

# 晚新生代北太平洋西部深水洋流演化: 来自铁锰结壳 Nd 同位素的证据

胡榕, 陈天宇, 凌洪飞\*

内生金属成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

\* 联系人, E-mail: hfling@nju.edu.cn

2012-03-31 收稿, 2012-05-03 接受, 2012-09-17 网络版发表

中国大洋矿产资源研究开发协会“十一五”项目(DY-115-01-2-2)资助

**摘要** 尽管深水环流在调节全球气候方面起了重要作用, 但对于北太平洋西部的深水循环在过去的变化目前仍知之甚少. 铁锰结壳的 Nd 同位素已经被证明是一个很好的记录古海洋环流变化的指标. 通过研究位于马里亚纳岛弧附近不同水深的两块结壳(MKD13, 1530 m; MDD53, 2700 m)的 Nd 同位素组成演化, 并结合对已发表资料的综合分析, 获得了对该区中新世以来古洋流演化的初步认识: 在中新世, 结壳 MDD53 的 Nd 同位素组成保持稳定( $\epsilon_{Nd}$ : -4.0~-5.0), 且比北太平洋同时期类似水深的结壳贫放射成因 Nd, 反映了该时间段北太平洋西部深水主要受控于来自南太平洋的贫放射成因 Nd 的深部西边界流; 而浅水结壳 MKD13 的  $\epsilon_{Nd}$  值在中新世持续升高, 是由于印尼海道陆续关闭, 贫放射成因 Nd 的印度洋水体通过该海道流入太平洋浅部的水量陆续减少所致. 在上新世, 结壳 MKD13 的  $\epsilon_{Nd}$  值保持不变, 说明该时间段岛弧来源 Nd 的量没有发生变化, 并且在早上新世时印尼海道对印度洋-太平洋间浅层海水的流通已经关闭; 所以结壳 MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值迅速升高, 不是由于水体从浅层到深层的垂直输入的变化造成的, 而是由于贫放射成因 Nd 的南大洋深水流入研究区深度范围(~2700 m)的流量从早上新世开始减弱的结果.

## 关键词

北太平洋  
铁锰结壳  
印尼海道  
Nd 同位素  
晚新生代

北太平洋西部深水作为大洋传送带的终点对全球温盐环流的动力学可能起着至关重要的作用. 对现代富氧的南极下层绕极深层水(LCDW, >3500 m)性质的研究<sup>[1-5]</sup>表明, 该水体在赤道中太平洋盆地主要分成两支. 其中, 西部分支沿~4000 m 水深向西北方向流往马里亚纳岛弧, 东部分支沿着威克海峡汇入中北太平洋. 位于太平洋低纬地区的南极上层绕极深层水(UCDW)沿 3000~3500 m 的水深传输, 它主要向西流往巴布亚新几内亚的北部, 然后汇入菲律宾海(图1). 但由于以往对北太平洋西部深水流通历史的了解有限, 目前尚不清楚这些水团的分布在过去是否发生过变化(比如伴随着印尼海道的关闭的过程).

海洋自生沉积物(如铁锰结壳)的 Nd 同位素组成被认为是示踪海洋环流的可靠指标<sup>[6-12]</sup>. Nd 在海水中的存留时间使得 Nd 同位素信号一方面可以随洋流长距离迁移并被区分出来, 另一方面又不会在全球尺度上被混合均匀<sup>[8,13]</sup>. 北太平洋深水 Nd 同位素组成的不均一性, 使得 Nd 同位素能够作为示踪该区域现代和过去水体变化的有利工具<sup>[6,14-16]</sup>. 中北太平洋和中太平洋广泛分布的铁锰结壳是记录这一区域过去深水 Nd 同位素变化的良好载体. 我国大洋协会在这一区域的多次航次采集了数量丰富的结壳样品, 因此本文利用结壳样品重建了北太平洋西部马里亚纳岛弧附近深水的 Nd 同位素演化, 以期还原该区域过去的洋流变化.

**英文版见:** Hu R, Chen T Y, Ling H F. Late Cenozoic history of deep water circulation in the western North Pacific: Evidence from Nd isotopes of ferromanganese crusts. *Chin Sci Bull*, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5322-9

Ling 等人<sup>[6,9]</sup>通过北太平洋中部结壳的研究发现,随着年龄变轻,结壳  $\epsilon_{Nd}$  值逐渐变大,这表明了富放射成因 Nd 的岛弧输入对结壳的影响逐渐增强. 尤其是最近 15 Ma 以来,结壳  $\epsilon_{Nd}$  值增长速度显著变大,但目前仍不清楚这一变化的确切原因. 回答这一问题的关键在于如何区分风化输入和洋流变化输入. 以往基于 Nd 同位素的古海洋学研究通常在一个位置仅有一个记录,因而缺乏与深度相关的 Nd 同位素演化信息<sup>[6,9,10,17,18]</sup>. 而深水 Nd 同位素组成可能会随着风化输入,沉积物-海水交换,深水环流的变化而变化,使得单一水深结壳研究很难区分 Nd 同位素组成变化是由物源变化引起,还是由所研究的具体位置的洋流变化引起. 为了弥补这个不足,本研究选取马里亚纳岛弧东部同一地理位置不同深度(~1530 m, ~2700 m)的两块铁锰结壳,通过研究它们的 Nd 同位素组成随时间的演化来探讨深水古海洋环流变化(图

1). 这两块结壳周围的现代海水为北太平洋深水与注入该区的南大洋成分水之间的混合,因此这两块结壳 Nd 同位素组成的演化,可示踪北太平洋深水与南大洋成分水之间循环混合的变化情况,为北太平洋西部过去的深水循环模式提供重要信息.

### 1 样品和分析方法

本文研究的两块铁锰结壳 MDD53(17°26'34"N, 150°17'18"E, 厚 121 mm, 水深: ~2700 m)和 MKD13 (16°51'8"N, 149°47'55"E, 厚 80 mm, 水深: ~1530 m) 均是中国大洋协会航次样品,采自北太平洋西部马里亚纳海沟附近. 结壳 MDD53 呈致密板状,表面较光滑,而 MKD13 相对疏松多孔,表面粗糙,呈微葡萄状.

铁锰结壳的准确定年一直是该研究领域中的一个难题. 所采用的定年方法主要有不平衡 U 系同位

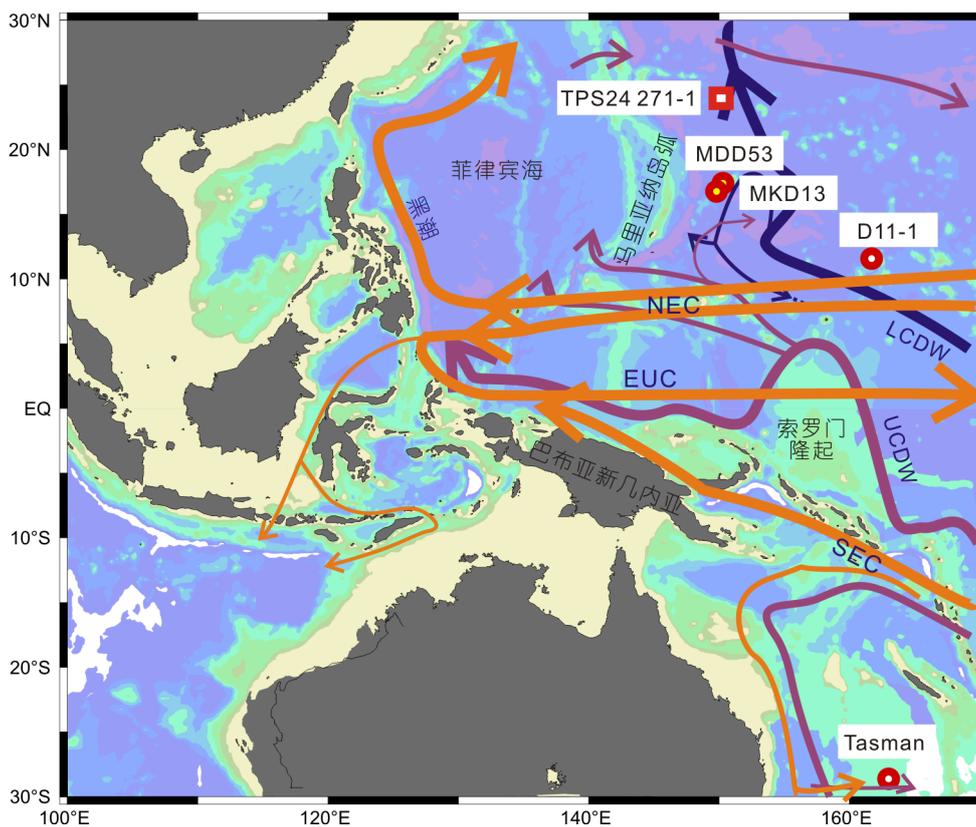


图 1 北太平洋西部铁锰结壳位置图(MKD13, MDD53, D11-1<sup>[6]</sup>, Tasman<sup>[19]</sup>)和该区域内的主要洋流<sup>[5,20]</sup>

研究位置附近实测现代海水剖面Nd同位素站位为TPS 24 271-1<sup>[14]</sup>. 橘黄色实线代表表层和中层洋流(<1500 m); 紫红色实线代表上层南大洋成分的水(约 2000~3500 m); 深蓝色实线代表下层南大洋成分的水(>4000 m). NEC, 北赤道流; EUC, 赤道潜流; SEC, 南赤道流; UCDW, 南极上层绕极深层水; LCDW, 南极下层绕极深层水

素测年法、<sup>10</sup>Be 测年法、生物地层学法、磁性地层学法、Os 同位素地层学法和 Co 含量经验公式法等,但这些方法对确定结壳年龄都存在一些局限性<sup>[8,21,22]</sup>.不平衡 U 系同位素测年法受制于较短的半衰期,只能准确测到铁锰结壳 400 ka 以内,无法用于百万年尺度的定年<sup>[23~25]</sup>.而生物地层学法由于结壳中生物化石非常稀少且保存不完整使其定年难度较大,往往定年结果精度不高,而且得出的结壳年龄不连续<sup>[26,27]</sup>;磁性地层学法则由于制样方法和分析技术难度较大,难以获得广泛应用<sup>[28,29]</sup>;Os 同位素地层学法是基于结壳记录了海水 Os 同位素的演化,而白垩纪末以来海水的 Os 同位素组成除总体呈增长趋势外,演化曲线的最主要特征是~65.5 Ma 时出现的显著低谷(可能与 K-T 界线处陨石对地球的撞击事件有关)<sup>[30]</sup>以及~34.5 Ma 时出现的明显低值(可能与始新世末强的超基性岩风化事件和地外物质的输入有关)<sup>[31]</sup>,这两个低值成为结壳 Os 同位素地层学法定年的锚点,因而这种方法更适合于长尺度结壳整个新生代的定年<sup>[32~36]</sup>.由于在本文研究的时间范围内缺少特征的 Os 同位素事件,所以也会存在 Os 同位素演化曲线比对困难的问题,仍然会有不确定的年龄误差.

<sup>10</sup>Be 定年是在本文研究时间尺度内的一个较准确的定年手段.但是 <sup>10</sup>Be 的半衰期较短,只能准确测到 10 Ma,更老的年龄则需要依靠外推估测<sup>[6,37,38]</sup>.此外 <sup>10</sup>Be 分析周期长、费用昂贵,限制了它的广泛应用.而 Co 含量经验公式法由于简便易行,是新生代结壳较为常用的测年方法<sup>[9,39~46]</sup>.由于结壳中的 Co 是水成来源,它在海水中滞留时间较短,并且与锰的氧化物、氢氧化物胶体表面结合,当海水中 Co 被锰的氧化物或氢氧化物胶体颗粒清扫时,Co<sup>2+</sup>被氧化为 Co<sup>3+</sup>,化学性质变稳定<sup>[47,48]</sup>,这种特殊的化学过程使得 Co 输入海水铁锰结壳的通量比较稳定<sup>[39]</sup>,因此假定海水中 Co 含量不变,且 Co 在海水和铁锰结壳之间的分配系数不随时间改变<sup>[40]</sup>,那么从海水进入结壳的 Co 通量是恒定的,生长速率大的结壳 Co 含量低,生长速率小的 Co 含量高<sup>[39]</sup>.Frank 等人<sup>[49]</sup>发现太平洋结壳 Co 定年结果与 <sup>10</sup>Be 测年法在 <sup>10</sup>Be 测年的有效时代内结果较为一致;Ling 等人<sup>[9]</sup>的研究表明,无沉积间断、无磷酸盐化的结壳 Co 定年结果与沉积 Os 和 Pb 同位素演化线所指示的年龄相吻合.因此 Co 经验公式法能可靠地估计新生代无沉积间断、无磷酸盐化部分的铁锰结壳的年龄.本次研究根据电子探

针所测得的 Co 含量数据,采用 Co 含量经验公式法,对结壳进行定年.

Puteanus<sup>[50]</sup>指出部分老世代结壳层受富钙和富磷酸盐孔隙水的渗透,Co 被部分溶解. Puteanus 等人<sup>[41]</sup>针对太平洋海山结壳磷酸盐化的老壳层 Co 的流失,并根据观察到的老世代壳层中 Mn/Co 与磷灰石含量之间的负相关关系,提出了求得初始 Co 含量的公式:

$$\text{Co}^{(x')} = \text{Co}^{(x)m} [\text{Mn}/\text{Co}^{(x)}] / [\text{Mn}/\text{Co}^{(b)}],$$

(如果  $[\text{Mn}/\text{Co}^{(x)}] / [\text{Mn}/\text{Co}^{(b)}] > 1$ ), (1)

$$\text{Co}^{(x)''} = \text{Co}^{(x')} / (1 - 0.05\Delta P),$$
 (2)

其中,Co<sup>(x')</sup>为老世代结壳 x 层的第一次校正 Co 含量;Co<sup>(x)m</sup>为老世代结壳 x 层的实测 Co 含量;Mn/Co<sup>(x)</sup>为老世代结壳 x 层的实测 Mn/Co 比值;Mn/Co<sup>(b)</sup>为新老世代结壳边界层实测 Mn/Co 比值;ΔP 为老世代壳层第 x 层的磷灰石组分含量与年轻世代壳层平均磷灰石含量的差值;Co<sup>(x)''</sup>是考虑到磷酸盐化对 Co 的活化而进行了第二次校正的老世代结壳 x 层的 Co 含量.

Manheim 和 Lane-Bostwick<sup>[40]</sup>建立了低 Co 含量的铁锰结壳生长速率公式:

$$R = 0.68 / [w(\text{Co})]^{1.67},$$
 (3)

式中,R 为结壳的生长速率(mm/Ma);w(Co)为 Co 的质量百分含量,样品中碎屑沉积物的重量含量必须低于 0.0012%.

电子探针分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,所用仪器为 JXA-8100 电子探针分析仪.在进行电子探针分析之前,将两块结壳样品分别用环氧树脂封固(在真空烘箱中抽真空和温度为 40℃条件下固化),以防止样品在切割过程中碎裂,然后切割出平行于生长方向的板条状剖面(约 8 cm×4 cm×2 cm),制成电子探针片.整个过程中,要进行多次环氧树脂固定和切割,然后进行抛光、清洗、烘干(≤50℃),最后喷碳干燥后用电子探针对结壳剖面的 Mn, Fe, Si, Al, P, Ca, Co, Sr, Ni, Cu, Pb 等元素进行点分析.分析测试条件如下:仪器加速电压为 15 kV,束流为 20 nA,束斑直径为 2 μm.

为了分析结壳 Nd 同位素组成,在结壳生长方向上每隔 1~5 mm 取一个样品,每个样品钻取粉末约 10 mg. Nd 同位素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成.采用 LN 树脂和盐酸淋滤来进行 Nd 化学分离, Nd 同位素比值测定所用仪器为 Finnigan Triton TIMS. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值测定过

程中质量歧视效应采用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  进行校正. 样品测试期间标样 JNd-1 的重复测试精度为  $0.512121 \pm 2$  ( $2\sigma$  外部标准偏差,  $n=15$ ).

## 2 分析结果

电子探针分析结果显示, 结壳 MDD53 较老部分 (63.0 mm 以下) 发生了磷酸盐化; 而 MKD13 的 P 含量很低, 说明中新世以来没有经过磷酸盐化. 结壳 MKD13 的 Co 平均含量分别为 0.40%, 用 Manheim 和 Lane-Bostwick<sup>[40]</sup> 提出的式(3)计算出底部年龄为 30.0 Ma; 结壳 MDD53 未磷酸盐化部分的 Co 平均含量为 0.69%, 磷酸盐化部分的 Co 含量按照 Puteanus 等人<sup>[41]</sup> 提出的式(1)和(2)进行修正, 再按 Manheim 和 Lane-Bostwick<sup>[40]</sup> 提出的模式式(3)计算生长速率, 得出 MDD53 底部的年龄为 72.2 Ma, 与中北太平洋结壳年龄<sup>[9]</sup> 相似.

基于 Co 含量经验公式法给出的年龄结果见图 2 和表 1. 结壳 MKD13 总体生长速率为 2.67 mm/Ma. 在过去的 ~20 Ma, 生长速率变化很小, 平均值为 2.80 mm/Ma. 结壳 MDD53 在上新世以来生长速率和 MKD13 类似, 新近纪阶段生长速率明显变慢 (~0.9 mm/Ma). MDD53 总体平均生长速率为 1.66 mm/Ma, 在 ~20 Ma 以来大约是 1.18 mm/Ma. 结壳 MDD53 和 MKD13 的 Nd 同位素随时间演化的变化趋势见图 3 和表 1. 很明显, 它们呈现不同的演化趋势. 在中新世, 结壳 MKD13 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值持续上升 ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  值从 -4.5 升高到 -3.2) 时, 而结壳 MDD53 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值相对保持稳定 (-4.1~-4.8). 在上新世, MDD53 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值有一个明显的升高 (从 -4.6 到 -3.2), 但是 MKD13 则没有. 可见,

这两块结壳记录了明显的 Nd 同位素演化解耦.

由于我们主要关心与印尼海道逐渐关闭有关的北太平洋西部的深水循环, 因此本文只关注早中新世以来的 Nd 同位素变化. 另一方面, 发生磷酸盐化的较老结壳部分的 Co 定年结果可能存在误差、以及板块运动对结壳沉淀位置的影响, 可能使较老结壳部分的 Nd 同位素对海水的演化记录变得不很确切, 将不包含在本文讨论范围之内.

在上述的年龄模式下, 结壳 MKD13 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值的明显上升主要发生在中新世, 在上新世和第四纪保持稳定; 而 MDD53 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值的明显上升主要发生在上新世. 但是, 考虑到 Co 经验公式得到的年龄往往因无法识别沉积间断而导致年龄误差, 我们通过邻近区域其他 Nd 同位素的记录来进一步对这两块结壳的年龄可靠性进行约束. 首先, 结壳 MKD13 与附近相似水深的结壳 D11-1 (11°38'54"N, 161°40'E, 水深约 1700 m)<sup>[6]</sup> 的 Nd 同位素演化趋势的相似性支持了 MKD13 年龄的基本合理性 (图 4(a)). 第二, 结壳 MDD53 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值在上新世的明显升高仅发生在结壳 ~0.5 cm 厚度范围内 (从结壳表层向下 9.5 mm 到 5.5 mm, 见表 1). 如果这种升高速率与 MKD13 和 D11-1 在超过 10 Ma 的缓慢上升一致的话, 结壳 MDD53 的生长速率就要小于 0.5 mm/Ma, 而这种生长速率远远小于文献报道过的水成铁锰结壳速率 (1~15 mm/Ma<sup>[37,41,54]</sup>). 从结壳 MDD53 的手标本上看, 该样品表现出连续的生长模式, 没有明显的生长间断. 此外, 位于印尼群岛东部的沉积钻孔 Site 807 (3°4'N, 156°4'E, 水深约 2815 m) 中碳酸盐组分的 Nd 同位素<sup>[55]</sup> 和 MDD53 (水深约 2700 m) 的 Nd 同位素演化趋势非常相似 (图 4(b)):

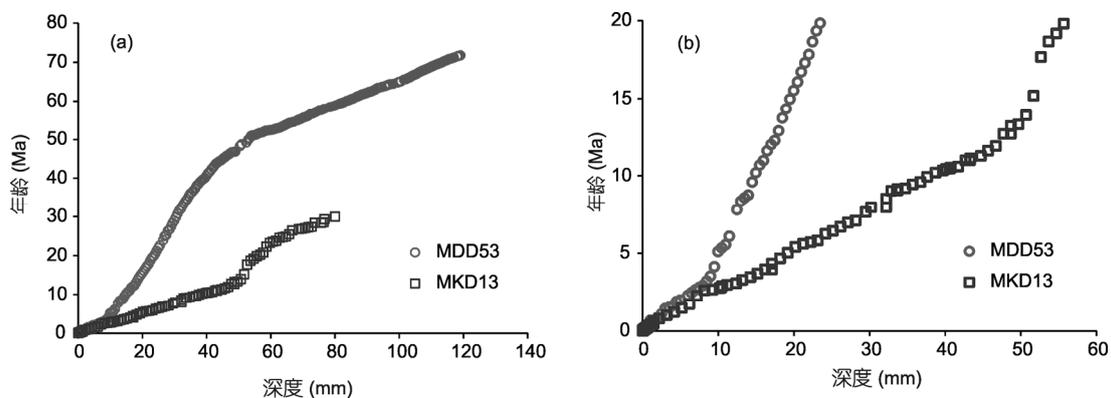


图 2 基于 Co 含量经验公式法计算得到的铁锰结壳的年龄与深度的关系  
(a) 两块结壳的整体趋势; (b) 过去 ~20 Ma 以来结壳的年龄随深度的变化

表 1 北太平洋西部铁锰结壳 MKD13 和 MDD53 的 Nd 同位素组成

样品号	结壳表层 向下深度(mm)	年龄 (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $2\sigma$ )	$\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{a}}$
MKD13-0	0	0	0.512471±2	-3.26
MKD13-1	1.0	0.4	0.512470±2	-3.28
MKD13-2	3.0	1.0	0.512471±3	-3.26
MKD13-3	5.0	1.3	0.512479±6	-3.10
MKD13-4	7.0	2.2	0.512467±6	-3.34
MKD13-5	10.0	2.7	0.512472±6	-3.24
MKD13-6	14.5	3.3	0.512472±5	-3.24
MKD13-7	17.0	3.9	0.512473±6	-3.22
MKD13-8	21.0	5.5	0.512470±2	-3.28
MKD13-9	24.0	6.2	0.512458±6	-3.51
MKD13-10	27.0	6.9	0.512447±2	-3.73
MKD13-11	31.0	7.9	0.512436±1	-3.94
MKD13-12	35.0	9.3	0.512431±1	-4.04
MKD13-13	39.0	10.3	0.512420±2	-4.25
MKD13-14	43.0	11.0	0.512414±2	-4.37
MKD13-15	47.0	12.2	0.512409±2	-4.47
MKD13-16	51.0	14.5	0.512400±2	-4.64
MKD13-17	56.0	20.0	0.512408±4	-4.46
MDD53-0	0	0	0.512457±2	-3.53
MDD53-1	2.0	0.6	0.512446±2	-3.75
MDD53-2	3.75	1.6	0.512447±1	-3.73
MDD53-3	5.5	2.1	0.512472±3	-3.24
MDD53-4	6.5	2.5	0.512435±4	-3.96
MDD53-5	9.5	4.1	0.512403±8	-4.58
MDD53-6	10.5	5.3	0.512421±2	-4.23
MDD53-6 重复样	10.5	5.3	0.512426±2	-4.14
MDD53-7	11.5	6.1	0.512421±3	-4.23
MDD53-8	12.5	7.8	0.512411±4	-4.43
MDD53-9	13.5	8.6	0.512392±2	-4.80
MDD53-10	15.5	10.7	0.512412±2	-4.41
MDD53-11	17.5	12.3	0.512403±3	-4.58
MDD53-12	20.5	16.1	0.512392±2	-4.80

a) 结壳样品 Nd 同位素组成采用  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值表示,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值与  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值的 关系为  $\epsilon_{\text{Nd}} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$ , 式中  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}}$  为样品测定值,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  为球粒陨石的现代比值(0.512638<sup>[51]</sup>). 由于所研究的结壳年龄段(20 Ma)相对于  $^{147}\text{Sm}$  的半衰期( $1.06 \times 10^{11}$  a<sup>[52]</sup>)而言很短, 并且结壳的  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  比值不高( $\sim 0.11$ )<sup>[6]</sup>, 因此该时间段内  $^{147}\text{Sm}$  衰变产生的  $^{143}\text{Nd}$  相对于海水随时间的变化而言微不足道, 故结壳样品测定的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值无须进行  $^{147}\text{Sm}$  衰变产生  $^{143}\text{Nd}$  的校正<sup>[6,9]</sup>. 换言之, 结壳样品的现代  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测定值即可代表结壳样品形成时的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值

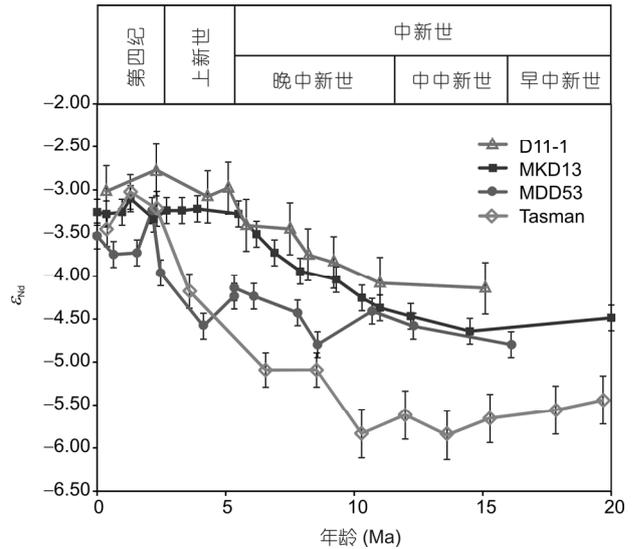


图 3 太平洋结壳的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值和年龄的关系

结壳 D11-1 的 Nd 同位素数据引自 Ling 等人<sup>[6]</sup>, 其年龄数据以  $^{10}\text{Be}$  定年<sup>[6]</sup>为基础并根据 Tl 同位素<sup>[53]</sup>做了少量修正, 结壳 Tasman 的数据引自 van de Flierdt 等人<sup>[19]</sup>

即从约 15~5 Ma 之间变化很小, 而在上新世迅速升高. 所不同的是, Site 807 的 Nd 同位素组成比 MDD53 系统地富放射成因高约 1  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , 其原因可能与边界沉积物和海水的相互作用有关<sup>[56,57]</sup>(但确切原因需要后续工作进一步研究). 值得注意的是, 钻孔 Site 807 和结壳 MDD53 的有些峰值并不完全相互对应. 最明显的是 5 Ma 以来, Site 807 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  极大值出现在上新世( $\sim 3.2$  Ma), 但是 MDD53 却出现在第四纪早期( $\sim 2.1$  Ma), 这可能是由于结壳 Co 定年误差(约 1~2 Ma)所致, 但这样的误差对讨论 Nd 同位素从早中新世以来长尺度演化的影响较小. 本文分析的结壳 MDD53 和 MKD13 Nd 同位素演化趋势之间显著的差异(图 3)不可能是由 Co 定年误差引起的, 因为无论怎样校正这两块结壳的年龄, 它们的 Nd 同位素演化趋势都是不一致的.

### 3 讨论

#### 3.1 中新世以来印尼海道浅层-中层水流通受限以及南大洋成分水对西北太平洋深水的控制

早中新世-中中新世, 结壳 MDD53 和 MKD13 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值相似( $-4.0 \sim -4.8$ ) (图 3), 呈现典型的南大洋成分海水的特征<sup>[16]</sup>. 在中中新世, 结壳 MDD53 的 Nd 同位素组成总体保持稳定, 而 MKD13 的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值升高了

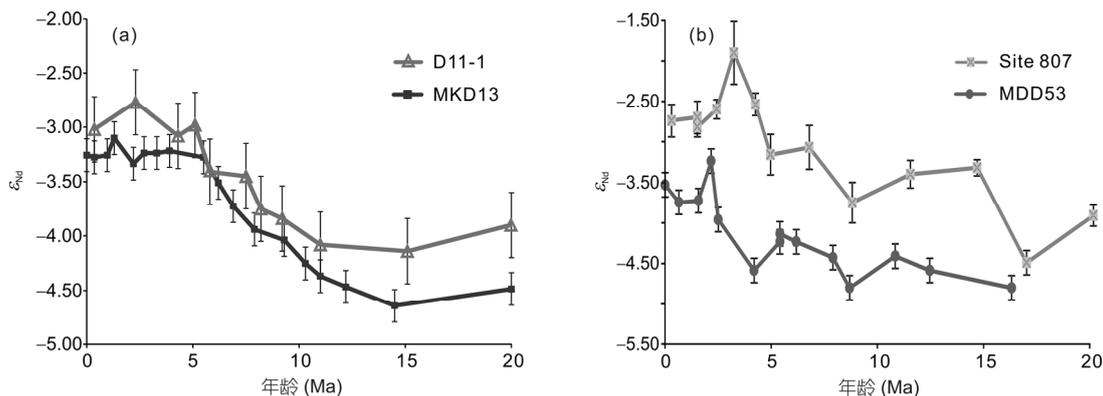


图4 本文研究的两块结壳与附近相似水深的Nd同位素记录对比

(a) 浅水结壳MKD13与D11-1, D11-1的Nd同位素数据引自Ling等人<sup>[6]</sup>, 其年龄数据以<sup>10</sup>Be定年<sup>[6]</sup>为基础并根据Tl同位素<sup>[53]</sup>做了少量修正; (b) 深水结壳MDD53和西太平洋沉积钻孔Site 807碳酸盐组分, 碳酸盐组分数据引自Gourlan等人<sup>[55]</sup>

超过 1  $\epsilon_{Nd}$ . 一种可能的解释是 15~20 Ma 以来, 以边界流或表层风化形式带来的岛弧输入的 Nd 增加了. 然而, 结壳 Pb 同位素的证据表明在过去的 10 Ma, 太平洋岛弧的风化并没有加强<sup>[19]</sup>. 另外, 新生代太平洋岛弧的突然增加主要发生在上新世和第四纪<sup>[58-61]</sup>, 并非中新世. 因此, 这种放射性风化通量本身的加强并不能很好地解释我们所观察到的结壳 MKD13  $\epsilon_{Nd}$  值的升高. 另一种解释则是通过西南太平洋进入研究区的南大洋成分的水通量减少了. 然而, 位于西南太平洋相似水深的结壳 Tasman(28°34.0'S, 163°00.0'E, 水深约 1700 m, 图 3)的 $\epsilon_{Nd}$ 值却在早中新世-中中新世保持相对稳定<sup>[19]</sup>, 排除了进入研究区的南大洋成分的水通量减少的可能性.

因此结壳 MKD13 的低 $\epsilon_{Nd}$ 值应该是早中新世南大洋成分的表层和中层水(以贫放射成因 Nd 为特征<sup>[55]</sup>)从印度洋通过印尼海道直接输入造成的. Meynadier 等人<sup>[62]</sup>提出过类似模式. Gourlan 等人<sup>[55]</sup>也认为 14 Ma 之前存在从印度洋流入太平洋的浅层和中层水. 处于海水浅层的结壳 MKD13 的 $\epsilon_{Nd}$ 值升高, 反映了从印度洋流入北太平洋的贫放射成因 Nd 海水的减少.

如果上述模式对结壳 MKD13 的解释成立的话, 那么该段时间内处于海水深层的结壳 MDD53 的 Nd 同位素组成直观上应该发生相应的变化. 但是, 我们观测到的两块结壳 Nd 同位素却有着明显不一致的演化趋势. 只有在下述情况下, 才能同时解释浅水和深水处的两块结壳的 Nd 同位素演化, 即流经印尼海道的深水交换在早中新世之前就已停止, 而早中新世

流经该海道的海水交换只发生在中浅层海水. 目前该海道演化的重建有以下几种手段: 板块运动模型, 生物地层学对比, 有孔虫的 C-O 同位素分析. 印尼地区新生代地质和板块构造演化的对比研究可以参考 Hall<sup>[60]</sup>. 在现代, 印尼海道只能允许非常有限的太平洋-印度洋表层海水的交换. 然而, 比较公认的是在 25 Ma 以前澳大利亚-亚洲之间存在很宽的海道, 使得印度洋和太平洋的深水可以自由交换. 在约 25 Ma, 板块边界发生重塑, 新几内亚板块和东南亚板块发生碰撞<sup>[56,59,60]</sup>, 这时深水(>2000 m)的流通有可能已受到很大的限制. 这一观点得到了早中新世海道两边深水氧同位素证据的支持<sup>[63]</sup>. 因此我们推断 10~15 Ma 以来印尼海道的关闭只会影响浅层和中层海水(MKD13)的 Nd 同位素组成, 而没有影响到深水(MDD53)的 Nd 同位素组成.

目前中北太平洋海水(1000~5000 m)的总体 $\epsilon_{Nd}$ 值变化范围很小(-3~-5). 该地区现代海水剖面(图 1, TPS 24 271-1)的实测表明水深在 1530~2700 m 之间的 Nd 同位素组成差别并不大<sup>[14]</sup>. 结壳 MKD13 和 MDD53 表层的 $\epsilon_{Nd}$ 值也相似. 考虑到现代北太平洋西部海水的这种均一性, ~5 Ma 以前两块结壳的 $\epsilon_{Nd}$ 值之间大于 1  $\epsilon_{Nd}$ 的差异是有重要意义的, 即说明当时洋流情况与现代不同. 来自中国附近边缘海的大陆非放射成因 Nd 不可能是造成 MDD53 贫放射成因 Nd 的主要原因, 理由如下: 发源于北太平洋热带水(NPTW)的现代黑潮就具有非常负的 $\epsilon_{Nd}$ 值<sup>[64]</sup>. 若这些来源的海水影响到 MDD53 的 Nd 同位素组成, 则它们也会影响较浅水层的 MKD13. 实际上从早中新世到中

新世, MKD13 比 MDD53 反而更快地变得富放射成因 Nd(图 3). 因此, 我们认为~5 Ma 以前 MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值较低反映了南大洋成分深水对北太平洋西部深水有重要贡献, MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值演化反映了中新世来自太平洋南部的南大洋成分的深水西边界流(如,  $\epsilon_{Nd} = -4.5 \sim -5.0$ <sup>[15]</sup>)控制了 MDD53 所处水深的 Nd 同位素. 值得注意的是, 中新世结壳 MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  具有起伏变化的特点(图 3). 这些变化不大可能是岛弧风化输入或边界交换对北太平洋西部表层海水影响的结果, 因为这种变化并没有表现在较浅水深的结壳 MKD13 上, 并且中新世 MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值在所有报道过的相似水深的中北太平洋结壳<sup>[19]</sup>中是最低的(-4.0~-5.0). 因此我们认为这可能是由于南大洋成分的深水通过太平洋西部边界进入该区的通量波动造成的.

### 3.2 上新世以来现代太平洋西部深水循环的演化

关于太平洋和印度洋的表层至温跃层水团经印尼海道交换最终受到限制的时间仍有争议. Kennett 等人<sup>[65]</sup>认为晚中新世整个热带太平洋地区浮游有孔虫组合的类似性反映了印尼海道在 8 Ma 前就已有效关闭. 与此相反, Cane 等人<sup>[66]</sup>认为通过该海道进入印度洋的表层海水源区从南太平洋转换成北太平洋, 而印尼板块的最后重组发生在 5~3 Ma, 因而流经印尼海道的水体交换最终受限也应发生在 5~3 Ma. Srinivasan 等人<sup>[67]</sup>根据有孔虫的证据认为只有在 5 Ma 以后, 印尼海道才是深水浮游有孔虫有效的生物地理屏障. 印度洋海洋碳酸盐 Nd 同位素研究证实, 中新世原先存在的印度洋赤道急流在 4~2.5 Ma 以后明显减弱, 认为这与印尼海道在 4~2.5 Ma 最终关闭有关<sup>[55]</sup>. 本文的数据同样支持印度洋和太平洋之间的最终受限可能发生在上新世以后这一观点, 如图 3, 浅层结壳 MKD13 在~5 Ma 以后 Nd 同位素组成几乎没有变化.

与此相反, 深水结壳 MDD53 在上新世表现出显著的  $\epsilon_{Nd}$  值的升高. 可能的原因有: (i) 南极绕极深水的 Nd 同位素组成发生了变化; (ii) 来自表层和上层海水的富放射成因的 Nd 输入增加, 或与火山物质(比如西南太平洋岛弧)沿南极上层绕极深层水(UCDW)路径(图 1)的“边界交换”<sup>[66,67]</sup>加强; (iii) 南大洋成分的深水输入减少.

以往的研究表明在这个阶段南极绕极深层水的 Nd 同位素组成相对稳定, 因此它本身的 Nd 同位素组

成发生改变是不大可能的. 只有当岛弧输入的增加没有改变北太平洋表层和上层水的总体 Nd 同位素组成的情况下, MKD13 的 Nd 同位素组成对岛弧风化输入的敏感性才会不如 MDD53. 但是我们认为这种情况也不大可能. 首先, 岛弧沉积物呈现典型的正  $\epsilon_{Nd}$  值的特征<sup>[19]</sup>, 因此如果岛弧侵蚀作用确实逐渐加强, 并为研究区带来富放射成因的 Nd, 考虑到风化输入包括沉积物-海水交换主要发生在海水深度小于 1500 m 的上部海洋, 那么处于浅层水(1530 m)的结壳 MKD13 的 Nd 同位素组成对岛弧输入应该更敏感. 而且, 西南太平洋的结壳 Tasman(28°34.0'S, 163°00.0'E, 水深约 1700 m, 图 3)表现出与 MDD53 相似的  $\epsilon_{Nd}$  值升高的特征<sup>[19]</sup>, van de Flierdt 等人<sup>[19]</sup>认为这可能反映了南赤道流(SEC)的改向而不是风化输入的变化, 支持该阶段深水循环的重组. 目前虽然不能直接排除南大洋成分深水在其路径上与火山物质的交换对 MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值在早上新世的影响, 但是下面两个间接的证据说明这种影响很小. 第一, 与结壳 Tasman(图 3)相似, MDD53 的  $\epsilon_{Nd}$  值在达到中北太平洋中层水的 Nd 同位素组成时就停止升高了, 说明中北太平洋中层水可能仍然是两块结壳放射成因的端元组分之一, 而不需要其他放射成因来源的 Nd<sup>[12]</sup>. 第二, 边界沉积物-海水交换需要来自表层和上层水的放射成因岛弧沉积物输入的增强, 而浅层结壳 MKD13 却没有表现出相应的 Nd 同位素组成变化. 综上所述, 上述(i)和(ii)两种可能性都很小.

我们认为上述(iii)可能性最大, 即早上新世结壳所处~2700 m 水深处来自南大洋深水贫放射成因 Nd 的海水通量明显减少, 从而北太平洋富放射成因 Nd 的海水所占比例相应增加, 被该深度的结壳 MDD53 所记录——其  $\epsilon_{Nd}$  值在上新世明显升高. 从第四纪以来, 结壳 MDD53 和 MKD13 的  $\epsilon_{Nd}$  值差别很小, 说明它们已经具有相似的来源. 值得注意的是, 上新世以来这两块结壳样品生长速率亦趋近一致(图 2). 从现代海水剖面 TPS 24 271-1 上可以看出, ~4000 m 以下的海水呈现出典型的南大洋成分水的特征( $\epsilon_{Nd}$ : -4.5~-5.0)<sup>[14]</sup>. 我们在前面已提到, 现代南极上层绕极深层水(UCDW), 在 3000~3500 m 的深度经所罗门台地东部(图 1)向北大西洋西部流去, 大部分水不直接汇入马里亚纳盆地, 而是在巴布亚新几内亚岛弧附近向西转入菲律宾海<sup>[2,5]</sup>. 然而, 5 Ma 以前的洋流格局有可能不是这样的. 南极上层绕极深层水

(UCDW)东部分支在~5 Ma前可能更强,而这种流通在上新世开始减弱。但是,局部流通的减弱不一定意味着进入北太平洋的洋流总体通量增加或减少。然而,仅仅通过本文提供的Nd同位素数据还不能清楚地说明这种南大洋成分深水流通量改变的具体机制。与板块运动相关的海底地形的改变和南大洋高纬度水体的温度变化,都可能对进入该研究区西边界流的强度或深度有着重要影响。欲弄清上新世北太平洋西部洋流循环模式仍需更多的工作。西南太平洋结壳Tasman的Nd同位素记录<sup>[19]</sup>和西北太平洋的结壳MDD53从早上新世以来非常相似,反映了当印尼海道完全关闭后,西太平洋深水循环可能在南北半球大致是耦合的。

结壳MDD53和MKD13的Nd同位素演化在第四纪的相似性标志着现代深海环流模式在北太平洋西部的成熟。而北太平洋西部表层海水现代洋流循环模式具有在约3~4 Ma形成的西太平洋暖池(WPWP)<sup>[68]</sup>和在3 Ma时黑潮加强<sup>[69,70]</sup>的特征。而整个第四纪赤道和西南太平洋深水的Nd同位素组成的接近以及结壳之间Nd同位素组成的均一化趋势,表明西太平洋

水团的混合加强可能发生在第四纪。

## 4 结论

本文通过两块铁锰结壳Nd同位素的时间序列,揭示了早中新世以来北太平洋西部深水环流的变化。经纬度相同但深度相差上千米的两块结壳的Nd同位素特征,为区分风化输入变化和洋流循环变化提供了可能。我们认为沿着MDD53水深范围的南大洋成分边界流从早中新世到晚中新世都存在。在这段时间里,MKD13的 $\epsilon_{Nd}$ 值升高,反映了印尼海道的陆续关闭使得太平洋和印度洋的表层中层水交换的逐渐停止。早上新世以后,MKD13的Nd同位素组成没有发生变化,表明印尼海道最终关闭的时间可能在早上新世,这个时间与以往研究的许多其他证据相吻合。另一方面,上新世MDD53的 $\epsilon_{Nd}$ 值的骤增,表明这段时间内,流入结壳MDD53区域~2700 m深度范围的贫放射成因南大洋成分的水通量开始减少。本文对中新世以来北太平洋西部深水环流变化模式提出了初步的认识,同时也为与西南太平洋古洋流研究<sup>[19]</sup>的对比提供了可能。

**致谢** 实验过程中得到了南京大学内生金属成矿机制研究国家重点实验室电子探针分析中心张文兰教授、陈小明教授和TIMS分析室濮巍高级工程师的帮助,在此表示感谢。

## 参考文献

- Owens W B, Warren B A. Deep circulation in the northwest corner of the Pacific Ocean. *Deep Sea Res Part I*, 2001, 48: 959–993
- Kawabe M, Fujio S, Yanagimoto D. Deep-water circulation at low latitudes in the western North Pacific. *Deep Sea Res Part I*, 2003, 50: 631–656
- Kawabe M, Fujio S, Yanagimoto D, et al. Water masses and currents of deep circulation southwest of the Shatsky Rise in the western North Pacific. *Deep Sea Res Part I*, 2009, 56: 1675–1687
- Komaki K, Kawabe M. Deep-circulation current through the Main Gap of the Emperor Seamounts Chain in the North Pacific. *Deep Sea Res Part I*, 2009, 56: 305–313
- Kawabe M, Fujio S. Pacific ocean circulation based on observation. *J Oceanogr*, 2010, 66: 389–403
- Ling H F, Burton K W, O’Nions R K, et al. Evolution of Nd and Pb isotopes in Central Pacific seawater from ferromanganese crusts. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 146: 1–12
- Burton K W, Ling H F, O’Nions R K. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic. *Nature*, 1997, 386: 382–385
- Frank M. Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input. *Rev Geophys*, 2002, 40: 1–38
- Ling H F, Jiang S Y, Frank M, et al. Differing controls over the Cenozoic Pb and Nd isotope evolution of deepwater in the central North Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 232: 345–361
- Foster G L, Vance D, Prytulak J. No change in the neodymium isotope composition of deep water exported from the North Atlantic on glacial-interglacial time scales. *Geology*, 2007, 35: 37–40
- 赵葵东, 蒋少涌, 郑新源, 等. 海洋Nd同位素演化及古洋流循环示踪研究. *地学前缘*, 2009, 16: 160–171
- 陈天宇, 凌洪飞, 胡谔. 中北太平洋深海Nd同位素的分布与传输途径. *科学通报*, 2011, 56: 1546–1553

- 13 Albarede F, Goldstein S L. World map of Nd isotopes in sea-floor ferromanganese deposits. *Geology*, 1992, 20: 761–763
- 14 Piepgras D J, Jacobsen S B. The isotopic composition of neodymium in the North Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 1373–1381
- 15 Amakawa H, Nozaki Y, Alibo D S, et al. Neodymium isotopic variations in Northwest Pacific waters. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 715–727
- 16 Amakawa H, Sasaki K, Ebihara M. Nd isotopic composition in the central North Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 2009, 73: 4705–4719
- 17 O’Nions R K, Frank M, von Blanckenburg F, et al. Secular variation of Nd and Pb isotopes in ferromanganese crusts from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 155: 15–28
- 18 Burton K W, Lee D C, Christensen J N, et al. Actual timing of neodymium isotopic variations recorded by FeMn crusts in the western North Atlantic. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171: 149–156
- 19 van de Flierdt T, Frank M, Halliday A N, et al. Deep and bottom water export from the Southern Ocean to the Pacific over the past 38 million years. *Paleoceanography*, 2004, 19: PA1020
- 20 Sokolov S, Rintoul S. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE Section P11, Papua New Guinea to Tasmania. *J Mar Res*, 2000, 58: 223–268
- 21 赵广涛, 彭俊, 田丽艳, 等. 大洋铁锰结壳的地球化学与古海洋环境示踪. *中国海洋大学学报*, 2004, 34: 886–892
- 22 符亚洲, 彭建堂, 胡瑞忠, 等. 大洋富钴结壳的年代学研究方法评述. *地球与环境*, 2006, 34: 1–8
- 23 Banakar V K, Borole D V. Depth profiles of  $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ , transition metals and mineralogy of ferromanganese crusts of the Central Indian basin and implications for palaeoceanographic influence on crust genesis. *Chem Geol: Isotope Geosci Sec*, 1991, 94: 33–44
- 24 Han X, Jin X, Yang S, et al. Rhythmic growth of Pacific ferromanganese nodules and their Milankovitch climatic origin. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 143–157
- 25 韩喜球, 邱中炎, 马维林, 等. 富钴结壳高分辨率定年: 地球轨道周期印记法与  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$  测年法对比研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 497–503
- 26 武光海, Pulyaeva I A, 刘捷红, 等. 中太平洋海山铁锰结壳生物地层学研究. *海洋学报*, 2011, 33: 129–139
- 27 程振波, 石学法, 苏新, 等. 西、中太平洋铁锰结壳生长年龄: 超微化石与  $^{10}\text{Be}$  测年的对比. *科学通报*, 2006, 51: 2685–2689
- 28 Joshima M, Usui A. Magnetostratigraphy of hydrogenetic manganese crusts from Northwestern Pacific seamounts. *Mar Geol*, 1998, 146: 53–62
- 29 Oda H, Usui A, Miyagi I, et al. Ultrafine-scale magnetostratigraphy of marine ferromanganese crust. *Geology*, 2011, 39: 227–230
- 30 Westerhold T, Röhl U, Raffi I, et al. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2008, 257: 377–403
- 31 Ravizza G, Peucker-Ehrenbrink B. The marine  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  record of the Eocene-Oligocene transition: The interplay of weathering and glaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 210: 151–165
- 32 Klemm V, Levasseur S, Frank M, et al. Osmium isotope stratigraphy of a marine ferromanganese crust. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 238: 42–48
- 33 符亚洲, 彭建堂, 屈文俊, 等. 中太平洋富钴结壳剖面的锇同位素组成. *科学通报*, 2005, 50: 1654–1659
- 34 Klemm V, Frank M, Levasseur S, et al. Seawater osmium isotope evidence for a middle Miocene flood basalt event in ferromanganese crust records. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 273: 175–183
- 35 李江山, 方念乔, 屈文俊, 等. 中太平洋富钴结壳的 Os 同位素定年与结壳生长间断. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1122–1129
- 36 丁旋, 高莲凤, 方念乔, 等. 太平洋海山富钴结壳生长过程与新生代海洋演化关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1297–1308
- 37 Segl M, Mangini A, Bonani G, et al.  $^{10}\text{Be}$ -dating of a manganese crust from Central North Pacific and implications for ocean palaeocirculation. *Nature*, 1984, 309: 540–543
- 38 王晓红, 周力平, 王毅民, 等. 太平洋富钴结壳高密度环境记录解读. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1112–1121
- 39 Halbach P, Segl M, Puteanus D, et al. Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from central Pacific seamount areas. *Nature*, 1983, 304: 716–719
- 40 Manheim F T, Lane-Bostwick C M. Cobalt in ferromanganese crusts as a monitor of hydrothermal discharge on the Pacific sea floor. *Nature*, 1988, 335: 59–62
- 41 Puteanus D, Halbach P. Correlation of Co concentration and growth rate—A method for age determination of ferromanganese crusts. *Chem Geol*, 1988, 69: 73–85
- 42 Banakar V K, Pattan J N, Mudholkar A V. Palaeoceanographic conditions during the formation of a ferromanganese crust from the Afanasiy-Nikitin seamount, North Central Indian Ocean: Geochemical evidence. *Mar Geol*, 1997, 136: 299–315

- 43 Rajani R, Banakar V, Parthiban G, et al. Compositional variation and genesis of ferromanganese crusts of the Afanasiy-Nikitin Seamount, Equatorial Indian Ocean. *J Earth Syst Sci*, 2005, 114: 51–61
- 44 Lu Z L, Ling H F, Zhou F, et al. Variation of the Fe/Mn ratio of ferromanganese crusts from the Central North Pacific: Implication for paleoclimate changes. *Prog Nat Sci*, 2005, 15: 530–537
- 45 周枫, 凌洪飞, 陆尊礼, 等. 中太平洋铁锰结壳铅同位素研究. *海洋地质与第四纪地质*, 2005, 25: 55–62
- 46 武光海, 周怀阳, 张海生, 等. 海山铁锰结壳中反映环境氧化程度的新指标. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 1098–1110
- 47 Murray J W, Dillard J G. The oxidation of cobalt(II) adsorbed on manganese dioxide. *Geochim Cosmochim Acta*, 1979, 43: 781–787
- 48 Koschinsky A, Halbach P. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 5113–5132
- 49 Frank M, O’Nions R K, Hein J R, et al. 60 Myr records of major elements and Pb-Nd isotopes from hydrogenous ferromanganese crusts: Reconstruction of seawater paleochemistry. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1689–1708
- 50 Puteanus D. *Geologie und Geochemie von Manganerzkrusten auf submarinen Gebirgen des Zentralpazifiks: Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte mariner Erzkrusten*. Arbeitsgruppe Meerestechnik und marine Mineralrohstoffe, Technische Universität Clausthal, 1986, 9: 168
- 51 Wasserburg G J, Jacobsen S B, DePaolo D J, et al. Precise determination of ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim Cosmochim Acta*, 1981, 45: 2311–2323
- 52 Lugmair G W, Marti K. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 39: 349–357
- 53 Nielsen S G, Mar-Gerrison S, Gannoun A, et al. Thallium isotope evidence for a permanent increase in marine organic carbon export in the early Eocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 278: 297–307
- 54 Manheim F T. Marine cobalt resources. *Science*, 1986, 232: 600–608
- 55 Gourlan A T, Meynadier L, Allègre C J. Tectonically driven changes in the Indian Ocean circulation over the last 25 Ma: Neodymium isotope evidence. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 267: 353–364
- 56 Lacan F, Jeandel C. Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and rare earth element patterns. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 186: 497–512
- 57 Murphy D P, Thomas D J. The negligible role of intermediate water circulation in stadial-interstadial oxygenation variations along the southern California margin: Evidence from Nd isotopes. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 2442–2450
- 58 Kaiho K, Saito S. Oceanic crust production and climate during the last 100 Myr. *Terra Nova*, 1994, 6: 376–384
- 59 Straub S M, Schmincke H U. Evaluating the tephra input into Pacific Ocean sediments: Distribution in space and time. *Geol Rundsch*, 1998, 87: 461–476
- 60 Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *J Asian Earth Sci*, 2002, 20: 353–431
- 61 Jicha B R, Scholl D W, Rea D K. Circum-Pacific arc flare-ups and global cooling near the Eocene-Oligocene boundary. *Geology*, 2009, 37: 303–306
- 62 Meynadier L, Allègre C, O’Nions R K. Plate tectonics, radiogenic isotopic tracers and paleoceanography: The case of the manganese crusts in the Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 272: 513–522
- 63 Kuhnt W, Holbourn A, Hall R, et al. Neogene history of the Indonesian throughflow. *Geophys Monogr*, 2004, 149: 299–320
- 64 Amakawa H, Alibo D S, Nozaki Y. Nd isotopic composition and REE pattern in the surface waters of the eastern Indian Ocean and its adjacent seas. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 1715–1727
- 65 Kennett J P, Keller G, Srinivasan M. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. *Geol Soc Am Mem*, 1985, 163: 197–236
- 66 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157–162
- 67 Srinivasan M S, Sinha D K. Early Pliocene closing of the Indonesian Seaway: Evidence from north-east Indian Ocean and Tropical Pacific deep sea cores. *J Asian Earth Sci*, 1998, 16: 29–44
- 68 Jian Z, Yu Y, Li B, et al. Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the middle Miocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 230: 251–263
- 69 Tsuchi R. Marine climatic responses to Neogene tectonics of the Pacific Ocean seaways. *Tectonophysics*, 1997, 281: 113–124
- 70 Gallagher S J, Wallace M W, Li C L, et al. Neogene history of the West Pacific Warm Pool, Kuroshio and Leeuwin currents. *Paleoceanography*, 2009, 24: PA1206