中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 12 期: 2184 ~ 2196
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

东特提斯开阔海环境中托尔期大洋缺氧事件的记录: 对全球气候变化和区域环境扰动的启示

付修根[1,2,5*], 王剑[2,5], 文华国[3], 宋春彦[4], 王忠伟[2,5], 曾胜强[4], 冯兴雷[4], 韦恒叶[2,5]

1. 西南石油大学油气藏地质及开发国家重点实验室, 成都 610050;
2. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610050;
3. 成都理工大学沉积地质研究院, 成都 610059;
4. 中国地质调查局成都地质调查中心, 成都 610081;
5. 西南石油大学羌塘盆地研究院, 成都 610050
* 通讯作者, E-mail: fuxiugen@126.com

收稿日期: 2020-12-06; 收修改稿日期: 2021-02-10; 接受日期: 2021-03-04; 网络版发表日期: 2021-08-23
国家自然科学基金项目(批准号: 91955204)和第二次青藏高原综合科学考察研究计划项目(批准号: 2019QZKK080301)资助

摘要 早侏罗世托尔期"大洋缺氧事件"(T-OAE)对应于显著的海洋生态系统的扰动以及气候的快速变化. 文章对采自东特提斯开阔海环境中的样品开展了高精度的碳同位素、全岩地球化学和矿物学的分析. 使用这些资料, 取得了如下进展: (1) 建立了东特提斯开阔海环境中高精度的托尔期缺氧事件的记录; (2) 揭示了色哇剖面T-OAE的沉积特征, 低能黏土岩沉积中突然输入了高能的粗粒沉积, 这可能与全球气候变暖导致碎屑沉积物向边缘海和深海海域中供应的增加有关; (3) 色哇剖面具有低的C_{org}:P_{total}比率, 贫或轻微富集氧化还原敏感的微量元素V、Mo和U的特征, 剖面序列中生物扰动结构发育, 表明色哇地区在早侏罗世托尔期发生了长期的氧化事件, 因此, 缺氧并不是T-OAE的基本条件; (4) 揭示了托尔期缺氧事件的开始伴随着气候的变暖和更润湿, 同时发生了多幕式的沉积物源的变化; (5) 提出了T-OAE富含有机质沉积物的沉积总体受全球气候的控制, 但区域环境的扰动也可能影响了有机质的保存.

关键词 托尔期缺氧事件, 碳酸盐碳同位素, 浅海, 富氧条件, 东特提斯

1 引言

早侏罗世托尔期"大洋缺氧事件"(T-OAE)是中生代非常有意义的古环境扰动事件, 与全球海洋生态系统的扰动以及气候的快速变化一致(Jenkyns, 1988; Jenkyns和Clayton, 1997; Bailey等, 2003; Hesselbo等, 2007; Hermoso等, 2009; Hermoso和Pellenard, 2014; Kemp和Izumi, 2014; Han等, 2018), 而且还伴随有碳酸盐、有机质、木化石等碳同位素的大幅度快速负偏(Kemp等, 2005; Hesselbo等, 2007; Hermoso等, 2009; Hermoso和Pellenard, 2014; Kemp和Izumi, 2014; Montero-Serrano等, 2015; Fu等, 2016a; Izumi等, 2018; Xu

中文引用格式: 付修根, 王剑, 文华国, 宋春彦, 王忠伟, 曾胜强, 冯兴雷, 韦恒叶. 2021. 东特提斯开阔海环境中托尔期大洋缺氧事件的记录: 对全球气候变化和区域环境扰动的启示. 中国科学: 地球科学, 51(12): 2184–2196, doi: 10.1360/N072020-0400
英文引用格式: Fu X, Wang J, Wen H, Song C, Wang Z, Zeng S, Feng X, Wei H. 2021. A Toarcian Ocean Anoxic Event record from an open-ocean setting in the eastern Tethys: Implications for global climatic change and regional environmental perturbation. Science China Earth Sciences, 64(11): 1860−1872, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9753-1

© 2021 《中国科学》杂志社

等, 2018; Remírez和Algeo, 2020). 这些特征归因于海洋-大气系统中注入了大规模轻碳, 它们可能来自南冈瓦纳卡鲁(Karoo-Ferrar)大火山岩省火山喷发释放的二氧化碳(Pálfy和Smith, 2000), 也可能来自天然气水合物的释放(Kemp等, 2005).

托尔期缺氧事件在西特提斯域以及北方域有较好的记录(Kemp等, 2005; Hesselbo等, 2007; Hermoso等, 2009; Hermoso和Pellenard, 2014; Han等, 2018; Xu等, 2018). 在泛大洋的西北部、中部和东北部(Al-Suwaidi等, 2010, 2016; Caruthers等, 2011; Kemp和Izumi, 2014; Izumi等, 2018)也有少量的报道, 但这些报道非常有限. 因此, 托尔期缺氧事件的全球性需要更多的来自不同古地理位置的证据支撑(Kemp和Izumi, 2014).

在东特提斯, 伊海生等(2003)和Chen等(2005)提出, 藏北毕洛错地区的富有机质页岩可与欧洲下托尔阶缺氧事件的页岩相对比. Fu等(2016a)获得了毕洛错剖面高精度的碳同位素的记录, 其碳同位素显示快速负偏的特征, 并与西特提斯域以及北方域托尔期大洋缺氧事件的碳同位素特征一致. 尽管已经提出了充分的碳同位素和放射性定年的证据, 但是也有学者提出了异议, Chen等(2018)依据钙质超微体化石特征, 认为毕洛错剖面沉积时间晚于托尔期. 我们的研究表明, 毕洛错富有机质页岩沉积于潟湖环境(Fu等, 2017). 显然, 这种局限环境不同于广海环境, 因此, T-OAE在泛大洋中的普遍性需要更多的证据支撑.

本文提出了东特提斯开阔海环境中托尔期大洋缺氧事件的新记录(图1a). 我们的资料表明, 托尔期的碳同位素负偏及其对应的环境扰动在东特提斯是广泛存在的. 托尔期缺氧事件早期, 气候变得更温暖潮湿, 但是, 在缺氧事件期间, 沉积源区呈现多幕式的变化.

2　地质背景及国际对比

羌塘盆地位于青藏高原北部, 夹于班公湖-怒江缝合带与可可西里-金沙江缝合带之间(图2a). 盆地可进一步划分为三个次级构造单元: 北羌塘坳陷、中央隆起带和南羌塘坳陷(图2b).

羌塘盆地下侏罗统的沉积序列, 在北羌塘主要为冲积相、河流相及近海湖泊相沉积(图1b), 而在南羌塘则为潮坪-潟湖相及浅海相沉积(图1b)(Fu等, 2016b). 在南羌塘坳陷北部, 下侏罗统曲色组主要为下侏罗统普林斯巴赫阶-托尔阶的油页岩, 夹灰岩、页岩、泥灰岩和泥岩, 沉积于潟湖环境(Fu等, 2016b), 它们主要出露于毕洛错地区(图1b). 在南羌塘坳陷的南部, 下侏罗统曲色组包括浅海(陆棚)相的泥岩、钙质泥岩、粉砂质泥岩及泥灰岩(王剑等, 2004; Fu等, 2016b), 发育水平层理、包卷层理等沉积构造, 出露面积超过42000km^2. 研究剖面位于南羌塘南部的色哇地区(图1b), 属于早侏罗世托尔期地层, 见托尔期的代表化石(见下文). 另外, 色哇剖面中含有相对较粗的沉积物(如粉砂岩), 这一特征可与其他典型的下托尔阶剖面相对比(Xu等, 2018). 较下部的粉砂岩层(图3a)大致对应于碳同位素负偏的开始, 而较上部的粉砂岩层(图3b)大致对应于最小的碳同位素值.

色哇剖面中早侏罗世的菊石化石稀少, 仅发现于少数层位, 但在曲色组上部的泥岩中发现了菊石化石*Harpoceras* sp.和*Cleviceras* sp., 对应于研究剖面的32.5~36.0m(Chen等, 2005; 王永胜等, 2012; 阴家润等, 2006)(图4); 在中部的泥岩层发现了菊石化石*Eleganticeras* sp.(赵政璋等, 2001), 对应于研究剖面的16.0~16.7m(图4). 这些菊石相当于巴黎盆地(Paris Basin)的*Harpoceras falciferum*菊石带, 因此, 与欧洲广泛发育的下托尔阶黑色页岩有关(Chen等, 2005). 在不列颠群岛约克郡(Yorkshire)海岸, *Harpoceras falciferum*带的下部由连续的*Cleviceras exaratum*、*Eleganticeras elegantulum*和*Cleviceras elegans*亚带限定(Howarth, 1992), 而欧洲西北部由连续的*Harpoceras exaratum*和*Harpoceras falciferum*亚带限定. 在色哇剖面, 16.0m处(*Eleganticeras* sp.产出的最低位置)可对应于西北欧洲*H. exaratum*亚带的底部(图4). 剖面的32.5m处(*Harpoceras* sp.产出的最低位置和*Cleviceras* sp.产出的最高位置)可对应于*H. falciferum*亚带的底部(图4). 另外, 在曲色组中部的钙质泥岩中发现了菊石*Dactylioceras* sp.和*Dactylioceras* cf. *directum* (Buckman)(王永胜等, 2012), 大致对应于研究剖面的10.5~16.0m处(图4), 这些化石可归属于西泛大洋的*Dactylioceras tenuicostatum*菊石带(Hesselbo等, 2007).

孢粉与菊石化石共生, 使得这些数据在限定地层的年代时更有用. 色哇剖面中的孢粉化石主要属于跨时较长的种属, 但剖面中的孢粉组合以*Classopollis* sp.为主(江汉石油管理局勘探开发研究院, 1996), 揭示其年龄为早侏罗世, 对应于澳大利亚的*Classopollis toro-*

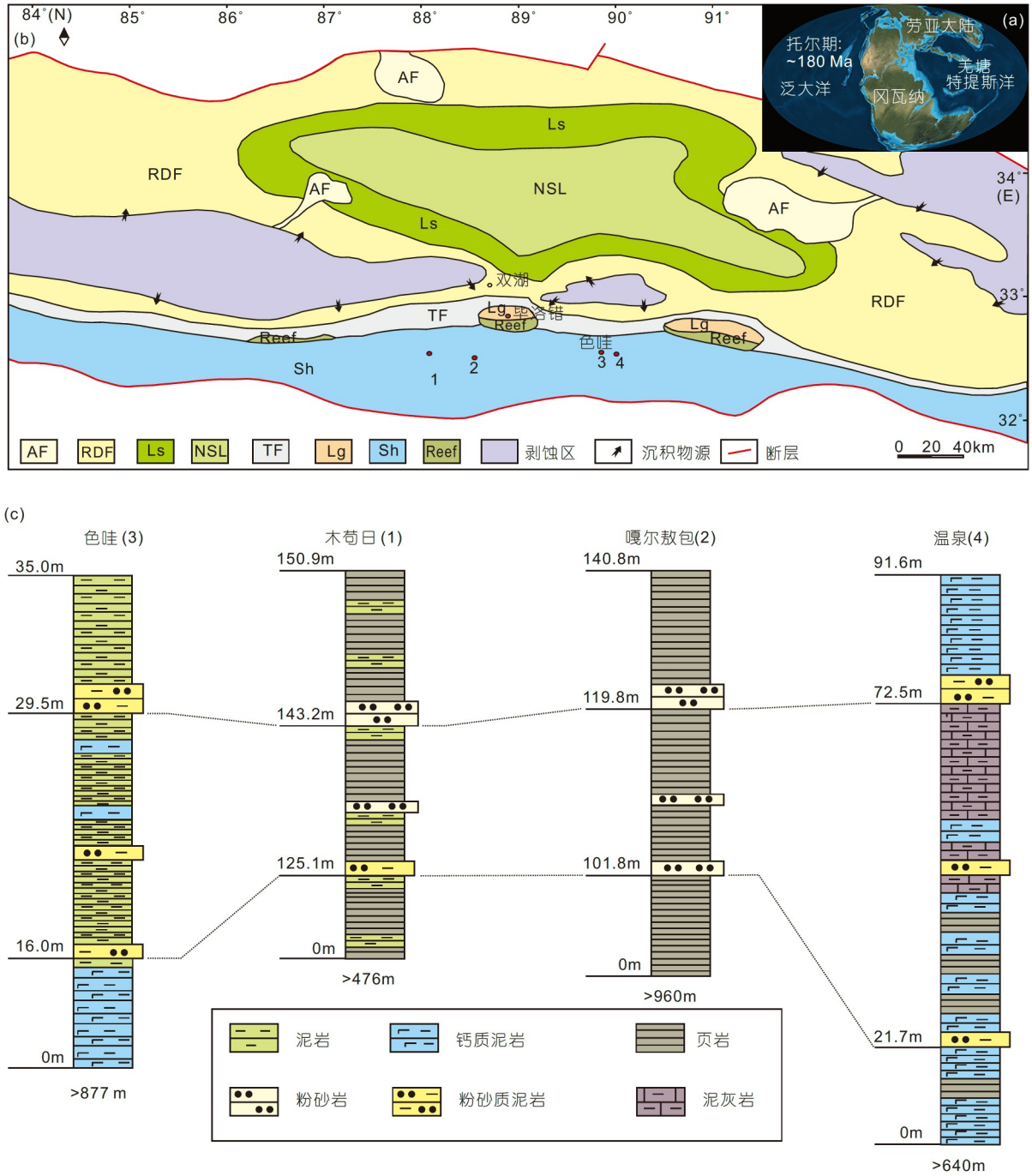

图 1　早侏罗世托尔期的古地理图以及南羌塘坳陷托尔期的地层对比

(a) 早侏罗世托尔期的全球古地理背景图, 显示了羌塘陆块的位置(修改自Ron Blakey, http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/globaltext2.html); (b) 羌塘盆地早侏罗世托尔期的古地理图, 图中的研究剖面位于不同的古地理位置; (c) 南羌塘坳陷托尔期的地层对比. AF, 冲积扇; RDF, 河流-三角洲相; Ls, 近海湖岸相; NSL, 近海湖泊; TF, 潮坪相; Lg, 潟湖; Sh, 陆棚相; Reef, 礁

sa Oppel带(Helby等, 1987). 另外, 研究剖面中发现了*Chasmatosporites*和*Cyathidite*(王岫岩等, 1998), 它们是意大利(Palliani, 1997)、高加索(Goryacheva等, 2018)和西北利亚(Nikitenko等, 2018)托尔期孢粉组合的重要组成分子. 孢粉*Chasmatosporites* sp.、*Chasmatosporites apertus* 和*Chasmatosporites hians*共同产出, 表

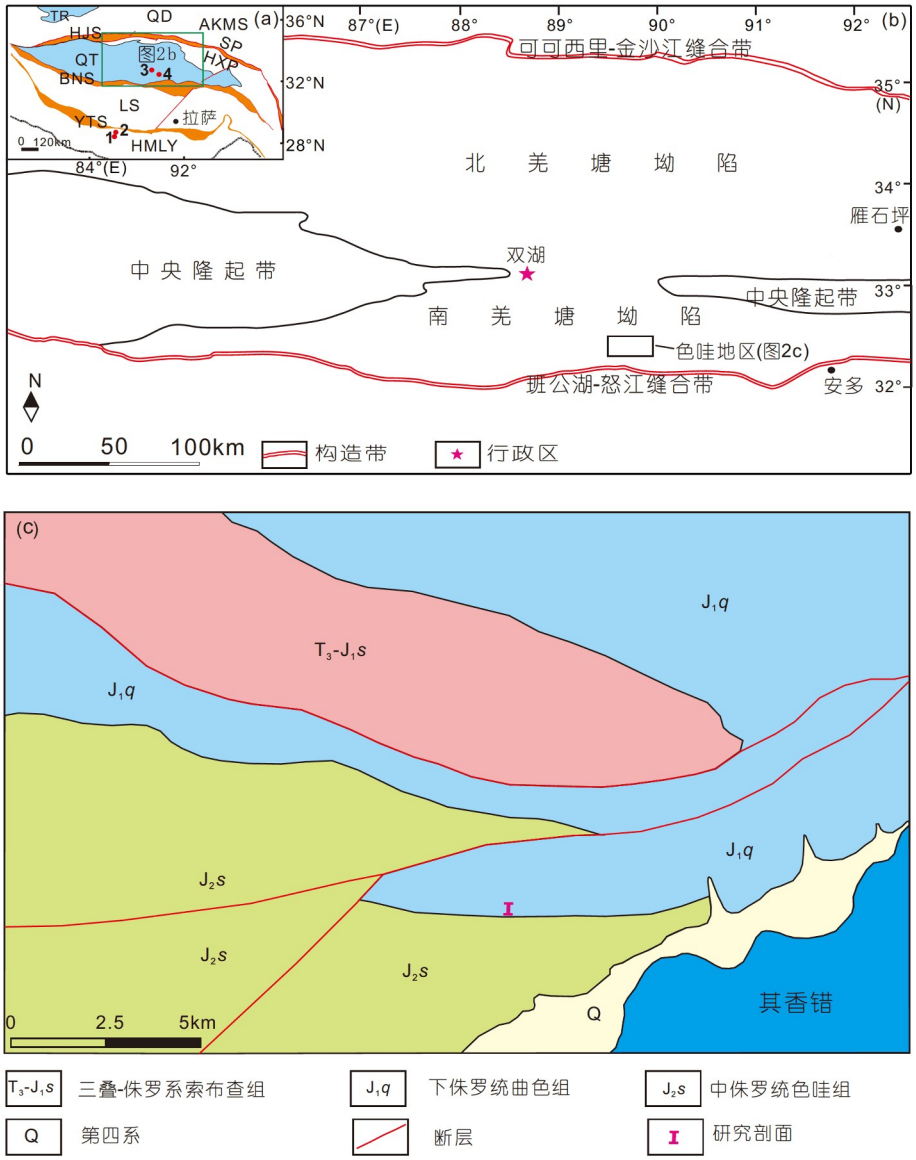

图 2　青藏高原现代大地构造图和色哇地区简略地质图

(a) 青藏高原现代大地构造图, 显示了主要的陆块, 其中羌塘陆块拼合在拉萨陆块(LS)的北部和柴达木陆块(QD)的南部, 据Fu等(2017). TR, 塔里木盆地; QD, 柴达木; AKMS, 阿依玛沁-昆仑-木孜塔格缝合带; HJS, 可可西里-金沙江缝合带; SP, 松潘-甘孜复理石褶皱带; HXP, 可可西里山麓带; QT, 羌塘盆地; BNS, 班公湖-怒江缝合带; LS, 拉萨陆块; YTS, 雅鲁藏布缝合带; HMLY, 喜马拉雅; 1, 卧龙剖面; 2, 莲朵剖面; 3, 毕洛错剖面; 4, 色哇剖面. (b) 羌塘盆地简略构造图, 其研究区位于南羌塘坳陷, 修改自Fu等(2017). (c) 色哇地区简略地质图, 显示了研究剖面的位置

明研究剖面的地层时代属于早侏罗世.

3　样品与分析方法

色哇剖面位于羌塘盆地南部的色哇地区, 厚度大约为35m. 该地区广泛出露下侏罗统曲色组地层(图2c), 研究剖面岩石组合主要为泥岩、钙质泥岩和粉砂质泥岩(图4). 剖面采样(68件样品)间距为~50cm, 对样品开展了碳酸盐碳同位素($\delta^{13}C_{carb}$)、总有机碳含量(TOC)、矿物和元素含量分析. 详细的取样位置和岩石组合见图4.

从每件样品中取约10mg粉末样进行碳酸盐碳同

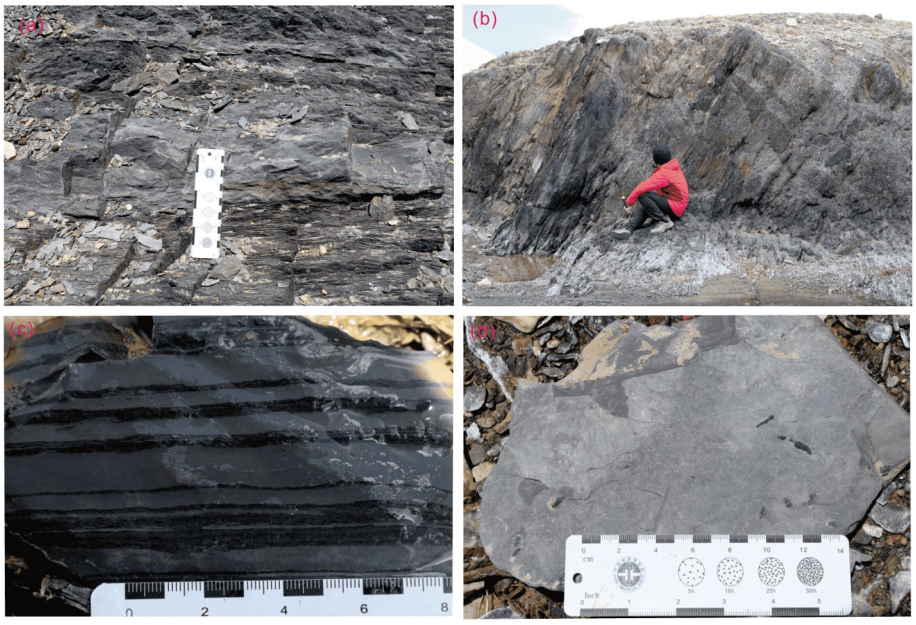

图 3　色哇剖面野外露头照片

(a) 下部含粉砂泥岩(剖面的~16.3~16.8m); (b) 上部含粉砂泥岩(剖面的~27.0~30.6m); (c) 水平层理(剖面的~21.5m); (d) 生物扰动结构(剖面的~19.5m)

位素分析. 采用手工碎样至小于150目, 样品在50℃的真空下用100% H_3PO_4处理24h. 纯化所释放的CO_2, 然后, 在Thermo Finnigan MAT-253同位素质谱仪上测量碳同位素的组成. 分析结果用相对于PDB标准的千分偏差表示, δ(‰)=[($R_{样品}$–$R_{标准}$)/$R_{标准}$]×1000. 再现性是通过重复分析方解石参照物GB04416和GB04417来监测的, 它们的δ^{13}C值分别为(1.61±0.03)‰和(−6.06±0.06)‰. 测试误差小于0.1‰.

总有机碳含量分析使用LECO CS-200型碳硫分析仪, 用10%的稀盐酸去除样品(200目)中的无机碳后, 样品放进感应炉中, 从常温加热至1200℃. 样品重复分析及内部标样(蛋氨酸)对比分析显示, 准确度高于1.0%.

利用D8 ADVANCE X射线衍射仪分析全岩矿物的含量, 仪器配置铜靶管和弯曲石墨单色仪, 工作电压为35kV, 电流为40mA. 从5°到70°逐步扫描样品, 扫描步长为0.02°(2θ). 分析过程参照中国国家标准SY/T 6210-1996(1996). 黏土矿物的定量分析是通过分析乙二醇处理的特征衍射峰强度的比值计算的. 采用Diffrace Plus Eva软件对峰面积进行测量, 该软件根据Rietveld(1969)提出的衍射图谱分析原理, 由Brook仪器有限公司开发.

利用X射线荧光光谱仪分析主量元素, 使用四硼酸盐熔融制样, 分析过程参考Kimura(1998). 分析不确定度通常<5%. 微量元素通过电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)进行分析, 称取25mg样品, 利用PTFE消解管盛装, 并将硝酸和氢氟酸(HF:HNO_3=1:2)加入其中对样品进行溶解, 温度控制在190℃, 时间为48h. 不溶残留物用5mL 30%(体积比)的HNO_3在温度130℃条件下溶解3h, 然后稀释至25mL. 分析过程参照Yang等(2004). 微量元素的检出限制为$n\times10^{-13}$~$n\times10^{-12}$(n=1~9).

4　结果与讨论

4.1　托尔期的碳同位素扰动

由于一些沉积岩经历了复杂的成岩作用, 在解释同位素组成之前必须要考虑成岩作用的影响. 研究剖面的碳同位素变化较大, 从14.0m的钙质泥岩到20.0m的泥岩, 碳同位素快速地从2.3‰降低至−4.6‰(网络版附表S1, http://earthcn.scichina.com), 这种特征表明可能受到了成岩作用的影响. 本研究未发现碳同位素受岩相变化控制的特征(图4), 例如剖面下部的泥岩和钙质泥岩尽管显示不同的岩相特征, 但它们的碳同位素值相似. 我们的结果也表明, 碳同位素和氧同位素的相关系数低(R^2=0.05), 表明至少对其中一个同位素

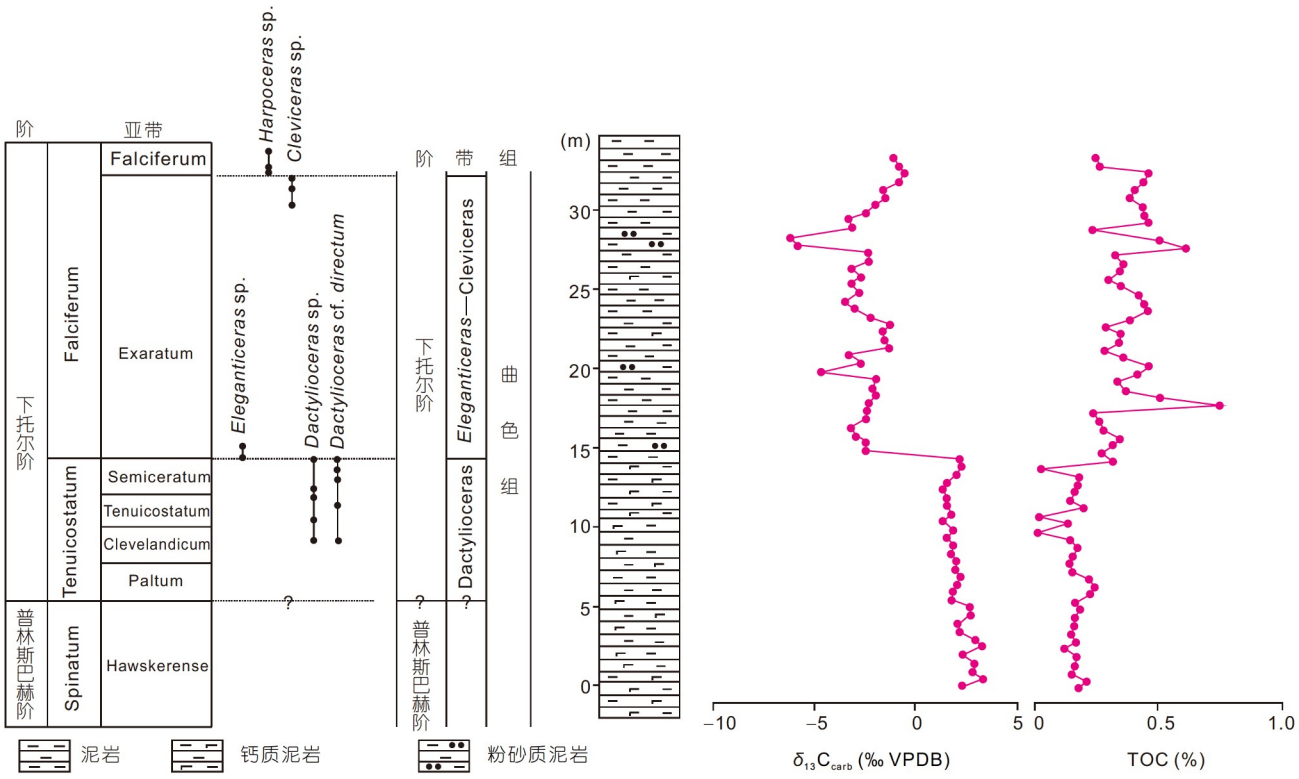

图 4　色哇剖面下托尔阶的岩性、生物地层特征以及碳酸盐碳同位素($\delta^{13}C_{carb}$)和总有机碳(TOC)含量分布图

菊石生物地层资料据赵政璋等(2001)、Chen等(2005)、王永胜等(2012)、阴家润等(2006); 孢粉生物化石据江汉石油管理勘探开发研究院(1996)和王岫岩等(1998)

体系而言, 受成岩作用的影响很小. Mn/Sr值也被广泛用于评价成岩作用的影响, 高值(>2)表明成岩作用强烈(Derry等, 1992). 色哇剖面样品的Mn/Sr值多小于2(除一件样品为2.21外, 其余样品的Mn/Sr值为0.46~1.98), 表明这些样品受到的成岩作用影响是有限的. 需要注意的是, 在色哇剖面中, 最低的碳同位素值(如28.5m处的–6.2‰)对应于最高的Mn/Sr比率(28.5m处的2.21), 这一特征通常是成岩作用引起的(Kaufman和Knoll, 1995). 然而, 色哇剖面的碳同位素特征与其他同时期剖面的碳同位素特征相比, 它们的一些关键记录是一致的(图5), 因此, 色哇剖面的碳同位素负偏异常不可能完全由成岩作用引起的.

一些早期的研究表明, 托尔期的碳同位素特征表现为整体的正偏突然被碳同位素的负偏阻断(Hermoso和Pellenard, 2014; Ruebsam等, 2014; Xu等, 2018). 在色哇剖面中, 泥岩及粉砂质泥岩层中识别出了明显的碳同位素负偏, 其最大偏移为–8.4‰(图4, 网络版附表S1), 代表了托尔期的碳同位素负偏的最大值. 在托尔期缺氧事件开始之前, 高精度碳同位素记录显示, 色哇剖面的碳同位素是逐渐降低的(从3.5‰到1.4‰)(图5), 这一特征与其他典型剖面的碳同位素变化趋势是一致的(Kemp和Izumi, 2014; Izumi等, 2018).

西特提斯域和北方域的碳同位素记录通常表现为逐步变小, 然后降低至最小值(Kemp等, 2005; Hermoso等, 2009; Hesselbo和Pieńkowski, 2011; Xu等, 2018). 例如, 在法国的Sancerre-Couy剖面, 发生了4次主要的碳同位素负偏(图5; Hermoso等, 2009). 但在色哇剖面, T-OAE的碳同位素呈现不同的形态, 其碳同位素显示快速变化的特征(例如图5中的第1、2和4次碳同位素负偏). 第1次碳同位素偏移表现为快速的碳同位素负偏(图5), 同时伴随TOC的轻微增加(图4). 第2、3和4次偏移值分别对应于–2.7‰、–2.3‰和–3.8‰的负的峰值, 期间, 也伴随碳同位素的轻微增加(0.9‰~3.4‰). 我们先前报道了相邻的毕洛错剖面的T-OAE的记录(图6; Fu等, 2016a), 该剖面沉积于局限潟湖的环境. 而本文研究的色哇剖面沉积于开阔海的环境, 尽管这两个剖

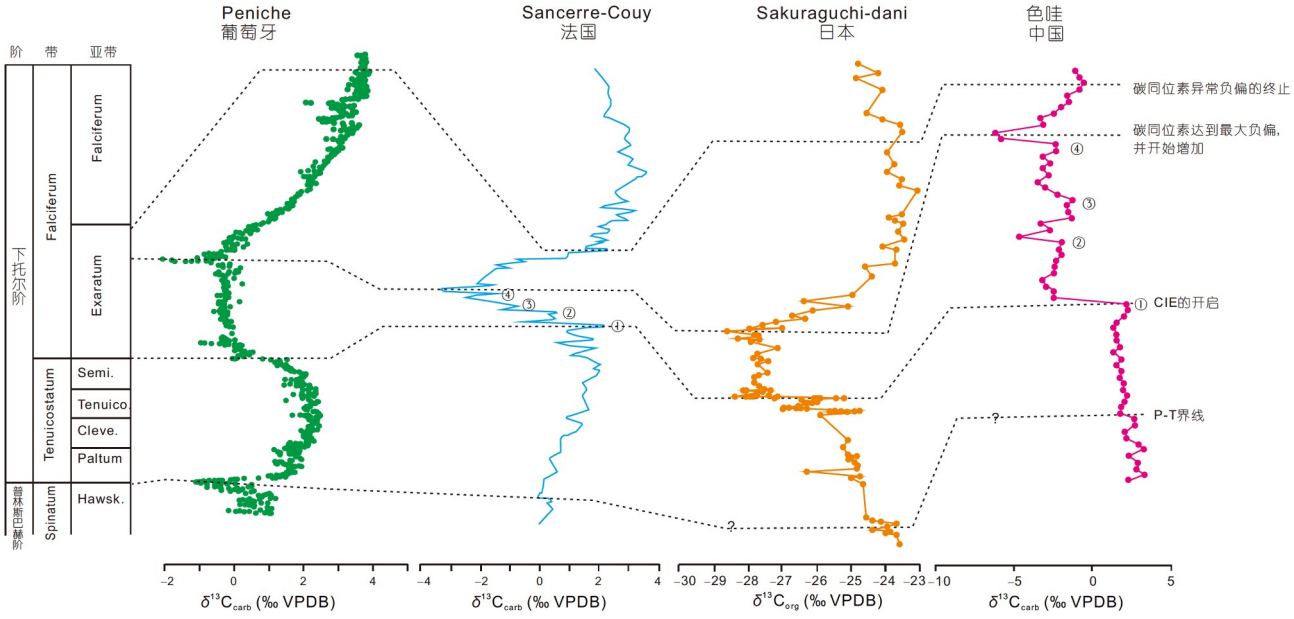

图 5　葡萄牙Peniche(Hesselbo等, 2007)、法国Sancerre-Couy(Hermoso等, 2009)、日本Sakuraguchi-dani(Izumi等, 2018)和中国色哇剖面的碳同位素对比

面沉积于不同的环境，但它们的碳同位素变化的特征是非常相似的. 另外，在东特提斯的南缘，Han等(2018)报道了开阔海环境的T-OAE的记录. 这些资料表明, T-OAE可能广泛存在于东特提斯地区.

尽管我们研究了较短地层间隔的剖面，但碳同位素的变化趋势和特征是非常明显的. 在色哇剖面，碳同位素在30.0m处达到最低($\delta^{13}C$=–6.2‰)，随后，碳同位素呈现正偏移趋势(图5). 这一特征与其他典型剖面碳同位素的变化特征一致，如Peniche、Sancerre-Couy和Sakuraguchi-dani剖面(图5). 然而, 在Peniche、Sakuraguchi-dani等剖面, T-OAE的负偏之后, 碳同位素值逐渐恢复至负偏之前的值, 或者更高. 而色哇剖面的碳同位素正偏移并没有达到这一程度(图5).

羌塘盆地开阔海环境中T-OAE的一个重要特征是，托尔期缺氧事件的开启伴随着相对较粗的碎屑岩的沉积(粉砂质沉积物)，即在总体低能的黏土岩沉积中, 突然沉积了相对高能的沉积物(图1c). 导致这一现象的原因可能有三种: (1) 羌塘地区发生了相对海平面的下降; (2) 气候变化导致了陆源碎屑输入的增加; (3) 上述共同作用的结果(Reolid等, 2014). 然而, 早托尔期, 全球海平面上升(Suan等，2011)，并且，羌塘盆地在该时期也显示海侵的特征(王剑等, 2004). 色哇剖面托尔期的粗碎屑沉积现象在其他典型的托尔期沉积剖面中也广泛存在，例如英国的Cardigan Bay盆地、日本的Tabe、葡萄牙的Lusitanian盆地(Hesselbo等，2007; Kemp和Izumi, 2014; Izumi等, 2018; Xu等, 2018). 不同古地理环境的洋盆中，广泛存在托尔期的粗碎屑沉积现象，表明了气候的变化对这些粗碎屑沉积的控制作用，而不仅仅受局部构造活动的影响(Xu等，2018). 研究表明，随着地表径流和/或风暴驱动的潮流增加, 向边缘海和深海海域的碎屑沉积物供应增加(Hesselbo等, 2007; Kemp和Izumi, 2014). 因此, 羌塘盆地托尔期粉砂质碎屑的输入很可能指示了全球气候变化. 当然, 任何特定剖面沉积物成分的变化也可能归因于局部古环境条件的变化, 例如局限环境的局限程度的变化, 陆地流域出口的变化, 沿海水流或其他原因.

4.2　托尔期长期与短期幕式氧化事件

P元素是海洋初级生产力的重要限制营养元素(Benitez-Nelson, 2000; Fu等, 2017), 溶解P进入海洋的通量主要受大陆风化和地表径流的控制(Föllmi, 1996). P元素转移到沉积物中是通过掺入有机质中或者聚集在铁、黏土颗粒和氧化锰上(Delaney，1998). 在次还原-还原的底水条件下，沉积物中再生磷的增加，可能导致磷循环增强，促进表层生产力的增加(Ingall等，2005)，从而导致沉积记录中的有机碳/有机磷

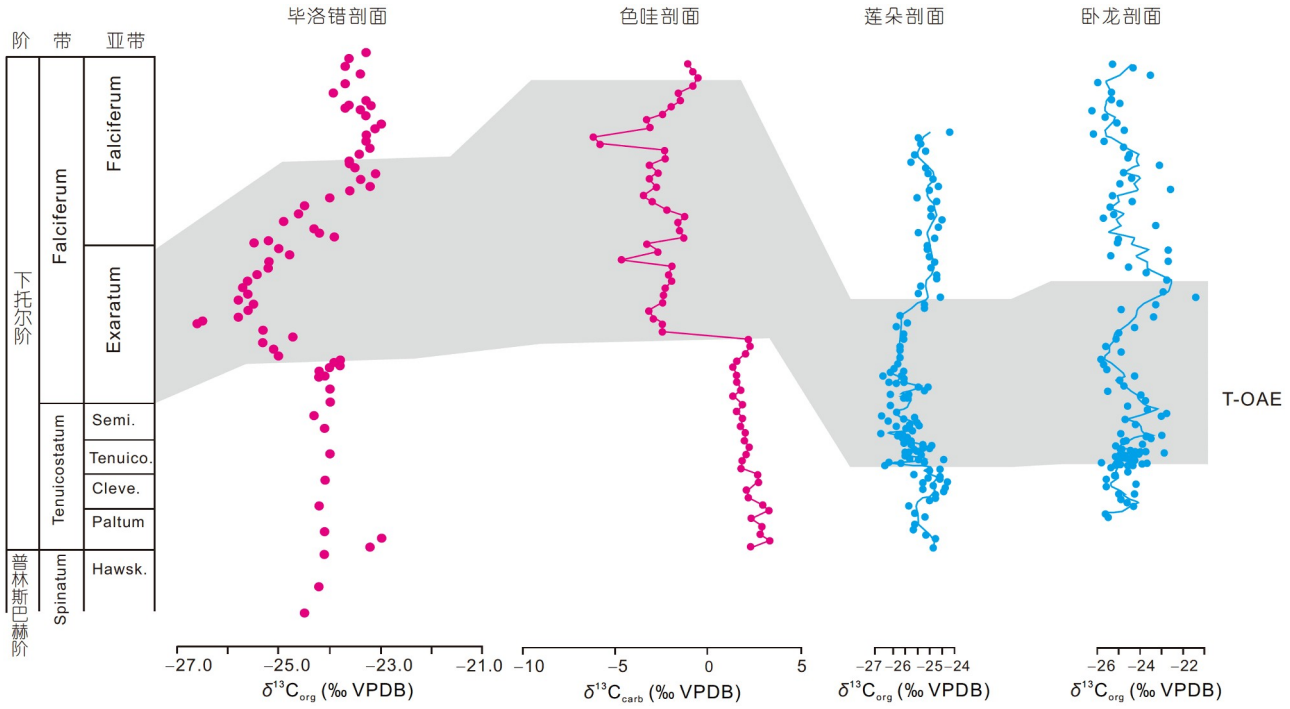

图 6　东特提斯毕洛错(Fu等, 2016a)、莲朵(Han等, 2018)、卧龙(Han等, 2018)和色哇剖面的碳同位素对比

剖面位置标注在图2a中

(C_{org}/P_{org})的比值高于Redfield比值106(Redfield, 1958; Algeo和Ingall, 2007; Montero-Serrano等, 2015). 相反, 在氧化条件下, 有机碳会发生分解, 而P会优先保留, 从而导致P的相对富集, 沉积记录中的C_{org}/P_{org}比值明显低于Redfield比值(氧化-次氧化环境中的C_{org}/P_{org}通常小于50; Algeo和Ingall, 2007).

在本研究中, 我们使用总磷(P_{total})($P_{total}=P_{reactive}+P_{detrital}$, 其中$P_{reactive}=P_{oxide\text{-}associated}+P_{authigenic}+P_{org}$; Montero-Serrano等, 2015)而不是有机磷进行计算, 这是因为在黑色页岩中, 碎屑磷($P_{detrital}$)的含量非常低(Algeo和Ingall, 2007). 并且, 在色哇剖面中, P_{total}与有机碳含量呈明显的正相关关系(r=0.75, n=68), 表明P_{total}的含量主要受有机质含量的控制. 色哇剖面中, 样品具有非常低的C_{org}/P_{org}比值(中值为13, 范围为1~24), 明显低于50:1(图7), 表明这些低TOC含量的黏土岩是在富氧条件下沉积的.

还原敏感的微量元素的丰度也能确定氧化还原条件, 例如V、Mo和U元素(Algeo和Tribovillard, 2009). 色哇剖面的样品具有贫或轻微富集还原敏感的微量元素V、Mo和U的特征(图7), 富集因子($EF_{元素X}=(X/Al)_{样品}/(X/Al)_{PAAS}$)分别为0.9(范围0.6~1.2)、0.6(范围0.2~1.3)和1.1(范围0.8~1.5). 还原条件下Mo的溶解度降低, 从而促进了其沉积埋藏(Algeo和Lyons, 2006; Wignall等, 2010). 然而, 色哇剖面中Mo的含量(中值0.4ppm (1ppm=1μg g^{-1}), 范围0.1~0.7ppm, 网络版附表S1)明显低于典型的页岩中Mo的含量(大约1ppm; Wedepohl, 1991). 这些地球化学特征也表明, 色哇剖面的页岩沉积于富氧环境. 羌塘盆地色哇地区托尔期的水体环境总体为氧化环境, 页岩中物扰动构造发育(图3d), 也支持这一认识.

先前的研究表明, 特提斯(或北方域)的浅海环境及泛大洋的远洋环境中, T-OAE的水体环境为静水或还原条件(Montero-Serrano等, 2015; Fujisaki等, 2016). 然而, 在泛大洋的浅水环境中, T-OAE的氧化还原环境的准确划分(静水或缺氧、次氧化、贫氧、氧化)和脱氧历史并不清楚. Izumi等(2012)的研究表明, 泛大洋西北的盆地中, 托尔期缺氧事件并不是一个连续的缺氧过程, 而存在多次间歇性短期氧化事件. 我们的分析结果表明, 在我们研究的泛大洋浅水环境中, 普遍存在氧化的底水环境, 而且, 色哇剖面中氧化还原敏感

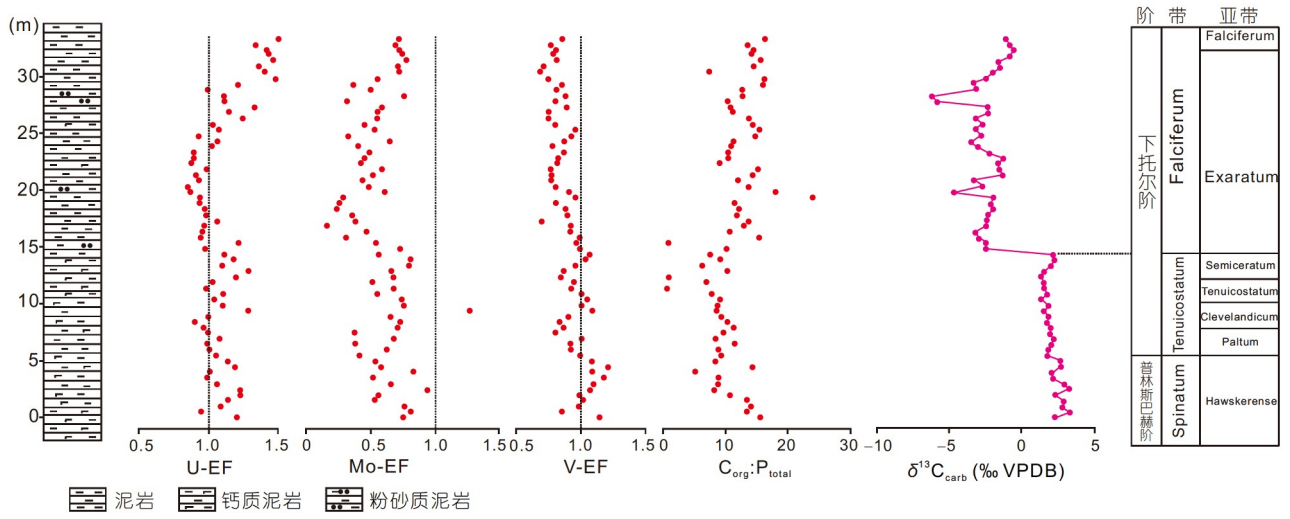

图 7　色哇剖面中氧化还原敏感指标的垂直变化(U-EF、Mo-EF、V-EF和C_{org}:P_{total})

的指标显示几乎一致的特征(图7), 这就表明托尔期存在长期的氧化事件. 事实上, 托尔期的富氧环境在其他的浅海环境中, 也被广泛识别(Xu等, 2018). 色哇剖面长期的氧化事件导致了总体低的有机质富集(图4), 因为保存条件对有机质的富集具有重要的控制作用.

4.3　全球气候变化对区域环境的扰动以及它们对有机质富集的控制作用

黏土矿物是反映气候和埋藏史的有用指标. 在色哇地区, 高岭石的保存特征表明其最大热埋藏温度约为120℃(王剑等, 2004), 因为这种黏土类型在较高温度下发生溶解并转化为伊利石(Mantovani等, 2010). 一般来说, 高岭石是在温暖湿润的气候条件下, 在酸性介质中, 由长石、辉石等矿物发生强烈的化学蚀变而形成的(Singer, 1980). 而伊利石通常形成于降水量较低的冷气候条件, 因此化学蚀变程度较低(Meng等, 2012; Hu等, 2019).

色哇剖面黏土组分分析表明, 伊利石与高岭石的含量呈相反的变化趋势(图8). 在早托尔期, 高岭石相对于伊利石呈现较大幅度的增加. 随后, 高岭石含量急剧下降, 对应于碳同位素负偏异常的开始. 在碳同位素负偏的下部, 高岭石的含量总体上较低, 随后, 在碳同位素负偏的2/3处(17.5m), 高岭石含量迅速增加. 在碳同位素负偏开始之前, 伊利石含量也高于伊蒙混层黏土矿物(网络版附表S2). 黏土矿物的这种变化模式与上文提到的碎屑沉积物的输入特征是相反的, 因此, 在本研究中并不能使用黏土矿物含量的变化重建沉积期的古气候条件. John等(2012)认为, 多幕式的高岭石富集事件可以解释为沉积物源区的变化, 这归因于富高岭石沉积物的剥露、侵蚀和搬运的增加.

随着化学风化强度的增强, 大部分可溶元素(如K、Na、Ca等)极易从沉积物和土壤中淋溶出来, 而难溶元素(如Al、Fe)则只遭受很小的损失(Nesbitt和Young, 1982; McLennan等, 1993; Fu等, 2017). 基于这些过程, 人们提出了几种评价化学风化强度的指标, 其中蚀变化学指数(CIA)是最常用的化学指标(Dinis等, 2020). CIA被定义为摩尔的[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO*+Na_2O+K_2O)]×100, 其中, CaO*代表硅酸盐组分中CaO含量. 当沉积物中含有大量碳酸盐或磷酸盐时, 需要对CaO*进行评估, 校正的CaO*定义为min(CaO–10/3×P_2O_5, Na_2O)(McLennan等, 1993). 基于沉积物地球化学的分析, CIA广泛用于重建古气候的指标(Cullers, 2000; Cao等, 2019). Nesbitt和Young (1982)认为, 细粒沉积物的CIA值为80~100指示了湿热气候条件, 温暖湿润气候条件的CIA值为70~80, 低的CIA值(50~70)与干冷气候有关. Yang等(2004)通过全球尺度范围的研究表明, 陆地表明温度与CIA呈线性关系, 定义为T=0.56×CIA–25.7(T代表温度, 单位为℃).

在色哇剖面中, Th/Sc和Th/U的比率分别为0.67~1.0(平均0.79)和1.6~5.7(平均4.4), 与平均上陆壳(Th/Sc=0.75~1.0, Th/U=3.8; McLennan和Taylor, 1991)的对应值相似, 表明样品经过了低的再循环. 研究的序

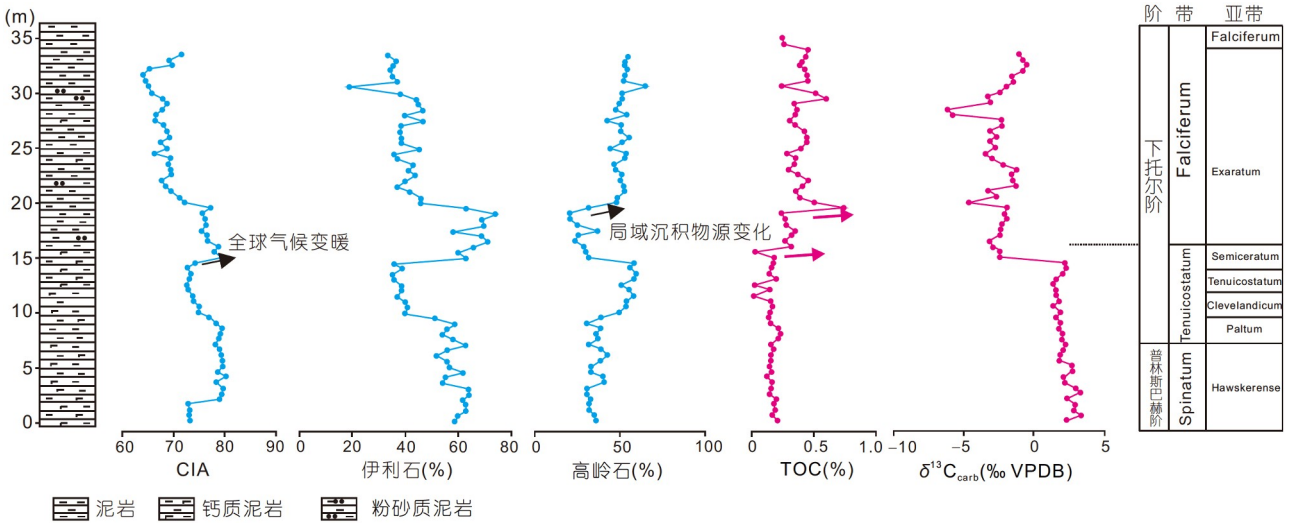

图 8　色哇剖面气候或沉积物源指标的垂直变化(CIA、伊利石和高岭石)

列中，SiO_2/Al_2O_3与化学风化指数之间缺乏相关关系(R^2=0.19)，因此，化学风化指数(如CIA)的变化不能简单地归因于粒度和分选的变化. 另外，在Al_2O_3-(CaO*+Na_2O)-K_2O(A-CN-K)三角图解中(图9)，色哇剖面的样品落在平行于A-CN的连线上，表明钾蚀变对初始风化指标的影响可以忽略. 因此，在本研究中，CIA值适合用于重建古气候条件.

在色哇剖面中，碳同位素负偏异常之前的CIA值总体偏低，平均值为~73. CIA值在15.0m处出现显著升高(约为80)，对应于T-OAE的开始(图8)，该时期的温度波动大约为3℃，表明了更温暖的气候条件. 这一特征与其他典型托尔期剖面风化指标的变化趋势是一致的(Cohen等, 2004; Hermoso和Pellenard, 2014; Montero-Serrano等, 2015)，表明大量的CH_4/CO_2注入海洋-大气系统，导致了托尔期全球气候的变暖以及全球风化速率的增加. 因此，羌塘盆地托尔期更温暖润湿的气候是全球气候变暖在区域响应.

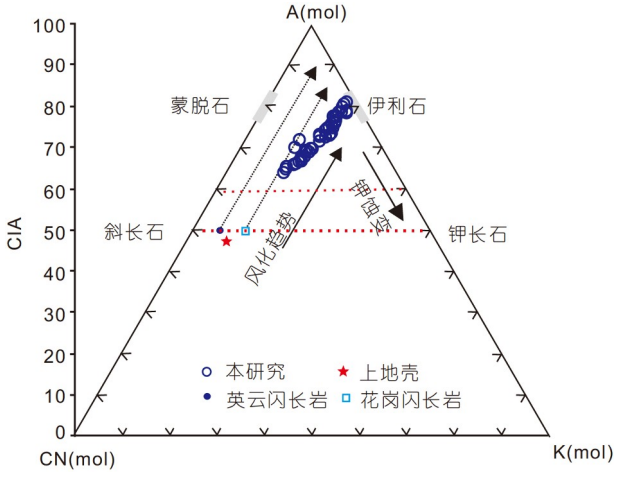

图 9　Al_2O_3-(CaO*+Na_2O)-K_2O(A-CN-K)三角图
判断钾蚀变对初始风化指标的影响(按摩尔比计算). A, Al_2O_3; CN, CaO*+Na_2O; K, K_2O

在色哇剖面中，TOC的含量显示两个主要的波动(显著的增加). 第一个TOC的显著增加发生在~14.5m处，对应于T-OAE的开启(图8)，同时，该处也观察到粉砂沉积物供应的增加. 这些证据表明，托尔期富含有机质沉积物的沉积总体上受全球气候变化的控制. 第二个TOC的显著增加发生在~18.0m处，该处高岭石含量的变化表明，沉积物源发生了快速变化. 这些资料表明，区域沉积条件也可能影响有机质的保存.

5　结论

色哇剖面记录了东特提斯开阔海环境中的托尔期大洋缺氧事件，剖面序列显示大约–8.4‰的碳同位素负偏，其变化趋势具有西特提斯和西北欧同时期典型剖面的特征. 然而，色哇剖面碳同位素偏移的大小和详细形态可能受到局域古环境的影响.

色哇剖面具有低的C_{org}:P_{total}比率(中值13，范围1~24)，贫或轻微富集氧化还原敏感的微量元素V、Mo、U的特征，剖面序列中生物扰动构造发育，表明

托尔期发生了长期氧化事件，该事件导致了剖面中低的有机质富集.

在色哇剖面中识别出了多幕式的高岭石富集，这归因于沉积物来源的变化. 沉积学和地球化学的分析表明，T-OAE的底部发生了快速的气候变化；托尔期的有机质富集总体受全球气候变化的控制，但区域性沉积环境的变化也可能影响有机质的保存.

参考文献

江汉石油管理局勘探开发研究院. 1996. 青藏地区羌塘盆地区域石油地质调查报告(1:10000)(土门煤矿幅、查曲幅). 技术报告. 武汉: 江汉石油管理勘探开发研究院

中国石油天然气总公司. 1996. SY/T 6210-1996. 沉积岩中粘土矿物总量和常见非粘土矿物X射线衍射定量分析方法. 北京: 中国石油天然气总公司. 1–28

王剑, 谭富文, 李亚林, 李永铁, 陈明, 王成善, 郭祖军, 王小龙, 杜佰伟, 朱忠发. 2004. 青藏高原重点沉积盆地油气资源潜力分析. 北京: 地质出版社. 167–168

王岫岩, 腾玉洪, 梅冥相, 张宽忠, 王永兴, 李彦平, 单光华, 李鹏志. 1998. 西藏羌塘盆地双湖地区区域石油地质调查报告(1:10000)(西雅幅、鄂雅错幅、木苟日幅). 技术报告. 大庆: 大庆石油学院

王永胜, 张树岐, 谢元和, 李存直, 于喜文, 郑春子, 冯德臣, 王忠恒, 段建祥, 孙中纲, 李庆武, 鲁宗林, 姜雪飞, 吕鹏, 李学彬, 刘贵忠, 王洪双. 2012. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:250000)(昂达尔错幅). 北京: 中国地质大学出版社. 25–31

伊海生, 林金辉, 赵兵, 李勇, 石和, 朱利东. 2003. 藏北羌塘地区地层新资料. 地质论评, 49: 59–65

阴家润, 高金汉, 王永胜, 张树岐, 郑春子, 徐德彪, 白志达, 孙立新, 苏新. 2006. 色哇-安多地区侏罗纪菊石类与缺氧黑色页岩相. 古生物学报, 45: 311–331

赵政璋, 李永铁, 叶和飞, 张昱文. 2001. 青藏高原地层. 北京: 科学出版社. 234–235

Algeo T J, Ingall E. 2007. Sedimentary C_{org}:P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO_2. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 256: 130–155

Algeo T J, Lyons T W. 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. Paleoceanography, 21: PA1016

Algeo T J, Tribovillard N. 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on Molybdenum-Uranium covariation. Chem Geol, 268: 211–225

Al-Suwaidi A H, Angelozzi G N, Baudin F, Damborenea S E, Hesselbo S P, Jenkyns H C, Manceñido M O, Riccardi A C. 2010. First record of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. J Geol Soc London, 167: 633–636

Al-Suwaidi A H, Hesselbo S P, Damborenea S E, Manceñido M O, Jenkyns H C, Riccardi A C, Angelozzi G N, Baudin F. 2016. The Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: A reassessment of age and carbon isotope stratigraphy. J Geol, 124: 171–193

Bailey T R, Rosenthal Y, McArthur J M, van de Schootbrugge B, Thirlwall M F. 2003. Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian-Early Toarcian interval: A possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. Earth Planet Sci Lett, 212: 307–320

Benitez-Nelson C R. 2000. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. Earth-Sci Rev, 51: 109–135

Cao Y, Song H Y, Algeo T J, Chu D L, Du Y, Tian L, Wang Y H, Tong J N. 2019. Intensified chemical weathering during the Permian-Triassic transition recorded in terrestrial and marine successions. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 519: 166–177

Caruthers A H, Gröcke D R, Smith P L. 2011. The significance of an Early Jurassic (Toarcian) carbon-isotope excursion in Haida Gwaii (Queen Charlotte Islands), British Columbia, Canada. Earth Planet Sci Lett, 307: 19–26

Chen L, Mattioli E, Da X J, Jenkyns H C, Zhu Z X, Xu G, Yi H S. 2018. Calcareous nannofossils from the Jurassic black shales in the Qiangtang Basin, Northern Tibet (China): New records of stratigraphic ages and palaeoceanography. Newsl Stratigr, 52: 55–72

Chen L, Yi H S, Hu R Z, Zhong H, Zou Y R. 2005. Organic geochemistry of the Early Jurassic oil shale from the Shuanghu area in northern Tibet and the Early Toarcian oceanic anoxic event. Acta Geol Sin-Engl, 79: 392–397

Cohen A S, Coe A L, Harding S M, Schwark L. 2004. Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO_2 by continental weathering. Geology, 32: 157–160

Cullers R L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51: 181–203

Delaney M L. 1998. Phosphorus accumulation in marine sediments and the oceanic phosphorus cycle. Glob Biogeochem Cy, 12: 563–572

Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. Geochim Cosmochim Acta, 56: 1317–1329

Dinis P A, Garzanti E, Hahn A, Vermeesch P, Cabral-Pinto M. 2020. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. Earth-Sci Rev, 201: 103039

Föllmi K B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth-Sci Rev, 40: 55–124

Fu X G, Wang J, Feng X L, Wang D, Chen W B, Song C Y, Zeng S Q. 2016a. Early Jurassic carbon-isotope excursion in the Qiangtang Basin (Tibet), the eastern Tethys: Implications for the Toarcian Oceanic anoxic event. Chem Geol, 442: 62–72

Fu X G, Wang J, Tan F W, Chen M, Li Z X, Zeng Y H, Feng X L. 2016b. New insights about petroleum geology and exploration of Qiangtang Basin, northern Tibet, China: A model for low-degree exploration. Mar Pet Geol, 77: 323–340

Fu X G, Wang J, Zeng S Q, Feng X L, Wang D, Song C Y. 2017. Continental weathering and palaeoclimatic changes through the onset of the Early Toarcian oceanic anoxic event in the Qiangtang Basin, eastern Tethys. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 487: 241–250

Fujisaki W, Sawaki Y, Yamamoto S, Sato T, Nishizawa M, Windley B F, Maruyama S. 2016. Tracking the redox history and nitrogen cycle in the pelagic Panthalassic deep ocean in the Middle Triassic to Early Jurassic: Insights from redox-sensitive elements and nitrogen isotopes. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 449: 397–420

Goryacheva A A, Zorina S O, Ruban D A, Eskin A A, Nikashin K I, Galiullin B M, Morozov V P, Mikhailenko A V, Nazarenko O V, Zayats P P. 2018. New palynological data for Toarcian (Lower Jurassic) deep-marine sandstones of the Western Caucasus, south-western Russia. Geologos, 24: 127–136

Han Z, Hu X M, Kemp D B, Li J. 2018. Carbonate-platform response to the Toarcian Oceanic Anoxic Event in the southern hemisphere: Implications for climatic change and biotic platform demise. Earth Planet Sci Lett, 489: 59–71

Helby R, Morgan R, Partridge A D. 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. Memoir Assoc Austral Palaeontol, 4: 1–94

Hermoso M, Le Callonnec L, Minoletti F, Renard M, Hesselbo S P. 2009. Expression of the Early Toarcian negative carbon-isotope excursion in separated carbonate microfractions (Jurassic, Paris Basin). Earth Planet Sci Lett, 277: 194–203

Hermoso M, Pellenard P. 2014. Continental weathering and climatic changes inferred from clay mineralogy and paired carbon isotopes across the early to middle Toarcian in the Paris Basin. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 399: 385–393

Hesselbo S P, Jenkyns H C, Duarte L V, Oliveira L C V. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). Earth Planet Sci Lett, 253: 455–470

Hesselbo S P, Pieńkowski G. 2011. Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). Earth Planet Sci Lett, 301: 365–372

Howarth M K. 1992. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. Monogr Palaeontogr Soc Lond, 2: 107–200

Hu B, Zhang C X, Wu H B, Hao Q, Guo Z T. 2019. Clay mineralogy of an Eocene fluvial-lacustrine sequence in Xining Basin, Northwest China, and its paleoclimatic implications. Sci China Earth Sci, 62: 571–584

Ingall E, Kolowith L, Lyons T, Hurtgen M. 2005. Sediment carbon, nitrogen and phosphorus cycling in an anoxic fjord, Effingham Inlet, British Columbia. Am J Sci, 305: 240–258

Izumi K, Endo K, Kemp D B, Inui M. 2018. Oceanic redox conditions through the late Pliensbachian to early Toarcian on the northwestern Panthalassa margin: Insights from pyrite and geochemical data. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 493: 1–10

Izumi K, Miyaji T, Tanabe K. 2012. Early Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event recorded in the shelf deposits in the northwestern Panthalassa: Evidence from the Nishinakayama Formation in the Toyora area, west Japan. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 315-316: 100–108

Jenkyns H C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. Am J Sci, 288: 101–151

Jenkyns H C, Clayton C J. 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. Sedimentology, 44: 687–706

John C M, Banerjee N R, Longstaffe F J, Sica C, Law K R, Zachos J C. 2012. Clay assemblage and oxygen isotopic constraints on the weathering response to the Paleocene-Eocene thermal maximum, east coast of North America. Geology, 40: 591–594

Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Res, 73: 27–49

Kemp D B, Coe A L, Cohen A S, Schwark L. 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. Nature, 437: 396–399

Kemp D B, Izumi K. 2014. Multiproxy geochemical analysis of a Panthalassic margin record of the early Toarcian oceanic anoxic event (Toyora area, Japan). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 414: 332–341

Kimura T. 1998. Relationships between inorganic elements and minerals in coals from the Ashibetsu district, Ishikari coal field, Japan. Fuel Process Technol, 56: 1–19

Mantovani M, Escudero A, Becerro A I. 2010. Effect of pressure on kaolinite illitization. Appl Clay Sci, 50: 342–347

McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, Hanson G N. 1993.

Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson M J, Basu A, eds. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Paper, 284. 21–40

McLennan S M, Taylor S R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. J Geol, 99: 1–21

Meng Q T, Liu Z J, Bruch A A, Liu R, Hu F. 2012. Palaeoclimatic evolution during Eocene and its influence on oil shale mineralisation, Fushun basin, China. J Asian Earth Sci, 45: 95–105

Montero-Serrano J C, Föllmi K B, Adatte T, Spangenberg J E, Tribovillard N, Fantasia A, Suan G. 2015. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 429: 83–99

Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299: 715–717

Nikitenko B L, Devyatov V P, Lebedeva N K, Basov V A, Fursenko E A, Goryacheva A A, Peshchevitskaya E B, Glinskikh L A, Khafaeva S N. 2018. Jurassic and Cretaceous biostratigraphy and organic matter geochemistry of the New Siberian Islands (*Russian Arctic*). Rus Geol Geophys, 59: 168–185

Pálfy J, Smith P L. 2000. Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. Geology, 28: 747

Palliani R B. 1997. Toarcian sporomorph assemblages from the Umbria-Marche Basin, central Italy. Palynology, 21: 105–121

Redfield A C. 1958. The biological control of chemical factors in the environment. Am Sci, 46: 205–222

Remírez M N, Algeo T J. 2020. Carbon-cycle changes during the Toarcian (Early Jurassic) and implications for regional versus global drivers of the Toarcian oceanic anoxic event. Earth-Sci Rev, 209: 103283

Reolid M, Emanuela M, Nieto L M, Rodríguez-Tovar F J. 2014. The Early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the external subbetic (Southiberian Palaeomargin, Westernmost Tethys): Geochemistry, nannofossils and ichnology. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 411: 79–94

Rietveld H M. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. J Appl Crystallogr, 2: 65–71

Ruebsam W, Münzberger P, Schwark L. 2014. Chronology of the Early Toarcian environmental crisis in the Lorraine Sub-Basin (NE Paris Basin). Earth Planet Sci Lett, 404: 273–282

Singer A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. Earth-Sci Rev, 15: 303–326

Suan G, Nikitenko B L, Rogov M A, Baudin F, Spangenberg J E, Knyazev V G, Glinskikh L A, Goryacheva A A, Adatte T, Riding J B, Föllmi K B, Pittet B, Mattioli E, Lécuyer C. 2011. Polar record of Early Jurassic massive carbon injection. Earth Planet Sci Lett, 312: 102–113

Wedepohl K H. 1991. The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals. In: Merian E, ed. Metals and Their Compounds in the Environment. Weinheim: VCH-Verlagsgesellschaft. 3–17

Wignall P B, Bond D P G, Kuwahara K, Kakuwa Y, Newton R J, Poulton S W. 2010. An 80 million year oceanic redox history from Permian to Jurassic pelagic sediments of the Mino-Tamba terrane, SW Japan, and the origin of four mass extinctions. Glob Planet Change, 71: 109–123

Xu W M, Ruhl M, Jenkyns H C, Leng M J, Huggett J M, Minisini D, Ullmann C V, Riding J B, Weijers J W H, Storm M S, Percival L M E, Tosca N J, Idiz E F, Tegelaar E W, Hesselbo S P. 2018. Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon-cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK). Earth Planet Sci Lett, 484: 396–411

Yang J H, Jiang S Y, Ling H F, Feng H Z, Chen Y Q, Chen J H. 2004. Paleoceangraphic significance of redox-sensitive metals of black shales in the basal Lower Cambrian Niutitang Formation in Guizhou Province, South China. Prog Nat Sci, 14: 152–157

(责任编委: 谢树成)