

南海北部陆坡渐新世的蛋白石沉积*

王汝建^① 房殿勇^① 邵磊^① 陈木宏^② 夏佩芬^① 祁景玉^①

(^①同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; ^②中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301)

摘要 南海北部陆坡 ODP1148 孔蛋白石沉积的研究发现, 在距今约 30~27.5 Ma 的早、晚渐新世界线附近, 放射虫、硅藻和海绵骨针丰度以及沉积物孔隙水中的 H_4SiO_4 突然增加, 反映南海在这段时间有较高的蛋白石沉积和保存. 几乎与此同时(约 30~28 Ma), 赤道中太平洋的生物硅质沉积的含量亦高. 与大西洋 ODP929 孔蛋白石沉积的对比表明, 渐新世太平洋与大西洋低纬区的蛋白石沉积呈互补性关系. 早、晚渐新世界线附近在大西洋保存的生物硅质沉积物降低而在太平洋增高, 可能反映了北大西洋深层水的形成和加强, 从而导致两大洋盆之间底层水分馏作用的增强. ODP1148 孔沉积物的 X 衍射分析和扫描电子显微镜的观察发现, 大部分放射虫、硅藻和海绵骨针遭受了不同程度的溶解和再沉淀作用的改造, 已经由蛋白石-A 转变成蛋白石-CT.

关键词 蛋白石沉积 大洋底层水 分馏作用 保存状况 渐新世 南海北部

在现代海洋里, 表层水生产力高的海区往往以海底富含生物硅质软泥为特征^[1,2]. 虽然有各种区域性因素影响生物硅质沉积物的沉积和保存, 但新生代以来太平洋与大西洋低纬区生物硅质沉积物的分布, 主要反映了两大洋底层水分馏作用对沉积物类型的控制, 因为北大西洋深层水的形成和加强会导致两大洋底层水的分馏, 使大西洋不利于生物硅质的沉积, 而太平洋利于生物硅质的沉积^[3]. 正如表层和近表层环流影响生物硅质的生产一样, 洋盆之间的深水环流也影响生物硅质的沉积与保存^[4]. 由放射虫、硅藻和硅鞭藻等组成的蛋白石及其生产力是重建过去海洋环境的工具^[5,6]. 南海属现代生物硅质年产量较低的海区, 地层中通常只见于顶部数十米即更新统沉积中^[7]. 然而, 在 ODP184 航次 1148 孔井深 475~600 mcd^[1], 距今约 30~27.5 Ma 之间出现较高的生物蛋白石沉积. 本文的目的是通过 ODP 1148 孔渐新世的蛋白石沉积及其保存状况的研究, 并与大西洋渐新世的蛋白石沉积进行比较, 探讨其相互关系及蛋白石的成岩作用特征.

这次研究的 ODP1148 孔位于南海北部陆坡, 18° 50.17' N, 116° 33.94' E, 水深和孔长分别是 3294 m 和 850.85 m, 为 ODP184 航次采集^[8]. 对该孔井深 378.72 ~850.85 m 范围内进行了硅质生物化石、X 衍射、扫描电子显微镜的分析研究工作(表 1), 所有分析均在同济大学教育部海洋地质重点实验室完成. 硅质生物化石样品的处理与制片方法见参考文献[9].

2001-02-05 收稿, 2001-04-05 收修改稿

* 国家自然科学基金重大项目(批准号: 49999560 和 49946011)和高等学校骨干教师资助计划资助

1) 本文对 1148 孔所用井深一律采用合成深度 mcd^[6], 以下一律简称“m”

表 1 南海北部陆坡 ODP1148 孔分析项目

分析项目	数量	采样深度/m	采样间距/m	采样体积/ml
硅质生物化石	105	378.72~850.85	4.5	10
X 衍射分析	32	415.42~706.62	2~9	10
扫描电子显微镜观察	7	470.12~622.39	4.5~27	10

1 结果和讨论

1.1 年龄框架

根据南海 ODP184 航次的初步报告^[8], 北部陆坡 ODP1148 孔井深 378.72~850.85 m 的时代属渐新世~早中新世, 年龄约为 33.2~17.3 Ma. 上、下渐新统界线大约在井深 530 m 处, 年龄 28.5 Ma. 中新统与渐新统的界线大约在井深 475 m 处, 年龄 23.8 Ma, 此前有一个大约 2 Ma 左右的沉积间断. 这次沉积间断还反映在化石的保存状况和磁化率等各种物理参数上^[8].

1.2 蛋白石丰度与孔隙水中的 H_4SiO_4

在 ODP1148 孔井深 475~600 m 之间发现大量放射虫、硅藻和海绵骨针, 其中丰度最高的是放射虫, 海绵骨针次之, 硅藻第三(图 1). 堆积速率的变化显示, 它们主要集中在 30~27.5 Ma 之间, 位于早、晚渐新世界线附近. 而在这段时间前后都没有发现放射虫、硅藻和海绵骨针. ODP1148 孔沉积物孔隙水化学成分的分析结果发现, 在井深 475~600 m 之间 H_4SiO_4 也达到最高值(图 1). 北大西洋东部 ODP952A 孔高分辨率孔隙水中的 H_4SiO_4 研究发现, H_4SiO_4 的高值对应于蛋白石的高生产力^[10]. 因此, 本孔蛋白石及孔隙水中的 H_4SiO_4 高值可能反映了当时蛋白石的高生产力及其保存条件的改善. 南海所属的太平洋低纬区和大西洋低纬区的蛋白石沉积受两大洋盆之间深部环流的控制. 新生代以来各大洋的蛋白石沉积发生明显的变化, 其中最为突出的是太平洋与大西洋低纬区生物硅质沉积的“迁移”(“silica shift”)^[3,4], 被认为是由

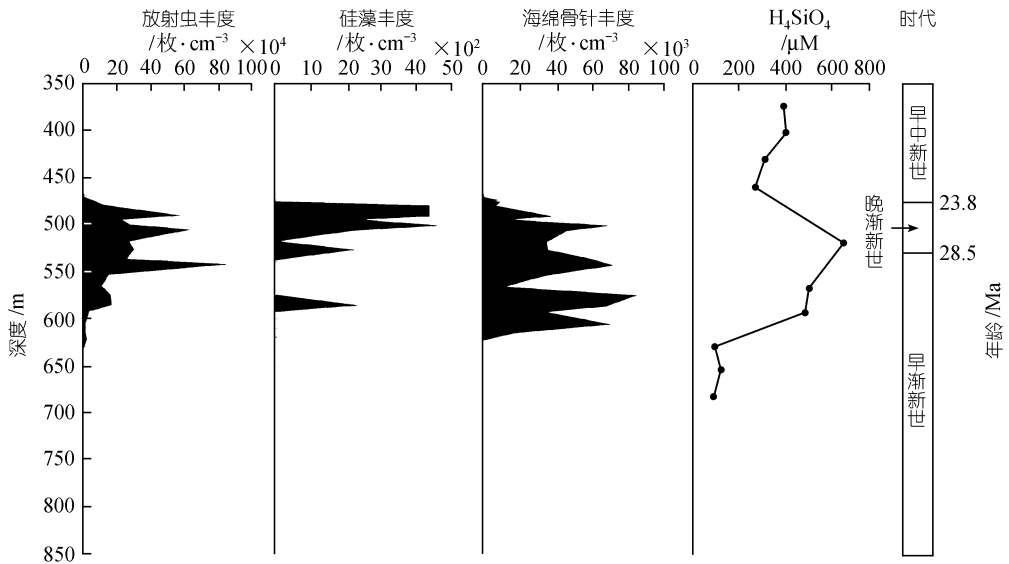


图 1 南海北部 ODP1148 孔渐新世—早中新世的放射虫、硅藻和海绵骨针丰度及沉积物孔隙水中 H_4SiO_4 的变化

于北大西洋深层水(NADW)的形成和加强所造成的, 标志着盆地-盆地之间的海水分馏. 因为北大西洋深层水的出现会增加大西洋与太平洋深部水团的年龄差异, 较年轻的大西洋深层水不利于生物硅质沉积物的保存, 而较老的太平洋深部水团则有利于其保存^[3,4]. 因此, 渐新世以来两大洋生物硅质沉积物呈现一种互补的关系, 尤其在低纬区最为明显^[4].

如上所述, 南海北部 ODP1148 孔的蛋白石沉积出现在上、下渐新统界线附近, 而中新统一上新统以及下渐新统下部都缺乏蛋白石沉积. 同时, 赤道中太平洋也在上、下渐新统界线附近, 年龄约 30~28 Ma 之间出现生物硅质沉积物的高值^[11].

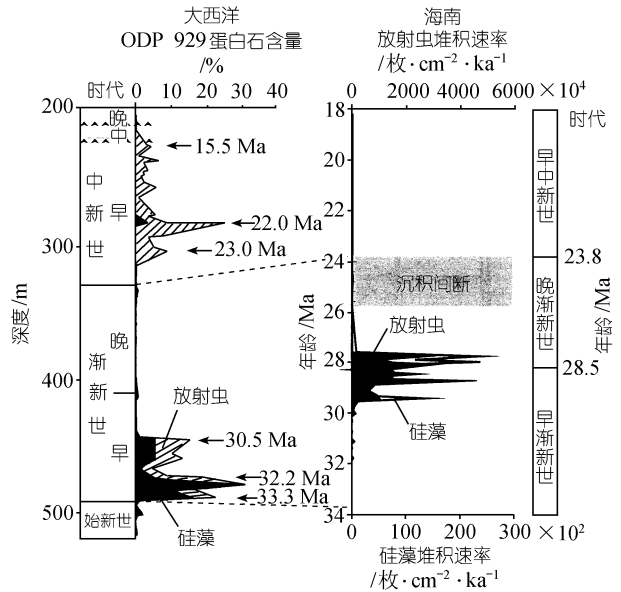


图 2 渐新世大西洋 ODP 929 孔蛋白石含量^[12]与南海北部 ODP 1148 孔蛋白石堆积速率的对比

然而, 赤道大西洋 ODP929 孔渐新世—中新世的蛋白石沉积主要出现在早渐新世早期 (33.5~30.5 Ma) 和早中新世 (23~15.5 Ma)^[12](图 2). 由此可见, 南海北部 ODP1148 孔和大西洋 ODP929 孔的蛋白石沉积证实了两大洋间蛋白石沉积的互补关系.

1.3 蛋白石保存状况

南海北部 ODP1148 孔井深 475 m 以上样品的 X 衍射分析结果基本相同, 均未发现蛋白石, 与光学显微镜和扫描电子显微镜下未发现放射虫、硅藻和海面骨针的观察结果相一致. 井深 475~600 m 样品的 X 衍射分析结果明显不同于井深 475 m 以上样品, 几乎所有的样品都存在 4 个明显的蛋白石-CT(方石英和鳞石英)峰^[13], 反映了蛋白石-CT 的存在. 作为实例, 样品 54Xcc (495.87 m), 60Xcc(543.48 m)和 64Xcc (585.50 m)的 X 衍射分析结果示以图 3. 这 4 个峰的 2θ 角度分别为 19.6° , 20.8° , 21.78° 和 23.04° , d 值分别为 4.53\AA , 4.27\AA , 4.08\AA 和 3.86\AA . 显微镜和扫描电子显微镜均在井深 475~600 m 观察到大量放射虫、硅藻和海面骨针, 并且在放射虫壳体上和壳体内

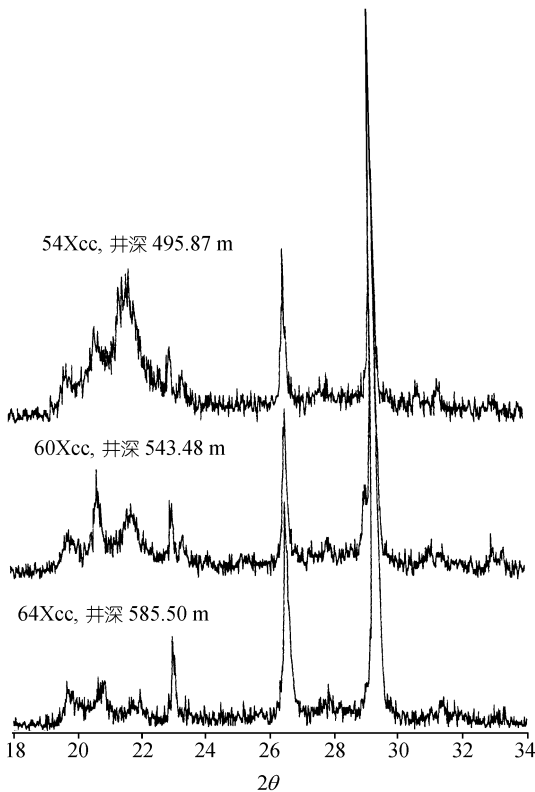


图 3 南海北部 ODP1148 孔井深 475~600 m 之间 3 个样品的 X 衍射分析结果

在 2θ 角为 $19^\circ\sim 24^\circ$ 之间检测出 4 个蛋白石-CT 峰, 它们的 2θ 角和 d 值分别为 19.6° , 20.8° , 21.78° , 23.04° 和 4.53\AA , 4.27\AA , 4.08\AA , 3.86\AA . 石英峰的 2θ 角和 d 值分别为 26.68° 和 3.34\AA , 方解石峰的 2θ 角和 d 值分别为 29.38° 和 3.04\AA

观察到大量呈微球体状的蛋白石-CT 和少量的石英(图 4), 说明此段井深的放射虫、硅藻和海面骨针已经遭受了不同程度的溶解和再沉淀作用的改造, 大部分壳体已经由蛋白石-A 转变成蛋白石-CT, 但壳体结构构造并未改变, 与 X 衍射分析结果一致, 也与大西洋^[14], 中太平洋^[15,16]和日本海^[17]的生物蛋白石成岩作用研究所观察到的结果基本相同. 正常情况下, 由沉积物-水界面向下, 随着深度和温度的增加, 生物蛋白石成岩作用表现为蛋白石-A→蛋白石-CT→石英的转变^[18,19]. 而南海北部 ODP1148 孔井深 475~600 m 之间只发现这一复杂转变过程的中间产物——蛋白石-CT, 但由 ODP1148 孔井深 495.87 m 向下至 585.50 m, 蛋白石-CT 的峰逐渐降低(图 3), 而石英的峰升高, 有可能反映了蛋白石-CT→石英的转变. 井深 600 m 以下样品的 X 衍射分析结果也基本相同, 蛋白石-CT 几乎消失, 显微镜和扫描电子显微镜均未观察到放射虫、硅藻和海面骨针, 可能此井深以下缺乏蛋白石沉积.

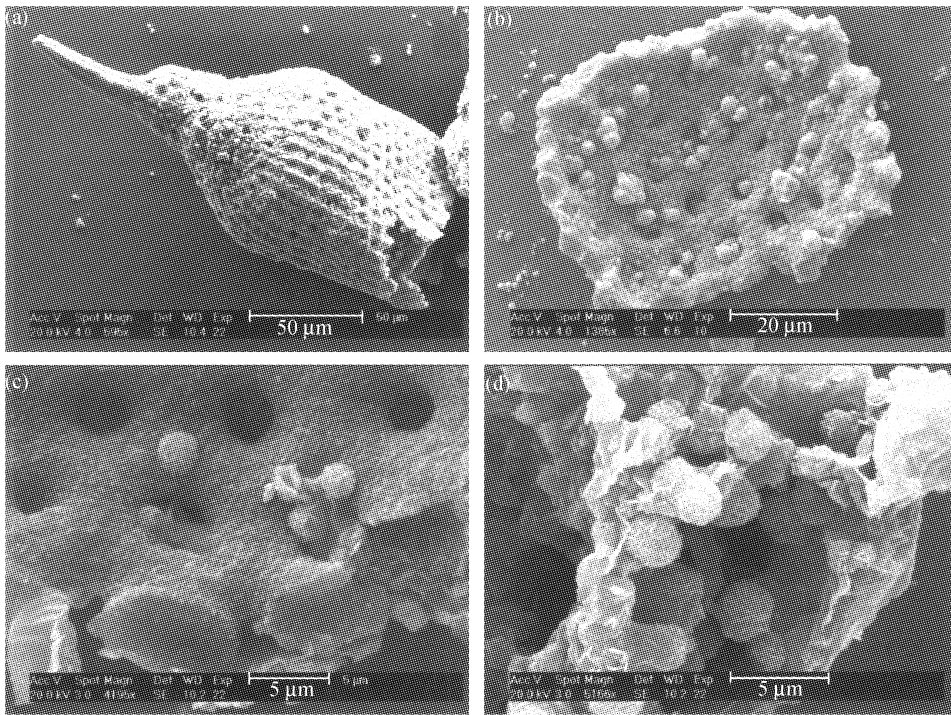


图 4 南海北部 ODP1148 孔井深 475~600 m 之间的样品扫描电子显微镜观察结果

(a) 放射虫壳体, 受溶解和再沉淀的改造, 样品井深 476.72 m; (b) 放射虫碎片, 受溶解和再沉淀的改造, 孔被呈微球体状的蛋白石-CT 充填, 样品井深 489.94 m; (c) 放射虫碎片局部, 可见呈微球体状的蛋白石-CT 和鳞片状石英, 样品井深 505.52 m; (d) 呈微球体状的蛋白石-CT 和鳞片状石英, 样品井深 476.72 m

ODP1148 孔沉积物物理性质, 如孔隙率、容重和干容重的检测结果发现, 它们均在井深 475 ~ 600 m 发生突然变化(图 5), 孔隙率增加, 而容重和干容重降低. 这种变化是由于这段井深富含蛋白石-CT 的缘故. 在日本海, ODP127 和 128 航次沉积物物理性质的研究发现, 孔隙率、容重和干容重等的突然变化可以指示生物蛋白石成岩作用的变化, 即物理性质的突然变化对应于蛋白石-A→蛋白石-CT 或者蛋白石-CT→石英的转变^[20, 21]. 因此 ODP1148 孔井深 475 m

以下物理性质的变化可能反映了蛋白石-CT→石英的转变.

2 结论

南海北部陆坡 ODP1148 孔渐新世一早中新世蛋白石沉积的研究发现, 在井深 475~600 m 之间, 上、下渐新统界线附近 (约 30~27.5 Ma), 放射虫、硅藻和海绵骨针丰度突然迅速增加, 并且沉积物孔隙水中的 H_4SiO_4 也明显增加. 这些变化反映南海在约 30~27.5 Ma 间有较高的蛋白石沉积. 几乎与此同时 (约 30~28 Ma), 赤道中太平洋也出现生物硅质沉积物的高值^[9]. 与大西洋 ODP929 孔蛋白石沉积^[10] 的对比表明, 太平洋与大西洋低纬区的蛋白石沉积呈互补性关系. 早、晚渐新统界线附近生物硅质沉积在大西洋减少、在太平洋增高可能是由于北大西洋深层水的形成和加强, 使两大洋盆之间底层水分馏作用增强所致. ODP1148 孔沉积物的 X 衍射分析和扫描电子显微镜的观察发现, 井深 475~600 m 之间大部分放射虫、硅藻和海绵骨针遭受了不同程度的溶解和再沉淀作用的改造, 已经由蛋白石-A 转变成蛋白石-CT.

致谢 感谢 ODP 提供这次研究的样品. 汪品先院士和何起祥教授多次审阅全文并提出修改意见, 周福根教授给予指导和建议以及黄维博士的帮助, 均表谢意.

参 考 文 献

- 1 Lisitzin A P. Sedimentation in the World Ocean. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 17. Tulsa: Oklahoma, USA, 1972. 149~162
- 2 Calvert S E. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In: Hsü K J, Jenkyns H C eds. Pelagic Sediments: On land and under the Sea. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. Blackwell: Scientific Publications, 1974. 1: 273~299
- 3 Baldauf J G, Barron J A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns——Eocene through Quaternary: Paleooceanographic response to Polar cooling. In: Bleid U, Thiede J, eds. Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Kluwer Academic Publishers, 1990. 575~607
- 4 Barron J A, Baldauf J G. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments. In: Berger W H, Smetacek V S, Wefer G eds. Productivity of the Ocean: Present and Past. New York: John Wiley & Sons Limited, 1989. 341~354
- 5 Brewster N A. Cenozoic biogenic silica sedimentation in the Antarctic Ocean. Geological Society of America Bulletin, 1980, 91: 337~347
- 6 陈木宏, 黄良民, 涂 霞, 等. 南海放射虫与初级生产力的古海洋学转换关系. 科学通报, 1999, 44 (3): 327~333
- 7 黄 维, 汪品先. 末次冰期以来南海深水区的沉积速率. 中国科学, D 辑, 1998, 28(1): 13~17
- 8 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. Proc ODP Init Repts, V184, College Station TX, Ocean Drilling Program, 2000, 1~77
- 9 Abelmann A, Brathauer U, Gersode R. Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea-surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic Sector). Paleooceanography, 1999, 14 (3): 410~421

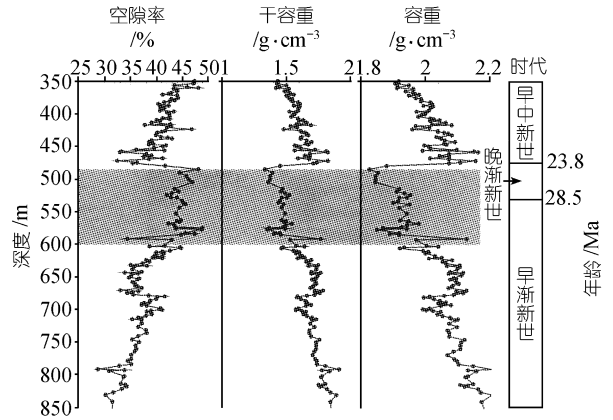


图 5 南海北部 ODP1148 孔渐新世一早中新世沉积物孔隙率、容重和干容重的变化

图中阴影示蛋白石-CT, 即放射虫、硅藻和海面骨针富集带

- 10 De Lange G J. High-resolution silica pore-water properties in sediments of the Madeira Abyssal Plain, eastern North Atlantic. In: Weaver P P E, Schmincke H U, Firth J V, et al eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V157, 1998, 609~612
- 11 Leinen M. Biogenic silica accumulation in the central equatorial Pacific and its implications for Cenozoic paleoceanography: Summary. Geological Society of America Bulletin, 1979, 90: 801~803
- 12 Mikkelsen N, Barron J A. Early Oligocene diatoms on the Ceara Rise and the Cenozoic evolution of biogenic silica accumulation in the low-latitude Atlantic. In: Shackleton N J, Curry W B, Richter C, eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V 154, 1997, 483~490
- 13 Flörke O, Jones J, Segnit E. Opal-CT crystals, Neues Jahrb. Mineralogie Monatsh, 1975, 8: 369~377
- 14 Thein J, von Rad U. Silica diagenesis in continental rise and slope sediments off Eastern North America (Site 603 and 605, Leg 93; Site 612, Leg 95). In: Poag C W, Watts A B, et al eds. Init Repts DSDP, V 95, Washington: U. S. Govt Printing Office, 1987. 501~525
- 15 Lancelot Y. Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In: Winterer E L, Ewing J I, et al. Init Repts DSDP, V17. Washington: U. S. Govt Printing Office, 1973. 377~405
- 16 Zemmels I, Cook H. X-ray mineralogy of sediments from the central Pacific Ocean. In: Winterer E L, Ewing J I, et al, Init Repts DSDP, V17. Washington: U. S. Govt Printing Office, 1973. 517~559
- 17 Nobes D C, Murry R W, Kuramoto S, et al. Impact of silica diagenesis on physical properties variations. In: Pisciotto K A, Ingle J C Jr, von Breymann M T, et al eds. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V127/128, 1992, 3~31
- 18 Williams L, Parks G, Crerar D. Silica diagenesis, I. Solubility controls. Journal of Sedimentary Petrology, 1985, 55 (3): 301~311
- 19 Williams L, Crerar D. Silica diagenesis, II. General mechanism. Journal of Sedimentary Petrology, 1985, 55 (3): 313~321
- 20 Nobes D C, Langseth M, Kuramoto S, et al. Comparison and correlation of physical-property results from Japan Sea Basin and Rise Sites, Legs 127 and 128. In: Pisciotto K A, Ingle J C Jr, von Breymann M T, et al eds. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V127/128, 1992, 1275~1296
- 21 Nobes D C, Murry R W, Kuramoto S, et al. Impact of silica diagenesis on physical properties variations. In: Pisciotto K A, Ingle J C Jr, von Breymann M T, et al eds. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V127/128, 1992, 3 ~ 31