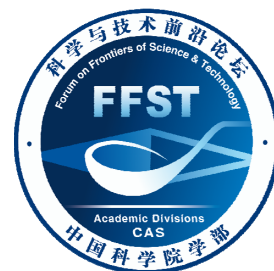




古、中生代之交生物大灭绝与 泛大陆聚合



殷鸿福*, 宋海军

中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074

* E-mail: hfyin@cug.edu.cn

收稿日期: 2012-09-10; 接受日期: 2013-02-28; 网络版发表日期: 2013-09-04

国家重点基础研究发展计划(编号: 2011CB808800)、国家自然科学基金项目(批准号: 40621002, 40830212, 40921062)、高等学校学科创新引智计划(编号: B08030)和中央高校基本科研业务费专项资金(编号: CUG130407)资助

摘要 二叠纪末至三叠纪最初期, 全球发生显生宙最大的生物灭绝事件. 近 95% 的种、82% 的属、一半以上的科灭绝或消失, 这是地史上唯一的一次 macro 或 major(巨大的或主要的)大灭绝. 这次事件不仅导致大规模生物灭绝, 而且破坏了存在 2 亿年之久的海洋生态系统结构, 促使其由古生代型生态系统结构转变为中生代型生态系统结构, 同时造成了陆地上出现煤缺失, 海洋中出现礁缺失和硅缺失. 古、中生代之交的危机是一个圈层耦合的长过程, 二叠系-三叠系界线事件序列说明急剧恶化的全球变化和生物灭绝密切相关, 且具两幕式特征. 多圈层耦合的剧烈全球变化是泛大陆聚合的地球表层效应, 包括: 泛大陆聚合→高山深盆, 风系和洋流的变化; 深盆→二叠系-三叠系界线处出现显生宙最大的海退及浅海消失, 其后继以迅速海侵; 泛大陆→洋中脊减少及隔热垫效应→大陆火山作用发育; 峨眉山玄武岩及西伯利亚暗色岩两阶段火山作用(259~251 Ma)→温度升高和生物灭绝; 大陆干旱化及纬度风系取代季风气候→植被消亡; 风化加强及甲烷释放→ $\delta^{13}\text{C}$ 负偏; 地幔柱→地壳上拱→海水进退; 伊拉瓦拉磁性反转可能与 PTB 灭绝有关等. 大火成岩省源于地幔柱, 泛大陆形成源于地幔对流, 冷地壳消减、拆沉、积聚于核幔交界“D”层, 将因热补偿而启动地幔柱, 并引起外核热对流的变动, 后者又引起地磁极反转. 这些核幔变动造成泛大陆聚合和两个大火成岩省先后在二叠纪形成, 是导致古、中生代之交生物大灭绝的地内原因.

关键词

二叠系-三叠系界线
生物灭绝
泛大陆聚合
圈层耦合
地幔柱

1 古、中生代之交大灭绝

显生宙以来, 海洋生物经历了五次生物大灭绝

(Big Five Mass Extinctions)(Sepkoski, 1984, 1997)¹⁾. 五次大灭绝分别在奥陶-志留纪之交 OSB, 晚泥盆世弗拉-法门期之交 FFB, 二叠-三叠纪之交 PTB, 三叠-

1) 大灭绝的标准, 一是全球性, 二是科、属和种的灭绝率: 科>50(大型)、20(中型)、10(小型); 种>96(大型)、50(中型)、20~30(小型), 属介乎两者之间(Benton 和 Harper, 1997)

中文引用格式: 殷鸿福, 宋海军. 古、中生代之交生物大灭绝与泛大陆聚合. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1539-1552

英文引用格式: Yin H F, Song H J. Mass extinction and Pangea integration during the Paleozoic-Mesozoic transition. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 1791-1803, doi: 10.1007/s11430-013-4624-3

侏罗纪之交 TJB, 白垩-第三纪之交 KPB. 古、中生代之交亦即二叠-三叠纪之交(PTB)是最大的一次(表 1).

古、中生代之交的定年, 在有的书中表示为 (251.4±0.4) Ma(Ogg 等, 2008), (252.6±0.2) Ma(Mundil 等, 2004)等. 最近 Shen 等(2011a)测定的年龄为 (252.17±0.06) Ma. 这次大灭绝可分两幕(Xie 等, 2005; Yin 等, 2007; Song 等, 2013). 主幕相当于全球二叠-三叠系界线层型——浙江长兴煤山 D 剖面(Yin 等, 2001)的 25 层之底(火山灰层, (252.28±0.08) Ma), 实际上危机在其前的 24e 层已拉开序幕(Yin 等, 2007). 尾幕发生在该剖面 29 层之底(28 层为火山灰层 ((252.10±0.06) Ma). PTB 确定在此两层之间(27c 分层之底, (252.17±0.06) Ma), 以牙形石 *Hindeodus parvus* 的初现为准(Yin 等, 2001). 两幕分属二叠纪末和三叠纪初, 所以我们称之为 PTB 灭绝而不是二叠纪末(end-Permian)灭绝. 在煤山剖面, 地层上相距 30 cm, 时间上相距约 20 万年.

这次大灭绝之前, 在中、晚二叠世之交(GLB, 260 Ma)已经发生过一次灭绝. 这次大灭绝后, 整个早三叠世(约 5 Myr)几乎都处于生物低分异度期和环境异常期, 直到中三叠世生物和环境才趋于正常(Payne 等, 2004; 童金南和殷鸿福, 2009; Song 等, 2011b; Song 等, 2012). 整个危机从晚二叠世(260 Ma)延续到中三叠世初(247 Ma), 长达 13 Myr. 本文的论述, 则集中在 PTB 那一次的全球变化和生物灭绝.

关于 PTB 的这次大灭绝, 最新的研究依据华南 258 属 543 种海洋生物在 PTB 的详细分布表明 90%(488/543)的物种在 PTB 地层中(牙形石 *Clarkina yini* 带至 *Isarcicella staeschei* 带)灭绝(Song 等, 2013). 进一步的研究发现这些物种的灭绝分两幕进行: 第一幕发生在二叠纪末, 在 *C. yini* 带的顶部(在煤山剖面 24e 和 25 层之间), 约 57%的海洋生物遭到灭绝; 第二幕发生在三叠纪初, 在 *I. staeschei* 带的顶部(在煤山剖面 28 层和 29 层之间), 约 72%的残余和新生物种遭到灭绝(图 1). 这两幕灭绝事件对海洋生态系统的冲击存在明显的区别: 第一幕事件导致几乎所

有的浮游生物以及浅水相(透光带内)的底栖生物全部遭到灭绝, 如放射虫、钙质藻类、纺锤虫有孔虫、海绵、四射珊瑚等, 此外海洋生态系统中的其他生物也在这次事件中遭到重创; 第二幕灭绝事件不仅导致残余的物种进一步遭到严重打击, 而且破坏了存在约 2 亿年之久的海洋生态系结构, 促使其由古生代型以非移动型动物(non-motile animals)为主的海洋生态系结构转变为中生代型以移动型动物(motile animals)为主的生态结构(Song 等, 2013).

PTB 灭绝事件不仅造成海洋生物集群灭绝, 此外在大灭绝事件之后的早三叠世出现了显生宙少见的礁缺失(Reef Gap)(Flügel, 2002)和硅缺失(Chert Gap)(Racki, 1999)现象. “礁缺失”也称为“后动物礁缺失”, 是指海洋中缺少了由后动物为主要造礁生物的礁体. PTB 灭绝事件导致后生造礁动物的灭绝是出现礁缺失的主要原因, 包括珊瑚、海绵和苔藓虫等造礁生物. 其后的早三叠世海洋仅发育以微生物为主要造礁生物的微生物岩礁(Kershaw 等, 1999; 王永标等, 2005). 硅缺失与礁缺失相似, 是指由硅质生物的缺失所引起的. PTB 灭绝事件导致放射虫的灭绝以及在早三叠世的缺失是导致硅缺失的主要原因(Racki, 1999).

2 古、中生代之交大灭绝与全球变化

古、中生代之交大灭绝与全球变化的关系, 已有许多论述(Jin 等, 2000; Xie 等, 2007; Yin 等, 2007; Algeo 等, 2011). 我们在二叠系-三叠纪系全球界线层型浙江煤山(Yin 等, 2001)(图 2)及华南诸剖面相应地层的工作, 经与全球对比, 证实当时曾存在以下全球变化(Yin 等, 2012).

2.1 CO₂ 浓度升高、全球增温和缺氧事件、C 循环异常

在煤山剖面, 晚二叠世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 处于高值. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 在 24e 层剧降, 降幅达 2.3‰; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 同样

表 1 五大灭绝事件各类的灭绝率(‰)(Hallam 和 Wignall, 1997)

	OSB	FFB	PTB	TJB	KPB
Families 科	26	22	51	22	16
Genera 属	60	57	82	53	47
Species 种	84	79	95	79	70

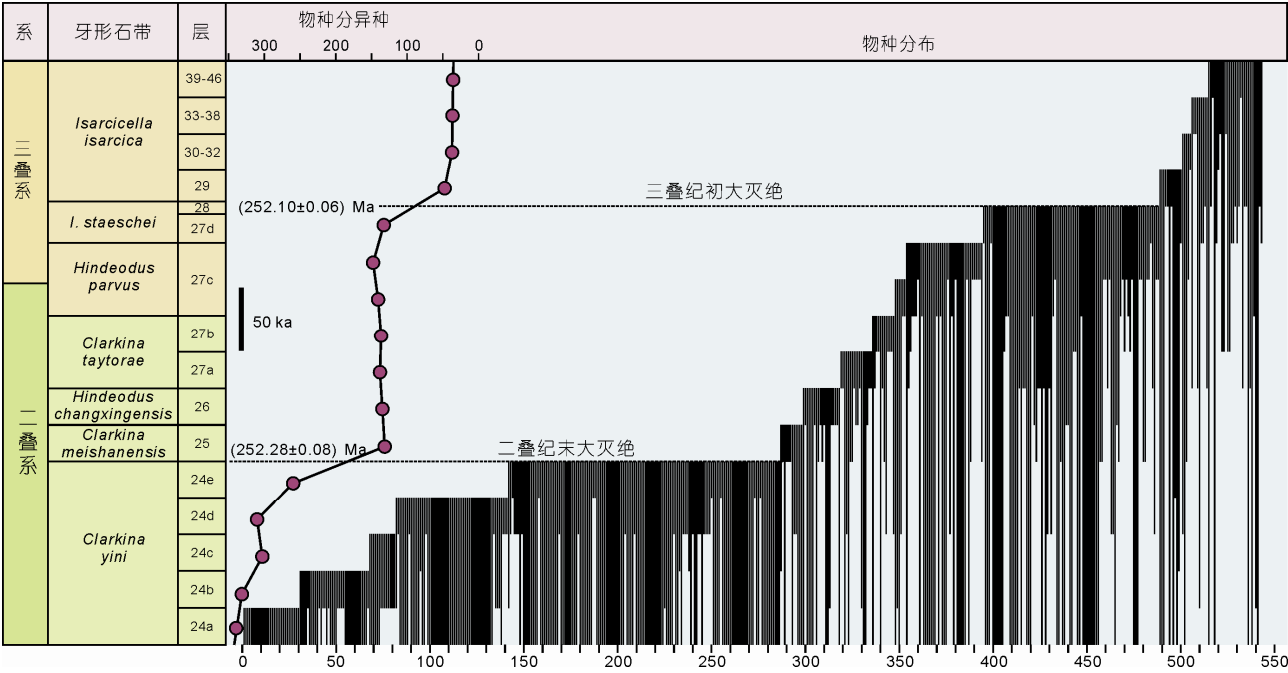


图 1 华南二叠系-三叠系界线附近海洋生物分布图(Song 等, 2013)

从 23 层开始下降, 降幅达 3.5‰. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 至 25 层达最低点, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 从长兴组顶部至 25 层降幅达 5.7‰, 在 27~28 层小幅回升后, 34~40 层第二次大幅下降(曹长群等, 2002; Xie 等, 2007). 类似的无机碳同位素变化也同样出现在四川上寺和江西沿沟剖面, 煤山、上寺和沿沟三个不同水深剖面之间的无机碳同位素梯度在 PTB 地层中剧增, 表明海洋分层、缺氧与碳同位素的负偏存在明显的相关性(宋海军等, 2012). 碳循环的这种异常与增温和缺氧事件同时发生. 同一时期, 该剖面 *Clarkina* 与 *Hindeodus* 牙形石磷灰质中氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 下降 >1‰, 这相当于其海水表层温度上升 5℃(Joachimski 等, 2012). Aryl isoprenoids(芳基类异戊二烯)和 isorenieratane(类胡萝卜素类)是营厌氧光合作用的绿硫细菌生物标志化合物, 反映了透光带是缺氧静水相(euxinia)的. 两者在 24~26, 34 层数次出现绿硫细菌标志物的峰值(Grice 等, 2005; Cao 等, 2009). 对草莓状黄铁矿颗粒大小、牙形石微量元素、AIR 及 Pr/Ph 的研究表明 25~29 层多次出现缺氧条件, 因此煤山 PTB 期间总体处于高度贫氧(dysoxic)至缺氧(anoxic)环境(Grice 等, 2005; Xie 等, 2005, 2007; 黄咸雨等, 2007; Shen 等, 2007; Song 等, 2012). 碳同位素大幅负偏和缺氧事件普遍见于华南

PTB 期地层. 同期在华南普遍发育的钙质微生物岩被认为是强烈的温室效应和高盐度条件下形成的(王永标等, 2005).

P-T 之交大气 CO_2 浓度(concentration)升高已得到证实. Retallack(2001, 2002)根据裸子植物 *Lepidopteris* 角质层的气孔, 估计大气 CO_2 浓度为(3314±1097) ppmv, 是目前大气的(12±4)倍. 这与二叠纪的平均水平相比, 增加了一倍以上. 火山活动亦能产生大量 CO_2 , 虽然火山本身喷发的 CO_2 对全球碳同位素负偏的影响不大(Berner, 2002), 但若其引起邻近的有机碳(煤、石油)埋藏层的大量 CO_2 释放, 则能造成很大的碳同位素负偏(Svensen 等, 2009). 通古斯暗色岩和华南 PTB 火山灰层的下伏层, 都是这样的有机碳埋藏层. Berner(2005)统计了 270~240 Ma 年间(中二叠世至中三叠世)每百万年的海洋平均 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 用以计算该期间大气氧含量的变化, 其结果是在二千多万年内(约 264~241 Ma), 大气氧含量从 30%降至 13%. 海退后的迅速海侵与温室气候相结合, 则有利于分层、缺氧海洋的形成.

浙江煤山、重庆华蓥山发现了一些可能来源于甲烷氧化菌的生物标志化合物——3-甲基藿烷(Wang, 2007; Algeo 等, 2011). 在某些 PTB 剖面上曾报道有

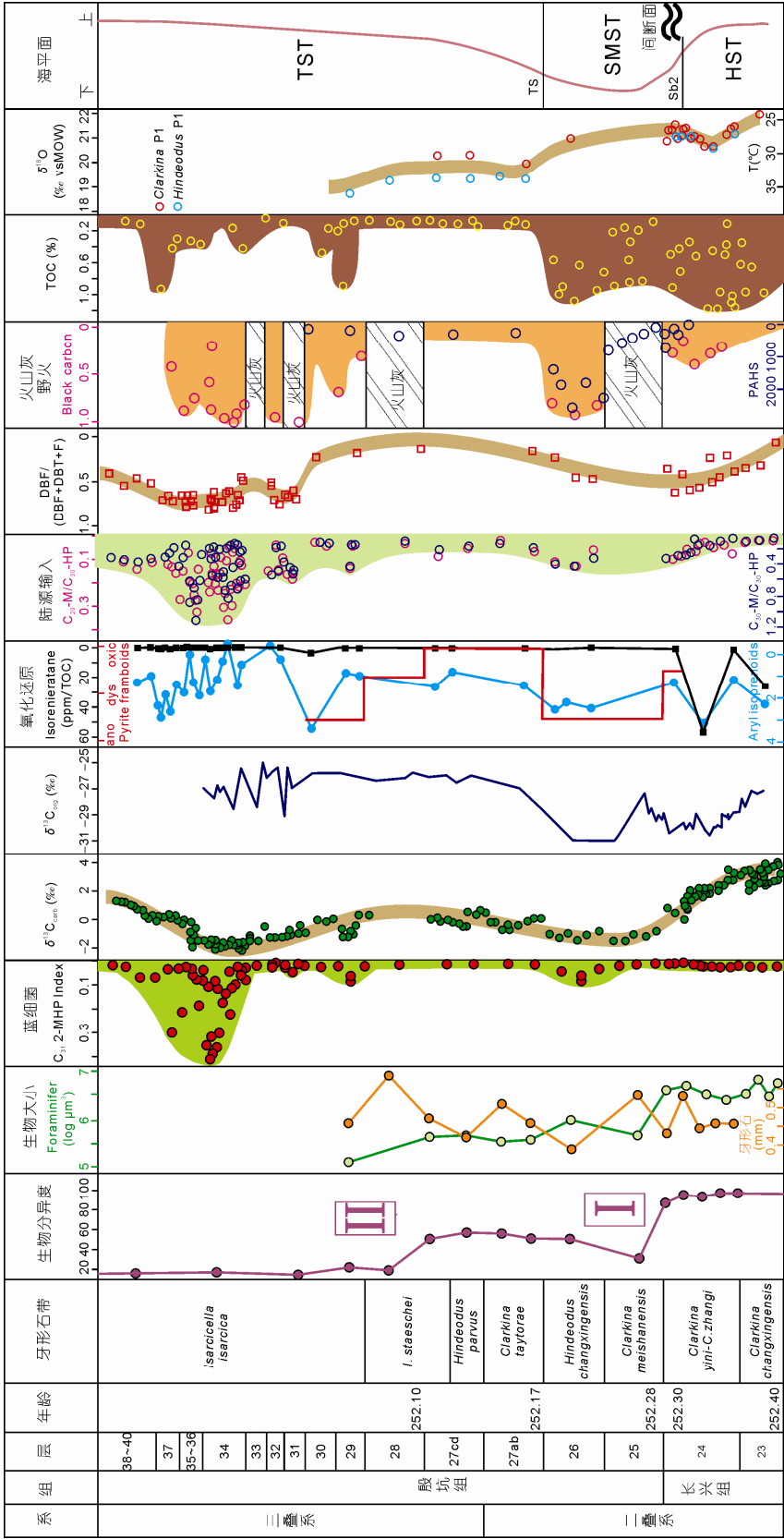


图 2 浙江长兴煤山剖面 PTB 综合数据图

同一柱内的点及线用不同颜色, 代表不同的数据类型. 其中牙形石带来自(张克信等, 2009); 生物分异度来自(Song 等, 2011a; Luo 等, 2008); 蓝细菌来自(Xie 等, 2005, 2007); $\delta^{13}C_{carb}$ 来自(曹长群等, 2002); 氧化还原数据来自(Grice 等, 2005; Shen 等, 2007; Cao 等, 2009); 陆源输入数据来自(Wang, 2007; Xie 等, 2007); DBF/(DBF+DBT+F)来自(Xie 等, 2007; 谢树成等, 2009); 火山灰层来自(Yin, 1996); Black carbon 来自(Xie 等, 2007; Shen 等, 2011b); PAHs 来自(Shen 等, 2011b); TOC 来自(曹长群等, 2002; Grice 等, 2005; Shen 等, 2011a); $\delta^{18}O$ 来自(Joachimski 等, 2012); 海平面数据来自(Zhang 等, 1997; 曹长群和郑全峰, 2009)

可能是甲烷水合物释放的沉积学、地质学和地球化学证据(Retallack 和 Jahren, 2008), 然而, 二叠纪末期是否发生过大规模的甲烷水合物释放, 还有待于更多剖面资料的积累, 特别是分子化石记录.

2.2 海洋的物理化学异常

除了海洋缺氧事件外, PTB 还存在一系列的海水化学异常.

$^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 在宏体生物灭绝主幕处出现一个很大的负偏, 由 2‰ ~ 6‰ 降至灭绝之后的 0 左右, 说明当时海洋中的生物可利用氮主要来自生物的固氮作用, 反映此时海洋中生物可利用氮缺乏, 因而固氮微生物功能群非常繁盛. 这主要是由于海洋缺氧事件加强. 氮循环异常会导致强温室气体 N_2O 进入表层海水和大气的通量明显增加, 促进全球变暖(Luo 等, 2011).

$^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ 在 PTB 处经历了数次大幅度的波动, 表明发生过数次 H_2S 释放到海水表层的事件; 在灭绝主幕处, $^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ 经历了一个逐渐正偏的过程, 说明当时海洋缺氧程度逐渐加强(Luo 等, 2010; Shen 等, 2011c). 有人根据多种硫同位素数据提出, 22~30 层出现反复的深层缺氧水体上涌(Shen 等, 2011c).

PTB 处快速大幅度的 $^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ 波动表明二叠纪-三叠纪之交海水的硫酸盐浓度非常低, C-S 同位素模型的定量分析结果表明当时海水硫酸盐浓度不会超过现在海水的 15%, 海水硫酸盐浓度的降低导致了产甲烷代谢和甲烷好氧化代谢微生物功能群的繁盛, 也导致了 CH_4 释放进入大气通量的显著增加, 加剧全球变暖程度(Luo 等, 2010).

1/3 的大气 CO_2 被海洋吸收成为碳酸, 故 CO_2 浓度增加必导致海洋酸化. 而后者又危及海洋生物钙质壳的分泌, 生态系的平衡而导致灭绝(Payne 等, 2010). Knoll 等(2007)认为, PTB 海洋生物的选择性灭绝主要是由于对缺氧和酸化的不适应. 因 CO_2 在水中的易溶性为 O_2 的 28 倍, CO_2 浓度的快速上升将使生物生理上不能适应, 导致高碳酸血症(hypercapnia)而灭绝. 最近的分子化石也显示, 浙江长兴煤山剖面二叠系-三叠系界线附近高含量的藿烷可能与海水酸化或陆地的酸化环境有关(Wang, 2007). 现代资料证实对海洋酸化最敏感的是珊瑚礁. 二叠纪末的礁生态系在升温、缺氧、酸化等综合作用下全部灭绝, 而被微生物岩取代, 直至中三叠世安尼期才复苏, 造成

了礁间断.

在广西扶绥东攀剖面, 日本西南部 Gujo-Hachiman 剖面及世界其他地区, PTB 普遍存在放射虫灭绝事件(Xia 等, 2004; Feng 等, 2007). 在 Griesbachian 阶, 无论古特提斯, 还是环太平洋构造域, 尚无放射虫化石的报道. 直到 Dienerian 和 Smithian 阶, 放射虫化石才发现于古特提斯构造域的土耳其、泰国和中国华南, 但放射虫分异度仍然很低. 硅质生物的生产率快速降低, 造成长期期末及 Griesbachian 至 Smithian 这一时期的深海沉积物全为泥质岩, 缺乏硅质岩沉积, 也就是硅间断.

2.3 大陆干旱化及纬度风系取代季风气候, 导致植被消亡和煤间断

在煤山剖面, PTB 期间, 26 层发现多环芳烃(Polycyclic aromatic hydrocarbons, PAHs)和黑碳的高值, PAHs 值比其上、下地层高出 7~12 倍; 黑碳的高值还见于 29~36 层(图 2), 两者均被认为是陆地高等植物森林大火的证据(Wang 和 Visscher, 2007; Xie 等, 2007; Shen 等, 2011b). 在陆源影响方面, 莫烷与藿烷的比值($\text{C}_{29}\text{-M}/\text{C}_{30}\text{-HP}$, $\text{C}_{30}\text{-M}/\text{C}_{30}\text{HP}$)升高, 显示了陆源物质输入及成岩作用成熟度影响; 二苯并呋喃指标 $\text{DBF}/(\text{DBF}+\text{DBT}+\text{F})$ 的突然增加被认为是陆地土壤物质输入海洋造成的土壤危机(soil crisis). 这两者在 24e~26 及 31~36 层形成 PTB 层序中的高丰度值区, 反映陆源影响加强, 两者峰值均在 34~36 层(Xie 等, 2007).

与此同时, 在煤山以至整个华南, 热带大羽羊齿植物群被半干旱-潮坪的石松类植物群替代; 在南非, 辫状河取代曲流河系; 在全球范围内, 煤沉积停止, 裸子植物取代蕨类, 脊椎动物种级灭绝率达 87%(Retallack, 1995; Retallack 等, 1996; Ward 等, 2000, 2005), 同时二叠纪明显的生物地理分带被较单调的三叠纪生物分布取代. 以上情况反映了当时大陆干旱化, 土壤风化作用加强, 热带季风消失而被纬度风系取代, 经向温差减少.

上述剧烈的全球变化, 说明当时的全球地形、气候、风向及洋流、海水及岩土层状况均同步变动. 这必然有巨大的全球性运动在起作用, 在目前不存在外星体撞击证据的情况下(Koeberl 等, 2004), 较大的可能便是超大陆聚合效应.

3 古、中生代之交大灭绝与泛大陆聚合的关系

3.1 泛大陆形成-高陆深盆-大地水准面变化-大规模海退和海侵

泛大陆(Pangaea)约于二叠纪初形成,全盛时期是在晚二叠世至早三叠世(Scotese 和 McKerrow, 1990; Golonka 等, 1994). 泛大陆意味着全球分散的大陆壳汇聚为一, 面积约近两亿平方公里(图 3(a)). 这样大的整体陆壳, 其平均厚度显著大于分散陆壳的平均厚度. 根据地壳均衡原理, 陆壳愈厚, 则其高出均衡面的部分愈大(图 3(b)), 因此泛大陆的平均海拔应远大于现代各大洲. 现代六大洲(第七大洲——冰雪复盖的南极洲除外)的资料显示, 洲的面积越大, 则其平均海拔愈高, 大致呈线性关系(图 3(a)), 同理, 海洋越广, 则其深度亦越大. 现代亚洲平均海拔为 1000 m, 估计泛大陆的平均海拔达 1400 m(Worsley 等, 1984). 与泛大陆相对应, 当时全球海水汇聚为泛大洋 (Panthalassa), 应远较现代海洋更深. 大洋的平均深度与大洋中的隆起部分——洋中脊的发育程度有关. 洋中脊越发育, 则大洋越浅, 呈碟状, 多余的海水便被挤向碟边(大陆架), 造成海侵; 洋中脊越不发育, 则大洋越深, 呈盆状, 这时海水便从盆边(大陆架)回归盆内, 造成海退(图 3(c)). 大陆分裂时, 板块之间被洋壳内的洋中脊分割, 洋中脊发育, 且全球洋中脊总长度最大, 造成海侵; 大陆聚合时, 许多洋中脊消失, 且全球洋中脊总长度最小, 造成深盆并海退.

泛大陆与泛大洋的全盛时期, 就是这样一个高山深盆时期, 它必然造成全球性的大海退并影响气候. 但这有一延迟期, 有人提出从碰撞消减聚合到海退有 30 Myr 的延迟期, 也就是说晚二叠世(260 Ma)的海退反映早二叠世(290 Ma)的聚合(Richards 和 Engebretson, 1992).

泛大陆还造成了由古生代大地水准面向中生代大地水准面的转变(图 4). 古生代期间陆地和海洋相对均匀地分布于全球. 泛大陆期间陆地汇聚于地球的一侧, 形成两个大地水准面高区(geoid high, 约位于现在的太平洋及非洲-大西洋)(Anderson, 1982), 泛大洋位于另一侧. 泛大陆和泛大洋质量的不均匀分布形成了与古生代不同的早中生代大地水准面, 与现代各大陆分散分布的大地水准面亦十分不同. 理论上, 大地水准面的转换必然影响海平面升降和海水进退. 转变期估计发生在晚二叠世-早三叠世. 这又正好是大海退和迅速海侵的时期(Erwin, 1993). 大地水准面的改变, 也就是地球整体形状的变化, 或者说地球表面质量分布的变化, 在理论上可能引起地球质心的迁移, 也就是地球内核偏移.

海退从晚二叠世开始, 在特提斯地区经历两个旋回, 即吴家坪早期海退-长兴期海侵-长兴晚期海退-二叠与三叠纪之交快速海侵(图 4). 中国华南地区煤山剖面长兴晚期海退和二叠-三叠纪之交的海侵已记录在其层序地层中(Zhang 等, 1997). II 类层序界面²⁾(SB)位于 24e 层底部, 岩性反应了水体的突然变

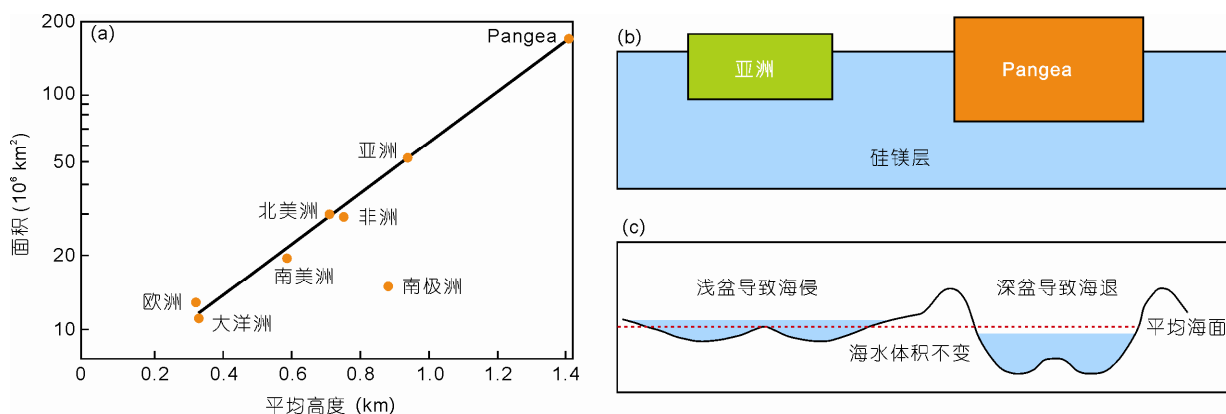


图 3 泛大陆聚合的高山深盆效应

(a) 大陆面积与海拔的线性关系(Worsley 等, 1984); (b) 陆壳愈厚, 则其平均海拔愈高; (c) 浅盆导致海侵, 深盆导致海退

2) I 类层序界面: 平行不整合的层序界面, 上伏地层为低水位体系域; II 类层序界面: 准不整合界面, 上伏地层为陆架边缘体系域

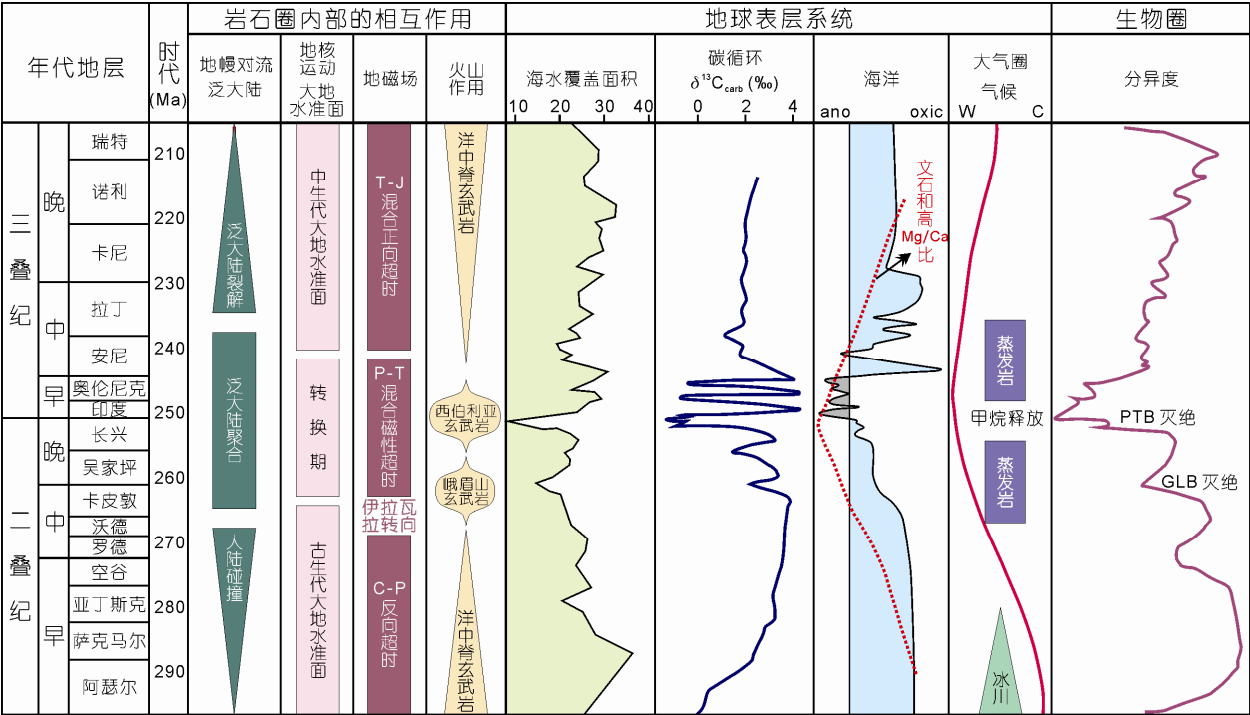


图 4 古、中生代之交的圈层耦合、全球变化与生物灭绝关系图(Yin 等, 2007)

其中海洋氧化还原状况来自 Isozaki (1997)和 Song 等(2012)

浅,同时与环境有关的各项异常(图 2)表明环境危机的开始. 因为煤山剖面是一个高度凝缩的剖面,所以陆架边缘体系域(SMST)非常薄(24~e26 层,0.3 m). 这段地层发育混合动物群,包括小型化的腕足、残余的假提罗菊石、二叠纪的牙形石和过渡型的双壳类(*Towapteria* 等)和 *Otoceratid* 菊石. 这些动物群在 26/27 层之交界线处灭绝. 海侵界面(TS)位于 27 层灰岩的底部,这层灰岩位于 25 层粘土岩和 26 层黑色泥岩之上. 全球分布的牙形石 *H. parvus* 首现于海侵面之上 8 cm 处. 由 24e 层开始的海退,在华南广泛存在. 这次海退也普遍存在于特提斯和冈瓦纳北缘(Yin 等, 2007). 海退在 25 层(*C. meishanensis* 带)达到底点,并继续到 26 层(*H. changxingensis* 带),致使扬子台地普遍缺失此两带地层.

通过对特提斯地区重要剖面的对比研究,可发现该地区在二叠纪末期普遍发育一个以假整合或平行不整合为特征的层序界面(SB),并伴随着岩性的急剧变化,从而导致了组名的改变. 该层序界面之上是一很薄的(0.3~5.0 m)以一海侵面(TS)为顶界的陆架边缘体系域(SMST). 以牙形石 *H. parvus* 的首现确定的

二叠-三叠系界线一般位于海侵面之上几厘米至几米处. 这个层序界面代表了第一幕(二叠纪末期)的生物灭绝事件,致使珊瑚、纺锤虫、菊石和腕足类灭绝(Yin 等, 2007). 在北方地区,晚二叠世只经历一次旋回,即吴家坪期海退-长兴末期海侵(二叠-三叠纪之交海侵),没有长兴期海侵-海退这一旋回. 这在加拿大北部地区的 Otto Fiord(Henderson 和 Baud, 1997),格陵兰(Teichert 等, 1973)和西伯利亚(Dagys 等, 1979)是相同的.

泛大陆聚合时洋中脊的扩张速率减慢对高镁文石海形成有影响(图 4). 在海水与洋中脊岩石反应过程中,洋壳玄武岩转化为绿岩和角闪岩,并系统地吸收 Mg^{2+} ,释放 Ca^{2+} . 因此当洋中脊扩张速率较慢时,大洋的 $x(Mg)/x(Ca)$ 值升高;当其 >2 时,即形成高镁海或文石海,并将沉淀文石及高镁方解石;相反,较快的洋中脊扩展速率将降低海水的 $x(Mg)/x(Ca)$ 值;当其 <2 时,则沉淀低镁方解石(Hardie, 1996). 尽管海洋化学对钙质壳分泌的影响远不如灭绝(Kiessling 等, 2008),二叠纪末正是高镁海或文石海的高峰时期,当时灭绝的生物门类(四射珊瑚、床板珊瑚、纺锤虫、

滨海边区(Vrzhosek, 1997), 华南(Yin 等, 1992; Yang 等, 2012)与冈瓦纳特提斯北缘(Veevers 和 Tewari, 1995), 它们多数是中、酸性的, 有时为双峰型, 因此通常与板块汇聚或裂谷作用相联系. 与西伯利亚暗色岩不同. 这些火山岩原来应沿古泛大洋西缘, 冈瓦纳特提斯北缘及华西南南缘分布(图 5(b)), 现多已消减而不保存; 也有可能代表峨眉山大火成岩喷发的末期(峨眉山玄武岩启动于 260 Ma, 大规模快速喷发 253~256 Ma, 251~253 Ma 的中酸性岩石代表其末期产物)(范蔚茗等, 2004). 其中仅华南一地, 分别在 PTB 上下不足 1 m 内的两层火山灰层(煤山剖面 25 及 28 层)即广布于约一百万平方公里的面积, 并可能亦见于特提斯其他区域(Yin 等, 1992). 它们的产出层位与两幕灭绝层位一致(Yin 等, 2007). 中、酸性火山喷发常带出大量的气体, 在华南这样碳酸盐岩广布的地区, 尤其会产生大量二氧化碳和甲烷, 因此其对增温与灭绝的效应不容忽视.

火山爆发对生物灭绝的效应可归纳为如下几点(图 6): (1) 火山排入大气中过量的二氧化碳、甲烷、氮的氧化物等, 产生温室效应, 导致气温上升; (2)

火山喷入海水中过量的二氧化碳, 导致海水酸化, 使 PTB 海洋生物或者由于对缺氧和酸化的不适应而选择性灭绝, 或者由于高碳酸血症而死亡(Knoll 等, 2007); 岩浆活动释入地下浅部的 CO_2 则妨碍陆生植物根系吸氧, 使之死亡; (3) 喷出的二氧化硫, 爆发物质和冲击加热产生的二氧化氮、氧化物等有毒物质的污染效应; (4) 大规模火山活动产生的 SO_2 , 形成 H_2SO_4 气溶胶, 会加速含氯化物的活动, 破坏平流层的臭氧, 导致紫外线辐射增强. Visscher 等(2004)根据 PTB 孢粉的突变发生(mutagenesis), 提出紫外线辐射增强可能对陆地植被造成灭绝效应, 并加速了新种系的发生. 上述多种效应的联合作用导致生物生存环境恶化, 是造成当时生物大灭绝的重要因素之一. 微生物岩的发育与火山活动强度有关, 在西南诸省, PTB 火山活动最强, 而那里的微生物岩最发育, 且普遍含 Eu 异常(图 5(c))(Xie 等, 2010). 此外, 在理论上, 火山爆发烟尘的蔽光效应可使气温下降, 造成十-千年级的“火山冬天”, 并且它抑制光合作用, 可造成光合生物灭绝. 有人揣测 PTB 亦存在火山冬天(Kozur, 2007; Korte 等, 2010).

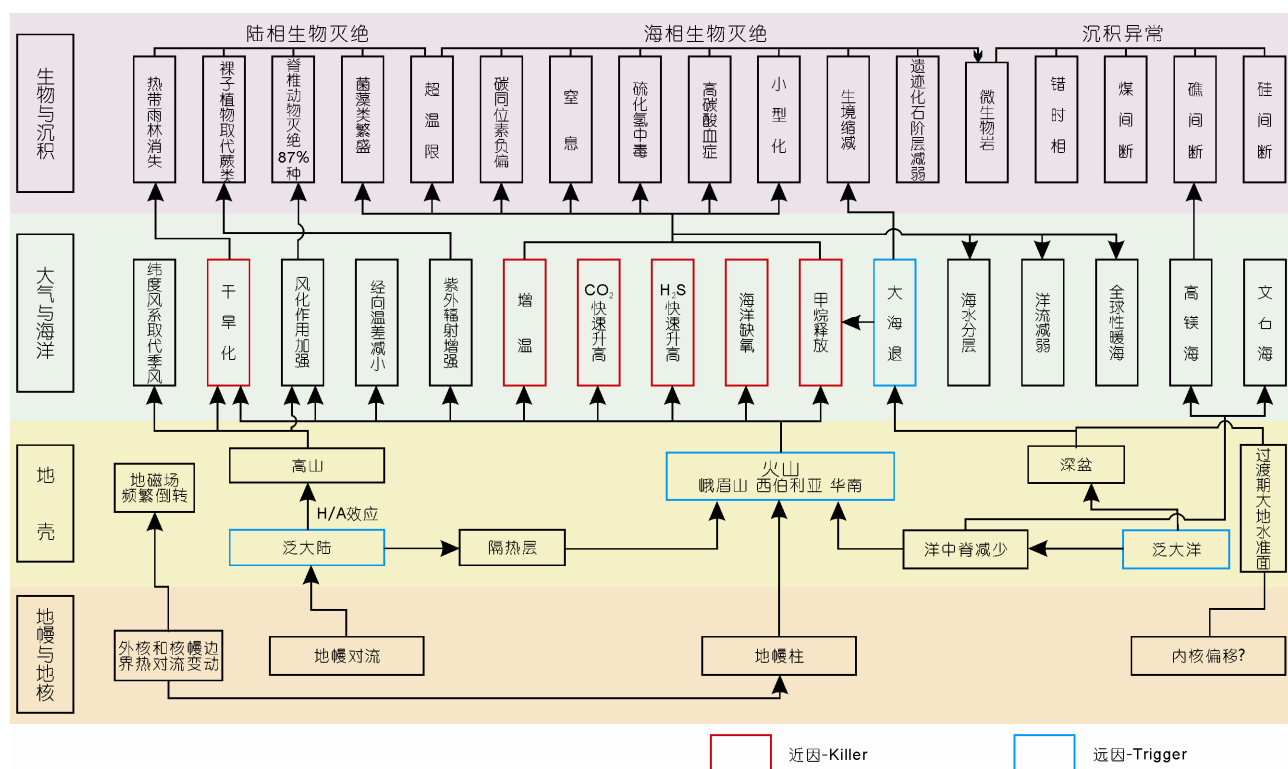


图 6 古、中生代之交的圈层耦合、全球变化与生物灭绝关系图

4 古、中生代之交大灭绝、泛大陆聚合与核幔圈层变动及地幔柱的关系

关于核幔圈层与 PTB 的全球变化和生物大灭绝的关系, 亦有一些研究. 通古斯暗色岩和峨眉山玄武岩源于地幔柱, 泛大陆形成源于地幔对流和冷地壳向地内消减, 伊拉瓦拉磁性反转被认为与 PTB 灭绝

有关(Hays, 1971), 它源于液态外核热对流的扰动. 有的研究认为冷物质积聚于核幔交界“D”层将因热补偿而启动地幔柱, 并引起外核热对流的变动, 后者又引起地磁极反转(图 7). 这些核幔变动造成泛大陆聚合和两个大火成岩省(LIP)先后在二叠纪形成(Eide 和 Torsvik, 1996; Isozaki, 2009). 除了泛大陆造成的较长时间的海平面升降以外, 地幔柱(表现为大火成岩省)

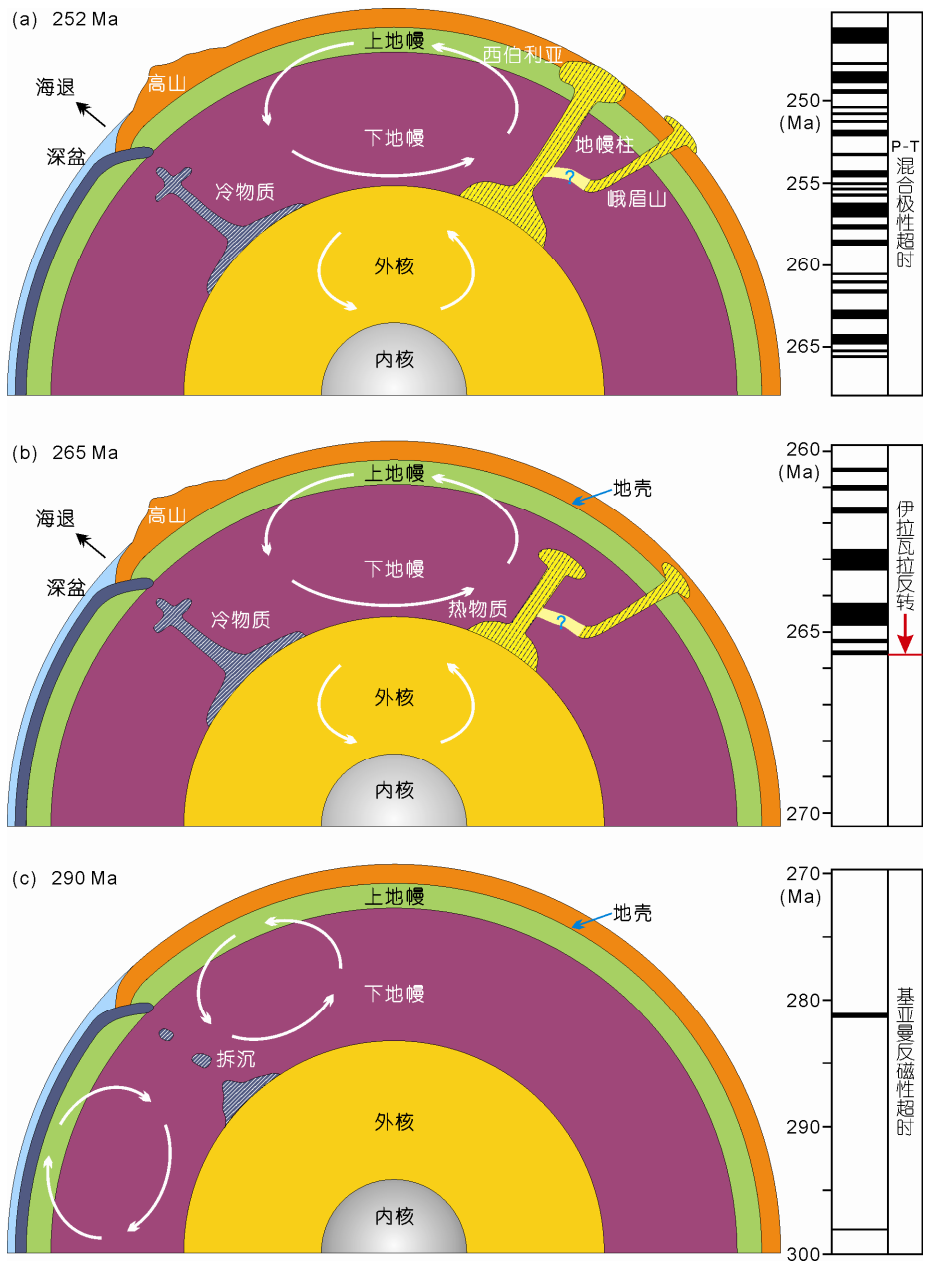


图 7 古、中生代之交大灭绝、泛大陆聚合与核幔圈层变动及地幔柱的关系模式图

磁性地层数据来自 Gradstein 等(2004)

形成的地壳热点亦可导致地壳上拱, 大地水准高点形成和海水进退(Anderson, 1982). Xu 等(2004)提出, 峨眉山玄武岩的形成过程存在上述效应, 并导致东吴运动期的海退.

从圈层耦合角度看, PTB 这次两亿五千万年前重大全球变化和生物灭绝与 260.4 Ma 中、晚二叠世之交(Gudalupian-Lopingian Boundary, 简称 GLB)全球变化与生物灭绝有联系, 均与泛大陆有关. 泛大陆聚合在晚石炭世-早二叠世早期达到高峰, 在此以前聚合过程中大量洋壳在消减带下沉、拆沉, 并堆积于核幔边界, 在这个过程中外核热对流和地幔热对流基本是稳定的, 反映为 GLB 之前, 古地磁场中长期静止的基亚曼反磁极性超时(Kiaman Reversed Polarity Superchron)(图 7(c)). 当大量冷物质下沉到核幔边界以后, 流态外核的热对流就受到扰动, 因而地磁场突然经历了一次倒转——著名的伊拉瓦拉倒转(Illawarra Reversal)(265 Ma), 从此进入了晚二叠世-中三叠世地磁场频繁倒转的 P-T 混合极性超时; 与此同时, “D” 层将因热补偿而启动地幔柱, 并成为泛大陆裂解的导因(Isozaki, 2009)(图 7(b)). 地幔柱的较小一枝于 260 Ma 左右到达地表, 峨眉山玄武岩开始爆发, 形成第一个大火成岩省(LIP), 继而在全球范围开始海退, 在 GLB 处形成 2 级层序界面(相当于中国的东吴

运动). 与之相伴随发生了影响到纺锤虫、珊瑚、腕足类和植物等多门类的 GLB 灭绝. 其后约 8 Myr, 海水进退和生物演化有一些反复. 至古、中生代之交, 地幔柱主体到达地表, 更大的通古斯大火山岩省形成, PTB 灭绝开始(252 Ma, 图 7(a)), 所以 260 Ma 的 GLB 全球变化和生物灭绝与 252 Ma 的 PTB 全球变化和生物灭绝虽分属两次(Stanley 和 Yang, 1994), 但在圈层耦合方面是相联系的. 关于核幔圈层与 PTB 的全球变化和生物大灭绝的关系, 目前还处于推测阶段, 我们在图 6 中以相关性表现之.

5 结束语

综上所述, PTB 的全球变化和生物大灭绝是地球各圈层相互作用的产物. 地壳活动、大气圈、水圈、沉积圈和生物圈(包括各类生物自身演化的因素)相互作用, 从渐变到突变, 集中爆发于 PTB 时间.

地球内部圈层→地球表层系统→生物演化, 这是地球系统科学的重大问题, 值得深入探讨. 从地球内部圈层到地球表层系统, 再到生物演化, 这一过程在时间上有延后性, 在因果关系上有许多不确定性, 还处于假说阶段, 需要更多的科学证据. “路漫漫其修远兮, 吾将上下而求索”.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见. 在成文过程中曾获得许志琴、张国伟、孙枢、戎嘉余等院士的支持和谢树成、童金南、罗根明等老师在资料方面的帮助, 谨致诚挚的谢意.

参考文献

- 曹长群, 王伟, 金玉环. 2002. 浙江煤山二叠-三叠系界线附近碳同位素变化. 科学通报, 47: 302-306
- 曹长群, 郑全峰. 2009. 煤山二叠纪-三叠纪过渡期事件地层时序的微观地层记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 481-487
- 范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 等. 2004. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束. 科学通报, 49: 1892-1900
- 黄咸雨, 焦丹, 鲁立强, 等. 2007. 二叠纪-三叠纪之交环境的不稳定性和生物危机的多阶段性: 浙江长兴微生物分子化石记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 629-635
- 宋海军, 童金南, 熊炎林, 等. 2012. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -深度梯度的剧增与二叠纪末生物大灭绝. 中国科学: 地球科学, 42: 1182-1191
- 王永标, 童金南, 王家生, 等. 2005. 华南二叠纪末大绝灭后的钙质微生物岩及古环境意义. 科学通报, 50: 552-558
- 童金南, 殷鸿福. 2009. 早三叠世生物与环境研究进展. 古生物学报, 48: 497-508
- 谢树成, 殷鸿福, 曹长群, 等. 2009. 二叠纪-三叠纪之交地球表层系统的多幕式变化: 分子地球生物学记录. 古生物学报, 48: 487-496
- 颜佳新, 伍明. 2006. 显生宙海水成分、碳酸盐沉积和生物演化系统研究进展. 地质科技情报, 25: 1-7
- 殷鸿福, 黄思骥, 张克信, 等. 1989. 华南二叠纪-三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. 地质学报, 63: 169-180
- 张克信, 赖旭龙, 童金南, 等. 2009. 全球界线层型华南浙江长兴煤山剖面牙形石序列研究进展. 古生物学报, 48: 474-486
- Algeo T J, Chen Z Q, Fraiser M L, et al. 2011. Terrestrial-marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 308: 1-11

- Anderson D L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 297: 391–393
- Benton M J, Harper D A T. 1997. *Basic Palaeontology*. Essex: Addison Wesley Longman. 342
- Berner R A. 2002. Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2002, 99: 4172–4177
- Berner R A. 2005. The carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen from Middle Permian to Middle Triassic. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 3211–3217
- Cao C, Love G D, Hays L E, et al. 2009. Biogeochemical evidence for euxinic oceans and ecological disturbance presaging the end-Permian mass extinction event. *Earth Planet Sci Lett*, 281: 188–201
- Dagys A, Arkhipov Y V, Bychkov Y M. 1979. Stratigraphy of the Triassic System of Northeastern Asia. Academy of Sciences, USSR, Siberian Branch, Institute of Geology and Geophysics. *Transactions*, 447: 1–241
- Eide E A, Torsvik T H. 1996. Paleozoic supercontinental assembly, mantle flushing, and genesis of the Kiaman Superchron. *Earth Planet Sci Lett*, 196, 144: 389–402
- Erwin D H. 1993. *The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian*. New York: Columbia University Press
- Feng Q, He W, Gu S, et al. 2007. Radiolarian evolution during the latest Permian in South China. *Global Planet Change*, 55: 177–192
- Flügel E. 2002. Triassic reef patterns. In: Kiessling W, Flügel E, Golonka J, eds. *Phanerozoic Reef Patterns*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology. 391–463
- Golonka J, Ross M, Scotese C. 1994. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. *Can Soc Petrol Geol Mem*, 17: 1–48
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press
- Grice K, Cao C, Love G D, et al. 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706–709
- Hallam A, Wignall P B. 1997. *Mass Extinctions and Their Aftermath*. Oxford: Oxford University Press
- Hardie L A. 1996. Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 My. *Geology*, 24: 279–283
- Hays J D. 1971. Faunal extinctions and reversals of the Earth's magnetic field. *Geol Soc Am Bull*, 82: 2433–2447
- Henderson C M, Baud A. 1997. Correlation of the Permian-Triassic boundary in Arctic Canada and comparison with Meishan, China. *Proceedings, 30th International Geological Congress*, 11: 143–152
- Isozaki Y. 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276: 235–238
- Isozaki Y. 2009. Illawarra reversal: The fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction. *Gondwana Res*, 2009, 15: 421–432
- Jin Y, Wang Y, Wang W, et al. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289: 432–436
- Joachimski M M, Lai X, Shen S, et al. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195–198
- Kiessling W, Aberhan M, Villier L. 2008. Phanerozoic trends in skeletal diversity driven by mass extinctions. *Nature Geosci*, 1: 527–530
- Knoll A H, Bambach R K, Payne J L, et al. 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 256: 295–313
- Kershaw S, Zhang T S, Lan G Z A, 1999. Microbialite carbonate crust at the Permian-Triassic boundary in South China, and its palaeoenvironmental significance. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 146: 1–18
- Koeberl C, Farley K A, Peucker-Ehrenbrink B, et al. 2004. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. *Geology*, 32: 1053–1056
- Korte C, Pande P, Kalia P, et al. 2010. Massive volcanism at the Permian-Triassic boundary and its impact on the isotopic composition of the ocean and atmosphere. *J Asian Earth Sci*, 37: 293–311
- Kozur H. 2007. Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian-Triassic Boundary (PTB): Implications for the causes of the PTB biotic crisis. *Global Planet Change*, 55: 155–176
- Luo G, Kump L R, Wang Y, et al. 2010. Isotopic evidence for an anomalously low oceanic sulfate concentration following end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 300: 101–111
- Luo G, Lai X, Shi G R, et al. 2008. Size variation of conodont elements of the *Hindeodus-Isarcicella* clade during the Permian-Triassic transition in South China and its implication for mass extinction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 264: 176–187
- Luo G, Wang Y, Algeo T J, et al. 2011. Enhanced nitrogen fixation in the immediate aftermath of the latest Permian marine mass extinction. *Geology*, 39: 647–650
- Mundil R, Ludwig K R, Metcalfe L, et al. 2004. Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*,

305: 1760–1763

- Ogg J G, Ogg G, Gradstein F M. 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge: Cambridge University Press
- Payne J L, Lehrmann D J, Wei J, et al. 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science*, 305: 506–509
- Payne J L, Turchyn A V, Paytan A, et al. 2010. Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 107: 8543–8548
- Racki G. 1999. Silica-secreting biota and mass extinctions: Survival patterns and processes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 154: 107–132
- Racki G. 2003. End-Permian mass extinction: Oceanographic consequences of double catastrophic volcanism. *Lethaia*, 36: 171–173
- Racki G, Wignall P B. 2005. Late permian double-phased mass extinction and volcanism: An oceanographic perspective. In: Over D J, Morrow J R, Wignall P B, eds. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Amsterdam: Elsevier. 263–297
- Retallack G J. 1995. Permian-Triassic life crisis on land. *Science*, 267: 77–80
- Retallack G J, Veevers J J, Morante R. 1996. Global coal gap between Permian-Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geol Soc Am Bull*, 108: 195–207
- Retallack G J. 2001. A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles *Nature*, 411: 287–290
- Retallack G J. 2002. Carbon dioxide and climate over the past 300 Myr. *Phil Trans R Soc Lond A*, 360: 659–673
- Retallack G J, Jahren A H. 2008. Methane release from igneous intrusion of coal during Late Permian extinction events. *J Geol*, 116: 1–20
- Richards M A, Engebretson D C. 1992. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, 355: 437–440
- Scotese C R, McKerrow W S. 1990. Paleozoic world maps and symposium introduction. In: McKerrow W S, Scotese C R. eds. *Paleozoic Paleogeography and Biogeography*. London: Society of London. 1–24
- Sepkoski J J Jr. 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity, III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, 10: 246–267
- Sepkoski J J Jr. 1997. Biodiversity: Past, present, and future. *J Paleontol*, 71: 533–539
- Shen S, Crowley J L, Wang Y, et al. 2011a. Calibrating the End-Permian mass extinction. *Science*, 334: 1367–1372
- Shen W, Lin Y, Xu L, et al. 2007. Pyrite framboids in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic deposition. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 253: 323–331
- Shen W, Sun Y, Lin Y, et al. 2011b. Evidence for wildfire in the Meishan section and implications for Permian-Triassic events. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 1992–2006
- Shen Y, Farquhar J, Zhang H, et al. 2011c. Multiple S-isotopic evidence for episodic shoaling of anoxic water during Later Permian mass extinction. *Nature Commun*, 2: 210
- Song H, Tong J, Chen Z Q. 2011a. Evolutionary dynamics of the Permian-Triassic foraminifer size: Evidence for Lilliput effect in the end-Permian mass extinction and its aftermath. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 308: 98–110
- Song H, Wignall P B, Chen Z Q, et al. 2011b. Recovery tempo and pattern of marine ecosystems after the end-Permian mass extinction. *Geology*, 39: 739–742
- Song H, Wignall P B, Tong J, et al. 2012. Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. *Earth Planet Sci Lett*, 353–354: 12–21
- Song H, Wignall P B, Tong J, et al. 2013. Two discrete pulses to the Permian-Triassic extinction. *Nature Geosci*, 6: 52–56
- Stanley S M, Yang X. 1994. A double mass extinction at the end of the Paleozoic Era. *Science*, 266: 1340–1344
- Svensen H, Planke S, Polozov A G, et al. 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet Sci Lett*, 277: 490–500
- Teichert C, Kummel B, Sweet W C. 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. *Bull Mus Comp Zool*, 145: 359–472
- Veevers J J, Tewari R C. 1995. Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. *Geology*, 23: 467–470
- Visscher H, Looy C V, Collinson M E, et al. 2004. Environmental mutagenesis during the end-Permian ecological crisis. *Proc Natl Acad Sci USA*, 101: 12952–12956
- Vrzehosek A A. 1997. Late Permian bimodal volcanism in South Primorye. In: Dickins J M, Yang Z, Yin H, et al, eds. *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events and their Global Correlation*. Cambridge: Cambridge University Press
- Wang C. 2007. Anomalous hopane distributions at the Permian-Triassic boundary, Meishan, China—Evidence for the end-Permian marine ecosystem collapse. *Org Geochem*, 38: 52–66

- Wang C, Visscher H. 2007. Abundance anomalies of aromatic biomarkers in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence of end-Permian terrestrial ecosystem collapse. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 252: 291–303
- Ward P D, Botha J, Buick R, et al. 2005. Abrupt and gradual extinction among Late Permian land vertebrates in the Karoo Basin, South Africa. *Science*, 307: 709–714
- Ward P D, Montgomery D R, Smith R. 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction. *Science*, 289: 1740–1743
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Sci Rev*, 53: 1–33
- Worsley T R, Nance D, Moody J B. 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Mar Geol*, 58: 373–400
- Xia W, Zhang N, Wang G, et al. 2004. Pelagic radiolarian and conodont biozonation in the Permo-Triassic boundary interval and correlation to Meishan GSSP. *Micropaleontology*, 50: 27–44
- Xie S, Pancost R D, Huang J, et al. 2007. Changes in the global carbon cycle occurred as two episodes during the Permian Triassic crisis. *Geology*, 35: 1083–1086
- Xie S, Pancost R D, Wang Y, et al. 2010. Cyanobacterial blooms tied to volcanism during the 5 M.y. Permo-Triassic biotic crisis. *Geology*, 38: 447–450
- Xie S, Pancost R D, Yin H, et al. 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434: 494–497
- Xu, Y G, He B, Chung S L, et al. 2004. The geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood basalt province. *Geology*, 30: 917–920
- Yang J, Cawood P A, Du Y, et al. 2012. Large Igneous Province and magmatic arc sourced Permian-Triassic volcanogenic sediments in China. *Sediment Geol*, 261–262: 120–131
- Yin H. 1996. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidates of Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press. 137
- Yin H, Feng Q, Lai X, et al. 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Global Planet Change*, 55: 1–20
- Yin H, Huang S, Zhang K, et al. 1992. The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China. In: Sweet W C, Yang Z Y, Dickens J M, eds. *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys*. Cambridge: Cambridge University Press
- Yin H, Xie S, Luo G, et al. 2012. Two episodes of environmental change at the Permian-Triassic boundary of the GSSP section Meishan. *Earth Sci Rev*, 115: 163–172
- Yin H, Zhang K, Tong J, et al. 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. *Episodes*, 24: 102–114
- Zhang K, Tong J, Yin H, et al. 1997. Sequence stratigraphy of the Permian-Triassic boundary section of Changxing, Zhejiang, Southern China. *Acta Geol Sin*, 71: 90–103