

始新世—渐新世气候转变研究进展

肖国桥^{1, 2)}, 张仲石^{3, 4)}, 姚政权⁵⁾

1) 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 中国武汉, 430074;

2) 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 中国西安, 710075;

3) 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 中国北京, 100029;

4) 挪威 Bjerknes 气候研究中心, 挪威卑尔根, N-5007;

5) 国家海洋局第一海洋研究所, 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 中国山东青岛, 266061

内容提要: 始新世—渐新世(E—O)气候转变(34 Ma 前后)是新生代气候演化过程中最显著的变冷事件之一, 标志着地球气候由“温室”进入“冰室”。这一转变伴随着地球环境的一系列重大变化, 对于研究新生代气候变冷的驱动机制、区域气候对全球重大气候事件的响应方式、重大气候事件对生态环境及生物演替的影响等具有重要意义。近年来地质记录和气候模拟在E—O转变研究上取得了一系列重要进展: ①不同纬度区的地质记录揭示出这一转变伴随着全球性的显著降温, 指示其触发因素是全球性的; ②气候模拟研究揭示出大气CO₂浓度降低及与之联系的全局碳循环变化是导致这一转变的主因, 否定了传统认为的环南极流形成导致E—O气候变冷的假说; ③深海沉积记录揭示出这一转变过程持续400~500 ka, 表现为全球降温和南极冰盖形成先后两阶段变化; ④海—陆气候记录的对比初步揭示出陆地区域的干旱化可能主要与全球降温(对应于E—O转变的第一阶段)相关。当前对E—O气候转变的研究还存在地质记录分辨率不够高、模拟结果与地质记录不完全吻合、陆地记录相对较少等方面的不足。更精确的大气CO₂浓度和温度的重建、更多高分辨率海—陆气候记录的研究以及古气候数值模拟的改进有望进一步揭示出E—O转变过程中气候系统各要素的变化特征和相互关系, 为更深入认识这一转变的驱动机制提供依据。

关键词: 始新世—渐新世气候转变; 全球变冷; 大气CO₂; 气候变化机制

白垩纪以来, 地球气候由极端的“温室气候”逐渐演化为现今两极均发育大冰盖的“冰室气候”。在长期的气候变冷过程中, 最引人注目的是始新世—渐新世(E—O)之交(34 Ma 前后)的气候变冷事件, 它导致了南极大陆冰盖的出现, 标志着地球气候从“温室”进入“冰室”(Miller et al., 1987, 1991; Zachos et al., 2001, 2008)。这一事件还伴随着全球海平面的大幅快速下降(Katz et al., 2008)、全球范围的显著降温(Dupont-Nivet et al., 2007; Zanazzi et al., 2007; Lear et al., 2008; Schouten et al., 2008; Liu et al., 2009)、大气CO₂浓度的明显降低(Pagani et al., 2005; Pearson et al., 2009)、赤道太平洋碳酸盐补偿深度近1000 m的变深(Coxall et al., 2005)、全球性的生物演替(Meng and McKenna, 1998; Ivany et al., 2003; Hansen et al., 2004; Retallack et al., 2004; Coxall and Pearson,

2007; Pearson et al., 2008)。这一气候突变的研究对于认识新生代长期气候变冷的驱动机制、区域气候对全球重大气候事件的响应方式、重大气候突变对生态环境和生物演替的影响等具有重要意义, 故一直是古气候学和古生物学关注的焦点之一。

自20世纪70年代在深海中发现这一变冷事件以来, 不同研究者相继对E—O气候转变的过程、特征及其对生物演替的影响等开展了多方面研究, 并对其驱动机制提出了多种假说。最近10年来, 随着高分辨率地质记录的不断报道和古气候数值模拟的突破, 对E—O气候转变的研究取得了一系列重要进展。本文依据近年来的研究进展对E—O气候转变的研究现状进行了初步总结。

1 地球环境系统在始新世—渐新世转变中的变化

注: 本文为中国博士后科学基金(编号20110491234)、黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金(编号SKLLQG10286)、中国地质调查局项目(编号1212011121261)和生物地质与环境地质国家重点实验室开放基金(编号BGEG1010)共同资助的成果。

收稿日期: 2011-07-15; 改回日期: 2011-09-04; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 肖国桥, 男, 1980年生。博士, 主要从事新生代古环境演化研究。Email: xgqiaocug@gmail.com。

1.1 全球性降温

对 E—O 转变过程中温度变化的重建始于深海氧同位素的研究。20 世纪 70 年代中期,一些研究揭示出深海有孔虫壳体的氧同位素在 E—O 之交存在明显正偏 (Savin et al. , 1975; Shackleton and Kennett, 1975; Kennett and Shackleton, 1976)。由

于当时普遍认为中中新世之前地球上不存在冰盖,因此氧同位素的这一变化被认为是由高纬地区降温引起的 (Savin et al. , 1975; Shackleton and Kennett, 1975; Kennett and Shackleton, 1976)。但随后对底栖—浮游有孔虫氧同位素、大陆边缘层序地层、冰筏沉积等的研究确认了南极冰盖正是在这一时期形成

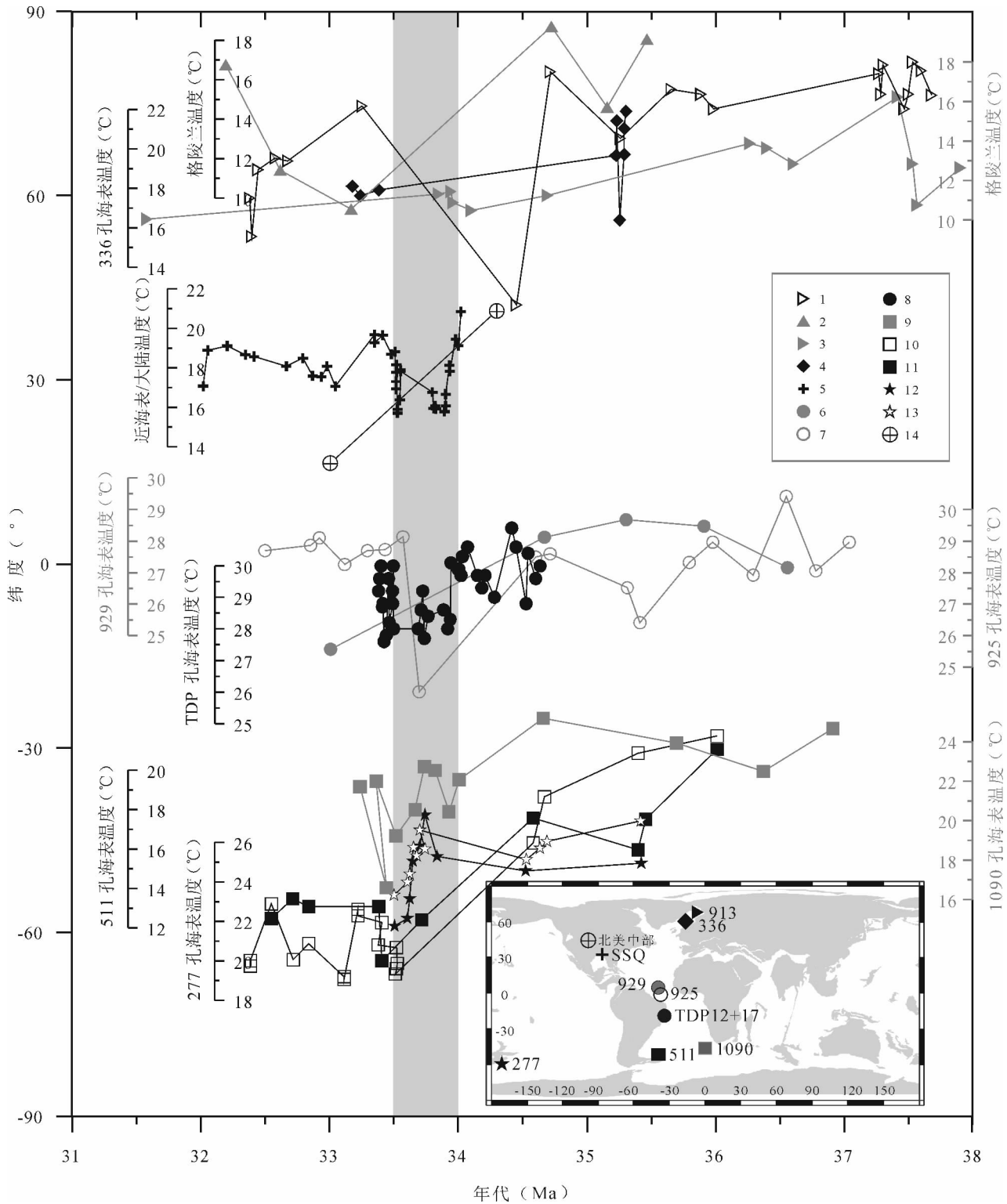


图 1 始新世—渐新世转变时期全球不同地区的温度记录

Fig. 1 Paleotemperature records from different latitudes across the Eocene—Oligocene climate transition

1—913 孔格陵兰 GDGT 温度 (Schouten et al., 2008); 2—913 孔 $U_{37}^{K'}$ 海表温度 (Liu et al., 2009); 3—913 孔格陵兰孢粉温度 (Eldrett et al., 2009); 4—336 孔 $U_{37}^{K'}$ 海表温度 (Liu et al., 2009); 5—阿拉巴马 SSQ 剖面 Mg/Ca 近海表温度 (Katz et al., 2008); 6—929 孔 TEX_{86} 海表温度 (Liu et al., 2009); 7—925 孔 TEX_{86} 海表温度 (Liu et al., 2009); 8—TDP 孔 Mg/Ca 海表温度 (Lear et al., 2008); 9—1090 孔 $U_{37}^{K'}$ 海表温度 (Liu et al., 2009); 10—511 孔 $U_{37}^{K'}$ 海表温度 (Liu et al., 2009); 11—511 孔 TEX_{86} 海表温度 (Liu et al., 2009); 12—277 孔 $U_{37}^{K'}$ 海表温度 (Liu et al., 2009); 13—277 孔 TEX_{86} 海表温度 (Liu et al., 2009); 14—北美中部 $\delta^{18}O$ 温度 (Zanazzi et al., 2007)

1—GDGTs-based air temperature of Greenland from ODP Site 913 (Schouten et al., 2008); 2— $U_{37}^{K'}$ -based sea surface temperature from ODP Site 913 (Liu et al., 2009); 3—pollen-based air temperature of Greenland from ODP Site 913 (Eldrett et al., 2009); 4— $U_{37}^{K'}$ -based sea surface temperature from DSDP Site 336 (Liu et al., 2009); 5—Mg/Ca-based temperature near the sea surface from Saint Stephens Quarry (SSQ), Alabama (Katz et al., 2008); 6— TEX_{86} -based sea surface temperature from ODP Site 929 (Liu et al., 2009); 7— TEX_{86} -based sea surface temperature from ODP Site 925 (Liu et al., 2009); 8—Mg/Ca-based sea surface temperature from TDP Site 12 and 17 (Lear et al., 2008); 9— $U_{37}^{K'}$ -based sea surface temperature from ODP Site 1090 (Liu et al., 2009); 10— $U_{37}^{K'}$ -based sea surface temperature from DSDP Site 511 (Liu et al., 2009); 11— TEX_{86} -based sea surface temperature from DSDP Site 511 (Liu et al., 2009); 12— $U_{37}^{K'}$ -based sea surface temperature from DSDP Site 277 (Liu et al., 2009); 13— TEX_{86} -based sea surface temperature from DSDP Site 277 (Liu et al., 2009); 14— $\delta^{18}O$ -based continental temperature from central North America (Zanazzi et al., 2007)

的 (Matthews and Poore, 1980; Keigwin and Keller, 1984; Miller et al., 1987, 1991; Zachos et al., 1992), 这意味着氧同位素在 E—O 转变过程中的变化同时包含着降温和冰盖扩张的信息。因此, 重建这一过程中的温度变化有赖于其他独立的古温度指标。

近年来, 随着高分辨率地质记录的不断获取和新的古温度指标的应用, 对 E—O 气候转变过程中的温度变化研究取得了长足进展。深海温度重建的指标包括底栖有孔虫壳体的 Mg/Ca 和 Sr/Ca 比值 (Lear et al., 2000; Katz et al., 2008; Pusz et al., 2011); 海洋表面温度重建的指标包括浮游有孔虫壳体的 Mg/Ca 和 Sr/Ca 比值 (Lear et al., 2008)、长链烯酮不饱和度指标 $U_{37}^{K'}$ (Liu et al., 2009)、古菌产生的 GDGT 化合物指标 TEX_{86} (Liu et al., 2009); 陆地表面温度重建的指标包括哺乳动物骨骼和牙齿化石的氧同位素 (Zanazzi et al., 2007, 2009)、土壤细菌产生的支链 GDGT 化合物 (Schouten et al., 2008); 季节性温度变化重建的指标包括鱼耳石的氧同位素 (Ivany et al., 2000) 和孢粉组合特征 (Eldrett et al., 2009) 等。需要说明的是, 这些古温度指标都存在一定的不确定性, 例如, 利用 Mg/Ca 重建古温度时需假设海水的碳酸盐饱和状态 $[\Delta(CO_3^{2-})]$, 其值受碳酸盐补偿深度变化的影响而存在不确定性 (Lear et al., 2008; Pusz et al., 2011); 利用 TEX_{86} 重建温度时需考虑陆源古菌输入的影响 (BIT 指数), 但目前并不清楚陆源输入在多

大程度上影响重建的结果 (Weijers et al., 2006)。

图 1 是依据近年来的研究进展 (Zanazzi et al., 2007; Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Schouten et al., 2008; Eldrett et al., 2009; Liu et al., 2009) 总结的全球不同纬度区地质记录在 E—O 转变时期海表和陆地的温度变化情况。需要指出的是, 虽然不同指标重建的古温度存在一定差别, 但几乎所有的重建结果均显示 E—O 转变期间存在降温, 并表现出明显的区域差异 (图 1)。正如一些学者所指出, E—O 转变是一次全球性的降温事件, 导致了全球表面平均降温约 $4^{\circ}C$ (Liu et al., 2009)。而对于深海温度, 目前的研究仍然较少, 从 ODP1265 孔和 1090 孔来看, 底栖有孔虫 Mg/Ca 比值揭示出 E—O 转变期间南大西洋深海温度降低约 $2^{\circ}C$ (Pusz et al., 2011)。

根据图 1 的温度变化序列, 我们计算了 E—O 转变前后不同地区表面温度的变化量 (图 2), 其显示出如下空间特征: ①高纬地区的降温量明显较低纬地区大, 致使全球温度梯度变大; ②南、北半球的降温量不对称, 南半球较北半球大; ③北美中纬度地区陆地的降温量较同纬度的海洋大。

在温度变化的季节性特征方面, 一些研究也取得了突破。Ivany 等 (2000) 基于墨西哥湾沿岸海相沉积中的鱼耳石氧同位素研究发现, E—O 转变导致冬季温度降低 $3 \sim 4^{\circ}C$, 而夏季降温不明显, 因而加大了冬、夏季节反差。Eldrett 等 (2009) 利用生物气候模型对格陵兰地区海洋沉积物中的孢粉组合所

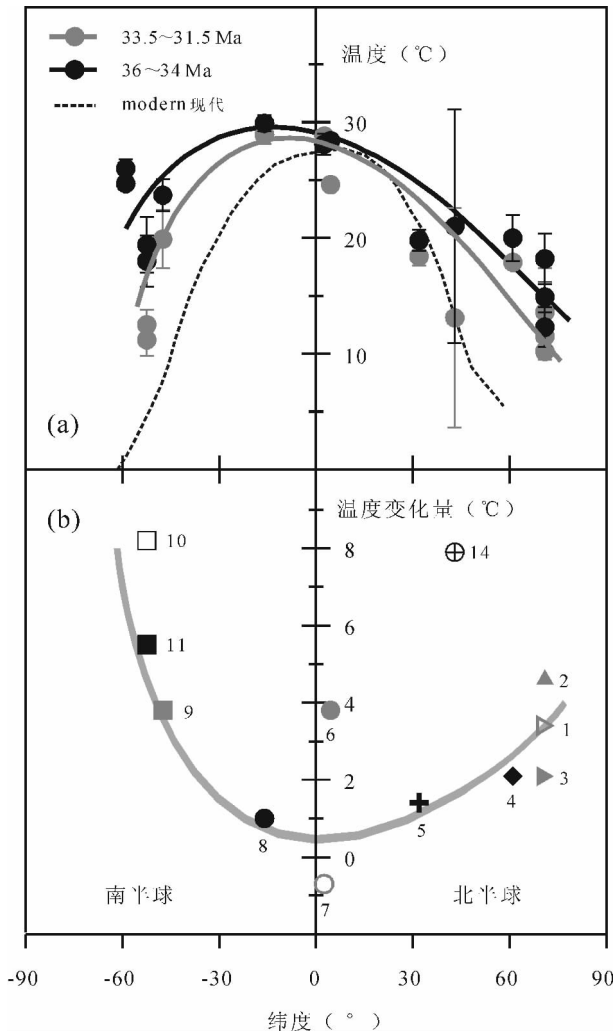


图2 始新世—渐新世转变前后全球表面温度的变化特征(数据来源同图1说明)

Fig. 2 The changes of global surface temperature in the latest Eocene and earliest Oligocene (the data shown in Fig. 2 were from the same references as annotated in Fig. 1)

- (a)—36~34 Ma 和 33.5~31.5 Ma 期间的全球表层温度;
 (b)—E—O 转变前后不同纬度的温度下降量
 (a)—Global surface temperature during 36~34 Ma and 33.5~31.5 Ma; (b)—the changes of global surface temperature in different latitudes across the Eocene—Oligocene transition

反映的季节性温度特征进行了研究,也发现 E—O 转变之后冬、夏季节反差明显加大。

1.2 南极永久冰盖形成和全球海平面下降

全球不同纬度区的深海氧同位素研究显示,在 E—O 之交,底栖有孔虫氧同位素存在 $0.9‰ \sim 1.5‰$ 的变化,热带地区浮游有孔虫氧同位素也存在约 $1.1‰$ 的变化 (Zachos et al., 1996, 2001, 2008; 刘志飞等, 2004; Coxall et al., 2005; 拓守廷等, 2006; Katz et al., 2008; Pearson et al., 2008; Pusz

et al., 2011; Scher et al., 2011),同时,南极及其周边海域出现了大量与冰川活动相关的沉积 (Ehrmann and Mackensen, 1992; Zachos et al., 1992; Ivany et al., 2006; Barker et al., 2007; Scher et al., 2011),这些证据共同指示着南极永久冰盖的形成。这一事件是地球气候自约 52 Ma 以来长期变冷过程中最显著的气候突变之一,标志着地球气候从“温室”进入“冰室” (Miller et al., 1991; Zachos et al., 2001)。近年来,一些研究由于未考虑海水的碳酸盐饱和状态对 Mg/Ca 温标的影响而未能重建出 E—O 转变期间的降温,因此将这一过程中的氧同位素变化全部归因于冰量的扩张,一度认为当时冰盖扩张的规模超过了现今的南极冰盖,并提出北极冰盖也在这一时期存在扩张 (Lear et al., 2000, 2004; Billups and Schrag, 2003; Coxall et al., 2005; Tripathi et al., 2005)。

根据近年来报道的深海氧同位素研究结果 (Zachos et al., 1996; 刘志飞等, 2004; Coxall et al., 2005; Pearson et al., 2008; Pusz et al., 2011; Scher et al., 2011),我们计算了不同纬度地质记录的氧同位素在 34.5~34 Ma (E—O 转变前)和 33.5~33 Ma (E—O 转变后)两个时段的差值。从图 3c 中可以看出,这一差值随纬度的增加而增大,低纬正偏约 $0.8‰$,高纬正偏约 $1.3‰$ 。由于冰量扩张导致的海水氧同位素变化在全球一致,因此,这种氧同位素差值随纬度增加而增大的现象表明深海温度也发生了降低,且高纬地区的降温要比低纬地区强烈,这与全球海面温度的变化特征是一致的 (图 2b)。假定 E—O 转变时期形成的南极冰盖与现今规模差别不大,则可使全球海平面下降 55~60 m,海水氧同位素变重 $0.6‰$ 左右,而不同纬度区另外 $0.2‰ \sim 0.7‰$ 氧同位素的变重则反映了深海 1~3.5°C 的降温 (图 3c)。但这一假设可能对当时南极冰盖的规模估计过大,因为当时的大气 CO_2 浓度 (以体积计,后同) 在 700×10^{-6} 以上 (Pagani et al., 2005; Pearson et al., 2009),气候应明显较现今温暖,冰盖规模应较现今小,最近对南极区域气候的综合研究也证实了这一点 (Anderson et al., 2011)。这意味着 Pusz 等 (2011) 依据 Mg/Ca 比值所重建的南半球中纬度海洋 2°C 的深海降温可能偏小,而 Katz 等 (2008) 和 Miller 等 (2008) 依据墨西哥湾北部阿拉巴马地区海相沉积中有孔虫氧同位素、Mg/Ca 比值及层序地层—海面变化的综合研究所估算的 67 m 的全球海平面降低可能偏大。因此,对 E—O 转变

过程中的冰盖变化规模和全球海平面下降幅度仍需要更多深海温度及层序地层—海面变化等方面的研究。

1.3 大气 CO₂ 浓度的变化

大气 CO₂ 浓度的变化被认为是驱动地球气候长

期演化的主要因素 (Berner, 1990; Royer et al., 2004)。上个世纪 80 年代中期, Barron (1985) 基于气候模拟结果提出大气 CO₂ 浓度的降低可能是导致包括 E—O 转变在内的新生代长期气候变冷的主因, 但当时缺乏可靠的大气 CO₂ 重建结果。最近 10

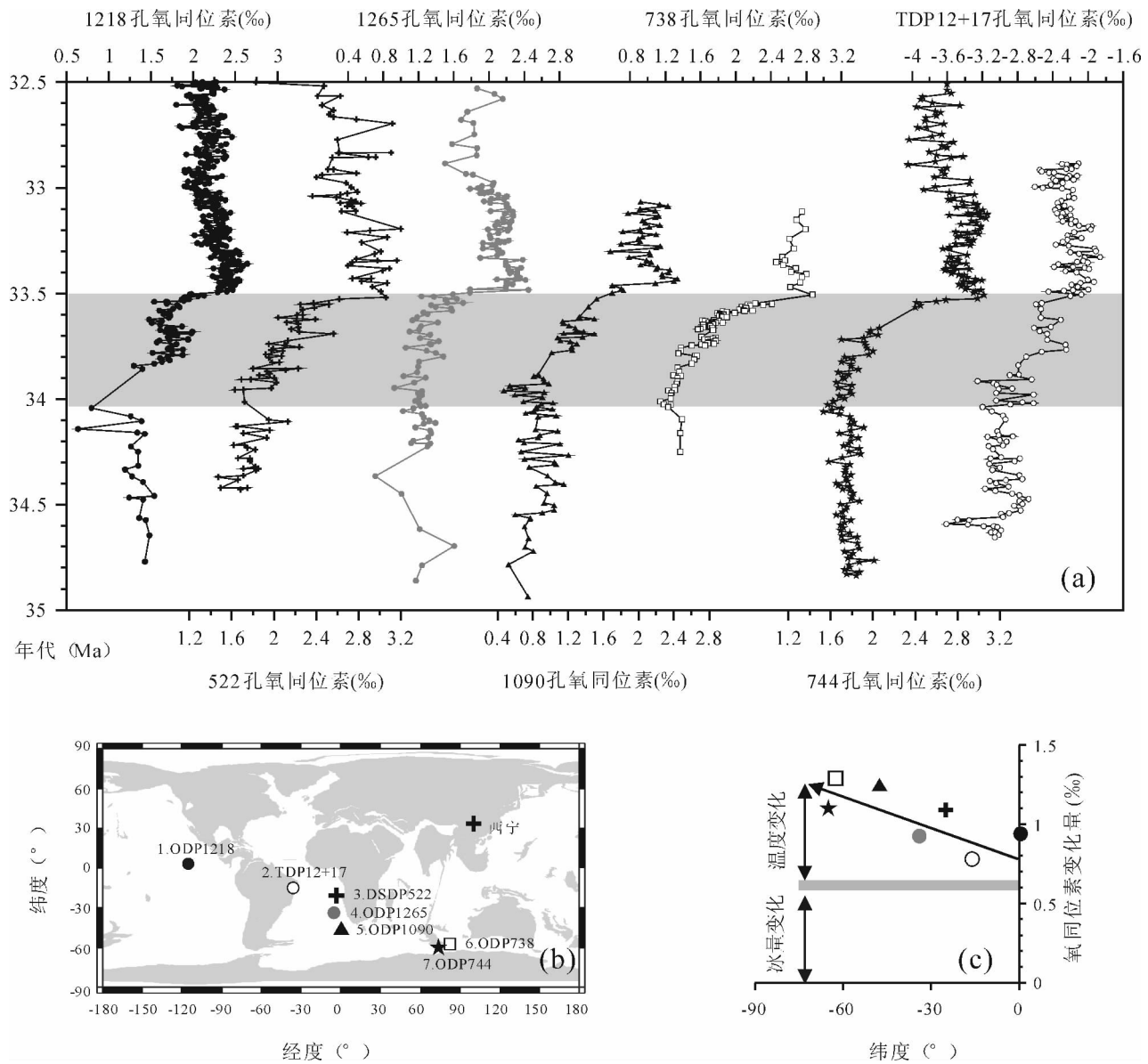


图 3 始新世—渐新世转变时期全球不同地区的深海氧同位素变化特征

Fig. 3 Characteristic of marine $\delta^{18}O$ change from different latitudes across the Eocene—Oligocene climate transition (a)—E—O 转变时期全球不同地区的深海氧同位素记录; (b)—高分辨率 E—O 气候记录的研究地点; (c)—E—O 转变前后不同纬度的深海氧同位素变化量; 1—ODP1218 孔 $\delta^{18}O$ (Coxall et al., 2005); 2—TDP12、17 孔 $\delta^{18}O$ (Pearson et al., 2008); 3—DSDP522 孔 $\delta^{18}O$ (Zachos et al., 1996); 4—ODP1265 孔 $\delta^{18}O$ (刘志飞等, 2004; Puszt et al., 2011); 5—ODP1090 孔 $\delta^{18}O$ (Puszt et al., 2011); 6—ODP738 孔 $\delta^{18}O$ (Scher et al., 2011); 7—ODP744 孔 $\delta^{18}O$ (Zachos et al., 1996)

(a)—Marine $\delta^{18}O$ records from different latitudes across the Eocene—Oligocene climate transition; (b)—the locations of high-resolution marine and terrestrial records referred in the text; (c)—the changes of marine $\delta^{18}O$ in different latitudes across the Eocene—Oligocene transition; 1—the $\delta^{18}O$ of ODP1218 (Coxall et al., 2005); 2—the $\delta^{18}O$ of TDP12 and 17 (Pearson et al., 2008); 3—the $\delta^{18}O$ of DSDP522 (Zachos et al., 1996); 4—the $\delta^{18}O$ of ODP1265 (Liu et al., 2004; Puszt et al., 2011); 5—the $\delta^{18}O$ of ODP1090 (Puszt et al., 2011); 6—the $\delta^{18}O$ of ODP738 (Scher et al., 2011); 7—the $\delta^{18}O$ of ODP744 (Zachos et al., 1996)

年,对 E—O 转变过程中大气 CO_2 浓度的重建取得了重要进展。所依据的指标包括:植物叶片的气孔指数 (Retallack, 2001, 2002)、反映表层海水 pH 值的浮游有孔虫壳体硼同位素 (Pearson and Palmer, 2000; Pearson et al., 2009) 和 B/Ca 比值 (Tripathi et al., 2009),以及海洋浮游藻类产生的长链烯酮的碳同位素 (Pagani et al., 2005) 等。

图 4 综合了近年来依据上述不同指标重建的新生代大气 CO_2 浓度结果 (Pearson and Palmer, 2000; Retallack, 2002; Pagani et al., 2005; Tripathi et al.,

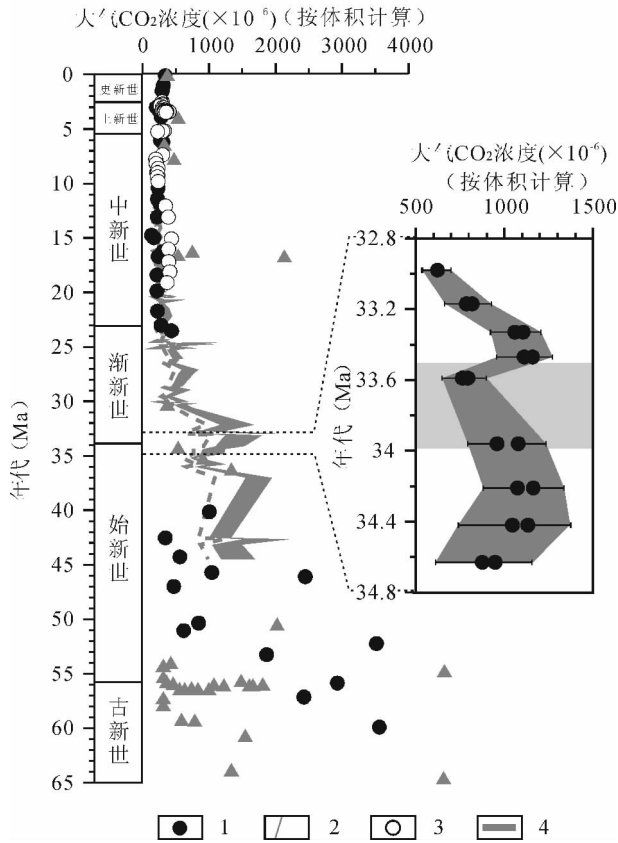


图 4 始新世—渐新世转变时期的大气 CO_2 浓度变化

Fig. 4 The changes of atmospheric CO_2 across the Eocene—Oligocene climate transition

1—基于硼同位素重建的大气 CO_2 浓度 (Pearson and Palmer, 2000; Pearson et al., 2009); 2—基于叶片气孔重建的大气 CO_2 浓度 (Retallack, 2002); 3—基于长链烯酮碳同位素重建的大气 CO_2 浓度 (Pagani et al., 2005); 4—基于硼/钙比值重建的大气 CO_2 浓度 (Tripathi et al., 2009)

1—Marine $\delta^{11}\text{B}$ -based atmospheric CO_2 reconstruction (Pearson and Palmer, 2000; Pearson et al., 2009); 2—stomatal-based atmospheric CO_2 reconstruction (Retallack, 2002); 3—marine alkenone-based atmospheric CO_2 reconstruction (Pagani et al., 2005); 4—B/Ca-based atmospheric CO_2 reconstruction (Tripathi et al., 2009)

2009)。从中可以看出,虽然多数结果显示大气 CO_2 浓度在无冰盖的古新世—早始新世时期较高,而中新世以来较低 (图 4),但目前利用不同指标重建的大气 CO_2 浓度仍存在相当大的不确定性 (Ruddiman, 2010)。最近, Pearson 等 (2009) 基于浮游有孔虫壳体的硼同位素比值对 E—O 转变过程中大气 CO_2 浓度的详细变化特征进行了较高分辨率的重建 (图 4),其结果指示 CO_2 浓度在 E—O 界线附近降低到约 760×10^{-6} ,达到了模拟研究所认为的产生南极冰盖的 CO_2 阈值 ($700 \sim 840 \times 10^{-6}$) (DeConto and Pollard, 2003; DeConto et al., 2008),但值得注意的是,随后 CO_2 浓度又回升到约 1100×10^{-6} 。显然,对 E—O 转变时期 CO_2 浓度的重建仍然需要更多高分辨率的研究。

1.4 碳酸盐补偿深度和碳同位素的变化

海洋中碳酸盐的沉积与溶解达到平衡的深度称为碳酸盐补偿深度 (Calcite Compensation Depth, 简称 CCD)。海洋中碳酸盐的沉积区均位于这一深度之上。CCD 与海水酸碱度及与之联系的大气 CO_2 浓度相关,因此也与全球碳循环和气候变化相关 (Rea and Lyle, 2005)。E—O 气候转变时期是新生代全球海洋 CCD 变化最显著的时期之一,各大洋 CCD 均发生了明显变深,其中,赤道太平洋变深达 1 km 以上 (图 5a) (van Andel, 1975; Coxall et al., 2005; Rea and Lyle, 2005; Tripathi et al., 2005),大西洋和印度洋变深也达 0.5 km 以上 (van Andel, 1975; Peterson and Backman, 1990)。据估算, E—O 气候转变时期 CCD 的变深使海底碳酸盐沉积区的面积增加了 1 倍之多 (Rea and Lyle, 2005)。同时, E—O 转变时期也伴随着明显的海洋碳同位素变化,全球多个钻孔 (位置见图 3b) 的记录显示 (图 5b),深海碳同位素在这一时期发生了约 1‰ 的正偏 (Zachos et al., 1996; 刘志飞等, 2004; Coxall et al., 2005; 拓守廷等, 2006; Pearson et al., 2008; Pusz et al., 2011)。

Coxall 等 (2005) 对赤道太平洋 ODP1218 孔的碳酸盐含量及底栖有孔虫的碳、氧同位素进行了详细研究,结果显示, E—O 气候转变过程中 CCD 的变化与碳、氧同位素的阶段性增加的特征一致 (图 5c),指示该时期的 CCD 变化、全球变冷及南极冰盖的扩张与所伴随的碳循环过程密切相关。但不同于氧同位素和 CCD 的是,碳同位素在 E—O 转变之后的约 1 Ma 又缓慢降低到之前的水平 (图 5b、c)。Merico 等 (2008) 利用全球海洋生物地球化学箱式

模型(box model),检验了 E—O 转变前后的碳、氧同位素和 CCD 变化的四种假说(有机碳埋藏速率增加;硅酸盐风化加强;硅质浮游生物消耗率增加;全球 CaCO_3 沉积由陆架向深海转变),模拟结果支持第四种假说——冰盖扩张(表现为底栖有孔虫氧同位素的正偏)引起全球海平面的大幅下降可导致陆架地区碳酸盐沉积减少,引起海洋碱度增加并导致 CCD 变深;另一方面,全球海平面的下降也会导致陆架上碳同位素偏正的碳酸盐大范围出露遭受风化,这将在一段时期内导致海洋碳同位素的变重。需要指出的是,这种假说建立在 E—O 变冷导致海平面下降(产生冰盖)的基础上,问题在于,新生代发生过多类似规模的海平面下降,但并未引起如此显著的全球 CCD 变深(Miller et al. , 2009);另外,在 E—O 转变的第一阶段,海平面下降并不明显,但却伴随着显著的 CCD 变化(Miller et al. ,

2009)。

1.5 生物演替

早在 20 世纪初,古生物学家就发现欧洲地区的哺乳动物群面貌在 E—O 之交发生了明显改变,以奇蹄动物占主导的始新世动物群被亚洲地区起源的啮齿动物所取代,这一事件被称为“大间断”(Grand Coupure) (Stehlin, 1909)。Meng 和 McKenna (1998)在蒙古地区也发现了类似的哺乳动物群演替,并称之为“蒙古重建”。不仅哺乳动物,陆生植物和软体动物、底栖和浮游有孔虫、海洋软体动物、硅藻、介形虫等均在这一时期发生了明显演替(Ridgway et al. , 1995; Hansen et al. , 2004; Retallack et al. , 2004; Coxall and Pearson, 2007; Pearson et al. , 2008),因此,E—O 之交被认为是新生代以来最显著的生物演替时期(Raup and Sepkoski, 1986; Coxall and Pearson, 2007)。

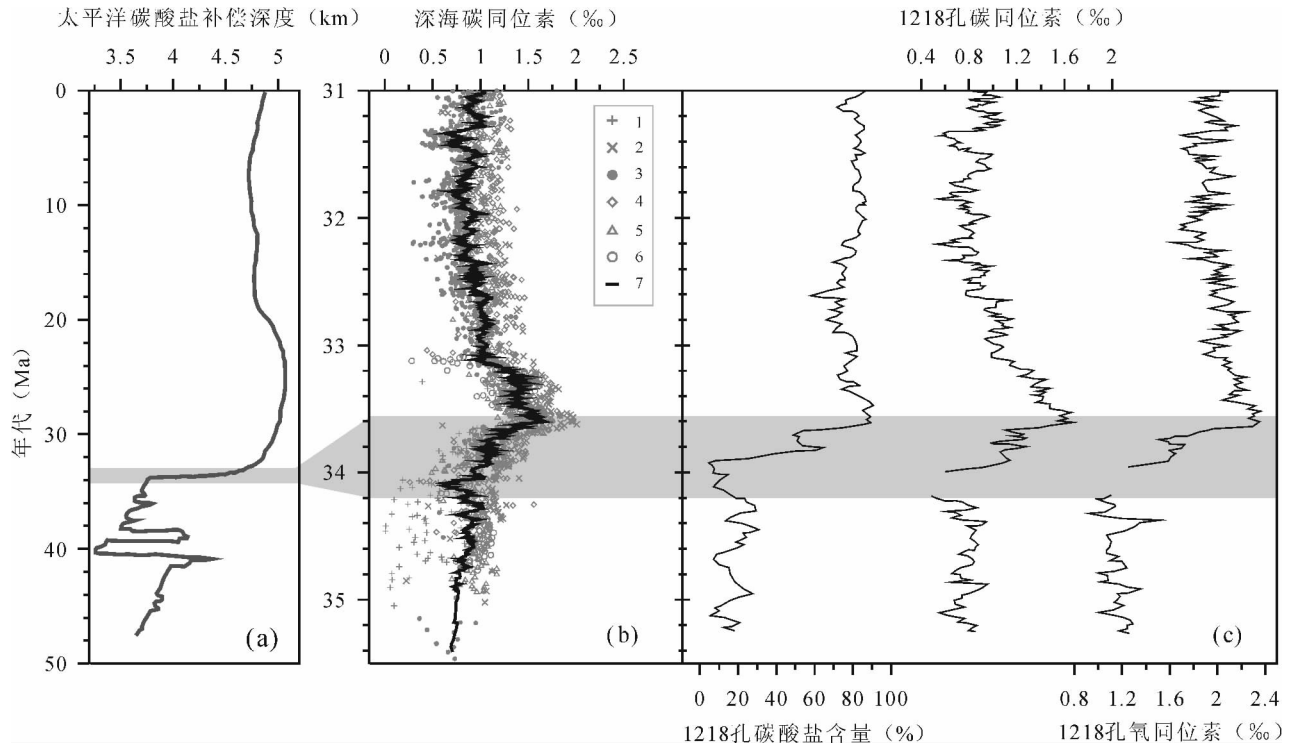


图 5 始新世—渐新世转变时期的 CCD 及碳、氧同位素变化

Fig. 5 The changes of CCD, marine $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ across the Eocene—Oligocene climate transition

(a)—50 Ma 以来赤道太平洋的 CCD 变化(据 Tripathi et al. , 2005);(b)—E—O 转变时期全球不同纬度区的深海碳同位素变化;(c)—ODP1218 孔的 CCD 及碳、氧同位素对比(据 Coxall et al. , 2005);1—ODP1090 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (Pusz et al. , 2011);2—ODP1265 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (刘志飞等, 2004;Pusz et al. , 2011);3—ODP1218 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (Coxall et al. , 2005);4—DSDP522 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (Zachos et al. , 1996);5—ODP744 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (Zachos et al. , 1996);6—TDP12、17 孔 $\delta^{13}\text{C}$ (Pearson et al. , 2008);7—深海 $\delta^{13}\text{C}$ 的 21 点滑动平均值

(a)—The CCD history of Pacific Ocean during the past 50 Ma (Tripathi et al. , 2005);(b)—marine $\delta^{13}\text{C}$ records from different latitudes across the Eocene—Oligocene climate transition;(c)—a comparison of CCD, marine $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records from ODP 1218 (Coxall et al. , 2005);1—the $\delta^{13}\text{C}$ of ODP1090 (Pusz et al. , 2011);2—the $\delta^{13}\text{C}$ of ODP1265 (Liu et al. , 2004; Pusz et al. , 2011);3—the $\delta^{13}\text{C}$ of ODP1218 (Coxall et al. , 2005);4—the $\delta^{13}\text{C}$ of DSDP522 (Zachos et al. , 1996);5—the $\delta^{13}\text{C}$ of ODP744 (Zachos et al. , 1996);6—the $\delta^{13}\text{C}$ of TDP12 and 17 (Pearson et al. , 2008);7—a 21-point running mean of the marine $\delta^{13}\text{C}$

早年的一些研究将这一时期的生物灭绝与晚始新世时期的一系列天体撞击事件相联系 (Ganapathy, 1982; Hut et al., 1987), 但随后精确的年代学研究表明这些天体撞击事件的发生时间比 E—O 之交的生物演替早 1.5 ~ 2 Ma (Bottomley et al., 1997; Farley et al., 1998), 而且, 在表现方式上, 这一时期的生物演替与白垩纪末天体撞击所导致的生物演替明显不同 (Hansen et al., 2004)。近年来, 越来越多的证据显示这一时期的生物演替与环境突变相关。例如, Meng 和 McKenna (1998) 发现, 在蒙古重建中, 哺乳动物群的个体变小, 齿冠变高, 齿结构也变得相对复杂, 体现了动物群对 E—O 气候变冷导致的区域植被变化进行的适应; Jaramillo 等 (2006) 对早新生代热带植被多样性的研究发现, 65 ~ 20 Ma 期间植被多样性的变化与温度变化有很好的相关性, 而 E—O 之交植被多样性的明显降低体现出降温对植被演化的影响。

2 始新世—渐新世气候转变过程的高分辨率海、陆记录及其对比

近年来, 一系列高分辨率的海相记录揭示出 E—O 气候转变过程的许多细节, 这些记录包括赤道太平洋 ODP1218 孔 (Coxall et al., 2005; Coxall and Wilson, 2011)、南大洋 ODP738 孔 (Scher et al., 2011)、南印度洋 ODP744 孔 (Zachos et al., 1996)、南大西洋 DSDP522 孔 (Zachos et al., 1996)、ODP1090 和 1265 孔 (刘志飞, 2004; Pusz et al., 2011)、坦桑尼亚 TDPI2 和 17 孔 (Lear et al., 2008; Pearson et al., 2008) 以及墨西哥湾北部阿拉巴马地区的海相地层剖面 (Katz et al., 2008; Miller et al., 2008) 等。

深海有孔虫氧同位素及 Mg/Ca 温标的详细研究 (Zachos et al., 1996; 刘志飞, 2004; Coxall et al., 2005; Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Pearson et al., 2008; Coxall and Wilson, 2011; Scher et al., 2011) 表明, E—O 气候转变过程持续了 40 ~ 50 万年, 表现为氧同位素的两阶段升高, 中间存在约 8 万年的相对稳定期 (图 6)。在第一阶段, 氧同位素变重约 0.4‰ ~ 0.8‰, 这主要是由于温度降低引起, 可能只伴随有 15 ~ 20 m 海平面降低 (Katz et al., 2008; Lear et al., 2008; Houben et al., 2011); 第二阶段存在约 0.5‰ 的氧同位素变重, 温度基本无变化 (图 6), 主要是由于冰盖扩张引起 (Katz et al., 2008; Lear et al., 2008)。这种两阶

段转变的特征得到了最近对南极大陆冰盖发育过程和大陆风化研究的极好印证。Scher 等 (2011) 根据南大洋 738 孔底栖有孔虫氧同位素、鱼牙钕同位素 (反映南极大陆风化) 以及冰筏沉积记录将南极地区的风化和冰盖发育划分为四步 (图 6): 第一步表现为风化逐渐增强, 出现小规模冰川活动, 对应 E—O 转变的第一阶段 (降温); 第二步表现为相对稳定的风化和冰川活动, 对应氧同位素的相对稳定期; 第三步为大规模冰盖扩张期, 出现大量冰筏沉积; 第四步大冰盖形成并覆盖整个南极大陆, 风化区面积减小, 冰筏沉积变少, 第三、四步对应 E—O 转变的第二阶段; 随后出现 Oi-1 冰期事件。

对于 E—O 转变的陆相记录, 虽在欧洲 (Gale et al., 2007; Costa et al., 2011)、北美 (Swisher III and Prothero, 1990; Retallack et al., 2004;)、亚洲的蒙古 (Kraatz and Geisler, 2010) 等地均有报道, 但由于受地层缺失、年代学研究不确定等因素影响, 具可靠年代的、高分辨率的研究仍十分缺乏。值得注意的是, 新近报道的西宁盆地高分辨率的沉积记录为探讨 E—O 转变在陆相记录中的详细特征及其与深海记录的对比提供了宝贵材料 (Dupont-Nivet et al., 2007; Xiao et al., 2010)。

Dupont-Nivet 等 (2007) 对西宁盆地谢家剖面和水湾剖面的研究发现, 西宁盆地晚始新世时期的红色泥岩—石膏互层沉积在 34 Ma 前后转变为以红色泥岩为主的沉积, 指示该时期的全球气候变冷导致了区域气候的显著干旱。而对该盆地塔山剖面的进一步研究 (Xiao et al., 2010) 发现, 西宁盆地干旱化过程可分为两步 (图 6): 第一步表现为厚层石膏的显著变薄 (对应石膏层 G_7), 第二步表现为红色泥岩—石膏旋回的结束 (对应石膏层 G_4)。依据旋回地层所建立的年代标尺, 西宁盆地的干旱化过程可与深海记录所揭示的 E—O 转变的第一阶段对应 (图 6), 可能表明西宁盆地的干旱化主要与全球降温相关 (Xiao et al., 2010)。已有的研究表明, 全球降温, 特别是热带海洋的降温可导致海洋向陆地的水汽输送大为减少, 从而引起区域气候干旱化 (Gasse, 2000)。因此, 在海平面还未大幅降低的 E—O 转变初期, 大陆的干旱化可能主要是由于热带海洋降温引起水汽供给减少所致, 当然, 这一点还需要今后更多研究来验证。

3 始新世—渐新世气候转变的驱动机制

E—O 气候转变的驱动机制一直是古气候研究

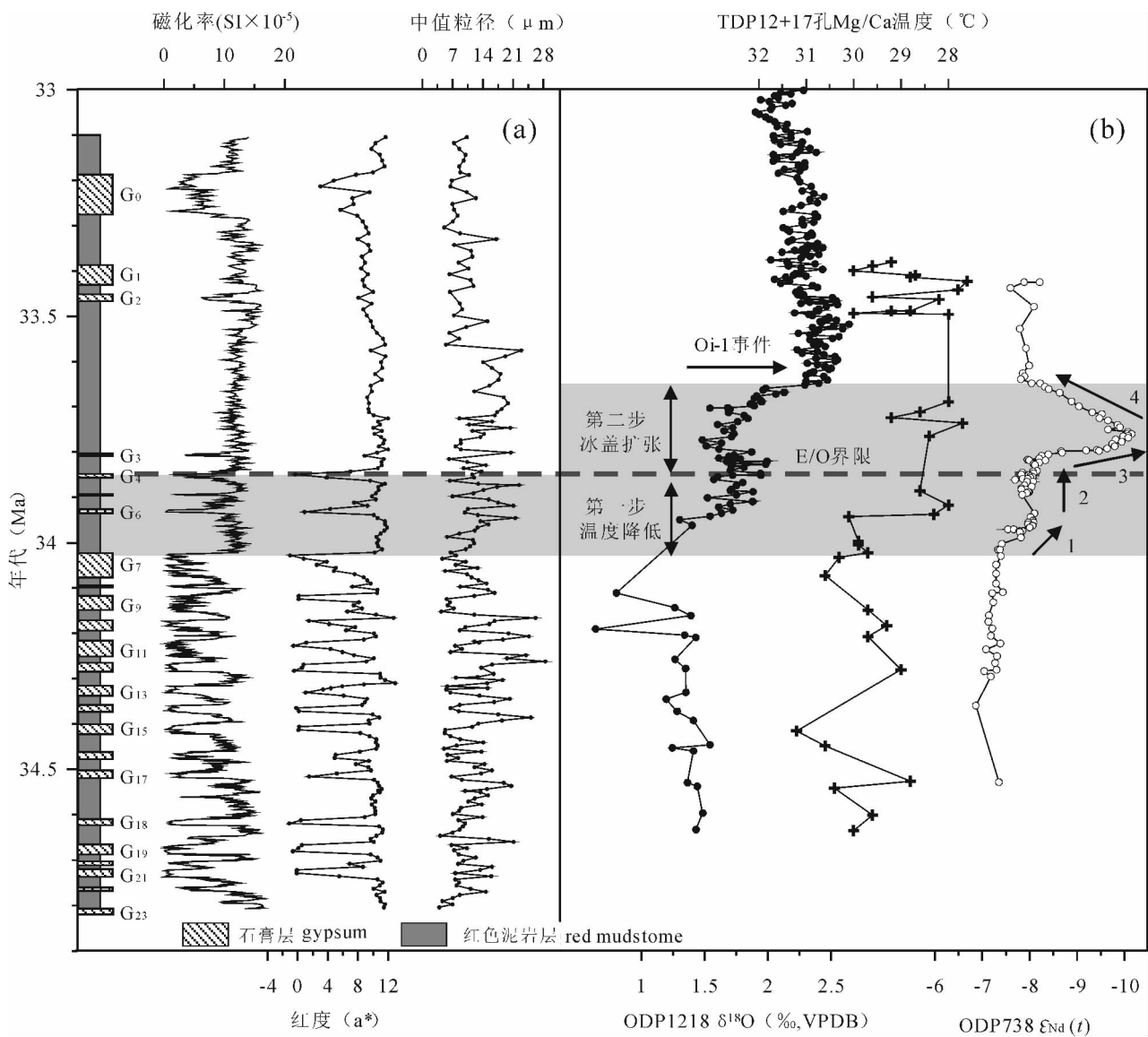


图 6 始新世—渐新世气候转变过程的高分辨率海—陆地质记录及其对比

Fig. 6 A correlation of high-resolution records of Eocene—Oligocene climate transition between marine and terrestrial realms (a)—西宁盆地塔山剖面记录的 E—O 气候转变过程 (据 Xiao et al., 2010); (b)—海洋记录显示的 E—O 气候转变的两阶段变化特征 (ODP1218 孔氧同位素据 Coxall et al., 2005; TDP12 和 17 孔 Mg/Ca 温度据 Lear et al., 2008; ODP738 孔钕同位素据 Scher et al., 2011) (a)—High-resolution record of Eocene—Oligocene climate transition from Tashan section in the Xining Basin (Xiao et al., 2010); (b)—a two-stage characteristic of Eocene—Oligocene transition revealed by marine $\delta^{18}O$ (Coxall et al., 2005), sea surface temperature (Lear et al., 2008), and Nd isotope (Scher et al., 2011)

的焦点,自 20 世纪 70 年代以来,不同研究者相继提出了多种假说。这些假说将洋流变化、 CO_2 浓度降低和全球碳循环变化、火山活动、天体撞击、地球轨道参数变化等因素与 E—O 转变的触发机制相联系 (图 7)。

20 世纪 70 年代中期,Kennett 等 (Kennett and Shackleton, 1976; Kennett, 1977) 提出了著名的“热隔离”假说,该假说认为由于始新世末澳大利亚与南极大陆之间的塔斯马尼亚和德雷克海道开启,形

成环南极流,阻隔了赤道地区向南极的热传输而导致南极地区变冷。这一假说得到了早期一些气候模拟工作的支持,模拟发现,在现代海陆分布条件下,德雷克海道开启的确可导致南极地区强烈变冷 (Toggweiler and Bjornsson, 2000)。但最近的一些研究进展对这一假说提出了挑战:首先,地质记录显示塔斯马尼亚和德雷克海道开启的时间与 E—O 转变发生的时间并不一致 (Barker, 2001; Livermore et al., 2005; Scher and Martin, 2006; Lyle et al.,

2007);其次,很难用环南极流形成导致的南极区域降温去解释 E—O 转变中的全球降温现象(Liu et al., 2009),特别是北半球的降温;第三,模拟研究发现,由海洋热传递变化导致的全球降温远小于大气 CO₂ 浓度降低导致的全球降温(Huber et al., 2004; Huber and Nof, 2006; Zhang et al., 2010),早期基于现代海陆分布模拟德雷克海道扩张的变冷效应,其作用明显被高估了(Zhang et al., 2010)。

DeConto 等(DeConto and Pollard, 2003; DeConto et al., 2008)通过模拟研究发现,无论德雷克海道开启与否,只要大气 CO₂ 浓度降低至约 750 × 10⁻⁶就能形成南极冰盖,因此提出大气 CO₂ 浓度的降低是导致 E—O 气候转变的最主要因素。这一模拟结果获得了新生代大气 CO₂ 浓度重建结果的支持(图 4)。然而,DeConto 等人却没有回答大气 CO₂ 浓度在 E—O 界线附近为何降低这一关键科学问题。

隆升说是较早提出来解释 CO₂ 浓度降低和新生代气候变冷的假说。这一假说认为高原隆升可以加速大陆的风化过程,消耗大气 CO₂(Raymo and Ruddiman, 1992)。一些研究进一步将大陆风化与海洋碳循环相联系来解释 E—O 气候转变。Zachos 和 Kump(2005)通过模拟研究认为,喜马拉雅—青藏高原隆升可加速硅酸岩风化而吸收大气 CO₂ 引起气候变冷,气候变冷可加强大洋和大气环流继而引起海洋生产力和有机碳埋藏增加,由此进一步降低 CO₂ 浓度并最终导致 E—O 气候转变。

另一种假说把洋流变化与海洋碳循环联系起来解释 E—O 气候转变。基于钕同位素对洋流变化的

示踪,Scher 和 Martin(2006)认为环南极流形成于始新世中期,并提出环南极流的形成可导致大洋生产力的增加并通过“生物泵”作用降低大气 CO₂ 浓度,引起晚始新世全球气候逐渐变冷并最终导致 E—O 转变。最近的模拟研究将 E—O 气候变冷与北大西洋深层流(NADW)的出现相联系(Tigchelaar et al., 2011; Zhang et al., 2011),认为热带海道关闭或收缩可导致类似于现代 NADW 主控的温盐环流出现,这种海洋环流的剧烈变化可引起南极东部的强烈变冷,并可能通过改变海洋碳循环而引起大气 CO₂ 浓度的降低(Zhang et al., 2011)。

最近,Jicha 等(2009)通过集成环太平洋四个岛弧的火山活动年代数据发现,火山活动的频次与新生代气候变化趋势有很好的可对比性,因此提出火山喷发可能为海洋生物的生长提供了大量营养物质,大洋生产力的增加可造成大气 CO₂ 浓度降低并导致 E—O 转变。

需要指出的是,虽然大气 CO₂ 浓度降低被认为是导致 E—O 转变的主要因素,但另外一些因素,如天体撞击、地球轨道参数的配置等也被认为对 E—O 转变有促进作用(图 7)。有的学者(Vonhof et al., 2000; Fawcett and Boslough, 2002)认为,晚始新世时期的天体撞击事件(Bottomley et al., 1997; Farley et al., 1998)虽早于 E—O 转变 1.5 ~ 2 Ma,但撞击产生的尘埃可长期悬浮在大气层阻挡太阳辐射引起气候变冷,并通过增加冰雪覆盖面积的正反馈作用导致 E—O 气候转变。Coxall 等(2005)发现,E—O 气候转变对应于岁差和斜率的低幅变化期,这种轨道参数配置可导致冬、夏季节

反差减小、抑制夏季的冰雪消融并有利于冬季冰盖的积累,因此提出地球轨道参数的配置也是促进 E—O 气候变冷的重要因素,这种观点得到了气候模拟研究结果的支持(DeConto and Pollard, 2003; Pälike et al., 2006)。

4 评述与展望

综上所述,最近 10 年来,对始新世—渐新世气候转变的研究取得了一系列突破性进展,这些进展大致可归纳为如下几个方面。

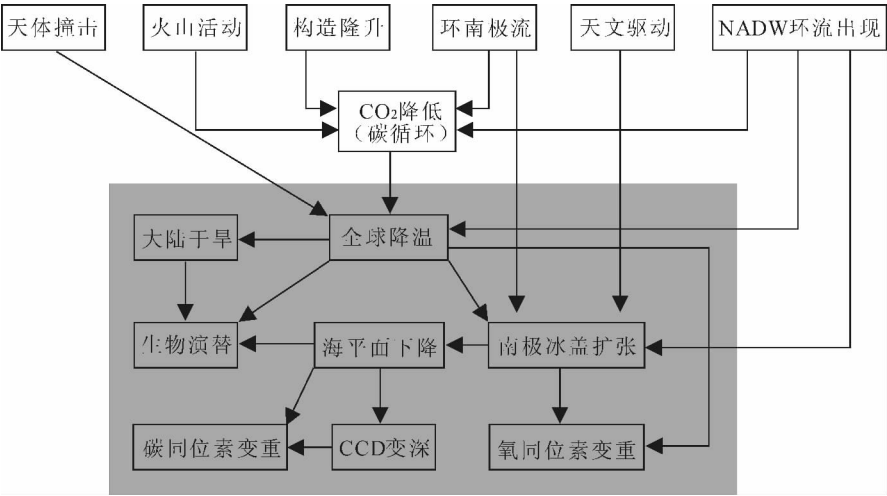


图 7 始新世—渐新世气候转变的驱动机制
Fig. 7 The mechanisms behind Eocene—Oligocene climate transition

(1) 全球不同纬度区的温度重建揭示出 E—O 转变是一次全球性的降温事件,指示其触发因素是全球性的。地质记录和数值模拟研究揭示出大气 CO₂ 浓度降低及与之联系的全球碳循环过程是导致 E—O 转变的主因,否定了传统的“热隔离”假说。

(2) 不同纬度区的温度记录不仅揭示出 E—O 降温导致了全球纬向上温度梯度的变大,还揭示出南半球的降温幅度较北半球大的特征,这一方面为理解渐新世以来大洋环流的加强以及海洋生产力的增加 (Salamy and Zachos, 1999; Diester-Haass and Zachos, 2003; 刘志飞等, 2004; 拓守廷等, 2006; Coxall and Wilson, 2011) 提供了线索,同时,这种南北半球降温不对称的特征进一步证实了 E—O 转变时期的冰量变化主要由南极单极冰盖扩张引起。

(3) 高分辨率深海氧同位素、温度以及南极大陆的风化记录揭示出这一转变过程持续 40 ~ 50 万年,表现为全球降温和冰盖扩张两阶段的变化。这种温度和冰盖“一先一后”变化的特征为单独研究区域气候对全球降温和冰盖扩张的响应特征和机理提供了一次绝好机会,目前初步的研究揭示出大陆的干旱化可能主要与全球降温相关,而非冰盖扩张 (Xiao et al., 2010)。

当然,当前的研究仍存在诸多不足之处,仍需在以下方面开展进一步的工作。

(1) 更精确的大气 CO₂ 浓度和古温度的重建。目前对 E—O 转变前后大气 CO₂ 浓度、深海温度和陆地表面温度的重建仍十分稀少,分辨率仍有待提高,不同指标之间的重建结果还存在一定的差异。更准确的、更高分辨率的大气 CO₂ 浓度重建将是检验当前“CO₂ 驱动说”的关键,也将为理解 E—O 转变过程中与全球碳循环相联系的一些现象提供重要依据,如海洋碳同位素的变重和 CCD 的变深 (Coxall et al., 2005; Merico et al., 2008)、全球大洋生产力的增加 (Salamy and Zachos, 1999; Diester-Haass and Zachos, 2003; 刘志飞等, 2004; 拓守廷等, 2006; Coxall and Wilson, 2011)、大陆风化的变化 (Zachos et al., 1999; Scher et al., 2011) 等。更多、更准确的深海温度和陆地表面温度的重建将为研究 NADW 的出现时间、E—O 两步转变的原因、陆地生态环境变化及生物演替的机制等提供关键证据 (Coxall and Pearson, 2007; Katz et al., 2011; Tigheelaar et al., 2011; Zhang et al., 2011)。

(2) 更完善的古气候模拟。近年来气候模拟的研究在揭示 E—O 转变的驱动机制、驱动因子的敏

感性和阈值等方面发挥了地质记录所不能替代的作用。但当前对于 E—O 转变的不同气候模拟研究之间还存在一定的分歧和矛盾 (DeConto and Pollard, 2003; Huber et al., 2004; Sijp and England, 2004), 同时,气候模拟结果与地质记录之间也并不能完全吻合 (Toggweiler and Bjornsson, 2000; Sijp and England, 2004)。未来对 E—O 转变的进一步深入模拟依赖于计算机运行速度的提高、模式的改进、地质记录对各种边界条件的新认识等方面。

(3) 更多高分辨率陆地环境记录的研究。当前对于陆地气候 (如温度、降水等)、生态环境等在 E—O 转变过程中的变化特征仍知之甚少,生物演替与环境变化的时间关系仍需进一步研究。不同地区、有可靠年代、高分辨率的陆相 E—O 记录将进一步揭示区域气候演化与全球降温及冰盖扩张的关系,明确生物演替与全球降温、大陆干旱、季节性温度变化、植被变化等因素的关系。

致谢: 谢树成教授对初稿提出了建设性意见,刘志飞教授审阅了全文并提出了宝贵修改意见,特此一并致谢!

参 考 文 献 / References

- 刘志飞, 拓守廷, 赵泉鸿, 成鑫荣, 黄维. 2004. 南大西洋深水渐新世初大冰期事件. 科学通报, 49(17): 1793 ~ 1800.
- 拓守廷, 刘志飞, 赵泉鸿, 成鑫荣. 2006. 渐新世初大冰期事件: 南大西洋 ODP1265 站的记录. 地球科学—中国地质大学学报, 31(2): 151 ~ 158.
- Anderson J B, Wamby S, Askin R A, Wellner J S, Bohaty S M, Kirshner A E, Livsey D N, Simms A R, Smith T R, Ehrmann W, Lawver L A, Barbeau D, Wise S W, Kulhenek D K, Weaver F M, Majewski W. 2011. Progressive Cenozoic cooling and the demise of Antarctica's last refugium. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(28): 11356 ~ 11360.
- Barker P F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, 55: 1 ~ 39.
- Barker P F, Diekmann B, Escutia C. 2007. Onset of Cenozoic Antarctic glaciation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(21 ~ 22): 2293 ~ 2307.
- Barron E J. 1985. Explanations of the tertiary global cooling trend. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50(1): 45 ~ 61.
- Berner R A. 1990. Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. *Science*, 249: 1382 ~ 1386.
- Billups K, Schrag D P. 2003. Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 209: 181 ~ 195.
- Bottomley R, Grieve R, York D, Masaitis V. 1997. The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 388: 365 ~ 368.
- Costa E, Garcés M, Suez A, Cabrera L, López-Blanco M. 2011. The

- age of the "Grande Coupure" mammal turnover: New constraints from the Eocene Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301 (1~4): 97~107.
- Coxall H K, Pearson P N, 2007. The Eocene—Oligocene transition. In: Williams M et al. eds. *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. The Geological Society, London, 351~387.
- Coxall H K, Wilson P A. 2011. Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling. *Paleoceanography*, 26 (2): doi: 10.1029/2010PA002021.
- Coxall H K, Wilson P A, Pälike H, Lear C H, Backman J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433: 53~57.
- DeConto R M, Pollard D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421: 245~249.
- DeConto R M, Pollard D, Wilson P A, Pälike H, Lear C H, Pagani M. 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*, 455: 652~656.
- Diester-Haass L, Zachos J C, 2003. The Eocene—Oligocene transition in the equatorial Atlantic (ODP site 925): Paleoproductivity increase and positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Prothero D R, et al. eds. *From Greenhouse to Icehouse: The Marine Eocene—Oligocene Transition*. New York: Columbia University Press, 397~426.
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, Abels H A, Dai S, Fang X M. 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene—Oligocene transition. *Nature*, 445: 635~638.
- Ehrmann W U, Mackensen A. 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 85~112.
- Eldrett J S, Greenwood D R, Harding I C, Huber M. 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, 459: 969~973.
- Farley K A, Montanari A, Shoemaker E M, Shoemaker C S. 1998. Geochemical evidence for a comet shower in the late Eocene. *Science*, 280: 1250~1253.
- Fawcett P J, Boslough M B E. 2002. Climatic effects of an impact-induced equatorial debris ring. *Journal of Geophysical Research*, 107: D15, 4231, doi: 10.1029/2001JD001230.
- Gale A S, Huggett J M, Laurie E. 2007. Discussion on the Eocene—Oligocene boundary in the UK. *Journal of the Geological Society*, 164: 685~688.
- Ganapathy R. 1982. Evidence for a major meteorite impact on the Earth 34 million years ago: Implication for Eocene extinctions. *Science*, 216(4548): 885~886.
- Gasse F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19: 189~211.
- Hansen T A, Kelley P H, Haas D M. 2004. Paleocological patterns in molluscan extinctions and recoveries: comparison of the Cretaceous—Paleogene and Eocene—Oligocene extinctions in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214: 233~242.
- Houben A J P, van Mourik C A, Alessandro M, Coccioni R, Brinkhuis H. 2011. The Eocene—Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/j.palaeo.2011.04.008; In press.
- Huber M, Brinkhuis H, Stickley C E, Döös K, Sluijs A, Warnaar J, Schellenberg S A, Williams G L. 2004. Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters? *Paleoceanography*, 19: PA4026, doi:10.1029/2004PA001014.
- Huber M, Nof D. 2006. The ocean circulation in the southern hemisphere and its climatic impacts in the Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231(1~2): 9~28.
- Hut P, Alvarez W, Elder W P, Kauffman E G, Hansen T, Keller G, Shoemaker E M, Weissman P R. 1987. Comet showers as a cause of mass extinction. *Nature*, 329: 118~126.
- Ivany L C, Nesbitt E A, Prothero D R, 2003. The Marine Eocene—Oligocene Transition: A Synthesis. In: Prothero D R et al. eds. *From Greenhouse to Icehouse: The Marine Eocene—Oligocene Transition*. New York: Columbia University Press, 522~534.
- Ivany L C, Patterson W P, Lohmann K C. 2000. Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 407: 887~890.
- Ivany L C, Simaëys S V, Domack E W, Samson S D. 2006. Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5): 377~380.
- Jaramillo C, Rueda M J, Mora G. 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science*, 311: 1893~1896.
- Jicha B R, Scholl D W, Rea D K. 2009. Circum-Pacific arc flare-ups and global cooling near the Eocene—Oligocene boundary. *Geology*, 37(4): 303~306.
- Katz M E, Cramer B S, Toggweiler J R, Esmay G, Liu C, Miller K G, Rosenthal Y, Wade B S, Wright J D. 2011. Impact of Antarctic Circumpolar Current development on late Paleogene ocean structure. *Science*, 332: 1076~1079.
- Katz M E, Miller K G, Wright J D, Wade B S, Browning J V, Cramer B S, Rosenthal Y. 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. *Nature Geoscience*, 1: 329~334.
- Keigwin L, Keller G. 1984. Middle Oligocene cooling from equatorial Pacific DSDP Site 77B. *Geology*, 12(1): 16~19.
- Kennett J P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82 (C27): 3843~3860.
- Kennett J P, Shackleton N J. 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. *Nature*, 260: 513~515.
- Kraatz B P, Geisler J H. 2010. Eocene—Oligocene transition in Central Asia and its effects on mammalian evolution. *Geology*, 38(2): 111~114.
- Lear C H, Bailey T R, Pearson P N, Coxall H K, Rosenthal Y. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene—Oligocene transition. *Geology*, 36(3): 251~254.
- Lear C H, Elderfield H, Wilson P A. 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287: 269~272.
- Lear C H, Rosenthal Y, Coxall H K, Wilson P A. 2004. Late Eocene to early Miocene ice sheet dynamics and the global carbon cycle. *Paleoceanography*, 19: PA4015, doi:10.1029/2004PA001039.
- Liu Z H, Pagani M, Zinniker D, DeConto R, Huber M, Brinkhuis H, Shah S R, Leckie R M, Pearson A. 2009. Global cooling during the Eocene—Oligocene climate transition. *Science*, 323: 1187~

- 1190.
- Livermore R, Nankivell A, Eagles G, Morris P. 2005. Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236 (1~2): 459~470.
- Lyle M, Gibbs S, Moore T C, Rea D K. 2007. Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from the South Pacific. *Geology*, 35(8): 691~694.
- Matthews R K, Poore R Z. 1980. Tertiary $\delta^{18}\text{O}$ record and glacio-eustatic sea-level fluctuations. *Geology*, 8(10): 501~504.
- Meng J, McKenna M C. 1998. Faunal turnovers of Palaeogene mammals from the Mongolian Plateau. *Nature*, 394: 364~367.
- Merico A, Tyrrell T, Wilson P A. 2008. Eocene/Oligocene ocean de-acidification linked to Antarctic glaciation by sea-level fall. *Nature*, 452: 979~982.
- Miller K G, Browning J V, Aubry M-P, Wade B S, Katz M E, Kulpecz A A, Wright J D. 2008. Eocene—Oligocene global climate and sea-level changes; St. Stephens Quarry, Alabama. *Geological Society of America Bulletin*, 120(1/2): 34~53.
- Miller K G, Fairbanks R G, Mountain G S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1~19.
- Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene—Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4): 6829~6848.
- Miller K G, Wright J D, Katz M E, Wade B S, Browning J V, Cramer B S, Rosenthal Y. 2009. Climate threshold at the Eocene—Oligocene transition: Antarctic ice sheet influence on ocean circulation. In: Koeberl C, et al. eds. *The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America Special Papers 452, 169~178.
- Pagani M, Zachos J C, Freeman K H, Tipple B, Bohaty S. 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309: 600~603.
- Pálke H, Norris R D, Herrle J O, Wilson P A, Coxall H K, Lear C H, Shackleton N J, Tripathi A K, Wade B S. 2006. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 314: 1894~1898.
- Pearson P N, Foster G L, Wade B S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene—Oligocene climate transition. *Nature*, 461: 1110~1113.
- Pearson P N, McMillan I K, Wade B S, Jones T D, Coxall H K, Bown P R, Lear C H. 2008. Extinction and environmental change across the Eocene—Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*, 36(2): 179~182.
- Pearson P N, Palmer M R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406: 695~699.
- Peterson L C, Backman J. 1990. Late Cenozoic carbonate accumulation and the history of the carbonate compensation depth in the western equatorial Indian Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115: 467~507.
- Pusz A E, Thunell R C, Miller K G. 2011. Deep water temperature, carbonate ion, and ice volume changes across the Eocene—Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 26(2), doi: 10.1029/2010pa001950.
- Raup D M, Sepkoski J J. 1986. Periodic extinction of families and genera. *Science*, 231: 833~836.
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117~122.
- Rea D K, Lyle M W. 2005. Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions. *Paleoceanography*, 20: PA1012, doi:10.1029/2004PA001064.
- 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. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 360: 659~673.
- Retallack G J, Orr W N, Prothero D R, Duncan R A, Kester P R, Ambers C P. 2004. Eocene—Oligocene extinction and paleoclimatic change near Eugene, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7~8): 817~839.
- Ridgway K D, Sweet A R, Cameron A R. 1995. Climatically induced floristic changes across the Eocene Oligocene transition in the northern high latitudes, Yukon Territory, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6): 676~696.
- Royer D L, Berner R A, Montañez I P, Tabor N J, Beerling D J. 2004. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14(3): 4~10.
- Ruddiman W F. 2010. A paleoclimatic enigma? *Science*, 328: 838~839.
- Salamy K A, Zachos J C. 1999. Latest Eocene Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 61~77.
- Savin S M, Douglas R G, Stehli F G. 1975. Tertiary marine paleotemperatures. *Geological Society of America Bulletin*, 86(11): 1499~1510.
- Scher H D, Bohaty S M, Zachos J C, Delaney M L. 2011. Two-stepping into the icehouse: East Antarctic weathering during progressive ice-sheet expansion at the Eocene—Oligocene transition. *Geology*, 39(4): 383~386.
- Scher H D, Martin E E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake passage. *Science*, 312: 428~430.
- Schouten S, Eldrett J, Greenwood D R, Harding I, Baas M, Damsté J S. 2008. Onset of long-term cooling of Greenland near the Eocene—Oligocene boundary as revealed by branched tetraether lipids. *Geology*, 36(2): 147~150.
- Shackleton N J, Kennett J P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29: 743~755.
- Sijp W P, England M H. 2004. Effect of the Drake Passage throughflow on global climate. *Journal of Physical Oceanography*, 34(5): 1254~1266.
- Stehlin H G. 1909. Remarques sur les faunules de mammifères des couches Eocènes et Oligocènes du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 29: 488~520.
- Swisher III C C, Prothero D R. 1990. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Eocene—Oligocene Transition in North America. *Science*, 249: 760~762.
- Tigheelaar M, von der Heydt A S, Dijkstra H A. 2011. A new mechanism for the two-step $\delta^{18}\text{O}$ signal at the Eocene—Oligocene boundary. *Climate of the Past*, 7(1): 235~247.
- Toggweiler J R, Björnsson H. 2000. Drake passage and paleoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 15(4): 319~328.
- Tripathi A, Backman J, Elderfield H, Ferretti P. 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*,

- 436: 341 ~ 346.
- Tripati A K, Roberts C D, Eagle R A. 2009. Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science*, 326: 1394 ~ 1397.
- van Andel T H. 1975. Mesozoic/cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 187 ~ 194.
- Vonhof H B, Smit J, Brinkhuis H, Montanari A, Nederbragt A J. 2000. Global cooling accelerated by early late Eocene impacts? *Geology*, 28(8): 687 ~ 690.
- Weijers J, Schouten S, Spaargaren O, Sinninghedamste J. 2006. Occurrence and distribution of tetraether membrane lipids in soils: Implications for the use of the TEX₈₆ proxy and the BIT index. *Organic Geochemistry*, 37(12): 1680 ~ 1693.
- Xiao G Q, Abels H A, Yao Z Q, Dupont-Nivet G, Hilgen F J. 2010. Asian aridification linked to the first step of the Eocene—Oligocene climate Transition (EOT) in obliquity-dominated terrestrial records (Xining Basin, China). *Climate of the Past*, 6(4): 501 ~ 513.
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686 ~ 693.
- Zachos J C, Breza J R, Wise S W. 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, 20(6): 569 ~ 573.
- Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279 ~ 283.
- Zachos J C, Kump L R. 2005. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global and Planetary Change*, 47: 51 ~ 66.
- Zachos J C, Opdyke B N, Quinn T M, Jones C E, Halliday A N. 1999. Early cenozoic glaciation, antarctic weathering, and seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: is there a link? *Chemical Geology*, 161: 165 ~ 180.
- Zachos J C, Quinn T M, Salamy K A. 1996. High-resolution (10⁴ years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene—Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11(3): 251 ~ 266.
- Zanazzi A, Kohn M J, Dennis O T J. 2009. Biostratigraphy and paleoclimatology of the Eocene—Oligocene boundary section at Toadstool Park, northwestern Nebraska, USA. In: Koeberl C et al. eds. *The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America Special Papers 452, 197 ~ 214.
- Zanazzi A, Kohn M J, MacFadden B J, Dennis O T J. 2007. Large temperature drop across the Eocene Oligocene transition in central North America. *Nature*, 445: 639 ~ 642.
- Zhang Z S, Nisancioglu K H, Flatøy F, Bentsen M, Bethke I, Wang H. 2011. Tropical seaways played a more important role than high latitude seaways in Cenozoic cooling. *Climate of the Past*, 7(3): 801 ~ 813.
- Zhang Z S, Yan Q, Wang H J. 2010. Has the Drake Passage Played an Essential Role in the Cenozoic Cooling? *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 3(5): 288 ~ 292.

The Eocene—Oligocene Climate Transition: Review of Recent Progress

XIAO Guoqiao^{1, 2)}, ZHANG Zhongshi^{3, 4)}, YAO Zhengquan⁵⁾

1) State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan, 430074, China;

2) State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710075, China;

3) Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029, China;

4) Bjerknes Center for Climate Reserch, UniResearch AS, Bergen, N-5007, Norway;

5) Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, Shandong, 266061, China

Abstract: The Eocene—Oligocene climate transition (EOCT) was a period of rapid global cooling at about 34 Ma ago, representing a major step from early Cenozoic greenhouse toward modern icehouse conditions. It was accompanied by a series of dramatic changes in Earth's environmental system, including an expansion of ice sheets on the Antarctic continent, a global sea-level drop, a declining atmospheric CO₂ concentration, a deepening of the calcite compensation depth, and a biotic reorganization, thus has great significance in understanding the mechanisms behind the long-term Cenozoic cooling, the behavior of regional climate in response to rapid cooling and the effects of major climatic changes on the biotic reorganization. This review summarizes recent progress in studying EOCT. (1) Significant cooling during this transition inferred from geological records of different latitudes indicates this phenomenon was triggered by global rather than regional factors. (2) The declining of atmospheric CO₂ and the associated global carbon cycle changes have been proved as the primary causes of EOCT by modeling studies, rather than the previous hypothesis that the Antarctica was thermally isolated by the initiation of Antarctic Circumpolar Current. (3) Marine records revealed that this transition is marked by a two-step increase of benthic foraminiferal oxygen isotope values occurred within 400 ~ 500 ka, reflecting the drop of global temperature and establishment of Antarctic ice sheets, respectively. (4) A comparison of the EOCT interval in Asian terrestrial

records with marine records suggests that the regional aridification mainly corresponds to atmospheric cooling (i. e., the first step of EOCT) rather than ice volume growth. However, there are still many questions remained unsolved. Future application of more detailed and accurate proxies of atmospheric CO₂ and paleotemperature, recovery of high-resolution sediment archives from the oceans and continents and more complex models across the EOCT will further reveal the changes of each environmental factor during this transition and their relationship with each other, and obtain a thorough understanding of the mechanisms behind this critical climate transition.

Key words: Eocene—Oligocene climate transition; global cooling; CO₂; mechanisms on climate change

中国地质学会第 13 届青年地质科技奖揭晓

为深入贯彻落实科学发展观,全面贯彻胡锦涛总书记在纪念中国科协成立五十周年大会上的重要讲话精神,激励广大青年地质科技工作者为提高自主创新能力、建设创新型国家做出新贡献,根据中国地质学会评选“青年地质科技奖”条例规定,经青年地质科技奖专家评审委员会评审、第 38 届理事会第二十五次常务理事会议审议批准,决定授予邓晓颖等 10 人“第十三届青年地质科技奖——金锤奖”,授予王亮清等 40 人“第十三届青年地质科技奖——银锤奖”。

本届评选出的 50 名青年地质科技奖获奖者,是我国青年地质科技工作者的优秀代表,他们长期工作在科研、生产第一线,发扬刻苦钻研、勇于实践、积极探索、大胆创新精神,在地质科研、工程技术、科学技术普及、教学、科技管理等领域中取得了重要的、创新性的成就,为提高我国地质科学技术水平、提高全民科学素质、服务经济社会发展做出了突出的贡献。

第十三届青年地质科技奖——金锤奖获得者名单(10 名,按姓名拼音字母为序)

代立东	中国科学院地球化学研究所
邓晓颖	河南省地质矿产勘查开发局第二水文地质工程地质队
付修根	成都地质矿产研究所
高秋菊	中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司物探研究院
郭清海	中国地质大学(武汉)
贺怀宇	中国科学院地质与地球物理研究所
谢桂青	中国地质科学院矿产资源研究所
徐天吉	中国石化西南油气分公司勘探开发研究院德阳分院
张怀东	安徽省地质矿产勘查局 313 地质队
朱弟成	中国地质大学(北京)

第十三届青年地质科技奖——银锤奖获得者名单(40 名,按姓名拼音字母为序)

陈 蕾	中国石油冀东油田勘探开发研究院
陈红旗	中国地质环境监测院(部)地质灾害应急技术指导中心)
陈晓林	中国地质科学院勘探技术研究所
杜培军	南京大学
杜圣贤	山东省地质科学实验研究院

樊 涛	新疆地质矿产勘查开发局第九地质大队
冯 晖	吉林大学
傅志斌	建设综合勘察研究设计院有限公司
高幼龙	中国地质调查局水文地质调查中心
韩效忠	核工业北京地质研究院
黄 寰	成都理工大学
黄费新	中国冶金地质总局矿产资源研究院
黄小龙	中国科学院广州地球化学研究所
李储华	中国石油化工股份有限公司江苏油田地质科学研究院
李永刚	中国石化东北油气分公司
刘 燊	中国科学院地球化学研究所
刘东晓	甘肃省矿产资源储量评审中心
刘衡秋	北京市勘察设计研究院有限公司
刘全有	中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院
刘艳辉	中国地质环境监测院
宁伏龙	中国地质大学(武汉)
彭玉明	山东省地矿工程勘察院
秦来勇	桂林矿产地质研究院
孙建芳	中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司
谭开俊	中国石油勘探开发研究院西北分院
谭茂金	中国地质大学(北京)
田 军	同济大学
王国荣	核工业二一六大队
王海滨	中化地质矿山总局福建地质勘察院
王亮清	中国地质大学(武汉)
肖 都	中国地质科学院物化探所
谢振东	江西省地质调查研究院
姚艳斌	中国地质大学(北京)
叶发旺	核工业北京地质研究院
张成兵	河北省地矿局第四水文工程地质大队
张继文	机械工业勘察设计研究院
张江苏	甘肃省地矿局第三地质矿产勘察院
张永军	甘肃省地质环境监测院
张云峰	山东省地质测绘院
赵军红	中国地质大学(武汉)

(禹启仁 供稿 章雨旭 编辑)