^{(-0.000\ 205\ 1t - 0.000\ 625z - 0.000\ 000\ 615\ 2tz)} \quad (1)$$

式中: φ_n 为压实和胶结持续作用下剩余的孔隙度,%; t 为距今地质年代, Ma; z 为埋深, m。

通过(1)式,可以计算没有次生孔隙情况下的剩余孔隙度 φ_n ,那么现今实测的孔隙度 φ_t 和 φ_n 的差值 $\Delta\varphi$ 就是次生增孔量。如果次生增孔量 $\Delta\varphi$ 小于等于0则地层不存在次生孔隙,表明形成次生溶蚀孔隙的必要条件不具备。反之,如果 $\Delta\varphi$ 大于0,则表明地层发生过次生溶蚀作用。

进行砂岩次生溶蚀孔隙发育过程的研究,需要知道次生孔隙开始形成到结束的时间段,以及砂岩孔隙度在溶蚀窗口内和溶蚀过后的演化模型。下面将详细阐述砂岩溶蚀增孔模型的构建过程。

3.1 砂岩溶蚀增孔温度窗口确定

从砂岩孔隙度深度剖面可以发现,溶蚀作用具有明显的窗口特征,在对应的窗口之外,溶蚀作用不发生,推测可能与有机酸形成的温度有关。前人在研究有机酸对砂岩成岩作用影响时指出,60~140℃是地层干酪根热离解形成短链羧酸的主要阶

段,而 70~90 °C 有机酸浓度达到最大^[46-47]。目前,砂岩次生溶蚀孔隙已被证实是有机质热解形成的有机酸对长石等矿物的溶解形成的^[48-51]。

进一步讲,研究中对地层的成岩序列进行了分析,发现研究区长 8 砂岩溶蚀孔隙开始形成于早成岩 B 期,对应的古地温范围为 65~85 °C;中成岩 A 期对应地层温度为 75~105 °C,此时有机质开始成熟,早期排出大量有机酸,为溶蚀孔隙大量发育时期;而中成岩 B 期地温达到 90~130 °C,此时烃源岩已进入高成熟阶段,开始大量排烃,是石油的主充注时期,在油气混入和前期溶蚀作用共同影响下,有机酸浓度会降低,从而抑制了溶蚀增孔作用,导致孔隙度增大过程基本停止。

综合分析认为,研究区砂岩溶蚀增孔温度窗口为 70~90 °C。在地层温度小于 70 °C 时由于缺少有机酸,砂岩中不能形成大量的溶蚀孔隙,当地层温度高于 90 °C 时,由于有机酸浓度降低和石油侵位,溶蚀作用也很微弱,基本不产生次生孔隙。因此,70~90 °C 是比较合适的溶蚀增孔温度窗口。

3.2 砂岩溶蚀增孔模型的建立

在溶蚀作用发生的窗口内,长石等矿物会在有机酸的作用下发生溶解。本文基于化学反应动力学原理,即矿物溶解速率与有机酸浓度成正比,而矿物溶解速率即物质量的变化率,地层中溶蚀矿物的量与其自身的体积成正比,而溶蚀矿物体积等于溶蚀增加的孔隙度,因此孔隙度随浓度变化率为

$$\frac{\delta\varphi_s}{\delta t} = k'_1 C + c'_0 \quad (2)$$

式中: φ_s 为溶蚀形成的孔隙度,%; k'_1 为比例常数; C 为有机酸浓度,mol/L; t 为反应时间,Ma; c'_0 为待定常数。

前人研究表明,油田水中有机酸浓度随温度变化曲线近似于抛物线,且最大浓度对应 80 °C 左右^[52],据此,可以建立有机酸浓度与温度的关系式:

$$C = aT^2 + bT + c_1 \quad (3)$$

式中: C 为有机酸浓度,mol/L; T 为地层温度,°C; a , b , c_1 为待定常数。

在特定的时间段中埋深与时间成正比例关系:

$$z = k_2 t + c_2 \quad (4)$$

式中: z 为埋深,m; t 为距今时间,Ma; k_2 , c_2 为待定常数。

温度与埋深为线性关系:

$$T = k_3 z + c_3 \quad (5)$$

式中: T 为地层温度,°C; z 为埋深,m; k_3 , c_3 为待定常数。

将式(4)代入式(5)再代入式(3),得到有机酸浓度与时间的关系式:

$$C = a_1 t^2 + b_1 t + c_4 \quad (6)$$

式中: C 为有机酸浓度,mol/L; t 为距今时间,Ma; a_1 , b_1 , c_4 为待定常数。

将式(6)代入式(2)可得酸化窗口内砂岩孔隙度变化率模型:

$$\frac{\delta\varphi_s}{\delta t} = a' t^2 + b' t + c' \quad (7)$$

式中: φ_s 为溶蚀形成的孔隙度,%; t 为距今时间,Ma; a' , b' , c' 为待定常数。

将式(7)转换为地史时间,设定模型的时间范围,即地层温度首次达到 70 °C 的时间为 t_1 ,首次达到 90 °C 的时间为 t_2 ,带入边界条件: $t - t_1 = 0$ 时, $\varphi_s = 0$,且孔隙度变化率为 0; $t - t_2 = 0$ 时, $\varphi_s = \Delta\varphi$,增孔率曲线关于中心对称,即

$$\begin{cases} \frac{\delta\varphi_s}{\delta t} = a(t - t_1)^2 + b(t - t_1), t_2 \leq t \leq t_1 \\ \varphi_s = 0, t = t_1 \\ -\frac{b}{2a} = \frac{t_1 + t_2}{2} \\ \varphi_s = \Delta\varphi, t = t_2 \end{cases} \quad (8)$$

求解式(8),可得到砂岩地层溶蚀增孔量在酸化窗口内的函数模型:

$$\varphi_s = -\frac{2\Delta\varphi}{\Delta t^3}(t - t_1)^3 + \frac{3\Delta\varphi}{\Delta t^2}(t - t_1)^2 \quad (9)$$

式中: φ_s 为溶蚀作用增加的孔隙度,%; $\Delta\varphi$ 为现今次生增孔量,%; t 为距今时间,Ma; t_1 为地层温度首次达到 70 °C 的时间,Ma; t_2 为地层温度首次达到 90 °C 对应的时间,Ma。

根据孔隙度剖面上现今溶蚀孔隙带展布特征,结合溶蚀孔隙成因分析,认为地层沉降超过酸化窗口后溶蚀增孔作用基本停止。因此,砂岩溶蚀孔隙度增大模型包括 3 个阶段:第一阶段,地层进入酸化窗口之前,由于酸化溶蚀发生的条件不满足, φ_s 为 0;第二阶段,地层进入酸化窗口内,砂岩累计溶蚀增孔量 φ_s 是现今次生增孔量 $\Delta\varphi$ 和时间 t 的三次函数;第三阶段,地层继续深埋超过酸化窗口后,溶蚀孔隙不再变化, $\varphi_s = \Delta\varphi$,因此砂岩孔隙度增大过程为分段函数:

$$\varphi_s = \begin{cases} 0, t > t_1; \\ -\frac{2\Delta\varphi}{\Delta t^3}(t - t_1)^3 + \frac{3\Delta\varphi}{\Delta t^2}(t - t_1)^2, t_1 \geq t > t_2 \\ \Delta\varphi, t \leq t_2 \end{cases} \quad (10)$$

式中: φ_s 为溶蚀作用增加的孔隙度,%; $\Delta\varphi$ 是现今次生增孔量,%; t 为距今时间,Ma; t_1 为地层温度首次达到70℃的时间,Ma; t_2 为地层温度首次达到90℃对应的时间,Ma。

因此,可以结合式(1)和(10)计算任意时间点上砂岩在溶蚀窗口内孔隙度增大值。

4 实例应用

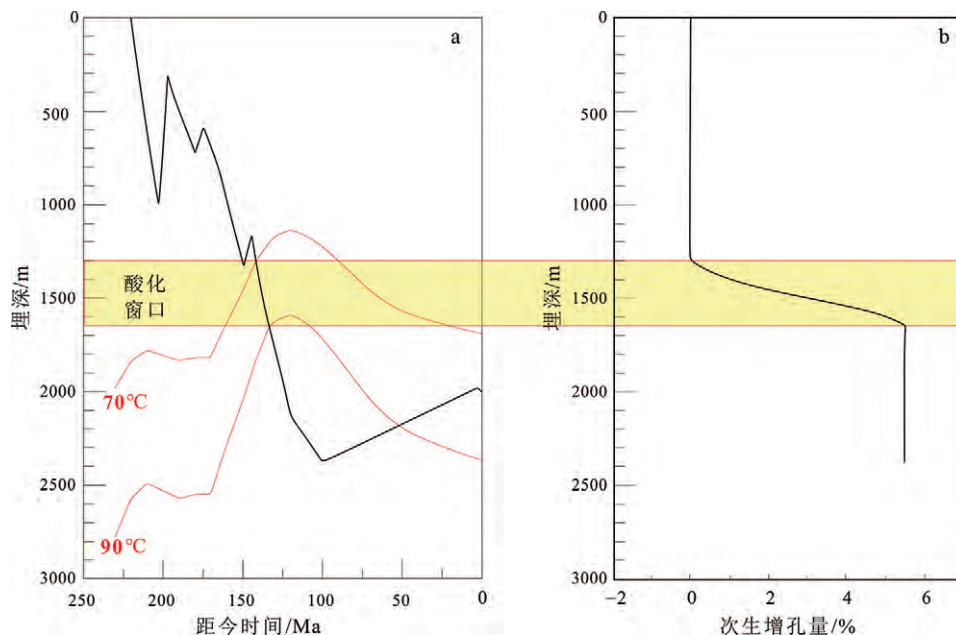
在砂岩溶蚀增孔模型建立以后,结合砂岩地层埋藏史和热史研究成果,可以定量计算砂岩地层在溶蚀窗口内孔隙度增大值。研究以鄂尔多斯盆地中南部地区延长组的砂岩为例,分别计算了研究区南部镇泾地区红河1井长8砂岩、东部安塞地区丹40井长6砂岩及北部姬塬地区峰12井长4+5砂岩在有机酸溶蚀作用下孔隙度增加值。

图8a显示,红河1井长8地层从距今220 Ma开始接受沉积,在225~145 Ma这一阶段地层埋深较浅,地层温度小于70℃,还未能到达酸化窗口,由于缺少有机酸,砂岩中不能形成溶蚀孔隙,因此,由有机酸溶蚀作用形成的溶蚀增孔量为0(图8b);在145~130 Ma,早白垩世地层经历一次热事件,地温梯度达到4.4℃/100 m,长8地层温度为70~90℃,此时砂岩地层已进入酸化窗口,有机质开始成熟,排出大量有机酸,从而发生酸化溶蚀作用,结

合公式(1)和(10)计算酸化窗口内砂岩孔隙度累积增加了5.6%(图8b)。130 Ma之后,随着地层持续埋深,地温也继续上升,有机酸减小,同时石油大规模充注,这些因素导致酸性溶蚀作用基本停止,55 Ma时,地层再次进入酸化增孔温度窗口,但由于排酸期已过,所以这一阶段的溶蚀增孔量保持不变,仍然为5.6%(图8b)。

安塞地区丹40井长6砂岩次生增孔过程模拟结果显示,长6砂岩地层从距今220 Ma开始沉积,在220~130 Ma这一阶段由于地层埋深较浅,地层温度小于70℃,不在酸化窗口范围内,此时次生孔隙还没开始发育,因而次生增孔量为0;130~110 Ma,模拟的地层温度为70~90℃,砂岩地层已进入酸化窗口,此时,基于构建的砂岩溶蚀增孔模型计算出这一过程溶蚀孔隙累积增加3%;110 Ma之后,由于地温升高导致有机酸分解加上石油侵位,溶蚀作用停止,在距今50 Ma时地层再次进入酸化窗口,但此时排酸期已过,这一阶段的次生增孔量保持不变,为3%(图9)。

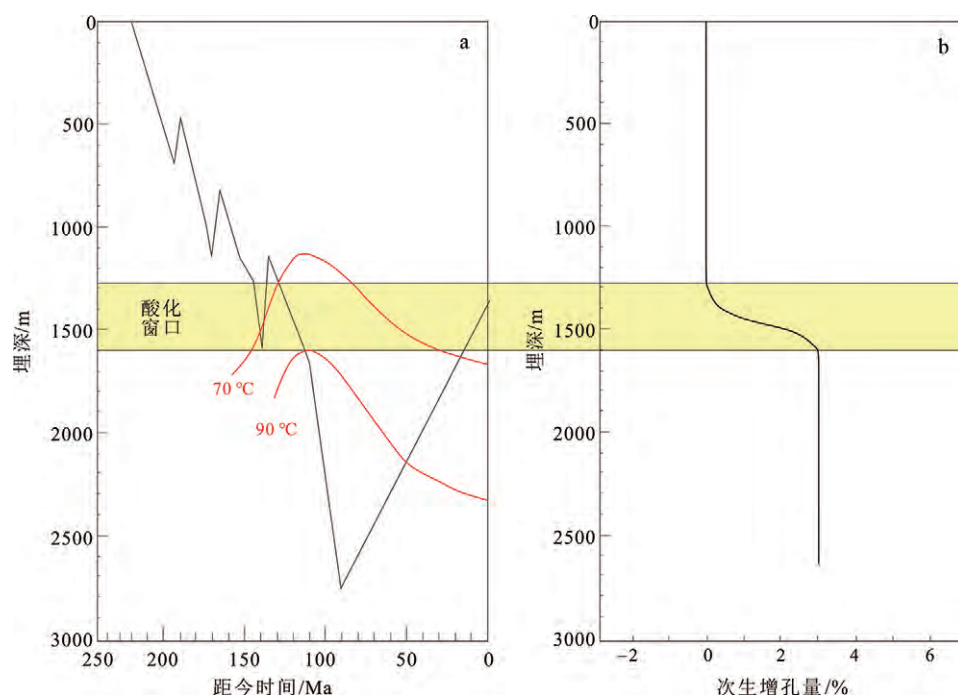
姬塬地区峰12井长4+5砂岩次生增孔过程的模拟结果表明,长4+5砂岩地层从距今215 Ma开始沉积,在215~150 Ma这一阶段由于地层埋藏深度较浅,地层温度小于70℃,此时,由于处在酸化窗口之外,有机酸较少,不能形成溶蚀孔隙。因此,有机酸溶蚀作用形成的次生增孔量为0;在150~



a—红河1井长8地层埋藏史与热史图;b—在酸化窗口内,红河1井长8砂岩地层孔隙度增大过程示意图。

图8 研究区南部镇泾地区红河1井长8砂岩孔隙度增大过程研究

Fig.8 Modeling of porosity increase in Chang-8 sandstone of well Honghe-1, Zhenjing, southern study area



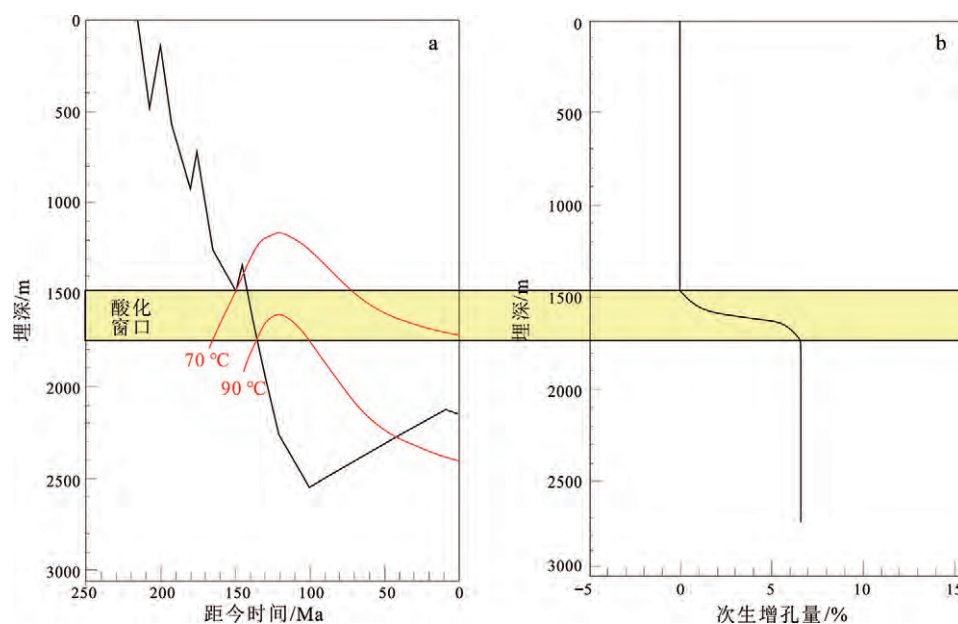
a—丹 40 井长 6 地层埋藏史与热史图；b—在酸化窗口内，丹 40 井长 6 砂岩地层孔隙度增大过程示意图。

图 9 研究区东部安塞地区丹 40 井长 6 砂岩孔隙度增大过程研究

Fig.9 Modeling of porosity increase in tChang-6 sandstone of well Dan-40, Ansai, eastern study area

135 Ma这一阶段，受早白垩世鄂尔多斯盆地热事件的影响，地温梯度可达 $4.4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ，此时，模拟的地层温度为 $70\sim 90\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，很显然，砂岩地层已进入酸化窗口，采用本文提出的砂岩溶蚀增孔模型，计算出这一过程溶蚀孔隙累积增加值为 6.5% ；在 135 Ma

之后，随着砂岩地层埋藏深度的增加，地温继续升高导致有机酸分解，加上石油侵位的影响，酸化溶蚀作用停止，在 43 Ma 时砂岩地层虽然再次进入酸化窗口，但由于排酸期已过，所以这一阶段的次生增孔量保持不变，仍然为 6.5% （图 10）。



a—峰 12 井长 4+5 地层埋藏史与热史图；b—在酸化窗口内，峰 12 井长 4+5 砂岩地层孔隙度增大过程示意图。

图 10 研究区北部姬塬地区峰 12 井长 4+5 砂岩孔隙度增大过程研究

Fig.10 Modeling of porosity increasing in Chang-4+5 sandstone of well Feng-12, Jiyuan, northern study area

5 结论

(1)研究区延长组现今砂岩孔隙度剖面总体上可分成两段,即正常趋势段和次生溶蚀增孔段,进一步根据次生孔隙形成的起始层位和形态特征,现今砂岩孔隙度深度剖面可划分为双峰Ⅰ型、双峰Ⅱ型、单峰Ⅰ型和单峰Ⅱ型4种类型。

(2)延长组现今砂岩孔隙度主要经历了孔隙度减小和孔隙度增大两种变化效应。浅部地层孔隙度减小主要是缘于机械压实作用,深部地层孔隙度减小则是由于压实和胶结共同作用,而孔隙度增大主要由有机酸溶蚀长石等矿物产生的。

(3)建立了砂岩溶蚀增孔定量模型,具体包括3个阶段:①地层进入酸化窗口之前,由于酸化溶蚀发生的条件不满足,砂岩溶蚀增孔量为0;②地层进入酸化窗口内,砂岩累计溶蚀增孔量是现今次生增孔量和时间的函数;③地层继续深埋超过酸化窗口后,溶蚀孔隙不再变化。即砂岩溶蚀增孔模型是一个分段函数,具有明显的窗口效应。

(4)基于砂岩地层埋藏史和热史研究资料,结合砂岩溶蚀增孔定量模型,可以计算砂岩地层在溶蚀窗口内孔隙度增加值。研究以鄂尔多斯盆地中南部地区延长组的砂岩为例,分别计算了研究区南部镇泾地区红河1井长8砂岩、东部安塞地区丹40井长6砂岩及北部姬塬地区峰12井长4+5砂岩在有机酸溶蚀作用下孔隙度增加值。计算结果显示溶蚀作用产生的增孔量展现出明显的阶段性特征,实现了溶蚀作用对于砂岩孔隙度增加值的定量表征,具有重要的应用和推广意义。

参考文献

- [1] MORAD S, KETZER J M, DE ROS L F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins [J]. *Sedimentology*, 2000, 47: 95-120.
- [2] 史基安, 晋慧娟, 薛莲花. 长石砂岩中长石溶解作用发育机理及其影响因素分析[J]. *沉积学报*, 1984, 12(3): 67-75.
- [3] 赵国泉, 李凯明, 赵海玲, 等. 鄂尔多斯盆地上古生界天然气储集层长石的溶蚀与次生孔隙的形成[J]. *石油勘探与开发*, 2005, 32(1): 53-55, 75.
- [4] 杨俊杰, 黄月明, 张文正, 等. 乙酸对长石砂岩溶蚀作用的实验模拟[J]. *石油勘探与开发*, 1995(4): 82-86, 113.
- [5] 魏千盛, 魏克颖, 李桢禄, 等. 苏里格西部致密砂岩气藏储层成岩作用特征及孔隙度定量演化[J]. *地质与勘探*, 2021, 57(2): 439-449.
- [6] 康昱, 陈刚, 张卫刚, 等. 鄂尔多斯盆地姬塬油区铁边城区块长8储层成岩致密化及其与油气成藏关系[J]. *地质科技通报*, 2021, 40(2): 64-75.
- [7] 白蕾, 吴春燕, 杜炜, 等. 致密砂岩储层特征及控制因素: 以鄂尔多斯盆地陕北地区长7和长10储层为例[J]. *西北大学学报(自然科学版)*, 2021, 51(1): 95-108.
- [8] 刘锐娥, 吴浩, 魏新善, 等. 砂岩储层中长石的异常分布及成因: 以鄂尔多斯盆地二叠系石盒子组8段为例[J]. *中国矿业大学学报*, 2017, 46(1): 96-105.
- [9] 魏新善, 肖红平, 刘锐娥, 等. 热异常酸洗作用与鄂尔多斯盆地上古生界长石消失事件[J]. *地质学报*, 2017, 91(9): 2139-2149.
- [10] 张哲豪, 魏新善, 弓虎军, 等. 鄂尔多斯盆地定边油田长7致密砂岩储层成岩作用及孔隙演化规律[J]. *油气地质与采收率*, 2020, 27(2): 43-52.
- [11] 刘长利, 刘欣, 张莉娜, 等. 碎屑岩成岩作用及其对储层的影响: 以鄂尔多斯盆地镇泾地区为例[J]. *石油实验地质*, 2017, 39(3): 348-354.
- [12] 张梦婷, 李文厚, 白金莉, 等. 镇泾地区延长组长9段储层成岩作用特征[J]. *西安科技大学学报*, 2016, 36(6): 837-842.
- [13] 马骞, 周思宾, 赵瑞鹏, 等. 鄂尔多斯盆地镇泾地区泾河2井区长8₁储层特征及成藏模式[J]. *地下水*, 2016, 38(6): 161-164.
- [14] 宋婷婷. 镇泾地区延长组长7致密砂岩储层成岩作用特征[J]. *科技创新与应用*, 2016(23): 172.
- [15] 贺育超, 赵俊兴, 关登彬, 等. 镇泾地区长8、长6段储层特征及成岩作用对孔隙的改造[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2021, 48(2): 217-225.
- [16] 宋婷婷. 鄂尔多斯盆地镇泾地区长8油层组成岩作用与定量孔隙演化[D]. 青岛: 山东科技大学, 2017.
- [17] ATHY L F. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks[J]. *AAPG Bulletin*, 1930, 14(1): 1-24.
- [18] ATHY L F. Compaction and oil migration[J]. *AAPG Bulletin*, 1930, 14(1): 25-35.
- [19] 刘震, 邵新军, 金博, 等. 压实过程中埋深和时间对碎屑岩孔隙度演化的共同影响[J]. *现代地质*, 2007, 21(1): 125-132.
- [20] 王英民. 海相残余盆地成藏动力学过程模拟理论与方法: 以广西十万大山盆地为例[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [21] 刘博. 鄂尔多斯盆地陇东地区长8段储层物性及演化研究[D]. 西安: 西北大学, 2008.
- [22] 孟元林, 姜文亚, 刘德来, 等. 储层孔隙度预测与孔隙演化史模拟方法探讨: 以辽河拗陷双清地区为例[J]. *沉积学报*, 2008, 26(5): 780-788.
- [23] 孟元林, 修洪文, 孟凡晋, 等. 用泥岩热解资料预测储层次生孔隙发育带[J]. *天然气工业*, 2008, 28(10): 41-43, 137.
- [24] 孟元林, 王又春, 姜文亚, 等. 辽河拗陷双清地区古近系沙河街组四段孔隙度演化模拟[J]. *古地理学报*, 2009, 11(2): 225-232.
- [25] MAXWELL J C. Influence of depth, temperature, and geo-

- logic age on porosity of quartzose sandstone[J]. AAPG Bulletin, 1964, 48(5): 697-709.
- [26] 贝丰,王允诚. 沉积物的压实作用与烃类的初次运移[M]. 北京:石油工业出版社,1985:257-264.
- [27] CHESTER J S, LENZ S C, CHESTER F M, et al. Mechanisms of compaction of quartz sand at diagenetic conditions[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220 (3/4): 435-451.
- [28] 刘国勇,金之钧,张刘平. 碎屑岩成岩压实作用模拟实验研究[J]. 沉积学报,2006,24(3):407-413.
- [29] HE W W, HAJASH A, SPARKS D. Evolution of fluid chemistry in quartz compaction systems: experimental investigations and numerical modeling[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, 71(20): 4846-4855.
- [30] FAWAD M, MONDOL N H, JAHREN J, et al. Microfabric and rock properties of experimentally compressed silt-clay mixtures[J]. Marine and Petroleum Geology, 2010, 27(8): 1698-1712.
- [31] 操应长, 蕙克来, 王健, 等. 砂岩机械压实与物性演化成岩模拟实验初探[J]. 现代地质, 2011, 25(6): 1152-1158.
- [32] 姜亚南. 机械压实作用对低孔低渗储层的影响: 以渤海地区古近系致密储层为例[D]. 长春: 吉林大学, 2014: 57-61.
- [33] 长庆油田石油地质志编写组. 中国石油地质志: 第12卷[M]. 北京: 石油工业出版社, 1992.
- [34] 吴崇筠, 薛叔浩. 中国含油气盆地沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 1992.
- [35] 何自新. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气[M]. 北京: 石油工业出版社, 2003.
- [36] 李兆雨, 李文厚, 吴越, 等. 鄂尔多斯盆地姬塬地区延长组长8油层组储层特征及主控因素[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2020, 50(2): 193-203.
- [37] 刘翰林, 王凤琴, 杨友运, 等. 西峰油田 DZ—ZY 地区长8储集层长石溶蚀特征及溶蚀强度计算[J]. 新疆石油地质, 2017, 38(1): 27-33.
- [38] 鞠玮, 尤源, 冯胜斌, 等. 鄂尔多斯盆地延长组长7油层组致密砂岩储层理缝特征及成因[J]. 石油与天然气地质, 2020, 41(3): 596-605.
- [39] 周晓娜. 姬塬地区长6段储层成岩作用及其孔隙演化[D]. 大庆: 东北石油大学, 2019.
- [40] 斯扬. 姬塬地区长8、长9低渗透砂岩油藏地层水与油藏的关系研究[D]. 西安: 西北大学, 2019.
- [41] 付金华, 郭正权, 邓秀芹. 鄂尔多斯盆地西南地区上三叠统延长组沉积相及石油地质意义[J]. 古地理学报, 2005, 7(1): 34-44.
- [42] 张峭楠, 丁晓琪. 鄂尔多斯盆地南部延长组致密砂岩储层特征及其成因[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2010, 37(4): 386-394.
- [43] 王新民, 郭彦如, 付金华, 等. 鄂尔多斯盆地延长组长8段相对高孔渗砂岩储集层的控制因素分析[J]. 石油勘探与开发, 2005, 32(2): 35-38.
- [44] 赵俊兴, 黄德才, 罗媛, 等. 鄂尔多斯盆地南部长6段储层成岩作用特征[J]. 天然气工业, 2009, 29(3): 34-37, 133.
- [45] 潘高峰, 刘震, 胡晓丹. 镇泾长8砂岩古孔隙度恢复方法与应用[J]. 科技导报, 2011, 29(3): 34-38.
- [46] SURDAM R C, BOESE S W, CROSSEY L J. The chemistry of secondary porosity [J]. AAPG Memoir, 1984, 37: 127-149.
- [47] SURDAM R C, CROSSEY L J, HAGEN E S, et al. Organic-inorganic and sandstone diagenesis[J]. AAPG Bulletin, 1989, 73(1): 1-23.
- [48] STOESELL R K, PITTMAN E D. Secondary porosity revisited: the chemistry of feldspar dissolution by carboxylic acids and anions [J]. AAPG Bulletin, 1990, 74 (12): 1795-1805.
- [49] 杨晓宁, 陈洪德, 寿建峰, 等. 碎屑岩次生孔隙形成机制[J]. 大庆石油学院学报, 2004, 28(1)4-6, 117.
- [50] 陈丽华, 赵澄林, 纪友亮, 等. 碎屑岩天然气储集层次生孔隙的三种成因机理[J]. 石油勘探与开发, 1999, 26(5): 77-79, 10.
- [51] FEIN J B. Experimental study of aluminum-oxalate complexing at 80 °C: implications for the formation of secondary porosity within sedimentary reservoirs[J]. Geology, 1991, 19(10): 1037-1040.
- [52] CAROTHERS W W, KHARAKA Y K. Aliphatic acid anions in oil-field waters: implications for origin of natural gas[J]. AAPG Bulletin, 1978, 62(12): 2441-2453.