



典型含油气盆地深层富长石碎屑岩储层长石溶蚀接力成孔认识及其油气地质意义

操应长^{1,2*}, 远光辉^{1,2†}, 王艳忠¹, 咎念民¹, 靳子濠¹, 刘可禹¹, 葱克来¹, 魏亦晗¹, 孙沛沛¹

1. 中国石油大学(华东)山东省深层油气重点实验室, 青岛 266580;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071

* 通讯作者, E-mail: caoych@upc.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: yuan.guanghui@upc.edu.cn

收稿日期: 2021-05-31; 收修改稿日期: 2022-03-24; 接受日期: 2022-04-06; 网络版发表日期: 2022-07-25

国家自然科学基金项目(批准号: 41872140、41821002、41911530189)、国家油气重大专项项目(编号: 2016ZX05006-007)、泰山学者青年专家项目(编号: tsqn201909061)、中央高校创新基金项目(编号: 20CX06067A)和青岛海洋科学与技术试点国家实验室山东省专项项目(编号: 2021QNLM020001)资助

摘要 含油气盆地碎屑岩储层中富含长石等大量铝硅酸盐矿物, 长石溶蚀作用普遍发育, 且长石溶蚀形成的次生孔隙是深层碎屑岩储层重要的储集空间. 文章基于对渤海湾盆地、塔里木盆地和珠江口盆地等碎屑岩储层地质实例成岩作用和流体-岩石相互作用物理及数值模拟实验的研究, 结合国内外碎屑岩储层长石溶蚀作用研究进展, 提出了含油气盆地深层碎屑岩储层“长石溶蚀接力成孔”认识. 长石溶蚀作用从含油气盆地浅层开放体系到深层-超深层封闭体系均可发生, 表现出接力成孔效应, 包含三层含义. 一是溶蚀矿物的侵蚀性流体的接力: 地表-早成岩A期主要是大气淡水, 早成岩B期-中成岩A期主要是配套烃源岩中干酪根热演化生成有机酸和CO₂等酸性流体, 中成岩B期-晚成岩期主要是油气储层中烃类高温水氧化生成的CO₂和有机酸等酸性流体. 二是长石溶蚀成孔过程的接力: 深层储层中的规模性长石次生孔隙既有中/浅层溶蚀形成后保存到深层的, 又有直接在深层溶蚀形成的, 是不同期次、不同来源酸性流体对长石矿物多期持续溶蚀改造的叠合. 三是长石溶蚀路径和增孔-保孔效应的转换接力: 地表-早成岩阶段发育开放-半开放成岩体系, 长石溶蚀形成增孔型次生孔隙; 中成岩-晚成岩阶段发育近封闭-封闭成岩体系, 长石溶蚀形成调配型次生孔隙, 伴生的胶结作用使岩石具有更强抗压性, 利于次生孔隙有效保存. 这一认识的提出, 将含油气盆地中次生孔隙形成窗口从传统认识的生酸-生油窗拓展到成藏后高温生气窗, 合理解释了深层-超深层长石溶蚀次生孔隙主导的低渗-中孔型优质储层的发育机理, 对拓展深层-超深层油气勘探领域有重要意义.

关键词 含油气盆地, 深层-超深层, 碎屑岩储层, 热演化生酸, 长石溶蚀, 接力成孔

中文引用格式: 操应长, 远光辉, 王艳忠, 咎念民, 靳子濠, 刘可禹, 葱克来, 魏亦晗, 孙沛沛. 2022. 典型含油气盆地深层富长石碎屑岩储层长石溶蚀接力成孔认识及其油气地质意义. 中国科学: 地球科学, 52(9): 1694-1725, doi: 10.1360/SSTe-2020-0157

英文引用格式: Cao Y, Yuan G, Wang Y, Zan N, Jin Z, Liu K, Xi K, Wei Y, Sun P. 2022. Successive formation of secondary pores via feldspar dissolution in deeply buried feldspar-rich clastic reservoirs in typical petroliferous basins and its petroleum geological significance. Science China Earth Sciences, 65(9): 1673-1703, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9931-9>

1 引言

富长石碎屑岩是全球含油气盆地一类重要的油气储层,其在诸如欧洲北海油田、美国墨西哥湾盆地以及中国渤海湾盆地、鄂尔多斯盆地、松辽盆地、塔里木盆地和珠江口盆地等大型富油气区均有大量发育,有着巨大的油气资源潜力(Ehrenberg和Jakobsen, 2001; Dutton和Loucks, 2010; 孟元林等, 2011; Yuan等, 2015a; 朱筱敏等, 2019). 从浅层地表到含油气盆地深层-超深层(大于6000m), 现代沉积物和碎屑岩储层中长石溶蚀作用普遍发育,长石次生孔隙是深层-超深层储层的重要储集空间. 长石溶蚀过程包含了长石溶解、溶解物质传输(Na、K、Si、Al)和溶解物质再沉淀的整个过程,对储层质量演化具有重要影响(Glasmann, 1992; van Berk等, 2013; Yuan等, 2019a). 目前,针对含油气盆地中长石溶蚀成孔作用的研究仍存在如下问题: (1) 长石次生溶孔在含油气盆地浅层-深层/超深层储层中普遍可见,这些次生孔隙是中浅层形成并保存到深层-超深层,还是在深层-超深层阶段直接形成,尤其是成藏后的深埋高温热演化阶段长石溶蚀作用能否持续发生(Seewald, 2001a, 2003; 胡文瑄, 2016; Yuan等, 2019a)? (2) 若长石次生孔隙在不同埋藏阶段均可形成,则不同阶段溶蚀长石的侵蚀性流体来源分别是什么,埋藏阶段干酪根热演化生成的酸性流体是否在烃源岩中大量内耗,油气藏中原油高温热演化能否生酸,有机来源酸性流体是否能够满足规模性溶蚀成孔的需要(Schmidt和McDonald, 1979; Surdam和Crossey, 1987; Helgeson等, 1993; Seewald, 2003; Taylor等, 2010; Ehrenberg等, 2012; van Berk等, 2013; Bjørlykke, 2014; Yuan等, 2015b)? (3) 长石矿物中Na、K、Si、Al、O等多种元素的存在决定了长石溶蚀过程和溶蚀产物的复杂性,储层由浅层向深层-超深层埋藏过程中,成岩体系由开放逐渐向半封闭、封闭演化,不同成岩体系中长石溶蚀的路径是什么,溶蚀形成的次生溶孔(溶蚀产物组合)有什么特征,其物性响应又如何(Taylor等, 2010; Bjørlykke和Jahren, 2012; Yuan等, 2017a, 2019a)?

本文基于研究团队十余年来对渤海湾盆地济阳坳陷和黄骅坳陷古近系与二叠系、塔里木盆地库车坳陷白垩系和侏罗系、珠江口盆地白云凹陷古近系等碎屑

岩储层中长石溶蚀作用及其伴生自生矿物的系统研究和对青岛地区现代沉积散沙中长石次生孔隙的分析,基于流体-岩石相互作用物理和数值模拟实验结果,结合国内外烃源岩热演化生酸以及碎屑岩储层长石溶蚀作用研究进展,系统总结了含油气盆地中长石溶蚀过程、机理及地质意义,提出了含油气盆地深层富长石碎屑岩储层中“长石溶蚀接力成孔”认识: 浅层-深层储层中长石溶蚀作用可以持续发生,但溶蚀作用是通过不同来源的侵蚀性酸性流体(大气水、干酪根热演化生酸、烃类高温水氧化生酸)在不同成岩阶段的接力供给来实现的,并不是单一来源流体对长石的持续溶蚀;相应地,不同阶段长石溶蚀的路径及其增孔(保孔)效应也不是持续不变的,而是在发生转换接力. 该成果解释了深层-超深层长石溶蚀次生孔隙主导型低渗-中孔型优质储层的发育机理,拓深了深层富长石碎屑岩储层的勘探下限,为含油气盆地深层-超深层油气勘探提供了基础理论支撑.

2 含油气盆地长石溶蚀物质基础——富/含长石碎屑岩储层

2.1 全球典型盆地中富/含长石碎屑岩储层分布特征

长石矿物是含油气盆地碎屑岩储层中重要的骨架颗粒,大量钻井岩芯资料表明,长石矿物存在于全球范围内古生代-新生代不同类型含油气盆地、不同沉积相、不同岩性的碎屑岩中(图1~3; 网络版附表1, <http://earthcn.scichina.com>). 例如,欧洲北海油田三叠系-侏罗系(Glasmann, 1992; Nedkvitne和Bjørlykke, 1992; Girard等, 2002), 美国墨西哥湾盆地古近系(Loucks, 2005; Dutton和Loucks, 2010, 2014), 中国渤海湾盆地古近系(Yuan等, 2015a)、鄂尔多斯盆地三叠系(贺艳祥等, 2010)、松辽盆地白垩系(孟元林等, 2011)、塔里木盆地白垩系(Lai等, 2017)、珠江口盆地古近系(葛家旺等, 2015)等大型富油气区均发育大量富长石碎屑岩储层,长石含量普遍可达30%,最高可达70%甚至更高(图2~3);即使渤海湾盆地和鄂尔多斯盆地二叠系(赵国泉等, 2005; 靳子濠等, 2018)、川西三叠系(吕正祥和刘四兵, 2009; 朱如凯等, 2009; 刘四兵等, 2013)等相对富石英骨架颗粒的碎屑岩储层,其在经历了长期成岩改造后现今储层中仍残留一定

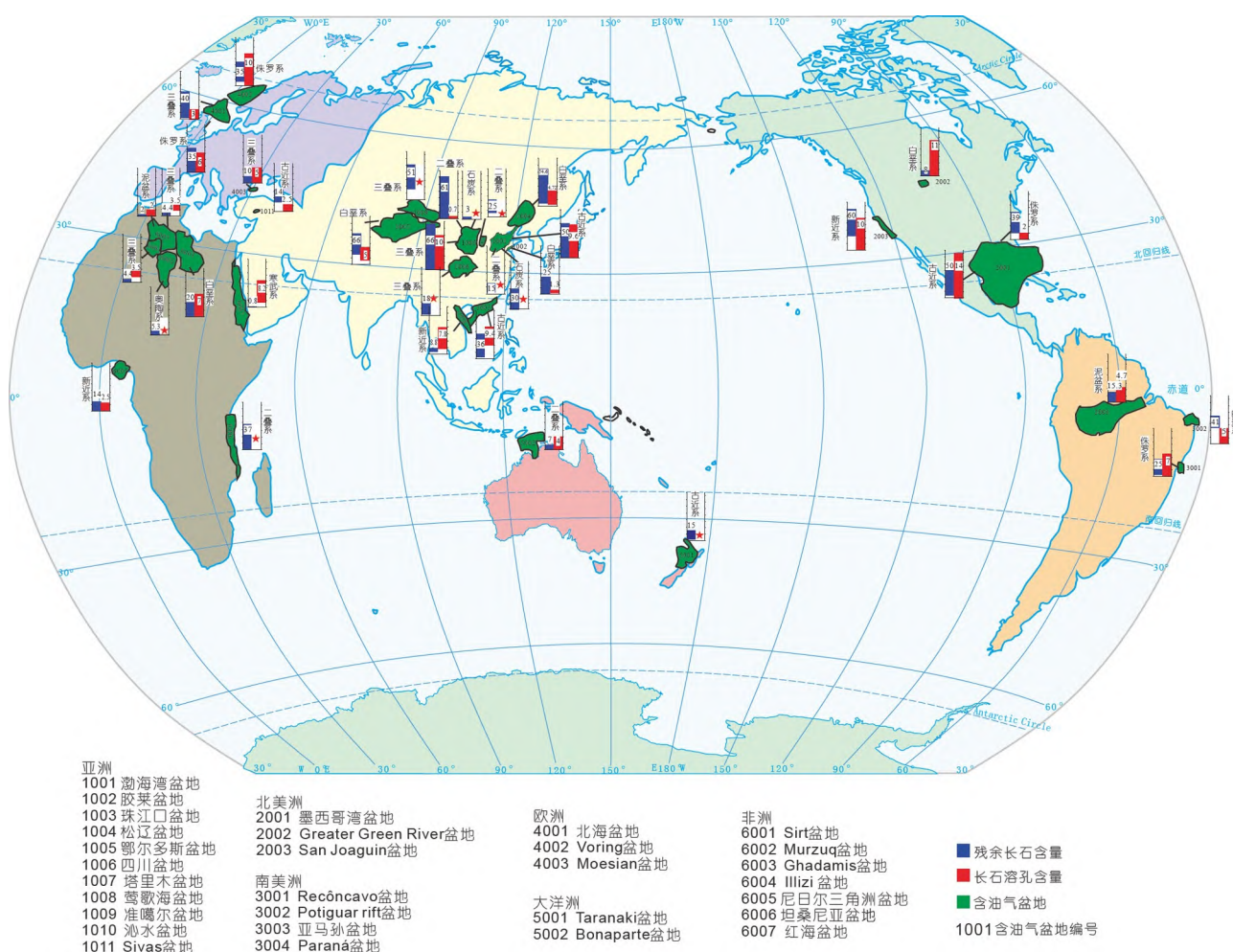


图1 全球典型含油气盆地碎屑岩储层中长石含量与长石溶解孔隙分布特征

数据引自网络版附表1中的文献(Harris和Nicholas, 1989; Milliken等, 1989; Nedkvitne和Bjorlykke, 1992; Glasmann, 1992; Wahab, 1998; Salem等, 2000; Girard等, 2002; 赵国泉等, 2005; 孟元林等, 2006; Higgs等, 2007; 朱如凯等, 2009; Dutton和Loucks, 2010; Taylor等, 2010; Khalifa和Morad, 2012; Cao等, 2014; 葛家旺等, 2015; Yuan等, 2015b; Lai等, 2017)

量的长石矿物(图3b)。

整体来看, 中生界-新生界碎屑岩储层中残余长石含量高于古生界储层(图2a), 陆相湖盆碎屑岩储层中长石含量高于海陆过渡相和海相碎屑岩储层(网络版附表1); 从浅层到深层, 储层中钾长石含量呈现降低、钠长石含量逐渐增加的趋势, 如渤海湾盆地东营凹陷古近系(图2c~2f)和墨西哥湾古近系(图2g), 且储层中长石总含量整体呈现逐渐降低趋势(Dutton和Loucks, 2010; Yuan等, 2015b)。全球典型含油气盆地中含有长石矿物的岩石类型从石英砂岩到长石砂岩均有发育(图3), 这些储层中长石矿物的存在, 为埋藏过程中的次生溶蚀成孔作用提供了物质基础。

2.2 全球典型含油气盆地富/含长石碎屑岩储层中长石次生溶孔整体特征

钻井岩芯资料表明, 长石溶孔在全球含油气盆地浅层-超深层(>6km)、低温-高温(>200℃)碎屑岩储层中均有发育(图4~5)。在这些碎屑岩储层中, 长石颗粒边缘局部遭受溶蚀形成的呈锯齿状或港湾状特征的粒缘溶孔、长石颗粒内部被溶蚀形成的孤立状粒内溶孔、条纹或条带状粒内溶孔、网格状粒内溶孔、蜂窝状粒内溶孔、长石颗粒几乎被完全溶蚀而呈现铸模孔或超大孔隙, 以及沿长石颗粒破裂缝溶蚀形成的溶蚀扩大孔隙等特征不同的长石次生溶孔大量发育(图5), 且长石次生溶孔可主导深层-超深层碎屑岩储层储集

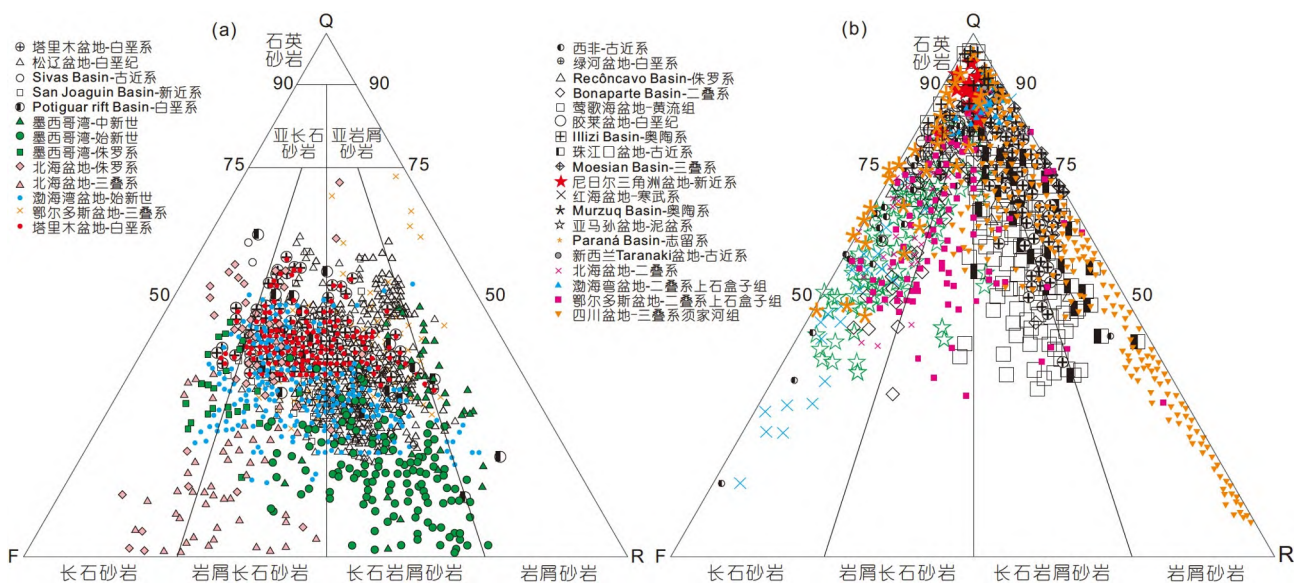


图3 国内外典型含油气盆地中富长石(a)和含长石(b)碎屑岩储层岩石类型三角图

数据引自网络版附表1中文献(Harris和Nicholas, 1989; Milliken等, 1989; Glasmann, 1992; Nedkvitne和Bjorlykke, 1992; Wahab, 1998; Salem等, 2000; Girard等, 2002; 赵国泉等, 2005; 孟元林等, 2006; Higgs等, 2007; 朱如凯等, 2009; Dutton和Loucks, 2010; Taylor等, 2010; Khalifa和Morad, 2012; Cao等, 2014; 葛家旺等, 2015; Yuan等, 2015b; Lai等, 2017)

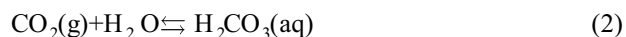
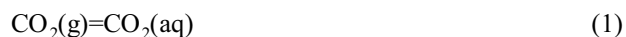
海湾盆地古近系储层和墨西哥湾古近系深层-超深层储层中, 钾长石溶孔占总的长石溶孔的70%之上, 钠长石溶孔可以见到, 但相对较少(Dutton和Loucks, 2010; Yuan等, 2015b). 尽管定量统计数据表明, 深层-超深层储层中长石次生孔隙绝对量随深度(温度)增加不会有明显变化, 但伴随着储层中原生和次生孔隙的破坏, 次生孔隙相对含量随埋藏深度(温度)增加呈显著增加趋势, 在深层-超深层储层中长石溶蚀次生孔隙含量可达到70~100%(图4).

另外, 埋藏条件下储层中矿物的溶蚀作用具有选择性, 在靠近断裂系统和不整合时, 碎屑岩储层中长石和碳酸盐矿物溶解作用均较为发育(图5d1)(Yuan等, 2019b), 但在相对远离断裂和不整合的埋藏条件下, 碎屑岩储层中长石大量溶蚀、碳酸盐矿物不(弱)溶的现象非常普遍. 如渤海湾盆地东营凹陷(Cao等, 2014; Yuan等, 2015c)(图5f1~5f3)和惠民凹陷(张莉等, 2007)、塔里木盆地东河砂岩(朱国华, 2012, 青岛讲课PPT材料)(图5c2)、鄂尔多斯盆地(孙致学等, 2010)、四川盆地(朱如凯等, 2009)、珠江口盆地陆丰凹陷(朱筱敏等, 2019)等典型盆地碎屑岩储层中均发育有典型的选择性溶蚀长石等铝硅酸盐矿物形成次生孔隙的现象.

3 含油气盆地埋藏过程中酸性流体的接力

3.1 近地表阶段-早成岩A期(10~50℃): 大气水下渗提供碳酸

大气中的CO₂溶解到地表淡水中, 首先会生成CO₂(aq)和碳酸H₂CO₃(aq), 之后H₂CO₃(aq)发生一级电离分解生成H⁺和HCO₃⁻, HCO₃⁻发生二级电离分解成H⁺和CO₃²⁻(化学反应(1)~(4)); 一级电离可形成大量H⁺, 控制大气水的酸度, 二级电离较弱, 形成的H⁺较少. 在大气淡水大规模、高流速供给的背景下, 由碳酸电离分解产生的大量H⁺能够促进浅层地表岩石中长石和碳酸盐矿物等的大量溶解(Giles和Marshall, 1986; Emery等, 1990; França等, 2003; Bjorlykke和Jahren, 2012).



3.2 早成岩B期-中成岩A期(50~150℃): 干酪根热演化生酸作用

国内外学者从20世纪70年代开始, 开展了大量的

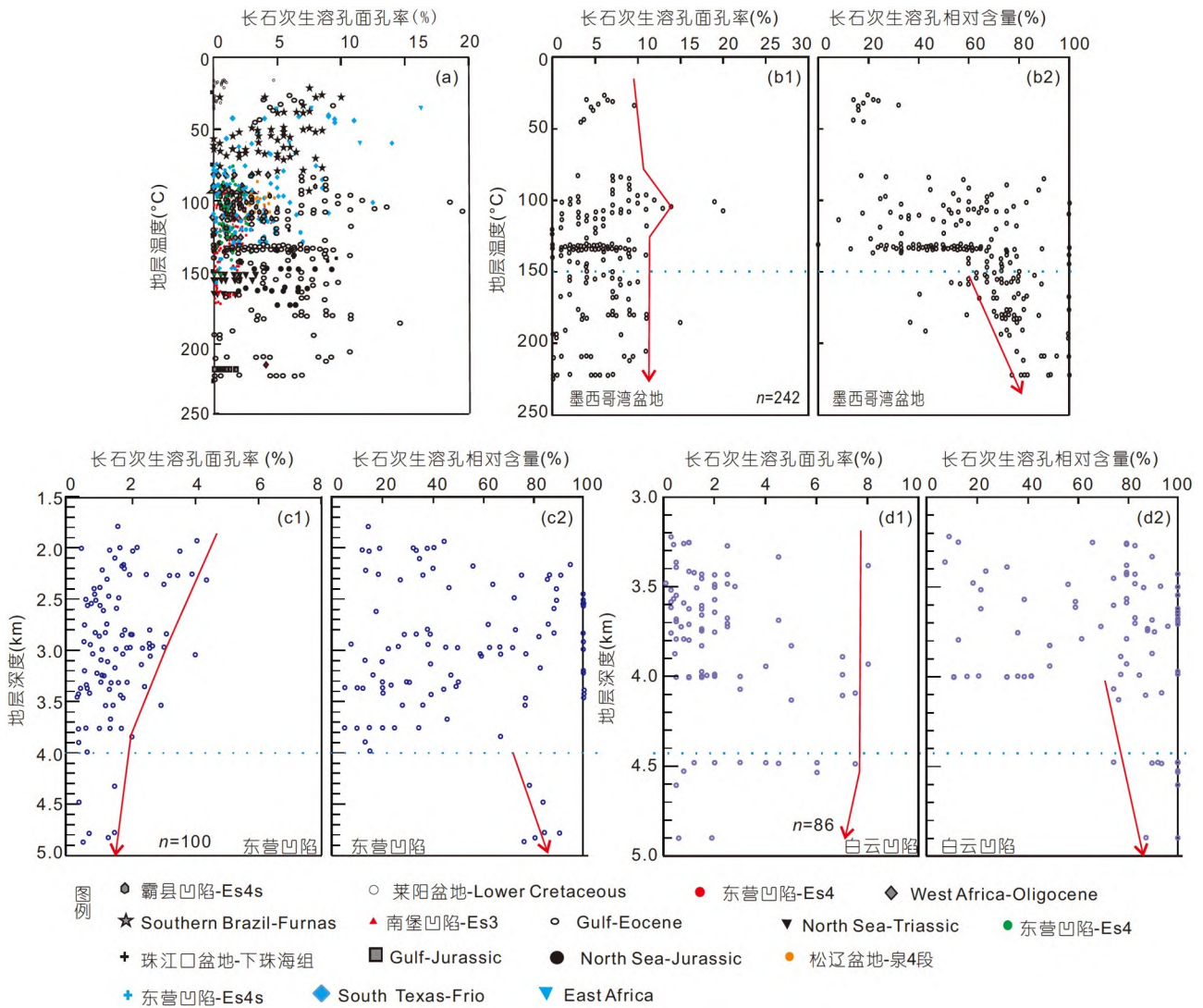


图 4 全球典型含油气盆地储层中长石次生溶孔面孔率随温度变化(a)及长石次生孔隙演化特征((b1)~(d2))

(b1)和(b2)据Dutton和Loucks(2010). 墨西哥湾盆地 ((b1), (b2))和渤海湾盆地东营凹陷北部陡坡带((c1), (c2))古近系碎屑岩储层浅层-深层长石次生孔隙度演化特征; (d1), (d2) 珠江口盆地白云凹陷古近系中深层长石次生孔隙演化特征

未成熟-低成熟烃源岩干酪根热演化生酸的热模拟实验. 实验结果表明, 早成岩B期-中成岩A期, 含油气盆地中烃源岩逐渐进入半成熟-成熟阶段, 岩石中不同类型的含有C、H、O、N等元素的干酪根除了能产生大量石油和天然气之外, 其在热演化过程的相对早期阶段(大量生油之前的半成熟-成熟早期阶段)可生成大量有机酸和CO₂(Schmidt和McDonald, 1979; Surdam等, 1984; Kawamura等, 1986; Kawamura和Kaplan, 1987; Barth等, 1988; Barth和Bjørlykke, 1993; 陈传平等, 1994; Barth等, 1996; 曾溅辉等, 2007; 张永旺等,

2009). 对这些热模拟实验结果的系统整理表明(网络版附表2), 不同地区、不同类型干酪根的有机酸和CO₂产率差异很大, 整体来看, 热模拟过程中总有机酸产率普遍低于40mg g⁻¹干酪根, 有机酸最大产率为56.4mg g⁻¹干酪根; 干酪根热演化生成的有机酸以乙酸为主、丙酸为辅, 其他类型有机酸产率较低, 其中乙酸最大生成潜力为36.72mg g⁻¹干酪根, 通常小于20mg g⁻¹干酪根(Barth和Bjørlykke, 1993; 远光辉等, 2013). 另外, 烃源岩中TOC丰度、烃源岩成熟度等也会影响有机酸产率, 如TOC小于20%时, 有机酸产率随

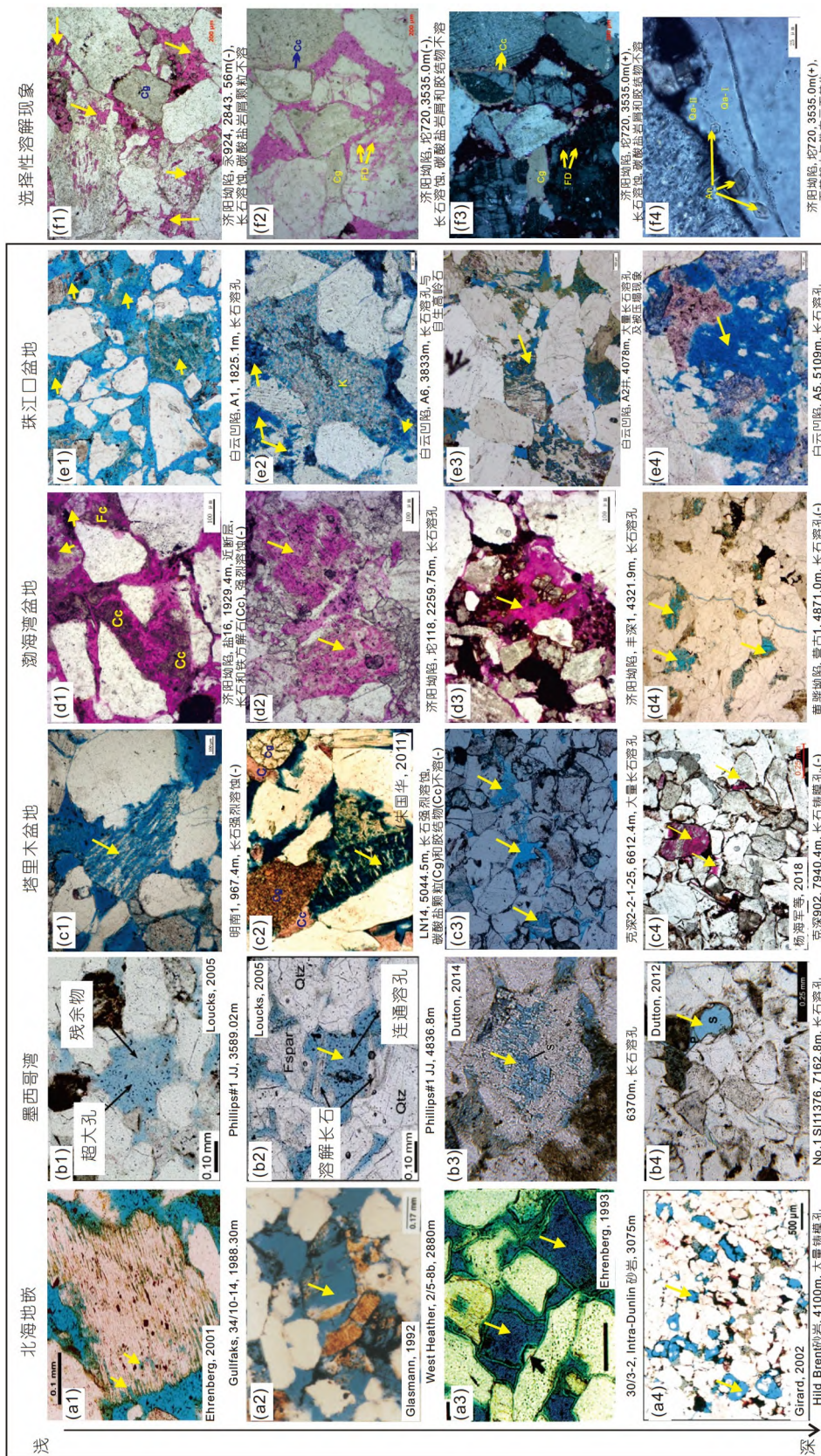


图 5 全球典型含油气盆地浅层-超深层碎屑岩储层中的长石溶蚀现象 (a)-(e) 5 个不同盆地从浅到深发育的长石溶蚀现象; (c2)、(f1)-(f3) 长石选择性溶蚀, 碳酸盐颗粒和胶结物不溶现象; (f4) 长石溶蚀副产物石英胶结物和铁白云石胶结物共生现象

TOC增大而降低, TOC大于20%时, 有机酸产率随TOC增大而增高; 烃源岩成熟度越高, 模拟实验中有机酸产率越低(Barth和Bjørlykke, 1993). 除了多种类型的有机酸之外, CO₂也是干酪根热演化过程中的一种重要产物, 其产率通常比有机酸高一个数量级, 一般为 $1 \times 10^{-3} \sim 6 \times 10^{-3} \text{ mol g}^{-1}$ 干酪根, 最大可达 $10.93 \times 10^{-3} \text{ mol g}^{-1}$ 干酪根(网络版附表2)(Barth和Bjørlykke, 1993).

在沉积盆地油气储层中, 全球范围内典型含油气盆地储层地层水中均含有一定量的有机酸, 且在70~120℃范围内保持较高浓度(图6a)(Surdam等, 1984; Kharaka等, 1986; Fisher, 1987; MacGowan和Surdam, 1988). 由于地温梯度的差异, 中国东部高地温含油气盆地有机酸浓度高值分布在1500~3500m, 西部低地温盆地有机酸浓度高值分布在4500~6000m(图6b)(王正允和王方平, 1995; 蔡春芳和梅博文, 1997; 肖丽华等, 2005; 孟元林等, 2006; 王成等, 2007; 谷团, 2008). 同时, 油气储层中含有一定量的CO₂, 其含量整体随温度升高而增加, 且在温度不高于150℃时, 其占天然气比例不高于5%(图6c). 泥页岩地层中CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 数据表明泥页岩中的CO₂在低温条件下主要为有机质微生物发

酵作用的产物, 在中高温条件下主要为干酪根热脱羧产物(图7c)(Giles和Marshall, 1986; Taylor等, 2010; Ehrenberg等, 2012). 挪威大陆架砂岩储层中CO₂的 $\delta^{13}\text{C}$ 数据介于-8~-20‰(图7b), 表明其主要为有机质热演化的产物, 而非碳酸盐矿物溶解的产物(Smith和Ehrenberg, 1989). 另外, 储层从浅层向深层埋藏过程中发育多期次碳酸盐胶结物, 如墨西哥湾(US Gulf Coast)砂岩储层中80~150℃沉淀的碳酸盐胶结物的C同位素数据(-6~-13‰)也指示了碳源主要为泥页岩有机质热脱羧产物(Curtis, 1978; Seewald, 2003)(图7a), 渤海湾盆地济阳坳陷东营凹陷北部陡坡带碳酸盐胶结物(Yuan等, 2015a; Ma等, 2016)及世界范围内很多其他含油气盆地砂岩储层中碳酸盐胶结物也表现出类似的特征(Lu等, 2011). 这些有机酸和CO₂的相关信息均表明, 早成岩B期-中成岩A期烃源岩中干酪根的热演化为储层提供了侵蚀性酸性流体.

3.3 中成岩B期-晚成岩期(>150℃): 烃类高温水氧化生酸作用

3.3.1 石英毛细管中C₁₆H₃₄-H₂O热模拟实验

在340℃(低于水的超临界温度374.3℃)条件下, 对

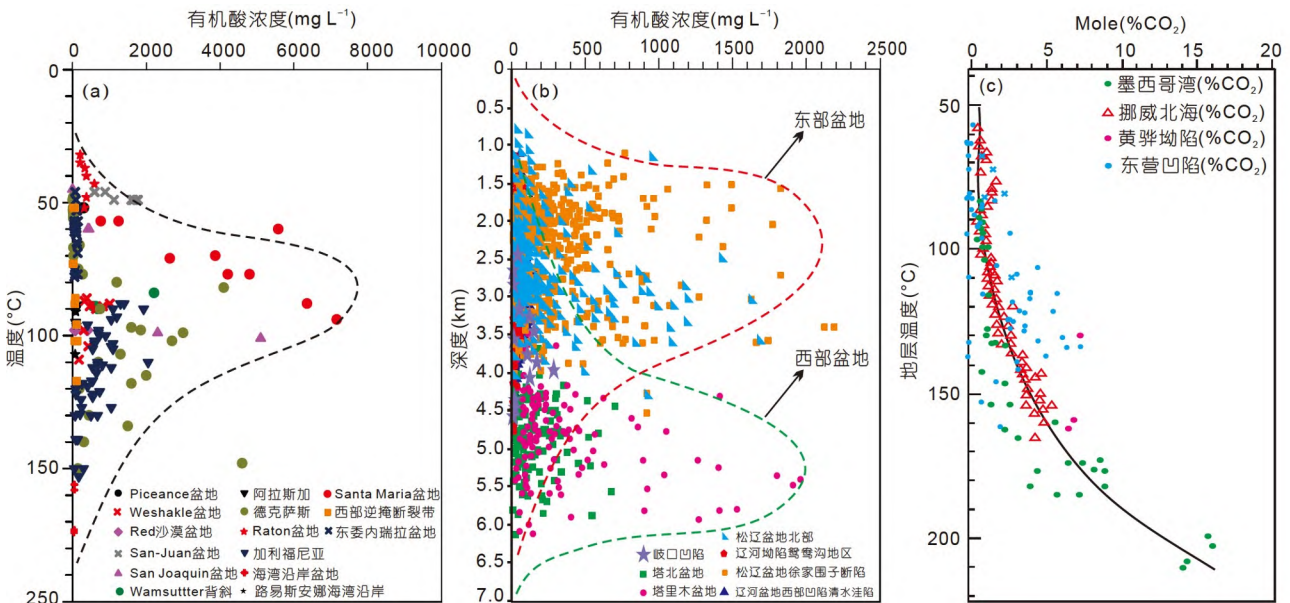


图6 全球典型含油气盆地碎屑岩储层中有机酸含量与地层温度/深度关系

(a) 国外典型含油气盆地; (b) 中国典型含油气盆地; (c) CO₂含量与地层温度关系. 据Surdam等(1984)、Kharaka等(1986)、Fisher(1987)、MacGowan和Surdam(1988)、Smith和Ehrenberg(1989)、王正允和王方平(1995)、蔡春芳和梅博文(1997)、肖丽华等(2005)、孟元林等(2006)、王成等(2007)、谷团(2008)、远光辉等(2013)

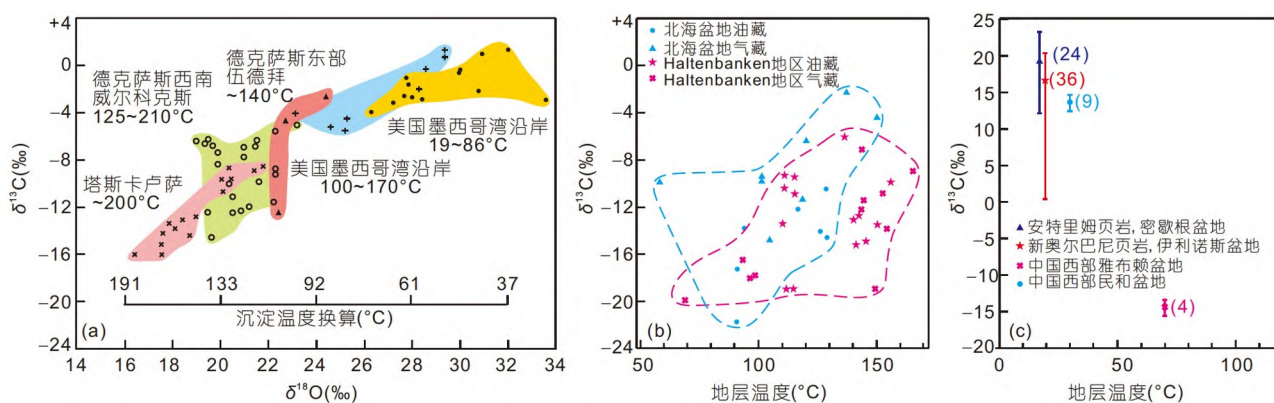


图7 有机成因CO₂从烃源岩向储层运移以及储层中原油热氧化生酸的同位素证据

(a) 美国墨西哥湾储层中碳酸盐胶结物同位素数据特征; (b) 挪威大陆架储层中CO₂气体同位素与温度关系; (c) 不同含油气盆地富有机质泥页岩中CO₂气体同位素与温度关系。据Smith和Ehrenberg(1989)、Seewald(2003)、Yuan等(2015c)

正十六烷(C₁₆H₃₄)在高温高压石英毛细管中开展10天的有水和无水条件的热模拟实验, 实验后利用激光拉曼光谱仪检测气体成分和水溶液中有机物成分。对比分析结果表明, 石英毛细管热模拟体系中水的存在对正十六烷的裂解有重要影响: 在无水条件下, 正十六烷热降解后激光拉曼只能检测到低分子烃类气体的存在, 并没有CO₂气体信号; 而在有水存在的条件下, 正十六烷热降解除了生成低分子烷烃气体之外, 还能在气体产物中检测到CO₂; 除此之外, 在反应后的水溶液中可以检测到有机醇和有机酸等中间产物的生成(图8), 说明在高温烃-水体系中, 烃类可通过发生水氧化作用生成酸性流体(Seewald, 2003; Yuan等, 2019c)。

3.3.2 高压釜中C₂₀H₄₂-H₂O热模拟实验

在360℃条件下, 对正二十烷(C₂₀H₄₂)在高温高压反应釜开展7天的有水和无水条件热模拟实验, 对实验后气体产物和水溶液中有机酸的分析表明: 在无水条件下, 正二十烷热降解生成的气体只有低分子烃类和少量H₂, 没有CO₂气体生成; 在有水存在的条件下, 正二十烷热演化除了生成烷烃和H₂之外, 还能在短期热模拟实验过程中生成1~3%的CO₂气体, 同时在模拟实验后的水溶液中能检测到多种类型的有机酸的存在(表1)。

在沉积盆地油气储层中, 进入到中成岩B期-晚成岩期高温阶段后, 油气藏中原油发生强烈热演化作用, 从数据较丰富的典型油气储层实例可以看出, 随着埋藏温度增加, 油气藏中CO₂含量呈现上升趋势, 特别在

超过150℃时, 天然气中CO₂相对含量显著增加(图6c), 表明油气储层中烃类热演化确实生成了大量CO₂, 同时来自碳酸盐胶结物(图7a)和CO₂气体(图7b)的同位素数据与“原油-水-长石”体系热模拟实验结果一致(Yuan等, 2019c中表2), 也指示油气藏中原油热演化能够为超深层储层提供侵蚀性酸性流体(Smith和Ehrenberg, 1989; Seewald, 2001b)。

总之, 不同组合条件下干酪根和烃类的热模拟实验和油气储层中实际数据表明, 早成岩B期-中成岩A期, 含油气盆地烃源岩中干酪根在生酸-生油窗通过热演化作用生成大量有机酸和CO₂等酸性流体; 中成岩B期-晚成岩期, 储层成藏之后油藏中烃类在高温热演化生油窗阶段通过水氧化作用可生成CO₂等酸性流体。含油气盆地从浅层向深层-超深层埋藏过程中, 埋藏条件下这两种不同有机来源的酸性流体与浅层大气淡水可形成较好的接力作用, 为储层中长石矿物溶蚀成孔作用提供持续的侵蚀性流体保证。

4 含油气盆地埋藏过程中长石溶蚀成孔过程的接力

4.1 近地表阶段-早成岩A期(10~50℃): 大气淡水淋滤成孔作用

由于地表大气淡水的淋滤作用, 现代沉积物和近地表岩石中长石矿物通常可见一定程度的溶解现象(Tardy, 1971; Berner和Holdren, 1979; Fitzpatrick和Schwertmann, 1982)。如对中国青岛地区不同类型现代

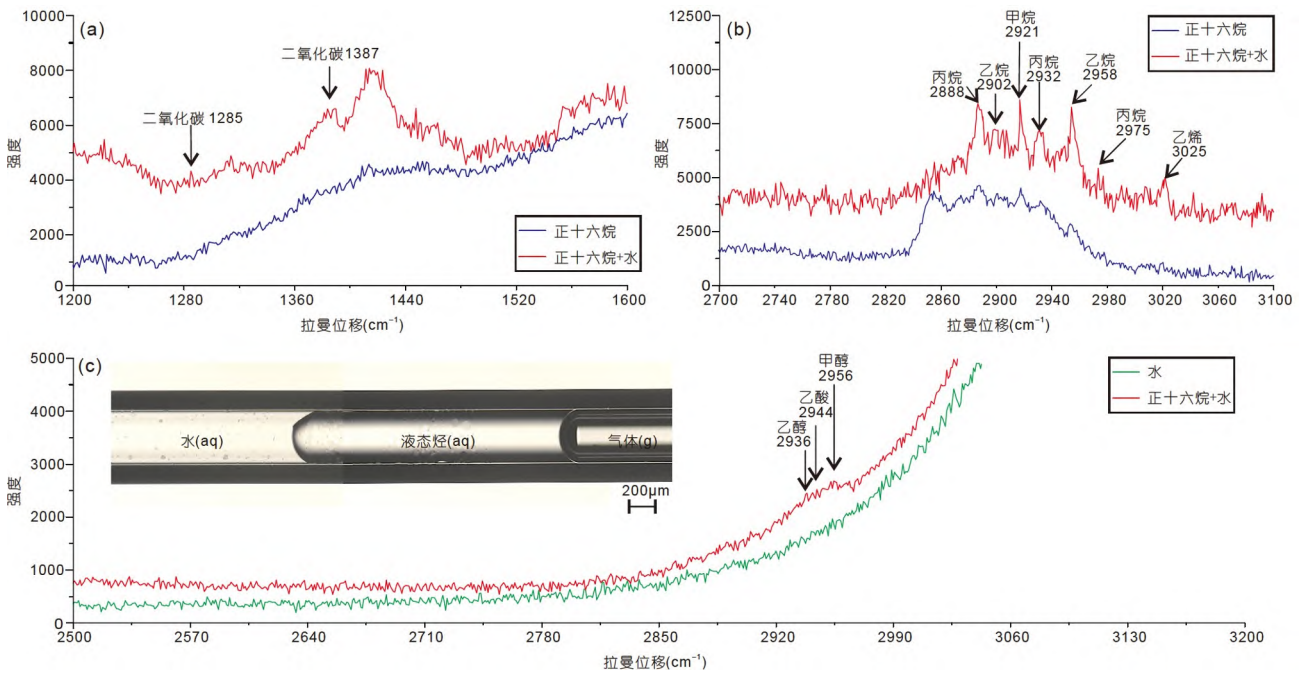


图8 C₁₆H₃₄在无水和有水条件下裂解后的气体成分拉曼检测图((a)、(b))和水溶液(c)拉曼检测图

表1 C₂₀H₄₂在无水和有水条件下热模拟气体产物以及水中有有机酸类型与含量

实验序号	实验组合		气体产率(mL g ⁻¹ C ₂₀ H ₄₂)							水中有有机酸类型及含量(mg L ⁻¹)			
	C ₂₀ H ₄₂ (g)	H ₂ O(g)	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ +C ₅ H ₁₂	H ₂	CO ₂	乙酸	草酸	甲酸	丙酸	
1	2	0	0.80	1.40	0.71	0.18	0.37	0	/	/	/	/	
2	2	5	1.44	2.07	1.00	0.31	0.63	0.08	18.30	51.82	4.48	6.22	

表2 100℃条件下简化的东营凹陷北部陡坡带沙四段(m³)碎屑岩储层岩石成分、地层水和pCO₂压力特征

矿物和孔隙水	质量(kg)	质量百分比(%)	离子类型	离子浓度(mol L ⁻¹)
钾长石	943.5	42.9	Cl ⁻	3.51214
石英	795	36.1	Na ⁺	2.76173
方解石	135	6.0	K ⁺	3.23161×10 ⁻⁵
高岭石	78	3.5	Ca ²⁺	0.32385
孔隙水	250	11.3	Mg ²⁺	0.05333
—	—	—	HCO ₃ ⁻	0.00400
—	—	—	SiO ₂ (aq)	1×10 ⁻⁸
pCO ₂	10 ⁶ Pa	—	Al ³⁺	1×10 ⁻⁸

散沙沉积物(辫状河、曲流河、海滩、三角洲)的分析表明,长石溶蚀孔隙确实在部分长石颗粒中发育(图9)。在地表相对低温开放条件下,长石溶解作用的强弱及长石次生孔隙的保存与气候紧密相关,显著的长石溶

蚀成孔作用集中在亚热带-温带区,其次是热带区域,而干旱和极地气候区长石溶解作用整体相对较弱(van de Kamp, 2010; Lybrand和Rasmussen, 2014)。

在碎屑岩沉积盆地中,大气淡水对碎屑岩储层中

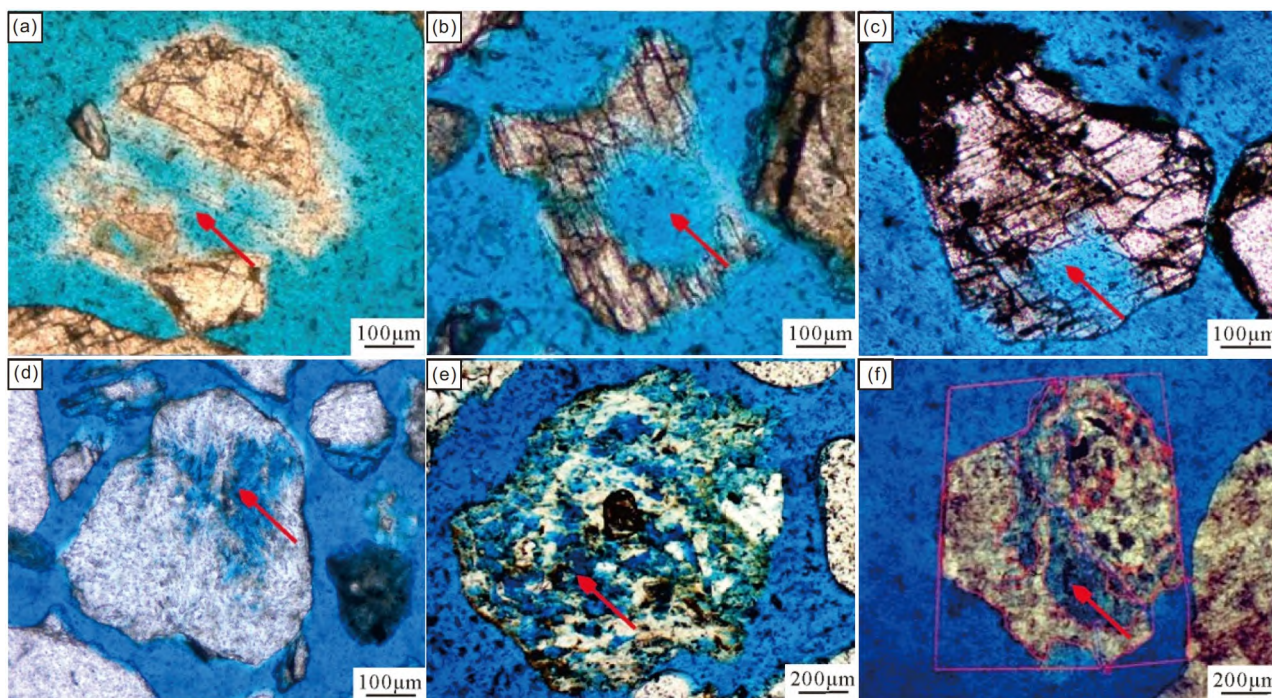


图9 青岛现代沉积物中发育的长石颗粒溶蚀现象

(a) 河床亚相散沙中长石溶解孔隙, 青岛市凤河; (b) 三角洲前缘亚相散沙中长石溶解孔隙, 青岛市凤河口; (c) 前滨亚相散沙中长石溶解孔隙, 青岛市凤凰山; (d) 绿岛湾前滨亚相散沙中长石溶孔, 青岛市绿岛湾; (e) 山区河流散沙中长石溶解孔隙, 青岛市小珠山; (f) 风化残积物散沙中长石溶解孔隙, 青岛市小珠山

长石的淋滤作用通常发生在沉积初期-浅埋藏阶段或者构造抬升阶段(Emery等, 1990; Bjørlykke, 1993; 黄思静等, 2003; Mansurbeg等, 2006; Bjørlykke和Jahren, 2012)。在砂岩/泥岩互层的近水平地层中, 大气淡水下渗引起的强烈的长石溶解作用通常发生在沉积初期埋藏深度小于200m的浅层砂岩中或者发生在构造抬升隆起阶段不整合之下200m的地层中(Emery等, 1990; 黄思静等, 2003); 当地层明显倾斜时(如进积型三角洲前缘、潜山山头-斜坡带), 大气淡水沿着多孔砂岩层的下渗能够影响的砂体范围达数千米(Giles和de Boer, 1989); 构造抬升阶段, 当发育较高隆起和断裂系统时, 大气淡水沿断裂等优势渗流通道的下渗也可达地下1500m(Yuan等, 2017b)。地表-早成岩A期大气淡水淋滤作用形成的长石粒内孔隙, 在深埋过程中部分可被保存下来成为深层储层中有效的储集空间(Emery等, 1990), 大气淡水淋滤成孔作用的识别标志主要包括: (1) 区域不整合或沉积间断的发育; (2) 大量长石溶孔-少量自形程度较差的高岭石沉淀的组合; (3) 偏负的高岭石同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 数值; (4) 早期碳酸盐胶结物对长石粒

内溶蚀孔隙的充填; (5) 长石溶孔的压塌变形现象(图5e3); (6) 近不整合更高的孔渗组合和更低的地层水矿化度等(Bird和Chivas, 1988; Purvis, 1995; Yuan等, 2017b)。

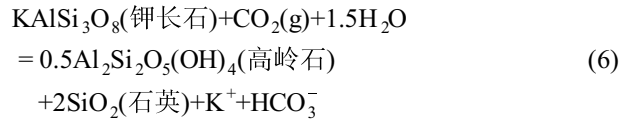
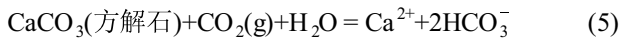
4.2 早成岩B-中成岩A期(50~150℃): 烃源岩干酪根热演化生酸溶蚀成孔作用

4.2.1 埋藏条件下烃源岩中酸性流体的快速内耗受抑制

Schmidt和McDonald(1979)、Surdam等(1984, 1987)分别提出了有机质热演化生成的 CO_2 和有机酸溶解碳酸盐矿物和长石矿物生成次生孔隙的机理(Schmidt和McDonald, 1979; Surdam等, 1984; Surdam和Crossey, 1987)。Schmidt和McDonald(1979)认为烃源岩中干酪根热演化生成 CO_2 并主要溶解储层中碳酸盐矿物, 长石被溶解的规模很小。Surdam和Crossey(1987)则认为干酪根热演化生成的有机酸以及有机酸再脱羧生成的 CO_2 可以溶解碳酸盐矿物和长石矿物, 但在碳酸盐矿物含量多于酸的溶解量时, 酸性流体不会溶解

长石. 以酸性流体易于优先溶解碳酸盐矿物为前提, 全球多位石油地质学家对于酪根热演化生成CO₂和有机酸优先溶蚀碳酸盐矿物形成次生孔隙的机理提出了质疑(Giles和Marshall, 1986; Taylor等, 2010; Ehrenberg等, 2012; Bjørlykke, 2014), 认为在现有理论框架下, 烃源岩中干酪根热演化生成的CO₂和有机酸应首先与烃源岩本身所含有的碳酸盐矿物发生反应, 并被大量消耗在烃源岩内部, 能够有效传输到储层的CO₂和有机酸通常不再足以溶解储层中大量的碳酸盐矿物和长石矿物, 使得经典的干酪根热演化生酸溶蚀成孔理论正在被否定和弃用.

全球范围内含油气盆地埋藏条件下碎屑岩储层(张莉等, 2007; 朱如凯等, 2009; 孙致学等, 2010; Cao等, 2014; Yuan等, 2015; 朱筱敏等, 2019)和烃源岩(Turchyn和DePaolo, 2011; Macquaker等, 2014)中长石溶蚀-碳酸盐矿物(颗粒或胶结物)不(弱)溶的现象非常普遍(图5c2, 5f1~5f3), 这与传统认识截然不同. 在“富酸流体-长石-碳酸盐矿物体系”中, CO₂溶蚀方解石和钾长石的反应式分别为



其化学反应的平衡常数的对数值分别为

$$\log K_{\text{方解石}} = \log a[\text{Ca}^{2+}] + 2\log a[\text{HCO}_3^-] - \log f[\text{CO}_2(\text{g})] - \log a[\text{H}_2\text{O}]$$

$$\log K_{\text{长石}} = \log a[\text{K}^+] + \log a[\text{HCO}_3^-] - \log f[\text{CO}_2(\text{g})] - 1.5\log a[\text{H}_2\text{O}]$$

对比实验室和野外相对开放体系中方解石和长石的溶蚀速率以及0~300℃条件下反应平衡常数对数值logK_{方解石}、logK_{长石}可以看出, 开放体系中方解石溶解速率比长石快6~8个数量级(图10a), 但在相同温度条件下, 长石溶蚀反应的平衡常数比碳酸盐矿物高出3~5个数量级, 且温度越高, 差异越大(图10b).

以渤海湾盆地东营凹陷典型富长石碎屑岩储层的岩石成分和地质流体环境为约束(表2), 设计“富酸流体-长石-方解石”模型, 利用Geochemist's Workbench开展化学溶蚀动力学约束的短期(图10c~10e)和长期

(图10f~10h)流体-岩石反应数值模拟实验, 揭示化学溶蚀动力学约束的具低流/岩比的“富酸流体-长石-方解石”体系中长石选择性优先溶蚀、方解石弱溶(甚至沉淀)的化学过程和机理.

实验结果表明, 沙四段碎屑岩储层现今孔隙水对方解石等碳酸盐矿物处于近饱和状态, 整个模拟过程分为3个阶段. 阶段1: 方解石快速少量溶解-钾长石缓慢溶解阶段, 1m³的砂岩储层在模拟开始后的很短时间(<10s)溶解极少量(63g)方解石矿物, 体系中Ca²⁺和HCO₃⁻的浓度和活度迅速急剧升高, pH从4.517增加到4.870, 方解石溶解的化学反应的logK_{方解石}很快达到100℃的平衡常数(K_c), 溶液体系对方解石饱和(图10c~10e). 阶段2: 钾长石缓慢溶蚀-方解石缓慢沉淀阶段, 孔隙水对钾长石仍处于欠饱和状态, 1m³的砂岩储层在经历较长时间后, 能够溶蚀大量钾长石矿物(10.7kg), 伴随钾长石溶蚀慢速持续进行, 孔隙水中K⁺、Al³⁺、SiO₂(aq)和HCO₃⁻的浓度和活度缓慢增大, 沉淀出较多的高岭石(4.964kg)、石英(4.614kg)和方解石(1.855kg), 铝硅酸盐矿物对体系pH起到控制作用, pH从4.870升高到4.929(图10f~10h). 阶段3: 体系反应平衡阶段, 钾长石-方解石-CO₂-H₂O体系达到动态平衡状态. 实际地质条件下, 由于地层温度、压力和流体性质等不断变化, 岩石中流体和矿物之间只能接近但不会达到绝对平衡状态; K⁺向互层泥岩的传输和消耗会促使砂层中更多钾长石溶蚀, 从钾长石溶蚀生成高岭石到溶蚀生成伊利石, 平衡常数升高, 也会促使更多长石溶蚀, 这些都使得阶段2能够长期持续进行(Yuan等, 2019a).

因此, 结合长期数值模拟实验, 对长石溶蚀-碳酸盐不(弱)溶的现象可解释为: 尽管开放体系中方解石溶解速率比长石快6~8个数量级(图10a), 但在相对封闭的低流/岩比“富酸流体-长石-方解石”体系中, 由于碳酸盐矿物溶解化学反应和长石溶蚀化学反应通过流体体系中共用离子(如CO₂、H⁺、HCO₃⁻等)相互关联(反应(5)~(6); 图10b), 方解石溶蚀反应极低的化学反应平衡常数决定了其在流体中极低的溶解度, 而长石溶蚀化学反应较高的化学反应平衡常数(相同温度比碳酸盐矿物溶解高3~5个数量级)(图10b)决定了地质条件下长石溶蚀作用虽然缓慢, 但能够长期持续进行; 长期地质时间内长石溶蚀消耗CO₂等酸性流体, 导致体系中HCO₃⁻浓度和活度增加, 使得流体体系富集HCO₃⁻并对碳酸盐矿物(过)饱和, 造成储层中碳酸盐矿物溶

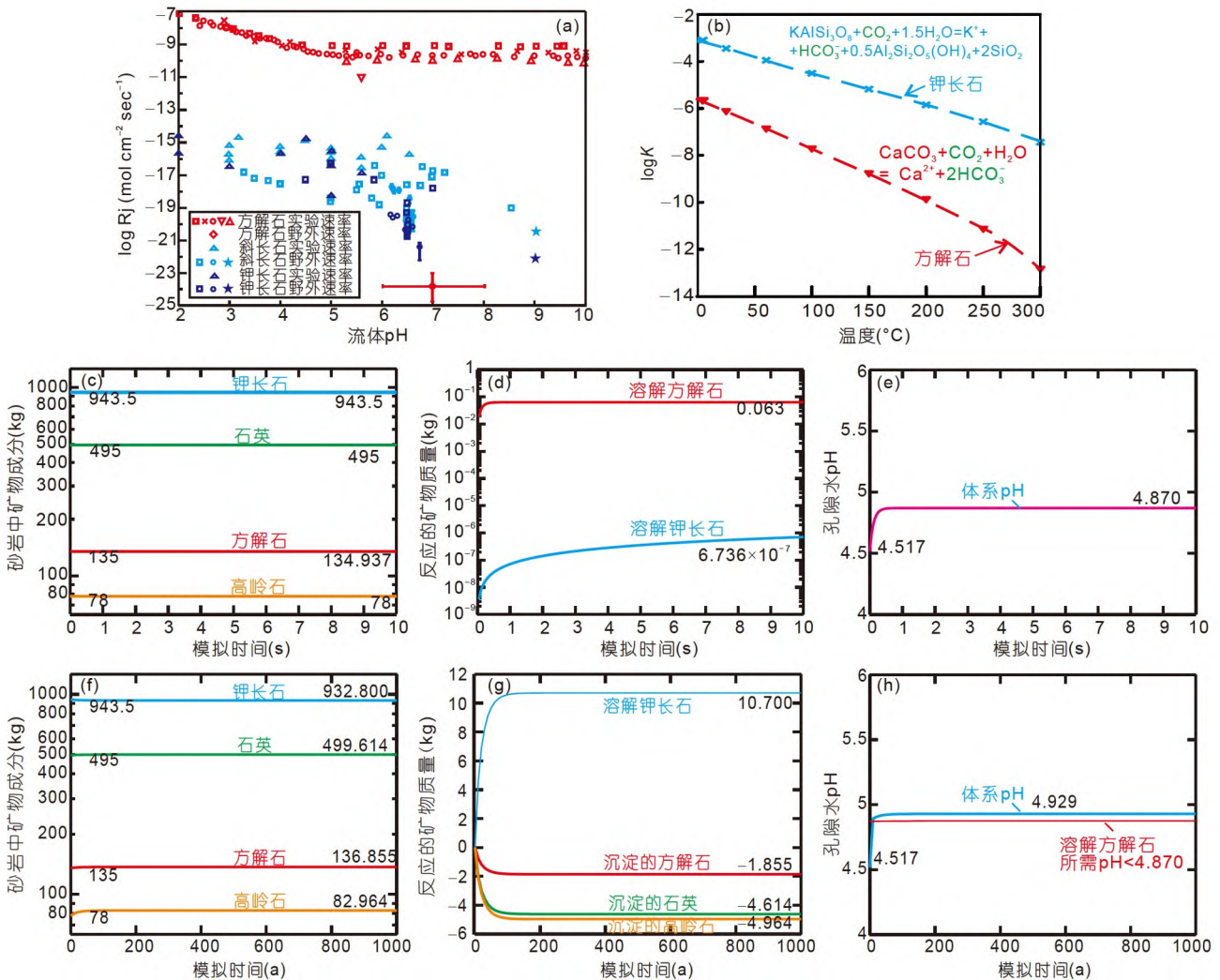


图 10 方解石和长石溶解速率(a)、溶蚀反应化学平衡常数(b)及成岩环境-岩石成分约束下 pCO_2 为 10^6 Pa条件下 $1m^3$ 砂岩储层中富 CO_2 流体溶解钾长石和方解石的短期(c)~(e)和长期(f)~(h)数值模拟结果
据Yuan等(2015c)

解被抑制甚至发生碳酸盐矿物沉淀作用, 因此, 储层中常见到的长石强烈溶蚀, 但碳酸盐矿物不溶、甚至沉淀的现象(图5c2, 5f1~5f3), 是相对封闭的低流/岩比成岩体系内化学平衡的自然结果(图10f~10h)(Yuan等, 2015c, 2019a).

统计数据表明, 全球典型含油气盆地范围内, 随着地层温度和深度的增大, 油气储层中 CO_2 含量逐渐增大, 在 $40\sim 200^\circ C$ 范围内, pCO_2 大小随温度升高而呈指数增大, 如中国渤海湾盆地东营凹陷北部陡坡带、美国墨西哥湾和挪威北海油田中 CO_2 含量和 pCO_2 具有相似趋势(图11a、11c); 且岩石学特征表明, 在含有大量

CO_2 的砂岩储层中常常同时发育多期次碳酸盐胶结物(图11d)和长石溶蚀次生孔隙(图11e), 且中深埋藏阶段长石溶蚀常伴随一定量的铁方解石或铁白云石的沉淀(如图5f4长石溶蚀副产物自生石英与铁白云石的共生现象). 深埋泥页岩赋存的天然气的相关数据也表明, 泥页岩中天然气也有一定的 CO_2 (图11b), 同时这些泥页岩中往往含有一定量的碳酸盐矿物, 如东营凹陷北部陡坡带主力烃源岩中碳酸盐矿物含量能达到50%(钱焕菊等, 2009). 在含油气盆地中成岩阶段的砂岩和泥页岩体系中, 这种 CO_2 、碳酸盐矿物、长石次生溶蚀的共存现象(图11)以及长石选择性溶蚀-碳酸盐矿物

不(弱)溶的现象(图5c2、5f1~5f3)表明, 即使岩石孔隙中存在着过量的CO₂等酸性流体, 一旦岩石体系中地质流体相对碳酸盐矿物达到平衡状态, 体系中剩余的CO₂也不能溶解更多碳酸盐矿物. 烃源岩中碳酸盐矿物的重结晶作用是一种普遍现象, 但重结晶过程只是导致碳酸盐矿物晶体结构的变化, 整体过程中并不消耗酸性流体(Yuan等, 2018). 与CO₂相似, 储层中有机酸与碳酸盐矿物和长石矿物也表现出同时共存的特点, 埋藏条件下有机酸对碳酸盐矿物的溶解也被抑制(远光辉, 2015).

因此, 从烃源岩到储层, 由于有机酸和CO₂等酸性流体溶解碳酸盐矿物的反应受到抑制, 烃源岩内部并不存在碳酸盐矿物对酸性流体的大量内耗; 同时长石矿物的溶蚀速率很低(图10a), 慢速的长石选择性溶蚀作用和被抑制的碳酸盐溶解作用保证了烃源岩内干酪根热演化生成的酸性流体可以低消耗地向储层发生高效传输, 选择性溶蚀作用支持并能合理解释干酪根热演化生成的酸性流体从烃源岩向储层的高效运移, 即Giles和Marshall(1986)、Taylor等(2010)和Ehrenberg等(2012)等提出的泥页岩内部和从泥页岩向储层传输过程中碳酸盐矿物溶解并大量耗酸的问题(Giles和Marshall, 1986; Taylor等, 2010; Ehrenberg等, 2012)并不客观存在. 中深层储层中有机酸、CO₂和碳酸盐胶结物

同位素数据(图6~7)等也都表明, 在规模性内耗作用不存在的前提下, 烃源岩热演化生成的有机酸和CO₂等酸性流体确实大量有效传输到了储层中, 并为早成岩B期-中成岩A期储层中长石矿物的溶蚀成孔作用提供酸性流体保障.

4.2.2 干酪根热演化生酸溶蚀作用具备产生规模性长石溶孔的潜力

根据国内外有机质热解数据(网络版附表2), 取干酪根热解生成CO₂和有机酸的产率为 $5 \times 10^{-3} \text{ mol g}^{-1}$ 干酪根(平均水平)和5.4%(现有最大产率数据), 同时取地层泥/砂比为3:1、岩石密度为 2.6 g cm^{-3} 、泥页岩中TOC丰度为2%, 在碳酸盐矿物溶解受到抑制时, 有机质热演化生成的CO₂能够在砂岩层和泥页岩层中溶蚀约2.1%的钾长石, 有机酸(假设为CH₃COOH)则能够在砂岩层和泥页岩层中溶蚀约0.38%的钾长石. 若地层具有更高的泥/砂比、更高的TOC丰度(如东营凹陷沙四段-沙三下亚段平均为5%)(朱光有等, 2005)和CO₂产率, 当泥页岩中由于流体流动条件差而造成长石矿物溶蚀速度更慢时, 烃源岩中干酪根热演化生成的CO₂和有机酸能在砂岩储层中产生更多的长石溶蚀孔隙. 该阶段的长石溶蚀成孔作用标志包括: (1) 长石次生溶孔-高岭石沉淀和含铝自生石英沉淀的成岩组合(图

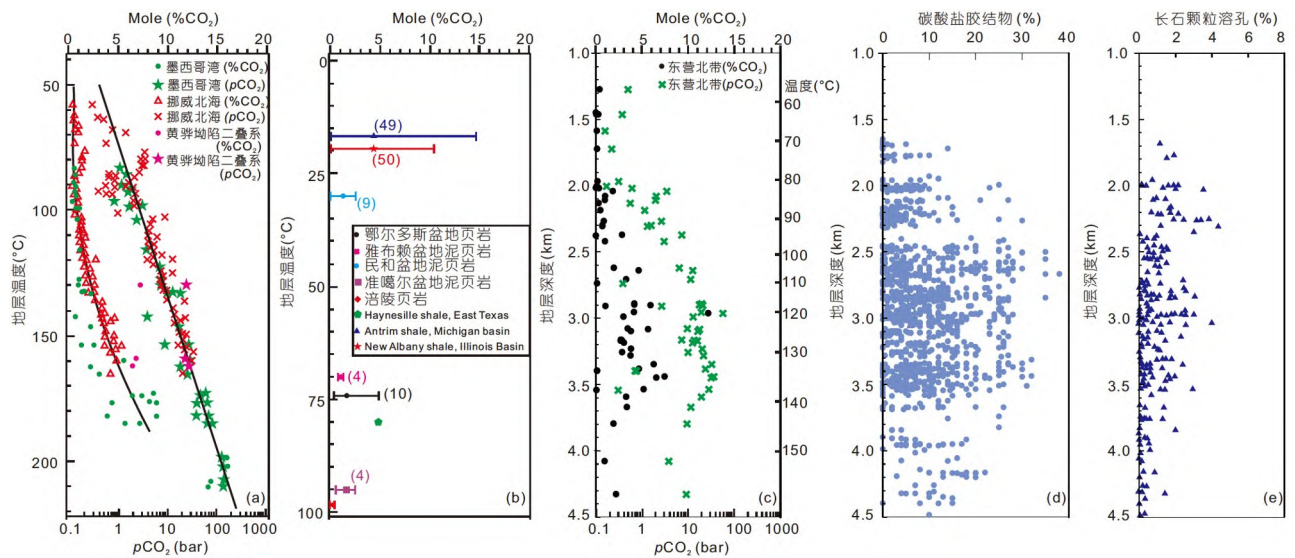


图 11 含油气盆地地层中CO₂(a)~(c)、碳酸盐胶结物(d)、长石颗粒溶孔(e)纵向分布特征

据Smith和Ehrenberg(1989)、Martini等(1998)、Bullin和Krouskop(2009)、Schlegel等(2011)、高岗等(2013)、韩辉等(2014)、Yuan等(2015c). 1bar=10⁵Pa

12a~12c); (2) 中深层储层长石溶孔中充注低熟-成熟原油(图12b1~12b3), 超深层储层长石溶孔中充填稠油和沥青(深埋过程中原油热演化产物); (3) 伴生石英胶结物中捕获低熟-成熟原油, 同期盐水包裹体均一温度通常介于80~140℃, 且石英胶结物可具有富Mn(油气运移指示元素)特征(图12d1~12d3); (4) 通过石英胶结物氧同位素获得的孔隙水同位素指示不存在大气淡水影

响(图12c1~12c3)(Yuan等, 2018).

4.3 中成岩B期-晚成岩期(>150℃): 油气藏烃类热演化生酸溶蚀长石成孔作用

4.3.1 高温“原油-水-长石”热模拟支持原油热演化生酸溶蚀作用

在360℃条件下, 选用东营凹陷民丰地区沙四上亚

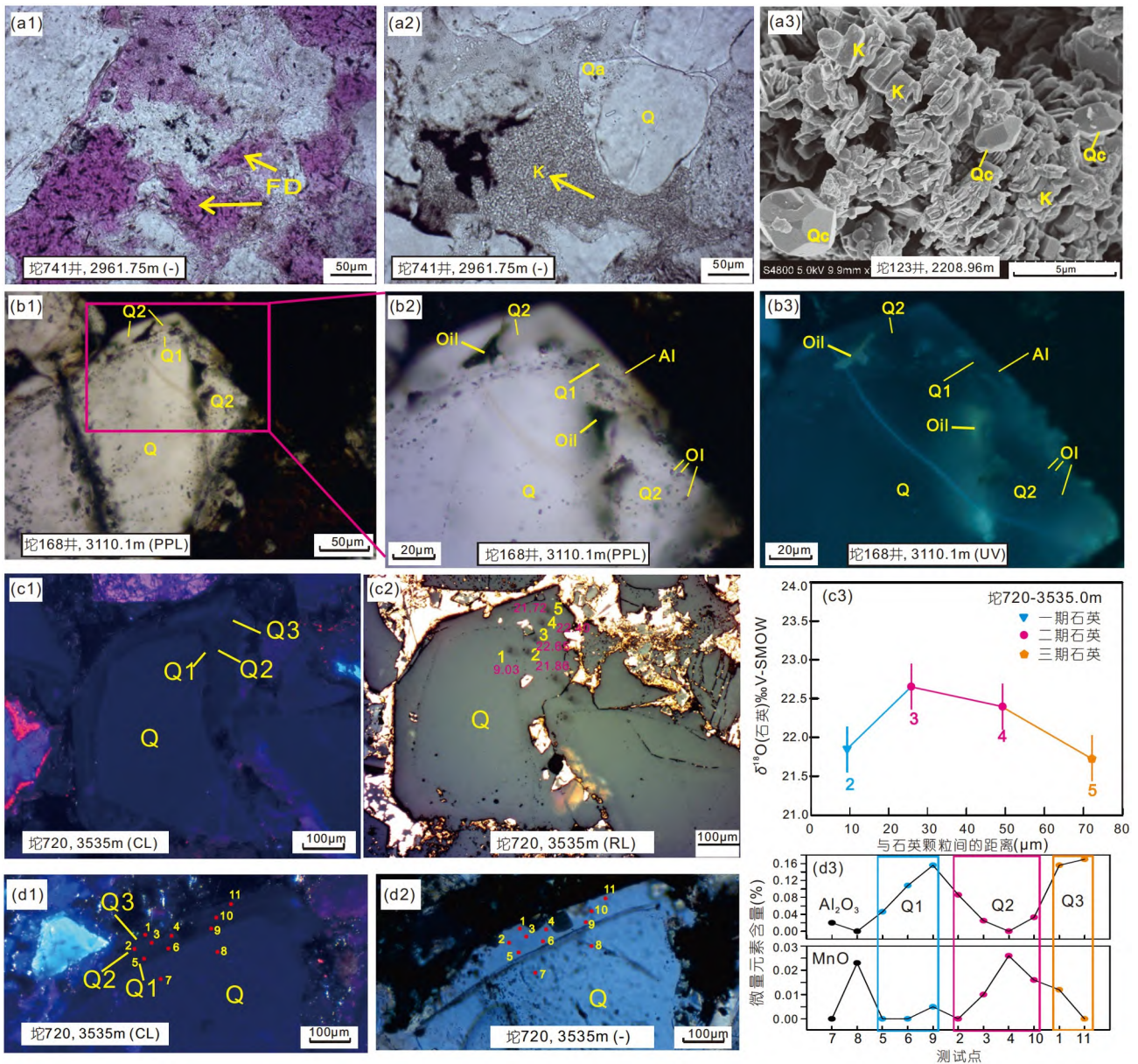


图 12 与长石溶蚀伴生的自生高岭石和自生石英(a1)~(a3)、多期次石英加大边中流体包裹体(b1)~(b3)、自生石英氧同位素(c1)~(c3)及自生石英微量元素特征((d1)~(d3))

据Yuan等(2018)

段盐22-X95井原油, 与水溶液和钾长石矿物进行不同的配比组合, 在高温高压反应釜中模拟近似实际油气藏油-水分层条件, 开展“原油-水-长石”体系的热模拟实验, 并分析实验后长石矿物蚀变特征. 模拟试验结果表明, 在不含水的“原油-长石”组合条件下, 实验后原油的热演化产物主要为沥青质和低分子烃类, CO₂产率极低, 产物对长石矿物影响很弱, 长石仅局部可见微弱反应(图13a1~13a3), 表明在含油饱和度很高

(>90%)的纯油层中, 油气充注后, 长石溶蚀等化学成岩作用可能趋于停止(Yuan等, 2019c). 但在有水的“原油-水-长石”组合条件下, 实验后原油的热演化产物除了低分子烃类和少量沥青质外, 还有大量CO₂和有机酸等酸性流体, 对水层、油水过渡层和含水油层中长石颗粒的对比分析表明, 这些酸性流体对长石的蚀变作用有着极大的影响, 且长石在油水过渡层和含水油层中的溶蚀作用并没有明显的减弱趋势(图

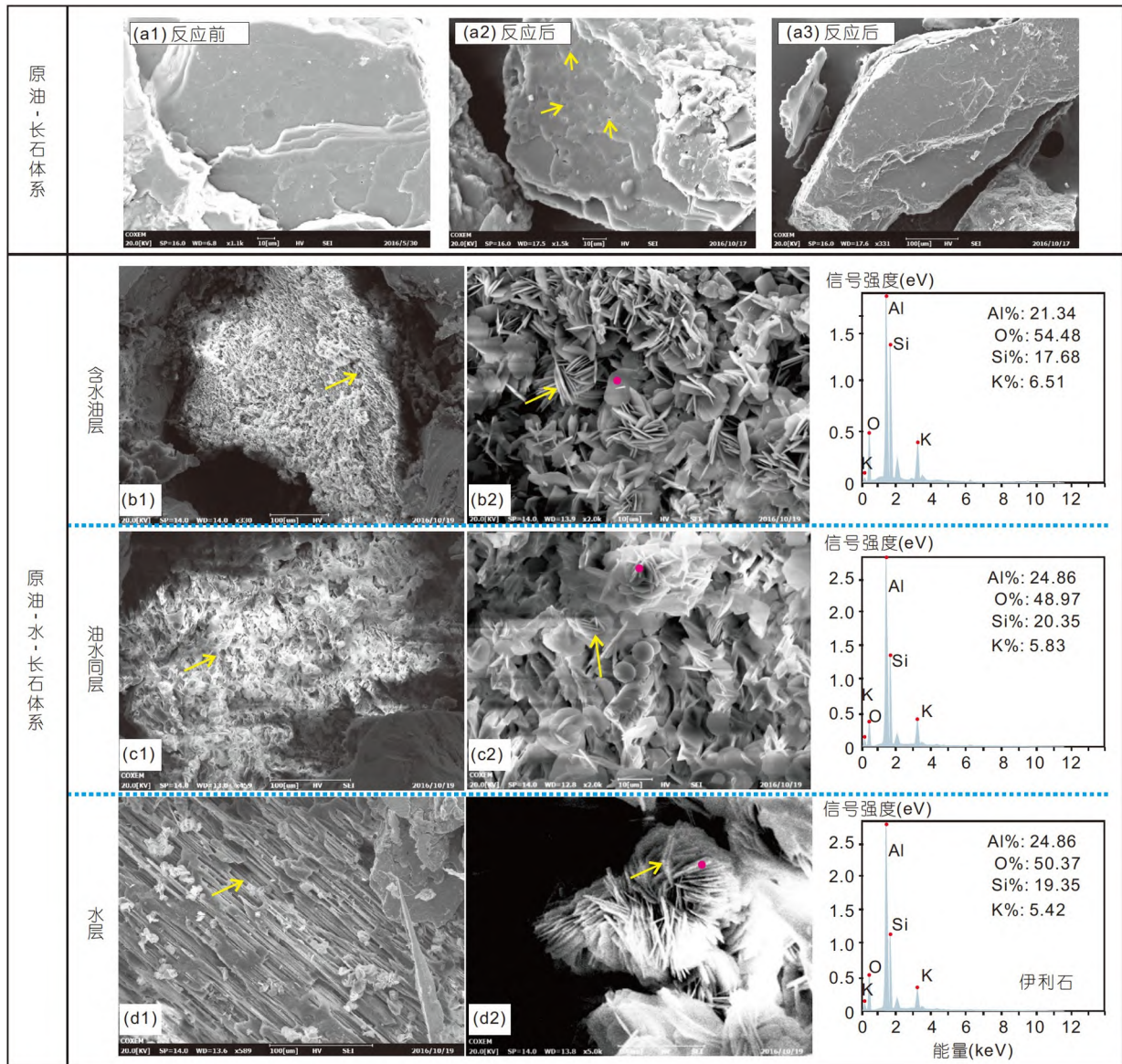


图13 高温高压釜中原油-长石((a1)~(a3))、原油-水-长石((b1)~(d2))体系热模拟实验后不同区带(水层、油水同层、含水油层)长石矿物溶蚀变化特征

据Yuan等(2019c)修改

13b1~13d2), 表明在油水过渡带以及水饱和度相对较高的油气层中, 油气充注后, 由于高温深埋藏过程中原油的水氧化生酸作用, 长石溶蚀等化学成岩作用可以继续, 并进一步形成次生孔隙(Yuan等, 2019c).

4.3.2 深层-超深层油气储层实例支持原油裂解生酸溶蚀成孔作用

含油气盆地深层-超深层勘探实例表明, 在温度超过150℃的深层-超深层碎屑岩油气储层中(如渤海湾盆地济阳坳陷民丰地区和渤南地区的沙四下亚段深层砂岩储层、黄骅凹陷二叠系深层砂岩储层、墨西哥湾古近系深层砂岩储层、North Sea侏罗系深层砂岩储层、珠江口盆地白云凹陷古近系深层储层), 重质油和沥青质常见(图14), 且储层中CO₂含量大幅度升高(图6a), 表明烃类在深层高温条件下确实发生了强烈的热降解作用(Girard等, 2002; Dutton和Loucks, 2010; 李延钧等, 2010; 杨田等, 2015; Wang等, 2016). 对储层岩石学的详细分析表明, 在深层-超深层储层中, 长石溶蚀次生孔隙和多期次石英加大边中充注(捕获)了重质油(沥青)和轻质凝析油气(图14), 也表明长石溶蚀作用在原油高温热裂解阶段持续发生(Girard等, 2002; Higgs等, 2007; Yuan等, 2018, 2019c), 这与“烃-水-长石”体系高温热模拟实验结果一致(图13).

假设孔隙度为20%的油气储层中初始含油饱和度为50%(以C₂₀H₄₂为代表), 深埋藏过程原油充分裂解过程中, 假设5%的C发生水氧化作用并生成了CO₂, 则1m³油气储层中能够生成约212mol的CO₂, 这些CO₂溶于水后生成碳酸可溶蚀储层中约3.1%的长石矿物, 这些孔隙对于深层-超深层储层而言, 已经相当可观. 该阶段长石溶蚀成孔作用的识别标志包括: (1) 储层中发育稠油和沥青(图14), 天然气中能检测到大量有机来源CO₂组分(图6c); (2) 长石次生溶孔-伊利石沉淀和含铝自生石英沉淀的成岩组合(图15a1~15a4); (3) 高温“烃-水-岩”相互作用形成的长石次生孔隙中充注高成熟原油裂解型凝析油气, 但不充注稠油和沥青(图14a); (4) 伴生石英胶结物中高成熟凝析油气, 同期盐包裹体均一温度通常介于150~200℃(图14g~14h和15a5), 且石英胶结物中流体包裹体和氧同位素等信息反映的最高沉淀温度接近储层最高地层温度(图15b3)(Franks和Zwingmann, 2010; Oye等, 2020); (5) 深层-超深层储层中的铸模孔和超大孔隙的发育(图5b4、5c4、5d4、

5e4), 也表明深埋阶段溶蚀成孔作用仍持续发生, 且未再经历强烈压实作用.

总之, 在含油气盆地埋藏过程中, 在不同来源的酸性流体作用下, 碎屑岩储层中的长石溶蚀成孔作用具有多期性和持续性, 其在浅层地表、油气充注前和充注过程中以及油气成藏后均可发生, 深层储层中的长石次生孔隙并不是单纯的在中浅层形成然后保存到深层或者单纯的在深层直接形成, 而是不同来源酸性流体通过对长石矿物多期持续溶蚀改造的叠合. 从浅层到深层埋藏过程中储层中长石的不断溶蚀, 使得对于同一含油气盆地同一构造带内沉积环境和初始岩石成分近似的碎屑岩储层, 在经历了不同的埋藏过程后, 常表现为埋深越大的储层中长石含量越低(图15a1)、长石溶蚀伴生的次生矿物(自生石英和自生黏土矿物)含量越高的特征(图15a2~15a4); 也使得与长石溶蚀相伴生的多期次自生石英胶结物中盐包裹体均一温度的范围(图15a5)以及自生石英加大边微区氧同位素温度计指示的沉淀温度(图15b1~15b3)表现出随埋深增加而增高的趋势.

5 含油气盆地埋藏过程中长石蚀变路径与增孔-保孔效应转换接力

含油气盆地从浅层地表向深层埋藏过程中, 成岩体系开放封闭性、温度和压力以及成岩体系中流体来源、流速和成分等随着埋藏过程动态变化(Bjørlykke和Jahren, 2012), 地质流体和岩石在长期接触过程中, 孔隙水对岩石中矿物的饱和程度不断增加(Giles, 1987), 同时地层温度和压力在埋藏过程中不断升高, 使得长石蚀变路径、成岩组合及增孔-保孔效应不断变化, 对储层质量演化具有重要影响(图16)(Yuan等, 2017a, 2019a). 基于水-岩反应动力学和成岩物质传输的热模拟实验表明, 低温度、高流速、低矿化度和断裂系统的发育能够保证溶蚀产物被及时带离溶解区, 倾向于产生较弱的矿物沉淀作用, 而高温度、低流速、低矿化度和断裂系统的弱发育造成溶蚀产物不能被及时带出, 倾向于发生较强的矿物沉淀作用(远光辉, 2015). 大量实际地质体案例表明, 含油气盆地埋藏过程的地表-早成岩A期、早成岩B期、中成岩期-晚成岩期, 储层成岩体系可发育开放成岩体系溶解带、半开放成岩体系过渡带和近封闭-封闭成岩体系

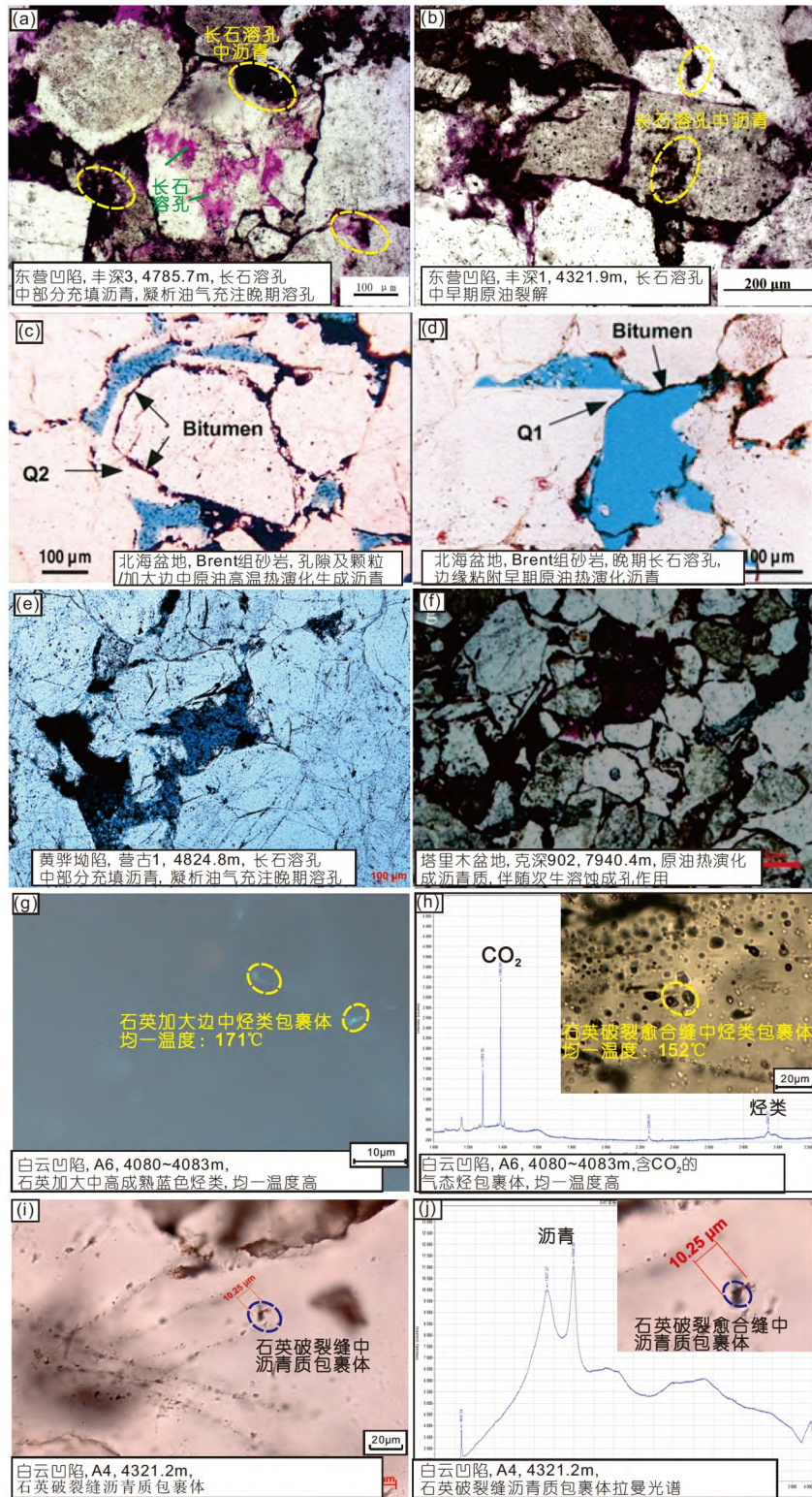


图 14 全球典型深层-超深层碎屑岩储层中原油热降解与长石次生溶蚀现象

(a)~(f) 深层储层中的原油热演化成沥青质及伴随长石溶蚀成孔作用; (g)、(h) 石英加大边和石英颗粒愈合缝中的烃类包裹体和含CO₂烃类包裹体; (i)、(j) 包裹体中高成熟沥青, 反应成藏后原油经历高温热演化过程. (c)和(d) 引自 Girard等(2002); (f) 引自 杨海军等(2018)

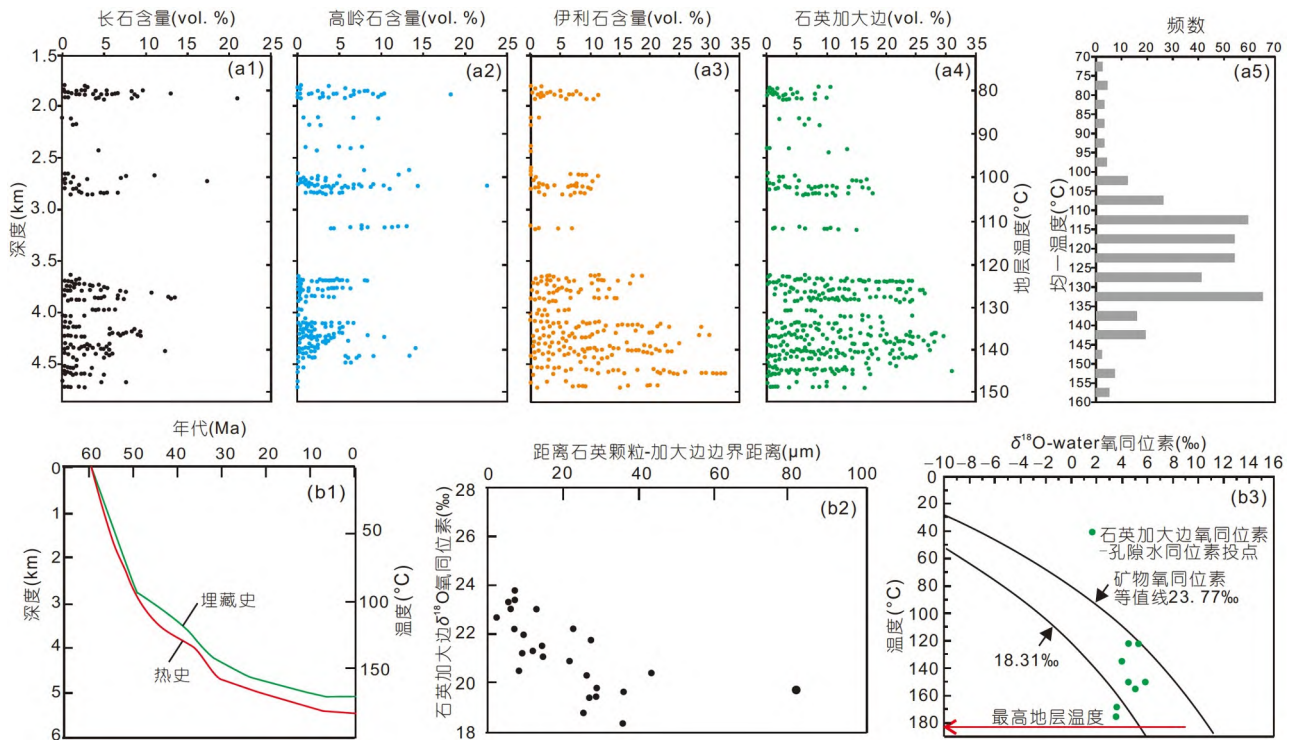


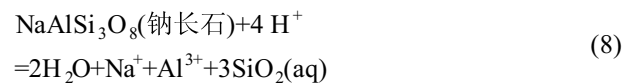
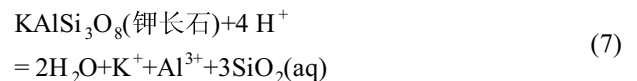
图 15 Saudi Arabia盆地石炭-二叠系碎屑岩储层中长石含量(a1)、黏土矿物((a2)~(a3))、石英胶结物(a4)随埋藏深度的变化趋势, 石英加大边中盐水包裹体均一温度分布特征(a5), 以及墨西哥湾古近系Wilcox组超深层富长石砂岩储层埋藏史-热史(b1)、储层中单一石英加大边中氧同位素变化特征(b2)和石英加大边沉淀温度(b3)

(a5) 据Franks和Zwingmann(2010); (b3) 据Oye等(2020)

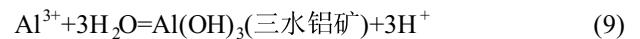
调配带, 3种成岩带中分别发育长石强烈溶蚀-黏土矿物弱沉淀-石英弱沉淀、长石强烈溶蚀-黏土矿物强沉淀-石英弱沉淀、长石强烈溶蚀-黏土矿物强沉淀-石英强沉淀等不同的成岩组合(图17), 并表现出不同的储层物性响应(Giles和de Boer, 1990; Hayes和Boles, 1992; Bjørlykke和Jahren, 2012; Yuan等, 2015b; Yuan等, 2017a).

5.1 近地表阶段-早成岩A期(10~50℃): 开放成岩体系溶解带增孔-提渗

地表-早成岩A期, 浅层砂层发育相对开放的成岩体系, 大气淡水下渗强、流动快, 流速可达200~5000m a⁻¹(Giles, 1987), 高流速-大规模的大气淡水能够为这些砂岩层中长石等不稳定矿物的溶解提供大量的CO₂酸性流体, 同时矿物溶解释放的离子能够被及时带出溶解区, 自生矿物沉淀作用弱, 由于大气淡水中离子浓度低, 钾长石和钠长石均可发生溶解, 两类长石的溶解作用可表示为(Yuan等, 2017a)



在部分孔隙水流速较低的情况下, 随着溶液中Al³⁺浓度升高到特定值, 可发生三水铝矿的少量沉淀, 该过程表示为(Yuan等, 2019a)



整体来看, 地表-早成岩A期, 在具有开放成岩体系的砂岩层, 长石溶解作用释放的K⁺、Na⁺、Al³⁺、SiO₂(aq)等能够被及时带出砂体(图7), 伴生自生矿物量少, 大规模砂体中发育区域型溶解带, 形成增孔-提渗型次生孔隙(图16、17; 表3).

5.2 早成岩B期(50~80℃): 半开放成岩体系过渡带增孔-不提渗

在处于早成岩B期的砂岩层中, 大气淡水的下渗

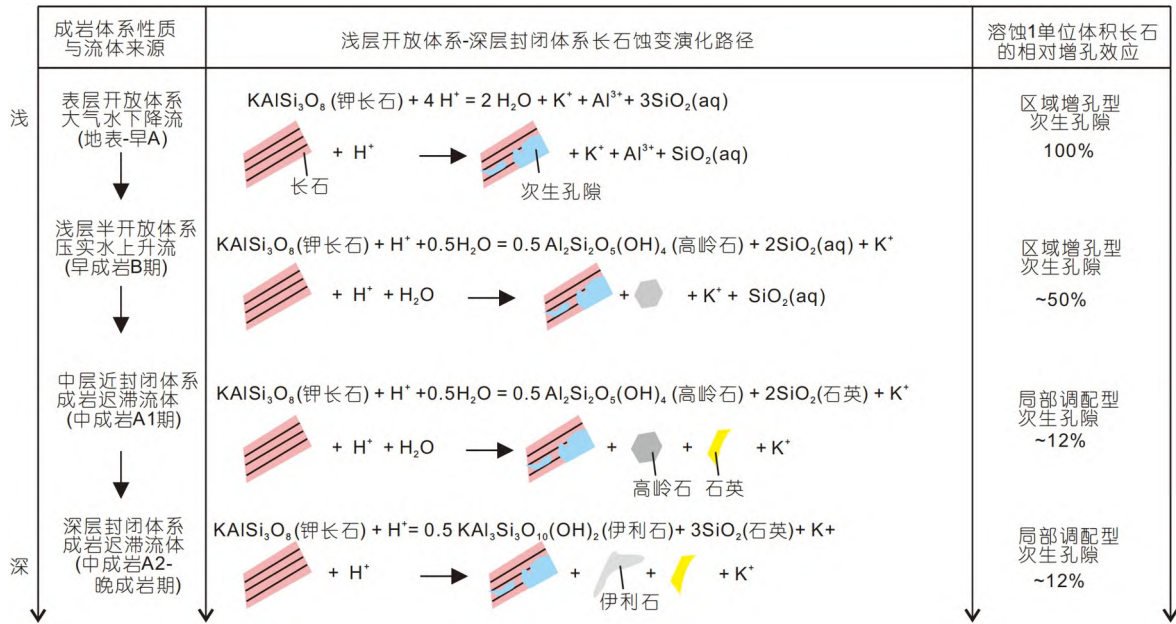


图 16 含油气盆地浅层-深层砂岩储层中长石蚀变成岩组合关系与溶蚀1个单位体积长石的相对增孔效应

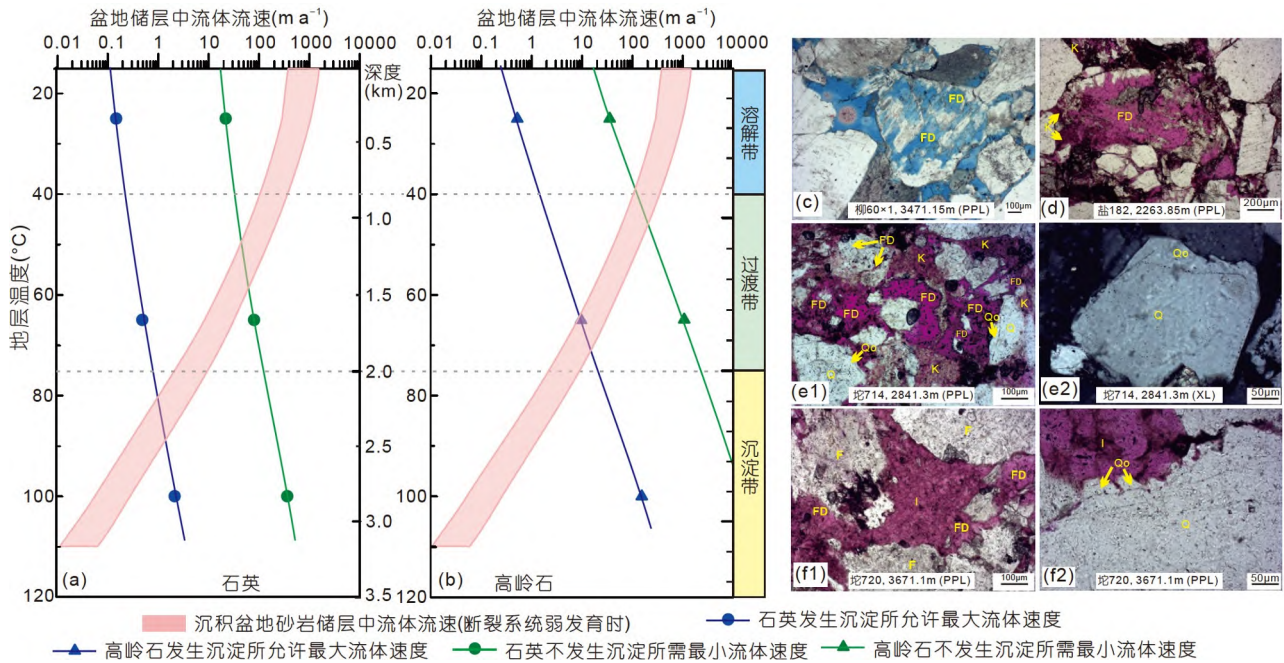


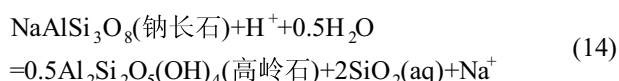
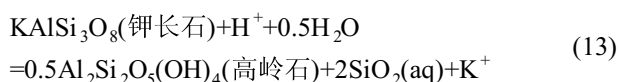
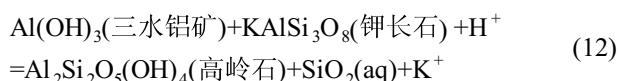
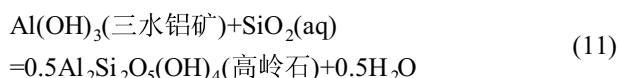
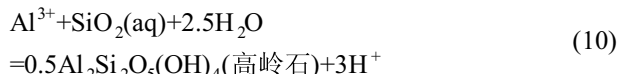
图 17 中国东部渤海湾盆地浅层-深层不同地质背景条件下长石溶蚀成岩组合关系

据 Yuan 等(2019a)

作用较弱, 砂岩层中流体主要以压实上升流为主, 流体流速在 $10 \sim 200 m a^{-1}$ (Giles, 1987), 烃源岩热演化生成的有机酸等被有效带入储层, 中低流速的压实上升流使得砂层发育半开放-半封闭成岩体系, 长石溶蚀释放的

物质不能够被及时全部带出砂体, 伴随长石持续溶蚀, 当溶液中 Al^{3+} 和 $SiO_2(aq)$ 浓度到达一定水平, 并对高岭石过饱和时, Al^{3+} 与 $SiO_2(aq)$ 结合沉淀高岭石(反应(10)), 该过程消耗的 Al^{3+} 和 $SiO_2(aq)$ 主要来自于长石的

持续溶蚀, 部分也可来自已沉淀的三铝水矿的再次溶解(反应(11)和(12)). 由于地层水中Na⁺的积累(烃源岩中蒙脱石伊利石化消耗K⁺、积累Na⁺, 早成岩A期钠长石溶解也释放一部分Na⁺), 地层水对钠长石的饱和度增加, 该阶段长石的溶蚀开始以钾长石为主, 钠长石为次, 可用反应(13)和(14)来表示(Yuan等, 2019a; Zhu和Lu, 2009).



在半开放-半封闭体系中, 长石溶蚀释放的部分物质(K⁺、Na⁺、SiO₂(aq))能够被有效带出储层, 部分(Al³⁺、SiO₂(aq))以自生高岭石的形式沉淀在储层中, 从而在这些砂岩层中发育区域型成岩过渡带, 形成增孔-不增渗型长石次生溶孔-高岭石沉淀成岩组合(图16~18). 由于不同矿物组分、摩尔量和密度不同, 钾长石和钠长石在溶蚀过程中形成的次生孔隙体积与溶蚀产物体积也存在一定差异. 计算结果表明, 在只沉淀高岭石、不沉淀石英的半开放-半封闭成岩体系中, 单位体积钾长石和钠长石溶蚀后的相对增孔率分别为53.77~55.33%和50.19~51.87%(表3).

5.3 中成岩期-晚成岩期(>80℃): 近封闭-封闭成岩体系调配带保孔-降渗

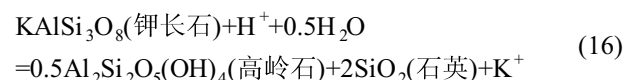
在中成岩期-晚成岩期的中-深埋藏阶段(深度>2km), 在不发育大规模断裂时, 地层水流速整体处于0.01~10m a⁻¹(Giles, 1987), 扩散作用主控孔隙水中离子传输, 储层发育近封闭-封闭成岩体系, 长石溶蚀释放的物质不能进行长距离迁移, 主要以高岭石、伊利石和石英等自生矿物形式发生沉淀, 发育调配带.

(1) 在中成岩A1期-中成岩A2期早期阶段

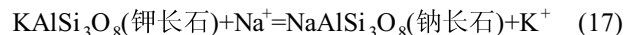
(80~125℃), 随着长石溶蚀作用的进行, 当SiO₂(aq)浓度达到沉淀石英所需浓度时, 自生石英也开始伴随长石溶蚀作用得以沉淀, 表示为



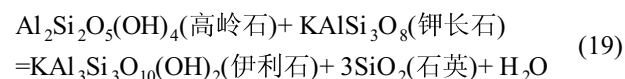
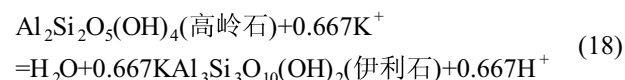
在该阶段, 小尺度平流和扩散作用带出K⁺(泥岩中黏土伊利石化消化K⁺), 储层中钾长石溶蚀主要沉淀高岭石和石英(图17a、17b, 17e1、17e2)(反应(16)), 埋藏条件下储层中(80~125℃)普遍发育的自生高岭石和石英也表明该反应具有普遍性(图12和18)(Yuan等, 2015b, 2019a)



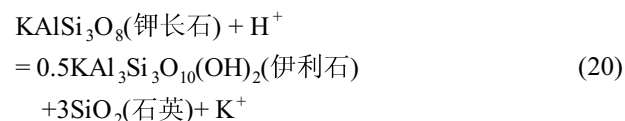
由于该阶段孔隙水中Na⁺浓度高, 钠长石溶蚀作用弱, 部分钾长石可发生钠长石化, 该过程可表示为(Morad等, 1990; Baccar等, 1993)



(2) 在中成岩A2期晚期-晚成岩阶段(>125℃), 随着成岩体系持续封闭和长石溶蚀持续进行, 流体中K⁺浓度增加, 对伊利石饱和, 将会促进长石和已沉淀高岭石发生伊利石化, 伊利石的沉淀可用反应(18)和(19)表示(Lander和Bonnell, 2010; Yuan等, 2015b, 2019a).



随着反应持续进行, 早期沉淀的高岭石被完全消耗, 长石溶蚀直接沉淀伊利石和石英矿物(反应(20)), 高温储层中(>125℃)普遍发育的自生伊利石和自生石英胶结物表明该反应具有普遍性(图18). 同样, 该阶段具有钠长石化现象.



在这些近封闭-封闭的成岩体系中, 微尺度扩散作用仅在颗粒-薄片-米级尺度对成岩物质再分配, 形成局部成岩调配带, 发育调配型次生孔隙-自生黏土沉淀-自

表3 不同类型长石矿物溶蚀前后不同成岩带固体矿物体积变化情况及相当增孔率计算数据表^{a)}

	长石类型		钾长石			钠长石			
	化学反应式		溶蚀前	溶蚀后		溶蚀前	溶蚀后		
地表 中成岩 A1期 长石 溶蚀 作用	钾长石	$2K[AlSi_3O_8]+2H^++H_2O=2K^++Al_2Si_2O_5[OH]_4+4SiO_2$				钠长石			
	反应阶段								
	矿物类型		钾长石	高岭石	石英	钠长石	高岭石	石英	
	摩尔数		2	1	4	2	1	4	
	摩尔克数(g mol ⁻¹)		278	258	60	262	258	60	
	密度(g cm ⁻³)		2.57	2.58~2.67	2.65	2.61	2.58~2.67	2.65	
	体积(cm ³)		216.342	100~96.629	90.566	200.766	100~96.629	90.566	
	开放体系体积变化量及增孔率(溶解带)			-216.342cm ³ +100%			-200.766cm ³ +100%		
	半开放体系体积变化量及增孔率(过渡带)			-116.342~-119.713cm ³ +53.78~+55.33%			-100.766~-104.137cm ³ +50.19~+51.87%		
	近封闭体系体积变化量及增孔率(调配带)			-25.776~-29.147cm ³ +11.91~+14.47%			-10.200~-13.571cm ³ +5.08~+6.76%		
中成岩 A2 晚成岩 长石 溶蚀 作用	钠长石	$3Na[AlSi_3O_8]+2H^+=3Na^++KAl_3Si_3O_{10}[OH]_2+6SiO_2$				钾长石			
	反应阶段								
	矿物类型		钾长石	伊利石	石英	钠长石	伊利石	石英	
	摩尔数		3	2	6	3	1	6	
	摩尔克数(g mol ⁻¹)		278	398	60	262	398	60	
	密度(g cm ⁻³)		2.57	2.60~2.90	2.65	2.61	2.60~2.90	2.65	
	体积(cm ³)		324.51	153.07~137.24	135.85	301.15	153.07~137.24	135.85	
	体积变化量及增孔率(调配带)			-35.59~-51.42cm ³ +10.97~+15.45%			-12.22~-28.06cm ³ +4.06~+9.32%		

a) 修改自远光辉等(2013)

生石英沉淀的成岩组合(图16和17), 钾长石溶蚀并沉淀高岭石+石英和伊利石+石英时, 溶蚀单位体积长石的相对增孔率最大值分别为13.47%和15.45%(表3), 长石溶蚀净增孔量低, 同时自生黏土的沉淀导致储层渗透率降低(图19b~19c2)。这也使得与中浅层中低温储层相比, 在具有相同孔隙度水平时, 具有更多长石次生溶孔的深层-超深层高温储层具有更低的渗透率(图19a)。

尽管相对封闭的成岩环境中长石溶蚀成孔作用的有效净增孔量有限, 但由于伴随长石溶蚀发生硅质胶结作用而使岩石抗压性增强, 同时形成的粒内次生孔隙较粒间原生孔隙具有更强的抗压实效应, 且由于高岭石等黏土矿物对原生孔隙充填后, 高岭石晶片的交叉支撑作用也起到承担应力的作用, 从而使得通过长石溶蚀作用形成的调配型次生孔隙(粒内溶孔和自生黏土晶间孔)更易在后期深埋藏过程中得到有效保存,

使得深层-超深层储层孔隙度不再随深度增加而降低, 这一趋势在墨西哥湾古近系、东营凹陷北部陡坡带古近系和白云凹陷古近系等多套典型储层中均非常明显(图20)。尽管伴生黏土矿物的沉淀作用使得储层孔喉结构变差, 但在深层-超深层高温高压条件下, 油气藏中烃类以低分子天然气和凝析油气为主, 使得自生黏土矿物间的微纳米晶间孔以及长石颗粒内部除大孔之外的微纳米级别的粒内溶孔对低分子烃类也仍然是有效的储集空间(刘春等, 2017; Yuan等, 2019a), 仍能形成低渗-中孔型优质油气储层(图20)。

综合来看, 在含油气盆地深埋藏演化过程中, 从浅层以高流速流体为特征的相对开放成岩体系逐渐过渡到中深层-深层以低流速流体为特征的相对封闭成岩体系的过程中, 长石的溶蚀和伴生自生矿物的沉淀具有一定的规律(图21): 在温度低于200℃(传统成岩作

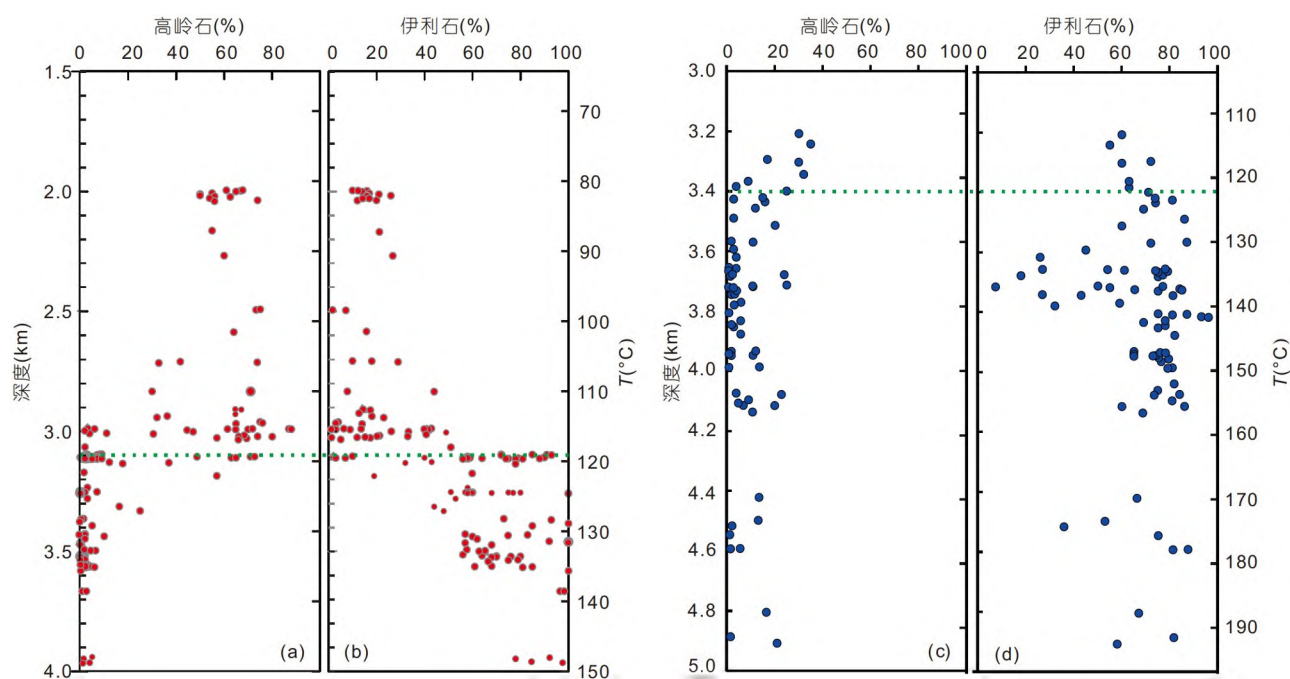


图 18 渤海湾盆地东营凹陷((a)、(b))和珠江口盆地白云凹陷((c)、(d))黏土矿物中高岭石和伊利石相对含量随深度(温度)变化趋势

(a), (b)据Yuan等(2015b)

用域), 储层中钾长石溶蚀分别依次形成三水铝矿、高岭石、高岭石+石英、伊利石+石英; 钠长石的溶蚀(缺少 K^+ 源)或富 Na^+ 地层水中钾长石的溶蚀分别依次形成水铝矿、高岭石、高岭石+石英、钠云母+石英、钠长石(网络版附图1), 若 K^+ 相对充足, 钠长石的溶蚀同样可以形成伊利石等富 K^+ 黏土矿物(Yuan等, 2019a)。理论上, 当温度超过 $200^{\circ}C$ 时, 勃姆石而非三水铝矿会在长石溶蚀的初始阶段形成(图21), 但由于埋藏过程中长期水岩作用已经使得孔隙水中具有较高的离子浓度, 勃姆石和高岭石通常不会在超深层发育, 深层-超深层储层中的长石溶蚀后直接生成伊利石矿物。

6 含油气盆地深层碎屑岩储层“长石溶蚀接力成孔”模式及油气地质意义

与Schmidt和McDonald(1979)、Surdam等(1984)、Surdam和Crossey(1987)等认为干酪根热演化生成的酸性流体易于优先溶解碳酸盐矿物成孔以及Giles和Marshall(1986)、Taylor等(2010)、Ehrenberg等(2012)和Bjørlykke(2014)等认为干酪根热演化酸性流体会在

烃源岩内大量内耗从而不足以在储层中形成规模次生孔隙的认识不同, 笔者在重新认识了含油气盆地矿物溶蚀成孔过程后, 认为埋藏条件下烃源岩-储层中碳酸盐矿物的快速溶解、大量耗酸作用并不存在, 含油气盆地中有机质(干酪根和油气)在不同阶段热演化生成的有机酸和 CO_2 等酸性流体仍是埋藏条件下低流/岩比储层中促进长石矿物优先发生溶蚀作用并形成规模性次生孔隙的最主要酸性介质。

本文在含油气盆地侵蚀性酸性流体来源地转换接力、长石溶蚀成孔过程接力、长石溶蚀路径和增孔-保孔效应转换接力等分析的基础上, 阐明了含油气盆地浅层-深层埋藏过程中“长石溶蚀接力成孔”过程和机理(图22), 建立了含油气盆地深层富长石碎屑岩储层“长石溶蚀接力成孔”模式(图23)。

其具体包含三层含义(图22、23)。一是溶蚀长石的侵蚀性流体的转换接力。地表-早成岩A期主要是大气淡水, 早成岩B期-中成岩A期储层充注成藏之前和充注过程中主要是配套烃源岩中干酪根热演化生成有机酸和 CO_2 等酸性流体, 中成岩B期-晚成岩阶段成藏之后主要是油气储层中烃类在高温条件通过水氧化作

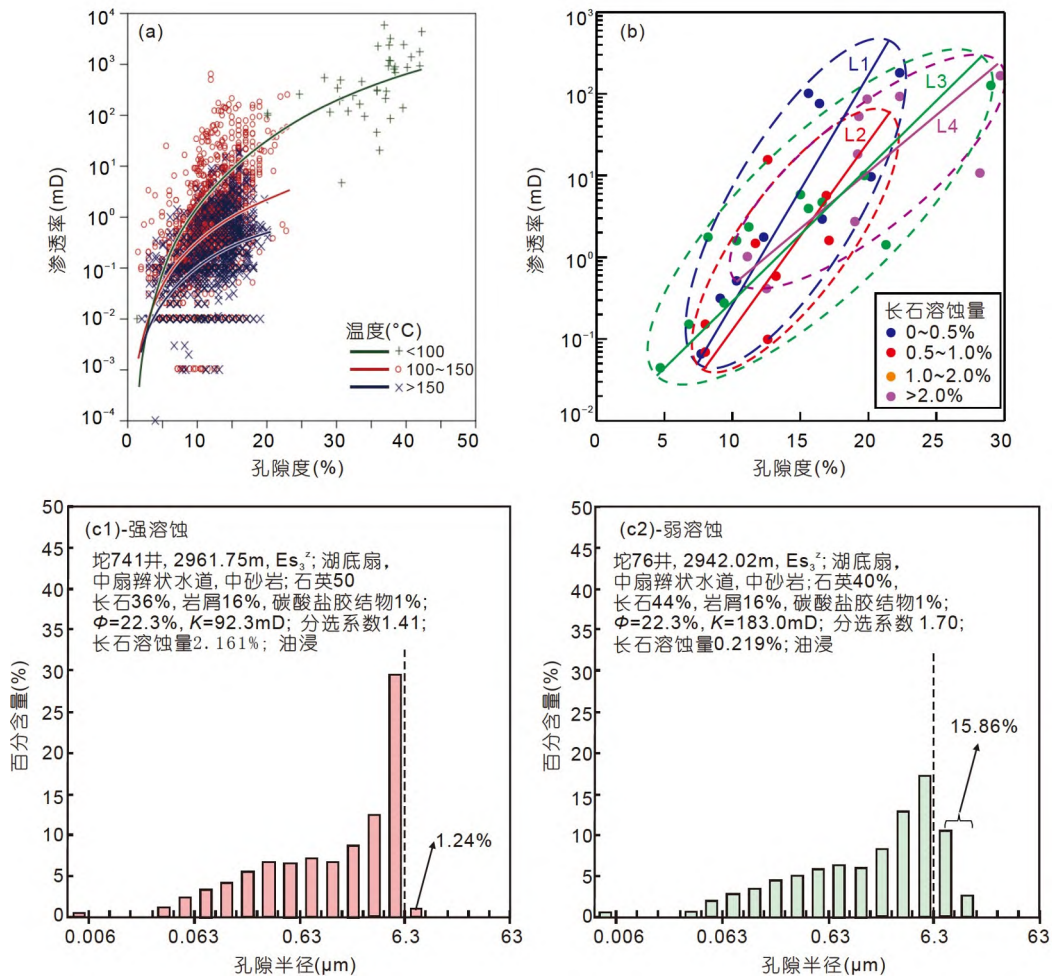


图 19 Gulf地区不同温度区间古近系Wilcox砂岩(a)、东营凹陷古近系不同长石溶蚀量储层(b)的孔隙度-渗透率关系, 以及东营凹陷相同孔隙度、不同长石溶蚀量的砂岩样品孔隙半径分布图((c1), (c2))
(a) 据Dutton和Loucks(2010); (b)、(c1)、(c2) 据Yuan等(2015b)

用生成 CO_2 和有机酸等酸性流体。二是储层中长石矿物溶蚀成孔过程的接力。酸性流体作用下, 长石溶蚀作用从浅层到深层均可发生, 深层储层中的规模性长石次生孔隙是不同来源酸性流体对长石矿物多期持续溶蚀改造的叠合, 深层次生孔隙即有中浅层溶蚀形成后有效保存到深层的, 又有在深埋藏阶段酸性流体溶蚀作用下直接发育的。三是长石溶蚀路径和增孔-保孔效应的转换接力。地表-早成岩A期相对开放成岩体系中, 高流速下降流及时带出储层中长石溶蚀释放离子, 沉淀作用弱, 形成增孔型次生孔隙, 且提高渗透率; 早成岩B期半开放成岩体系中, 中低流速压实上升流带出部分溶蚀产物, 长石溶蚀的同时沉淀自生高岭石,

形成增孔型次生孔隙, 但降低渗透率; 中成岩A1期近封闭成岩体系中, 小尺度平流和扩散作用带出 K^+ , 长石溶蚀并沉淀大量自生高岭石和自生石英, 中成岩A2期-晚成岩期发育封闭成岩体系, 微尺度扩散作用仅在颗粒-薄片尺度调配成岩物质再分配, 长石溶蚀同时生成大量伊利石(直接伴随长石溶蚀沉淀或自生高岭石伴随长石溶蚀发生伊利石化)和自生石英; 中成岩期-晚成岩期长石溶蚀形成调配型次生孔隙, 并降低渗透率, 但近封闭-封闭体系中与长石溶蚀作用相伴的胶结作用使岩石具有更强的抗压性, 利于次生孔隙的有效保存。

值得说明的是, 3类不同来源侵蚀性酸性流体的完

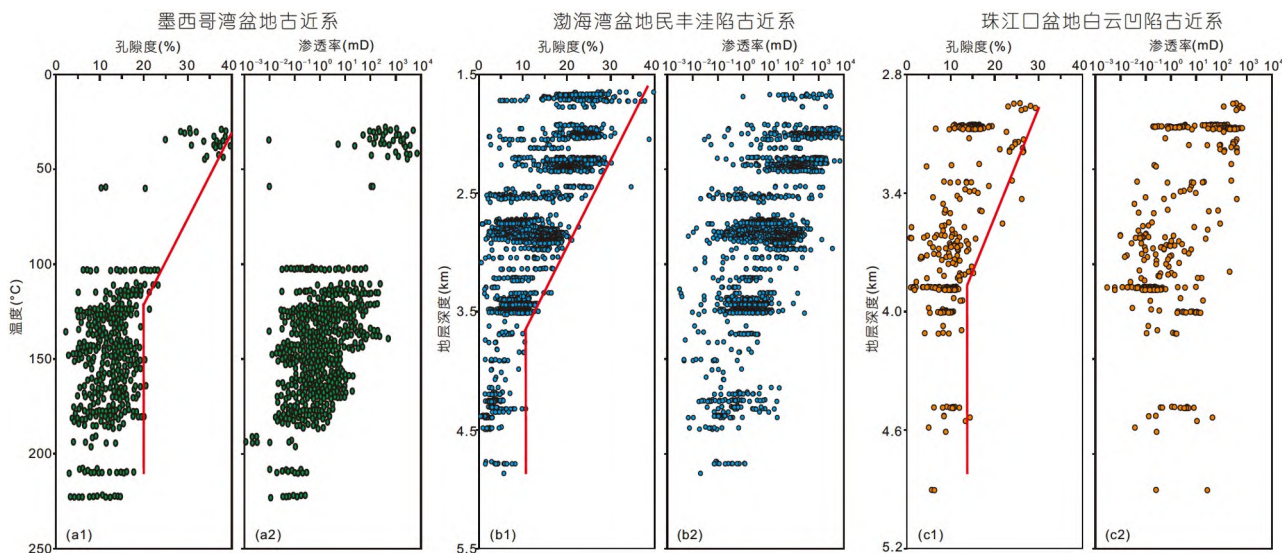


图 20 典型深层-超深层油气储层孔隙度和渗透率随深度变化趋势图

(a1)、(a2) 墨西哥湾古近系(Dutton和Loucks, 2010); (b1)、(b2) 渤海湾盆地民丰洼陷古近系; (c1)、(c2) 珠江口盆地白云凹陷古近系

整接力过程并不是发育在所有深层油气储层中, 只有在满足特定地质背景才比较完全. 如白云凹陷古近系珠海组-恩平组大型三角洲沉积砂体, 在沉积时期-浅埋藏阶段, 厚层砂体经历大气淡水淋滤作用, 长石溶解形成增孔型次生孔隙(图5e3); 在早成岩B-中成岩期, 烃源岩热演化生成有机酸等酸性流体, 溶蚀长石矿物, 伴随高岭石和石英的沉淀(图5e2); 烃类充注后深埋藏过程中, 进入中成岩B期, 烃类发生热裂解和水演化生酸作用(图14g~14j), CO₂等酸性流体持续溶蚀长石形成次生孔隙, 并伴随部分伊利石和石英的沉淀(图18c、18d), 这些次生孔隙有效叠加, 形成了现今深层长石溶孔主控型低渗-中低孔油气储层(图20c1、20c2). 对于东营凹陷古近系沙四段近岸水下扇沉积砂体, 由于其直接沉积在水下, 早期大气淡水淋滤成孔作用相对弱, 只经历后续的中-深埋藏过经历有机质热演化酸性流体和烃类热演化酸性流体改造(图14a、14b), 形成次生孔隙并伴随自生黏土和石英的沉淀(图18a、18b), 次生孔隙有效叠加, 形成了现今深层长石溶孔主控型油气储层. 在含油气盆地埋藏过程中, 受深大断裂系统控制的大气淡水的下渗和深部热液的上导也可以产生强烈的溶蚀作用(Taylor和Land, 1996; 胡文瑄, 2016), 但这些溶蚀成孔作用的通常发生在断裂系统附近, 相对局限, 在此不予讨论.

作为典型的铝硅酸盐矿物, 长石的溶蚀成孔过程

是油气储层中铝硅酸盐矿物溶蚀成孔的典型代表. 含油气盆地“长石溶蚀接力成孔”认识的提出, 发展了含油气盆地有机质热演化成酸性流体溶解矿物形成次生孔隙的理论, 突破了含油气盆地仅在于酪根生酸高峰的特定深度段通过溶解大量碳酸盐矿物形成鼓包型次生孔隙发育带(孔隙度-深度剖面上的大肚子)的认识, 将含油气盆地碎屑岩储层中次生孔隙形成窗口从传统认识中的生酸-生油窗拓展到成藏后高温生气窗, 回答了深层-超深层长石次生孔隙主导型低渗-中孔型优质碎屑岩储层的成储机理问题, 对拓展含油气盆地深层-超深层勘探领域有重要意义.

7 结论

(1) 含油气盆地埋藏过程中, 储层中长石溶蚀成孔作用具有接力性, 包含三层含义. 一是浅埋藏-深埋藏阶段溶蚀矿物的大气淡水、干酪根热解生成有机酸和CO₂等酸性流体、烃类高温水氧化作用生成有机酸和CO₂等酸性流体的接力. 二是深层储层中的规模性长石次生孔隙是不同来源酸性流体对长石矿物多期持续溶蚀改造的叠合结果, 深层次生孔隙既有中浅层溶蚀形成后有效保存到深层的, 又有在深层酸性流体溶蚀作用下直接发育的. 三是近地表阶段-早成岩A期储层中发育开放成岩体系, 区域型成岩溶解带发育增孔型

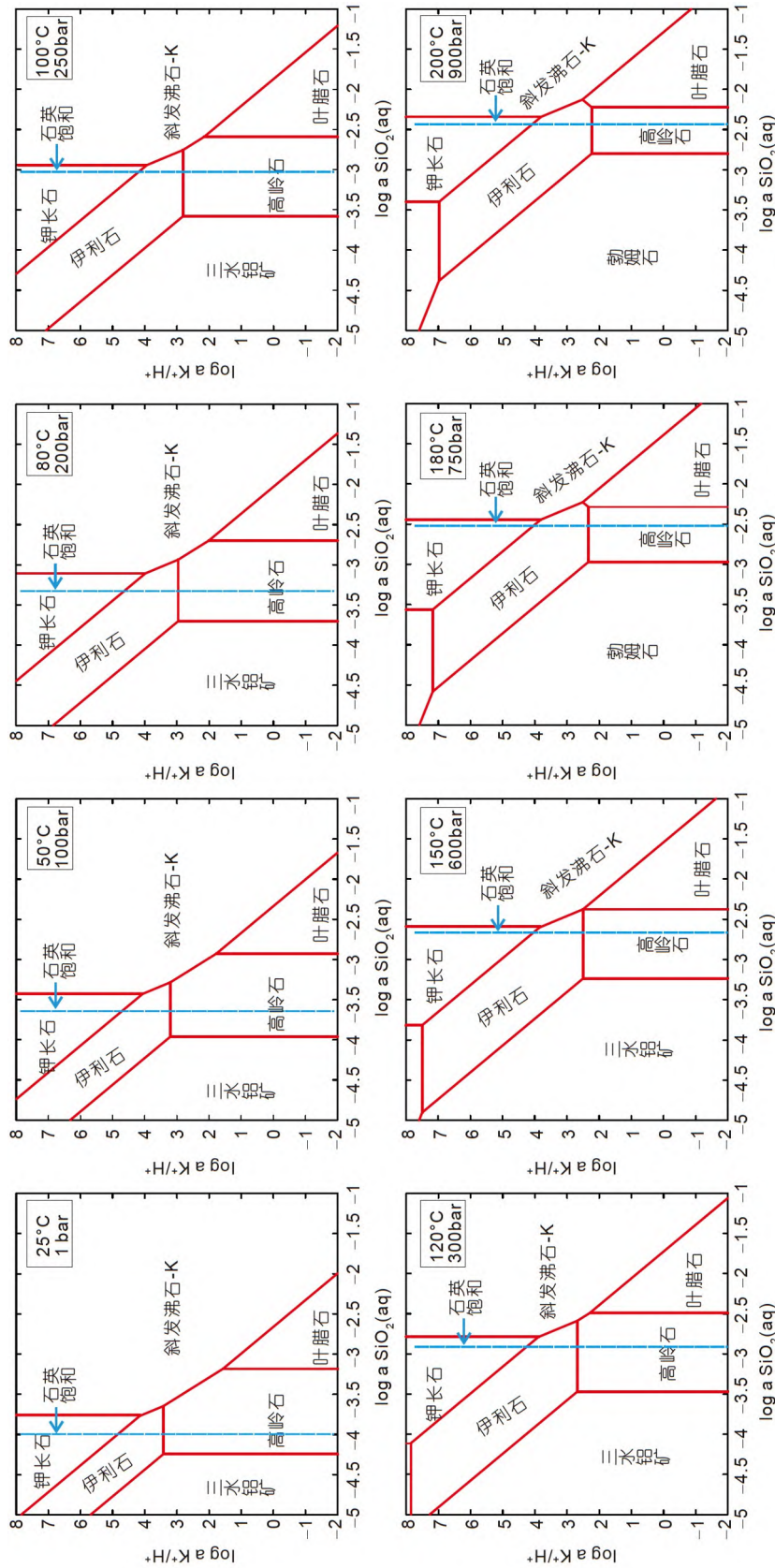


图 21 不同地质条件下钾长石溶蚀演化路径

据 Yuan 等(2019a)修改

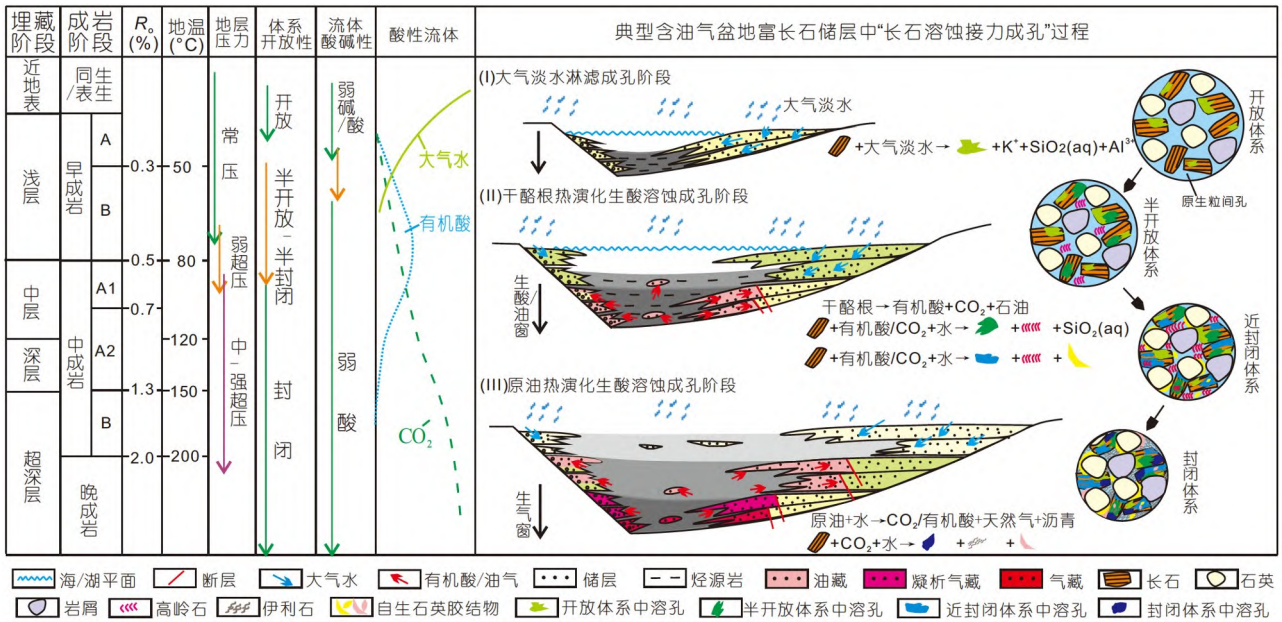


图 22 典型含油气盆地富长石碎屑岩油气储层“长石溶蚀接力成孔”模式

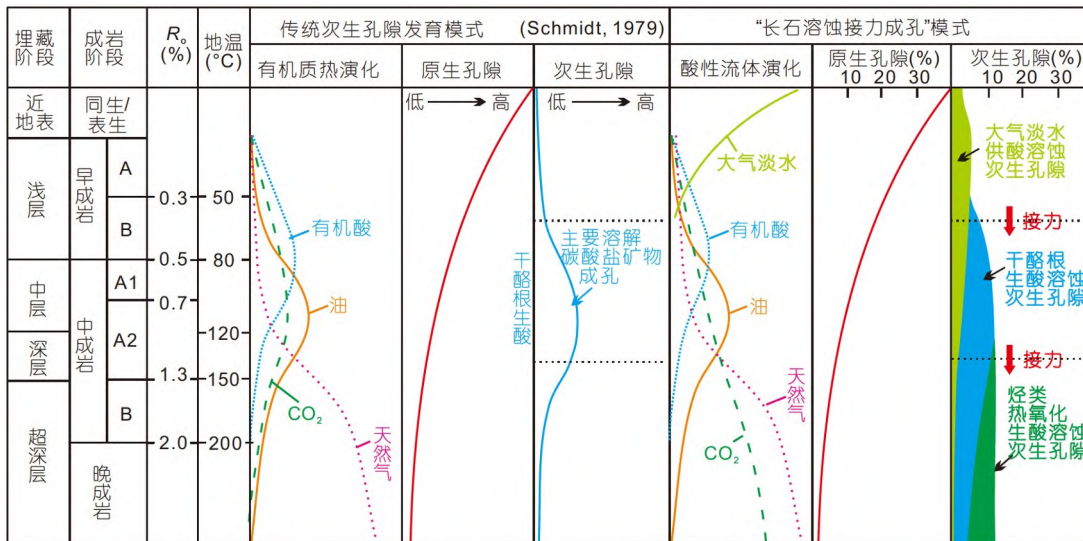


图 23 含油气盆地“长石溶蚀接力成孔”模式与传统次生孔隙发育模式对比图

次生孔隙, 长石溶蚀增孔-提渗; 早成岩B期储层中发育半开放成岩体系, 区域型成岩过渡带发育长石次生溶孔-高岭石沉淀成岩组合, 长石溶蚀增孔-不增渗; 中成岩期-晚成岩期储层中发育近封闭-封闭成岩体系, 局部成岩调配带发育长石次生溶孔-自生黏土沉淀-自生石英沉淀成岩组合, 与长石溶蚀伴生的胶结作用强使岩石具有更强的抗压性, 利于次生孔隙的有效保存,

长石溶蚀保孔-降渗。

(2) 不同埋藏阶段的长石溶蚀作用识别标志不同。近地表-早成岩A期大气淡水淋滤长石成孔作用可通过区域不整合或沉积间断面之下大量长石溶孔-少量自形程度较差的高岭石($\delta^{18}\text{O}$ 偏负)组合、长石溶孔的压塌变形现象, 以及不整合之下更高的孔渗组合和更低的地层水矿化度来识别。早成岩B-中成岩A期干酪

根生酸溶蚀长石成孔作用可通过长石次生溶孔-高岭石沉淀和含铝和锰的自生石英沉淀的成岩组合、伴生石英胶结物中捕获低熟-成熟原油和均一温度介于80~140℃的盐水包裹体等特征来识别。中成岩B期-晚成岩阶段原油热演化生酸溶蚀长石成孔作用可通过储层中发育稠油和沥青、储层天然气含大量有机来源CO₂组分、长石次生溶孔-伊利石沉淀和含铝自生石英沉淀的成岩组合、长石次生孔隙和伴生石英胶结物中捕获高成熟原油裂解型凝析油气、石英加大边中均一温度介于150~200℃盐水包裹体, 以及深层-超深层储层中的铸模孔和超大孔隙来识别。

(3) 含油气盆地“长石溶蚀接力成孔”认识推进了含油气盆地埋藏过程中有机质(干酪根+烃类)热演化生成酸性流体溶蚀矿物形成次生孔隙理论的发展, 突破了含油气盆地仅在干酪根生酸高峰的特定深度段通过溶解大量碳酸盐矿物形成鼓包型次生孔隙发育带的认识, 将含油气盆地中次生孔隙形成窗口从传统认识中的生酸-生油窗拓展到成藏后高温生气窗, 为深层-超深层长石溶蚀主控的低渗-中孔型优质储层的发育提供了合理解释, 对拓展含油气盆地深层-超深层油气勘探领域有重要意义。

致谢 中国石油杭州地质研究院朱国华教授和杜伦大学Jon Gluyas教授在长石选择性溶蚀、刘金钟研究员在烃-水-岩相互作用实验方面给予了帮助和支持, 对各位专家表示诚挚的感谢; 同时感谢两位评审专家对稿件提出的非常有益的建议和意见, 这对稿件质量的提升起到了很大的作用。

参考文献

蔡春芳, 梅博文. 1997. 塔里木盆地有机酸来源、分布及对成岩作用的影响. 沉积学报, 15: 103-108

陈传平, 梅博文, 贾发敬, 成凤桂. 1994. 生油岩产生低分子量有机酸的模拟实验研究. 地球化学, 23: 155-160

高岗, 刘广弟, 王绪龙, 张跃千, 孔玉华, 张道旻, 高劲. 2013. 准噶尔盆地上三叠统泥页岩解气特征. 天然气地球科学, 24: 1284-1289

葛家旺, 朱筱敏, 潘荣, 雷永昌, 张昕, 陈淑慧. 2015. 珠江口盆地惠州凹陷文昌组砂岩孔隙定量演化模式——以HZ-A地区辫状河三角洲储层为例. 沉积学报, 33: 183-193

谷团. 2008. 辽河盆地西部凹陷清水洼陷新生界深层异常高孔带特征与有利储集相预测研究. 天然气地球科学, 19: 327-333

韩辉, 钟宁宁, 陈聪, 张毅, 马勇, 王琪. 2014. 西北地区中小型盆地侏罗系陆相泥页岩的含气性. 科学通报, 59: 809-815

贺艳祥, 张伟, 胡作维, 兰叶芳, 黄培培. 2010. 鄂尔多斯盆地姬塬地区区长8油层组砂岩中长石的溶解作用对储层物性的影响. 天然气地球科学, 21: 482-488

胡文瑄. 2016. 盆地深部流体主要来源及判别标志研究. 矿物岩石地球化学通报, 35: 817-826, 806

黄思静, 武文慧, 刘洁, 沈立成, 黄成刚. 2003. 大气水在碎屑岩次生孔隙形成中的作用——以鄂尔多斯盆地三叠系延长组为例. 地球科学, 28: 419-424

靳子濠, 周立宏, 操应长, 付立新, 李宏军, 楼达, 孙沛沛, 冯建园, 远光辉, 王铸坤. 2018. 渤海湾盆地黄骅坳陷二叠系砂岩储层储集特征及成岩作用. 天然气地球科学, 29: 1595-1607

李延钧, 宋国奇, 李文涛, 郭瑞超, 杨显成, 陈义才, 罗文军. 2010. 济阳坳陷东营凹陷北带丰深1井区深层沙四下古油藏与天然气成因. 石油与天然气地质, 31: 173-179

刘春, 张荣虎, 张惠良, 黄伟, 莫涛, 周露. 2017. 致密砂岩储层微孔隙成因类型及地质意义——以库车前陆冲断带超深层储层为例. 石油学报, 38: 150-159

刘四兵, 沈忠民, 刘昊年, 吕正祥, 王鹏. 2013. 川西坳陷中段上三叠统须家河组水岩相互作用机制. 石油学报, 34: 47-58

吕正祥, 刘四兵. 2009. 川西须家河组超致密砂岩成岩作用与相对优质储层形成机制. 岩石学报, 25: 2373-2383

孟元林, 高建军, 刘德来, 牛嘉玉, 孙洪斌, 周玥, 肖丽华, 王粤川. 2006. 辽河坳陷鸳鸯沟地区成岩相分析与异常高孔带预测. 吉林大学学报(地球科学版), 36: 227-233

孟元林, 刘文慧, 孟凡晋, 梁伯勋, 王建伟, 潘雪梅, 田伟志, 王维安, 丁桂霞, 周振东, 肖丽华. 2011. 松辽盆地徐家围子断陷深层异常高孔带分布特征与成因分析. 古地理学报, 13: 75-84

钱焕菊, 陆现彩, 张雪芬, 张林晔, 刘庆. 2009. 东营凹陷沙四段上部泥质烃源岩元素地球化学及其古盐度的空间差异性. 岩石矿物学杂志, 28: 161-168

秦晓艳, 林进, 武富礼. 2016. 鄂尔多斯盆地东南部本溪组致密石英砂岩成岩作用与孔隙演化. 西北大学学报(自然科学版), 46: 579-584

孙致学, 孙治雷, 鲁洪江, 尹希杰. 2010. 砂岩储集层中碳酸盐胶结物特征. 石油勘探与开发, 37: 543-551

王成, 赵海玲, 邵红梅, 洪淑新, 张静, 潘会芳, 杨连华, 王平, 乔建华. 2007. 松辽盆地北部登娄库组砂岩次生孔隙形成时期与油气成藏. 岩石矿物学杂志, 26: 253-258

王正允, 王方平. 1995. 塔北三叠, 侏罗系孔隙类型及次生孔隙的成因. 石油与天然气地质, 16: 203-210

肖丽华, 孟元林, 牛嘉玉, 王志国, 殷秀兰, 祝文亮, 张连雪, 王昕. 2005. 歧口凹陷沙河街组成岩史分析和成岩阶段预测. 地质科学, 40: 346-362

杨海军, 张荣虎, 陈戈, 张慧良, 刘春, 朱光有, 王俊鹏, 孙雄伟. 2018.

- 库车前陆冲断带深层白垩系沉积储层图集. 北京: 石油工业出版社
- 杨田, 操应长, 王艳忠, 王健, 张会娜. 2015. 渤南洼陷沙四下亚段扇三角洲前缘优质储层成因. *地球科学——中国地质大学学报*, 40: 2067–2080
- 远光辉, 操应长, 蕙克来, 王艳忠, 李晓艳, 杨田. 2013. 东营凹陷北带古近系碎屑岩储层长石溶蚀作用及其物性响应. *石油学报*, 34: 853–866
- 远光辉. 2015. 成岩过程中长石和碳酸盐矿物溶蚀机理及其物性响应. 博士学位论文. 青岛: 中国石油大学(华东)
- 张莉, 朱筱敏, 钟大康, 崔可平. 2007. 惠民凹陷古近系碎屑岩次生孔隙纵向分布规律. *地球科学——中国地质大学学报*, 32: 253–259
- 张永旺, 曾溅辉, 张善文, 王永诗, 张守鹏, 周士颖. 2009. 烃源岩-流体相互作用模拟实验研究. *地质学报*, 83: 445–453
- 赵国泉, 李凯明, 赵海玲, 刘锐娥, 孙粉锦, 狄永军, 李永涛. 2005. 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. *石油勘探与开发*, 32: 53–55
- 朱光有, 金强, 张水昌, 戴金星, 王冠民, 张林晔, 李剑. 2005. 济阳坳陷东营凹陷古近系沙河街组深湖相油页岩的特征及成因. *古地理学报*, 7: 59–69
- 朱如凯, 邹才能, 张翥, 王雪松, 程荣, 刘柳红, 周川闽, 宋丽红. 2009. 致密砂岩气藏储层成岩流体演化与致密成因机理——以四川盆地上三叠统须家河组为例. *中国科学D辑: 地球科学*, 39: 327–339
- 朱筱敏, 葛家旺, 吴陈冰洁, 张向涛, 汪旭东, 李晓燕, 黎明. 2019. 珠江口盆地陆丰凹陷深层砂岩储层特征及主控因素. *石油学报*, 40: 69–80
- 曾溅辉, 朱志强, 吴琼, 彭继林. 2007. 烃源岩的有机酸生成及其影响因素的模拟实验研究. *沉积学报*, 25: 847–851
- Baccar M B, Fritz B, Made B. 1993. Diagenetic albitization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: Thermodynamic and kinetic modeling. *SEPM JSR*, 63: 1100–1109
- Barth T, Andresen B, Iden K, Johansen H. 1996. Modelling source rock production potentials for short-chain organic acids and CO₂—A multivariate approach. *Org Geochem*, 25: 427–438
- Barth T, Bjørlykke K. 1993. Organic acids from source rock maturation: Generation potentials, transport mechanisms and relevance for mineral diagenesis. *Appl Geochem*, 8: 325–337
- Barth T, Borgund A E, Hopland A L, Graue A. 1988. Volatile organic acids produced during kerogen maturation—Amounts, composition and role in migration of oil. *Org Geochem*, 13: 461–465
- Berner R A, Holdren Jr G R. 1979. Mechanism of feldspar weathering—II. Observations of feldspars from soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 43: 1173–1186
- Bird M I, Chivas A R. 1988. Stable-isotope evidence for low-temperature kaolinitic weathering and post-formational hydrogen-isotope exchange in Permian kaolinites. *Chem Geol-Isotope Geosci Sect*, 72: 249–265
- Bjørlykke K. 1993. Fluid flow in sedimentary basins. *Sediment Geol*, 86: 137–158
- Bjørlykke K. 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sediment Geol*, 301: 1–14
- Bjørlykke K, Jahren J. 2012. Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs. *AAPG Bull*, 96: 2193–2214
- Bullin K, Krouskop P. 2009. Composition variety complicates processing plans for US shale gas. *Oil Gas J*, 7: 50–55
- Cao Y, Yuan G, Li X, Wang Y, Xi K, Wang X, Jia Z, Yang T. 2014. Characteristics and origin of abnormally high porosity zones in buried Paleogene clastic reservoirs in the Shengtuo area, Dongying Sag, East China. *Pet Sci*, 11: 346–362
- Curtis C D. 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. *J Geol Soc*, 135: 107–117
- Dutton S P, Loucks R G. 2010. Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200–6700 m) burial, Gulf of Mexico Basin, U. S.A. *Mar Pet Geol*, 27: 69–81
- Dutton S P, Loucks R G. 2014. Reservoir quality and porosity-permeability trends in onshore Wilcox sandstones, Texas and Louisiana Gulf Coast: Application to deep Wilcox plays, offshore Gulf of Mexico. *GCAGS J*, 3: 33–40
- Dutton S P, Loucks R G, Day-Stirrat R J. 2012. Impact of regional variation in detrital mineral composition on reservoir quality in deep to ultradeep lower Miocene sandstones, western Gulf of Mexico. *Mar Pet Geol*, 35: 139–153
- Ehrenberg S N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf. *AAPG Bull*, 77: 1260–1286
- Ehrenberg S N, Walderhaug O, Bjørlykke K. 2012. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion? *AAPG Bull*, 96: 217–233
- Ehrenberg S N, Jakobsen K G. 2001. Plagioclase dissolution related to biodegradation of oil in Brent Group sandstones (Middle Jurassic) of Gullfaks Field, northern North Sea. *Sedimentology*, 48: 703–721
- Emery D, Myers K J, Young R. 1990. Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. *Geology*, 18: 1178–1181
- Fisher J B. 1987. Distribution and occurrence of aliphatic acid anions in deep subsurface waters. *Geochim Cosmochim Acta*, 51: 2459–2468
- Fitzpatrick R W, Schwertmann U. 1982. Al-substituted goethite—An indicator of pedogenic and other weathering environments in South

- Africa. *Geoderma*, 27: 335–347
- França A B, Araújo L M, Maynard J B, Potter P E. 2003. Secondary porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianite, southern South America. *AAPG Bull*, 87: 1073–1082
- Franks S G, Zwingmann H. 2010. Origin and timing of late diagenetic illite in the Permian-Carboniferous Unayzah sandstone reservoirs of Saudi Arabia. *AAPG Bull*, 94: 1133–1159
- Giles M R. 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Mar Pet Geol*, 4: 188–204
- Giles M R, de Boer R B. 1989. Secondary porosity: Creation of enhanced porosities in the subsurface from the dissolution of carbonate cements as a result of cooling formation waters. *Mar Pet Geol*, 6: 261–269
- Giles M R, de Boer R B. 1990. Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Mar Pet Geol*, 7: 378–397
- Giles M R, Marshall J D. 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: Re-evaluation of processes. *Mar Pet Geol*, 3: 243–255
- Girard J P, Munz I A, Johansen H, Lacharpagne J C, Sommer F. 2002. Diagenesis of the hild Brent sandstones, northern North Sea: Isotopic evidence for the prevailing influence of deep basinal water. *J Sediment Res*, 72: 746–759
- Glasmann J R. 1992. The fate of feldspar in Brent Group reservoirs, North Sea: A regional synthesis of diagenesis in shallow, intermediate, and deep burial environments. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 61: 329–350
- Harris N B, Nicholas B B. 1989. Diagenetic quartzarenite and destruction of secondary porosity: An example from the Middle Jurassic Brent sandstone of northwest Europe. *Geology*, 17: 361–364
- Hayes M J, Boles J R. 1992. Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones: Implications for aluminum mass transfer in the San Joaquin Basin, California. In: Houseknecht D W, Pittman E D, eds. *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstone*. SPEM Special Publication. 111–123
- Helgeson H C, Knox A M, Owens C E, Shock E L. 1993. Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages: Are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs. *Geochim Cosmochim Acta*, 57: 3295–3339
- Higgs K E, Zwingmann H, Reyes A G, Funnell R H. 2007. Diagenesis, porosity evolution, and petroleum emplacement in tight gas reservoirs, Taranaki Basin, New Zealand. *J Sediment Res*, 77: 1003–1025
- Kawamura K, Tannenbaum E, Huizinga B J, Kaplan I R. 1986. Volatile organic acids generated from kerogen during laboratory heating. *Geochem J*, 20: 51–59
- Kawamura K, Kaplan I R. 1987. Dicarboxylic acids generated by thermal alteration of kerogen and humic acids. *Geochim Cosmochim Acta*, 51: 3201–3207
- Khalifa M, Morad S. 2012. Impact of structural setting on diagenesis of fluvial and tidal sandstones: The Bahi Formation, Upper Cretaceous, NW Sirt Basin, North Central Libya. *Mar Pet Geol*, 38: 211–231
- Kharaka Y K, Law L M, Carothers W W, Goerlitz D F. 1986. Role of organic species dissolved in formation waters from sedimentary basins in mineral diagenesis. Roles of organic matter in Sediment diagenesis (SP38), SEMP. 111–122
- Lai J, Wang G, Chai Y, Xin Y, Wu Q, Zhang X, Sun Y. 2017. Deep burial diagenesis and reservoir quality evolution of high-temperature, high-pressure sandstones: Examples from Lower Cretaceous Bashijiqike Formation in Keshen area, Kuqa depression, Tarim basin of China. *AAPG Bull*, 101: 829–862
- Lander R H, Bonnell L M. 2010. A model for fibrous illite nucleation and growth in sandstones. *AAPG Bull*, 94: 1161–1187
- Loucks R G. 2005. Revisiting the importance of secondary dissolution pores in tertiary sandstones along the Texas Gulf Coast. *GCAGS Trans*, 55: 447–455
- Lu J, Wilkinson M, Haszeldine R S, Boyce A J. 2011. Carbonate cements in Miller field of the UK North Sea: A natural analog for mineral trapping in CO₂ geological storage. *Environ Earth Sci*, 62: 507–517
- Lybrand R A, Rasmussen C. 2014. A cross-scale study of feldspar transformation in the Santa Catalina Mountain critical zone observatory. *Procedia Earth Planet Sci*, 10: 63–68
- Ma B, Cao Y, Wang Y, Jia Y. 2016. Origin of carbonate cements with implications for petroleum reservoir in Eocene sandstones, northern Dongying depression, Bohai Bay Basin, China. *Energy Explor Exploit*, 34: 199–216
- MacGowan D B, Surdam R C. 1988. Difunctional carboxylic acid anions in oilfield waters. *Org Geochem*, 12: 245–259
- Macquaker J H S, Taylor K G, Keller M, Polya D. 2014. Compositional controls on early diagenetic pathways in fine-grained sedimentary rocks: Implications for predicting unconventional reservoir attributes of mudstones. *AAPG Bull*, 98: 587–603
- Mansurbeg H, El-ghali M A K, Morad S, Plink-Björklund P. 2006. The impact of meteoric water on the diagenetic alterations in deep-water, marine siliciclastic turbidites. *J Geochem Explor*, 89: 254–258
- Martini A M, Walter L M, Budai J M, Ku T C W, Kaiser C J, Schoell M. 1998. Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 1699–1720
- Milliken K L, McBride E F, Land L S. 1989. Numerical assessment of

- dissolution versus replacement in the subsurface destruction of detrital feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. *SEPM JSR*, 59: 740–757
- Morad S, Bergan M, Knarud R, Nystuen J. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *SEPM JSR*, 60: 411–425
- Nedkvitne T, Bjorlykke K. 1992. Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic), Huldra Field, North Sea: Implication for predicting lateral continuity of sandstones? *SEPM JSR*, 62: 23–34
- Oye O J, Aplin A C, Jones S J, Gluyas J G, Bowen L, Harwood J, Orland I J, Valley J W. 2020. Vertical effective stress and temperature as controls of quartz cementation in sandstones: Evidence from North Sea Fulmar and Gulf of Mexico Wilcox sandstones. *Mar Pet Geol*, 115: 104289
- Purvis K. 1995. Diagenesis of Lower Jurassic sandstones, Block 211/13 (Penguin Area), UK northern North Sea. *Mar Pet Geol*, 12: 219–228
- Salem A M, Morad S, Mato L F. 2000. Diagenesis and reservoir-quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: Evidence from the Upper Jurassic Boipeba Member, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bull*, 84: 1015–1040
- Schlegel M E, McIntosh J C, Bates B L, Kirk M F, Martini A M. 2011. Comparison of fluid geochemistry and microbiology of multiple organic-rich reservoirs in the Illinois Basin, USA: Evidence for controls on methanogenesis and microbial transport. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 1903–1919
- Schmidt V, McDonald D A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *SEPM Spec Publ*, 26: 175–207
- Seewald J S. 2001a. Aqueous geochemistry of low molecular weight hydrocarbons at elevated temperatures and pressures: Constraints from mineral buffered laboratory experiments. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 1641–1664
- Seewald J S. 2003. Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, 426: 327–333
- Seewald J S. 2001b. Model for the origin of carboxylic acids in basal brines. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 3779–3789
- Smith J T, Ehrenberg S N. 1989. Correlation of carbon dioxide abundance with temperature in clastic hydrocarbon reservoirs: Relationship to inorganic chemical equilibrium. *Mar Pet Geol*, 6: 129–135
- Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. 1984. The chemistry of secondary porosity: Part 2. Aspects of porosity modification. *AAPG Mem*, 37: 127–149
- Surdam R C, Crossey L J. 1987. Integrated diagenetic modeling: A process-oriented approach for clastic systems. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 15: 141–170
- Tardy Y. 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chem Geol*, 7: 253–271
- Taylor T R, Giles M R, Hathon L A, Diggs T N, Braunsdorf N R, Birbiglia G V, Kittridge M G, Macaulay C I, Espejo I S. 2010. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality. *AAPG Bull*, 94: 1093–1132
- Taylor T R, Land L S. 1996. Association of allochthonous waters and reservoir enhancement in deeply buried Miocene sandstones: Picaroon field, Corsair trend, offshore Texas. *Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow Concepts and Applications*. *SEPM Spec Publ*, 55: 37–48
- Tobin R C, McClain T, Lieber R B, Ozkan A, Banfield L A, Marchand A M E, McRae L E. 2000. Reservoir quality modeling of tight-gas sands in Wamsutter field: Integration of diagenesis, petroleum systems, and production data. *AAPG Bull*, 94: 1229–1266
- Turchyn A V, DePaolo D J. 2011. Calcium isotope evidence for suppression of carbonate dissolution in carbonate-bearing organic-rich sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 7081–7098
- van Berk W, Schulz H M, Fu Y. 2013. Controls on CO₂ fate and behavior in the Gullfaks oil field (Norway): How hydrogeochemical modeling can help decipher organic-inorganic interactions. *AAPG Bull*, 97: 2233–2255
- van de Kamp P C. 2010. Arkose, subarkose, quartz sand, and associated muds derived from felsic plutonic rocks in glacial to tropical humid climates. *J Sediment Res*, 80: 895–918
- Wahab A A. 1998. Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib-Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt. *Sediment Geol*, 121: 121–140
- Wang Y Z, Cao Y C, Zhang S M, Li F L, Meng F C. 2016. Genetic mechanisms of secondary pore development zones of Es_{4x} in the north zone of the Minfeng Sag in the Dongying Depression, East China. *Pet Sci*, 13: 1–17
- Yuan G, Gluyas J, Cao Y, Oxtoby N H, Jia Z, Wang Y, Xi K, Li X. 2015a. Diagenesis and reservoir quality evolution of the Eocene sandstones in the northern Dongying Sag, Bohai Bay Basin, East China. *Mar Pet Geol*, 62: 77–89
- Yuan G, Cao Y, Schulz H M, Hao F, Gluyas J, Liu K, Yang T, Wang Y, Xi K, Li F. 2019a. A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: From shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs. *Earth-Sci Rev*, 191: 114–140
- Yuan G, Cao Y, Gluyas J, Cao X, Zhang W. 2018. Petrography, fluid-inclusion, isotope, and trace-element constraints on the origin of quartz cementation and feldspar dissolution and the associated fluid evolution in arkosic sandstones. *AAPG Bull*, 102: 761–792
- Yuan G, Cao Y, Gluyas J, Li X, Xi K, Wang Y, Jia Z, Sun P, Oxtoby N H. 2015b. Feldspar dissolution, authigenic clays, and quartz cements

- in open and closed sandstone geochemical systems during diagenesis: Typical examples from two sags in Bohai Bay Basin, East China. *AAPG Bull*, 99: 2121–2154
- Yuan G H, Cao Y C, Gluyas J, Wang Y Z, Liu K Y, Xi K L, Yang T, Wang J. 2019b. How important is carbonate dissolution in buried sandstones: Evidences from petrography, porosity, experiments, and geochemical calculations. *Pet Sci*, 16: 729–751
- Yuan G, Cao Y, Gluyas J, Jia Z. 2017a. Reactive transport modeling of coupled feldspar dissolution and secondary mineral precipitation and its implication for diagenetic interaction in sandstones. *Geochim Cosmochim Acta*, 207: 232–255
- Yuan G, Cao Y, Zan N, Schulz H M, Gluyas J, Hao F, Jin Q, Liu K, Wang Y, Chen Z, Jia Z. 2019c. Coupled mineral alteration and oil degradation in thermal oil-water-feldspar systems and implications for organic-inorganic interactions in hydrocarbon reservoirs. *Geochim Cosmochim Acta*, 248: 61–87
- Yuan G, Cao Y, Zhang Y, Gluyas J. 2017b. Diagenesis and reservoir quality of sandstones with ancient “deep” incursion of meteoric freshwater—An example in the Nanpu Sag, Bohai Bay Basin, East China. *Mar Pet Geol*, 82: 444–464
- Yuan G, Cao Y, Jia Z, Gluyas J, Yang T, Wang Y, Xi K. 2015c. Selective dissolution of feldspars in the presence of carbonates: The way to generate secondary pores in buried sandstones by organic CO₂. *Mar Pet Geol*, 60: 105–119
- Zhu C, Lu P. 2009. Alkali feldspar dissolution and secondary mineral precipitation in batch systems: 3. Saturation states of product minerals and reaction paths. *Geochim Cosmochim Acta*, 73: 3171–3200

(责任编辑: 刘全有)