

# 陆相湖盆海侵地质事件识别及其对烃源岩形成影响

陈笑夜,曹剑,施春华,边立曾

南京大学地球科学与工程学院,南京,210093

**内容提要:**陆相湖盆一些烃源岩的形成是否与海侵地质作用有关,这在石油地质学的陆相生油理论研究中,是一个具有一定不确定性的重要科学和实践应用问题。为给全面深入理解该问题提供参考,笔者等述评了这一领域的研究现状,并提出了值得进一步深入工作的方向。首先剖析了是否有海侵作用发生,为此分析了海侵的各类识别证据,并主要归纳为生物学、矿物岩石学、地球化学这3个方面,多方面证据指示一些湖相烃源岩在形成过程中的确很可能有海侵地质事件发生。海侵对烃源岩形成具有影响,并主要体现在有机质丰度、类型及烃源岩规模上,且通常使得丰度增高、类型变好、规模变大,优化了烃源岩质量。未来为了进一步深化对该问题的认识,一方面要继续加强对海侵识别宏观证据的综合研究,另一方面可寻找在沉积环境上具有延续性和过渡性的研究实例,从海相到海侵湖相再到湖相,如中国东南部下白垩统,开展时空上的对比分析。这对全面准确认识烃源岩的形成机制具有重要意义,并可为油气勘探提供参考。

**关键词:**烃源岩;陆相湖盆;海侵;中国东南部

陆相湖盆(湖相)烃源岩是国内外(特别是中国)很多大油气田形成的物质基础(黄第藩和李晋超,1982;侯读杰等,2008;金强等,2008;张林晔,2008;张文正等,2009)。然而,在一些湖相烃源岩中,经常可以发现一些在海相地层中才具有的特征,形成所谓的“海相记录”,如藻礁灰岩、海相遗迹化石和一些相关地球化学参数指标等。据此,有许多学者认为,这些都是地质历史时期湖盆烃源岩发育时受到过海侵影响的证据(Li Maowen and Pang Xiongqi,2004;Sha Jingeng et al.,2008;侯读杰等,2008)。而且有意义的是,若海侵影响属实,则这些受到影响的层位通常富有机质,类型也较好(孙镇城等,1997;冯子辉等,2009),故而指示海侵对优质烃源岩的形成可能具有重要影响(高瑞琪等,1994;Li Maowen and Pang Xiongqi,2004)。若此,则有许多地质问题需要重新认识,譬如湖相烃源岩的勘探方向一般要围绕沉积沉降中心,但若受海侵影响,则在此基础上,还要考虑海侵的方向、期次和范围等因素(孙镇城等,1997)。另外,还涉及到众多其他基础科学问题,如“海相记录”的判识与成因机理、湖盆原型和古地理环境恢复、优质烃源岩形成机制等。可见,在石油地质学领域的陆相生油研究中,海侵对

湖相烃源岩形成的影响是一个既具有重要科学意义又具有重要实际应用价值的研究命题(孙镇城等,1997)。综览相关工作,总体主要集中在国内,包括东部松辽及其相邻盆地的白垩纪(侯读杰等,1999b;Sha Jingeng et al.,2008;樊馥等,2009)、渤海湾盆地的古近纪(袁文芳等,2005)、西部塔里木盆地库车坳陷的三叠纪—侏罗纪(张宝民等,2006)等;另外,国外也有一些工作,如东尼日尔盆地就有晚白垩世海侵事件的报道(刘邦等,2011)。

然而,有关这一命题的研究工作却具有极大的争议和不确定性,主要体现在有许多学者认为这些所谓的“海相记录”并不是确凿无疑,所以也就没有必要讨论海侵对烃源岩形成的影响。因此可见,海侵地质事件的识别是基础和关键。比如,有学者根据研究对象所处时代的构造沉积环境背景已整体属于陆相,并且难于找到明确与海沟通的通道(孙镇城等,1997),提出有许多通常认为的“海相记录”并不是真正的海相,经与现代陆相湖泊,特别是现代干盐湖对比,往往表现出强烈的地方性特征。例如,在现代内陆盐湖(如青海湖)的沉积物中,就可以发现以往认为只存在于海相环境中的生物化石;再如含有海相生物的地层通常含有膏盐层,反映干旱或半

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号41072090)的成果。

收稿日期:2011-12-23;改回日期:2012-02-04;责任编辑:黄敏。

作者简介:陈笑夜,女,1991年生。有机地球化学专业。通讯地址:210093,南京大学地球科学与工程学院。Email:xywilla@gmail.com。

通讯作者:曹剑,博士。Email:jcao@nju.edu.cn。

干旱气候,其沉积条件和环境可与现代内陆盐湖相比(孙镇城等,1997),因此,这些所谓的“海相记录”实际上可能是“假”的,属于(微)咸水湖相。但是,这些所谓的“似海相记录”与现代内陆盐湖中的“真湖相记录”还是具有一些差异(袁文芳等,2005),另一方面,近年来仍有不少工作持续报道新的地质地球化学证据(冯子辉等,2009)。因此,陆相湖盆一些烃源岩在形成过程中是否受海侵地质事件影响是一个具有一定争议和不确定性的科学问题。

综合来看,在众多的湖相烃源岩中,的确发现了一些(疑似)海相的地质记录,形成所谓的“似海相记录”,这些有“记录”的层段也通常有机质丰度高、类型好,这是确凿无疑、没有争议的,关键是对其地质地球化学特征与成因的解释存在一定的多解性,所以造成了关于陆相湖盆优质烃源岩的形成发育能否与海侵地质事件有关这一问题长期以来争议颇多。因此,海侵地质事件的证据和识别是关键和基础。为深化对这种争议的认识,本文拟综述这一领域研究现状,并提出对该问题的思考。

## 1 海侵地质事件证据

要确定烃源岩形成是否受海侵地质事件影响以及影响程度,证据和识别是基础,因为若海侵事件的判识存在不确定性,也就很难准确把握海侵作用对烃源岩形成的影响效应。综览相关研究现状,支持“海侵”观点的学者主要提出了3方面的证据:①生物学证据,包括古生物化石、古遗迹标志等;②矿物岩石学证据,包括原生海绿石等指相矿物、碳酸盐岩中的白云岩块等;③地球化学证据,包括生物标志化合物、微量元素和稀土元素(REE)组成特征等。

### 1.1 生物学证据

地层中是否存在生活于海相环境中的生物化石是判识海侵的一个重要标志(侯佑堂等,1982)。

#### 1.1.1 古生物标志

古生物方面的标志主要是发现了通常生活于海洋环境中的一些生物,包括有孔虫、沟鞭藻、甲藻、叠层石、钙质超微化石、介形虫、底栖宏观藻等。如袁文芳等(2005)在对渤海湾盆地古近纪海侵问题研究进展的分析中指出,持“海侵论”的研究者在该区发现了有孔虫、钙质超微化石、多毛类栖管等海相起源的化石组合,鲕形目鱼类、管状藻类、沟鞭藻、疑源藻等与海有关的生物组合,还发现了渤海藻、渤海螺等地方性化石组合,以及海百合茎、海胆刺、硅藻等,这些都可作为支持海侵的证据。韦桃源等(2006)

在长江河口湾更新世沉积物中发现了大量的有孔虫和海相介形虫,反映了该区的“太湖—漏湖海侵”。

而典型的海相化石,尤其是当它们有规律地大量出现时,则在识别海侵事件中作用显著,如在苏北盆地,傅强等(2007)在白垩系泰州组二段、古近系阜宁组二、四段发现了有孔虫、多毛纲虫管、沟鞭藻、颗石藻和腹足类等多种海相生物化石,且集中出现、层位稳定、分布有序,进而认为苏北盆地在晚白垩世、古新世曾遭受海侵影响。冯子辉等(2009)在松辽盆地青山口组一段的油页岩中发现了丰富的藻类,有反映淡水—半咸水环境的多刺甲藻 *Sentusidinium* 等和反映海相或半咸水环境的口堪斯藻 *Kiokansium* 等,表明陆相湖泊油页岩形成时受到海侵的影响。实际上,在德国三叠系陆相地层中也曾有类似研究报道,如王璞珺等(2002)在两类海侵层序中均发现含海生或混生化石,如双壳类 *Myophoria vulgaris* 和 *Costatoria costata*,在南德地区海泛层中含菊石 *Beneckeia bichi* 和腕足类 *Dielasma ecki* 等典型海相化石。

在西部塔里木盆地,周世新等(1999)在库车坳陷下三叠统俄霍布拉克群沉积层中发现带长刺的疑源类,认为是海侵带来的。张宝民等(2006)在该区三叠系—侏罗系湖相烃源岩的生烃母质中发现了大量的各类底栖宏观藻类化石,并在恰克马克组下段发现了指示半咸水环境的浮游藻类和指示咸水环境的叠层石,据此认为库车坳陷曾多次受到过海侵影响。

最近,我们在对中国东南部下白垩统黑色泥岩的研究中,发现其中除陆相高等植物之外,还见过渡相的线叶植物,以及可能反映海相沉积的红藻和褐藻化石(Zhang Shuichang et al., 2007)(图1),结合地层中几乎未发现盐类矿物,初步推测认为,这些地区或许受到过海侵作用影响。因此,这些都可能是海侵作用的古生物学标志。

#### 1.1.2 古遗迹标志

遗迹化石多为原地埋藏、就地堆积,与实体化石相比,可反映生物的生活习性,从而有助于恢复原始沉积环境,如李应暹等(1997)在下辽河坳陷沙三段发现了海相遗迹化石 *Teichichnus* sp., 吴贤涛等(1997)系统地研究了东濮凹陷沙河街组各段的生物痕迹相,识别出属于边缘海相的潮道、滨岸和临滨3类生物痕迹相,产有 *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* sp., *Teichichnus* sp. 等海相生物痕迹,从而支持了研究区古近纪存在海侵的观点。这些都

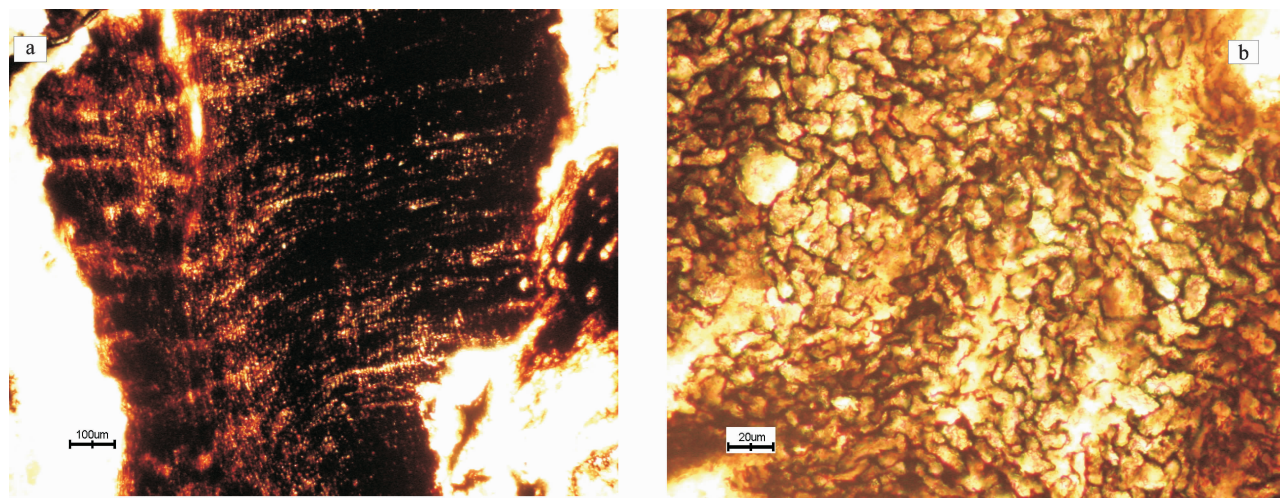


图 1 福建永安坂头村下白垩统坂头组中的红藻化石  
Fig. 1 Red alga fossil found in the Lower Cretaceous Bantou Formation,  
Bantou Village, Yong'an County, Fujian Province

是比较典型的海侵古遗迹标志。

## 1.2 矿物岩石学证据

### 1.2.1 岩石学

陆相地层中的碳酸盐岩、膏岩、藻礁灰岩、颗石灰岩和白云岩等岩类均可在一定程度上指示海侵作用,近年来,有不少学者发现了这方面的证据。此外,海相沉积层序中还可发育一些比较特殊,可以指示海相沉积的层理和构造,如羽状交错层理、丘状交错层理、鲕粒、眼球构造等(吴贤涛等,1997)。

(1)碳酸盐岩和膏岩:陆相盆地海侵层序形成过程中,由于正常盐度或高盐度海水的间歇性入侵会导致膏盐层沉积,因此陆相层序的海侵层序中常常发育碳酸盐岩、膏岩与碎屑岩互层沉积,如发育于德国及中欧地区的三叠系海侵层序有两种表现形式:一是在细碎屑岩层序中发育典型的浅海相碳酸盐岩;另一种是在大套细碎屑岩中夹有白云岩及灰岩和膏岩沉积(王璞珺等,2002)。

(2)藻礁灰岩和颗石灰岩:20 世纪 70 年代以来,先后在东营凹陷平方王地区和沾化凹陷义东地区的沙四段发现了管状藻礁灰岩,其中产有与海相密切相关的各类海相生物化石(袁文芳等,2005),这为该盆地的海侵事件提供了有力证据。牟晓慧等(2007)认为歧口凹陷沙河街组一段广泛发育的“纹层状钙质泥岩”和“油页岩”中有相当部分是由泥岩和颗石灰岩互层构成,而颗石灰岩是由外海进入渤海湾湖盆的颗石藻勃发堆积形成,反映海侵作用。

(3)白云岩:田景春等(1998)以东营凹陷沙河

街组为例,通过对白云岩分布层位及其特征的研究,论证了白云岩产出层位与海侵影响层位具有一定的对应关系。傅强等(2007)也在苏北盆地阜二、阜四段的碳酸盐岩中发现了发育泥晶基质为主的白云岩类,并可见“平头状”纤维方解石,这些都反映当时海水与淡水相互作用的半咸水环境。

### 1.2.2 矿物学

除了岩石学外,还有一些比较特殊的矿物可能反映海侵影响,如海绿石是传统认为指示海相地层的标志矿物(同济大学海洋地质系,1980)。何镜宇和余素玉(1982)在黄骅坳陷的沙三段、沙一段,葛瑞全(2003,2004)在沾化凹陷和车镇凹陷的沙一段底部、沙二段底部、沙三段中下部和沙四段上部,傅强等(2007)在苏北盆地的上白垩统一古新统阜宁组,均发现了原生海绿石,认为反映了海侵作用的影响。此外,在东濮凹陷的沙四段,济阳坳陷的沙三段、沙一段见有磷灰石等潮下浅海指相矿物(吴贤涛和仁来义,2004),傅强等(2007)在苏北盆地阜二段发现的方沸石和凝灰岩等都可能是海侵作用影响的产物。

## 1.3 地球化学证据

### 1.3.1 生物标志化合物

目前常用于海侵地质事件识别的常规生物标志化合物参数主要有姥鲨烷植烷比值、伽玛蜡烷指数和甾萜类指标参数等(Pancost et al.,1998;Harris et al.,2004),如周世新等(1999)在塔里木盆地库车坳陷库车河剖面,通过对比重要生烃组段海侵层位与

非海侵层位的生标组成特征(表 1),发现海侵层位中表现出 Pr/Ph 通常小于 1、甾烷含量丰富、甾烷中 C<sub>27</sub>化合物丰度与 C<sub>29</sub>相当、三环萜烷有 C<sub>21</sub> < C<sub>23</sub> > C<sub>24</sub>的分布特点,Σ 甾烷/Σ 藿烷参数偏高,均达到 0.26 以上,这些参数均大于上下非海侵层位,因此认为这些是海侵地质事件留下的证据。

表 1 库车坳陷海侵层位与非海侵层位典型生标参数对比  
(据周世新等,1999)

| Table 1 Comparison of representative biomarker parameters between marine transgression and non-transgression intervals, Kuqa depression |        |      |      |                     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|------|------|---------------------|
| 生标参数                                                                                                                                    | 俄霍布拉克群 | 黄山街组 | 七克台组 | 上下层位                |
| Pr/Ph                                                                                                                                   | 0.72   | 1.25 | 0.52 | 1.39 ~ 11.8 (5.1)   |
| 三环萜烷/五环萜烷                                                                                                                               | 0.49   | 0.39 | 0.38 | 0.03 ~ 0.25 (0.125) |
| Σ 甾烷/Σ 藿烷                                                                                                                               | 0.28   | 0.29 | 0.26 | 0.05 ~ 0.15 (0.088) |
| C <sub>27</sub> 总甾烷                                                                                                                     | 30%    | 39%  | 34%  | 4% ~ 27% (14.3)     |

注:括号中为平均值。

同样,冯子辉等(2009)在对松辽盆地上白垩统的油页岩研究中,发现其分子化石表现出 Pr/Ph 比值低(<0.9)、伽马蜡烷含量高且变化较大、4-甲基甾烷丰富、甾烷中 C<sub>27</sub>/C<sub>29</sub>和 C<sub>28</sub>/C<sub>29</sub>的值都大于泥岩、正烷烃碳同位素轻(−35‰ ~ −29‰)、高碳数烷烃中 C<sub>43</sub>、C<sub>45</sub>和 C<sub>47</sub>异常丰富等特征,进而推断油页岩形成于还原环境,藻类丰富多样,可能与海侵作用有关。

除此之外,甲藻甾烷的指示意义逐渐受到人们的关注。Goodwin 等(1988)在对海相沉积物研究后,认为淡水湖相沉积物具有 4-甲基和 24-乙基胆甾烷结构,而海相沉积物中通常富甲藻,因此除了也有 4-甲基和 24-乙基胆甾烷这两种结构外,还富甲藻甾烷,因而甲藻甾烷可作为典型的海相沉积环境标志物。例如,侯读杰等(1997)在对渤海湾盆地临

清坳陷德州凹陷德南洼陷沙河街组沙一段—沙四段泥岩的研究中,检测到了较为丰富的甲藻甾烷异构体和 24-正丙基胆甾烷,进一步根据它们的生源和指相意义,推断它们可能是海侵作用的产物。此后,又在 1999 年通过对松辽盆地烃源岩地化特征的研究,发现在青山口组一段和嫩江组一段及二段烃源岩中,广泛分布有甲藻甾烷,认为可能指示了松辽盆地的两次海侵作用(侯读杰等,1999a)。

张水昌等(2002)在研究塔里木盆地海相烃源岩和油气时,提出了一些可用来反映海相沉积的指征性生物标志化合物指标,如甲藻甾烷(C<sub>30</sub>)、4-甲基-24-乙基胆甾烷(C<sub>30</sub>)及其芳构化甾烷、24-降胆甾烷(C<sub>26</sub>)及 C<sub>28</sub>甾烷(马安来等,2006),这些都是可用来反映海侵影响的指征性指标。

1.3.2 微量元素和 REE

海陆相地层的划分通常以古生物和生物标记化合物为主要标志,近年来,确定沉积条件的地球化学方法开始得到重视。在沉积过程中,不同的沉积环境具有不同的水动力条件,水介质的物理化学因素和各种元素的不同物化性质会造成元素分散和聚集规律的差异,这就为使用微量元素和 REE 标志来区分海陆相沉积环境提供了可能。此外,海平面变化控制着沉积岩的氧化还原环境,海侵时期海平面会上升,从而海底保留了缺氧的还原环境,因此就理论而言,可以根据沉积岩中反映沉积环境的元素来推测古沉积条件并指示海陆环境。

沉积岩中 U、V、Cr、Mo、Mn 等元素在不同的氧化还原条件下会产生分异(Jones and Manning, 1994; Triborillard et al., 2006),具体表现为:氧化条件下,U、Mo、V、Ce、S 等呈高价易溶解而迁移(U<sup>6+</sup>、Mo<sup>6+</sup>、V<sup>5+</sup>、Ce<sup>4+</sup>、S<sup>6+</sup>),还原条件下呈低价易沉淀而保留在沉积岩中(U<sup>4+</sup>、Mo<sup>4+</sup>、V<sup>3+</sup>、Ce<sup>3+</sup>、S<sup>2-</sup>)。因此,不同氧化还原条件下具有不同的微量元素和 REE 参数特征(如表 2)。值得注意的是,近年来钼元素作为判别缺氧事件的新标志越来越得到重视。

表 2 地层氧化还原条件的典型微量元素和 REE 参数

| Table 2 Representative trace-element and REE geochemical parameters indicating redox conditions of strata |       |             |               |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|-------------|---------------|
| 参数                                                                                                        | 氧化环境  |             | 还原环境          |
|                                                                                                           | 富氧    | 次富氧         |               |
| U/Th                                                                                                      | <0.75 |             | >0.75         |
| 自生沉积的 U                                                                                                   | <5.0  | 5.0 ~ 12.0  | >12.0         |
| V/Cr                                                                                                      | <2.00 | 2.00 ~ 4.25 | >4.25         |
| Ce                                                                                                        | 负异常   |             | 不形成负异常或具轻微正异常 |
| 黄铁矿化程度 DOP                                                                                                | <0.45 | 0.45 ~ 0.75 | >0.75         |

注:自生沉积的 U = (总 U - Th/3), 单位为 ×10<sup>-6</sup>。

Mo 在缺氧黑色页岩中的丰度明显高于其他沉积岩类,其 Mo 平均丰度为  $70 \times 10^{-6}$ ,其他非缺氧环境的沉积物或沉积岩的 Mo 仅在  $2 \times 10^{-6}$  以下,深海大洋沉积物含量稍高,但也不超过  $18 \times 10^{-6}$  (刘英俊和曹励明,1987),因此有海侵影响的层位通常 Mo 丰度较高。

贵州早寒武世的黑色岩系属中国南方该时期缺氧事件沉积的一部分,为一套海侵体系域沉积。肖加飞等(2006)研究了其黑色页岩中的微量元素和稀土元素组成特征,发现富集 Mo、V、Ba、Ag、Au、U 等元素,而 Co、Sr、Ta 等元素却亏损;稀土元素总量不高,为  $130 \times 10^{-6} \sim 226 \times 10^{-6}$ ,配分曲线形态近于水平或略向右倾,具弱的负 Ce 异常和正 Eu 异常。同时他们还研究了几个反映氧化还原环境的参数:黑色岩系中  $V/(V+Ni)$  比值为  $0.68 \sim 0.97$ ,  $U/Th > 0.75$ ,  $V/Cr$  比值为  $1.2 \sim 11.9$  (大于 2 的占大多数),  $Ni/Co$  的比值大于 4,  $\delta Ce < -0.1$ ,  $\delta Eu$  大于 1,这些都说明该区的黑色岩系形成于缺氧环境中,且与海侵事件有关。

总体而言,以上参数能够初步反映沉积环境的氧化还原条件,并据此指示海侵事件。除此之外,研究者还提出过一些其他可以区别海陆相的参数,如蓝先洪等(1987)通过研究珠江三角洲表层沉积物的微量元素组成,认为  $B > 100 \times 10^{-6}$ ,  $Sr > 160 \times 10^{-6}$ ,  $Ba > 400 \times 10^{-6}$ ,  $Ca/(Ca+Fe) > 0.80$  反映海相沉积,而  $B < 50 \times 10^{-6}$ ,  $Sr < 60 \times 10^{-6}$ ,  $Ba < 300 \times 10^{-6}$ ,  $Ca/(Ca+Fe) < 0.40$  反映陆相沉积,研究区的实际数据指示受到过海侵影响。仁来义等(2002)发现东濮凹陷古近系沙河街组石盐样品中有的溴氯系数  $[n(Br^-) \times 10^3 / n(Cl^-)]$  小于 0.11,碳酸盐岩中  $Z$  值  $[Z = 2.048 \times (\delta^{13}C_{PDB} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}O_{SMOW} + 50)]$  大于 120,泥岩样品中有近一半的  $Th/U$  比值在  $2 \sim 6$  之间,据此认为发生过海侵事件。

除了元素的丰度,  $B/Ga$ 、 $Sr/Ba$  比值也已广泛应用于海陆相地层的区别中。一般认为海相沉积物中  $B/Ga$  值一般大于 4.2,  $Sr/Ba$  比值大于 1,而陆相沉积物中则  $B/Ga$  小于 3.3,  $Sr/Ba$  比值小于 1。例如,严钦尚等(1979)在苏北盆地金湖凹陷阜宁组部分样品中测出  $B/Ga$  大于 4,  $Sr/Ba$  大于 1,据此认为该区发生过海侵作用;田景春等(1998)在东营凹陷沙四段上部测出  $Sr/Ba$  比值为 2.38,中部为 1.46,沙四段上部的  $B/Ga$  比值为 6.1,相当 B 含量平均为  $390 \times 10^{-6}$ ,反映了海相特征;张宝民等(2006)在对

塔里木盆地库车坳陷的研究中发现,黄山街组顶部—阳霞组顶部和恰克马克组的  $B/Ga$  值呈现出韵律性的高值带分布,显示出海泛的影响;韦桃源等(2006)根据长江口区第四纪沉积物中  $B/Ga$  和  $Sr/Ba$  比值的局部增高(平均值分别为 5.58 和 0.39),结合同层位出现海相化石,综合推测了海侵事件的发生。

#### 1.4 其他证据

除上述常用的判断证据外,还有一些不甚普遍,但可能也有指示意义的参数,如目前应用单体烃同位素来判断海侵的学者还较少,但已展示出良好的应用前景。周世新等(1999)研究了塔里木盆地库车坳陷库车河剖面的典型样品,发现海侵层序中正构烷烃  $\delta^{13}C$  值分布平缓,分布范围在  $-31.0\text{‰} \sim -33.3\text{‰}$  之间,并且随着碳数增加,对应碳数的正构烷烃  $\delta^{13}C$  值逐渐变轻,类异戊二烯烷烃类化合物 Pr 的  $\delta^{13}C$  值为  $-34.4\text{‰}$ , Ph 为  $-35.3\text{‰}$ ,明显轻于非海侵层位。

王璞珺等(2002)在研究中欧盆地三叠系海侵层时,发现自生矿物的  $\delta^{34}S$ 、碱度指数  $(Ca+Mg)/(Si+Al)$ 、还原性指标  $(Zn+Ni)/Ca$ 、硫沉积通量等指标显著高于相邻层位背景值。肖加飞等(2006)研究发现贵州早寒武世海侵体系黑色岩系的  $SiO_2$ 、 $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$  含量相对较高。袁文芳等(2005)提出海陆相有机质正烷烃的碳数有差异,海相有机质转化而来的石油以小于  $C_{20}$  的正烷烃占优势,而陆相则以  $C_{24}$  到  $C_{32}$  的正烷烃占优势。

## 2 海侵地质事件识别

根据以上分析,将已有关于海侵作用证据的典型成果主要归纳为生物学、矿物岩石学、地球化学这 3 方面,如表 3。

然而,对于这些海侵证据,也有学者提出过一些不同意见。在生物学证据方面,济阳坳陷古近系局部含有的海相起源生物属种(如有孔虫等)具低分异度、强形变的特征,与典型陆相生物(如广盐性的陆相介形虫、腹足类、轮藻和沟鞭藻等)共生,存在于水进初期的碳酸盐—石膏沉积系列中,又随水体加深而消失,其出现代表了大型封闭性含盐湖生物群的特点,所以并不能作为海侵的证据(姚益民等,1992;李守军等,1997)。刘传联等(2002)通过与现生“海源陆生生物”的比较,得出原先认为是“海相”标志的有孔虫、钙质超微化石、沟鞭藻、疑源类、多毛类和鱼类等实际上是“海源陆生化石”,它们生活在

以  $\text{Cl}^-$  和  $\text{Na}^+$  为主的咸水湖泊环境中,从而否定了它们作为海侵证据的认识。孙镇城等(2002)根据中国陆相咸化湖泊沉积中已发现的 8 属 10 种钙质超微化石和再沉积钙质超微化石等,也认为不宜笼统地把所有钙质超微化石当作海相或海侵的标志。

在矿物岩石学证据方面,国外曾报道过在非海相地层中发现海绿石,但成因不明,故未引起注意。王云飞(1983)从抚仙湖现代沉积物中发现了自生的海绿石,表明海绿石能够在某些深水湖泊中形成,因此海绿石似乎并不能完全作为海侵判别的标志。

在地球化学证据方面,孙镇城等(2002)通过对我国西部及内蒙古地区部分现代盐湖的研究,认为  $\text{B}/\text{Ga}$ 、 $\text{B}/\text{V}$ 、 $\text{Sr}/\text{Ba}$ 、化石壳体的  $\text{Ca}/\text{Mg}$  等比值和碳酸盐岩中碳、氧同位素等地球化学指标只能在一定程度上说明水体的盐度,并不能区分海相和陆相盐湖沉积。彭立才等(1999)也提出  $\text{Sr}/\text{Ba}$  比值在沉积物中没有碳酸盐岩存在时,可以作为古盐度标志,但作为海陆相沉积的区分标志是不全面的,它并不能

区分海洋和陆相咸化湖泊沉积物。

因此可见,目前关于陆相湖盆中海侵事件的判别标准仍存在一定的不确定性,核心在于种种海侵证据都有可能是陆相咸水湖盆沉积的记录。因此在实际海侵地质事件的识别中,一方面一定要注意生物学、矿物岩石学、地球化学这 3 方面证据的综合考察,即使是某一方面证据具有一些不确定性,但若积累的证据越来越丰富,则判识的准确性就会越来越高;另一方面,在具体的判识指标参数中,比较指征性的是一些生物标志化合物,典型如甲藻甾烷( $\text{C}_{30}$ )、4-甲基-24-乙基胆甾烷( $\text{C}_{30}$ )及其芳构化甾烷等,迄今为止几乎还没有在陆相咸水湖盆中检出此类指标的报道。据此,目前国内,特别是对东部白垩纪海侵地质事件的判识,具有一定可信度。

3 海侵事件对烃源岩形成的影响

若以上对湖盆发育中海侵地质事件的认识准确,则可以考察海侵对烃源岩形成的影响。目前普

表 3 陆相湖盆海侵作用的常见证据  
Table 3 Common evidences of marine transgression in lacustrine basin

|       | 证据                                                                                        | 海侵影响                                                                                   | 无或少海侵影响    | 文献来源                                             |
|-------|-------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|------------|--------------------------------------------------|
| 生物学   | 古生物                                                                                       | 含有孔虫、钙质超微化石、介形虫、鱼、疑源类、底栖藻等海相生物                                                         | /          | 袁文芳等,2005                                        |
|       | 古遗迹                                                                                       | 含海相生物痕迹化石如 <i>Arenicolites</i> , <i>Ophiomorpha nodosa</i> , <i>Thalassinoides</i> sp. | /          | 吴贤涛等,1997                                        |
| 矿物岩石学 | 岩石学                                                                                       | 常发育碳酸盐岩、膏岩与碎屑岩互层沉积;常发育指示海相沉积的特殊层理和构造,如羽状交错层理、丘状交错层理、鲕粒、眼球构造等                           | /          | 王璞珺等,2002;袁文芳等,2005;吴贤涛等,1997                    |
|       | 矿物学                                                                                       | 常含原生海绿石,有时见有磷灰石等潮下浅海指相矿物和方沸石、凝灰岩等                                                      | /          | 吴贤涛和仁来义,2004                                     |
| 地球化学  | 相当硼含量 (mg/kg)                                                                             | 300 ~ 400                                                                              | < 200      | 袁文芳等,2005; Walker and Price, 1968; 李成凤和肖继风, 1988 |
|       | 硼镓比 ( $\text{B}/\text{Ga}$ )                                                              | > 4. 2                                                                                 | < 3. 3     | 严钦尚等,1979                                        |
|       | 锶钡比 ( $\text{Sr}/\text{Ba}$ )                                                             | > 1                                                                                    | < 1        | 严钦尚等,1979                                        |
|       | 溴氯系数 [ $n(\text{Br}^-) \times 10^3 / n(\text{Cl}^-)$ ]                                    | > 0. 11                                                                                | < 0. 11    | 仁来义等,2002                                        |
|       | 钍铀比 ( $\text{Th}/\text{U}$ )                                                              | < 6                                                                                    | > 6        | Degens, 1965; 袁文芳等, 2005                         |
|       | 碳酸盐岩中碳同位素值 (‰)                                                                            | - 3 ~ + 3                                                                              | - 15 ~ - 5 | 袁文芳等,2005                                        |
|       | $Z = 2. 048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0. 498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$ | > 120                                                                                  | < 120      | 袁文芳等,2005                                        |
|       | 沉积磷酸盐中 B 含量 ( $\times 10^{-6}$ )                                                          | > 100                                                                                  | < 50       | 蓝先洪等,1987                                        |
|       | 沉积磷酸盐中 Sr 含量 ( $\times 10^{-6}$ )                                                         | > 160                                                                                  | < 60       | 蓝先洪等,1987                                        |
|       | 沉积磷酸盐中 Ba 含量 ( $\times 10^{-6}$ )                                                         | > 400                                                                                  | < 300      | 蓝先洪等,1987                                        |
|       | 沉积磷酸盐中 $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe})$                                                | > 0. 80                                                                                | < 0. 40    | 蓝先洪等,1987                                        |
|       | 共生泥质岩中 $(\text{Ca} + \text{Mg}) \times 20 / (\text{Si} + \text{Al})$                      | > 1                                                                                    | /          | 王璞珺等,2002                                        |
|       | 共生泥质岩中 $(\text{Zn} + \text{Ni}) / (\text{Ga} \times 5)$                                   | > 1 ~ 1. 5                                                                             | /          | 王璞珺等,2002                                        |

普遍认为,海侵对烃源岩形成的影响主要表现在有机质丰度和类型上,而烃源岩的另一重要评价指标——成熟度,则主要受构造运动和成岩作用控制。

有机质丰度是评价一个沉积盆地中烃源岩能否生成油气以及生成油气数量的首要指标,海侵作用会使得沉积介质适度咸化,这种条件下有利于藻类等类脂物的保存与生烃转化,使得烃源岩有机质丰度增加。此外,海侵作用还带来了大量海相环境中存在的各种藻类生物,主要是海洋浮游植物(藻类),它们属于很好的成油母质,因此有机质类型变好,进而生烃潜力、产物的类型及性质均变好。

例如,在松辽盆地,海侵地层中存在丰富的指示海相环境的甲藻甾烷(侯读杰等,1999b),说明有机质类型好。在济阳拗陷,海侵层位烃源岩 $C_{30}$ 藿烷丰富, $C_{21}$ 三环萜烷/ $C_{23}$ 三环萜烷比值小于1.0, $C_{24}$ 四环萜烷/ $C_{26}$ 三环萜烷比值也小于1.0,有机碳含量(TOC)一般都大于2%,热解生烃潜量总烃( $S_1 + S_2$ )一般都大于20,反映有机质类型好,丰度高(如图2),从有机碳含量与总烃关系图中可以看出,受海侵影响的烃源岩总烃含量明显升高(如图2)(侯读杰等,2008)。在库车拗陷,海侵层位和非海侵层位的有机质特征明显不同,在海侵层位, $C_{27}$ 甾烷含量相对比较丰富, $\Sigma$ 甾烷/ $\Sigma$ 藿烷含量高,有机质类型由湖沼相的Ⅲ型转变为Ⅱ<sub>2</sub>型(周世新等,1999)。裘松余和卢克力(1994)在对我国东部沉积盆地的研究中,发现海侵层位为主要生油层,如松辽盆地青山口组一段、苏北南黄海盆地的阜宁组、渤海湾沉积区的沙河街组等。熊国庆等(2009)发现藏南地区白垩纪泥、页岩有机碳含量曲线与该时期海平面变化匹配良好,海退时期有机碳含量表现为低值,海侵时期则表现为高值。在国外,如委内瑞拉、中东、中亚等地,与海水侵入有关的古近纪—新近纪半咸水沉积均为重要的生油层系(裘松余和卢兵力,1994)。

如上这些实例均表明,海侵事件影响的烃源岩层段可以形成生油的主力层,这主要是因为海侵带来了丰富的海相有机质,改善了有机质类型,增加了有机质丰度(吕炳全等,2004)。另一方面,随着海侵后期海水的退出,强烈的蒸发会导致水体盐度分层,下层高盐度水体会对底部沉积物中的有机质起到封盖保存作用,这样,海侵事件还可形成有利的生储组合,对油气的赋存起了重要作用,因此海侵层系可以作为油气勘探的重要目标。

此外,海侵事件可能也在一定程度上影响了烃

源岩的规模,从而影响生油潜力,如在我国东部的裂谷盆地,特别是可能受海侵影响的松辽、渤海湾、珠江口等盆地,主要烃源岩为湖相白垩系和古近系泥质岩类,生油岩层位多、厚度大,有机质丰度高、类型好,因而生烃潜力大,形成了多个大中型油气田(刘洛夫和金之钧,2002)。实际上,海侵地质事件通常与高的海平面有关,如白垩纪时期全球海平面就很高(Haq et al., 1987),因此海侵地质事件对烃源岩形成的影响通常会具有一定规模。

总体而言,湖相烃源岩系中的确存在一些有机质丰度高、类型好的优质烃源岩层段,可能与海侵作用有关,如果确定是受海侵影响,则海侵对优质烃源岩的形成确实具有正面效应,但这类研究定性较多,定量及不同地区之间的相互对比还较少。

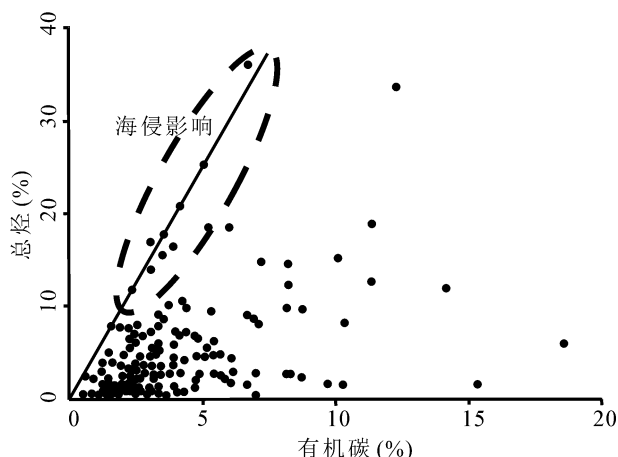


图2 东营凹陷烃源岩有机碳与总烃关系图  
(侯读杰等,2008)

Fig. 2 Correlation between TOC and  $S_1 + S_2$  of source rocks in the Dongying Depression

## 4 研究展望

综观目前研究工作,如文中所述,研究对象分属不同地区、不同时代,在沉积环境上也缺乏延续性和过渡性,所以导致研究认识不能很好地相互对比印证,这或许是迄今不能完全准确解释种种“似海相记录”成因机制的一个重要原因。故若能寻找到一个宏观构造沉积环境背景基本一致,在沉积环境上具有延续性和过渡性的研究实例(海相、海侵湖相、湖相),开展时空上的对比分析,则可望查明哪些(类)参数可以用来判识海侵作用,进而可以揭示海侵作用对优质烃源岩形成的影响效应,为这一石油地质学热点与前缘研究领域提供新的补充,得到新

的完善。

最近我们在研究过程中发现,中国东南部下白垩统就是这样一个良好的研究实例(Hu Guang et al., 2012),所谓中国东南部,其范围大致是江绍断裂和萍乡—博白断裂以东以南的区域,在地理上主要涉及到浙、闽、赣、粤4个省份。已有工作发现,在多个沉积盆地的下白垩统泥岩、砂岩裂隙中见油气显示,如浙江的永康和仙居盆地,以及福建的举岚盆地,初步的油源对比研究显示,这些油气来自于白垩纪的黑色泥质岩类烃源岩,具有一定的自生自储特征(蒋维三等,1990)。

研究区明确受到海侵影响、有海相沉积特征的区域在广州附近的南海东北部及台湾地区,这得到了岩石物质成分和生物化石证据的支持;很有可能受到海侵影响的区域大致在政和—大埔断裂带以东,这也有岩石物质成分和生物化石方面的证据支持,但揭示点相对南海东北部和台湾地区要少,特征也不甚明显;也许受到海侵影响的区域在政和—大埔断裂带以西,这里虽无岩石物质成分和生物化石的证据支持,但有生烃母质与有机地球化学方面的证据支持。此外,根据地质背景,若本区的确受到过海侵影响,除了南海东北部和台湾地区的海侵源存在太平洋域和特提斯域的不确定性之外,其他地区均主要受太平洋域影响(舒良树等,2004)。

由此可见,中国东南部这一研究区具有基本相似的古构造沉积背景(太平洋域),沉积环境大致沿南东至北西方向具有海相、海侵湖相、湖相的过渡演化特征,岩石学和生物学特征由南东往北西逐步呈现出一定的演化趋势:从台湾地区的灰岩—菊石(周蒂等,2005),到沿海(如石浦地区)的灰岩—浙东付鲚鱼,到武夷山及其邻区的泥岩—红藻+褐藻+线叶植物。因此,研究区在受可能海侵影响的环境与程度上具有良好的延续性和过渡性,这是过去同类工作中很难提供的研究条件,为精细解剖研究湖相烃源岩中的“似海相记录”提供了可能,为研究“湖相烃源岩形成与海侵事件关系”提供了良好实例,值得进行全面深入的剖析。

## 5 结论

为分析陆相湖盆烃源岩发育过程中可能海侵地质事件对其形成的影响,首先剖析了是否有海侵地质事件发生,据此分析了海侵地质事件各类识别证据的研究现状,总结和归纳了主要成果,认为主要是从生物学、矿物岩石学、地球化学等方面进行研究,

在此基础上,发现海侵对烃源岩形成的影响主要体现在有机质丰度、类型和规模上。综合来看,随着积累的证据越来越多,总体而言,一些湖相烃源岩在形成过程中的确很可能有海侵地质事件发生,从而对烃源岩的形成产生了正面影响。这些认识有助于深化对陆相湖盆中海侵事件及其对烃源岩形成影响的理解。这一问题的核心和关键在于海侵地质事件的识别。

然而,对已有的种种识别指标迄今仍存在不少争议,因此一个或少数几个参数可能难于准确界定海侵事件,需要从多方面综合分析才能尽量避免误判。此外,不同盆地地质背景存在差异,因此需要具体情况具体分析。除此之外,建议注意以下几方面的工作。

(1)目前的研究工作多侧重于相对微观证据,在此基础上,建议全面深入分析研究区所处的宏观古地理环境、古构造背景和大区域的海平面升降规律,推测海侵发生的可能性及其通道,并通过生烃热模拟和计算分子模拟等方法模拟海侵条件下的生烃模式和效应,进而推测海侵对烃源岩成烃的影响。

(2)在相对微观的证据研究中,生物学的标志需要综合研究各门类化石,尤其是具指相意义化石的丰度、分布情况,以区分“海源和陆生生物化石”。在矿物岩石学方面,开展精细的成分结构分析,如以存在争议的海绿石为例,陆相和海相海绿石在物理性质、晶体结构和化学组成等方面都有差别(王云飞,1983),因此可以通过矿物的差热曲线、X射线衍射分析晶体结构,通过电子探针分析化学成分,做矿物物理化学性质的对比,结合矿物分布规律和共生矿物、化石,全面精确确定其成因来源。在地球化学方面,尽可能应用先进的分析技术与仪器,创新分析方法(如原位元素示踪),提高分析精度,尽量做到定量分析;加强研究元素在成岩和后生过程中的分散聚集作用,采用多个参数、多种方法的横向纵向综合对比分析,完善对海水与咸化湖泊沉积物地球化学指标的认识,以减少地球化学标志的多解性。

**致谢:**南京大学地球科学与工程学院李肖南、王宁、杨青学士,原南京大学地球科学与工程学院研究生,现中石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所胡广、谢小敏硕士参加了前期工作。审稿人和编辑对文章初稿提出了非常中肯富建设性的意见和建议。诚致谢忱。

## 参 考 文 献 / References

樊馥,蔡进功,高福红. 2009. 孙吴—嘉荫盆地太平林场组烃源岩海

侵特征研究. 沉积学报,27(4):650~656.

冯子辉,方伟,王雪,黄春艳,霍秋立,张居和,黄清华,张蕾. 2009. 松辽盆地海侵制约油页岩形成的微体古生物和分子化石证据. 中国科学 D 辑:地球科学,39(10):1375~1386.

傅强,李益,张国栋,刘玉瑞. 2007. 苏北盆地晚白垩世—古新世海侵湖泊的证据及其地质意义. 沉积学报,25(3):380~385.

高瑞琪,张莹,崔同翠. 1994. 松辽盆地白垩纪石油地层. 北京:石油工业出版社,260~263.

葛瑞全,宋传春,淳萍,王如良,张多文,徐洪泽. 2003. 济阳沾-车凹陷古近系沙河街组海侵的再认识. 高校地质学报,9(3):450~457.

葛瑞全. 2004. 济阳拗陷新生界海绿石的存在及其地质意义. 沉积学报,22(2):276~280.

何镜宇,余素玉. 1982. 黄骅拗陷下第三系的海绿石. 地球科学,7(1):129~142.

侯读杰,黄清华,黄福堂,孔庆云. 1999a. 松辽盆地海侵地层的分子地球化学特征. 石油学报,20(2):30~34.

侯读杰,黄清华,孔庆云,冯子辉,黄福堂. 1999b. 松辽盆地白垩纪海侵事件与油气的早期生成. 江汉石油学院院报,21(1):26~28.

侯读杰,王铁冠,张一伟,张林晔,张传林. 1997. 中国东部第三系陆相沉积中的甲藻甾烷——海侵指相的标志物? 地质论评,43(5):524~528.

侯读杰,张善文,肖建新,张林晔. 2008. 陆相断陷湖盆优质烃源岩形成与成藏贡献:以济阳拗陷为例. 北京:地质出版社,1~252.

侯佑堂,陈德琼,杨恒仁,何俊德,周全春,田慕劬. 1982. 江苏地区白垩纪—第四纪介形类动物群. 北京:地质出版社,1~39.

黄第藩,李晋超. 1982. 中国陆相油气生成. 北京:石油工业出版社,1~62.

蒋维三,李龙通,甄金生,王正亚. 1990. 中国南方白垩纪沉积盆地及石油地质特征. 浙江石油勘探处内部科研报告,1~54.

金强,朱光有,王娟. 2008. 咸化湖盆优质烃源岩的形成与分布. 中国石油大学学报(自然科学版),32(4):19~23.

蓝先洪,马道修,徐明广,周清伟,张光威. 1987. 珠江三角洲若干地球化学指标及其指相意义. 海洋地质与第四纪地质,7(1):39~48.

李成凤,肖继风. 1988. 用微量元素研究胜利油田东营盆地沙陷街组的古盐度. 沉积学报,6(4):100~106.

李守军,吴智平,马在平. 1997. 中国东部早第三纪有孔虫的生活环境. 石油大学学报(自然科学版),21(2):1~7.

李应暹,卢宗盛,王丹. 1997. 辽河盆地陆相遗迹化石与沉积环境研究. 北京:石油工业出版社,1~146.

刘邦,潘校华,万仑坤,毛凤军,刘计国,吕明胜,王玉华. 2011. 东尼日尔盆地海侵的微体古生物和地球化学证据. 现代地质,25(5):995~1006.

刘传联,赵泉鸿,汪品先. 2002. 从化石群及壳体同位素看古近纪东营湖湖水化学. 地球学报,23(3):237~242.

刘洛夫,金之钧. 2002. 中国大中型油气田的主力烃源岩分布特征. 石油学报,23(5):6~19.

刘英俊,曹励明. 1987. 元素地球化学导论. 北京:地质出版社,1~283.

吕炳全,王红翌,胡望水,沈伟锋,张玉兰. 2004. 扬子地块东南古生代上升流沉积相及其与烃源岩的关系. 海洋地质与第四纪地质,24(4):29~35.

马安来,金之钧,王毅. 2006. 塔里木盆地台盆区海相油源对比存在的问题及进一步工作方向. 石油与天然气地质,27(3):356~362.

牟晓慧,董兆雄,张建,李会慎,李宏军. 2007. 歧口凹陷沙一段颧石灰岩的发现及其环境意义. 西南石油大学学报,29(5):45~56.

彭立才,韩德馨,濮人龙,高尚. 1999. 陆相咸化湖泊沉积中锆/钡比值及其地质意义. 中国矿业大学学报,1(28):1~4.

裴松余,卢兵力. 1994. 我国东部晚白至世和早第三纪海侵与油气关系. 地质论评,40(3):229~236.

仁来义,林桂芳,谈玉明,王德仁. 2002. 从古生物和地球化学标志看东濮凹陷早第三纪的海侵事件. 西安石油学院学报,17(1):20~23.

舒良树,周新民,邓平,余心起,王彬,祖辅平. 2004. 中国东南部中、新生代盆地特征与构造演化. 地质通报,23(9~10):876~884.

孙镇城,杨藩,张枝焕,李守军,李东明,彭立才,曾学鲁,徐钰林,茅绍智,王强. 1997. 中国新生代咸化湖泊沉积环境与油气生成. 北京:石油工业出版社,1~338.

孙镇城,杨革联,乔子真,杨藩,李东明,景民昌. 2002. 我国咸化湖泊沉积中钙质超微化石特征及其地质意义. 古地理学报,4(2):56~63.

田景春,尹观,覃健雄,曾允孚,李余生. 1998. 中国东部早第三纪海侵与湖相白云岩成因之关系. 中国海上油气地质,12(4):250~254.

同济大学海洋地质系. 1980. 海陆相地层辨认标志. 北京:科学出版社,1~57.

王璞珺,Schneider W,Mattern F,边伟华. 2002. 陆相盆地中的海侵层序特征:中欧盆地三叠系与松辽盆地白垩系对比研究. 矿物岩石,22(2):47~53.

王云飞. 1983. 抚仙湖现代湖泊沉积物中海绿石的发现及成因的初步研究. 科学通报,(22):1388~1392.

韦桃源,陈中原,魏子新,王张峤,王张华,殷鸿福. 2006. 长江河口区第四纪沉积物中的地球化学元素分布特征及其古环境意义. 第四纪研究,26(3):397~405.

吴贤涛,林又玲,潘结南. 1997. 东濮凹陷沙陷街组痕迹相及其对应的测井图型. 古地理学报,1(3):50~64.

吴贤涛,仁来义. 2004. 渤海湾盆地古近纪海水通道与储层探析. 古生物学报,43(1):147~154.

肖加飞,胡瑞忠,宋谢炎,陈兰. 2006. 贵州早寒武世的缺氧事件沉积. 矿产与地质,20(4~5):366~373.

熊国庆,蔡尧尧,伍皓,江新胜. 2009. 藏南日喀则地区白垩纪泥页岩有机质丰度及其油气地质意义. 地质通报,28(10):1448~1457.

严钦尚,张国栋,项立嵩,王慧中,吴邦毓,董荣鑫,王益友,郭文莹. 1979. 苏北金湖凹陷阜宁群的海侵和沉积环境. 地质学报,1:74~84.

姚益民,徐金鲤,单怀广,李经荣. 1992. 山东济阳拗陷在第三纪海侵的讨论. 石油学报,13(2):29~34.

袁文芳,陈世悦,曾昌民. 2005. 渤海湾盆地古近纪海侵问题研究进展及展望. 沉积学报,23(4):604~611.

张宝民,陈建平,边立曾,张水昌. 2006. 再论塔里木盆地库车拗陷三叠纪—侏罗纪的海泛事件. 地质学报,80(2):236~244.

张林晔. 2008. 湖相烃源岩研究进展. 石油实验地质,30(6):591~595.

张水昌,梁狄刚,黎茂稳,肖中尧,何忠华. 2002. 分子化石与塔里木盆地油源对比. 科学通报,47(增刊):16~23.

张文正,杨华,彭平安,杨奕华,张辉,石小虎. 2009. 晚三叠世火山活动对鄂尔多斯盆地长 7 优质烃源岩发育的影响. 地球化学,38(6):573~582.

周蒂,孙珍,陈汉宗,丘元禧. 2005. 南海及其围区中生代岩相古地理和构造演化. 地学前缘,1(3):204~218.

周世新,李原,张中宁,罗斌杰,袁剑英,段毅. 1999. 库车拗陷中生

代海侵事件对有机质的影响. 沉积学报, 17(1):1~11.

- Bellanca A, Masseti D, Neri R. 1997. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian — Cenomanian Cismon section ( Venetian region , northern Italy ) : Assessing REE sensitivity to environmental changes. *Chemical Geology*, 141 ( 3 ~ 4 ) : 141 ~ 152.
- Degens E F. 1965. *Geochemistry of sediments; a brief survey*. London: Prentice Hall Press, 5 ( 3 ) : 315 ~ 322.
- German C R, Elderfield H. 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator the ground rules . *Paleoceanography*, 5 ( 5 ) : 823 ~ 833.
- Goodwin N S, Mann A L, Patience R L. 1988. Structure and significance of C<sub>30</sub> 4-methyl steranes in lacustrine shales and oils. *Organic Geochemistry*, 12 ( 5 ) : 495 ~ 506.
- Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235:1156 ~ 1166.
- Harris N B, Freeman K H, Pancost R D, White T S, Mitchell G D. 2004. The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, West Africa. *AAPG Bulletin*, 88(8):1163 ~ 1184.
- Hu Guang, Hu Wenxuan, Cao Jian, Suping Yao, Xiaomin Xie, Yongxiang Li, Youxiang Liu, Xueyin Wang. 2012. Deciphering the Early Cretaceous transgression in coastal southeastern China: Constraints based on petrography, paleontology and geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 317 ~ 318: 182 ~ 195.
- Jones B, Manning D A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111 ( 1 ~ 4 ) : 111 ~ 129.
- Li Maowen, Pang Xiongqi. 2004. Contentious petroleum geochemical

issues in China's sedimentary basins. *Petroleum Science*, 1 ( 3 ) : 4 ~ 22.

- Pancost R D, Freeman K H, Patzkowsky M E, Wavrek D A, Collister J W. 1998. Molecular indicators of redox and marina photoautotroph composition in the late Middle Ordovician of Iowa, USA. *Organic Geochemistry*, 29(5~7):1649 ~ 1662.
- Pattan J N, Pearce N J G, Mislankar P G. 2005. Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chemical Geology*, 221(3~4):260 ~ 278.
- Raiswell R, Buckley F, Berner R A, Anderson T F. 1988. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 ( 5 ) : 812 ~ 819.
- Sha Jingen, Hirano H, Yao Xiaogang, Pan Yanhong. 2008. Late Mesozoic transgressions of eastern Heilongjiang and their significance in tectonics, and coal and oil accumulation in northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263 ( 3 ~ 4 ) : 119 ~ 130.
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies—An update. *Chemical Geology*, 232 ( 1 ~ 2 ) : 12 ~ 32.
- Walker C T, Price N B. 1968. Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. *AAPG Bulletin*, 47 ( 5 ) : 833 ~ 841.
- Zhang Shuichang, Zhang Baomin, Bian Lizeng, Jin Zhijun, Wang Darui, Chen Jianfa. 2007. The Xiamaling oil shale generated through Rhodophyta over 800 Ma ago. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(4): 527 ~ 535.

## A Review on the Distinguishing of Marine Transgression in Continental Basins and Its Impacts on the Formation of Hydrocarbon Source Rocks

CHEN Xiaoye, CAO Jian, SHI Chunhua, BIAN Lizeng

*School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093*

**Abstract:** The formation of hydrocarbon source rocks in continental basins may be related to marine transgression. This issue is of scientific and practical significance in the theoretical study of hydrocarbon generation in continental basins, but has uncertainties. In order to improve the understanding on the issue more comprehensively and deeply, we conducted a research review, and further suggested the future directions for study. The determination of transgression is the foundation for such a study. Thus, we investigated the evidences supporting the transgression, which can be divided into three folds including biological, mineralogical and petrological, and geochemical. These multiple lines of evidence indicate that transgression might take place during the formation of hydrocarbon source rocks in some continental basins. The impacts of transgression on the formation of the source rocks are reflected in the abundance and type of organic matter, with the abundance higher and type better. In addition, it promotes the development of larger-scale source rocks. In the future, we should continue to strengthen the study of finding macro and micro evidences supporting the transgression. In addition, the case study in southeastern China can provide a good complementary, where the depositional environment has a transitional change from marine to lacustrine influenced by transgression to lacustrine. Thus, a detailed temporal and spatial comparison can be obtained. The results will help to comprehensively and precisely understand the forming mechanism of hydrocarbon source rocks and provide information for hydrocarbon exploration

**Key words:** hydrocarbon source rock; continental lacustrine basin; marine transgression; southeastern China