

冲绳海槽中部 17 000 a 以来沉积物中微量元素的组成特征及其对古环境的指示

彭娜娜^{1,2}, 曾志刚^{1,3}

(1. 中国科学院海洋研究所, 海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 海洋国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东 青岛 266071)

摘要: 基于加速器质谱仪 AMS¹⁴C 高精度定年, 以及应用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)对 S10 孔岩芯沉积物进行微量元素测试, 对冲绳海槽中部沉积物的微量元素组成及其记录的物源和古环境信息展开研究。研究结果显示, 稀土元素、Th、Nb 和 Ta 元素反映陆源碎屑混合矿物的化学组成特征, Zr 和 Hf 元素指示锆石矿物的化学组成, 锆石主要为火山来源, Sc 元素可能与铁镁物质有关。稀土元素分析表明沉积物主要由陆源和火山源物质组成, 陆源物质主要来自长江和黄河, 不同时期, 各源区物质贡献量不同: 16 500~11 600 a, 长江、黄河为沉积物的主要物质来源; 11 600~7 750 a, 长江物质贡献减少, 黄河物质为主; 7 750~6 450 a, K-Ah 火山物质为主, 长江、黄河物质供给骤减; 6 450~3 900 a, 长江、黄河陆源物质输入增加, 4 000 a 左右受火山作用影响; 3 900~1 900 a, 长江、黄河陆源物质输入持续增多; 1 900 a 以来长江、黄河物质仍有增加, 且以黄河物质为主。此外, 物源判别公式研究显示台湾物质输入量不能有效反映黑潮演变, 而长江、黄河物质输入量对 17 000 a 以来东亚冬季风的强弱变化有很好的指示, 可作为东亚冬季风演变的新证据。这些研究结果表明, 冲绳海槽中部微量元素研究可得到海槽 17 000 a 以来物源及东亚冬季风的演化情况, 有助于重建全新世以来沉积物物源及古环境的演变历史。

关键词: 微量元素; 稀土元素; 物源; 物源判别公式; 东亚冬季风; 冲绳海槽

中图分类号: P67 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2016)04-0126-14

doi: 10.11759/hyxx20160129003

冲绳海槽位于东海东南部, 发育在琉球岛弧-海沟体系之后, 是处于张裂初期的陆内裂谷盆地^[1], 为典型的西太平洋边缘海弧后扩张盆地, 与琉球海沟、岛弧构成了典型的海沟-岛弧-弧后盆地系统(图 1: 底图由在线制图软件 ODV-Ocean Data View, <http://odv.awi.de> 完成)。海槽北浅南深, 西接东海大陆架, 东临琉球海沟, 在菲律宾板块向欧亚板块俯冲作用下, 呈断层、断块、地堑展布, 形成崎岖复杂的海底地形。此外, 受北上的黑潮及附近海区复杂的海流影响, 海槽区水动力及沉积搬运活动异常活跃。晚第四纪以来, 海槽内连续沉积, 沉积物以中国大陆及中国台湾陆源碎屑组分为主。在海平面、海流(特别是黑潮)、东亚季风等因素的影响下, 冲绳海槽记录了物质来源、海平面变化、黑潮及东亚季风对沉积物的直接影响, 使得海槽沉积物成为研究晚第四纪海陆交互作用及古气候演化的理想实验室^[2-6]。

关于冲绳海槽沉积物组成问题, 前人已做了很多工作, 研究认为冲绳海槽碎屑物质主要包括陆源碎

屑、火山碎屑和生物碎屑^[7]。矿物学^[8]、古海洋学^[9-10]、环境地磁学^[11]和地球化学^[2-3, 12-15]分析显示, 冲绳海槽陆源碎屑主要来自长江、黄河及东海大陆架^[16-18], 并受黑潮携带的台湾碎屑^[19]影响; 火山碎屑主要来自日本海区附近的火山喷发, 晚第四纪以来共有 5 次大规模火山喷发, 分别对应 5 大火山灰层: B-Tm 火山灰层(0.8~0.9 ka)、K-Ah 火山灰层(6.3 ka)、U-Ok

收稿日期: 2016-01-29; 修回日期: 2016-03-05

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2013CB429700); 国家自然科学基金项目(41325021, 41476044, 41306053); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA11030302); 泰山学者工程专项经费; 鳌山人才计划项目; 鳌山科技创新计划项目(2015ASKJ03)

[Foundation: National Key Basic Research Program of China, No. 2013CB429700; National Natural Science Foundation of China, No. 41325021, No. 41476044, No. 41306053; Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences, No. XDA11030302; Taishan Scholar Program of Shandong Province; Aoshan Talent Program; Aoshan Science and Technology Innovation Program, No.2015ASKJ03]

作者简介: 彭娜娜(1989-), 女, 山东潍坊人, 硕士研究生, 主要从事海洋沉积学研究, 电话: 13256883429, E-mail: 08016126@163.com

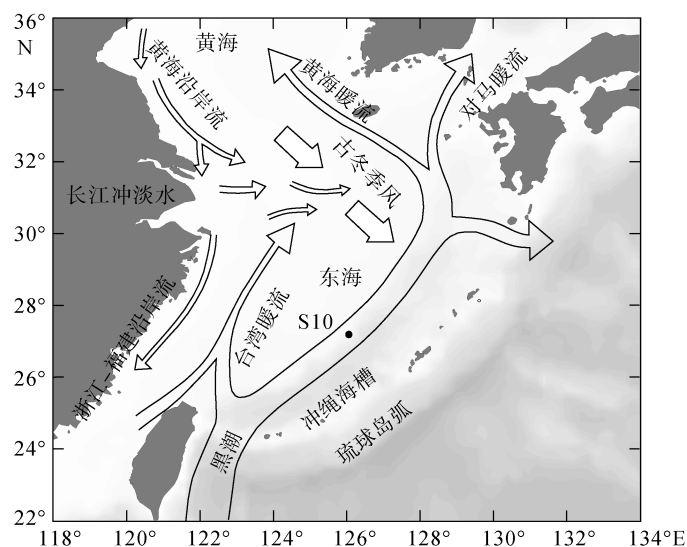


图 1 研究区岩芯 S10 站位及海流和 15 000 a 前的古季风特征^[2-3, 8, 25]

Fig. 1 Location of Core S10 and the characteristics of the local current system and paleo-East Asian Winter Monsoon dating back to 15 000 years^[2-3, 8, 25]

火山灰层(9.3 ka)、AT 火山灰层(21~22 ka)、Aso-4 火山灰层(70 ka)^[20]；生物碎屑主要为生物介壳和骨骼。

冲绳海槽岩芯微量元素研究最主要的是稀土元素 REE 的研究与应用^[2, 12, 14-15]。一方面, REE 元素化学性质相似, 在地质过程中的表现具有一致性; 另一方面, 不同元素进入不同矿物, 同一元素在不同地球化学环境中活动性不同, 离子的络合作用和颗粒物的吸附作用, 使 REE 元素易发生内部分馏^[21]。REE 的这些独特性质导致不同源区具有不同的 REE 含量与分布情况, 可用于进行物源示踪^[2, 12-15]。沉积物中微量元素含量主要受控于矿物组成。一般来说, 大离子亲石元素(Rb、Sr、Ba、Cs 等)化学性质活泼, 地球化学活动性强, 在风化作用、搬运过程及成岩作用中容易迁移, 高场强元素(Hf、Nb、Ta、Th、U、Zr)及 REE、Sc 等化学活动性弱, 在地质过程中性质稳定, 主要赋存在悬浮颗粒物中, 在海水中滞留时间短^[22], 主要在沉积物中保存, 这些元素可作为沉积物“原始”物质的指示剂^[23-24]。文章选取相对稳定微量元素: REE、Hf、Nb、Ta、Th、U、Zr 和 Sc, 以期得到岩芯沉积物中微量元素的更多信息。

本文应用冲绳海槽中部 S10 孔岩芯沉积物, 通过加速器质谱仪 AMS¹⁴C 定年和微量元素研究来探讨沉积物物源及古环境的演化。研究的主要目的为: (1)探索冲绳海槽中部 S10 孔岩芯沉积物的 REE、Hf、Nb、Ta、Th、U、Zr 和 Sc 元素的组成特征, 展开对岩芯沉积物微量元素的综合研究; (2)判别岩芯沉积

年代范围内, 冲绳海槽沉积物的物源变化; (3)讨论海平面变化、黑潮强弱和冬季风强弱变化在冲绳海槽中部沉积物中的记录。

1 材料和方法

本文所选用柱状样岩芯 S10(图 1)由中国科学院海洋研究所“科学”号调查船于 2014 年冲绳海槽考察航次利用重力活塞取样器获取, 岩芯位于海槽中部陆坡区(27°22′01.3320″N, 126°04′04.8554″E), 水深 1 474 m, 岩芯总长 280 cm。岩芯以深灰绿色黏土质粉砂为主, 夹杂有孔虫富集层位, 未见明显浊流沉积层和火山灰层。

根据粒度参数变化, 选取岩芯 5 个特征层位进行年代测试, 鉴于沉积物中有孔虫单种数量有限, 故挑取浮游有孔虫混合种, 尽量选取洁净、完整壳体, 避免再沉积和异地壳体的混入。挑取有孔虫样品, 质量约 20 mg, 用体积分数 5%的 H₂O₂ 溶液去除有机质, 然后用丙酮超声清洗, 送往美国 Beta 实验室进行 AMS¹⁴C 定年。

微量元素分析以 1 cm 间隔取样, 取沉积物全样, 质量约 1 g, 研磨至 200 目以下。称质量 40 mg 样品, 置于 Teflon 罐中, 向其中加入硝酸和氢氟酸, 密封后置于电热板上于 150℃加热 24 h, 冷却至 120℃, 向 Teflon 罐中加入高氯酸, 并保持 120℃开盖加热蒸干。冷却后, 向残余物中加入冷硝酸, 在 120℃下再次溶解 12 h, 用 DDW 稀释到质量约 40 g。溶液在中

国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 使用 ICP-MS(电感耦合等离子体质谱仪)进行微量元素上机测试。测试分析选取美国地质调查局和中国岩石与沉积物标准物质 BCR-2、BHVO-2、GBW07316 和 GBW07315 做标准, 测试过程中每隔 30 个样重复测试, 分析精确度一般优于 5%。

DF(物源判别公式)用来估计样品的潜在沉积物源。一般认为, DF 值大于 0.5, 表示沉积物样品与潜在沉积物源具有较好相关性, DF 值越小, 相关性越大。DF 计算公式为公式(1)^[12]:

$$DF = |(C_{1M}/C_{2M}) / (C_{1P}/C_{2P}) - 1| \quad (1)$$

其中: (C_{1M}/C_{2M}) 为元素 1 和元素 2 在沉积物样品中的含量比值; (C_{1P}/C_{2P}) 是元素 1 和元素 2 在潜在物源中的含量比值。

δEu 和 δCe 为稀土元素研究的重要参数, 反映 Eu 元素和 Ce 元素相对于相邻两元素的异常程度。由于变价离子的存在, 地质过程中 Eu 元素和 Ce 元素易与稀土元素发生分离, 分离程度分别由公式(2)和(3)计算得到:

$$\delta Ce = C(Ce_{UCC}) / \sqrt{C(La_{UCC})C(Pr_{UCC})} \quad (2)$$

$$\delta Eu = C(Eu_{UCC}) / \sqrt{C(Sm_{UCC})C(Nd_{UCC})} \quad (3)$$

其中, $C(Ce_{UCC})$ 表示经过上地壳标准化处理过的元素 Ce 的含量, 余类推^[26]。

2 结果

2.1 年代

岩芯选取的 5 个层位经 AMS¹⁴C 定年, 所得原始数据利用 CALIB7.1 程序^[27](<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>)进行日历年龄校正, 碳储库年龄采用全球平均储库年龄 400 a, 结果如表 1 所示。通过线性内插与外推法确定岩芯其他层位的年龄, 显示 S10 孔柱状样记录了大约 17 000 a BP 以来的沉积。沉积速率波动变化, 全新世以来具有减小趋势, 样品时间分辨率较高, 与沉积速率变化相反, 沉积速率最大可达 18 cm/ka, 对应样品每厘米最高时间分辨率约 56 a。根据定年及相关数据建立地层年代序列, 文中所用年龄均为日历年龄。

表 1 岩芯 S10 AMS¹⁴C 年代数据、沉积速率及样品分辨率

Tab. 1 AMS¹⁴C data, sedimentation rate and sample resolution of Core S10

岩芯深度(cm)	AMS ¹⁴ C 年龄(a BP)	日历年龄(cal a BP)	沉积速率(cm/ka)	样品时间分辨率(a)
18~19	2310±30	1907	9.96	100.37
86~87	7350±30	7797	11.54	86.62
127~128	9810±40	10708	14.08	71
176~177	12020±40	13444	17.91	55.84
220~221	14080±50	16467	14.56	68.7

2.2 微量元素

岩芯 S10 微量元素垂向变化如图 2, 样品中稀土元素总量($C(\Sigma REE)$)、Nb、Ta 和 Th 含量具有相近的变化趋势, 总体上呈现自下而上先增后减再增的趋势; Zr 和 Hf 元素含量在 6 450~7 750 a 呈现明显异常高值; Sc 元素含量除 3 900 a 左右出现高值外, 总体变化不大; U 元素含量自下而上阶梯式减小。

17 000 a 以来, 以 $C(\text{元素})$ 表示样品中微量元素质量比($\mu\text{g/g}$)(图 2), 总稀土元素质量比($C(\Sigma REE)$)在 107.36~152.42 $\mu\text{g/g}$ 波动, 垂向变化趋势具有阶段性: 16 500~11 600 a 波动升高, 最高值达 151.90 $\mu\text{g/g}$; 11 600~6 450 a 持续减小, 并在 7 750~6 450 a 阶段出现明显低值, 最低可达 107.37 $\mu\text{g/g}$; 6 450 a 以来波动升高, 但在 4 000 a 左右出现低值。元素 Th、Ta 和 Nb 质量

比变化趋势与 ΣREE 大致相近, 波动范围分别为 7.35~12.00、0.47~0.81 和 7.10~12.66 $\mu\text{g/g}$, 其中 Th 元素质量比变化曲线与 REEs 最为接近。Zr 和 Hf 元素质量比变化情况相似, 变化范围分别为 79.3~186.5 和 2.09~5.00 $\mu\text{g/g}$, 在 6 450~7 750 a 出现异常高值区, 平均值分别为 163.2 和 4.34 $\mu\text{g/g}$ 。Sc 元素在 10.33~20.84 $\mu\text{g/g}$ 范围波动, 3 900 a 左右出现最高值 20.84 $\mu\text{g/g}$ 。U 元素质量比变化范围为 1.71~5.63 $\mu\text{g/g}$, 10 500 a 和 3 900 a 左右含量开始阶梯式降低, 分别对应 5.63 和 3.71 $\mu\text{g/g}$ 。

S10 孔岩芯沉积物 REE 参数及平均粒径垂向变化曲线如图 3, 6 000~8 000 a 期间 REE 参数显著异于上下相邻层段: 显示低 $C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 、 $C(La_{UCC})/C(Sm_{UCC})$ 和 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 值, 高 δCe 值, 最大可接近 1; 对应粒度突变层, 平均粒径出现

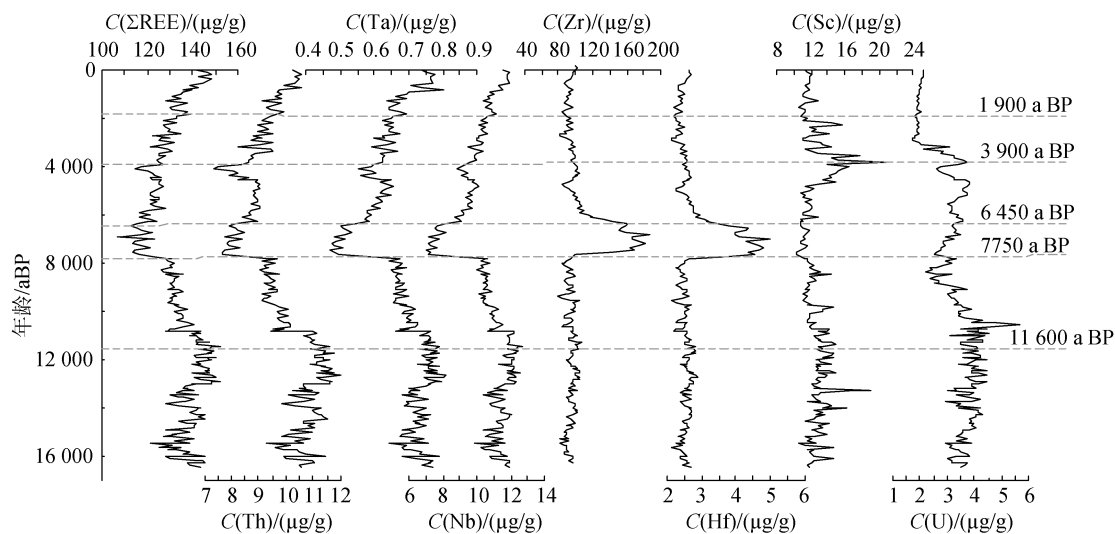


图2 岩芯 S10 微量元素垂向变化曲线

Fig. 2 Depth profiles of Core S10 trace elements

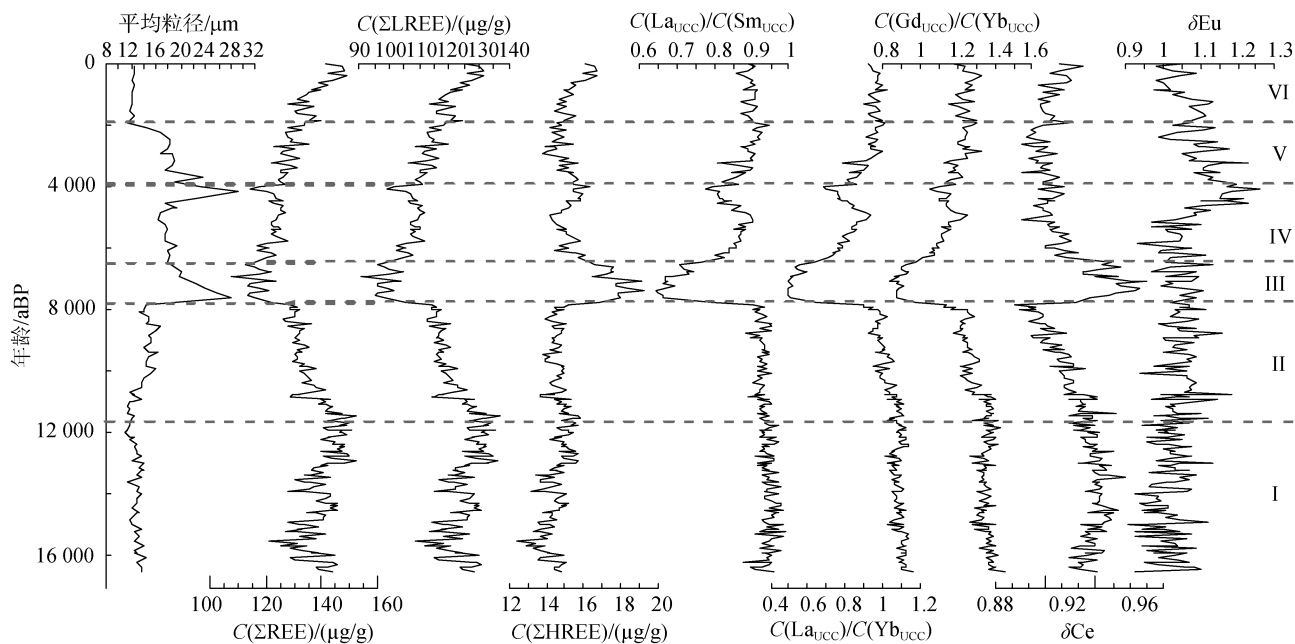


图3 岩芯 S10 REE 参数及平均粒径垂向变化曲线

Fig. 3 Depth profiles of Core S10 REE indices and mean grain size

峰值。4 000 a 左右也有异常出现，两异常层位仅 δEu 值和 δCe 值出现差异：4 000 a 左右 Ce 明显负异常，而 Eu 呈现正异常。

根据冲绳海槽 REE 含量和参数的垂向变化特征，结合粒度数据，可将 S10 孔岩芯沉积物分为 6 层(图 3)。

层 (16 500~11 600 a): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\Sigma\text{HREE})$ 波动升高，变化范围分别为 120.89~151.90 $\mu\text{g/g}$ 、108.44~136.24 $\mu\text{g/g}$ 和 12.45~15.73 $\mu\text{g/g}$ ， $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 相对稳定， δCe

先增后减， δEu 波动增加。平均粒径比较稳定，在 11.19~14.27 μm 范围变化，平均值为 12.79 μm 。

层 (11 600~7 750 a): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 δCe 值向上明显减小， $C(\Sigma\text{HREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 略有减小， δEu 略有增加。平均粒径在 11.46~16.67 μm 范围变化，平均值为 13.85 μm 。

层 (7 750~6 450 a): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$

$C(Yb_{UCC})$ 与上下层位对比均呈明显低值, 变化范围分别为 107.37~123.20 $\mu\text{g/g}$ 、90.87~105.43 $\mu\text{g/g}$ 、0.49~0.64、0.64~0.79 和 0.83~0.98, 平均值为 116.71 $\mu\text{g/g}$ 、98.99 $\mu\text{g/g}$ 、0.53、0.69 和 0.90。 $C(\Sigma\text{HREE})$ 和 δCe 与之相反, 出现明显高值, 变化范围为 16.49~19.27 $\mu\text{g/g}$ 和 0.93~0.97, 平均值为 17.71 $\mu\text{g/g}$ 和 0.95。 δEu 稳定。平均粒径突变, 出现峰值, 在 18.80~28.03 μm 范围变化, 平均值为 22.67 μm 。

层 (6 450~3 900 a): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 波动范围分别为 114.63~127.94 $\mu\text{g/g}$ 和 108~132 $\mu\text{g/g}$, 两者均向上增加, 在 4 000 a 左右出现低值, $C(\Sigma\text{HREE})$ 先减后增, 在 4 000 a 左右出现高值, $C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 、 $C(La_{UCC})/C(Sm_{UCC})$ 和 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 均呈现先增加后减小趋势, 在 4 000 a 左右出现低值, δCe 略有减小, δEu 增加, 在 4 000 a 左右达到最大值。平均粒径在 4 000 a 左右出现第二峰值, 变化范围为 16.16~29.27 μm , 平均值为 19.02 μm 。

层 (3 900~1 900 a): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 持续增加, $C(\Sigma\text{HREE})$ 减少, $C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 、 $C(La_{UCC})/C(Sm_{UCC})$ 和 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 增加, 变化范围分别为 0.78~0.99、0.81~0.95 和 1.13~1.33, δCe 、 δEu 均有减小。平均粒径向上减小, 但为高值区, 变化范围为 14.60~23.63 μm , 平均值为 18.24 μm 。

层 (1 900 a 至今): $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\Sigma\text{HREE})$ 均有增加, 变化范围分别为 127.82~148.58 $\mu\text{g/g}$ 、113.20~131.89 $\mu\text{g/g}$ 、14.44~16.70 $\mu\text{g/g}$ 、 $C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 、 $C(La_{UCC})/C(Sm_{UCC})$ 和 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})$ 变化较小, δCe 有所增加, 变化范围为 0.91~0.93, δEu 减小, 变化范围为 0.98~1.13。平均粒径比较稳定, 在 11.45~12.63 μm 范围变化, 平均值为 12.19 μm 。

3 讨论

3.1 微量元素分析

微量元素 REE、Hf、Nb、Ta、Th、U、Zr 和 Sc 质量比数据的相关性分析和因子分析结果如表 2~表 5 所示。相关性矩阵分析(表 2)显示, REE、Th、Ta 和 Nb 元素质量比之间及 Zr 和 Hf 两元素质量比均具有显著正相关性($p < 0.001$); Zr 和 Hf 元素质量比分别与 Ta、Nb 元素质量比呈现负相关关系; U 元素和 Sc 元素质量比与其他元素并未显示明显相关性。

微量元素质量比与沉积物平均粒径及不同粒级组分的双变量相关分析显示(图 3), 沉积物中细粒组分对部分微量元素(REE、Th、Ta 和 Nb)具有显著控制作用, 因为黏土粒级($< 4 \mu\text{m}$)组分具有大的比表面积, 可通过表面吸附和离子吸附微量元素^[28-29]。元素 REE、Th、Ta 和 Nb 质量比与平均粒径呈现负相关性, 遵循粒度控制率^[30]; Zr 和 Hf 元素质量比与平均粒径呈正相关性, 两元素主要富集在粗颗粒物中, 但与粉砂粒级和砂粒级粗粒组分的相关性并不明显; U、Sc 元素质量比与平均粒径及粒级组分未见相关性, 粒度对两元素影响较小。

因子分析可用于提取具有相似地球化学性质的元素组合, 各元素组合具有成因专属性^[31]。微量元素质量比相关系数矩阵(表 2)、KMO(Kaiser-Meyer-Olkin)和 Bartlett 检验统计显示, 部分元素相关系数较高, 线性关系较强, 可提取公共因子; KMO 为 0.770, 效度较高, 概率 0.001 小于显著水平, 拒绝原无相关性假设, 适合因子分析。微量元素 REE、Hf、Nb、Ta、Th、U、Zr 和 Sc 的因子分析结果见表 4, 提取出 3 个主要因子, 累积方差贡献率达 90%以上, 3 个因子分别代表微量元素的 3 种赋存物质。

表 2 微量元素相关矩阵

Tab. 2 Correlation matrix for the trace elements

	$C(\Sigma\text{REE})$	$C(\text{Th})$	$C(\text{U})$	$C(\text{Hf})$	$C(\text{Ta})$	$C(\text{Zr})$	$C(\text{Nb})$	$C(\text{Sc})$
$C(\Sigma\text{REE})$	1	0.879**	0.314**	-0.212**	0.862**	-0.245**	0.863**	0.105
$C(\text{Th})$		1	0.496**	-0.345**	0.906**	-0.394**	0.913**	0.151*
$C(\text{U})$			1	0.037**	0.370**	-0.015**	0.347**	0.220**
$C(\text{Hf})$				1	-0.531**	0.991**	-0.590**	-0.191**
$C(\text{Ta})$					1	-0.573**	0.970**	0.174**
$C(\text{Zr})$						1	-0.623**	-0.191**
$C(\text{Nb})$							1	0.198**
$C(\text{Sc})$								1

注: 表 2、3 中, *表示在 0.05 水平(双侧)上显著相关; **表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关

表 3 微量元素与沉积特征之间的双变量相关分析

Tab. 3 Bivariate correlation between concentrations of trace elements and sediment properties

	C(Σ REE)	C(Th)	C(U)	C(Hf)	C(Ta)	C(Zr)	C(Nb)	C(Sc)
平均粒径(μ m)	0.735**	-0.785**	-0.303**	0.552**	-0.809**	0.581**	-0.816	0.057
黏土粒级(%)	0.682**	0.671**	0.118	-0.417**	0.709**	-0.445**	0.709**	-0.069
粉砂粒级(%)	-0.553**	-0.506**	-0.065	0.343**	-0.570**	0.370**	-0.569**	-0.049
砂粒级(%)	-0.315**	-0.382**	-0.113	0.182	-0.336**	0.189**	-0.339**	0.236*

表 4 因子分析结果

Tab. 4 Factor analysis results

因子	特征值	方差贡献率(%)	累积方差贡献率(%)
因子 1	4.548	56.854	56.854
因子 2	1.617	20.212	77.066
因子 3	1.036	12.956	90.022

表 5 三个主因子载荷

Tab. 5 Three main factor loadings

元素	因子载荷		
	因子 1	因子 2	因子 3
Th	0.948	-0.163	0.135
REE	0.939	-0.061	0.003
Ta	0.895	-0.383	0.093
Nb	0.879	-0.441	0.102
Hf	-0.194	0.965	-0.056
Zr	-0.243	0.949	-0.072
Sc	-0.011	-0.204	0.905
U	0.511	0.267	0.556

因子 1 方差贡献率约 56.85%，元素组合为 Th、REE、Ta 和 Nb。McLennan 等^[32]最先发现沉积物中 REE 与 Th 具有极好相关性，克拉通页岩研究发现 REE 与 Th 在风化、剥蚀过程中活动一致，且 Th 与 Zr、Al₂O₃ 和 P₂O₅ 均无相关性，说明 Th 及 REE 不是由锆石、黏土矿物、磷灰石或独居石中的某一种矿物提供，而是来源于陆源碎屑的复杂矿物组合^[33]。一般认为 Th、Nb 是典型的陆源碎屑元素，因子 1 代表陆源组分，反映 Th、REE、Ta 和 Nb 元素在陆源碎屑复杂矿物组合中的富集。

因子 2 方差贡献率约 20.21%，元素组合为 Hf 和 Zr，S10 孔岩芯沉积物中 Zr 和 Hf 质量比比值 (C(Zr)/C(Hf)) 平均值约 37.8，接近锆石中 C(Zr)/C(Hf) 39^[34]，说明 Zr 和 Hf 元素主要由锆石矿物提供^[33]。一般认为，锆石为典型陆源碎屑重矿物，图 2 显示 Zr 和 Hf 元素质量比与 Th、REE、Ta、Nb 具有完全不同的垂向变化特征，因此陆源碎屑不是锆石的主要来源，锆石主要来自火山物质(证据在后文给出)。

因子 3 方差贡献率约 12.96%，主要元素为 Sc。前人研究认为，Sc 元素与 Fe、Ti、Mn 等元素相关性较好，可能与铁锰物质有关^[22]，由于缺少主量元素数据，尚无法验证。

U 元素 3 种因子载荷均不显著，与其他元素无明显相关性，且垂向变化独特，未将其纳入任何因子。因子分析结果受微量元素垂向变化特征支持，因子 1 中 REE、Th、Ta 和 Nb 元素具有相似的变化趋势，因子 2 Zr 和 Hf 元素变化特征一致，而 Sc 和 U 变化特征独特，说明赋存在不同物质中。

3.2 物源分析

冲绳海槽地理位置独特，构造情况复杂，海槽沉积物来源多样。自 17 000 a 以来，海平面经历多次上升^[35-36]，黑潮强弱发生变化^[37-38]，东亚冬夏季风的波动变化也非常频繁^[39-40]，从而使海槽陆源碎屑主导物源区经过多次交替变化。不同物源具有不同微量元素特征，特别是 REE 在表生环境中性质稳定，其组成及分布模式受风化、搬运、沉积及成岩作用影响较小，能够保存最初的源区特征，常被用作物源示踪剂^[2, 14-15, 21, 29, 41-44]。本文取沉积物全样进行测试，生物碎屑 REE 含量极少，仅对微量元素起稀释作用^[7]，且 REE、Th、Ta 和 Nb 元素能很好反映陆源碎屑微量元素化学组成特征，REE 可用于判识冲绳海槽沉积物物源^[12]。

S10 孔岩芯沉积物 REE 分段特征及潜在源区沉积物 REE 数据如表 6，陆源物质 C(Σ REE) 较高，长江最高，黄河、台湾次之，轻稀土较重稀土富集，Eu、Ce 轻微负异常；火山物质 C(Σ REE) 显著低于陆源物质，重稀土明显富集，具有 Eu 正异常和轻微 Ce 负异常。S10 孔岩芯沉积物 C(Σ REE) 和 C(Σ LREE) 含量较潜在陆源区低，可能是生物钙质组分稀释作用导致，C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC}) 和 C(La_{UCC})/C(Yb_{UCC}) 稍低于陆源区， δ Eu 略高于源区沉积物，可能受火山物质影响。

本文通过对比中国大陆东部、台湾和冲绳海槽火山物质微量元素信息，选取长江、黄河表层样，台湾

西部柱状样及日本火山物质 REE 作为源区参考特征 (表 6), 与岩芯 S10 REE 进行对比, 以揭示 17 000 a 以来沉积物的物源演化。

沉积物 REE 质量比经过上地壳标准化处理, 分层做 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}}) - C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 特征图 (图 4) 显示: 层、层岩芯沉积物为陆源碎屑, 是长江、黄河、

台湾物源混合的结果; 层沉积物具有火山物质特征, 该层受火山碎屑影响显著; 层沉积物显示陆源、火山源混合特征, 可能陆源碎屑沉积的同时受到火山碎屑影响; 层沉积物显示陆源特征, 黄河物源为主; 层沉积物为长江、黄河、台湾物源混合影响, 黄河物源为主。

表 6 岩芯 S10 及潜在物源区 REE 组成特征

Tab.6 Summary of core S10 REE compositions and potential provenances

样品	$C(\Sigma\text{REE})$ ($\mu\text{g/g}$)	$C(\Sigma\text{LREE})$ ($\mu\text{g/g}$)	$C(\Sigma\text{HREE})$ ($\mu\text{g/g}$)	$C(\text{La}_{\text{UCC}})/$ $C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$	$C(\text{La}_{\text{UCC}})/$ $C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$	$C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/$ $C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$	δEu	δCe
岩芯 S10 层	138.1	122.68	15.42	0.96	0.9	1.25	1.05	0.92
岩芯 S10 层	127.48	112.6	14.88	0.91	0.88	1.21	1.11	0.91
岩芯 S10 层	122.23	106.99	15.24	0.8	0.85	1.12	1.08	0.92
岩芯 S10 层	116.71	98.99	17.71	0.53	0.69	0.9	1.05	0.95
岩芯 S10 层	135.3	120.64	14.66	1.02	0.93	1.29	1.05	0.92
岩芯 S10 层	139.78	125.28	14.49	1.09	0.94	1.36	1.02	0.94
长江表层样 ^[45]	192.56	174.34	18.22	1.26	0.89	1.45	0.99	0.97
长江表层样 ^[46]	186.59	168.26	18.33	1.17	0.93	1.4	0.99	0.96
黄河表层样 ^[45]	164.28	147.52	16.76	1.1	0.9	1.4	0.96	0.91
黄河表层样 ^[46]	147.99	132.76	15.24	1.05	0.93	1.32	0.94	0.95
台湾柱状样 ^[47]	156.7	149.51	7.19	1.44	0.95	1.33	0.97	-
冲绳海槽火山物质 ^[48]	90.77	75.96	14.81	0.46	0.76	0.76	1.22	0.98

图 4 判别显示层和受火山作用影响, 陆源物质辨识尚不明确, 为了进一步确定陆源碎屑不同源区的变化, 进行 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}}) - C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 特征分析如图 5: 层沉积物为陆源物质, 长江、黄河混合来源, 沉积物中 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 稳定 (图 3), 说明物质来源相对稳定, $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\Sigma\text{HREE})$ 波动升高, 陆源物质波动增加; 层沉积物特征发生变化, 黄河物源为主, 表 4 显示 $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 长江明显高于黄河物质, $C(\Sigma\text{HREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 长江略高于黄河, 对应图 3 中 $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 δCe 明显向上减小, $C(\Sigma\text{HREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 轻微减小, 陆源物质减少, 黄河物源供给增多; 层沉积物火山为主要物源, $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 呈现明显低值, $C(\Sigma\text{HREE})$ 和 δCe 显示高值, 具有火山物质特征 (表 4), 火山物质对应 ~7 324 a 的 K-Ah 火山喷发^[49]; 层沉积物为陆源和火山混合来源, $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/$

$C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 先增加后减小, $C(\Sigma\text{HREE})$ 先减小后增加, 在 4 000 a 左右分别出现低值和高值, δEu 在 4 000 a 左右达到峰值, 说明 K-Ah 火山喷发过后, 陆源物质为主, 对沉积物影响增强, 直到 4 000 a 左右受到新的火山作用影响, 图 3 中 δEu 和 δCe 显示层段和层段两期火山作用具有明显不同的特征, 层段火山物质具有 Ce 轻微负异常, Eu 无异常, 层段火山物质 Ce 明显负异常, Eu 正异常。此外, 冲绳海槽南部岩芯 E017 的矿物研究发现有 5 050~1 458 a 时期的火山灰层^[50]; 层沉积物 $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 持续增加, $C(\Sigma\text{HREE})$ 减少, 火山物质影响减弱, 沉积物主要为长江、黄河混合源; 层沉积物 $C(\Sigma\text{REE})$ 、 $C(\Sigma\text{LREE})$ 、 $C(\Sigma\text{HREE})$ 继续增加, $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 、 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Sm}_{\text{UCC}})$ 和 $C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 基本稳定, 沉积物主要为陆源物质, 黄河物源为主。

本文对 S10 孔岩芯沉积物物源研究结果与冲绳海槽中部物源已有认知略有差异, 前人研究认为冲绳海槽中部沉积物主要受到长江、东海陆架及台湾物质影响^[2, 12, 37], 物源变化受海平面波动和

黑潮强弱控制^[2-3, 8]。~7 300 a 黑潮增强^[51]，海平面升高，河口位置后退，长江物源较少，台湾物源增多。本文沉积物主要有陆源和火山源物质组成，陆

源物质主要来自长江、黄河，具有台湾物源特征(图 4)，但是可能台湾物质较少，对沉积物影响不大(图 5)。

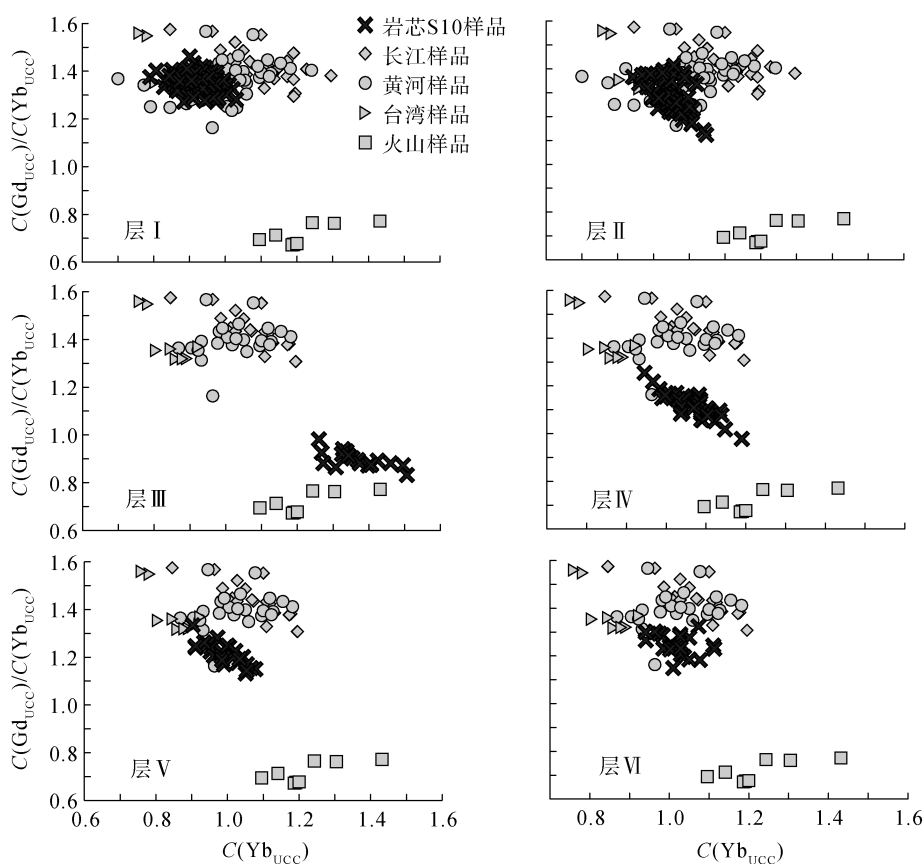


图 4 岩芯 S10 分层 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})-C(Yb_{UCC})$ 特征^[45-48]
 Fig. 4 $C(Gd_{UCC})/C(Yb_{UCC})-C(Yb_{UCC})$ interval characteristics of Core S10^[45-48]

3.3 古环境演化

沉积物 REE 受粒度、矿物、分析手段等多种因素影响，潜在源区 REE 质量比在不同文章中有较大差异^[45-46](表 6)，为准确应用 REE 反映冲绳海槽中部 S10 孔岩芯沉积物的物质来源及古环境演化，引入 DF，将 REE 质量比数据代入公式(1)，得到长江、黄河、台湾、火山的物源 DF 值，判断潜在源区对沉积物的相对贡献及变化情况^[12]。根据潜在源区 $C(La)/C(Lu)$ 和 $C(Sm)/C(Nd)$ 比值^[45-48]，计算得到 4 个潜在物源端元的 DF(图 6)，计算引入比值，极大抵消了各种因素引起的误差。

前人研究认为长江、黄河物源输入主要发生在冬季^[52-53]，受冬季风控制，冬季风引起黄、东海海水降温、混合，形成冷的底流^[25, 54]，将长江、黄河及东海陆架物质横向搬运至海槽。黑潮自台湾东北经过，

携带台湾物质进入海槽^[51]，其路径和强弱受东亚季风影响：干冷冬季风抑制黑潮运动，湿热夏季风促进黑潮运动。此外，黑潮从台湾运输的物质也是夏季多于冬季^[55]。因此，中国东部河流与台湾物质搬运路径不同，动力情况各异，台湾物源与长江、黄河物源应呈现消长关系。

长江、黄河、台湾和火山的 DF 变化曲线如图 6，长江、黄河、台湾陆源物质与火山物质呈镜像相关。层 I、层 VI 对应火山 DF 低值，陆源 DF 高值，火山物质影响显著(图 4、图 5)；其余 4 层，长江、黄河、台湾 DF 值均小于 0.5，岩芯 S10 为长江、黄河、台湾三物源混合形成，其中长江、黄河为主要物质来源(图 4、图 5)。长江、黄河、台湾 DF 具有极高相似性(图 6)，尤其 8 000 a 以来变化基本一致，与实际情况矛盾，台湾 DF 不能反映黑潮变动，黑潮对陆源物质影响较小。本文通过将长江、黄河 DF 与董哥洞 $\delta^{18}O$ ^[39]、格

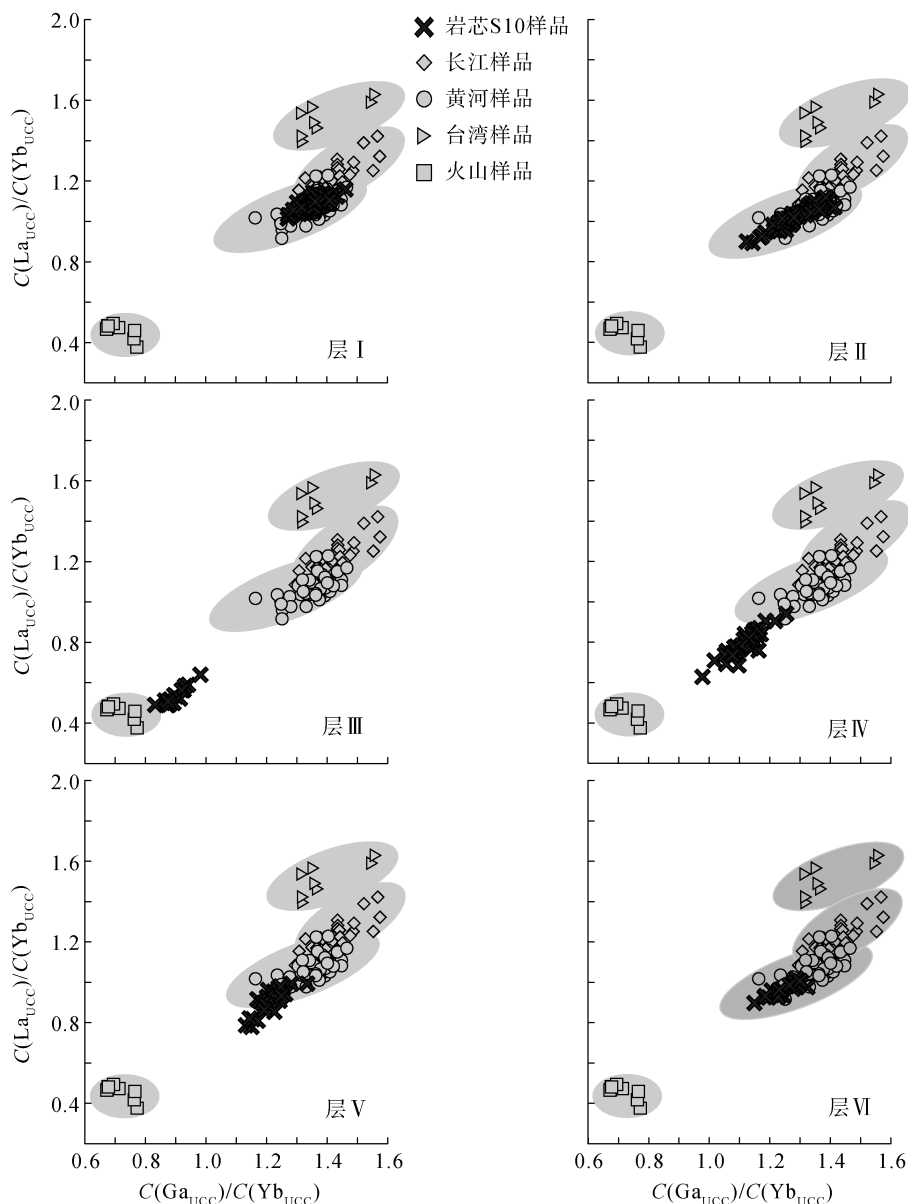


图5 岩芯 S10 分层 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})-C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ 特征^[45-48]
 Fig. 5 $C(\text{La}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})-C(\text{Gd}_{\text{UCC}})/C(\text{Yb}_{\text{UCC}})$ interval characteristics of Core S10^[45-48]

陵兰冰心(GISP2) $\delta^{18}\text{O}$ ^[56]($\delta^{18}\text{O}$ 均以 VSMOW 为标准样)及湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率^[40](国际单位制 SI)对比(图 6), 研究长江、黄河陆源供给与冬季风演化的相关性。

层 (16 500~11 600 a): GISP2 和董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示该层经历了气候由冷变暖再变冷的 3 个阶段, 分别对应高纬度北大西洋冷期 H1、暖期 B/A 和冷期 YD(图 6), 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率作为东亚冬季风记录指标, 证实自冷期 H1 向暖期 B/A, 冬季风由强变弱, 并随气候转冷进入 YD 而逐渐增强。该时期海平面较现在低, 波动幅度大, 长江、黄

河河口靠近海槽, 沉积物直接进入冲绳海槽。长江、黄河物源 DF 在冷期出现低值, 暖期呈现高值, 显示冬季风在冷期增强, 暖期减弱。冬季风引起的底流携带长江、黄河及东海陆架沉积物向海槽搬运。

层 (11 600~7 750 a): GISP2 和董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示该层气候总体持续变暖, 间或有冷事件发生, 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率均显示冬季风减弱背景下有短期增强。长江、黄河物源 DF 增大, 一方面海平面上升至现代水平, 长江、黄河河口后退到当前位置, 陆源物质的搬运距离增加, 长江、黄河物质减少(图 3); 另一方面, 冬季风减弱, 长江、黄河

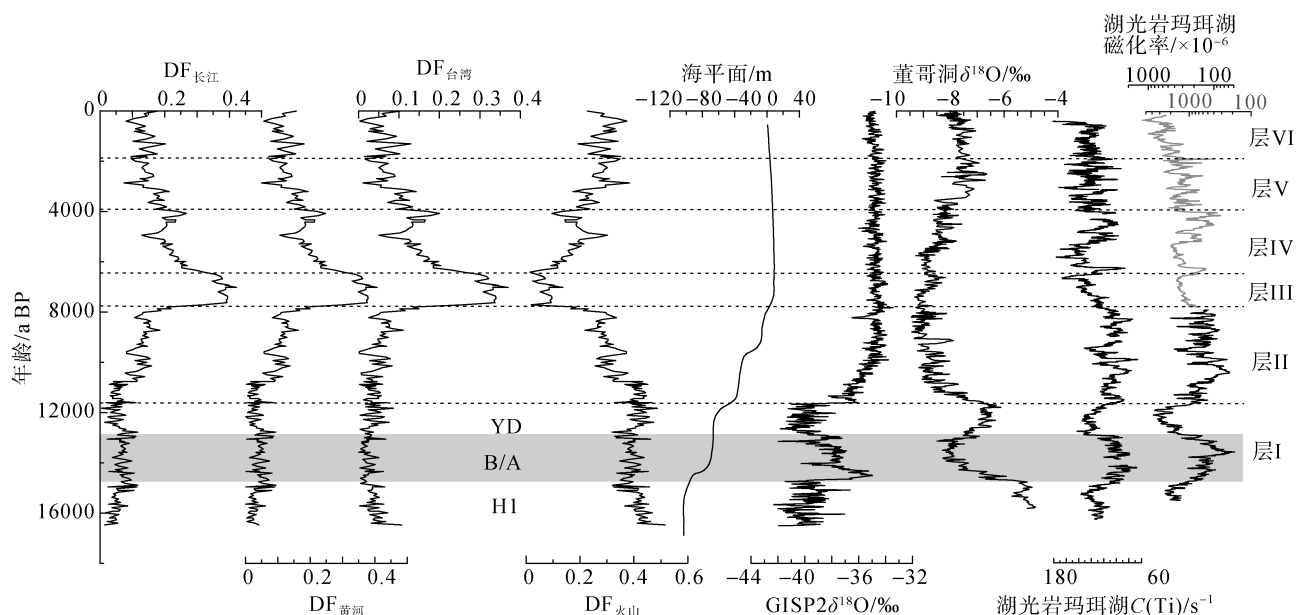


图 6 源区长江、黄河、台湾和火山对岩芯 S10 的 DF 贡献与海平面变化^[35-36]、董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ ^[39]、格陵兰冰心(GISP2) $\delta^{18}\text{O}$ ^[56]、湖光岩玛珥湖 Ti 含量和磁化率^[40]对比(YD: 11 600~12 800 a; B/A: 12 800~14 750 a; H1: 15 300~16 800 a)

Fig. 6 Variations of discriminant function (DF) analysis of potential sediment provenances—the Yangtze River, the Yellow River, Taiwan and volcanic materials—compared with sea level variation^[35-36], Dongge Cave $\delta^{18}\text{O}$ ^[39], GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ ^[56], Ti content, and magnetic susceptibility in the Lake Huguang Maar^[40](YD: 11 600~12 800 a; B/A: 12 800~14 750 a; H1: 15 300~16 800 a)

物源底流运输减少。长江、黄河物源 DF 在 8 200 a 及 9 500 a 左右呈现低值，与湖光岩玛珥湖 Ti 含量和磁化率记录的冬季风 9 500 a 左右小范围增强一致。此外，玛珥湖沉积物磁化率记录了 8 200 a 冬季风的增强。

层 (7 750~6 450 a): 董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示气候变冷, 6 750 a 左右气候最冷, 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率显示冬季风增强, 6 750 a 左右最盛。火山物质是该层沉积物的突出特征(图 3、图 4 和图 5), 长江、黄河、台湾陆源 DF 突然增大, 火山 DF 降低(<0.5)。火山物质干扰长江、黄河 DF 对冬季风的反映。

层 (6 450~3 900 a): 董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示, 7 300 a 以来气候波动变冷, 尤其是 5 000 a 以来, 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率显示该层冬季风增强。该时期长江、黄河物质增加(图 3、图 4、图 5), 4 000 a 左右火山喷发, 陆源物质减少, 导致长江、黄河 DF 先减后增, DF 增强反映冬季风增强, 尤其是 5 000 a 左右出现低值, 对应冬季风骤然增强。

层 (3 900~1 900 a): 董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示气候波动变冷, 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率显示冬季风增强。长江、黄河物质增多, DF 减小, 指示冬季风增强。翦知潜等对海槽中部岩芯沉积物的研

究显示, 在 4 600~2 700 a 海水表层温度降低, 温跃层深度增加, 指示气候变冷, 冬季风增强^[51]。

层段 (1 900 a 以来): 董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示气候较冷, 湖光岩玛珥湖沉积物 Ti 含量和磁化率指示冬季风持续增强。长江、黄河 DF 保持低值, 波动降低, 反映冬季风逐渐增强。

4 结论

本文利用冲绳海槽中部 S10 孔岩芯沉积物进行高精度微量元素测试, 结合 AMS¹⁴C 定年, 分析沉积物微量元素特征和物源演变, 探讨了 17 000 a 以来东亚季风与长江、黄河源区 DF 之间的变化情况。

1) 冲绳海槽 S10 孔岩芯沉积物中 REE 及 Nb、Ta 和 Th 元素质量比之间具有极好的正相关性, 反映陆源碎屑混合矿物的化学组成特征; Zr 和 Hf 元素质量比相关性较好, 指示锆石矿物的化学组成, 锆石主要为火山来源; Sc 元素初步认为与铁镁物质有关。

2) REE 组成特征显示冲绳海槽中部沉积物主要由陆源和火山源物质组成。陆源物质主要为来自长江、黄河的碎屑物, 不同时期, 各物源贡献量不同: 层 (16 500~11 600 a), 长江、黄河物源为主, 受冬季风影响显著; 层 (11 600~7 750 a), 长江物质影

响减弱, 黄河物质为主, 海平面升高, 冬季风减小, 陆源物质减少; 层 (7 750~6 450 a), 火山物源为主, 对应~7 300 a的K-Ah火山灰层; 层 (6 450~3 900 a), 沉积物来自陆源物质和火山物质, 冬季风增强, 长江、黄河物质增加, 4 000 a左右出现另一火山灰层; 层 (3 900~1 900 a)沉积物以陆源物质为主, 冬季风增强, 长江、黄河物质增加; 层 (1 900 a以来)冬季风较强, 长江、黄河供给的物质持续增加, 沉积物主要显示黄河物质特征。

3) 我国东部河流陆源物质向冲绳海槽的搬运受东亚冬季风影响, 长江、黄河DF特征能够用来反映冬季风在海槽区的演化, 可作为古环境演化的新证据。

致谢: 本研究使用样品是由中国科学院海洋研究所“科学”号考察船于2014年4月冲绳海槽热液活动调查HOBAB2航次中采取, 感谢本航次中全体队员和船员的配合与帮助。此外中国科学院海洋研究所李安春老师、蒋富清老师及青岛海洋地质研究所的莫杰老师对文章的编写提出了宝贵意见和建议, 中国科学院海洋研究所周焯硕士在粒度测试给予大力帮助, ICP-MS实验室葛慰民进行了微量元素测试的前处理, 实验室苏璐璐及齐海燕对分样给予极大帮助, 特在此表示感谢。

参考文献:

[1] Clift P D, Schouten H, Draut A E. A general model of arc-continent collision and subduction polarity reversal from Taiwan and the Irish Caledonides[J]. Geological Society London Special Publications, 2003, 219(1): 81-98.

[2] Dou Y G, Yang S Y, Liu Z X, et al. Provenance discrimination of siliciclastic sediments in the middle Okinawa Trough since 30ka: constraints from rare earth element compositions[J]. Marine Geology, 2010, 275(1): 212-220.

[3] Dou Y G, Yang S Y, Liu Z X, et al. Sr-Nd isotopic constraints on terrigenous sediment provenances and Kuroshio Current variability in the Okinawa Trough during the late Quaternary[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2012, 365-366: 38-47.

[4] Liu Z X, Saito Y, Li T G, et al. Millennial-scale paleoceanography in Okinawa Trough during Late Quaternary period[J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(18): 1705-1709.

[5] Liu Z X, Li T G, Li P Y, et al. The paleoclimatic events and cause in the Okinawa Trough during 50 kaBP[J]. Chinese Science Bulletin, 2001, 46(2): 153-157.

[6] Li T G, Liu Z X, Hall M A, et al. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 176(1): 133-146.

[7] 刘娜, 孟宪伟. 冲绳海槽中段表层沉积物中稀土元素组成及其物源指示意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2005, 24(4): 37-43.

Liu Na, Meng Xianwei. Characteristics of Rare Earth Elements in surface sediments from the middle Okinawa Trough: implications for provenance of mixed sediments[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2005, 24(4): 37-43.

[8] Dou Y G, Yang S Y, Liu Z X, et al. Clay mineral evolution in the central Okinawa Trough since 28 ka: Implications for sediment provenance and paleoenvironmental change[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 288(1-4): 108-117.

[9] Jian Z M, Saito Y, Wang P X, et al. Shifts of the Kuroshio axis over the last 20 000 years[J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(12): 1053-1056.

[10] Ujiie H, Ujiie Y. Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean[J]. Marine Micropaleontology, 1999, 37(1): 23-40.

[11] Liu J, Zhu R X, Li T G, et al. Sediment-magnetic signature of the mid-Holocene paleoenvironmental change in the central Okinawa Trough[J]. Marine Geology, 2007, 239(1): 19-31.

[12] Xu Z K, Li T G, Chang F M, et al. Sediment provenance discrimination in northern Okinawa Trough during the last 24 ka and paleoenvironmental implication: rare earth elements evidence[J]. Journal of Rare Earths, 2012, 30(11): 1184-1190.

[13] 蒋富清, 李安春, 李铁刚. 冲绳海槽南部柱状沉积物地球化学特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(03): 11-17.

Jiang Fuqing, Li Anchuan, Li Tiegang. Geochemical characteristics for core sediments of the southern Okinawa Trough and paleoenvironment implication[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2002, 22(03): 11-17.

[14] 蒋富清, 孟庆勇, 徐兆凯, 等. 冲绳海槽北部 15ka B.P.以来沉积物源及控制因素—稀土元素的证据[J]. 海洋与湖沼, 2008, 39(02): 112-118.

Jiang Fuqing, Meng Qingyong, Xu Zhaokai, et al. The REE imprint on sediment provenance of the northern Okinawa Trough since the last 15 ka B.P. [J]. Oceanologia Et Limnologia Sinica, 2008, 39(02): 112-118.

[15] 蒋富清, 孟庆勇, 徐兆凯, 等. 冲绳海槽北部 16.2ka以来沉积物源及控制因素——稀土元素的证据[C]//中国地质学会. 海洋地质、矿产资源与环境学术研讨会论文摘要集. 广州: 中国地质学会, 2006: 87-97.

Jiang Fuqing, Meng Qingyong, Xu Zhaokai, et al. The source of sediment and their constraint in northern Okinawa Trough since the last 16.2ka---evidence from the Rare Earth Elements[C]// Geological Society of China. Seminar on Marine Geology, Mineral Resources and Environment. Guangzhou: Geological Society of China, 2006: 87-97.

[16] Honda M C, Kusakabe M, Nakabayashi S, et al. Radiocarbon of sediment trap samples from the Okinawa trough: lateral transport of ¹⁴C-poor sediment from the continental slope[J]. Marine Chemistry, 2000, 68(3): 231-247.

- [17] Iseki K, Okamura K, Kiyomoto Y. Seasonality and composition of downward particulate fluxes at the continental shelf and Okinawa Trough in the East China Sea[J]. *Deep Sea Research Part 1: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(2): 457-473.
- [18] Oguri K, Matsumoto E, Yamada M, et al. Sediment accumulation rates and budgets of depositing particles of the East China Sea[J]. *Deep Sea Research Part 1: Topical Studies in Oceanography*, 2003, 50(2): 513-528.
- [19] Diekmann B, Hofmann J, Henrich R, et al. Detrital sediment supply in the southern Okinawa Trough and its relation to sea-level and Kuroshio dynamics during the late Quaternary[J]. *Marine Geology*, 2008, 255(1): 83-95.
- [20] Machida H, Arai F. Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, 18(1): 151-164.
- [21] 杨守业, 李从先. REE 示踪沉积物物源研究进展[J]. *地球科学进展*, 1999, 14(2): 164-167.
Yang Shouye, Li Congxian. Research progress in REE tracer for sediment source[J]. *Advance in Earth sciences*, 1999, 14(2): 164-167.
- [22] Bhatia M R, Crook K A. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins[J]. *Contrib Mineral and Petrol*, 1986, 92(2): 181-193.
- [23] McLennan S M, Taylor S R, Kroner A. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa I. The Swaziland and Pongola Supergroups[J]. *Precambrian Research*, 1983, 22(1): 93-124.
- [24] 韩吟文, 马振东. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003: 181-203.
Han Yinwen, Ma Zhendong. *Geochemistry*[M]. Beijing: Geology Publishing House, 2003: 181-203.
- [25] Yamamoto M, Kishizaki M, Oba T, et al. Intense winter cooling of the surface water in the northern Okinawa Trough during the last glacial period[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 69: 86-92.
- [26] Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. United States: Blackwell Scientific Pub., Palo Alto, CA, 1985: 1-190.
- [27] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50, 000 years cal BP[J]. *University of Arizona, Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [28] McCave I N. Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1984, 31(4): 329-352.
- [29] Horowitz A J, Elrick K A. The relation of stream sediment surface area, grain size and composition to trace element chemistry[J]. *Applied Geochemistry*, 1987, 2(4): 437-451.
- [30] 赵一阳. 中国海大陆架沉积地球化学的若干模式[J]. *地质科学*, 1981, 4: 307-314.
Zhao Yiyang. Some geochemical patterns of shelf sediments of the China Seas[J]. *Chinese Journal of Geology*, 1981, 4: 307-314.
- [31] 刘焱光, 孟宪伟, 李铁刚, 等. 冲绳海槽中段末次冰消期以来的元素地层[J]. *海洋学报*, 2003, 25(4): 50-58.
Liu Yanguang, Meng Xianwei, Li Tiegang et al. The elementary stratigraphy of the middle Okinawa Trough since the last deglaciation[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2003, 25(4): 50-58.
- [32] McLennan S M, Nance W B, Taylor S R. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1980, 44(11): 1833-1839.
- [33] Condie K C. Another look at rare earth elements in shales[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(9): 2527-2531.
- [34] Murali A V, Parthasarthy R, Mahadevan T M, et al. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—a case study on Indian zircons[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(11): 2047-2052.
- [35] Liu J P, Milliman J D, Gao S, et al. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea[J]. *Marine Geology*, 2004, 209(1-4): 45-67.
- [36] Lambeck K, Yokoyama Y, Purcell T. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(1-3): 343-360.
- [37] Wang J Z, Li A C, Xu K H, et al. Clay mineral and grain size studies of sediment provenances and paleo-environment evolution in the middle Okinawa Trough since 17ka[J]. *Marine Geology*, 2015, 366: 49-61.
- [38] Ujiie Y, Ujiie H, Taira A, et al. Spatial and temporal variability of surface water in the Kuroshio source region, Pacific Ocean, over the past 21, 000 years: evidence from planktonic foraminifera[J]. *Marine Micropaleontology*, 2003, 49(4): 335-364.
- [39] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1): 71-86.
- [40] Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon[J]. *Nature*, 2007, 445(7123): 74-77.
- [41] 杨守业, 李从先. 长江与黄河现代层沉积物元素组成及其示踪作用[J]. *自然科学进展*, 1999, 9(10): 930-937.
Yang Shouye, Li Congxian. The composition and its tracing meaning of the surficial sediments from the Changjiang and Huanghe River[J]. *Advances of Natural Sciences*, 1999, 9(10): 930-937.
- [42] Yan Y, Xia B, Lin G, et al. Geochemical and Nd isotope composition of detrital sediments on the north margin of the South China Sea: provenance and tectonic implications[J]. *Sedimentology*, 2007, 54(1): 1-17.
- [43] Youn J, Kim T-J. Geochemical composition and provenance of muddy shelf deposits in the East China Sea[J]. *Quater-*

- nary International, 2011, 230(1): 3-12.
- [44] Yang S Y, Lim D I, Jung H S, et al. Geochemical composition and provenance discrimination of coastal sediments around Cheju Island in the southeastern Yellow Sea[J]. *Marine Geology*, 2004, 206(1): 41-53.
- [45] Yang S Y, Jung H S, Choi M S, et al. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) River sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201(2): 407-419.
- [46] 蒋富清, 周晓静, 李安春, 等. δEu_N - ΣREEs 图解定量区分长江和黄河沉积物[J]. *中国科学(D 辑: 地球科学)*, 2008, 38(11): 1460-1468.
- Jiang Fuqing, Zhou Xiaojing, Li Anchuan, et al. Quantitatively distinguishing sediments from the Yangtze River and the Yellow River using δEu_N - ΣREEs plot[J]. *Science in China(Series D: Earth Sciences)*, 2008, 38(11): 1460-1468.
- [47] Chen J C, Lo C Y, Lee Y T, et al. Mineralogy and chemistry of cored sediments from active margin off southwestern Taiwan[J]. *Geochemical Journal*, 2007, 41(5): 303-321.
- [48] Shinjo R, Kato Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin[J]. *Lithos*, 2000, 54(3): 117-137.
- [49] Kitagawa H, Fukuzawa H, Nakamura T, et al. AMS¹⁴C dating of varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ¹⁴C change during the late Pleistocene[J]. *Radiocarbon*, 1995, 37(2): 371-378.
- [50] Jiang F Q, Li A C, Li T G. Sedimentary response to volcanic activity in the Okinawa Trough since the last deglaciation[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2010, 28(1): 171-182.
- [51] Jian Z M, Wang P X, Saito Y, et al. Holocene variability of the Kuroshio current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 305-319.
- [52] Bian C W, Jiang W S, Song D H. Terrigenous transportation to the Okinawa Trough and the influence of typhoons on suspended sediment concentration[J]. *Continental Shelf Research*, 2010, 30(10): 1189-1199.
- [53] Gao S, Cheng P, Wang Y P, et al. Characteristics of suspended sediment concentrations over the areas adjacent to Changjiang River Estuary, the summer of 1998[J]. *Marine Science Bulletin*, 2000, 2(1): 14-24.
- [54] Zhang S W, Wang Q Y, L Y, et al. Observation of the seasonal evolution of the Yellow Sea Cold Water Mass in 1996-1998[J]. *Continental Shelf Research*, 2008, 28(3): 442-457.
- [55] Xiang R, Sun Y B, Li T G, et al. Paleoenvironmental change in the middle Okinawa Trough since the last deglaciation: Evidence from the sedimentation rate and planktonic foraminiferal record[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 243(3): 378-393.
- [56] Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16, 500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes[J]. *Quaternary Research*, 1995, 44(3): 341-354.

Trace elements geochemistry composition and paleoenvironmental reflections of central Okinawa Trough over last 17 000 years

PENG Na-na^{1, 2}, ZENG Zhi-gang^{1, 3}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China)

Received: Jan. 29, 2016

Key words: trace elements; REE; sediment provenance; discriminant function; East Asian Winter Monsoon; the Okinawa Trough

Abstract: Based on precise AMS¹⁴C dating and trace element data analyzed by ICP-MS, this paper examines the trace elements' composition and the sediment provenances and paleoenvironment information recorded in the Core S10 sediments from Central Okinawa Trough over the past 17 000 years. Our results indicate that rare earth elements and other trace elements (Th, Nb, and Ta), reflect chemical compositions of mixed terrigenous detrital minerals. Zr and Hf show volcanic zircon geochemical features, whereas Sc might correlate with matic materials. REE analysis results indicate that sediments in the Central Okinawa Trough mainly comprise terrigenous sediments and volcanic materials. The terrigenous sediments predominantly came from the Yangtze River and the Yellow River; however, the contribution of these two provenances varied during the sediment periods. During the 16 500~11 600 a period, sediments were mainly terrigenous sediments, from the large rivers (the Yangtze River and the Yellow River) in East China. In the 11 600~7 750 a period, the contribution of the Yangtze River decreased and the Yellow River became the major sediment provenance. During the 7 750~6 450 a period, sediments were predominately volcanic materials which might be attributed to K–Ah ash layer, while terrigenous sediments decreased dramatically. From 6 450 to 3 900 a, terrigenous sediments from the Yangtze River and the Yellow River increased and volcanic materials decreased except in the approximate year of 4 000, when another volcanic eruption intruded. In the 3 900~1 900 a period, terrigenous sediments from the Yangtze River and the Yellow River increased continuously. Since 1 900 a, terrigenous sediments from the Yellow River have predominated in the Core S10 sediments. Discriminant function (DF) investigation of the sediment provenance shows that Taiwan's DF data does not reflect the Kuroshio Current evolution, whereas DF data of the Yangtze River and the Yellow River may provide new evidence regarding the evolution of the East Asian Winter Monsoon.

(本文编辑: 刘珊珊)