

江汉盆地 SKD1 深钻记录的古新世—始新世 极热事件时期的古气候

滕晓华¹⁾, 王春连^{2)*}, 沈立建²⁾, 王九一²⁾, 余小灿²⁾, 刘 雪¹⁾

1) 枣庄学院旅游与资源环境学院, 山东枣庄 277160;

2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037

摘 要: 古新世—始新世极热事件(PETM, ~56 Ma)是发生古新世与始新世界线附近的一次快速增温事件, 研究 PETM 事件的气候变化及驱动机制对应对全球变暖对气候和生态系统带来的影响至关重要。然而目前 PETM 记录较少且其气候效应仍存在很大争议。本文基于江汉盆地 SKD1 钻孔材料, 利用湖泊自生碳酸盐矿物及其氧同位素组成, 并结合岩芯岩性特征, 分析了钻孔碳酸盐氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$)的指示意义, 探讨了 PETM 期间江汉盆地的古气候, 结果清晰地记录了 PETM 事件期间江汉盆地降水量显著增加、气候变湿的特征。PETM 事件之前(pre-PETM) $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值较高, 碳酸盐矿物以白云石为主, 指示了江汉盆地年均降水量较少, 气候非常干旱; PETM 期间 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值显著负偏, 主要沉积方解石, 指示了降水量显著增加, 气候相对湿润。PETM 事件之后(post-PETM) $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值升高, 白云石含量增加, 且开始沉积厚层蒸发盐, 说明气候再次变干。未来全球快速变暖背景下, 副热带至中纬度地区可能普遍存在降水量显著增多的现象。

关键词: 江陵凹陷; 极热事件; 碳酸盐; 碳氧同位素

中图分类号: P532; P597.2 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2021.122401

Paleoclimate during the Paleocene–Eocene Extreme Thermal Event Recorded by the Deep Drill Core SKD1 in the Jiangnan Basin

TENG Xiao-hua¹⁾, WANG Chun-lian^{2)*}, SHEN Li-jian²⁾, WANG Jiu-yi²⁾, YU Xiao-can²⁾, LIU Xue¹⁾

1) College of Tourism, Resources and Environment, Zaozhuang University, Zaozhuang, Shandong 277160;

2) MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources,
Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037

Abstract: The Paleocene–Eocene thermal extreme event (PETM, ~56 Ma) was a transient episode of global warming near the Paleocene–Eocene boundary. The study of the climate change and driving mechanism of the Paleocene–Eocene thermal extreme event (PETM) is very important for dealing with the impact of global warming on climate and ecosystem. However, the current PETM records are few and its climate effects are still very controversial. Here, based on the materials of the SKD1 core in the Jiangnan Basin, we analyzed the indication significance of the carbonate oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}}$) in the core and further discussed the paleoclimate in the Jiangnan Basin during the PETM, using lake authigenic carbonates and their isotopic compositions, combined with lithology characteristics. The results clearly show a significant increase in precipitation (P) in the Jiangnan Basin during the PETM event. Before the PETM event (pre-PETM), the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}}$ values were relatively high, and the carbonate minerals are mainly dolomite, with anhydrite being widely distributed, indicating a low mean annual precipitation in the Jiangnan Basin. During the PETM event, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}}$ values show a large negative excursion and calcite is the main deposit, which indicates a significant

本文由国家自然科学基金项目(编号: D41907262; U20A2092; 41502089; 42002106)、中国地质调查局地质矿产调查评价专项项目(编号: DD20190606)和枣庄学院“青檀学者”人才项目联合资助。

收稿日期: 2021-08-23; 改回日期: 2021-12-20; 网络首发日期: 2021-12-27。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 滕晓华, 女, 1988 年生。博士研究生, 讲师。主要从事古气候学研究。E-mail: tengxiaohua88@163.com。

*通讯作者: 王春连, 男, 1983 年生。博士, 研究员。主要从事沉积学和矿床学研究。E-mail: wangchunlian312@163.com。

(C)1994-2022 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

increase in precipitation and a relatively humid climate. After the PETM event (post-PETM), the increase in both the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonate}}$ values and the dolomite content, along with the deposition of thick layers of anhydrite, glauberite, and halite indicate that the climate became extremely arid again. As a result of rapid global warming in the future, there may be a significant increase in precipitation in subtropical to mid-latitude regions.

Key words: Jiangling depression; hyperthermal event; carbonate; carbon/oxygen isotope

工业革命以来,随着人类大量燃烧化石燃料,CO₂等温室气体大量排放至大气中,造成了人为的“温室效应”。模拟研究表明,地球气候对CO₂排放的敏感性远远超过之前的想象:如果大气中的CO₂增加一倍,到2100年全球气温将“至少”上升4℃;到2200年气温可能上升8℃以上(Sherwood et al., 2014)。未来持续升温将会对全球水文循环以及生态系统产生怎样的影响是亟待研究的问题,而寻找地质历史上类似的气候增温事件对理解全球变暖带来的气候效应具有重要的指示意义。

古新世—始新世极热事件(PETM, ~56 Ma)是发生于古新世与始新世界线附近的一次历时短暂、因巨量CO₂注入海气系统而导致的快速增温事件(Kennett and Stott, 1991),伴随着碳同位素的显著负向漂移(CIE)(Zachos et al., 2006),全球温度的显著升高(McInerney and Wing, 2011),以及生态系统的巨大转变(Pujalte et al., 2003)。据估算,PETM时期释放到海洋-大气系统中的CO₂总量同工业革命以来至21世纪末的人为排放的CO₂量大致相当(Dickens et al., 1995),因此被国际学术界视作预估未来可能发生的增温效应、环境效应和生态效应的重要依据(陈祚伶和丁仲礼, 2011)。

PETM期间的全球升温对水文循环产生了显著影响,然而其降水效应/模式仍然是比较复杂的问题(陈祚伶和丁仲礼, 2011)。模型模拟结果和研究记录表明,全球温度增加会加强全球水文循环(Winguth et al., 2010),导致更多的水汽由中低纬度地区向高纬度地区输送,使得高纬度地区降水增多,而中低纬度地区的降水量降低(Huber, 2012; Carmichael et al., 2017)。然而,近年来在副热带至中纬度地区陆续开展的研究却出现了矛盾的观点。如中纬度欧洲地区正构烷烃氢同位素记录指示了PETM期间较为湿润的气候(Garel et al., 2013);另外,南阳盆地的研究也表明,PETM期间气候较为湿润,降水量增加(Chen et al., 2016)。解决上述问题的关键在于寻找更多来自于副热带至中纬度地区的陆相PETM记录。

陆相古近纪地层在中国分布广泛,但大多地区古新世和始新世(P/E)边界不确定,基于古地磁和古生物年代学方法无法精确定位PETM事件,导致国内陆相PETM记录及其气候效应的研究仍然较少。

江汉盆地洋溪组下部黑色泥页岩中存在世界上罕见的早始新世猴鸟鱼化石库(汪啸风, 2015),是重要的陆相PETM事件研究点,然而,至今未见对PETM事件的相关报道。因此,PETM期间江汉盆地的气候变化仍不明确。申钾1井(SKD1)位于江汉盆地江陵凹陷西南部,钻孔自下而上穿过了上白垩系—古近系地层(Teng et al., 2019),本文将在前期工作基础上,对钻孔岩芯进行高分辨率碳酸盐矿物组成及其氧同位素分析,重建PETM期间的古气候。

1 研究区概况

江汉盆地位于湖北省江汉平原中部,西起宜昌、枝江,东到沔阳、应城,南到监利、洪湖,北到潜江、天门以北。古地磁研究表明,江汉盆地第三系沉积时的古纬度已经与现在接近(张师本等, 1992)。江汉盆地是在扬子克拉通基底上发育起来的中、新生代断陷盆地(张岳桥等, 2004),盆地北部为东秦岭—大别碰撞造山带,南部为雪峰陆内造山带,基底构造受大别造山体系和雪峰造山体系共同影响(图1)。其构造演化历史和成藏地质条件十分独特,构造样式复杂,断裂发育,盆内发育多个次级的凸起和凹陷带,其中江陵凹陷是江汉盆地最大的次级构造单元,沉积了近万米白垩系至第三系河流—湖泊相的陆相碎屑岩沉积体系,其中古近系沙市组和新沟组底部沉积了厚层蒸发盐(Teng et al., 2019)。

申钾1井(SKD1)钻孔位于江陵凹陷西南部长江以南的荆州附近(图1)。钻孔获得了深度为806.5—2346.5 m的岩芯,包括上白垩统渔阳组(深度1900—2346.5 m)及古近系沙市组(深度1380—1900 m)和新沟组(深度806.5—1380 m)地层。渔阳组底部为块状棕紫色泥岩与弱水平层理和交错层理中砂-细砂岩互层,夹薄层灰绿色泥岩;沙市组下段以块状褐红色-棕紫色泥岩为主,夹少量灰绿色含膏泥岩层;上段水平层理灰绿色泥岩广泛发育,夹有薄层块状棕色红色砂岩,硬石膏结核及灰白色硬石膏层广泛分布;新沟组下段以厚层蒸发盐(主要为硬石膏、钙芒硝和石盐)和薄层灰色-灰黑色泥岩交互沉积为主;上段以块状棕红色泥岩与交错层理棕黄-棕红色粉砂岩和中-细砂岩为主,夹有薄层灰绿色泥岩和硬石膏(图2)。

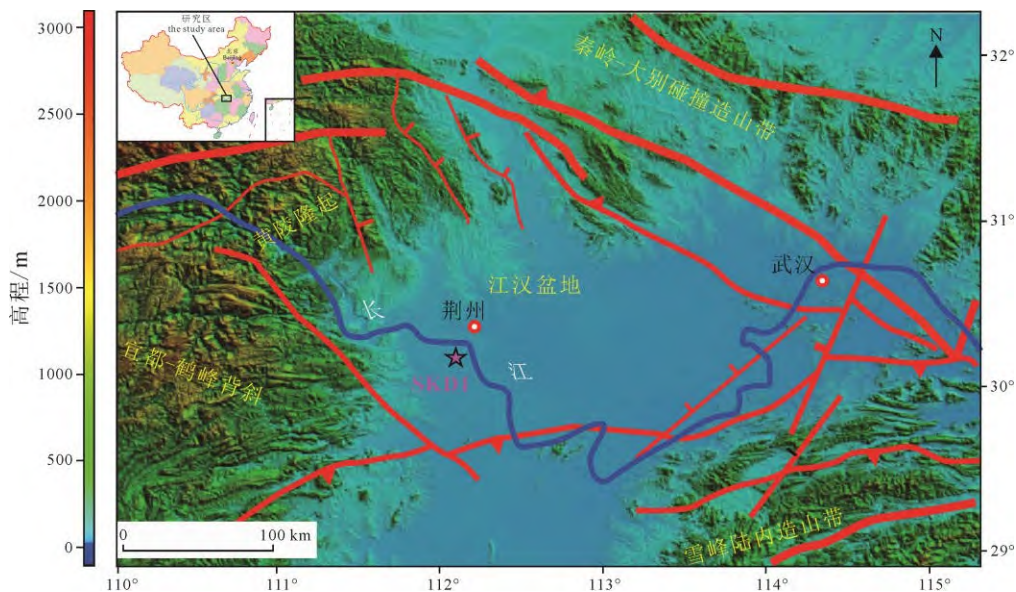


图 1 江汉盆地区域构造图
Fig. 1 Regional tectonic map of the Jiangnan Basin

SKD1 孔古地磁测年结果显示古新世/始新世界线位于沙市组和新沟组界线 1380 m 附近(Teng et al., 2019), 与盆地玄武岩 K-Ar 测年结果以及古地磁年代学和古生物学证据一致(张师本等, 1992; 徐论勋等, 1995)。此外, 碳酸盐碳同位素记录指示 PETM 事件位于 SKD1 孔 1313—1377 m 之间(Teng et al., 2021)(图 2)。因此, 本文选取钻孔 1250—1450 m 段岩芯进行研究, 并根据碳同位素结果将岩芯划分为 pre-PETM(1377—1450 m)、PETM(1313—1377 m)和 post-PETM(1250—1313 m)三个阶段。钻孔在 pre-PETM 阶段以硬石膏层与(含)白云质泥岩交互沉积为主, PETM 阶段硬石膏层消失, 主要沉积含灰质泥岩, post-PETM 阶段以蒸发盐(硬石膏、钙芒硝和石盐)与薄层(含)白云质泥岩交互沉积为主(图 2)。

2 样品采集与研究方法

沿 SKD1 孔以~4 m 间距挑选泥岩样品, 并在 PETM 阶段加密, 共选取 70 个样品, 进行碳酸盐矿物分析和碳酸盐同位素的测定。所有样品烘干并研磨成粉末, 一部分样品在北京北达燕园微构分析测试中心有限公司使用 Rigaku D/MAX 2000 衍射仪进行矿物测定, 获得白云石、方解石和菱镁石的相对含量, 通过计算得到碳酸盐的相对含量。另外, 用剩余样品进行碳酸盐同位素的分析。首先将粉末样品与 2.5% 的 NaOCl 反应 24 小时去除有机质, 之后过 36 μm 筛以清除碎屑和壳体组分。将剩余的自生碳酸盐组分冻干, 研磨均匀后称取适量装入 Labco 小瓶, 在气体制备装置上(Thermo Finnigan Gas bench II)与 100%磷酸在 72 $^{\circ}\text{C}$ 下反应 60 分钟后, 产生的 CO_2 气体在 DELTAplusXL 质谱仪上测试, 结

果以 $\delta\text{‰}$ 单位表示, 采用 Pee Dee Belemnite (VPDB) 标准, 并用 NBS19 对样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 进行了校正, 分析精度误差均小于 0.08%。

3 实验结果

3.1 碳酸盐矿物组成及含量

钻孔中的碳酸盐矿物以方解石和白云石为主, 含量(质量百分数)平均值分别为 4.8%和 10.4%, 菱镁石仅在个别样品中出现(图 3)。碳酸盐含量波动范围较大, 为 0.1%~60%, 平均值为 15.7%。在 1313—1450 m 之间, 碳酸盐的含量较低(平均值为 13.6%), 且波动幅度较小, 而 1250—1313 m 之间, 碳酸盐含量较高, 平均值为 24.3%, 伴随大幅度波动; 方解石在 pre-PETM (1377—1450 m)和 post-PETM (1250—1313 m)之间含量最低, 几乎为 0%, 而在 PETM (1313—1377 m)期间, 含量达到最高值(10.3%); 白云石含量沿深度变化趋势与方解石正好相反, 在 pre-PETM 和 post-PETM 段含量较高, 平均值分别为 9.0%和 21.8%, 且在 post-PETM 期间波动幅度较大, 而在 PETM 段落含量最低, 平均值为 4.4%。白云石/碳酸盐比值在 pre-PETM 和 post-PETM 阶段最高, 接近 1, 而在 PETM 期间含量最低, 平均值为 0.3(图 3)。

3.2 碳酸盐氧同位素

碳酸盐氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$)随深度的变化曲线与碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}$)曲线的波动趋势显著一致, 均呈现 pre-PETM 和 post-PETM 阶段较高, PETM 阶段显著降低的特征(图 3)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值整体波动范围为 -7.6‰~2.7‰, 平均值为 -2.5‰。在 pre-PETM 阶段, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值在 0.2‰附近波动, 并呈现向上轻微

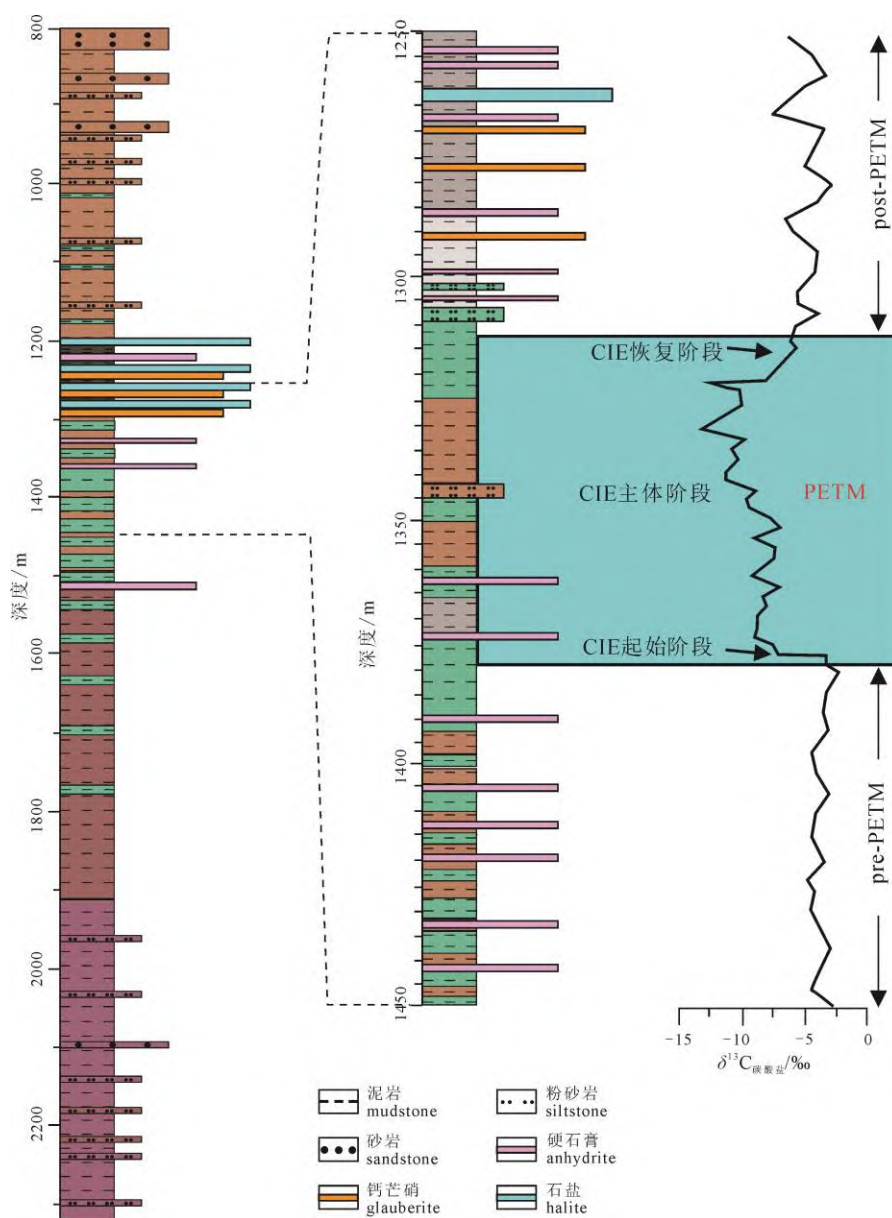


图2 SKD1孔岩芯岩性及碳酸盐碳同位素记录(Teng et al., 2021)

Fig. 2 Core lithology and carbonate carbon isotope record of SKD1 core (Teng et al., 2021)

减少的趋势；在 CIE 起始阶段(1376—1377 m)， $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值从 0.3‰快速负偏至-2.9‰，负偏幅度为-3.2‰，并在 1370—1377 m 之间进一步快速负偏至-6.4‰，之后在 CIE 主体阶段(1321—1370 m)维持在-6.6‰附近波动，并于 CIE 恢复阶段(1313—1321 m)逐渐升高，post-PETM 阶段在 0‰附近大幅度波动。

4 讨论

4.1 SKD1孔碳酸盐氧同位素的影响因素及其指示意义

前人研究表明，湖泊自生碳酸盐的氧同位素主要取决于湖水氧同位素的组成与碳酸盐沉淀时的温度(Leng and Marshall, 2004)。另外，碳酸盐矿物组成也会对湖泊自生碳酸盐同位素产生影响(Bristow et al., 2012)。陆地湖泊体系中的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值的变化

主要受控于湖泊的水文平衡状态，即降水量/蒸发量比值的变化(Leng and Marshall, 2004)，尤其在封闭型湖泊中更加明显。对于水文封闭的湖泊，降水-蒸发条件控制着湖水的水位，湖水主要通过蒸发作用减少(滕晓华等, 2013)，较轻的氧同位素 ^{16}O 分子优先从湖水表面逸出转化为水蒸气，使湖水氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{湖水}}$)及湖水中沉淀的碳酸盐氧同位素相应的变重(Talbot, 1990)。降水量/蒸发量比值随气候干湿波动而变化。当气候湿润时，降水量大于蒸发量，降水量/蒸发量比值较大， $\delta^{18}\text{O}_{\text{湖水}}$ 值偏负，接近大气降水的同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{降水}}$)组成。相反，当气候较为干旱时，降水量/蒸发量比值较小，一方面会导致蒸发作用加强，使得湖水和碳酸盐的氧同位素高；另一方面，干旱也会导致注入湖泊的同位素较轻的径流量减少，相应湖水和碳酸盐氧同位素也会

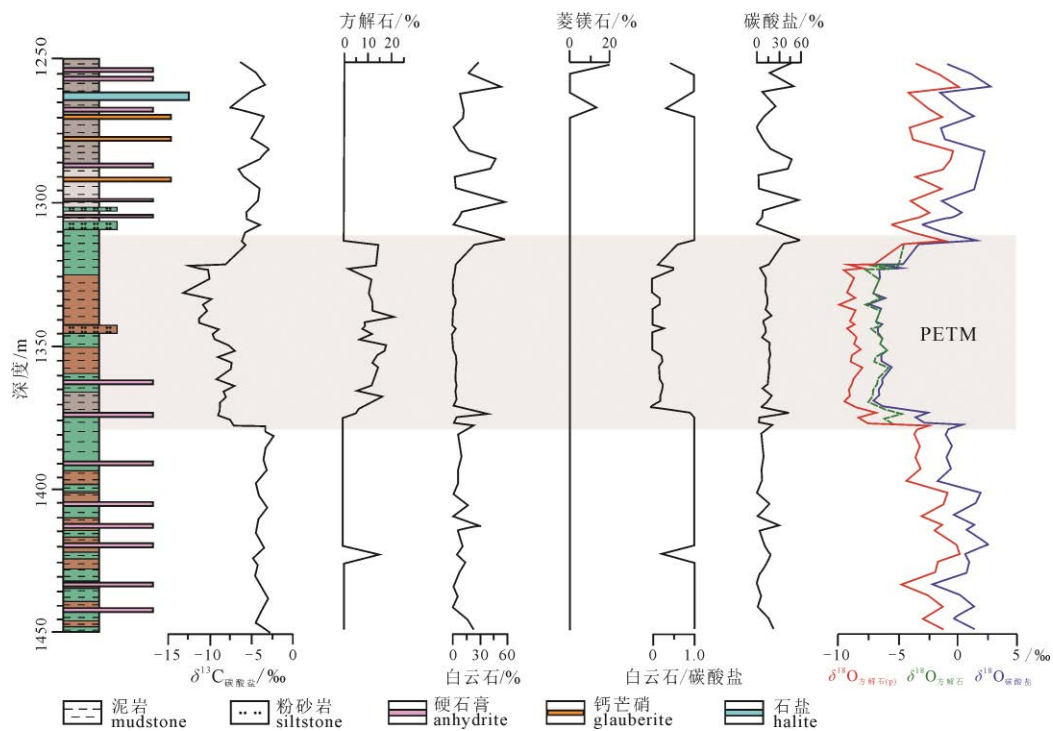


图3 SKD1 碳酸盐碳氧同位素、方解石氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 为校正后仅受降水量影响的值)及碳酸盐矿物含量沿钻孔深度变化曲线图

Fig. 3 Curves of carbon and oxygen isotopes of carbonate and calcite ($\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite(p)}}$ are the corrected values affected only by precipitation), and carbonate mineral content along borehole depth

升高(滕晓华等, 2013)。因此, 湖泊沉积碳酸盐的氧同位素记录可以间接指示气候干湿变化和湖水水位变化。

岩石学和矿物学特征显示 SKD1 孔碳酸盐为湖泊自生而且成岩作用的影响很小(Teng et al., 2019, 2021)。对现代不同类型湖泊中碳酸盐碳氧同位素进行研究后发现, 开放型淡水湖泊中, 原生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间不相关或略呈相关; 而封闭型湖泊中, $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间随着盐度的增高呈明显的线性相关关系(滕晓华等, 2013)。SKD1 孔 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值之间的相关性均较高($R^2=0.73$, 图 4a), 指示了较为封闭的湖泊环境, 说明湖水氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{湖水}}$)值主要受控于降水-蒸发条件, 可以反映气候干湿。另外, 碳酸盐氧同位素沿钻孔深度波动趋势与白云石/碳酸盐比值显著一致(图 3), 呈显著正相关(图 4b), 间接指示了碳酸盐氧同位素可以反映降水和气候变化。

然而, 由于不同碳酸盐矿物与湖水的分馏系数不同, 湖泊碳酸盐碳氧同位素也可能受碳酸盐矿物组成影响(Bristow et al., 2012)。SKD1 孔中的碳酸盐矿物主要为方解石和白云石, 已知白云石与湖水的碳氧同位素分馏系数较大, 因此, 白云石的碳氧同位素值($\delta_{\text{白云石}}$)均比方解石碳氧同位素($\delta_{\text{方解石}}$)值高($\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{白云石-方解石}}=2\text{‰}$, $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{白云石-方解石}}=2.6\text{‰}$)(Land, 1980; Vasconcelos et al., 2005)。白云石在碳酸盐中的

相对含量的影响可能在一定程度上导致了碳酸盐碳氧同位素与白云石/碳酸盐比值之间的正相关关系。

为了校正不同碳酸盐矿物组成对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值的影响, 我们基于方解石、白云石和碳酸盐摩尔($M_{\text{方解石}}$ 、 $M_{\text{白云石}}$ 和 $M_{\text{碳酸盐}}$), 碳酸盐的碳氧同位素组成($\delta_{\text{碳酸盐}}$)以及白云石与方解石的碳氧同位素的差值($\Delta\delta_{\text{白云石-方解石}}$), 根据以下公式计算方解石碳氧同位素值($\delta_{\text{方解石}}$):

$$\delta_{\text{碳酸盐}} \times M_{\text{碳酸盐}} = \delta_{\text{方解石}} \times M_{\text{方解石}} + \delta_{\text{白云石}} \times M_{\text{白云石}} \quad (1)$$

$$M_{\text{碳酸盐}} = M_{\text{白云石}} + M_{\text{方解石}} \quad (2)$$

$$\delta_{\text{方解石}} = \delta_{\text{碳酸盐}} - M_{\text{白云石}} \times \delta_{\text{白云石-方解石}} / M_{\text{碳酸盐}} \quad (3)$$

计算得到的方解石碳氧同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$)值相关性仍然较高($R^2=0.54$, 图 4c)。方解石的氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$)与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 的波动趋势一致, 在 -7.9‰ ~ 0.2‰ 之间波动, 平均值为 -4.2‰ , 在 PETM 期间快速负偏 5.6‰ (图 3), 说明碳酸盐氧同位素受白云石在碳酸盐中的比值的影响较小。

此外, 由于 PETM 期间温度显著上升(Zacho et al., 2003), 而温度的变化也会通过改变大气降水过程中的同位素分馏影响大气降水氧同位素以及湖水和碳酸盐氧同位素的组成。在中高纬度地区, 大气降水氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{降水}}$ 与年均温度(T)之间存在显著正相关($d\delta^{18}\text{O}_{\text{降水}}/dT \sim 0.6\text{‰}/^\circ\text{C}$; Dansgaard, 1964)。另外, 湖水温度与碳酸盐氧同位素为负相关关系, 即湖水每增高 1°C , $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值减少 0.23‰ (Friedman

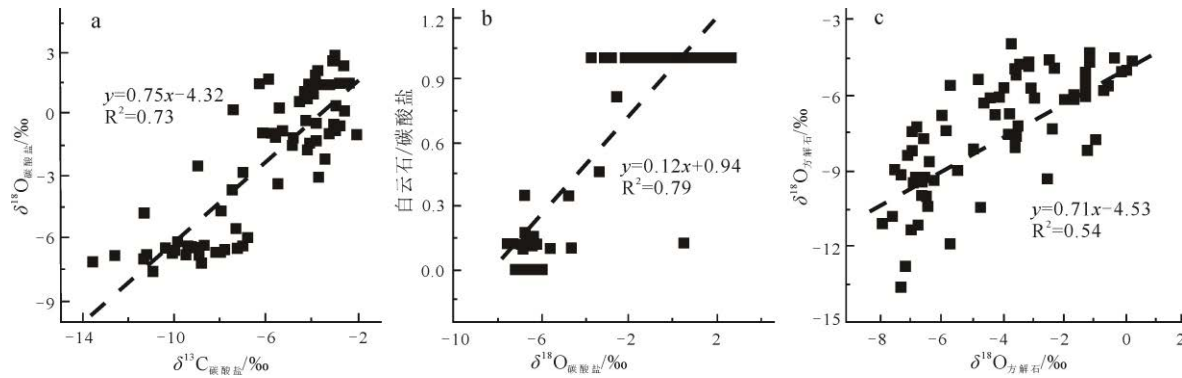


图4 碳酸盐碳氧同位素(a)、碳酸盐氧同位素与白云石/碳酸盐的含量比值(b)及方解石碳氧同位素(c)之间的相关性分析

Fig. 4 Correlation analysis of carbon and oxygen isotopes of carbonate (a), oxygen isotopes of carbonate and dolomite/carbonate content ratio (b), and carbon and oxygen isotopes of calcite (c)

and O'Neil, 1977)。因此, 温度每升高 1°C , $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值净增加 0.37‰ ($=k-0.23\text{‰}$)。由于 SKD1 孔的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值波动范围较大 ($\sim 10.3\text{‰}$), 如果只是温度的影响, 那么温度的波动幅度至少为 28°C , 而且 PETM 阶段显著负偏 6.7‰ , 意味着降温至少 18°C , 显然与 PETM 期间显著增温的实际情况不符。因此, 温度对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 影响相对较小, 虽然 PETM 期间显著的增温仍可能会导致 PETM 期间的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值偏高, 在一定程度上抑制了 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 负偏的幅度。

PETM 时期全球地表温度增加了 $5 \sim 6^{\circ}\text{C}$ (Zacho et al., 2003)。与江汉盆地邻近的南阳盆地研究表明, PETM 期间相对 pre-PETM 阶段增温约 4°C (Chen et al., 2014)。据此假设江汉盆地 PETM 期间增温 $4 \sim 6^{\circ}\text{C}$, 导致 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 增加 $1.5\text{‰} \sim 2.2\text{‰}$ 。这里取最大值 2.2‰ , 进一步计算得到 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}} (\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}} - 2.2\text{‰})$ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 既排除了温度对碳酸盐氧同位素的影响, 又排除了不同矿物组成的影响。由图 3 可知, $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 整体比 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值小, 尤其在 PETM 阶段的负偏幅度更大 (7.8‰), 但二者沿钻孔深度的变化趋势显著一致, 说明温度和矿物组成虽然对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值产生了影响, 但并没有影响其波动趋势。因此, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 都能很好地记录降水变化与古气候演变过程, 较高的值代表降水较少, 气候较干旱, 反之, 值较低代表降水较多, 气候较湿。

4.2 江汉盆地 PETM 期间的古气候重建

Pre-PETM 阶段, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 值较高, 说明气候较干旱; 此外, 该阶段的碳酸盐以白云石为主, 硬石膏广泛沉积 (图 3)。通常情况下, 湖泊沉积中的硬石膏和白云石相对于方解石是更干旱的气候下湖水经过强烈蒸发形成的 (Dutkiewicz and von der Borch, 1995)。现代湖泊研究表明, 蒸发盐 (硬石膏和石盐)、白云石及方解石沉积的年降雨阈值分别

为 350 mm 、 400 mm 和 600 mm (Gu et al., 2015)。因此, 硬石膏以及白云石为主的碳酸盐沉积也指示了此阶段降水较少 ($\text{MAP} < 350 \text{ mm}$), 气候干旱, 湖水盐度较高。

PETM 阶段, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 值显著降低, 白云石基本消失, 而方解石的含量大幅度增加, 说明盆地内降水增多 ($600 \text{ mm} > \text{MAP} > 400 \text{ mm}$), 气候变湿, 湖水淡化。由于 PETM 阶段研究区域的年均温度比现在高 (Xie et al., 2022), 蒸发作用更强烈, 因此当时的降水量可能更高 (Gu et al., 2015)。来自湖北松滋地区下始新世洋溪组 P/E 界限的孢粉证据也表明 PETM 期间降水显著增多 (Xie et al., 2022); 另外, 来自南阳盆地和兰州盆地的研究也表明 PETM 期间降雨量增多 (邓焰平等, 2010; Chen et al., 2016)。因此, PETM 期间降水显著增多现象可能普遍存在于中国副热带至中纬度地区, 可能与强烈的季风型降雨或热带辐合带北移有关 (Winguth et al., 2010); 此外, PETM 期间高浓度的大气 CO_2 可能导致哈德来环流向赤道方向退缩, 由哈德来环下降翼控制的副热带高压带向南迁移 (Hasegawa et al., 2012), 从而使中纬度地区降水增多。

Post-PETM 阶段, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石(p)}}$ 值升高, 白云石/碳酸盐值增加, 此时开始沉积钙芒硝和石盐 (图 3), 指示了降水显著减少, 气候极端干旱, 极端干旱的气候可能是大量鱼群等水生生物以及鸟类、古猴、鬣蜥类等爬行动物和昆虫发生灭顶之灾的原因之一 (汪啸风, 2015)。

5 结论

(1) 江汉盆地深钻 SKD1 孔岩芯碳酸盐矿物以白云石和方解石为主, 碳酸盐氧同位素主要受降水与古气候条件控制, 氧同位素值增加代表降水较少, 气候变干; 反之, 氧同位素值减少代表降水增加,

气候变湿。

(2)Pre-PETM 阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值较高, 碳酸盐矿物以白云石为主, 硬石膏广泛沉积, 指示了干旱的气候条件; PETM 期间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值显著负偏 (~6.7‰), 主要沉积方解石, 指示了江汉盆地降水量的显著增加, 气候相对 pre-PETM 阶段较为湿润; post-PETM 期间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{碳酸盐}}$ 值升高, 白云石/方解石值增加, 钙芒硝和石盐开始沉积, 指示了降水减少, 气候再次变干。

Acknowledgements:

This study was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. D41907262, U20A2092, 41502089 and 42002106), China Geological Survey (No. DD20190606), and the 'Qingtian Scholar' Talent Project Foundation of Zaozhuang University.

参考文献

- 陈祚伶, 丁仲礼. 2011. 古新世-始新世极热事件研究进展[J]. 第四纪研究, 31(6): 937-950.
- 邓焰平, 洪汉烈, 殷科, 徐耀明, 杜鹃, 张克信. 2010. 兰州盆地永登剖面晚古新世—早渐新世沉积物中粘土矿物的特征及其古气候指示意义[J]. 现代地质, 24(4): 793-800.
- 滕晓华, 韩文霞, 叶程程, 张志高, 彭文彬, 方小敏. 2013. 柴达木盆地 SG-1 孔 1.0 Ma 以来碳酸盐同位素记录的亚洲内陆干旱化及成因[J]. 第四纪研究, 33(5): 866-875.
- 汪啸风. 2015. 世界上罕见的早始新世猴鸟鱼化石库[J]. 古生物学报, 54(4): 425-435.
- 徐论勋, 阎春德, 俞惠隆, 王宝清, 余芳权, 王典敷. 1995. 江汉盆地地下第三系火山岩年代[J]. 石油与天然气地质, 16(2): 132-137.
- 张师本, 高琴琴, 刘椿, 金增信, 鲁连仲. 1992. 江汉盆地西北缘下第三系古地磁特征及底界[J]. 石油学报, 13(2): 121-126.
- 张岳桥, 赵越, 董树文, 杨农. 2004. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段[J]. 地学前缘, 11(3): 123-133.

References:

- BRISTOW T F, KENNEDY M J, MORRISON K D, MROFKA D. 2012. The influence of authigenic clay formation on the mineralogy and stable isotopic record of lacustrine carbonates[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 90: 64-82.
- CARMICHAEL M J, INGLIS G N, BADGER M P S, NAAFS B D A, BEHROOZ L, REMMELZWAAL S, MONTEIRO F M, ROHRSEN M, FARNSWORTH A, BUSS H L, DICKSON A J, VALDES P J, LUNT D J, PANCOST R D. 2017. Hydrological and associated biogeochemical consequences of rapid global warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Global and Planetary Change*, 157: 114-138.

CHEN Zuo-ling, DING Zhong-li. 2011. A review on the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Quaternary Sciences*, 31(6): 937-950(in Chinese with English abstract).

CHEN Zuo-ling, WANG Xu, HU Jian-fang, YANG Shi-ling, ZHU Min, DONG Xin-xin, TANG Zi-hua, PENG Ping-an, DING Zhong-li. 2014. Structure of the carbon isotope excursion in a high-resolution lacustrine Paleocene-Eocene Thermal Maximum record from central China[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 408: 331-340.

CHEN Zuo-ling, DING Zhong-li, YANG Shi-ling, ZHANG Chun-xia, WANG Xu. 2016. Increased precipitation and weathering across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in central China[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6): 2286-2297.

DANSGAARD W. 1964. Stable isotopes in precipitation[J]. *Tellus*, 16(4): 436-468.

DENG Yan-ping, HONG Han-lie, YIN Ke, XU Yao-ming, DU Juan, ZHANG Ke-xin. 2010. Clay mineralogy and its palaeoclimatic indicator of the Late Paleocene to Early Oligocene sediments in Yongdeng, Lanzhou Basin[J]. *Geoscience*, 24(4): 793-800(in Chinese with English abstract).

DICKENS G R, O'NEIL J R, REA D K, OWEN R M. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursions at the end of the Paleocene[J]. *Paleoceanography*, 10(6): 965-971.

DUTKIEWICZ A, VON DER BORCH C C. 1995. Lake Greenly, Eyre Peninsula, South Australia: sedimentology, palaeoclimatic and palaeohydrologic cycles[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113(1): 43-56.

FRIEDMAN I, O'NEIL J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[C]//Data of Geochemistry(Six Edition). Washington: United States Government Printing Office: 1-12.

GAREL S, SCHNYDER J, JACOB J, DUPUIS C, BOUSSAFIR M, LEMILBEAU C, STORME J Y, IAKOVLEVA A I, YANS J, BAUDIN F, FLÉHOC C, QUESNEL F. 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene-Eocene boundary (Normandy, France)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376: 184-199.

GU Ning, JIANG Wen-ying, WANG Luo, ZHANG En-lou, YANG Shi-ling, XIONG Shang-fa. 2015. Rainfall thresholds for the precipitation of carbonate and evaporite minerals in modern lakes in northern China[J]. *Geophysical Research Letters*, 42(14): 5895-5901.

HASEGAWA H, TADA R, JIANG X, SUGANUMA Y, IMSAMUT S, CHARUSIRI P, ICHINNOROV N, KHAND Y. 2012. Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Cretaceous Supergreenhouse[J]. *Climate of the Past*, 8(4): 1111-1121.

- 1323-1337.
- HUBER M. 2012. Progress in greenhouse climate modeling[J]. The Paleontological Society Papers, 18: 213-262.
- KENNETT J P, STOTT L D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene[J]. Nature, 353: 225-229.
- LAND L S. 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art[C]//ZINGER D H, DUNHAM J B, ETHINGTON R L. Concepts and models of dolomitization. Houston: SEPM Special Publication: 28: 87-110.
- LENG M J, MARSHALL J D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives[J]. Quaternary Science Reviews, 23(7-8): 811-831.
- MCINERNEY F A, WING S L. 2011. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 39: 489-516.
- PUJALTE V, ORUE-ETXEBARRIA X, SCHMITZ B, TOSQUELLA J, BACETA J I, PAYROS A, BERNAOLA G, CABALLERO F, APELLANIZ E. 2003. Basal Eocene turnover of larger Foraminifera: Age constraints based on calcareous plankton and delta $\delta^{13}\text{C}$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain)[J]. Special Paper of the Geological Society of America, 369: 205-221.
- SHERWOOD S C, BONY S, DUFRESNE J L. 2014. Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing[J]. Nature, 505: 37-42.
- TALBOT M R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates[J]. Chemical Geology: Isotopes Geo-science Section, 80(4): 261-279.
- TENG Xiao-hua, HAN Wen-xia, YE Cheng-cheng, ZHANG Zhi-gao, PENG Wen-bin, FANG Xiao-min. 2013. Aridification of the Asian inland since 1.0 Ma: Evidences from carbonate isotope records of deep core from the Qaidam Basin[J]. Quaternary Sciences, 33(5): 866-875(in Chinese with English abstract).
- TENG Xiao-hua, FANG Xiao-min, KAUFMAN A J, LIU Cheng-lin, WANG Jiu-yi, ZAN Jin-bo, YANG Yi-bo, WANG Chun-lian, XU Hai-ming, SCHULTE R F, PIATAK N M. 2019. Sedimentological and mineralogical records from drill core SKD1 in the Jianghan Basin, Central China, and their implications for late Cretaceous-early Eocene climate change[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 182: 103936.
- TENG Xiao-hua, WANG Chun-lian, LIU Cheng-lin, YAN Kai, LUO Zeng. 2021. Paleocene-Eocene Thermal Maximum lacustrine sediments in deep drill core SKD1 in the Jianghan Basin: A record of enhanced precipitation in central China[J]. Global and Planetary Change, 205: 103620.
- VASCONCELOS C, MCKENZIE J A, WARTHMAN R, BERNASCONI S M. 2005. Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments[J]. Geology, 33(4): 317-320.
- WANG Xiao-feng. 2015. A unique Early Eocene monkey-bird-fish fossil-lagerstätte[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 54(4): 425-435(in Chinese with English abstract).
- WINGUTH A M E, SHELLITO C J, SHIELDS C A, WINGUTH C. 2010. Climate response at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum to greenhouse gas forcing-A model study with CCSM3[J]. Journal of Climate, 23: 2562-2584.
- XIE Yu-long, WU Fu-li, FANG Xiao-min. 2022. A transient south subtropical forest ecosystem in central China driven by rapid global warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. Gondwana Research, 101: 192-202.
- XU Lun-xun, YAN Chun-de, YU Hui-long, WANG Bao-qing, YU Fang-quan, WANG Dian-fu. 1995. Chronology of Paleogene volcanic rocks in Jianghan Basin[J]. Oil and Gas Geology, 16(2): 132-137(in Chinese with English abstract).
- ZACHOS J C, WARA M W, BOHATY S, DELANEY M L, PETRIZZO M R, BRILL A, BRALOWER T J, PREMOLI-SILVA I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum[J]. Science, 302(5650): 1551-1554.
- ZACHOS J C, SCHOUTEN S, BOHATY S, QUATTLEBAUM T, SLUIJS A, BRINKHUIS H, GIBBS S J, BRALOWER T J. 2006. Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX86 and isotope data[J]. Geology, 34(9): 737-740.
- ZHANG Shi-ben, GAO Qin-qin, LIU Chun, JIN Zeng-xin, LU Lian-zhong. 1992. Paleomagnetic characteristics of Eocene system and its basal boundary on northwest margin of Jianghan Basin[J]. Acta Petroli Sinica, 13(2): 121-126(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Yue-qiao, ZHAO Yue, DONG Shu-wen, YANG Nong. 2004. Tectonic evolution stages of the Early Cretaceous rift basins in Eastern China and adjacent areas and their geodynamic background[J]. Earth Science Frontiers, 11(3): 123-133(in Chinese with English abstract).