

白垩纪大洋缺氧事件:研究进展与未来展望

黄永建, 王成善, 顾健

中国地质大学青藏高原地质研究中心, 北京, 100083

内容提要:白垩纪古海洋中分别在 Aptian-Albian、Cenomanian-Turonian 和 Coniacian-Santonian 期间发生多次大洋缺氧事件 (Oceanic Anoxic Events, OAEs), 分别被称为 OAE1、OAE2 和 OAE3, 而 OAE1 又可以划分为 OAE1a, 1b, 1c 和 1d 四次, 其中 OAE1a 和 OAE2 达到全球规模。白垩纪大洋缺氧事件一般对应海相碳酸盐岩的碳同位素正偏、海洋生物的快速更替和富有机质黑色页岩的大规模分布, 指示了大范围的古环境古气候变化。虽然历次大洋缺氧事件在成因上具有一定的差异, 但是一般认为与白垩纪时期海底大规模火成岩省的活动有关。大规模火成岩省活动将带来大气-海洋系统中 CO₂ 的上升, 地表风化和水循环的加速, 从而造成海洋中营养元素的过剩输入, 引发海洋生产力的升高, 诱发海洋中缺氧条件的发生。而大洋缺氧条件下, 由于碳-氧-硫-磷等元素之间的耦合循环关系, 在大洋缺氧和海洋生产力之间形成快速的正反馈关系, 有可能是白垩纪大洋缺氧事件得以达到全球规模的促进因素 (如 OAE1a 和 OAE2)。不同时期的大洋缺氧事件对白垩纪大气-海洋系统的发展具有不同的意义: OAE1a 标志着白垩纪中期极端温室气候的开始, OAE2 前后是温室气候的高潮时期, 而 OAE3 的发生则伴随白垩纪温室气候的减弱。由于历次大洋缺氧事件产生的大规模有机碳的埋藏, 对大气-海洋系统产生了深刻的影响, 其主要作用是导致大气海洋系统中 CO₂ 的下降、O₂ 上升, 以及伴随而来的全球变冷和海洋氧化能力的增强。虽已历经 30 多年的研究, 白垩纪大洋缺氧事件的前因和后果还未完全阐明, 后续研究中将继续对重点的缺氧事件如 OAE1(a, b, c, d)、OAE2 和 OAE3, 开展多学科的研究, 获取缺氧事件发生期间的古大气 CO₂ 浓度、海水温度、营养状况、生物种类及其海平面变化等方面的信息。大洋缺氧事件的陆相响应方面的研究也已经陆续开展, 我国科学家可望在这方面有所作为。

关键词: 白垩纪; 大洋缺氧事件; 研究进展

白垩纪时期的地球系统总体上处于温室气候状态, 并发生一系列重大地质事件, 被国际地学界认为是研究地球系统科学的典型范例时期, 并将其命名为“白垩纪世界”(The Cretaceous World, Skelton, 2003)。白垩纪古海洋中曾多次发生的“大洋缺氧事件”(Oceanic Anoxic Events, OAEs), 即大洋底层水多次处于贫氧乃至缺氧状态, 造成富有机质黑色页岩在各大洋盆地广泛分布 (Schlanger 和 Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980)。由于白垩纪大洋缺氧事件关系到碳-氧循环、古海洋-古气候变化等一系列重大科学问题, 虽历经 30 多年的研究, 在取得大量成果的同时, 引发人们对地球系统中更多科学问题的思考 (Jenkyns, 2006)。本文目的在于对白垩纪几次主要大洋缺氧事件 (Aptian-Albian 缺氧

事件、Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件、Coniacian-Santonian 缺氧事件, 图 1) 的研究现状进行一次简要评述, 分析其异同点; 但更重要的是提取白垩纪大洋缺氧事件的共性和联系, 推进对白垩纪古海洋/气候系统变化的综合研究。

1 Aptian-Albian 时期大洋缺氧事件

Aptian-Albian 时期发生多次的大洋缺氧事件, 总称 OAE1。比较显著的黑色页岩沉积可以大体上划分为 a、b、c、d 四次, 其中 OAE1a (Selli 层) 可能具有全球的规模 (Jenkyns, 1980)。根据对全球各个不同地点的黑色页岩的研究, 证实 OAE1a 很可能是一次古海洋生产力事件, 并且标志着白垩纪温室气候的开始, 其发生、发展过程表现出极为复杂的性

注: 本文为国家重大基础研究计划项目 (编号 2006CB701406)、国家自然科学基金青年项目 (编号 40403003)、国家自然科学基金重点项目 (编号 40332020)、国际地球科学计划 (编号 IGCP 555) 资助的成果。

收稿日期: 2007-08-28; 改回日期: 2007-11-02; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 黄永建, 男, 1974 年生。2002 年于成都理工大学获工学博士学位, 现在中国地质大学 (北京) 从事白垩纪古海洋变化方面的研究工作。

通讯地址: 100083, 北京市学院路 29 号中国地质大学 (北京) 青藏高原研究中心。电话/传真: 010-8232 2171; Email: huangyj@cugb.edu.cn。

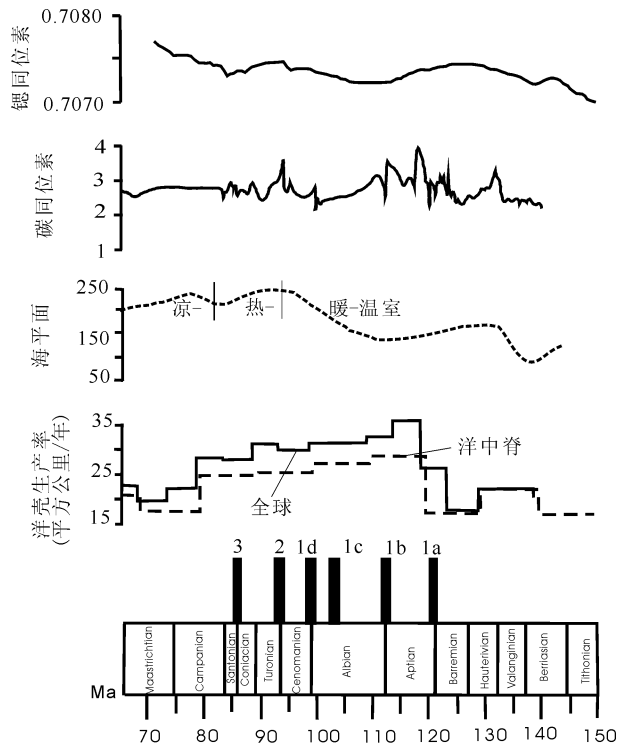


图1 白垩纪中期大洋缺氧事件与古海洋地质-地球化学记录(据黄永建,2007)(标识1a,1b,1c,1d,2,3的黑色矩形所分别表示所发生的大洋缺氧事件期次,具体含义见文中说明)

Fig. 1 Oceanic anoxic events and geological and geochemical records in the paleocean (According to Huang, 2007) (The occurrences of oceanic anoxic events were designated as the rectangle with the sign of 1a, 1b, 1c, 1d, 2, 3. See the text for more details)

质(Larson和Erba,1999)。例如OAE1a的启动首先由一个剧烈的 ^{13}C 负异常($0.5\text{‰}\sim 3.0\text{‰}$)开始, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同时降低,沉积物中痕量元素急剧升高,钙质超微生物出现灭绝,然后是突然增加和长期的 ^{13}C 正偏($>2\text{‰}$)和短时期的黑色页岩沉积(Slifer,1989a;Bralower等,1994;Menegatti等,1998;Jones和Jenkyns,2001)。一般推断OAE1a的发生和发展都与Ontong-Java太平洋超级地幔柱的喷发有关(Larson,1991a;1991b;Larson和Erba,1999)。OAE1a启动时期的 ^{13}C 负异常,很可能就是由于海底大规模火成岩省(Large Igneous Provinces, LIPs)活动,导致大陆边缘沉积物中甲烷水化合物的分解而引起的(Jahren等,2001)。大规模LIPs活动的结果,引起大气中 CO_2 浓度升高、地表风化和水循环加速,造成大洋营养物质的过剩输入,大洋中钙质生物钙化速度的降低和硅质生物的大幅度繁盛,引起碳酸盐台地的沉没和黑色页岩沉

积的发生(Weissert等,1998)。

OAE1b的多次黑色页岩沉积大都局限于墨西哥、北大西洋和地中海地区(Arthur和Premoli Silva,1982;Premoli Silva等1989;Bralower等,1997,1999)。这段时期的主要气候特点是Aptian末期气候变冷和海平面下降,以及随后Albian早期海平面的上升(Weissert和Lini,1991;Weissert等,1998)。这一点从海相碳酸盐的 ^{13}C 演化可以得到清楚的表现(图1)。研究发现, ^{13}C 在OAE1a之后继续上升,表明中Aptian时期有机碳的埋藏持续增加,与海平面的上升趋势相一致;然后是 ^{13}C 偏低的时期(中晚Aptian),然后在晚Aptian再次增加;在Aptian末期再次亏损,随后在Aptian早期可能开始回升。Weissert和Lini(1991)将Aptian中晚期的碳同位素负偏归之于全球变冷、冰川的发育和海平面下降。Aptian和Aptian-Albian转换时期澳大利亚冰砾的出现和低温支持了高纬度冰川存在的证据(Frakes,1999)。

研究表明OAE1b的成因与OAE1a表现出一定的差别,突出表现在OAE1b并非一次迅速完成的事件,而是存在多期的黑色页岩层。Erbacher等(2001)提供了ODP1049站点(北大西洋西赤道)OAE1b段(相当于法国Vocontian盆地Paquier层)的浮游和底栖有孔虫稳定同位素资料,表明浮游-底栖有孔虫的 O^{18} 出现突然的正偏,因而提出可能由于表层水温升高或者陆地淡水输入增加,造成水柱分层的加剧,使得底层水缺氧,因此其形成条件可能与Plio-Pleistocene时期的地中海的腐殖泥的形成机制相类似。但是另有研究将法国Vocontian盆地中Albian时期Paquier层黑色页岩事件归功于生产力的提高(Breheret,1994;Erbacher等,1998,1999)。此外,在大西洋Blake Nose(Norris等,1998)的1049站点和DSDP511站点(南大西洋Falkland高原),发现了微弱氧化的地层(包括黑色页岩在内)向高度氧化的沉积物的转变(早Albian时期),表明在Albian早期南北大西洋之间存在中层水的交换($<1000\text{m}$)。这些研究表明,在OAE1b的广泛时段内,生产力、气候条件、海平面变化都可以促使有机碳埋藏事件的发生。

OAE1d的黑色页岩在特提斯域广泛分布,南大西洋、南印度洋和东太平洋有零星分布,它与海相有机质的广泛埋藏相联系(Erbacher等,1996;Wilson和Norris,2001)。ODP钻探计划在Blake Nose取得的Albian末期的黑色页岩可与OAE1d

相对比。研究表明黑色页岩成因可能与同时期上层水柱分层的破坏有关,而这种破坏主要是由于冬季混合的加速和夏季分层的减弱所引起的(Wilson 和 Norris, 2001)。当时温跃面生活的 *Rotolipora* 的同位素资料表明中层水的温度的升高也是引起这种密度失衡的原因之一。另一次可能是缺氧事件发生在中 Cenomanian 的特提斯域,与¹³C 正偏(~1‰)、海相有机质埋藏和放射虫的灭绝事件(Erbacher 等, 1996; Stoll 和 Schrag, 2000)相联系。应该注意到的是大量的碳同位素正偏现象(~1~2‰, Weissert 和 Lini, 1991; Weissert 等, 1998; Stoll 和 Schrag, 2000; Wilson 和 Norris, 2001)、放射虫的绝灭事件(Erbacher 等, 1996)集中或者靠近于 OAE1b 和 OAE1d 时期,表明了大范围的环境变化。

早 Albian 晚期的 *Biticinella Bioggensis* 生物带中的 OAE1c 已经在意大利、美国 Western Interior Seaway、澳大利亚 (Toolebue) 有所发现, 主要与陆源有机质的积累有关, 而研究程度较低(Pratt 和 King, 1986; Bralower 等, 1993; Coccioni 和 Galeonti, 1993; Erbacher 等, 1996)。

2 Cenomanian-Turonian 大洋缺氧事件

处于 C-T 界线之交的 OAE2 是白垩纪最为显著的缺氧事件之一, 富有机质沉积物广泛出现在一系列的沉积环境中(Schlanger 等, 1987); 南大西洋的缺氧条件甚至延伸到了光合作用带(Sinninghe Damste 和 Koster, 1998)。最初主要根据生物地层的证据和地质年代资料的内插, 推断 OAE2 的持续时间为 500~800 ka (Arthur, 1988) 和 400ka (Caron 等, 1999)。近来应用旋回地层学方法估计事件的持续时间, 得到更为准确的估算结果。例如估计 OAE2 在美国科罗拉多 Western Interior Seaway 持续了 720 ka (Meyers 等, 2002)、在摩洛哥塔法亚盆地持续了 400 ka (Kuhnt 等, 1997), 而在加拿大西部则为 320 ka (Prokoph 等, 2001)。OAE2 的主要特点是在有机质和碳酸盐中都出现显著的正偏(分别为 6‰ 和 2‰, Arthur 等 1988; Jenkyns 等, 1994), 从而表现为全球碳循环的大规模扰动, 可能与有机碳的大规模埋藏有关(Schlanger 和 Jenkyns 1976; Jenkyns 1980; Arthur 等, 1988; Weissert 和 Lini 1991; Jenkyns 等, 1994)。同时期的海水锶同位素比值出现显著的下降, 可能与海底火山的活动相关(Jones 和 Jenkyns,

2001)。例如在北美 Western Interior Seaway 可以发现 C/T 界限出现大量的火山灰沉积, 可以证明海底扩张和俯冲的加速(Kuffman 和 Caddwell, 1993)。热水活动加强的其他证据包括泥灰岩和黑色页岩中元素含量的升高(Snow 和 Duncan, 2001)。这次事件引起了同时期海相浮游生物-主要是具有旋脊的浮游有孔虫 *Rotalipora* 的绝灭。

OAE2 代表了地球气候历史上一次主要的转折(Jenkyns 等, 1994; Norries 和 Wilson 1998)。由于大洋扩张速率的升高和洋中脊体积的增加, 导致大洋体积的减少, 使得自 Aptian 以来的海平面上升了 130~350 m (Kominz, 1984; Larson, 1991a, b), 形成了世界范围的温暖、较浅的陆表海的形成。由于火山排气作用的进行, 大气 CO₂ 是当今含量的 3~12 倍(Berner, 1994)。陆地和海洋的古气候指标显示白垩纪是 200 m. a. 以来最为温暖的时期(Frakes 等, 1992; Huber 等, 1995)。高温导致浅表海蒸发作用的大大加快, 从而导致水循环的加速和营养元素输入的增加(F? lli 等, 1996)。近年来的研究证实, 在 OAE2 的发展过程中, 伴随了 40%~80% 的 CO₂ 的降低(Kuypers 等, 1999)、全球温度的降低(Arthur 等, 1988) 等事件, 可能是大西洋亚热带和特提斯边缘盆地中有机质大量埋藏的结果(Arthur 等, 1988; Jenkyns 等, 1994; Kuypers 等, 1999)。但是由于 Cenomanian 晚期的沉积速率一般较低, 而且时常存在沉积间断, 因此一系列的事件之间的前后关系还需要很好的排列。但是根据 Kuhnt 等(2005)对高沉积速率的摩洛哥塔法亚盆地的在 C-T 界限大洋缺氧事件的研究, 发现在 OAE2 缺氧事件发展过程中具有如下事件序列(图 2 中 Stage 1~7, Kuhnt 等, 2004): ① 全球碳偏移的启动; ② C₃ 向 C₄ 高等植物的转变, 对应 CO₂ 的降低(处于第一个偏移峰值之前), 同时期的全球碳偏移增加; ③ 碳偏移出现第一次峰值; ④ 氧同位素曲线出现海水温度的主要增温; ⑤ 浮游有孔虫 *Rotalipora* 种属的绝灭, 对应于温度的极值; ⑥ 在所维持的¹³C 高平台处出现有机碳埋藏的最高值; ⑦ 碳同位素偏移复苏过程中的显著的降温过程。

关于 OAE2 的成因, 仍然是广大古海洋学家所孜孜不倦的话题。一系列的研究人员认为, 在 OAE2 发生期间, 海底大规模火山活动为海水带来了包括铁元素在内的丰富的营养物质, 造成了大洋生产力的提高, 因而对 OAE2 的发生具有一定的贡献(Sinton 和 Duncan, 1997; Kerr, 1998); 但是海底

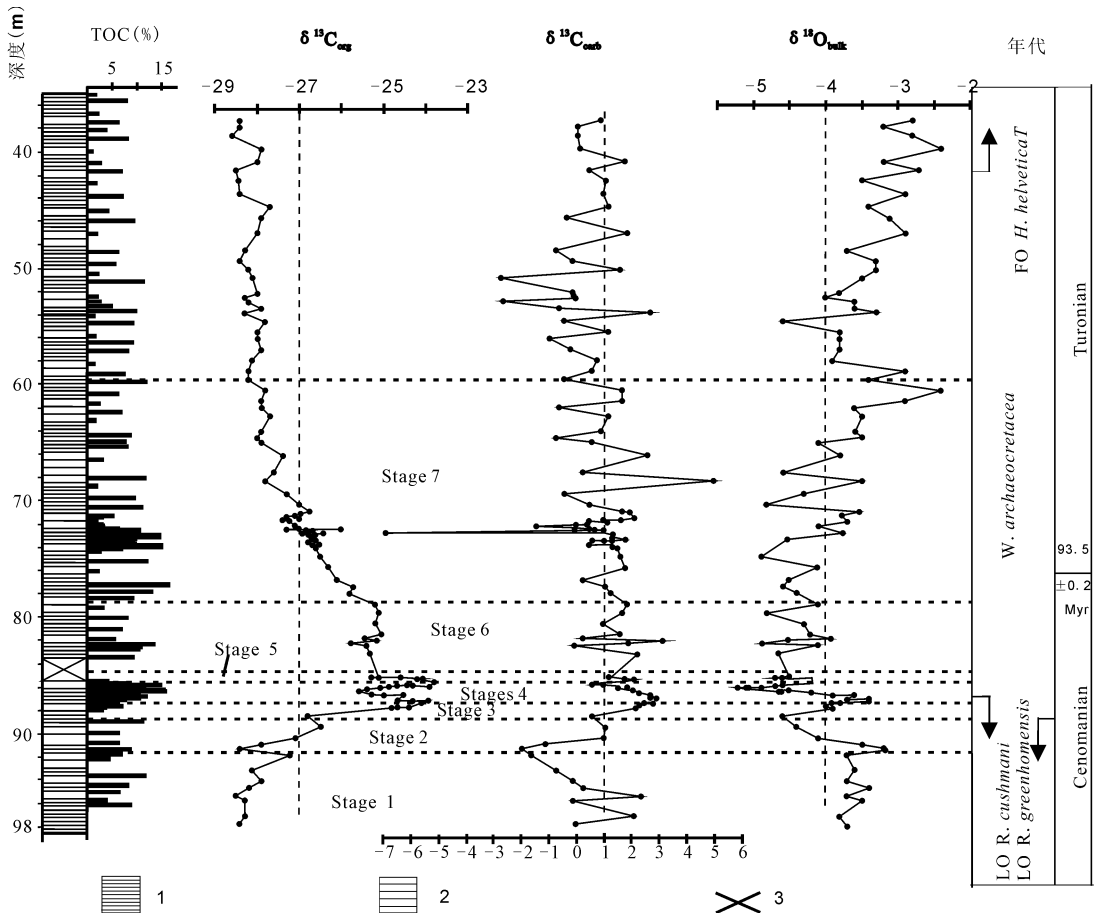


图2 OAE2 发生过程中的事件序列 (据 Kuhnt 等, 2004)

Fig. 2 Events series during the occurrence of OAE2 (According to Kuhnt et al., 2004)

大规模火山活动与 OAE2 之间的确切关系, 还需要确切的阐明 (Larson 和 Erba, 1999)。因此另外有人提出 OAE2 的发生可能主要是由于富营养的中层水-底层水的上涌, 引发海洋大面积生产力上升而引起的。Huber 等 (1999, 2002) 发现北大西洋中层水 (500~1000m) 温度在 Cenomanian 末期突然从 15°C 上升到 20°C , 这是白垩纪中层水温度的最高值。Meyers 的资料表明, 黑色页岩中较低的 ^{15}N 表明富营养的缺氧底层水进入到了大洋表层, 表明 OAE2 期间大洋生产力的提高 (Meyers 等, 2002)。Cenomanian 末期水柱密度梯度的失衡, 可能是引起深水上涌、浮游有孔虫灭绝的主要原因, 也是营养元素迅速进入垂直交换的必要条件 (Leckie 等, 1998; Huber 等, 1999)。从生物地球化学的角度来看, 由于缺氧条件下沉积物中磷的优先释放所引起的碳-磷循环的正反馈效应 (Van Cappellen 和 Ingall, 1994), 可能也是 OAE2 的成因。Mort 和 Adatte 等 (2007) 通过对特提斯和大西洋域几个典型剖面的活性磷埋藏研究, 发现在 OAE2 发生的高峰阶段的确

出现了活性磷埋藏相对减少的现象, 证实了该机制的存在。Nederbragt 等 (2004) 通过对摩洛哥塔法亚盆地剖面的研究, 同样发现上述现象; 并通过地球化学的模拟工作, 发现只有当存在活性磷缺氧状态下的优先释放时, 才能够解释 OAE2 期间显著的碳同位素正偏现象。因此 OAE2 的高生产力可以归之于: 中深层水循环的改变 (深水源区), 并有营养元素的火山输入; C/T 时期广泛的海侵, 温暖的中底层水的缺氧进一步促进了有机碳的广泛埋藏; 碳-磷等元素之间生物地球化学循环的反馈机制等。

3 Coniacian-Santonian 大洋缺氧事件研究

除了对 OAE1 和 2 的研究之外, 近年来对原本划分的第三次缺氧事件、也就是 Coniacian-Santonian 大洋缺氧事件也开展了积极的研究 (Wagner 等, 2004)。Coniacian-Santonian 缺氧事件总共历时 $\sim 2.3\text{ Ma}$ (87.3~84.6 Ma), 表明 OAE3 并不是像 OAE1a 或者 OAE2 那样迅速完成的事

件,而是如同 OAE1b 那样被属于被延长了的事件 (Leckie 等,2002)。OAE3 还是白垩纪长期气候系统演化的一个重要的转折,代表了从白垩纪温室气候向古新世变冷的一个转变 (Huber 等,2002)。在 OAE3 期间,虽然深部大洋盆地已经处于相当氧化的状态,但是大西洋沿岸的几个边缘海盆地维持最小缺氧层 (OMZ, oxygen minimum zone) 扩张的状态;同时期的富有机质黑色页岩甚至扩展到北极的格陵兰和加拿大地区。虽然许多这些 Coniacian-Santonian 时期的黑色页岩的分布范围不如 OAE1 和 2 那样广泛,但是仍然被归结为 OAE3 的产物 (Arthur 等,1990),同时期的海相碳酸盐出现较为显著的正偏。Wagner 等 (2004) 的研究发现,Coniacian-Santonian 期间的热带大西洋地区非常缺氧,在光合作用带都出现了硫化条件 (PZE, Photic Zone Euxinia),如同在 OAE2 期间那样,只不过分布的地理区域和时间上受到一定的限制。Hoffmann (2004) 的研究发现,热带大西洋地区的 OAE3 体现为一种周期性的沉积,黑色页岩沉积旋回由一个 ~10ka 的黑色页岩沉积和随后的 ~12 ka 的背景沉积所构成。经过详细的分析研究发现,在所研究的西非赤道大西洋地区,OAE3 黑色页岩沉积显然受到陆地地表径流的变化控制,因而是气候系统波动的产物,可以与地中海 Pliocene-Pleistocene 的腐殖质的形成相类似 (Beckman 等,2005),在本质上与 OAE1b 的成因具有类似的关系。更为重要的是,关于 OAE3 的持续研究证明了白垩纪温室气候系统的典型的动态特征。

4 大洋缺氧事件的共性与联系

国际上的大洋缺氧研究至今已经将近三十余年,但是对列次大洋缺氧事件的成因研究还远未具有一个统一的意见。在缺氧事件研究的早期,主要进行富有机质地层的岩石学、年代学、海陆分布以及初步的地球化学工作,发现该套地层的一般呈黑色,层状纹理发育、缺乏生物扰动构造,有机碳异常富集,最高可达 30%,因而将其命名为黑色页岩 (Arthur 和 Sageman, 1994)。为解释富碳地层中的高有机碳含量及其广泛分布,Schlanger 和 Jenkyns (1976) 提出主要是由于大洋洋流的停滞、底层大洋氧气供应不足而导致海洋氧含量最小层 (Oceanic oxygen minimum, OMZ) 的扩张,使得深部大洋缺氧而导致的有机碳的高效率保存——此之谓大洋缺氧事件的“保存模式”。后来由于化学地层学 (特别

是碳同位素地层学) 和古生物学工作的深入,发现黑色页岩广泛分布的时期一般对应于全球海相碳酸盐碳同位素的正偏 (Jenkyns, 1980a)、海洋底栖生物的绝灭和浮游生物的大幅度更替 (Leckie 等,2002),表明大洋缺氧事件对应着全球大洋中碳库的显著转移,并且在缺氧事件期间一般对应着海洋生产力的提高 (Erba, 2004; Leckie 等,2002),因此黑色页岩的形成及其大规模分布远非单单大洋缺氧层的扩张那么简单,很可能是海洋生产力在短时期内迅速提升的产物——此之谓大洋缺氧事件的“生产力模式”。这两个模式的根本区别在于,前者要求一个近乎停滞的大洋;而后者要求洋流循环的加速,以便大洋底部的营养元素能够被输送到海洋的表层,促进生产力的提高 (Erba, 2004; Leckie 等,2002)。到 1990 年代之后,随着大洋钻探的持续进行,人们发现 OAEs 期间常常伴随海底大规模火成岩省 (LIPs) 的活动和高洋中脊生产速率 (Larson, 1991a, b),因而进一步将 OAEs 的发生和 LIPs 的活动联系起来 (Larson 和 Earba, 1999; Kerr, 1998),提出由于 LIPs 的活动,不仅可能引起大洋中溶解氧的消耗,引发大洋底层水的缺氧;而且可能带来大量的营养元素 (Sinton 和 Duncan, 1997; Kerr, 1998),引起海洋生产力的提高 (图 3)。LIPs 活动还伴随了大量 CO₂ 的释放、温室效应的加剧,可能引起地表化学风化的加速和活性磷的输入的增加,对于大洋生产力的提高也是极为有利的 (F?llmi, 1995; 1996)。Van Cappellen 和 Ingall (1994)、Nederbragt 等 (2004) 则通过生物地球化学工作和 OAE2 的实例研究,提出大洋的缺氧能够有力地提高海洋中营养元素的利用效率,从而提高大洋的生产力,由此将“生产力”和“保存模式”统一起来 (图 3)。此外 Sarmiento (1988)、Hotkinski 等 (2000) 等人则通过海洋箱式模型方法,对古海洋缺氧进行了理论上的探讨,提出高纬度生产力的提高和底层水形成速率的下降可能会导致大洋的长期缺氧。

此处本着“求同存异”的原则,对白垩纪缺氧事件的共性和联系做出一个简单的归纳:

(1) 主要缺氧事件进行期间,由于大洋中底层水处于缺氧的还原条件,一般对应黑色页岩的广泛分布、大洋底栖-浮游生物的快速更替,同时期的海相碳酸盐碳同位素表现为正偏,表明气候/海洋系统发生的深刻变化。这种变化既可能表现为大洋水柱结构的变化,例如大量底层水的上涌;也表现为地球表

年美国地球科学年会)上进行了热烈的讨论,并达成了一定的共识。

就总的方向而言,白垩纪大洋缺氧事件研究将仍然围绕导致富有机质沉积的古环境、古气候和古海洋学条件的探讨。目前对有关缺氧事件期间的古大气 CO₂ 浓度、海水温度、营养状况、生物种类及其变化等方面的工作都还需要继续开展。对重点的缺氧事件如 OAE1(a, b, c, d)、OAE2 和 OAE3,以及其他时段的 OAEs(如 Weissert OAE)应继续开展多学科的研究,并且在研究中应着重关注如下内容:

(1)白垩纪历次大洋缺氧事件的分布的时空范围及其主控因素;

(2)控制 OAEs 发生、发展的时间尺度的主要因素(构造、气候、地球轨道参数),以及 OAEs 发生的诱导因素(海平面、温度、洋流、海道开合);

(3)OAEs 发生期间在水柱和沉积物表层中发生的物理、化学和生物方面的变化,对有机质生产、保存的影响,以及主要生物地球化学过程的演变;

(4)历次的 OAEs 产生的大规模有机碳埋藏对全球碳循环的扰动及其后果;

(5)缺氧事件在陆地(湖泊体系)中的响应。

受地域分布范围的限制,我国白垩系海相地层分布范围相对狭小,限于藏南和新疆等地。我国学者已经对藏南白垩系中的缺氧事件开展了较多的工作,为国际学术界报道了“已经消失了的东特提斯洋”中的大洋缺氧事件(特别是 OAE2)的存在,后续工作可按照上述思路开展,继续将相关研究推向深入。事实上我国科学家对白垩纪大洋缺氧事件研究的贡献尚不限于此。以我国学者领衔的两项国际地质对比计划项目(IGCP 463—上白垩统大洋红层,IGCP 494—白垩纪中期贫氧-氧化沉积转变)为契机,我国学者发现在白垩纪大洋缺氧事件之后的远洋-半远洋环境中,通常会出现多套氧化性的海相红色沉积物的分布,并率先在国际上提出了“白垩纪大洋红层”的科学概念(Wang 等, 2005; Hu 等, 2005),并指出白垩纪大洋红层的形成和大规模分布,可能与白垩纪大洋缺氧事件之后的大气-海洋系统中 CO₂ 含量下降、氧气含量上升、以及相伴随的全球变冷和洋流循环的改变有关(Wang 等, 2007)。中国学者对白垩纪大洋红层的研究,为白垩纪大洋缺氧事件的研究提供了新的视角,并得到国际同行的一致首肯和高度赞赏(Foellmi, 2005, 第七届国际白垩纪会议总结报告)。

从另一方面来看,我国白垩纪地层主体上为陆

相,因而具备开展白垩纪大洋缺氧事件陆相响应研究的优越条件。例如我国的松辽盆地具有面积大(26 万平方公里)、地层发育齐全、研究程度较高的优点,是开展白垩纪大洋缺氧事件的陆相响应研究的理想地区。松辽盆地是我国最大的油田-大庆油田的所在地,油田的主力烃源岩为青山口组一段和嫩江组一、二段,被已有研究中确定为白垩纪大洋缺氧事件在陆地沉积体系的响应(王璞珺等, 2001; 万晓樵等, 2005)。当前正在松辽盆地开展的“白垩纪大陆科学钻探工程”,将获取松辽盆地泉头组四段之上到白垩纪末期的 2600 米以上的连续岩芯,并将对所获取的岩芯材料开展一系列的研究工作,预计包括大洋缺氧事件陆相响应在内的一系列科学问题将得到更有力的回答。

致谢:本文构思和准备过程中曾得到英国牛津大学 Hugh Jenkyns 教授、瑞士纳萨泰尔大学 Karl Foellmi 教授、美国科罗拉多大学 William Hay 教授的大力指导;成都理工大学李祥辉教授、南京大学胡修棉副教授曾与笔者就相关问题进行长期的交流和讨论,在此一并表示感谢。论文得到国家重大基础研究计划项目(2006CB701406)、国家自然科学基金青年项目(40403003)、国家自然科学基金重点项目(40332020)、国际地球科学计划(IGCP 555)资助,特表谢忱。

参 考 文 献

- 黄永建. 2007. 白垩纪中晚期从黑色页岩向大洋红层的转变:从藏南到全球. 北京:中国地质大学(北京)博士后出站报告, 150.
- 万晓樵,李罡,陈丕基,等. 2005. 松辽盆地白垩纪青山口阶的同位素地层标志及其与海相 Cenomanian 阶的对比. 地质学报, 79(2):150~155.
- 王璞珺,刘万洙,单玄龙等. 2001. 事件沉积:导论、实例、应用. 长春:吉林科学技术出版社, 182.
- Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335: 714~717.
- Arthur M A, Sageman B B. 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 22: 499~551.
- Arthur M A, Premoli-Silva I. 1982. Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: Schlanger S O, and Cita M B, ed. *Nature of Cretaceous Carbon-Rich Facies*, Academic, San Diego, California, 7~54.
- Arthur M A, Jenkyns H C, Brumsack H J, and Schlanger S O. 1990. Stratigraphy, geochemistry, and oceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg R N, Beaudoin B, ed. *Cretaceous Resources, Events and Rhythms, Background and Plans for Research*, Kluwer Academic, Norwell, Massachusetts, 75~120.
- Beckmann B, Fl gel S, Hofmann P, Schulz M, Wagner T. 2005.

- Orbital forcing of cretaceous river discharge in tropical Africa and ocean response. *Nature*, 437: 241~244.
- Berner R A. 2004. *The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂*. Oxford University Press, United Kingdom, 150.
- Berner R A, Kothavala Z. 2001. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301: 182~204.
- Bralower T J, CoBabe E, Clement B, Sliter W V, Osburn C L, and Longoria J. 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 418~437.
- Bralower T J, Arthur M A, Leckie R M, Sliter W V, Allard D, and Schlanger S O. 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian. *Palaios*, 9: 335~369.
- Bralower T J, Fullagar P D, Paull C K, Dwyer G S, and Leckie R M. 1997. Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections. *Geological Society of America, Bulletin*, 109: 1421~1442.
- Bralower T J, Sliter W V, Arthur M A, Leckie R M, Allard D, and Schlanger S O. 1993. Dysoxic/ anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous), In: Pringle M S, ed. *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism*. Geophysical Monograph Series, Volume 77, AGU, Washington, D. C., 5~37.
- Br h ret J G. 1994. The mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian zone of the French South-East Basin. In: Mascle A, ed. *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, No. 4, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 295~320.
- Caron M, Robaszynski F, Amedro F, Baudin F, Deconinck J F, Hochuli P, Salis P, Nielsen, K., Tribouvillard N. 1999. Estimation de la dur e de l v nement anoxique global au passage C nomanien/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. Soc. g ol. France*, 170: 145~160.
- Coccioni R, and Galeotti S. 1993. Orbitally induced cycles in benthonic foraminiferal morphogroups and trophic structure distribution patterns from the late Albian Amadeus Segment'' (central Italy). *Journal of Micropaleontology*, 12: 227~239.
- Erba E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85~106.
- Erba E, Bartolini A, Larson R L. 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, 32(2):149~152
- Erbacher J, Huber B T, Norris R D, and Markey M. 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, 409: 325~327.
- Erbacher J, Hemleben C, Huber B T, and Markey M. 1999. Correlating environmental changes during early Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology. *Marine Micropaleontology*, 38: 7~28
- Erbacher J, Thurow J, and Littke R. 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24: 499~502.
- Erbacher J, Gerth W, Schmiedl G, and Hemleben C. 1998. Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian-early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research*, 19: 805~826.
- Kaufmann E G, and Caldwell W G E. 1993. The western interior basin in space and time. In: Caldwell W G E and Kauffman E G, ed. *Evolution of the Western Interior Basin*, Geol. Assoc. Can Spec. Pap., 39: 1~30.
- F llmi K B. 1995. 160 m. y. record of marine sedimentary phosphorus burial; Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology*, 23: 859~862.
- F llmi K B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Science Reviews*, 40: 55~124.
- Frakes L A. 1999. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In: edited by Barrera E and Johnson C C, ed. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 332: 49~57.
- Frakes L A, Francis J E, and Syktus J I. 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, New York, 274.
- Hofmann P, Beckmann B, and Wagner T. 2003. A millennial-to centennial-scale record of African climate variability and organic carbon accumulation in the Coniacian-Santonian eastern tropical Atlantic (ODP Site959, off Ivory Coast/Ghana). *Geology*, 31: 135~138.
- Hotkinski R M, Kump L R, Najjar R G. 2000. Opening Pandora's box; the impact of open system modeling on interpretation of anoxia. *Paleoceanography*, 15(3): 267~279.
- Hu X M, Jansa L, Wang C S. 2005. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Tethys; Occurrence, lithofacies, age and environment. *Cretaceous Research*, 26: 3~18.
- Huber BT, Leckie R M, Norris, R D, Bralower T J, and CoBabe E. 1999. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *Journal of Foraminifera Research*, 29: 392~417.
- Huber B T, Norris R D, MacLeod K G. 2002. Deep-sea paleo-temperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123~126.
- Jahren A H, Arens N C, Sarmiento G, Guerrero J, and Amundson R. 2001. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology*, 29: 159~162.
- Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. 1994. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131: 1~34.
- Jenkyns H C. 2006a. Oceanic Anoxic Events: 30 Years on. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract # PP31D-01.
- Jenkyns H C, 2006b. Oceanic Anoxic Events of 30 years study. In: Hu X M, Wang Y D, Huang Y J, ed. *Program and Abstracts of International Symposium on Cretaceous Major Geological Events and Earth System*. Beijing, China, 120.
- Jenkyns H C, 1980. Cretaceous anoxic events; from continents to oceans. *Journal of Geological Society of London*, 137: 171~188.

- Jenkyns H C. 2003. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Paleocene greenhouse world. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 361: 1885~1916.
- Jones C E, Jenkyns H C. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301: 112~149.
- Kerr A C. 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of Geological Society of London*, 155: 619~626.
- Kominz M A. 1984. Oceanic ridge volumes and sealevel change—An error analysis. In: Schlee J S, ed. *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, AAPG Mem., 36: 109~127.
- Kuhnt W, Luderer F, Nederbragt S, Thurow J, Wagner, T. 2004. Orbital-scale record of the late Cenomanian Turonian oceanic anoxic event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 94(1):147~159.
- Kuhnt K, Holbourn A. 2005. Late Cretaceous deep-water benthic foraminiferal biofacies and lithofacies of western and eastern Tethys. *Earth Science Frontier* 26, 81~104 (in Chinese with English Abstracts).
- Kuhnt W, Nederbragt A J, and Leine L. 1997. Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin, Morocco). *Cretaceous Research*, 18: 587~601.
- Kuypers M M M, Pancost R D, and Sinninghe Damste J S. 1999. A large and abrupt fall in atmospheric CO₂ concentration during Cretaceous time. *Nature*, 399: 342~345.
- Larson R L, 1991a. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963~966.
- Larson R L, 1991b. Latest pulse of the Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547~550.
- Larson R L, and Erba E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14: 663~678.
- Leckie R M, Yuretich R F, O. West L O, Finkelstein D, and Schmidt M. 1998. Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In: Dean W E and Arthur M A, ed. *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA*, Concepts in Sedimentology and Paleontology, Society of Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, 6: 101~126.
- Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17: 623~642.
- Menegatti A P, Weissert H, Brown R S, Tyson R V, Farrimond P, Strasser A, and Caron M. 1998. High resolution δ¹³C-stratigraphy through the early Aptian Livello Sellì of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, 13:530~545.
- Meyers S R, Sageman B B, and Hinnov L A. 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 628~644.
- Mort H P, Adatte T, Fllmi KB, Keller G. 2007. Phosphorus and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic anoxic event 2. *Geology*, 35: 483~486.
- Nederbragt A J, Thorrow J, Vonhof H, Brumsack H J. 2004. Modelling oceanic carbon and phosphorus fluxes; implications for the cause of the late Cenomanian Oceanic Anoxic Event (OAE2). *Journal of the Geological Society of London*, 161: 721~728.
- Norris R D. 1998. Recognition and macroevolutionary significance of photosymbiosis in molluscs, corals, and foraminifera. In: Manger W L and Meeks L K, ed. *Isotope Paleobiology and Paleocology*, Paleontol. Soc. Pap., 4, 68~100.
- Norris R D, and Wilson P A. 1998. Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology*, 26: 823~826.
- Pratt L M, and King J D. 1986. Low marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-Cretaceous pelagic deposits from central Italy. *Paleoceanography*, 1: 507~522.
- Premoli Silva I, Erba E, and Tornaghi M E. 1989. Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in mid-Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the fucoid marls (central Italy). *Geobios Mem. Spec.*, 11: 225~236.
- Prokoph A, Villeneuve M, Agterberg F P, and Rachold V. 2001. Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian-Turonian boundary. *Geology*, 29: 523~526.
- Sarmiento L J, Herbert D T. 1988. Causes of anoxia in the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 2:115~128.
- Schlanger S O, Arthur M A, Jenkyns H C, Scholle P A. 1987. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine δ¹³C excursion. In: Brooks J, Fleet A J, ed. *Marine petroleum source rocks*. Geological Society Special Publication, 26: 371~399.
- Schlanger S O, Jenkyns H C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events; cause and consequence. *Geologie en Mijnbown*, 55: 179~184.
- Sinninghe Damste J S, Koster J. 1998. A euxinic southern North Atlantic during the Cenomanian/ Turonian oceanic anoxic event. *Earth Planetary Science Letters*, 158: 165~173.
- Sinton C W, Duncan R A. 1997. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary. *Economical Geology*, 92: 836~842.
- Skelton P W. 2003. *The Cretaceous World*. Cambridge University Press, London, 350.
- Sliter W V. 1989. Aptian anoxia in the Pacific basin. *Geology*, 17: 909~912.
- Snow L J, Duncan R A. 2001. Hydrothermal links between ocean plateau formation and global anoxia, *Eos Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meet. Suppl., abstract OS41A-0437.
- Stoll H M, Schrag D P. 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet. *GSA Bulletin*, 112: 308~319.
- Van Cappellen P, Ingall E D. 1994. Benthic phosphorus regeneration, net primary production and ocean anoxia: A model of coupled marine biogeochemical cycles of carbon and

- phosphorus. *Paleoceanography*, 9: 677~692.
- Wagner T, Sinninghe Damste J S, Hofmann P, and Beckmann B. 2004. Euxinia and primary production in Late Cretaceous eastern equatorial Atlantic surface waters fostered orbitally driven formation of marine black shales. *Paleoceanography*, 19, PA3009, doi: 10.1029/2003PA000898.
- Wang C S, Hu X M, Jansa L. 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic condition. *Cretaceous Research*, 26: 21~32.
- Wang C S, Huang Y J, Hu X M. 2004. Cretaceous oceanic red beds: Implications for paleoclimatology and paleoceanography. *Acta Geologica Sinica*, 78: 873~877.
- Weissert H, Lini A, F lli K B, and Kuhn O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: A possible link. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 189~203.
- Weissert H, Lini A. 1991. Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In: Mueller D W, McKenzie J. A, Weissert H, ed. *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, 173~191.
- Wilson P A, and Norris R D. 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412: 425~429.

Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Research Progress and Forthcoming Prospects

HUANG Yongjian, WANG Chengshan

Research Center for Tibetan Plateau Geology, China University of Geosciences at Beijing, Beijing, 100083

Abstracts

Oceanic Anoxic Events (OAEs) occurred during Aptian-Albian, Cenomanian-Turonian boundary and Coniacian-Santonian, namely the OAE1, 2 and 3, with the OAE1 being further sub-divided as OAE1a, 1b, 1c and 1d. But only the OAE1a and OAE2 arrived at a global scale with others being limited in the Atlantic and Tethyal realm. Cretaceous OAEs were usually corresponded to the positive excursion of carbon stable isotope in the marine carbonates, rapid turnover of marine biota and large scale distribution of organic-carbon enriched black shales, which indicated wide ranges of changes in the paleoenvironment and paleoclimate. Though the exact genesis of each OAE was somehow different, it is usually thought that Cretaceous OAEs may have been related to the igneous activities from the Large Igneous Provinces (LIPs). The CO₂ content would have increased, chemical weathering and hydrological cycle would have been accelerated with the higher input of nutrients to ocean as the results of igneous activities of LIPs occurred at certain times of Cretaceous. The ocean would have got productive and prone to become anoxic in the deep water. The rapid positive feedbacks between the ocean primary productivity and ocean anoxia, due to the coupling of carbon, phosphorus, oxygen and sulfur cycle, would have contribute to the expansion of ocean anoxia to a global scale (for example the OAE1a and 2. The different OAEs might have different implications for the evolution of Cretaceous ocean-atmospheric system; the OAE1a marked the beginning, OAE2 signified the peak, and OAE3 indicated the decline of the greenhouse climate during Cretaceous. Due to enormous burial of organic carbon, the OAEs would have much effect on the atmospheric /oceanic system such as the decrease of CO₂ and increase of O₂, accompanied by the global cooling and enhancement of oxidation potential of the deep ocean. The causes, processes, and consequences of OAEs still need to be elucidated though more than 30 years has passed since it was put forward for the first time. Multidisciplinary studies are to be done for these OAE1 (a, b, c, d), 2 and 3, to get the important information on the CO₂ contents, seawater temperature, nutrient status, the change of sea level and biota when they occurred. The terrestrial response to the OAEs has also been studied in succession. Chinese scientists can contribute much to this issue.

Key words: Cretaceous, Oceanic Anoxic Events, Research Progress