

白垩纪中期异常地质事件与全球变化

胡修棉

南京大学 地球科学系,江苏 南京 210093

HU Xiu-mian

Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

HU Xiu-mian. Middle Cretaceous abnormal geological events and global change. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(2): 222-230

Abstract: The Mid-Cretaceous (125~90 Ma) was one of the warmest greenhouse climate periods of the Phanerozoic, and was characterized by extraordinary igneous events, oceanic anoxia, biotic turnovers and mass extinctions, normal superchron, and oceanic red beds. These geological events were the results of the interactions between the lithosphere, the biosphere and the atmosphere. Each geological event would give rise to a special global change which would play an important role in engendering other events through a system of positive or negative feedbacks. This paper focuses on the introduction of these geological events, the global changes that they caused, and especially climate-ocean system. A special effort is given to the potential linkage and feedback mechanism of these geological events in the the Mid-Cretaceous. It is concluded that the igneous events, such as the emplacement of Large Igneous Provinces were the primary force to cause the abnormal ocean and greenhouse climate through outgas of CO₂, which would have further accelerated the formation of the oceanic anoxia, biotic mass extinctions, and a change in the nature of the sedimentary record.

Key words: Mid-Cretaceous; abnormal geological events; global change; Large Igneous Provinces; oceanic anoxia; oceanic red beds

摘要:白垩纪中期(125~90 Ma)是地质历史中一个极端温室时期,集中出现一系列异常事件。异常事件是地球系统内各圈层相互耦合的产物,事件相互之间不是孤立的,单个事件引起的全球变化对其他事件起着明显的正/负反馈机制作用。文中基于对白垩纪中期异常事件的深入解剖和分析,包括大规模海底火山事件、大洋缺氧事件、生物异常更替与绝灭、白垩纪超静磁带、大洋红层出现等,在探讨白垩纪中期各个事件特征基础上,重点阐述异常事件所引起的全球变化及其对海洋、气候的影响;提出异常事件之间的相互关联与反馈机制。研究发现,大规模海底火山作用是引起白垩纪中期异常海洋和气候的最根本原因,直接促进大洋缺氧事件、生物绝灭与更替、沉积记录的转变等事件的发生。

关键词:白垩纪中期;异常事件;全球变化;大火成岩省;大洋缺氧;大洋红层

中图分类号:P736.2; P534.53 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-2321(2005)02-0222-09

白垩纪中期(125~90 Ma)是地质历史中一个 极其特殊的时期,期间发生的众多异常事件深刻影

收稿日期:2004-10-20;修回日期:2004-12-27

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40302017,40332020);联合国教育科学文化组织地球科学项目 IGCP 494/463

作者简介:胡修棉(1974—),男,博士,副教授,沉积地质学专业,现主要从事沉积地质学与大陆古海洋学教学与科研工作。E-mail:

huxm@nju.edu.cn
万方数据

响着当时的地球表层环境,引起了明显的全球变化,并对其后的地球产生深刻的影响。其中包括白垩纪中期大规模海底火山活动^[1,2]、大洋缺氧事件^[3~5]、生物异常更替与绝灭^[6]、超级静磁期出现^[7,8],并在海洋沉积记录上出现从碳酸盐沉积到黑色页岩沉积的转变以及大洋红层的间断出现等^①。^[9]

近年来有关白垩纪地质、物理、化学、生物、计算机模拟等方面均取得了大量的数据,大大丰富了对白垩纪中期异常事件的认识,同时也为我们更清晰地描绘这一地质历史中的异常时期提供了可能。本文正是基于对白垩纪中期异常事件的深入解剖和分析,揭开白垩纪中期地球面貌及其全球变化特征,在此基础上,提出异常事件之间的关联与反馈机制。

1 海底火山事件

1.1 白垩纪中期海底火山事件

白垩纪中期是大规模海底火山活动时期,其间发生的海底火山事件主要指大洋中脊洋壳生产速率的增加以及大洋板块内大火成岩省的出现,因而白垩纪中期被认为是超级地幔柱发育时期^[1,2]。据研究,白垩纪中期洋壳生产面积是白垩纪晚期生产面

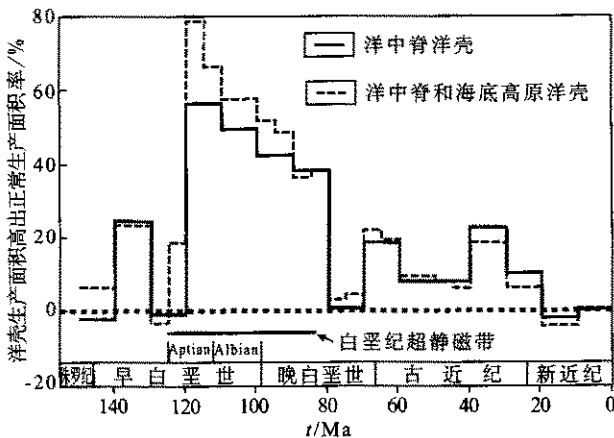


图1 侏罗纪末期以来洋壳生产面积相对于正常生产面积的变化^[2]

Fig. 1 Variability in ocean-crust production rates (by area) at mid-ocean ridge crust and at oceanic plateaus

积的1.8倍^[2](图1)。Cenomanian-Turonian界线时期对应于极高的洋中脊生产率,达 $57 \times 10^6 \text{ km}^3/\text{Ma}$ ^[2](图1);界线之后,洋壳生产速率陡然下降至Campanian-Maastrichtian期的 $24 \times 10^6 \text{ km}^3/\text{Ma}$ ^[2](图1)。

白垩纪中期大火成岩省集中出现,以 Ontong

Java 海底高原、Manihiki 海底高原、Kerguelen 海底高原和 Caribbean 海底高原最为特征。太平洋西南 Ontong Java 海底高原出露面积达 $2 \times 10^6 \text{ km}^2$,玄武岩位于上下灰岩之间,厚度达 20~70 m,为典型的海底侵位^[10]。据计算,现今残留体积为 $44.4 \times 10^6 \text{ km}^3$ (非洋脊火山作用)或 $56.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ (洋脊火山作用)^[11];Manihiki 海底高原体积为 $8.8 \times 10^6 \text{ km}^3$ (非洋脊火山作用)或 $13.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ (洋脊火山作用)^[12];Ontong Java 海底高原和 Manihiki 海底高原火山活动于约 125~118 Ma,平均活动年龄为 123 Ma^[13],比大洋缺氧事件 OAE1a(约 120.5 Ma)所对应的 Selli 黑色页岩及其同位素偏移要早 2~3 Ma(下文)。Kerguelen 海底高原主要火山活动开始于约 118~119 Ma,南部 Kerguelen 高原和 Rajmahal 高原时代为约 116~110 Ma,Elan Bank 为 110~108 Ma^[12]。主体活动年龄大体与 OAE1b(约 113~109 Ma)时间对应。Caribbean 海底高原年龄为约 94~87 Ma, Kerguelen 中部高原和 Broken Ridge 时代为约 95~85 Ma,大体与 OAE2(93.5 Ma)时间大致吻合。同时期的海底火山作用还有再次活动于约 96~84 Ma 的 Ontong Java 高原和约 88 Ma 的马达加斯加溢流玄武岩^[14]。Caribbean-Colombian 海底高原玄武岩体积为 $4 \times 10^6 \text{ km}^3$,印度洋 Broken Ridge 玄武岩体积为 $2 \times 10^6 \text{ km}^3$ ^[15]。Cenomanian-Turonian 界线时期洋内幔源玄武岩总量达 $(8 \sim 10) \times 10^6 \text{ km}^3$ ^[15]或 $20 \times 10^6 \text{ km}^3$ ^[10]。

1.2 海底火山活动与全球变化

火山活动的一个最主要的影响是导致 CO_2 大量进入大气圈。以玄武岩为例,平均每 1 km^3 玄武岩喷发释放到大气中的 CO_2 为 $3.48 \times 10^{12} \text{ g}$ ^[10,16]。以 Ontong Java 高原体积保守取 $40 \times 10^6 \text{ km}^3$,则释放到大气圈中的碳为 $3.8 \times 10^{19} \text{ g}$,相当于现今大气圈和海洋总碳量^[16]($5 \times 10^{19} \text{ g}$)的 76%。Cenomanian-Turonian 界线期间海底火山作用释放出的 CO_2 总量为 $0.76 \times 10^{19} \text{ g}$,相当于现今大气圈和海洋总碳量的 15%。大气圈 CO_2 大规模增加将直接导致全球气候变暖,这已经被大量的海洋氧同位素记录所证实^[17]。气候变暖反过来又降低海水中 CO_2 溶解度^[18],使得过饱和海水中更多的 CO_2 进入大气圈,该正反馈机制促进气候进一步变暖。另

① 胡修棉. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层——大洋富氧事件. 成都:成都理工大学,2002:216.

外,地幔来源的火山作用还将持续释放大量的 SO_2 。据估计,Cenomanian-Turonian 界线期间海底火山作用排入海洋的 SO_2 量可达 $8 \times 10^{19} \text{ g}^{[15]}$,其最直接的结果就是导致海水酸化,使得碳酸盐溶解并释放 CO_2 进入大气圈,同样促进气候进一步变暖。

大量海底火山作用(大火成岩省)发生的另一个明显的结果就是导致海平面的上升。一方面是熔岩流喷出到海底;另一方面是热的、漂浮的地幔柱向上推举洋壳^[15],导致洋壳减薄。因而白垩纪中期是整个中生代海平面最高时期^[19]。大量海底火山作用的发生以及其所引起的海平面上升、全球气候变暖将直接导致全球温度升高、营养组分的增加,而后两者将使生物系统演化速度加快^[20]。这也进一步说明白垩纪中期为什么是一个生物快速更替时期^[6,20](下文)。大量海底火山作用的一个重要结果就是热液活动的增强,尤其是海底扩张中心。热液活动的增强将引起海洋化学组成的变化^[2]。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值明显变化被认为是海底热液活动的结果^[2,21]。白垩纪中期,出现两次非常明显的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值负偏移。一次开始出现在 Aptian 最早期(约 123 Ma),至 Aptian 晚期(约 115 Ma)达最小值,一直到 Albian 中期恢复,延时约 13 Ma;另一次偏移开始于 Cenomanian 中期—晚期(95 Ma),至 Turonian 晚期(90 Ma)达最小值,到 Santonian 期(85 Ma)才恢复到偏移之前值,延时约 10 Ma(图 2)。海底火山作用的发生还将产生大量的还原性金属元素以及 H_2S 、甲烷等气体,这些还原性气体一进入海底热液就会被热液中的溶解氧氧化,此过程的结果是消耗大量的海水中溶解氧,导致海水缺氧环境的形成^[14]。另外,海底热液活动的增强将提供更为丰富的溶解铁及其他生物可利用的金属元素^[20],而这些元素的增加将使海洋原始生产力增加^[22]。海洋原始生产力的增加,其结果是进一步导致底层水缺氧环境的形成,因为分解更多的有机质将消耗更多的海水中的溶解氧^[14]。

2 大洋缺氧事件

大洋缺氧事件(OAE)因其与全球碳循环、气候和海洋变化紧密相关,以及其沉积物——黑色页岩是重要烃源岩的事实,近 30 年来一直是国际地学界研究热点^{万方数据}

2.1 大洋缺氧事件基本特征

Schlanger 和 Jenkyns^[3]首次提出用“大洋缺氧事件”概念来解释白垩纪三个时期内广泛出现的黑色页岩的成因,并分别称之为 Aptian-Albian 缺氧事件、Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件和 Coniacian-Santonian 缺氧事件,略写为 OAE1、OAE2(约 93.5 Ma)和 OAE3^[4,24](图 2)。根据黑色页岩延续时间,这三次缺氧事件发生的时限大致分别为 18、1~2、4~5 Ma。随着后续研究的不断深入,又把 OAE1 细分为 OAE1a(约 120.5 Ma)、OAE1b(约 113~109 Ma)、OAE1c(约 102 Ma)、OAE1d(约 99.2 Ma)^[6](图 2),每一缺氧事件的时限从几万年到几 Ma 年不等。从目前所掌握的资料来看,只有 OAE1a 和 OAE2 的两次缺氧事件具有全球分布性,而其他缺氧事件都是区域性的。

除历时相对较短、分布面积广泛外,大洋缺氧事件还具有以下特征:(1)富含有机质黑色页岩,有机碳含量最高可达 30%^[25];(2)碳同位素正偏,海洋碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 正偏 2‰,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 正偏 4‰^[26];(3)海洋微体生物发生不同程度更替和绝灭^[6](下文)。

2.2 碳同位素负偏移与气体水合物释放

Jahren 等^[27]通过测试化石 C_3 植物碳同位素揭示,在 Aptian 早期, $\delta^{13}\text{C}$ 快速负偏移达 5‰,后快速正偏移 5‰。相同的情形还出现在海洋有机质和全岩碳酸盐上,其碳同位素负偏移量为 3‰^[28]。这被解释为由于温度升高导致大规模的天然气水合物大量排放到空气中并被快速氧化而造成同期生物圈同位素负偏。

大规模的气体水合物从海洋沉积物中开始排放到水中,不断溶解并在水中持续被氧化^[29],这样就要消耗掉大量的溶解氧,造成大洋水体缺氧,促进缺氧条件的形成。一旦海水中的甲烷溶解度达到饱和之后,甲烷将被释放到大气中,快速被氧化转换成 CO_2 ,这将一方面促进气候变暖,另一方面还将导致大气 O_2 含量的快速降低^[27]。据模拟计算,Aptian 早期约 14 万年碳同位素负偏移期间可能有近 $3\ 000 \times 10^{15} \text{ g}$ 气体水合物排放到大气圈中,直接造成大气 CO_2 增加约 600×10^{-6} ^[30],同时,还导致大气氧气降低约 $50 \times 10^{16} \text{ mol}$ 。

2.3 有机质埋藏与全球变化

大洋缺氧事件期间,由于有机质短期内大量被埋藏,势必影响到全球碳循环,最直接的结果就是有机质不能被氧化,碳没有直接返回到大气中,继而引

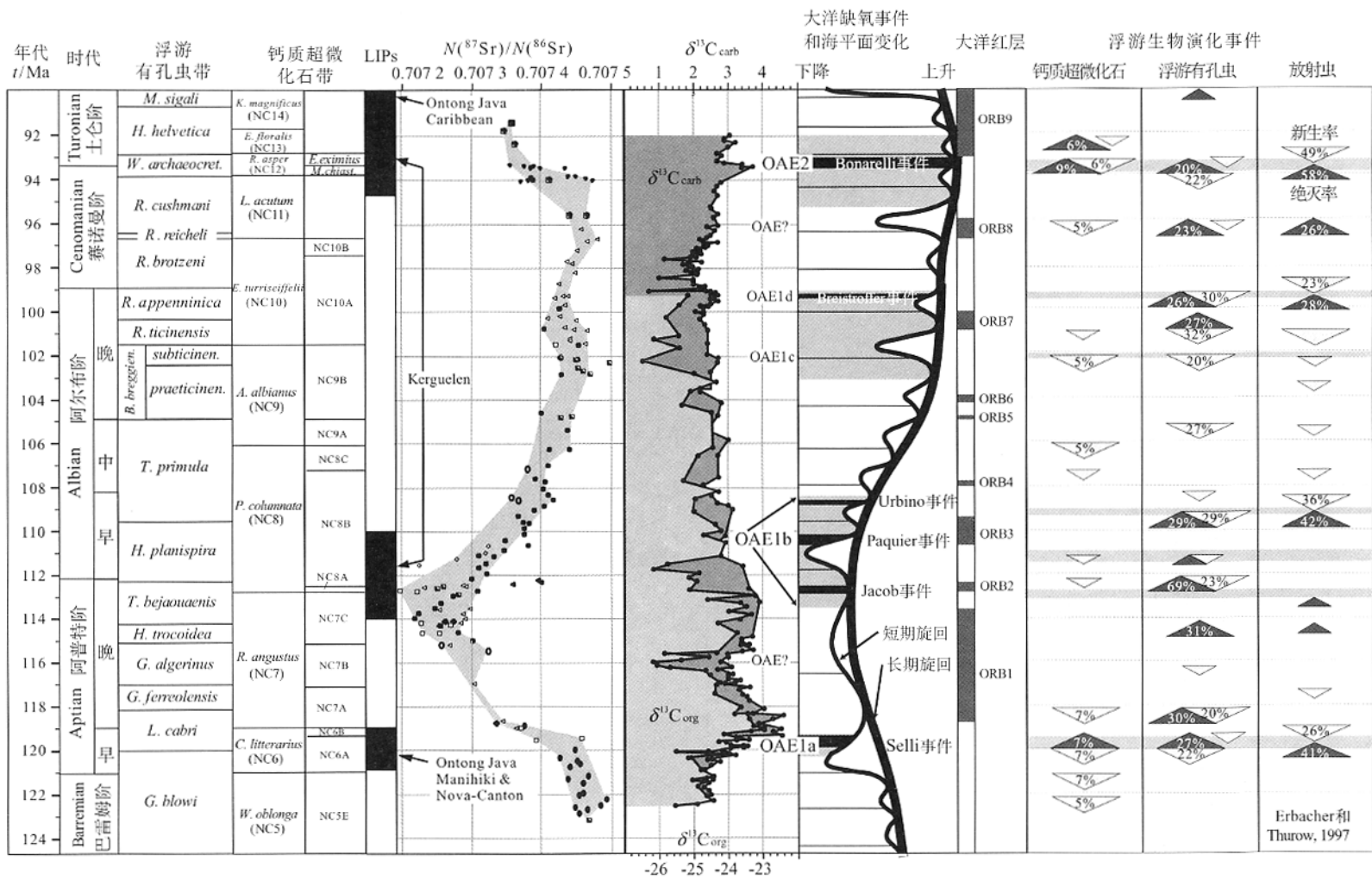


图2 白垩纪中期异常地质事件综合图

Fig. 2 Summary of the mid-Cretaceous major abnormal geologic events

包括大火成岩省、大洋缺氧事件、大洋红层和浮游生物演化事件,同时显示海平面变化、锶同位素、碳同位素变化曲线^[6,23]

起大气 CO₂ 含量降低, 导致温室效应的减弱^[31]。据统计, Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件在短暂的 0.5 Ma 内埋藏有机碳总量达 1.6×10^{18} mol, 年平均均达 0.32×10^{13} mol^[31]。进一步研究发现, 这种因有机质埋藏所引起的碳循环的改变可能要比以往所认为的要明显得多, 而且, 很有可能小规模的气候波动即受此碳循环控制。例如, Kuypers 等^[32] 在研究北大西洋 OAE2 时, 发现植物叶正构烷烃正偏移量达 10%~16%, 这被解释为植物类型从 C₃ 植物过渡为以 C₄ 植物为主或出现 C₃ 和 C₄ 混合植物, 这意味着 CO₂ 含量下降到 500×10^{-6} 以下, 下降量达 40%~80%。Cenomanian-Turonian 界线之后全球气候不断变冷(?), 可能与全球缺氧事件造成大量有机碳埋藏、CO₂ 降低、温室效应减弱有关^[31]。

另外, 大洋缺氧事件期间有机质的埋藏将导致与埋藏碳相同摩尔数的氧气进入大气圈, 从而增加后者的氧化能力。以 C/T 缺氧事件为例, 0.5 Ma 期间有机质埋藏将导致与埋藏碳相同摩尔数的氧气的增加 (1.6×10^{18} mol)^[31], 相当于现今大气氧气总量增加 4.2%(而不是 Arthur 等^[31] 文中的 40%)。

3 生物更替与绝灭

白垩纪中期是地质历史中一个明显的生物异常辐射和更替(新生+绝灭)时期, 包括海洋浮游生物^[33]、底栖有孔虫^[34]、双壳类^[35] 以及陆地植物^[36] 都经历了不同程度的新生和绝灭。据统计, 就海洋域而言, 仅在 Cenomanian/Turonian 界线(OAE2) 时期, 属级绝灭 14%~26%, 种级绝灭 33%~55%^[37]。

3.1 白垩纪中期海洋微体生物演化

最近, Leckie 等^[6] 系统统计了白垩纪中期(125~90 Ma) 钙质超微浮游生物和浮游有孔虫的丰度、多样化(diversification) 速率(新生速率-绝灭速率)、更替速率(新生速率+绝灭速率)(图 3)。结果显示, 白垩纪中期钙质超微浮游生物、浮游有孔虫和放射虫均发生快速生物更替, 高绝灭率和高新生速率均发生在大洋缺氧事件所对应的时段内, 显示大洋缺氧事件对海洋微体生物的强烈影响。

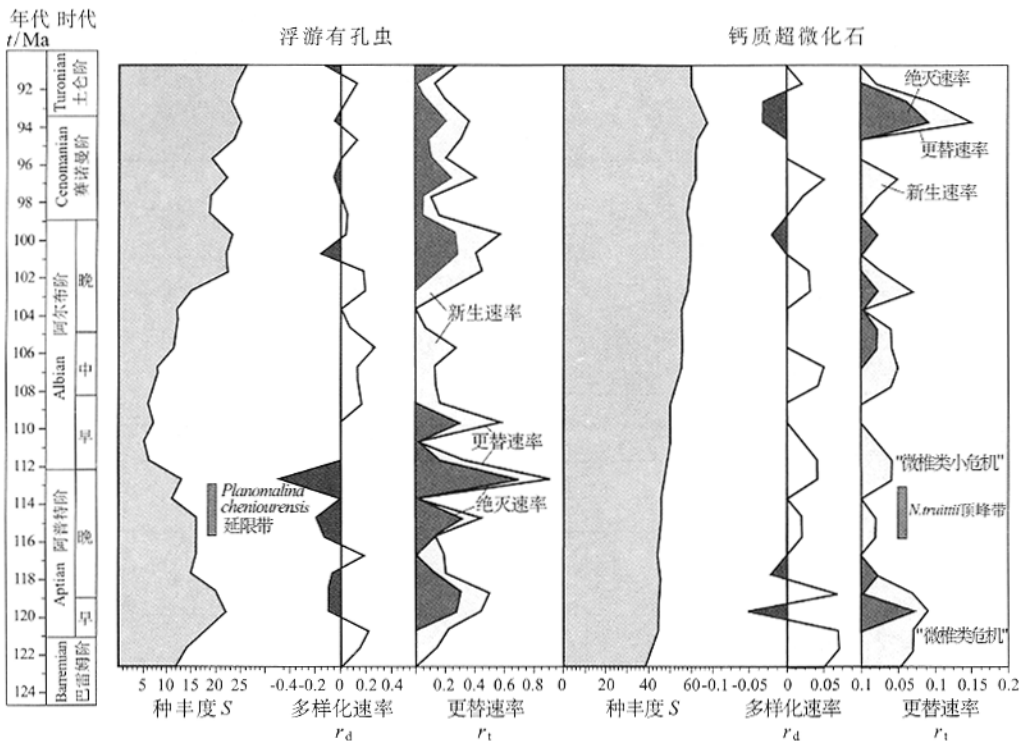


图 3 白垩纪中期浮游有孔虫、钙质超微化石演化历史^[6]

Fig. 3 Evolutionary history of planktic foraminifera and calcareous nannofossils through the Middle Cretaceous
 新生率(r_s)=1/种丰度(S)×每百万年新生种的数量; 绝灭率(r_e)=1/种丰度(S)×每百万年绝灭种的数量; 多样化速率(r_d)= $r_s - r_e$; 更替速率(r_t)= $r_s + r_e$

白垩纪中期钙质超微浮游生物的丰度是浮游有孔虫丰度的 2~3 倍(图 3)。钙质超微浮游生物分异度从 Barremian 晚期约 40 种逐渐增加,到 Turonian 早期达近 70 种。多样化速率在 Barremian 晚期和 Aptian 晚期出现最高值,其他明显的多样化速率出现在 Aptian/Albian 界线、Albian 中期、Albian 晚期和 Cenomanian 中期(图 3)。钙质超微浮游生物的最大更替速率、最大绝灭速率均出现在 Aptian 早期和 Cenomanian-Turonian 界线,分别与大洋缺氧事件 OAE1a 和 OAE2 相对应(图 3)。白垩纪中期浮游有孔虫的演化以间隔性地出现高更替速率与低更替速率为特征。最大的更替速率出现在 Aptian/Albian 界线附近(112~123 Ma),Aptian 晚期的 69%种绝灭,新出现 Albian 早期的 23%种绝灭(图 2,图 3)。高更替速率还出现在 Aptian 早—中期、Albian 最晚期、Cenomanian 中期以及 Cenomanian-Turonian 界线(图 2,图 3)。

同样地,Erbacher 等^[38]统计结果表明,放射虫最大更替速率也出现在大洋缺氧事件时期内(图 2)。OAE1a、OAE2 时期内放射虫更替速率、绝灭速率分别是 67%和 107%、41%和 58%(图 2)。另外,明显的更替速率和绝灭速率还出现在 Albian 早期、Albian 晚期和 Cenomanian 中期。

3.2 几个重要的生物演化事件

早白垩世远洋碳酸盐主要生产者微椎类(nannoconids)钙质超微浮游生物在白垩纪中期经历了两次不同程度的生存危机,称之为“微椎类危机”(nannoconids crisis)^[39]。第一次也是最大的危机出现在 Aptian 早期,对应于 OAE1a 之前的太平洋大火成岩省的侵位时间^[3]。

具有特征似棒状(club-like)房室浮游有孔虫 *Leupoldina cabri* 首现面大致对应于微椎类危机和 OAE1a 启动时间^[40]。*Leupoldinids* 类生物适应于贫氧、缺氧环境,成为 OAE1a 期间浮游有孔虫组合的主要类型。

Aptian 晚期,第一种具旋脊浮游有孔虫 *Planomalina cheniourensis* 总延限时间对应于微椎类复苏,被称之为“*Nannoconus truitii* 顶峰(acme)”^[39]。第二次微椎类小危机对应于 Aptian 末钙质超微化石 *P. cheniourensis* 绝灭界线,大体与 Aptian-Albian 界线长时期有机质埋藏时间相当。Aptian-Albian 界线时期,浮游有孔虫遭受白垩纪最大的绝灭和更替,放射虫也同样出现明显的绝灭和新

生,而钙质超微浮游生物除微椎类之外基本不受影响。同时,该时期也是浮游有孔虫超微结构变化的分水岭,螺旋椎状、具小孔壳的种属被具有大孔和光滑壳壁的种属所取代^[6]。

Cenomanian-Turonian 界线(OAE2)期间白垩纪生物放射虫和钙质超微浮游生物发生明显变化,后者遭受白垩纪最大更替变化,深水浮游有孔虫发生激烈变化,轮孔虫(*Rotalipora*)属绝灭^[33],而机会种异卷虫属(*Heterohelix*)出现明显增生现象^[39]。深海底栖有孔虫发生不同程度的绝灭,绝灭率 37%~69%^[41]。

4 超静磁带的出现

Helsley 和 Steiner^[7]最先发现,在白垩纪中期有很长时间地球磁场保持为正极性,现在称之为白垩纪超静磁带(CNS)^[8]。古地磁学家从不同角度对 CNS 进行了研究,确定 CNS 持续时间约为 38 Ma (121~83 Ma)^[8]。地球磁场在这么长的时间里为什么不发生倒转,已成为地球物理学家关注的热点问题^[42]。

Zhu 等^[43,44]通过对我国东部地区广泛出露中生代火山岩地球磁场古强度的研究,发现在超静磁带前地球磁场的强度是现今地球磁场强度的一半。他们还发现中生代以来地磁极性倒转频率的变化与地球磁场强度的变化之间可能存在正相关,这意味着地球核幔相互作用和外核流体运动可能处于低能态时,地球磁场的稳定性增强。这说明白垩纪超静磁带的发生,可能代表着核幔相互作用和外核流体运动处于能量最低的状态。

5 沉积记录的转变与大洋红层的出现

低纬度远洋沉积因其远离大陆,基本上不受陆源物质的影响,主要反映远洋生物对环境变化的影响。对意大利中部远洋沉积研究表明,白垩纪中期沉积记录上发生明显的变化。

第一次明显的变化发生在 Selli 事件层底界附近,从碳酸盐沉积快速转变为还原条件下的富有机质黑色页岩沉积。根据黑色页岩、硅质岩的出现,该变化又可进一步划分为三阶段小变化。首先出现在 Hauterivian-Barremian 界线,Hauterivian 远洋沉积以高含量碳酸钙沉积为特征(Maiolica 相),夹丰富

进入大气圈,导致全球气候变暖;气候变暖反过来又降低海水中 CO_2 溶解度,使得海水中更多的 CO_2 进入大气圈,促进气候进一步变暖。海底火山作用还将持续释放大量的 SO_2 ,导致海水酸化并使得碳酸盐岩发生溶解,释放 CO_2 进入大气圈,促进气候进一步变暖。全球气候变暖将导致大量的天然气水合物排放到大气中,被快速氧化后导致大气 CO_2 含量升高,氧气含量降低,同时将造成同期生物圈、海相碳酸盐同位素负偏。白垩纪中期海底火山作用将直接向海洋提供幔源 Sr,导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 负偏移。海底火山作用及其引起的全球气候变暖将使海平面上升,更多陆地营养盐进入海洋,导致海洋原始生产力的增加。另外,海平面的上升还将促进上升洋流发育,更多深部营养物质被带到表层,进一步促进海洋表层生产力的增加。海底火山作用和海底热液活动的增强将提供更为丰富的溶解铁及其他生物可利用金属元素,这也将大大增强海洋原始生产力。

海洋原始生产力的增加和海平面上升将造成底层水缺氧环境的形成、溶解氧最小层的扩大,造成缺氧事件的发生,其结果是导致大量的有机质被埋藏,形成黑色页岩,全球碳同位素发生正偏移。另外,海底火山作用将产生大量的还原性金属元素以及 H_2S 、甲烷等气体,这些气体的氧化将消耗大量的海水中溶解氧,促进海水缺氧环境的形成。另外,全球温度的升高,将导致海水溶解氧的溶解度降低,这也将促进缺氧事件的发生。大洋缺氧事件期间有机质大量被埋藏将导致有机质不能被氧化,碳没有返回到大气中,从而引起大气 CO_2 含量降低,导致温室效应减弱。

海底火山作用、全球气候变暖、大气 CO_2 含量升高、海平面上升、营养组分增加将加快生物演化速度,部分生物由于环境的改变而绝灭,新的生物快速产生,生物更替速率明显加快。另外,缺氧条件的发育也将造成不同程度的生物绝灭。

有机质的埋藏还将导致与埋藏碳相同摩尔数的氧气进入大气圈,从而增加后者的氧化能力。海洋表面光合生物原始生产力的增加,一方面从大气中吸收 CO_2 ,降低温室效应;另一方面排放 O_2 进入大气圈,导致大气 O_2 含量增加。可以推测,随着白垩纪中期黑色页岩的不断形成以及长时期高海洋表面生产力,大气圈氧气含量不断增加,氧化能力不断加强;加之白垩纪中期海底火山作用和热液作用将提供大量的 Fe^{2+} ,在海水溶解氧充分的氧化条件下,

Fe^{2+} 将快速被氧化成 Fe^{3+} ,从而造成大洋红层的形成。

References:

- [1] LARSON R L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume[J]. *Geology*, 1991, 19: 963-966.
- [2] JONES C E, JENKYN H C. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous[J]. *Am J Sci*, 2001, 301: 112-149.
- [3] SCHLANGER S O, JENKYN H C. Cretaceous oceanic anoxic events: Cause and consequence[J]. *Geologie en Mijnbouw*, 1976, 55: 179-184.
- [4] JENKYN H C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans[J]. *J Geol Soc London*, 1980, 137: 171-188.
- [5] BRALOWER T J, ARTHUR M A, LECKIE R M, et al. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian[J]. *Palaio*, 1994, 9: 335-369.
- [6] LECKIE R M, BRALOWER T J, CASHMAN R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous[J]. *Paleoceanography*, 2002, 17 (3): 10. 1029/2001PA000623.
- [7] HELSLEY C E, STEINER M B. Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1969, 5: 325-332.
- [8] CRONIN M, TAUXE L, CONSTABLE C, et al. Noise in the quiet zone[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 190: 13-30.
- [9] HU X, JANSAN L, WANG C, et al. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Tethys: Occurrence, lithofacies, age and environment[J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26(1)3-20.
- [10] WIGNALL P B. Large igneous provinces and mass extinctions[J]. *Earth Sciences Review*, 2001, 53: 1-33.
- [11] GLADCZENKO T P, COFFIN M F, ELDHOLM O. Crustal structure of the Ontong Java Plateau: Modeling of new gravity and existing seismic data[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102: 22711-22729.
- [12] COFFIN M F, ELDHOLM O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences [J]. *Rev Geophys*, 1994, 32: 1-36.
- [13] LARSON R L, ERBA E. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses[J]. *Paleoceanography*, 1999, 14: 663-678.
- [14] SINTON C W, DUNCAN R A. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary[J]. *Econ Geol*, 1997, 92: 836-842.
- [15] KERR A C. Oceanic plateau formation: A cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary[J]. *J Geol Soc London*, 1998, 155: 619-626.
- [16] LEAVITT S W. Annual volcanic carbon dioxide emission;

- An estimate from eruption chronologies[J]. *Environ Geol*, 1982, 4: 15-21.
- [17] HUBER B T, HODELL D A, HAMILTON C P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients[J]. *Geol Soc Amer Bull*, 1995, 107: 1164-1191.
- [18] DEBOER P L. Changes in organic carbon burial during the early Cretaceous[A]. SUMMERHAYES C P, SHACKLETON N J. *North Atlantic Palaeoceanography*[C]. London: Geological Society, Special Publication, 1986, 21: 321-331.
- [19] HAQ B U, HARDENBOL J, VAIL P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. *Science*, 1987, 235: 1156-1167.
- [20] VERMEIJ G J. Economics, volcanoes, and Phanerozoic revolutions[J]. *Paleobiology*, 1995, 21: 125-152.
- [21] BRALOWER T J, FULLAGAR P D, PAULL C K, et al. Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1997, 109: 1421-1442.
- [22] BEHRENFELD M J, KOLBER Z S. Widespread iron limitation of phytoplankton in the South Pacific Ocean[J]. *Sciences*, 1996, 283: 840-843.
- [23] HU X, JANSÁ L, SARTI M. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, central Italy: Implication to paleoceanographic change[A]. *IGCP 463/IGGP 494 Workshop Abstract*[C]. Bartin, Turkey, 2003, August 18-23.
- [24] ARTHUR M A, SAGEMAN B B. Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22: 499-551.
- [25] BAUDIN F, FIET N, COCCIONI R, et al. Organic matter characterization of the Selli Level (Umbria-Marche Basin, central Italy)[J]. *Cretaceous Research*, 1998, 19: 701-714.
- [26] HU Xiumian, WANG Chengshan, LI Xianghui. Stable carbon isotope response to oceanic anoxic events[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 2001, 28(1): 1-6 (in Chinese).
- [27] JAHREN A H, ARENS N C, SARMIENTO G, et al. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous[J]. *Geology*, 2001, 29: 159-162.
- [28] MENEGATTI A P, WEISSERT H, BROWN R S, et al. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ -stratigraphy through the Early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys[J]. *Paleoceanography*, 1998, 13: 530-545.
- [29] KVENVOLDEN K A. Gas hydrates—Geological perspective and global change[J]. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31: 173-187.
- [30] BEERLING D J, LOMAS M R, GROCKE D R. On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian oceanic anoxic events[J]. *American Journal of Sciences*, 2002, 302: 28-49.
- [31] ARTHUR M A, DEAN W, PRATT L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature*, 1988, 335: 714-717.
- [32] KUYPERS M M M, PANCOST R D, SINNINGHE DAMSTÉ J S. A large and abrupt fall in atmospheric CO_2 concentration during Cretaceous times [J]. *Nature*, 1999, 399: 342-345.
- [33] LECKIE M. An oceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 73: 107-138.
- [34] KAIHO H, FUJIWARA O, MOTOYAMA I. Mid-Cretaceous faunal turnover of intermediate-water benthic foraminifera in the northwestern Pacific Ocean margin[J]. *Marine Micropaleontology*, 1999, 23: 13-49.
- [35] SIGNOR P W, VERMEIJ G J. The plankton and the benthos: Origins and early history of an evolving relationship [J]. *Paleobiology*, 1994, 20: 297-319.
- [36] CRANE P R, FRIIS E M, PEDERSEN K R. The origin and early diversification of angiosperms[J]. *Nature*, 1995, 374: 27-33.
- [37] SEPKOSKI J J Jr. Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life[J]. *Journal of the Geological Society*, 1989, 146: 7-19.
- [38] ERBACHER J, THUROW J, LITTLE R. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variation: A new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments[J]. *Geology*, 1996, 24: 499-502.
- [39] ERBA E. Nannofossils and superplumes: The Early Aptian "nannoconid crisis"[J]. *Paleoceanography*, 1994, 9: 483-501.
- [40] PREMOLI SILVA I, SLITER W V. Cretaceous Paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution [J]. BARRERA E, JOHNSON C C. *The Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*[C]. *Geol Soc Am*, 1999, 332(Spec paper): 301-328.
- [41] KAIHO K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m. y[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994, 111: 45-71.
- [42] SHI R P, ZHU R X. Possible links between abnormal geological events and geodynamics during Cretaceous[J]. *Advances in Geophysics*, 2002, 17: 295-300 (in Chinese).
- [43] ZHU R X, PAN Y X, SHAW J. Geomagnetic palaeomagnetic just prior to the Cretaceous Normal Superchron[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2001, 128: 207-222.
- [44] ZHU R X, HOFFMAN K A, PAN Y X, et al. Evidence for weak geomagnetic field intensity prior to the Cretaceous normal superchron[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2003, 136: 187-199.
- [45] ERBA E. Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy) [J]. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 1988, 94: 249-284.

参考文献:

- [26] 胡修棉,王成善,李祥辉. 大洋缺氧事件的碳稳定同位素响应 [J]. 成都理工学院学报, 2001, 28(1): 1-6.
- [42] 史瑞萍,朱日祥. 白垩纪地球物理场异常与地球深部动力学 [J]. 地球物理学进展, 2002, 17: 295-300.