

冲绳海槽中部沉积物稀土元素地球化学特征及其在古环境变化研究的应用*

李 军^{1,2} 赵京涛^{1,2}

1. 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛, 266071; 2. 青岛海洋地质研究所, 青岛, 266071

摘要 冲绳海槽巨厚的沉积物蕴藏着丰富的、长时间尺度的区域古海洋和古环境演化地质信息。对采自海槽中部的 A7 孔柱状沉积物进行了高分辨率的稀土元素、碳酸盐、常量元素组成的测试与分析, 以深入探讨沉积物稀土元素组成对古环境变化的响应问题。结果表明, A7 孔沉积物在球粒陨石标准化的稀土元素配分形式上与典型上陆壳物质非常相似, 而与富火山灰层和小型浊流沉积存在明显差异。通过分析, 认为冲绳海槽沉积物 REEs 组成主要是受陆源碎屑组分所控制的, 与黏土组分含量相关性较大, 但与沉积物的 Fe-Mn 组分含量关系较弱, 同时受到生源组分的“稀释作用”, 其 REEs 组成可以用于反映陆源物质来源及其输入过程的研究。排除火山灰和浊流沉积物质的影响, A7 孔沉积物的 REEs 含量(ΣREE , LREE, HREE), LREE/HREE, $(\text{La}/\text{Yb})_n$, Eu/Eu^* 等参数的垂向变化曲线在 175 cm 层位表现出明显的差异。这一层位的沉积年龄为 11.2 cal. ka. BP, 正好是冰后期和末次冰消期的转换期(LGIT), 表明在 LGIT 期间海槽内的沉积环境和陆源物质的来源发生了较大改变, 而造成这种变化的最可能直接因素是东海海平面的快速上升(WMP-1B 事件)造成的沉积格局改变, 但与黑潮“摆动”和 H1, YD 事件等古气候与古海水因素的关系并不显著。研究结果证实, 沉积物稀土元素组成及其特征参数的变化可作为研究长时间尺度(冰期—冰间期)冲绳海槽古环境变化的有效指标。

关键词 海平面变化 海洋古环境 稀土元素 冲绳海槽

具有稳定、连续和高分辨率特征的深海沉积物为我们研究古代的海洋与气候变化, 如陆源物质输运、海洋古生产力、大洋底层水的化学性质、构造活动, 提供了良好的素材。由于这些变化的非直接确定性, 最近十多年来, 应用于古环境演变和古气候演化研究地质和地球化学方法迅速发展起来, 并建立了一系列的替代性指标, 形成了一定的应用和研究理论^[1]。

冲绳海槽位于我国东海陆架与琉球岛弧之间, 是中国东部边缘海与西太平洋间的连接通道(图 1), 也是当前中外科学家研究的重点区域。海槽内堆积

了巨厚的沉积物。由于沉积物物源的多样性和沉积速率的多变性, 加之西太平洋边界流(黑潮)和东亚季风对海槽沉积物分布和古海洋演化的直接影响, 使得该区的沉积物中包含了众多高分辨率的地质与古环境演化信息。古生物学和分子生物化学的研究表明, 最近两万年来冲绳海槽内的古海洋和古环境变化频繁, 新仙女木事件(YD)和 Heinrich 事件等皆在本区有所响应^[2-6]。黑潮主轴曾经多次偏移, 海平面“脉动式”持续上升^[7]。这些气候变化、突发事件的发生影响到了海槽内的沉积物组成及其地球化学特征^[8]。

2009-06-22 收稿, 2009-07-30 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40506013, 40506022)资助项目

E-mail: qdljun@cgs.gov.cn

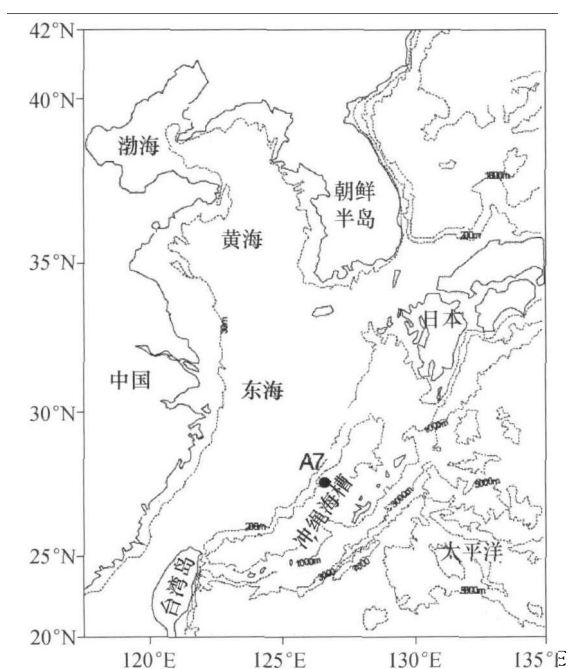


图1 冲绳海槽及 A7 孔站位位置图

图中虚线为水深线

稀土元素(REEs)作为一组地球化学性质相近、地球化学行为惰性的元素组合,长期以来被成功地应用于岩浆演化、岩石成因等示踪方面的研究. 近年的研究表明,稀土元素(REEs)同样具有作为古气候指示剂的特性,如太平洋沉积物中REEs的含量提供了有关中国黄土、自生 Fe-Mn 氧化物和硫酸盐对于沉积物相对贡献的信息,进而指示REEs含量可以作为地球表层环境变化的指示剂;有孔虫壳体的REEs含量被用于指示海洋环境和古气候的演化,孔隙水中的稀土元素可作为潜在的古气候示踪剂,湖泊沉积物、大气粉尘,以及赤道太平洋深海沉积物中的稀土元素同样具有古气候指示意义^[9,10]. 尽管稀土元素作为古气候指标的潜力已经开始受到一定的关注,并对表层沉积物的稀土元素组成进行了初步研究^[11,12],但是对于冲绳海槽沉积物中稀土元素对古环境变化响应的研究还比较缺乏或分辨率不够^[13]. 本文拟通过海槽中部一个沉积记录连续的柱状样中稀土元素组成特征的研究,分析其变化与区域古环境变化间的内在联系,并探讨REEs及其参数作为古环境变化指标的可能性.

1 样品与方法

A7 孔柱状沉积物是中国科学院海洋研究所在

2001 年利用“科学一号”考察船、使用重力活塞在冲绳海槽中部(图1)获得的,坐标为 27°49.2'N, 126°58.7'E,水深 1264 m,柱状样长度为 4.5 m. 柱状沉积物主要由灰色的粉砂质黏土组成,在孔深 1.02—1.10 m 处发育一层明显的火山灰,富含粒度较粗的火山玻璃物质. 这层火山灰在冲槽海槽北部和中部普遍发育^[6],为来自琉球岛弧南部的火山喷发物质(一般称为 K-Ah 火山灰层),其年龄为 7300 a 左右^[14],Sun 等(2005)^[5]测年结果表明,A7 孔中的此火山灰层年龄介于 7300—7600 a. BP. 之间. 粒度分析结果表明,在 1.10—1.20 m 和 1.45—1.50 m 层间有薄层的小型浊流沉积发育(图2),主要由细砂和粉砂组成,其浊流沉积结构并不典型,仅表现出微弱的由细变粗再变细的沉积过程.

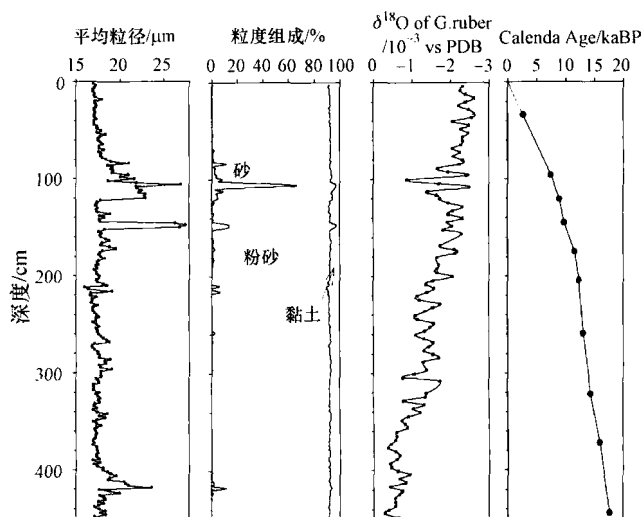


图2 A7 孔粒度特征、碳酸盐含量、氧同位素的垂向变化与测年结果

(氧同位素曲线、测年结果据文献^[5])

根据 A7 孔测年结果和氧同位素曲线^[5](图2), A7 孔柱状沉积物记录了冲绳海槽中部 18000 a 来(末次冰期和间冰期)的沉积环境演化信息.

将柱状沉积物基本按 2 cm 取样,个别层位按 4 或 8 cm 取样,共获得 168 个子样. 各样品稀土元素组成的测定采用如下的方法进行:即将 50 mg 左右的全样使用 1 mL 38% HF 酸和 0.5 mL 的 70% HClO₄ 在 160°C 的温度下进行“热浴”分解,待充分烘干后,向剩余物中加入 0.5 mL 38% HF 和

70% HClO_4 混合液(体积比为2:1),再“热浴”至干燥;加入2 mL 1.7 mol/L 盐酸(HCl),待充分溶解后,在12000 r/min 转速下进行液固离心分离;将分离出的固状物置入铂坩锅内,加入50 mg 的 Na_2CO_3 和 H_3BO_3 (重量比为3:1)后在880℃的高温下进行灼烧,随后分别加入1.7 mol/L 的 HCl 液和 HF-HClO_4 液进行分解,然后将溶液在阳离子柱交换化学方法将 REE 与常量元素和 Ba 进行分离.最后,将溶液加入20 mL 的2% HNO_3 液后,在中国地质调查局海洋地质实验检测中心使用 ICP-MS(ELAN BRC II) 仪进行测定.为检测 REE 的检测精度,我们使用了重复测量岩石标样(GSD-9, GSD-11)的方法,确定的 REE 测量精度小于5%.

对于沉积物的常量元素测量,我们使用了 ICP-AES(IRIS INTREPID II XSP)测量方法,具体测量过程参照文献[15]的方法,测量精度由多次测量国家标准物质样品(GSD9, GSD10, GSS1 和 GSS8)控制,常量元素的测量精度低于2%.碳酸盐(以 CaCO_3 表示)含量的测定采用传统的酸溶解法测定,测量精度不大于5%.

2 结果

2.1 REEs 配分形式

A7 孔沉积物球粒陨石标准化的 REEs 配分形式如图3(a)所示,总体上表现出明显的轻稀土元素(LREE)富集的特征,并有较弱的负 Eu 异常.与典型的上陆壳平均物质相比,如全球上地壳平均(UCC)、北美页岩(NASC)、后太古宙澳大利亚页岩(PAAS)[16-19], A7 孔沉积物的 REE 配分形式与它们非常一致(图3(b)),表明冲绳海槽沉积物表现出较强的上陆壳物质组成特征.对于富火山灰层沉积物(以104 cm 层为例),其球粒陨石标准化的 REEs 配分曲线与其他层位的明显不同,其主要表现具有明显相对富集 HREE, LREE 相对弱亏损的特征;小型浊流沉积(以118 cm 层为例)也显示出 HREE 较富集、LREE 较弱亏损的特征,但 HREE 的富集程度明显小于富火山灰层沉积物(图3(b)).在上陆壳标准化曲线上(图3(c)), A7 孔沉积物正常沉积层位的 REEs 配分形式与 UCC 相近,具有

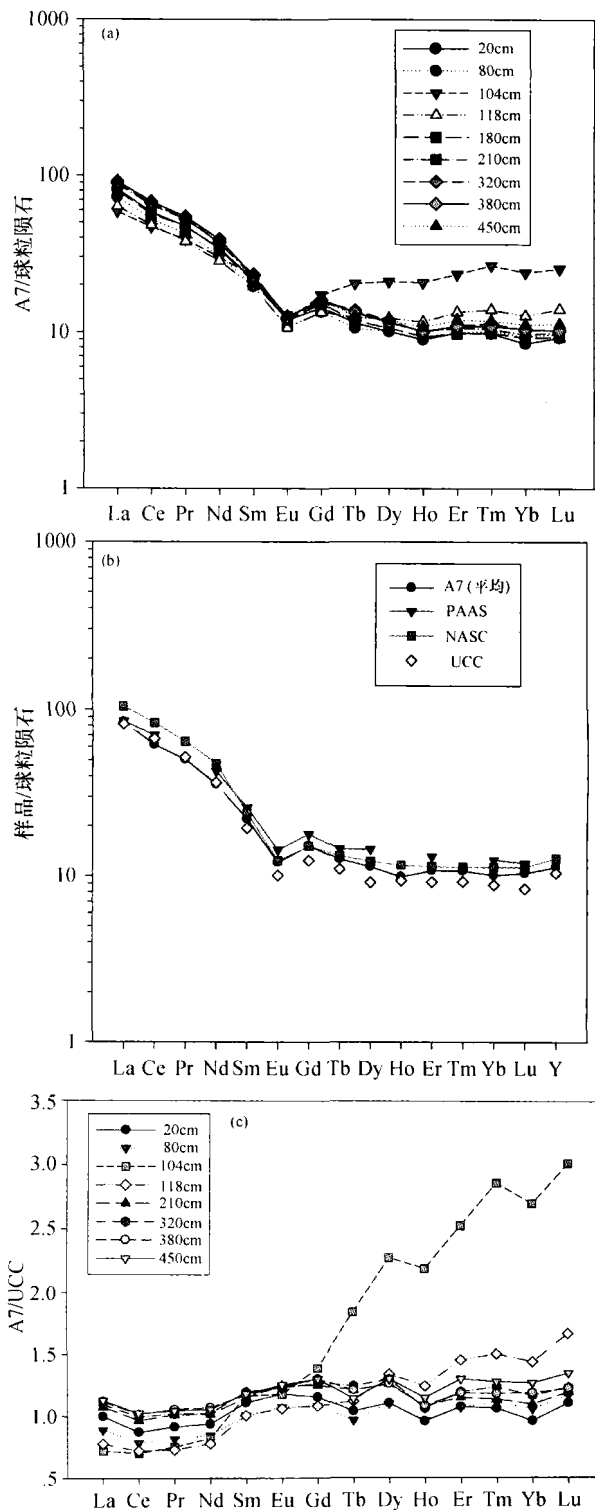


图3 A7孔不同层位沉积物的配分形式

(a)球粒陨石标准化的 REE 配分形式; (b) A7 孔沉积物平均(除去火山灰层)与典型上地壳物质的 REEs 配分形式对比; (c)上陆壳(UCC)标准化的 REE 配分形式

微弱的正 Eu 异常;而富火山层位(104 cm)则具有显著的 HREE 富集, LREE 相对亏损, 与前人的研究结果非常相似^[11];小型浊流沉积层(118 cm)具有较弱的 HREE 富集, LREE 相对亏损. 因此, 依据 A7 孔沉积物 REEs 配分形式上, 我们也可以较为容易地区分正常沉积(非事件沉积)与事件沉积(富火山灰层与小型浊流沉积).

2.2 稀土元素含量的垂向变化

图 4 示出了沉积物稀土元素总量(Σ REE), LREE(La-Eu)和 HREE(Gd-Lu)含量随深度的变化特征. 可以看出, 富火山灰层和小型浊流沉积的 REE 含量明显较低, 仅处于 100×10^{-6} — 110×10^{-6} 之间, 而其他层位多变化于 120×10^{-6} — 160×10^{-6} 之间. 在 175 cm 层位处, REEs 含量有一低值出现, 其含量低于 120×10^{-6} . 根据 REEs 含量的垂向变化特征, 以 175 cm 为界, 可分为明显的两段: 上段(0—175 cm), 除富火山灰层外, 其 REEs 含量多变化于 125×10^{-6} — 140×10^{-6} 之间, 而且向上有逐渐增高的趋势; 下段(175—450 cm), REEs

含量变化于 140×10^{-6} — 160×10^{-6} 之间, 并且其组成较为稳定, 变化较小. 对比 A7 孔沉积物 CaCO_3 含量的垂向变化曲线^[8](图 4(d)), 可以看出, 除去富火山灰层与小型浊流沉积层的影响, REEs 含量与 CaCO_3 含量的变化呈现明显的负相关性, 即在 175 cm 以上层位的 CaCO_3 含量明显大于其下部层位的 CaCO_3 含量.

根据测年资料^[5], A7 孔 175 cm 层位正好为末次冰期与间冰期的分界线(11.2 cal. ka. BP.), 因此可以推测, 其 REEs 含量的变化反映出在间冰期期间明显小于末次冰期. 由于 REEs 主要赋存于陆源碎屑矿物中, 沉积物 REEs 含量一般可以作为陆源物质的输入指标^[10], 而 CaCO_3 含量被认为是生源物质指标, 可以得出, 在末次冰期期间(18—11.2 cal. ka. BP.)在中部海槽陆源物质的输入强度明显高于间冰期(11.2 cal. ka. BP. 以来).

为更详细地分析 REEs 的变化特征, 我们示出了 LREE 和 HREE 含量的垂向变化曲线(图 4(b), (c)), 可以较为明显的看出, LREE 含量的变化趋

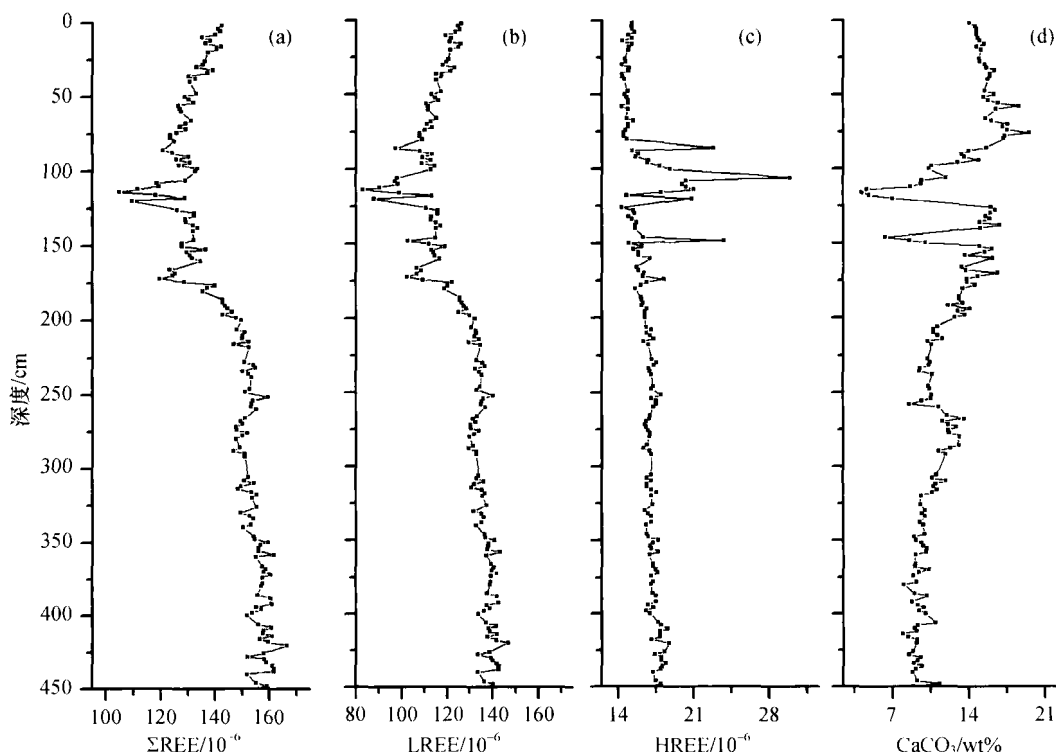


图 4 A7 孔沉积物含量随深度的变化曲线

(a) REE 总量(Σ REE), (b) LREE, (c) HREE, (d) CaCO_3

势与 REEs 总量一致, 但 HREE 含量的垂向变化较小, 表明冲绳海槽 A7 孔沉积物中的 REEs 含量的变化主要是由 LREE 引起的, 也间接证明了海槽沉积物的陆源碎屑组分主要来源于中国大陆上陆壳风化物质的认识。

2.3 REEs 典型参数的变化特征

LREE 与 HREE 的比值(LREE/HREE)一般被用于指示稀土元素轻、重稀土间的分馏特征。 $(La/Sm)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 比值(N 为 UCC 标准化)被用于指示轻稀土和重稀土内部的分馏特征。而 $(La/Yb)_N$ 比值通常被用于表征 REE 配分曲线斜率的参数, 也可以指示轻、重稀土的分馏特征。Eu 异常($Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$)可以反映沉积物源岩的风化特征, 且与陆源碎屑物质来源有关^[20,21], Ce 异常($Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{1/2}$)还可以用于指示深海底层水古氧化还原状态^[22]。以上各参数的垂向变化特征如图 5(a)–(f)所示, 它们

具有较明显的一致性。

根据各比值的垂向变化特征, 我们可以将 A7 孔沉积物分为 3 层(图 5), 其界线分别为 80 cm 和 175 cm, 对应的沉积年龄分别为 6.2 cal. ka. BP. 和 11.2 cal. ka. BP.。由图 5 可以看出, 层 3 内各参数的变化都非常小, 反映了古沉积环境与陆源物质供应的稳定性。层 2, 富火山灰层与小型浊流沉积层的各参数都表现出剧烈的变化, 如富火山灰层(100–110 cm)具有最低的 LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ 和 Eu/Eu^* 比值, 而小型浊流沉积层(110–120 cm 层位和 145–150 cm 层位)也具有较低的 LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ 比值, 但 Eu/Eu^* 和 Ce/Ce^* 变化不大。有意义的是, 在 90 cm 和 125 cm 层位各参数的变化与典型小型浊流沉积层非常相似, 对比粒度组成特征(图 2), 可以判别出这两个层位也应属于小型浊流沉积, 其陆源物质组成与非事件沉积层具有明显

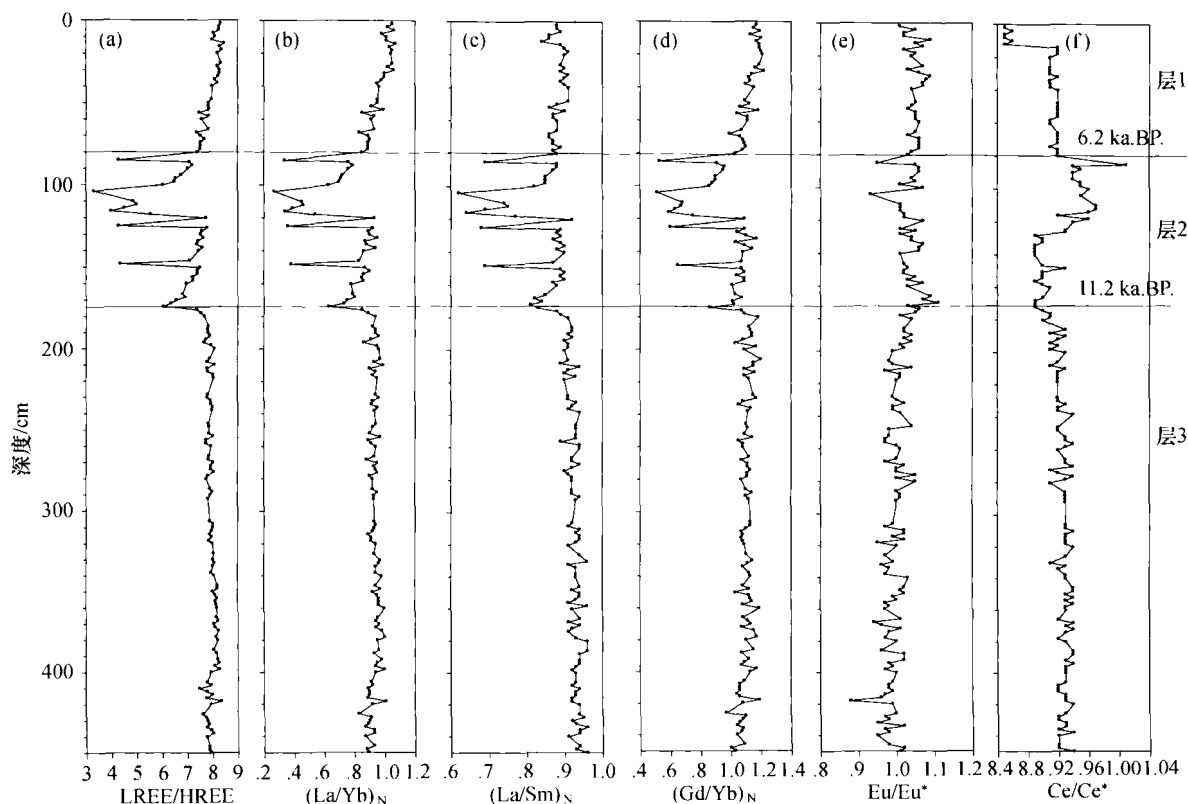


图 5 REEs 参数比值的垂向变化曲线

(a) LREE/HREE, (b) $(La/Yb)_N$, (c) $(La/Sm)_N$, (d) $(Gd/Yb)_N$, (e) Eu/Eu^* , (f) Ce/Ce^*

(N=UCC 标准化)(图中虚线表示各参数的平均值)

的差异,但其是否受到火山来源物质的干扰还需要有矿物学方面的证据.层2中其他层位沉积物的REEs各参数比值变化较为稳定,且其值低于层3.层1内,LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$ 和Eu/Eu*等比值都有向上变大的趋势,并且其值都普遍大于层3,表明层1沉积物的陆源碎屑组成与层3存在一定的差异.

铈异常与其他参数的垂向变化具有一定的“不一致性”.Ce/Ce*在层3内变化稳定,变化于0.90—0.94之间,为较弱的负铈异常.在层2内可分为两种类型,即在80—130 cm之间表现为高值,多变化于0.94—0.98之间,富火山灰层可达1.01;在130—175 cm之间层位的沉积物具有较低值,多变化于0.88—0.90之间.在层1内,Ce/Ce*值也表现为两种类型,其中,15—80 cm之间Ce/Ce*值多在0.91 cm附近变化,并且没有大的异常出现;在表层(0—15 cm)Ce/Ce*具有最低值(0.85—0.86),为较强的负铈异常.我们知道,在海水和沉积物中,铈元素主要以Ce³⁺形式存在,但在富氧的氧化条件下,由于Ce³⁺→Ce⁴⁺,而易造成Ce元素的“亏损”,由于离子价态变化,导致其离子半径和海水酸碱性的变化,致使与REE³⁺整体分离,从而形成较强的负Ce异常.可以看出,A7孔沉积物中Ce/Ce*的变化可能反映了不同沉积阶段的海槽底层水的氧化还原状态.结合测年资料(图2),可以得出,在11.2 ka. BP. (175 cm)以前的末次冰期,海槽底层水的还原性相对较强,即为相对贫氧的环境;11.2—9.0 ka. BP. (175—130 cm)期间,其底层水相比末次冰期期间相对富氧,为相对较弱的氧化环境,而造成较强的负铈异常产生;9.0—5.8 ka. BP. (130—80 cm)期间,其底层水为相对富氧环境,氧化环境明显增强;5.8—1.6 ka. BP. (80—15 cm)期间为较强的还原环境;而由表层(0—15 cm)沉积物具有的强负Ce异常来看,海槽内的底层水具有明显的富氧特征,氧化作用强.

因此,各参数在175 cm处都有较为明显的异常出现,如LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ 都表现为急剧的降低,Eu/Eu*值相对变大,但其上下层的粒度特征并没有明显的差异(图2),表明175 cm层位可能代表了一次规模较大的古

环境变化事件.

3 讨论

3.1 沉积物稀土元素组成的控制因素

为评价沉积物中的稀土元素组成特征作为古环境变化指标的可能性,我们需要了解沉积物中REEs组成的控制因素.在海洋沉积物中,REEs主要富集于泥质组分内,其组成可能存在一定的“粒度效应”.我们采用Pearson法计算了A7孔沉积物REEs总量(Σ REE)、与各粒级含量间的相关性,结果显示, Σ REE与黏土组分($<2\ \mu\text{m}$)含量间的相关系数 $r=0.51$,具有较强的相关性;与细粉砂组分($2-10\ \mu\text{m}$)含量间的相关系数 $r=0.36$,与粗粉砂组分($10-63\ \mu\text{m}$)含量和砂质组分($>63\ \mu\text{m}$)含量具有较弱的负相关性(r 分别为 -0.26 和 -0.30).可以得出,A7孔沉积物中的REEs组成与黏土组分含量有一定的相关性,而与其他组分的含量相关性较弱.因此,粒度是制约A7孔沉积物中REEs含量变化的一个因素,但由于样品的粒度组成以黏土组分为主(多大于80%,图2),可以认为粒度对REEs组成的影响很小.

有研究证实,冲绳海槽内的沉积物主要由陆源碎屑物质组成^[23],生源组分和自生组分(如Fe-Mn氧化物)含量较少^[8].一般来说,沉积物中的生源组分(如CaCO₃)含量仅对REEs的丰度有一定的“稀释效应”^[10],不会对其总量和特征参数造成影响.我们知道,Fe-Mn氧化物,如深海的锰结核,可以高度富集稀土元素^[24].但在海槽内,Fe-Mn氧化物的影响可能微乎其微,因为Fe₂O₃和MnO含量与 Σ REE/TiO₂并没有明显的相关性(图6(a),(b)).因此,A7孔沉积物中REEs组成特征主要受控于其无机碎屑物质组成.

基于以上的讨论,我们认为冲绳海槽A7孔沉积物的REEs组成与特征参数变化主要受控于沉积物中无机碎屑组分,并且反映了其源岩的组成特征^[10,25].

冲绳海槽沉积物物质来源已是个老问题.来自海槽中部悬浮体捕捉实验的结果已经证实,黄河与长江来源物质确实是冲绳海槽沉积物的主要来源^[15],另外火山源物质和小型浊流沉积对海槽沉积物的堆积起到一定的作用^[8,11].为利用REEs组成

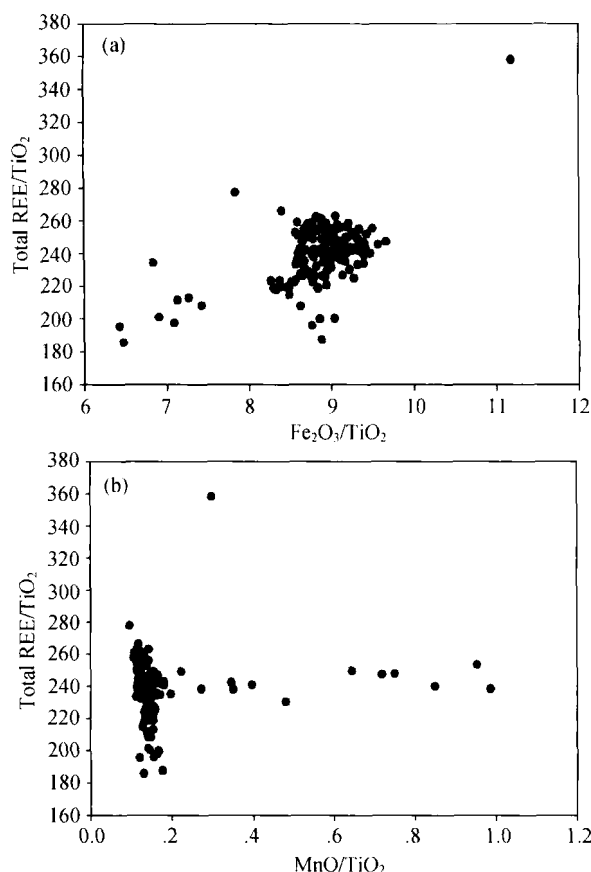


图6 A7孔沉积物 REEs 总量(Total REE)与 Fe₂O₃ 含量(a)和 MnO 含量(b)间关系图

来判别 A7 孔沉积物中无机碎屑的物质来源, 我们采用了 LREE/HREE 与 Eu/Eu^* , $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 投影的方法(图 7(a), (b)), 可以清楚地看出, A7 孔沉积物的正常沉积层位的投点正好落于富火山灰物质与黄河/长江沉积物投点之间, 表明 A7 孔沉积物中的无机碎屑可能来源于黄河/长江来源物质与海槽火山物质的混合。由于我们本次未对 A7 孔沉积物进行详细的碎屑矿物组成分析, 目前还无法讨论它们之间的相对贡献问题, 但可以明确的是, A7 孔正常沉积物主要继承了黄河/长江来源沉积物的 REEs 组成, 因为已有的研究表明, 即使是富火山灰层位中火山玻璃的含量也不大于 20%^[6]。需要指出的是, 在图 7 中反映出 A7 孔中部分小型浊流沉积投点与富火山灰层非常接近, 是否表明它们也含有一定的火山玻璃物质? 还是表明了来源于东海陆坡/坡折带的粗粒沉积物中富火山物质? 还需要进一步的工作进行证实。

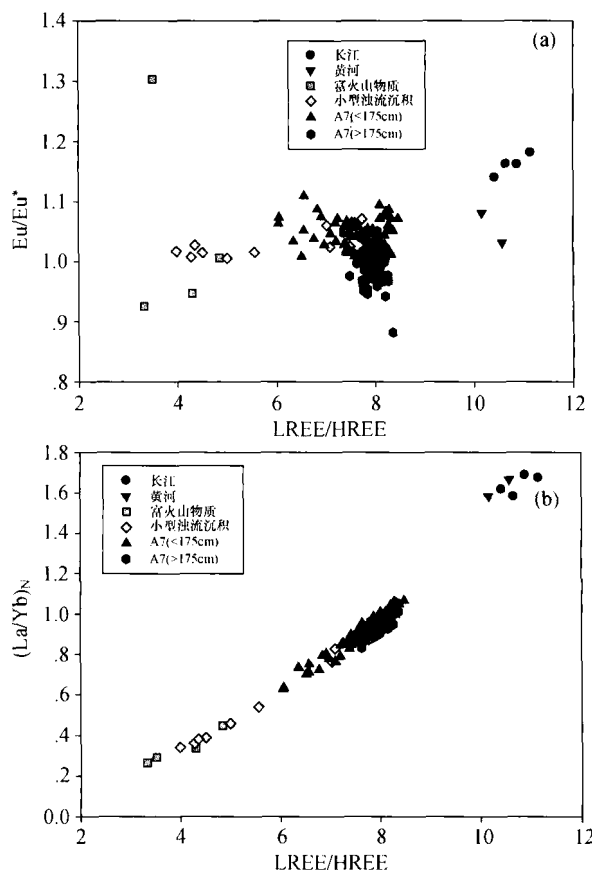


图7 A7孔沉积物与长江、黄河沉积物 LREE/HREE 比值与 Eu/Eu^* (a), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (b) 投影图

其中长江和黄河沉积物数据来自文献[26]

3.2 对海平面变化的响应

从图 3 和图 4 可以看出, 175 cm 层位 (11.2 cal. ka. BP.) 是 A7 孔沉积物中稀土元素组成与各参数变化的一个明显界线。已有的研究表明, 11.2 cal. ka. BP. 正是末次冰期与冰后期的分界线, 也是海槽中部沉积速率急剧下降的时期^[6], 表明其陆源物质的来源发生了明显的变化, 而这种变化可能主要是由海平面变化所引起的。在末次冰消期, 发生过两次非常显著的海平面上升事件, 即 MWP-1A 和 MWP-2A^[7,27]。MWP-1A 发生于 Bölling 变暖转换期 (14.3—14.1 cal. ka. BP.), 其海平面从 -95 m 上升到 -80 m^[7]。在此期间, 同时伴随着东亚夏季风增强, 导致整个东亚区域物质沉降通量增加^[28]。从 A7 孔有孔虫氧同位素和 SST 曲线上, 也可以看到这种变化^[5]。但这一事件并没有造成沉积物稀土元素组成上的显著变化(图 5), 其原

因可能是在此期间的海进过程中, 古长江和古黄河河口虽不断后退^[29], 但河流仍可以直接进入海槽, 区域沉积格局没变, 使其陆源物质不断直接输入海槽, 从而造成了进入海槽内的陆源物质来源也没有发生较大的变化, 也未影响到海槽内沉积物的 REEs 组成。

MWP-1B 事件发生于 Young D(新仙女木事件) 期间(11.5—11.2 cal. ka. BP.), 海平面从-58 m 上升到-43 m^[7]。虽然, 在此期间的海平面上升速率低于 MWP-1A, 但由于东海陆架坡度较小, 陆架宽度较大, 长江、黄河等大型河流的河口已经退却至与目前非常接近的区域^[30]。这些河流携带陆源物质中的大部分沉积于河口和陆架区, 不能直接输入到海槽中, 而只是以近底的“横向输运”为主的方式输入海槽, 其沉积物以细粒组分为主, 粗粒组分减少, 并且混合了部分的陆架沉积物质, 从而导致了沉积物碎屑组成上的变化, 引起了稀土元素组成上的较大变化。这也是导致冲绳海槽中部沉积此期间沉积速率突变的主要原因^[6]。

在全新世期间(11.2 ka. BP. 以后), 虽然也有海平面变化事件发生^[7], 但总体上, 由于东海海域沉积格局已经形成, 由陆架向海槽内物质输入的来源与过程没有发生大的变化, 使得此期间的沉积物 REEs 组成并没有发生大的变化。

3.3 对古气候和古海洋变化的响应

已有的古生物学研究表明, A7 孔沉积物中较为清晰地记录了末次冰期以来的几次典型古气候事件, 如 H1, B/A 和 YD 事件^[5,6], 但这几次事件对于 A7 孔沉积物稀土元素组成及其参数造成的影响并不一致(图 5)。H1 变冷事件(15.3—16.8 cal. kyr B.P.)在海槽和周边陆地许多沉积记录已经证实^[3,5,6,31,32], 其以低 *P. obliquiloculata* 含量为标志, 代表了此期间冬季亚洲季风的增强。B/A 变暖事件(13.1—14.8 cal. ka. BP.)以暖/冷种有孔虫比值迅速增高、夏季表层海水温度(SST)稳定上升为特征^[5,6]。YD 事件(11.7—13.1 cal. ka. BP.)则是一次变冷事件, 以 SST 降低 1—2℃ 和浮游有孔虫氧同位素增加为特征。这几次古气候和古海洋学事件的发生都与全球古气候变化息息相关^[6]。另外, 末次冰期以来, 黑潮在海槽内有多次的“摆动”, 如在

15.5 cal. ka. BP., 11.4 cal. ka. BP., 7.3 cal. ka. BP., 4.6 cal. ka. BP. 左右黑潮“摆动”出冲绳海槽^[2,3], 但 9.4 cal. ka. BP. 在海槽内有明显的加强^[6]。

但是, 从 A7 孔沉积物稀土元素组成与参数的垂向变化来看, 这些古海洋的升温或变冷和黑潮“变动”等短期区域性事件一方面与海平面变化事件有“时间叠加”或因果关系, 另一方面可能只影响了海槽内的海水温度, 进而影响着古生物组成特征, 但没有影响到海槽中部的总体古沉积格局和陆源物质来源, 因而并未显著影响了 A7 孔沉积物的 REEs 组成及其特征参数(图 5)。但是, 对于末次冰期和间冰期这种全球性规模的气候变化(11.2 cal. ka. BP.), A7 孔沉积物的 REEs 元素组成及其各参数上有了显著的响应, 因此我们可以利用具有稳定沉积的稀土元素组成及其变化来研究海槽内长时间尺度的冰期/间冰期旋回对沉积物的影响。

4 结论

我们分析了取自冲绳海槽中部的 A7 孔柱状沉积物的常量元素、CaCO₃ 和稀土元素组成, 对稀土元素作为古环境变化指标的可能性进行了探讨。结合已有的研究成果和粒度、CaCO₃ 含量的垂向变化看, A7 孔沉积物记录了近 18 万来的古环境变化情况, 适于开展稀土元素的研究工作。A7 孔沉积物在球粒陨石和上陆壳标准化的稀土元素配分形式上与典型上陆壳物质非常相似, 而与富火山灰层和小型浊流沉积存在明显差异。排除火山灰物质的影响, A7 孔沉积物的 REE 总量(Σ REE), LREE/HREE, (La/Yb)_N, Eu/Eu* 等参数的垂向变化曲线上在 175 cm 层位表现出明显的差异。这一层位的沉积年龄为 11.2 cal. ka. BP., 正好是冰后期和末次冰消期的分界线(LGIT), 表明在 LGIT 期间海槽内的沉积环境和陆源物质的供应发生了较大改变, 而造成这种变化的最可能直接因素是区域海平面的突然变化(WMP-1B 事件), 但与黑潮“摆动”等古海洋事件的关系并不显著。因此, 从本文的研究中可以看出, 冲绳海槽内沉积物的稀土元素组成主要由其陆源碎屑控制, 但同时受到浊流沉积和火山物质的干扰, 利用沉积物 REEs 组成与特征参数可以研究长时间尺度(冰期—冰间期)冲绳海槽内的古环境

变化,但对于短期古气候事件(如 H1 等)的响应并不明显。

参 考 文 献

- 1 Henderson GM. New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203: 1—13
- 2 Jian Z, Wang P, Saito Y, et al. Holocene variability of Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184: 305—319
- 3 Li T, Liu Z, Hall MA, et al. Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: Evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2001, 176: 133—146
- 4 Ujiie Y, Ujiie H, Taria 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. *Marine Microplaeontology*, 2003, 49: 335—364
- 5 Sun YB, Oppo DW, Xiang R, et al. Last deglaciation in the Okinawa Trough: Subtropical northwest Pacific link to Northern Hemisphere and tropical climate. *Paleoceanography*, 2005, 20, A4005 Doi: 10.1029/2004PA001061
- 6 Xiang R, Sun Y, Li T, et al. Paleoenvironmental change in the middle Okinawa Trough since the last deglaciation: Evidence from the sedimentation rate and planktonic foraminiferal record. *Plaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 243: 378—393
- 7 Liu JP, Milliman JD, Gao S, et al. Holocene development of the Yellow Rivers's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 2004, 209: 45—67
- 8 李 军. 冲绳海槽中部 A7 孔沉积物地球化学记录及其对古环境变化的响应. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27(1): 37—45
- 9 Hayley, BA, Klinkhammer, GP, McManus J. Rare earth elements in pore water of marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 1265—1279
- 10 Tanaka K, Akagawa F, Yamamoto K, et al. Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26: 1326—1368
- 11 刘 娜, 孟宪伟. 冲绳海槽中段表层沉积物中稀土元素组附成及其物源指示意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24(4): 37—43
- 12 翟世奎, 陈志华, 徐善民, 等. 冲绳海槽北部稀土元素沉积地球化学研究. *海洋地质与第四纪地质*, 1996, 16(2): 47—56
- 13 蒋富清, 孟庆勇, 徐兆凯, 等. 冲绳海槽北部 15ka. BP. 以来沉积物源及控制因素. *海洋与湖沼*, 2008, 39(2): 112—118
- 14 Kitagawa H, Fukusawa H, Nakamura T, et al. AMS ^{14}C dating of varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, 1995, 37: 371—378
- 15 Katayama H, Watanabe Y, The Huanghe and Changjiang contribution to seasonal variability in terrigenous particulate load to the Okinawa Trough. *Deep-Sea Research(II)*, 2003, 50(2): 475—495
- 16 Anders E, Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoric and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1989, 53: 197—214
- 17 Taylor SR, McLennan SM, The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry. In: Gschneidner Jr, KA, Eyring L, Eds. *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, 1988, 485—578
- 18 Gromet LP, Dymek RF, Haskin LA, et al. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48: 2469—2482
- 19 Taylor SR, McLennan SM, The composition and evolution of the continental-crust-rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Trans R Soc London, Ser A*, 1981, 301: 381—399
- 20 Yang SY, Jung HS, Choi MS, et al. The rare earth element compositions of the Changjiang(Yangtze)and Huanghe(Yellow) river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201: 407—419
- 21 Chaillou G, Anschutz P, Lavaux G, et al. Rare earth elements in the modern sediments of the Bay of Biscay(France). *Marine Geology*, 2006, 100: 39—52
- 22 Pattan J N, Pearce N, Mislankar P G. Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chemical Geology*, 2005, 221: 260—278
- 23 Sun YB, Gao S, Li J, Preliminary analysis of grain-size populations with environmentally sensitive terrigenous materials in marginal sea setting. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48: 184—187
- 24 Elderfield E, Hawkenworth CJ, Greaves MJ, et al. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1981, 45: 513—528
- 25 Liu J, Yoshiki Saito, Xianghui Kong, et al. Geochemical characteristics of sediments as indicator of post-glacial environmental changes off the Shandong Peninsula in the Yellow Sea. *Continental Shelf Research*, 2009, doi: 10.1016/j.csr.2009.01.002
- 26 Yang SY, Li CX, Lee CB, et al. REE geochemistry of suspended sediments from the rivers around the Yellow Sea and provenance indicators. *Chinese Science Bulletin* 2003, 48(11): 1135—1139
- 27 Fairbanks RG. A 17000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 1989, 342: 637—642

- 28 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 242—284
- 29 Ujiie H, Ujiie Y. Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northeastern Pacific Ocean. *Marine Microplaeontology*, 1999, 37: 23—40
- 30 Uehara K, Saito Y, Hori K. Paleotidal regime in the Changjiang (Yangtze) Estuary, the East China Sea, and the Yellow Sea at 6 ka and 10 ka estimated from a numerical model. *Marine Geology*, 2002, 183: 179—192
- 31 An ZS. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 171—187
- 32 Ijiri A, Wang L, Oba T, et al. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 219: 239—261