

摘要

中更新世时地外物体撞击在东亚地区, 其撞击所产生的玻陨石和微玻陨石广泛散布在东亚陆地和邻近的海洋, 展布区域约为地球表面积的1/10, 统称为澳-亚散布区。中国南海距离撞击源区不远, 较好地记录了此次撞击事件。

ODP1146B 孔位于南海北部, 北纬 19°27'N, 东经 117°16'E, 水深 2091.7 米。本次工作对 1146B 孔 110.80~122.35 m 段高质量的连续沉积物, 取样 128 个。其中在含微玻陨石的 115.7~116.10 m 约 40 cm 厚的层段中每 1 cm 取样, 样品的时间分辨率 119 年。统计微玻陨石, 对浮游有孔虫做氧碳同位素分析来估算撞击事件的年龄, 并对撞击事件对浮游有孔虫种群和环境的影响做以评价。

1146B 孔中微玻陨石见于 115.79~115.95 m, 其中 115.86~115.93 m 为微玻陨石的富集层位; 微玻陨石的丰度高峰在 115.90 m 处, 达 4667 粒/cm³。依据古地磁、氧同位素和生物等地层事件的年代资料, 1146B 孔微玻陨石年龄分别计算为 792.6、789.6 和 787.5 ka, 其中古地磁测试的样品时间分辨率最高, 所计算出的微玻陨石的年龄 792.6 ka 最为可靠。

浮游有孔虫氧碳稳定同位素分析和种群定量分析表明, 撞击后在第一个样品, 即 120 年内表层海水温度上升 2.3~3.3 °C, $\delta^{18}\text{O}$ 减轻 0.76‰, 暖水种丰度增加, 冷水种减少, 同时温跃层加深, 碳酸钙溶解作用减弱。把撞击后 120 年时期的变化与撞击前相比较, 并不显得十分突出, 而且不存在浮游有孔虫种属的绝灭和新生, 表明撞击事件对海洋表层环境未产生具重大意义和灾难性的影响。

1144 站孢粉分析结果显示, 撞击后植被木本下降, 草本上升, 约 50 年恢复到撞击之前的水平, 未见森林大火的记录。

从较长时间尺度分析, 撞击事件位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间, 晚于 MIS 20.2 最冷时期约 7 ka, 早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka, 因此, 撞击事件与气候冰期或间冰期的发生没有直接关系; 撞击事件的发生早于 B/M 界线磁场倒转 12.6 ka, 两者不存在因果上的相关性。

关键字: 撞击事件, 微玻陨石, 中更新世, 浮游有孔虫, 稳定同位素, 温度, 环境变化, 中国南海

ABSTRACT

In the Mid-Pleistocene an extraterrestrial body impacted on southeast Asian and produced a large amount of tektites, microtektites and ejecta, which are found distributed over an area more than 10% of the Earth's surface, including southeastern China, Indochina, Philippines, Indonesia and Australia and their surrounding seas. The distributing area of tektites and microtektites was commonly called as Australian strewnfield. The impact event should be recorded in the deep-sea sediments of the South China Sea as it locates near the impact source.

Total 128 sediment samples were collected for microtektite and foraminifer analyses from a 11.55 m-thick section between 110.80 and 122.35 mcd at ODP Site 1146 HoleB (19°27'N, 117°16'E, water depth 2091.7 m), northern slope of the South China Sea. Of them sediment samples were taken by 1-cm interval from a 40 cm-thick section between 115.7 to 116.10 m, and the time resolution estimated is 119 year. Microtektite, planktonic foraminifera and stable isotope analyses were performed in order to fix the precise position in the section with high sedimentation rate, to estimate the age of the impact, and to evaluate the effect of the impact on microplanktonic communication and environment.

The microtektites were found between 115.79~115.95 m and their concentration layer between 115.87~115.93 m. The abundance peak at depth 115.90 m with the maximum number 4667 microtektites/cm³. Based on the age data of paleomagnetic, oxygen isotopic and biostratigraphic events, the age of the microtektite layer which is located at 115.90 m was estimated as 792.6, 789.6 and 787.5 ka, individually. Of them the dating of the impact event at 792.6 ka is likely more precise and reliable by using magnetostratigraphical method with higher time resolution.

The results from the stable isotope and planktonic foraminifera analyses show a increase of sea surface temperature by 2.3~3.3°C during the 120 years after the impact, indicated by a increase in abundances of warm-water species, and the decreases in abundance of cool-water species and in $\delta^{18}\text{O}$ value by 0.76‰ as well as the deepen of the thermocline depth. However, planktonic foraminifera extinction or

Abstract

origination, and major shift in sea-water stable isotope and foraminiferal communication have not be observed in this study, probably indicating the Mid-Pleistocene impact had no catastrophic effect on the marine environmental conditions.

The pollen records from Site1144 Hole A suggest that the abundance of herbs increased and trees decreased during about 50 years after the impact. No significant forest fire was observed after the impact.

Our research also indicates that the microtektite deposition was 12.6 ka prior to the magnetic reversal at the B/M boundary and ~ 7 ka to the MIS 20.2, but ~5 ka later than the MIS 19.1, suggesting no causal relationship between the mid-Pleistocene impact event and the magnetic reversal at the B/M boundary and the formation of the global glaciation and interglaciation.

Key words: impact event, microtektite, Mid-Pleistocene, planktonic foraminifera, stable isotope, temperature, environmental changes, South China Sea

学位论文版权使用授权书

本人完全了解同济大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，同意如下各项内容：按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版；学校有权保留学位论文的印刷本和电子版，并采用影印、缩印、扫描、数字化或其它手段保存论文；学校有权提供目录检索以及提供本学位论文全文或者部分的阅览服务；学校有权按有关规定向国家有关部门或者机构送交论文的复印件和电子版；在不以赢利为目的的前提下，学校可以适当复制论文的部分或全部内容用于学术活动。

学位论文作者签名：李霞
2005年3月16日

经指导教师同意，本学位论文属于保密，在 一 年解密后适用本授权书。

指导教师签名：魏东

2005年3月16日

学位论文作者签名：李霞

2005年3月16日

同济大学学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师指导下，进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人创作的、已公开发表或者没有公开发表的作品的内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本学位论文原创性声明的法律责任由本人承担。

签名：李霞

2005年3月16日

第 1 章 前言

中更新世距今约 0.8 Ma (赵泉鸿等, 1999; 王吉良等, 2000; Hou 等, 2000; Lee 和 Wei, 2000) 地外物体撞击在现今的柬埔寨地区(Glass 和 Pizzuto, 1994), 其所产生的玻(璃)陨石和微玻(璃)陨石散落在中国、东南亚和澳大利亚的陆地及其两侧的海洋, 面积约占地球表面的 1/10, 称之为澳亚撒布区 (Cassidy 等, 1969; 欧阳自远等, 1997), 这是地史上一系列重大撞击事件中最新的一次。我国东南部广东和海南等地发现的“雷公墨”就是这次撞击事件的产物(袁文印, 1981; 李昌年, 1984; 欧阳自远等, 1997)。

近些年来, 陆续在南海深海区钻孔中也发现了微玻陨石(赵泉鸿等, 1999, 2004; Jian 等, 2000; 王吉良等, 2000; Lee 和 Wei, 2000; 王汝建等, 2000; 黄宝琦, 2002; 李保华和翦知潜, 2001; 李建如等, 2002; 韦刚健等, 2002; Glass, 2003; 李霞等, 2004)。近几十年来, 已有不少研究成果, 探讨了这次撞击的地外物体性质及大小、撞击的年代、地点、撞击坑大小、和玻璃陨石的物理、化学性质等。相比之下, 涉及撞击事件对环境影响方面的研究较少, 其原因主要与缺乏高沉积速率样品有关。1999 年 ODP184 航次在南海深海区取得了高质量的沉积物样品 (Wang 等, 2000), 在 1143, 1144 和 1146 等站位发现了撞击事件的纪录(李保华和翦知潜, 2001; 李建如等, 2002; 韦刚健等, 2002; 黄宝琦, 2002; 赵泉鸿等, 2004; 李霞等, 2004), 为研究撞击事件对环境造成的后果提供了高分辨率材料。本次研究将对 1146 站微玻陨石层及其上、下沉积物进行了密集采样, 统计微玻陨石的丰度, 根据浮游有孔虫和稳定同位素方面的研究结果换算海水古温度, 参照古地磁和氧同位素年代曲线, 计算出中更新世撞击事件精确的年龄, 消除晚更新世以来气候变冷的背景以及中更新世一系列环境事件对气候变化影响的效应, 区分出撞击事件对环境的影响程度; 分析撞击同 B/M 界限处的古地磁倒转事件之间的联系, 综合评述中更新世撞击事件对晚第四纪气候变化的影响层次。

中更新世(0.9~0.7 MaBP)是新生代以来地球气候变化最重要的转型期, 全球气候的主导周期从早更新世的 41 ka 转变为此后的 100 ka 周期。与此气候转型相对应, 全球冰量在这一时期增加了约 15%, 这一事件被称之为“中更新世革

命”(Mid-Pleistocene Revolution, MPR) (Ruddiman, 1989; Berger, 1994)。但全球冰量在 0.9 MaBP 时的增加没有立即导致气候的转型, 气候转型最终完成在 0.6~0.7 MaBP 时期, 亦即 100 ka 周期的主导地位始于 0.70 MaBP 左右, 此后气候变化幅度最大, 冰封北冰洋 (Gilbert 和 Clark, 1983), 氧同位素变化明显, 冰期间冰期频繁更迭。中更新世撞击事件是否与气候转型相关, 也是本次研究的一个内容。

本次工作主要通过对 1146 站微玻璃陨石层上下浮游有孔虫化石群进行分析, 对比该事件前后 1144 站和其它大洋记录的浮游有孔虫种群的变化; 并对撞击事件后南海北部表层海水温度、温跃层深度变化以及孢粉等记录进行分析, 来讨论中更新世撞击事件对海洋环境的具体影响程度; 阐明撞击事件导致气候变化渐进过程, 中更新世撞击事件和其它环境异常事件之间的关系; 为以后的相关研究提供借鉴。

第2章 材料与方法

2.1 研究材料

本次研究的材料主要来源于 ODP1146B 孔,其次是 1144A 孔(图 1)。1146 孔位于南海北部东沙群岛附近陆坡 (19°27'N, 117°16'E, 水深 2091.7 m), 柱长 245.1 m, 岩性为灰色富含有孔虫的钙质超微化石软泥(Wang 等, 2000)。对该孔第 12H-1W 至 13H-2W 段井深 110.8~122.35 mcd (合成深度, 以下简称 m) 的地层取样, 共采取 128 个沉积物样品, 其中在含微玻璃陨石的 115.7~116.10 m 约 40 cm 厚的层位中每 1 cm 取一个样, 上部层段每 2 cm 取样。稍远每 15 cm 取一个样, 详见表 1。

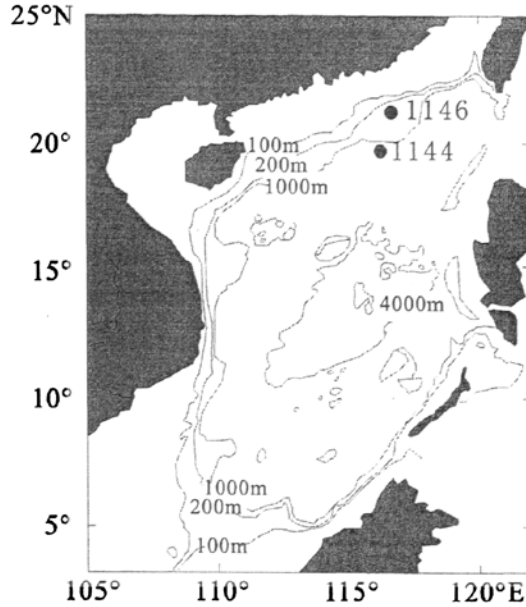


图 1 ODP1146、1144 站位图

表 1 1146B 孔采样数据及样品分析

采样深度 (m)	采样间距 (cm)	时间分辨率 (a)	样品总数 (个)	样品分析
110.80~115.30	15	1785	37	浮游有孔虫及其氧、碳同位素
115.30~115.70	2	238	20	浮游有孔虫及其氧、碳同位素
115.70~116.10	1	119	40	浮游有孔虫及其氧、碳同位素, 微玻璃陨石统计
116.10~122.35	15	1785	31	浮游有孔虫及其氧、碳同位素

1144A 孔位于 1146B 孔之东北向的陆坡 (20°3.18'N, 117°25.14'E, 水深 2037 m), 对所收集到的微玻璃陨石进行电镜扫描和微玻璃陨石成分分析, 并对含微

玻陨石的地层 (386.0~386.4 m) 采取 18 个沉积样品进行孢粉分析, 由山东胜利油田研究院徐金鲤老师完成, 详见表 2。

表 2 1144A 孔采样数据及样品分析

采样深度 (m)	采样间距 (cm)	时间分辨率 (ka)	样品总数 (个)	样品分析
385.79~386.10	2~6	41.6~124.8	3	孢粉分析
386.10~386.26	1	20.8	13	微玻陨石成分分析、孢粉分析
386.26~386.40	2~6	41.6~124.8	2	孢粉分析

2.2 研究方法

2.2.1 样品处理

取所研究的样品 10 ml 置于小塘瓷碗中, 称量其湿重。然后在不高于 60 °C 的烘干箱中烘干, 称量其干重。之后在室温下, 不加任何化学分散剂, 在自来水中浸泡 1-2 天至完全散开, 用 250 目的铜筛 (孔径为 63 μm) 将样品中的泥质成分冲洗干净。冲后的样品置于小塘瓷碗中, 在小于 60 °C 的烘箱中烘干, 称取这部分较粗物质样品的重量, 然后将其采集于样品袋中, 留待进一步分析。

1) 浮游有孔虫的鉴定与统计

将上述步骤之制备样品以 100 目的铜筛 (孔径为 154 μm) 干筛粗组分, 将较粗组分 (粒径大于 154 μm) 收置于玻璃板上。以对角线四分法将其对分若干次, 直至其中所含浮游有孔虫壳体枚数不少于 250 枚左右后, 将该部分样品在板上一线排开, 挑尽其中的浮游有孔虫完整壳体, 同时统计浮游有孔虫的碎壳数目 (详细统计数据参见附表 2)。

然后依据浮游有孔虫的分类鉴定标准 Bé (1977), Saito 等 (1981), Thompson (1981) 和 Hemleben 等 (1988), Kennett 和 Srinivasan (1983) 等的属种描述, 对挑出的 12 属 22 种进行了统计和鉴定 (附表 1, 2)。鉴定中对浮游有孔虫同一种的不同生态类型分别进行统计, 如 *Globorotalia truncatulinoides* 和 *Neogloboquadrina pachyderma* 的左旋壳与右旋壳 (分别记为 *G. truncatulinoides* L, *G. truncatulinoides* R 和 *N. pachyderma* L, *N. pachyderma* R) 粉红色与白色的

Globigerinoides ruber, 袋型与无袋型的*Globigerinoides sacculifer* (分别记为*G. sacculifer wo*和*G. sacculifer w*)。

在对浮游有孔虫动物群统计鉴定的基础上, 对数据进行了加工: 根据微体化石古生物鉴定统计的数据, 计算了浮游有孔虫绝对丰度值及各属种的相对百分含量等; 利用 Le 等(1992) 及 Berger(1979) 所总结的方法分别计算出各样品浮游有孔虫的碎壳率:

$$\text{碎壳率} = (\text{碎壳率}/8) / (\text{碎壳率}/8 + \text{完整壳数})$$

2) 微玻璃陨石的统计和地球化学成分测试

沉积物样品用 63 μm 孔径的筛子冲洗; 冲洗的样品经烘干后, 用 125 μm 、250 μm 筛子分别筛选, 对不同粒径的粗组分分别进行微玻璃陨石丰度统计 (详细统计数据参见附表 3)。用双筒体视显微镜和扫描电子显微镜 (SEM) 对微玻璃陨石进行形态观察、颜色、大小和数量的定量统计。应用实验室电镜对典型的微玻璃陨石进行能谱分析, 测定其化学成分。

3) 其它撞击溅射物的观察

与微玻璃陨石共同产出的还有撞击石英类和岩屑, 对它们进行数量统计, 采取样品进行磨片和镜下观察。

4) 氧、碳稳定同位素的测定

根据本次工作的需要, 我们选取 110.80~122.35 m 段 47 个样品, 从中挑取壳径 0.3 mm 左右的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber*, 在同济大学海洋地质国家重点实验室用 Finnigan/MAT252 型质谱仪进行氧、碳稳定同位素测定 (附表 4)。

进行同位素分析的样品的处理、测试过程为: 样品在 < 60 $^{\circ}\text{C}$ 的温度状态下烘干后, 挑取新鲜未污染的个体若干; 加无水酒精 (浓度为 $\geq 99.7\%$)、在振荡频率为 40 KHz 的超声波清洗器 (Branso200) 中清洗 3 次, 根据化石状况每次处理约 5-10 秒钟, 倒去浊液后, 将样品置于约 60 $^{\circ}\text{C}$ 的烘箱中烘烤 5 小时; 尔后放入碳酸盐制备装置 (Kiel III) 的样品瓶中, 在 70 $^{\circ}\text{C}$ 温度下经磷酸溶解后放出 CO_2 , 在稳定同位素质谱仪 (MAT 252) 上分析其中的氧、碳同位素比值 ($\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$)。分析精度是用中国国家标准标样 GBW 04405 检测的; 2000 年分析检测的标准偏差: $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.04 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 0.07 ‰。与国际 PDB 尺度的衔接是通过国际标样 NBS19 和 NBS18 进行的。

2.2.2 古环境定量研究方法

1) 利用 Thompson(1981)为西北太平洋建立的海表古温度转换函数 PF-12E, 基于上述步骤计算得出的浮游有孔虫百分含量, 计算南海北部的表层海水古温度(SST)。

2) 运用氧、碳稳定同位素方法对南海浮游有孔虫微体化石开展同位素比 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分析, 求得微玻璃陨石层上下 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化; 结合古地磁年龄数据, 确定氧同位素分期, 进而估算微玻璃陨石的详细年龄。

3) 对中更新世的浮游有孔虫组合以及浮游有孔虫混合层、温跃层组合进行划分, 运用 Thompson (1981) 转换函数和 Andreason 等 (1997) 转换函数分别定量估算了中更新世的南海表层海水古温度(附表 5) 和温跃层深度(附表 6), 以观察这两个古海洋学指标的整体变化趋势, 供讨论温度变化参考之用。

4) 从 1144 站含有微玻璃陨石的地层中的孢粉记录来讨论撞击事件对陆地植被和气候的影响。

第3章 微玻璃陨石的特征与分布

中更新世撞击产生的玻（璃）陨石和微玻（璃）陨石散落于澳大利亚、印度尼西亚、东南亚及其两侧的印度洋和太平洋等广大地区，是新生代分布面积最广的（微）玻璃陨石 (Glass, 1967; Taylor, 1973) (图 3)。但是至今对撞击物体的性质、大小、撞击地点和撞击坑大小等尚不清楚 (欧阳自远等, 1997)。下面根据文献资料, 结合本文 ODP1144 和 1146 孔微玻璃陨石的 analysis 数据, 对（微）玻璃陨石的形成、物理和化学特征、源岩和撞击坑等加以综述。

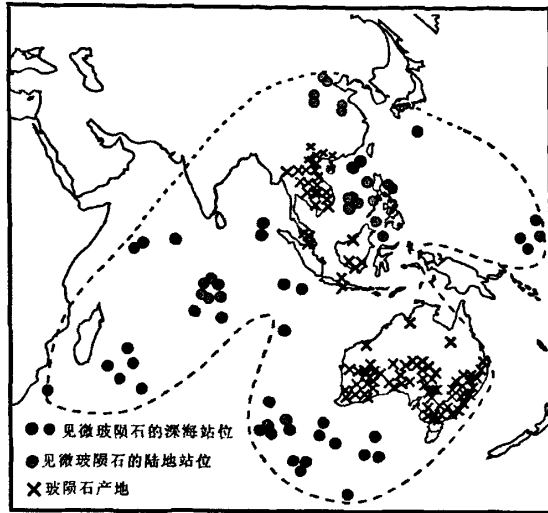


图 2 中更新世澳-亚玻陨石和微玻璃陨石散布区

(据 Glass,1997,增加南海和中国陆地资料)

3.1 （微）玻璃陨石的形成和一般特征

玻璃陨石在很多特征与火山玻璃相似, 早期命名为黑曜岩。1900 年 F.E.Suess 据其熔融的特征, 由希腊语“τηκτοξ” (意谓“熔融”) 将之转译为英语 “Tektite”, 并一直沿用至今。本世纪初, 由于这种天然玻璃被认为是地外成因的, 也曾被称为 “Glassy Meteorite”, 此即 “玻璃陨石” 名称之源 (欧阳自远, 1988)。玻璃陨石在许多特征上不同于火山玻璃, 其中最主要的有:

- 1) 几乎不含水;
- 2) 几乎不含三价铁 (Fe^{3+}), 所有的 Fe 均以 Fe^{2+} 形式存在;
- 3) 特殊的表面构造, 空气动力烧蚀表面; 凿空、沟槽、气孔、凹坑等普遍发育, 气泡为圆形 (火山玻璃气泡一般为长形)。

目前大量的有关(微)玻璃陨石化学和物理特性及其它与陆地沉积物的化学成分、微量元素丰度模式、矿物包裹体、宇宙成因核素和同位素组成相似性的研究成果,趋向于认为:(微)玻璃陨石是地外物体撞击地球时陆壳靶岩物质产生高温熔融、溅射、冷却而形成,其成因机制类似于核爆炸玻璃的形成机制,是远离非线性热力学平衡、混沌状态下形成的淬火玻璃(King, 1977; Glass, 1984; Koeberl, 1986; Glass等, 1986; 欧阳自远等, 1997)。

中更新世的玻璃陨石根据其形状大小可分为玻(璃)陨石(>1mm)和微玻(璃)陨石(<1mm),其中微玻璃陨石主要见于深海钻孔中。陆地上的玻陨石根据形态大致分为:层状(Muong Nong type)、溅射形(splash-form type)和气动形(aerodynamically shaped)三种玻陨石(Koeberl, 1992)。层状玻陨石主要发现在东南亚地区,外形为不规则的块状,由暗色和浅色互层状;含有较多的气泡,气泡中常见椭圆形状;有时含源岩的残留物(如石英、锆石等)。通常认为层状玻陨石产于较接近撞击坑的地区(Koeberl, 1992)。深海钻孔中微玻璃陨石主要是溅射形(圆球形、圆盘形、翼形、哑铃形和长的水滴形等)。

微玻璃陨石折射率为1.56~1.57,比重2.37~2.55,均比玻璃陨石高,这主要是因为其化学成分的不同所致。少数微玻璃陨石球粒甚至含有礁石英包裹体和其它异离体(Chao, 1963; O'Keefe, 1976; 欧阳自远, 1988),本次工作未发现1146B孔微玻璃陨石有这样的特殊特征。

目前有关中更新世撞击事件中地外物体是陨星还是慧星不十分清楚。林文祝和欧阳自远(1991)及欧阳自远等(1997)认为,小行星撞击抛射的物质出射角度大(>60°),不利于产生的玻陨石的大面积分布;这种撞击应产生明显的撞击坑。这些都不能解释中更新世澳-亚玻陨石的大面积分布及至今尚未找到撞击坑。因而,他们推认为慧星撞击方式能较好解决这一问题。

3.2 地理和地层分布

3.2.1 地理分布

迄今为止,有关澳-亚玻陨石群的分布区域已经做了大量的研究。玻陨石主

要分布在陆地，微玻璃陨石的展布区域包括了陆地和海洋，所以主要是通过微玻璃陨石的展布区域来界定澳-亚撒布区的边界。1967年，微玻璃陨石首次发现于印度洋深海岩芯中（Glass, 1967）。此后，陆地研究和深海钻探不断发现微玻璃陨石，使微玻璃陨石的分布范围不断扩展，在东南亚和澳大利亚的陆地及其两侧的海洋均有发现微玻璃陨石的报道，面积约占了地球的1/10（Cassidy等, 1969；袁文印, 1981；欧阳自远等, 1997；Glass等, 1997）。

在中国古代就有玻璃陨石的记载，最早唐朝刘恂一首诗中有记载“雷州骤雨后，人于野中得黧石，谓之雷公墨”。现代研究发现中国海南岛、广东和广西等地所见的“雷公墨”是隶属于澳-亚撒布区的玻陨石（袁文印, 1981；许汉卿, 1983；李昌年, 1984；张虎男等, 1991；黄志涛, 1995；欧阳自远等, 1997）。近几年微玻璃陨石在华北黄土（李春来等, 1992；徐和聆等, 1993）、华北和江苏平原第四系地层中均有报道（李增慧等, 1991；王安德等, 1995；刘顺生, 1995）。海洋中微玻璃陨石在印度洋、赤道西太平洋和菲律宾海、苏禄海、苏拉威西海总共50多个深海钻孔里被发现（Glass等, 1979；彭汉昌等, 1983；Burn, 1990；Smit等, 1991；Schneider等, 1992；Glass和Wu, 1993；Glass等, 1994；Zhao, 1999；Wang J, 2000；Wang P, 2000；Lee和Wei, 2000）。

自上世纪90年代起，德国“太阳号”、法国“Marion Dufresne”和大洋钻探计划（ODP）的“Joides. 决心号”等考察船相应在南海执行中-德合作、国际古海洋全球变迁研究（IMAGES）和大洋钻探计划等研究项目，取得一大批高质量的深海沉积样品（Wang等, 1993；Lee和Wei, 2000；Wang等, 2000），在其中的一些站位，如17957、17959、MD972142、MD972143和ODP772、1143、1144、1146等钻孔岩芯的样品中发现大量的微玻璃陨石（赵泉鸿, 1999；王吉良等, 2000；Lee和Wei, 2000；王汝建等, 2000；Jian等, 2000；李保华和翦知潜, 2001；韦刚健等, 2002；李建如等, 2002；Glass, 2003；李霞等, 2004；赵泉鸿, 2004）。这些发现，不仅为微玻璃陨石的分布增加了新的站位，更重要的是这些站位具很高的沉积速率，可以为进一步研究中更新世撞击事件对环境的影响提供了难得的高分辨率材料。

根据前人资料和我们南海的新资料，澳-亚撒布区深海中的微玻璃陨石在 $>125\mu\text{m}$ 的粒级中，其丰度（粒/ cm^2 ）、大小和破碎率等都是在南海地区最高，向外逐步降低，表明南海更接近撞击的源坑，下面将更详细的阐述。

3.2.2 地层分布

南海 ODP 1144 和 1146 两站中微玻璃陨石高值峰分别见于孔深 368.2 和 115.9 m 处，是澳-亚撒布区深海钻孔中微玻璃陨石分布最深的站位，即 1144 和 1146 站具最高的沉积速率，更能反映出微玻璃陨石地层分布的细节。

1146B 孔中微玻璃陨石见于 115.79~115.95 m 层段的 17 块样品中，在 $>250 \mu\text{m}$ 粒级) 共计挑得完整的微玻璃陨石 1006 枚、碎片 3190 个、蜂窝状的 372 个。在 $125\sim250 \mu\text{m}$ 粒级中共计挑得完整的微玻璃陨石 515 枚、碎片 414 个、蜂窝状的 2799 个。在 $>125 \mu\text{m}$ 所有粒级中总共获得 7923 粒(包括完整颗粒、碎片和蜂窝状微玻璃陨石); 平均丰度(微玻璃陨石层中每 cm^3 沉积物中所含微玻璃陨石的个数)为 $95 \text{粒}/\text{cm}^3$ ， $127 \text{碎片}/\text{cm}^3$ 、蜂窝状的 $406 \text{粒}/\text{cm}^3$ 。其中(粒径 $>125 \mu\text{m}$) 大于 $300 \text{粒}/\text{cm}^3$ 和 $400 \text{碎片}/\text{cm}^3$ 的 7 个高含量值集中发生在孔深 115.86~115.93 m 的 7cm 厚的地层中，其中在孔深 115.90 m 处完整颗粒、碎片、蜂窝状的丰度都达其顶峰，分别为 1022 、 2274 、 $1371 \text{粒}/\text{cm}^3$ (附表 1，图 3)。

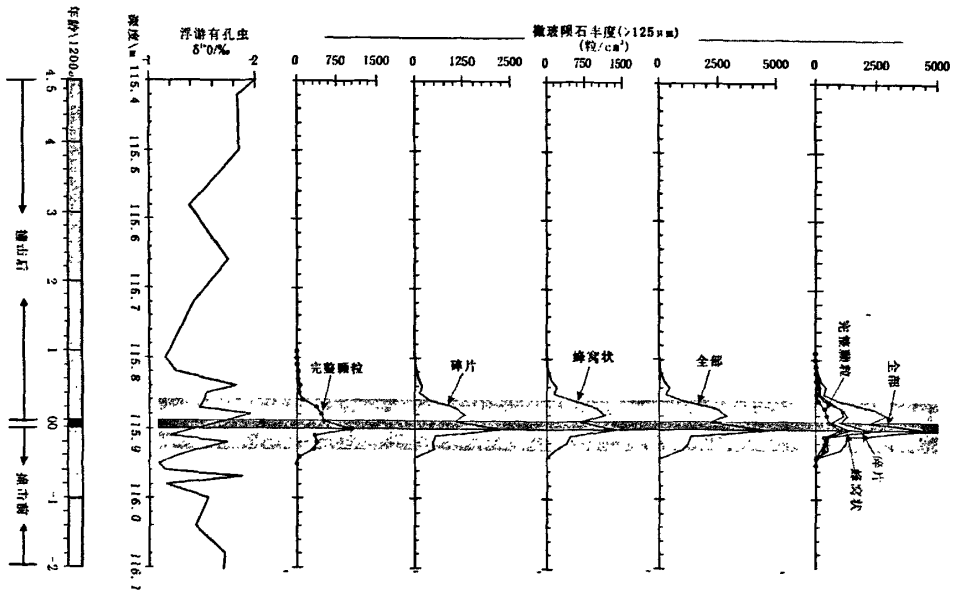


图 3 1146B 孔微玻璃陨石层位分布。浅色的阴影区示微玻璃陨石丰度高值层位，

其中黑色细条示缺失浮游有孔虫的层位

3.3 微玻璃陨石物理化学特征

3.3.1 微玻璃陨石物理特征

本次工作在双筒体视显微镜下对 1146B 孔大于 125 μm 粒级中的微玻璃陨石丰度、形态、颜色、大小类别分别进行了统计，并在电子扫描电镜下观察其表面结构形态，分别做以下描述：

1) 丰度：在 115.90 m 处大于 125 μm 粒级不同形状微玻璃陨石的丰度达到最高，蜂窝状的微玻璃陨石丰度为 1371 颗/ cm^3 ，球形微玻璃陨石的达到 446 颗/ cm^3 ，圆盘形的和水滴形的次之，分别为 175、153 颗/ cm^3 ，其它形状的微玻璃陨石椭圆形、翼形、哑铃型丰度的分别为 60、48、20 颗/ cm^3 。由 115.90 m 处微玻璃陨石丰度顶峰，向上和向下地层中，不同形状微玻璃陨石的丰度逐渐减少，但在 115.86~115.93 m 地层中，各种不同形状的微玻璃陨石除哑铃形的外，丰度值基本都在 20 粒/ cm^3 以上，一般把这段地层当作微玻璃陨石富集层，在这个层位以外的微玻璃陨石层中微玻璃陨石丰度锐减直至为零（见附表 3）。

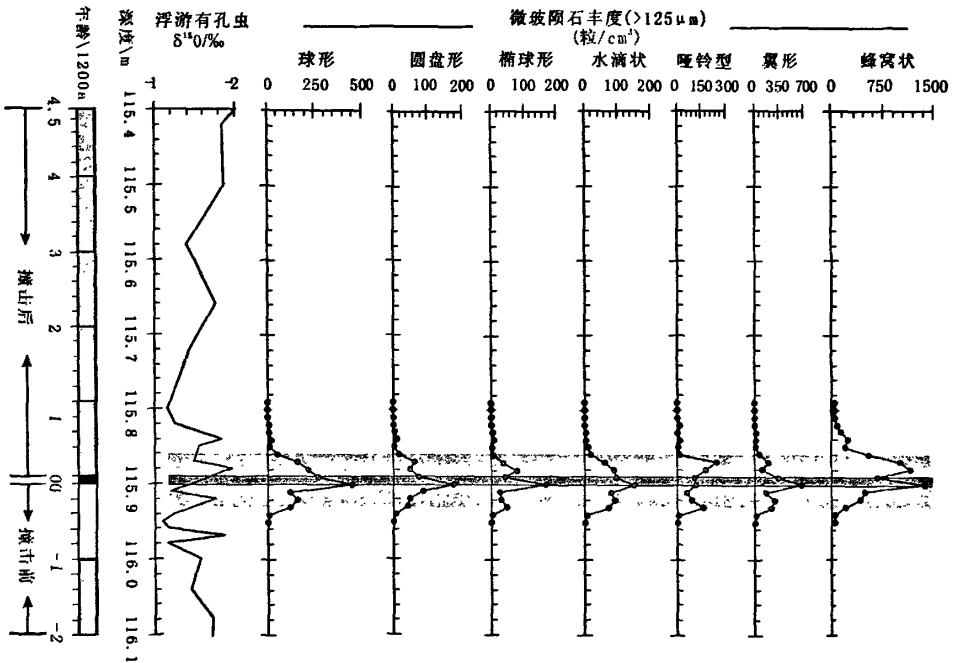


图4 1146B 孔不同形状微玻璃陨石百分含量。浅色的阴影区示微玻璃陨石丰度高值层位，其中黑色细条示缺失浮游有孔虫的层位

2) 形态: 在全体微玻璃陨石中(蜂窝状除外), 完整的微玻璃陨石约占 31%, 破碎的约 48%, 熔渣式的约 21%。完整微玻璃陨石形态多样, 但以圆球形最为常见, (图 5a、b), 其百分比占微玻璃陨石总数(碎片除外)的 39%, 一般认为, 球状系溅射的富 SiO₂ 物质在高空失重状态下快速冷凝所致, 而不规则状为低空重力作用下快速冷凝的结果。水滴状的微玻璃陨石其次, 为 21%。其余依次为圆盘形(图 5d) (17%), 椭球形(图 5e) (13%)和翼形(7%)。偶见哑铃型(3%) (图 5f、g), 和其它一些异型颗粒。

本次工作发现 1146 B 孔 115.79~115.95m 段微玻璃陨石层中有呈蜂窝状不规则的熔渣式物质(图 5h)。表 3 示微玻璃陨石蜂窝状和普通型的微玻璃陨石主元素组成, 对二者的主要化学成分作以比较, 可以看出, 蜂窝状的和普通型的 SiO₂ 的含量分别为 74.6、67.01%, Al₂O₃ 的含量分别为 13.66、19.04%, 相差不大, 而蜂窝状微玻璃陨石其它主元素的百分含量变化也在微玻璃陨石正常的范围内, 另外从其地层年代、结构构造、形态特征等相关研究综合来看, 表明了其归属于澳-亚撒布区的微玻璃陨石。以前 Glass(1996)曾经报道过在中印度洋发现烧熔型玻璃陨石, 位于南海北部陆坡的 1144 站也发现了这种特殊的微玻璃陨石, 以前在澳-亚玻璃陨石撒布区几乎没有此类的相关报道。为何这类微玻璃陨石只在中国南海出现, 有待于以后的研究去揭示其中原因。

表 3 1144 站位微玻璃陨石主元素组成 (%) (注: 元素值为平均值)

主元素 微玻璃陨石	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MgO
蜂窝状	74.6	13.66	2.15	2.34	1.2	0.6	2.15	2.95
普通型	67.01	19.04	2.4	2.4	2.17	0.87	2.77	3.35

3) 颜色: 透明或半透明玻璃。颜色以棕色为主, 约占微玻璃陨石总数的一半 (52%); 其次为浅棕-微棕色, 占总数的 41%。余下为少量无色透明 (3.7%), 深棕色 (2.4%) 和微黄绿色 (0.8%); 熔渣式的为浅灰白色。

4) 大小: 粒级 > 125 μm 的绝大多数微玻璃陨石直径小于 1 mm, 平均为 0.35 mm, 其中 80% 的微玻璃陨石小于 0.45 mm。个别球形微玻璃陨石的直径可达 1.2 mm, 长形颗粒的长度最大达 1.30 mm。熔渣式的为不规则形状, 平均粒度为 0.45 mm。

5) 表面构造与气孔: 表面构造与气孔: 多数微玻璃陨石表面光滑, 少数成

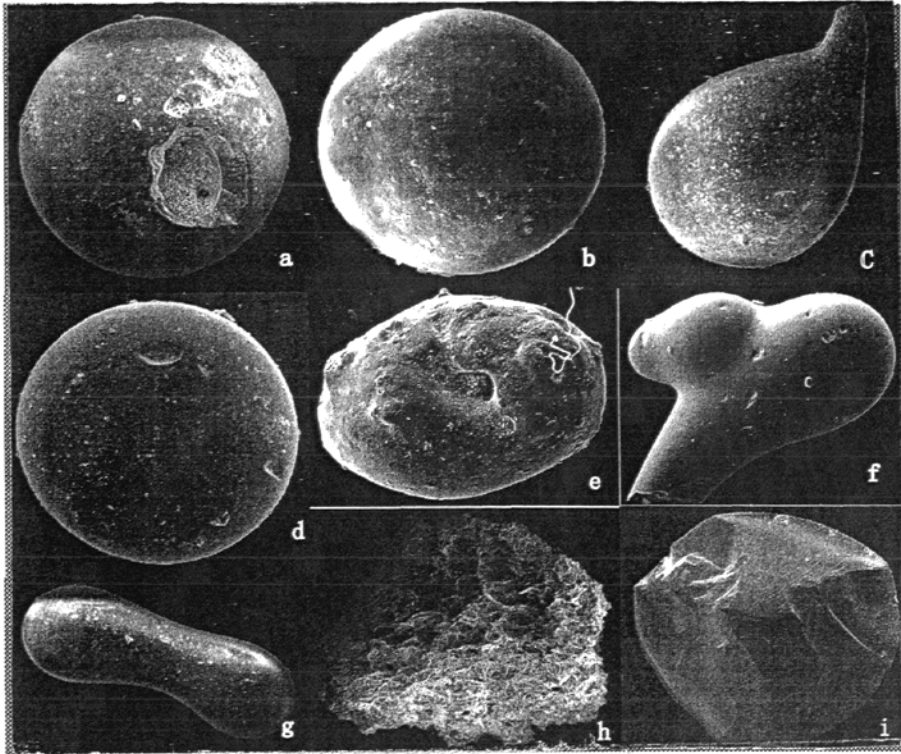


图 5 1146B 孔的微玻璃陨石扫描照片

毛玻璃状，有时见圆形或不规则的凹坑（图 5a、d），印痕（图 5e）；少见细线状流动构造（图 5e）和粘贴构造（图 5f）。碎片断面通常平整光滑，棱角锐利，有时见贝壳状断口（图 5i）。多数微玻璃陨石内部具有气泡构造（图 5e）；熔渣式微玻璃陨石结构在电子扫描电镜下呈蜂窝状（图 5h）。少见微玻璃陨石的表面呈熔融和波纹结构（图 5e、f）。

与澳-亚撒布区其它深海钻孔中微玻璃陨石做比较，南海微玻璃陨石在形态、大小、丰度和破碎率等方面都存在明显的差异。形态上，东北印度洋 ODP 758B 孔的微玻璃陨石球形者占 80% 以上，在 7% 的微玻璃陨石表面见有明显的流动构造 (Smit, 1991)；而在南海球形者仅占 44%，微玻璃陨石表面光滑，罕见流动构造。如表 4 和图 5、6 所示，南海微玻璃陨石丰度（粒径 $>125 \mu\text{m}$ ）最高，普遍在 $1000 \text{ 粒}/\text{cm}^3$ 以上，在 1144 孔丰度高达 $9843 \text{ 粒}/\text{cm}^3$ (Glass, 2003)。邻近海区的丰度也高，如东北印度洋的 ODP758B 孔丰度达 $3255 \text{ 粒}/\text{cm}^3$ ，苏禄海的 ODP796A

第3章 微玻陨石的特征与分布

表4 南海及其邻近海域钻孔中微玻陨石 (>125 μm) 丰度、破碎率、大小的比较

站位	位置	丰度 /cm ³	破碎率		最大直径 (球粒) /mm	材料
			%			
ODP1146	南海	19°27'N 117°16'E	4667	48	1.20	本次工作, 2004
17957	南海	10°53.9'N 115°18.3'E	2918		1.12	赵泉鸿, 1999; Glass,2003
ODP1144	南海	20°3.2'N 117°25.1'E	9843	75	1.12	Glass,2003; 赵泉鸿, 2004
17957-2	南海	10°53.9'N 115°18.3'E	2918	45	1.12	赵泉鸿, 1999; Glass,2003
MD972142	南海	12°41.3'N 119°27.9'E	3199	27		Lee 和 Wei,2000
MD972143	菲律宾海	15°52.3'N 124°39.0'E	1117	44		Lee 和 Wei,2000
ODP769A	苏禄海	8°47.14'N 121°13.1'E	3196	25	0.48	Schneider 等, 1992
ODP767B	苏拉威海	4°47.49'N 123°30.2'E	2980	33	0.31	Schneider 等, 1992
DSDP292	菲律宾海	15°49.2'N 124°39'E	448	30	0.34	Glass 和 Wu,1993
ODP758B	印度洋	5°23.0'N 90°21.7'E	3255	41	0.60	Smit 等, 1991
RC14-46	印度洋	7°49.2'S 100°00'E	1056	32	0.72	Glass 和 Pizzuto,1994;Glass,1997
V19-153	印度洋	8°51'S 102°07'E	329	30	0.50	Glass 和 Pizzuto,1994;Glass,1997

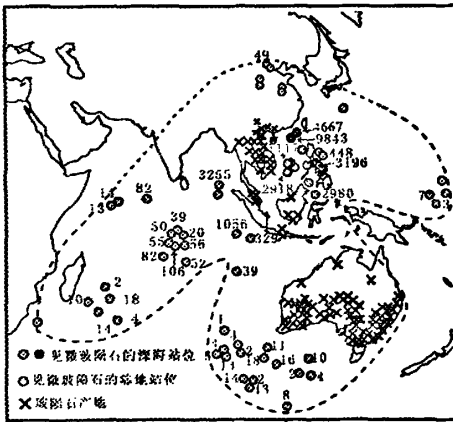


图6 澳-亚撒布区微玻陨石 (> 125 μm) 丰度变化图 (据 Glass,1997 及本文材料)

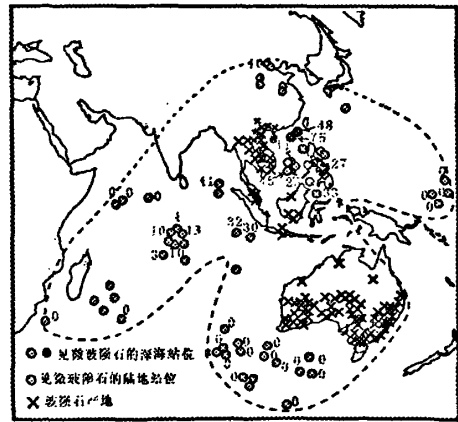


图7 澳-亚撒布区微玻陨石 (> 125 μm) 破碎率变化图 (据 Glass,1997 及本文材料)

孔为 3196 粒/cm³。随着离南海距离越远, 微玻陨石丰度就越小, 在澳-亚撒布区边缘海区, 丰度仅十几到几十粒 (图6)。微玻陨石的大小和破碎率也呈现出同

丰度一样的变化规律。从表 3.4 可见，微玻陨石最大直径在南海最大（球粒），都在 1 mm 之上；稍远的苏禄海、印度洋微玻陨石最大直径均在 0.8mm 以下；在澳-亚撒布区北部边缘区的黄土中，最大大直径仅 0.2 mm（李春来等，1992）。微玻陨石破碎率在南海 1144 孔最高，达 75%；南海全区的微玻陨石破碎率多数在 40%多数在 40%以上，是澳-亚撒布区中最高的。邻近南海的区域破碎率多在 30~40%之间，澳-亚撒布区边缘区多在 10%以下（图 7）。在比较研究地区的南海及其邻近海域钻孔微玻陨石丰度、破碎率、大小的在空间平面上的变化反映了撞击作用后熔融体溅射作用强度在空间上从源区至远处逐渐减弱，相应的微玻陨石丰度减少、破碎率降低、最大直径减小。

3.3.2 微玻陨石化学特征

化学成分是微玻陨石最重要的参数之一，可为微玻陨石成因、物源区及其属区等方面的研究提供最直接的证据（Glass, 1967, Cassidy, 1969; Frey, 1970; Taylor, 1973; 欧阳自远, 1976; Taylor, 1979; Koeberl, 1992）。澳-亚撒布区内的玻璃陨石的主元素和微量元素组成的研究结果较充足，相比之下对微玻陨石的化学成分研究较少。微玻陨石不仅质量小，粒度也很小，可利用 X 衍射元素分析、中子活化、电子探针、激光探针等离子体质谱（LP-ICPMS）等方法来进行分析。1144 站 9 个微玻陨石样品经能谱分析，其主元素成分如表 5 所示。

从表 5 主元素含量结果看，澳-亚撒布区玻陨石明显分为两类：其中南海和

表 5 澳-亚撒布区微玻陨石主元素组成 (%)（注：元素值为平均值）

地区	站位 样品数	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	材料来源
南海	1144/9	65.4	19.8	2.4	1.1	2.2	0.9	5.2	2.9	0.1	韦刚健等, 2002
	17957/10	58.5	25.6	1.5	4.5	1.3	0.5	2.8	5.6		赵泉鸿等, 1999
	ODP758B/15	64.11	15.49	2.37	0.94	2.36	0.79	5.51	4.12	0.07	Smit 等, 1991
印度洋	印度洋中部 6 钻孔/26	69.0	14.1	1.6	0.9	3.3	0.8	5.6	4.2		Glass 等, 1996
海南岛滴形玻璃陨石/10		73.3	13.5	2.6	1.5		0.8	4.9	1.7	0.1	Ho 和 Chen,1996
广东吴川玻璃陨石/1		74.1	13.2	2.1	1.5	2	0.8	4.1	2.1	0.1	韦刚健等, 2002
印支石		78.9	10.2	2.4	0.9	4.2	0.6	3.7	1.4	0.1	Ho 和 Chen,1996
滴形印支石		72.7	13.4	2.6	1.1		0.8	4.9	2.1	0.1	Ho 和 Chen,1996
澳洲层状玻陨石/3		61.5	16.5	3.5	1	5.5	0.9	6.4	3	0.1	Haines 等, 2001

印度洋的微玻璃陨石的 SiO_2 含量介于 58.5~69.0% 之间, 平均为 64.2%, Al_2O_3 含量则介于 14.1~25.6% 之间, 平均为 18.5%。而中国海南、广东吴川以及撒布区内陆地的玻璃陨石主元素含量明显不同于微玻璃陨石, 其 SiO_2 含量明显高得多 (72.1%), Al_2O_3 含量则较低 (13.3%)。而整个澳-亚撒布区的普通类型的微玻璃陨石 SiO_2 含量介于 56.3~77.0% 之间, Al_2O_3 含量介于 7.5%~22.1% 之间 (Casiddy 等, 1969), 上面无论是海洋中的微玻璃陨石还是陆地的玻璃陨石其主元素完全落在这个范围之内, 属于澳-亚撒布区内的普通 (微) 玻璃陨石。

另外从表 5 微玻璃陨石主元素可以看出南海的微玻璃陨石 SiO_2 和 FeO 的含量较印度洋的低些 (Smit 等, 1991), 而 Na_2O 稍高。相比较而言, 黄土中微玻璃陨石中多见高铝型 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 30\%$) 和高镁型 ($\text{MgO} > 40\%$), 而在南海和印度洋未见。据研究, 微玻璃陨石化学成分的差异主要是撞击靶岩成分的不均一所至 (李春来等, 1992; 徐和聆等, 1993)。

3.4 其它撞击溅射物 (impact ejecta)

在 1146 孔, 与微玻璃陨石同时产出的还有较多的乳白色不透明或微透明颗粒和灰色、暗灰色岩屑。此次工作中, 在 1146B 孔 (115.85-115.94 m) 10 cm 厚的地层中发现了呈不透明的乳白色、肉色颗粒, 对其中 10 颗粒进行磨片, 然后在光学显微镜下观察, 发现了撞击石英所特有的平面微细状叶理, 即其平面变形特

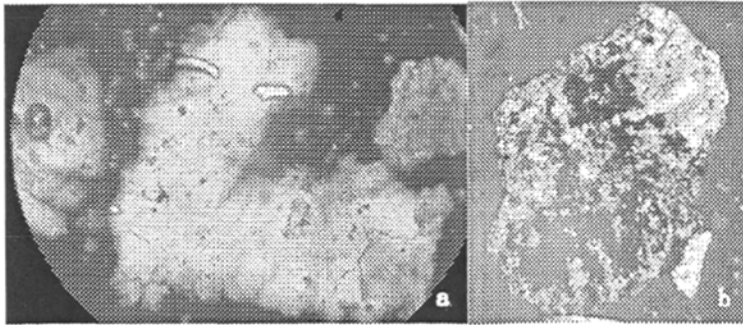


图 8 1146B 孔撞击石英显微镜照片

征 (planar deformation features, PDFs) (图 8 a、b)。据 Glass(2003)对 1144 孔的乳白色颗粒 X 射线衍射 (XRD) 分析, 乳白色颗粒是石英、柯石英和超石英。

这些都是撞击源岩产生的未完全熔融矿物。统计石英颗粒的丰度(附表3),最高值位于115.90 m,丰度达409 颗/cm³(粒径>125 μm),刚好位于微玻璃陨石丰度最高的位置,说明了115.9 m为撞击物沉降层,在此层位之上下,石英丰度逐渐降低。

通过石英和岩屑等未完全熔融的溅射物研究,可以推测撞击坑的位置和源岩的岩石类型(Glass等,1996,1998)。南海DP1144和1146站中发现大量的石英和岩屑颗粒,为这一研究提供了难得的材料,有待今后进一步工作。

3.5 微玻璃陨石源岩

澳-亚玻璃陨石和微玻璃陨石是迄今为止发现的最年轻、分布最广、成分最复杂、争论最多的玻璃陨石,对其成因,尤其是母岩成分一直没有一个统一的认识。而中更新世撞击体属于陨星或是彗星,或石质陨星还是铁质陨星,目前仍不清楚(林文祝,1995;欧阳自远等,1997)。

玻璃陨石是地壳岩石受撞击熔融形成的,同一散布区的玻璃陨石化学成分相近,说明起源于同一源坑;而玻璃陨石化学成分不同,则说明母岩组成量的差异。

迄今为止,有关中更新世撞击事件研究成果绝大部分涉及微玻璃陨石的地球化学成分(Glass,1967;Cassidy等,1969;李春来等,1992;赵泉鸿等,1999;韦刚健,2002;Smit等,1991;Schneider等,1992;Koberl,1992;Ho和Chen,1996),为研究微玻璃陨石源岩提供了依据。首先微玻璃陨石源岩至今有两种不同观点,其一认为存在不同源坑,因此母岩也不同(Wasson,1991);林文祝和欧阳自远(1991)则认为同一散布区的微玻璃陨石化学成分相近,说明起源于同一源坑;而微玻璃陨石化学成分的不同,则说明母岩组成分量的差异。他们通过模拟计算,得出澳-亚散布区的玻璃陨石,Al₂O₃、K₂O和Na₂O与SiO₂及K₂O/Na₂O比值不完全相同,说明澳-亚散布区存在几个不同的源岩和源坑,至少有印支、爪哇、菲律宾和澳大利亚四个亚相应撞击坑。其中印支亚区SiO₂含量较高,达78.30%,是澳亚散布区中SiO₂含量最高的。爪哇亚区FeO, MgO含量很高,分别为7.88%和6.53%;菲律宾亚区的Al₂O₃含量较高,达13.35%,澳大利亚亚区的TiO₂含量较高。这四个亚区的源岩分别可能是:云母片岩和粘土、泥岩和砂岩及变质粘土岩、石英片岩和粘土岩、杂砂岩和砂页岩(林文祝,1991)。但

存在四个不同撞击坑的观点至今尚未得到证实。

不少学者研究认为澳-亚玻璃陨石和微玻璃陨石起源于相同的母岩 (Koeberl, 1992; Schneider, 1992; Ho 和 Chen, 1996; Lee 和 We, 2000)。例如 Ho 和 Chen (1996) 根据海南岛玻璃陨石化学元素的相关性及 Na 和 Sr 同位素, 认为澳-亚玻璃陨石源于印支半岛同一侏罗纪沉积岩 (Blum 等, 1992)。

对于其母岩的研究在不断地深入, 相信不久的将来, 对其源岩会有一个定性的认识。

3.6 中更新世撞击源坑

如在讨论撞击源坑中所指出的那样, 关于撞击坑存在一坑和多坑的观点。例如, 关于撞击坑地点的推测颇多 (Harlung 和 Rivolo, 1978)。Harlung 和 Rivolo (1978) 在柬埔寨桑河北部发现了一个 10×6 km 的撞击坑, 但难以解释撞击坑的北部、中国、老挝等地玻璃陨石的分布, 显然它们不是源于此坑的 (林文祝, 1991)。Schnetzler 和 Mchone (1996) 通过相关研究撞击坑在老挝。Povenmire 等 (1999) 则认为撞击坑可能在中国的广西白色, 而且提出了澳-亚微玻璃陨石散布区地理分布应不少于地球表面积 30%, 理论上相应该有一个半径 100 km 的陨星。我国学者王道经和李健 (1999) 提出海南白沙有撞击坑。Blum 等 (1992)、Koeberl (1992)、Ho 和 Chen (1996) 等通过对玻璃陨石化学成份的研究, 都指出了撞击坑的位置可能在东南亚的老挝、柬埔寨和泰国之间的某个地点、或越南岸外的海区。但上述均需进一步证实。

而对于撞击坑的规模, 早期研究者依据 Ir 浓度和微玻璃陨石丰度 (ODP758B 和 ODP769 孔) 推测澳亚撞击坑半径大约为 15~19 km (Schmidt, Zhou 和 Wasson, 1993)。随着深海钻孔有关微玻璃陨石的资料不断增多, Glass 和 Pizzuto (1994) 根据单位面积内 (粒径 $>125\mu\text{m}$) 微玻璃陨石的丰度随地理位置变化去推断撞击坑。指出撞击坑的位置在柬埔寨东部的 12°N 和 106°E 处, 撞击坑直径 32-114 km。此后, Lee 和 Wei (2000) 基于中国南海和菲律宾海钻孔所推测撞击坑位置恰好支持了 Glass 和 Pizzuto (1994) 的说法, 他们进一步估算出的撞击坑半径在 90~116 km 之间。

第4章 地层学和微玻陨石年龄的计算

要进行高分辨率的古海洋学研究, 首先要有相应精度的年代学作为基础 (Wang 等, 1999)。南海深海沉积的地层学研究方法众多 (放射性测年地层学, 氧同位素地层学, 碳酸盐地层学, 磁性地层学和生物地层学), 其中以晚第四纪地层学的研究程度最高。大洋钻探 184 航次在 6 个站位的取芯, 为南海地层学研究提供了很好的材料。根据 ODP184 航次后在地层学方面的研究工作成果, 在本次工作, 主要通过古地磁倒转事件, 并结合末现 (Last Occurrence) 事件, 以及稳定同位素进行地层年代的划分, 建立 1146B 孔所研究的 110.8~122.5 m 段年代地层学框架及估算中更新世陨石撞击事件的年龄。

4.1 生物地层学

生物地层学是地层划分、对比的传统方法。前人对 1146 站有孔虫较高分辨率的研究发现了一些具有对比意义的生物事件, 它们在上新世晚期和第四纪海洋同位素期次 (Marine Isotope Stage, MIS) 的判读、沉积年龄及其它事件的确认上确有帮助。1146B 孔微玻陨石层最近的有钙质超微化石 *P. lacunosa* 和 *Reticulofenestra asanoi* 的末现面 (黄宝琦, 2002), 见表 6 出现的 2 个演化更替事件做为两个年龄控制点 (图 9)。

表 6 1146B 孔底栖有孔虫和钙质超微化石生物地层演化事件

有孔虫演化事件	深度 (m)	资料来源	年龄 (Ma)	定年依据
LO <i>P. lacunosa</i>	86.81	苏新	0.46	Berggern 等, 1995
LO <i>R. asanoi</i>	121.46	苏新	0.83	Raffi, 2003

4.2 磁性地层学

本次工作采用 Kissel 等(2003)的研究结论, B/M 界线在 1146B 孔 115 m 处, 哈拉米洛事件 (Jaramillo) 的上界位于 133 m; 下界位于 137.5 m (表 7)。

表 7 1146 B 孔古地磁事件深度和年龄 (Kissel 等, 2003)

事件	年龄/ka	深度/m
B/M 界线	780	115.0
拉米洛事件上界	995	133.0
哈拉米洛事件下界	1070	137.5

本次工作在 1146B-12H-5W 段深度为 115.86~115.93 m 的 7 个样品发现大量微玻璃陨石, 其中微玻璃陨石(>125 μm)丰度高值位于 115.90 m 处, 完整颗粒、碎片、蜂窝状的丰度都达其顶峰值, 分别为 1022、2274、1371 粒/ cm^3 , 该高值位于布容正向期与松山反向期界线 (B/M 界线) 之下 0.90 m。

4.3 氧同位素地层学

由于本次工作层段 (110.8~122.35 m) 所采样品中底栖有孔虫稀少, 因此根据研究需要采集了 59 个样品中的浮游有孔虫做了氧碳同位素测定, 得出相应的氧碳同位素曲线后, 综合 IODP 网站公布的 1146 孔 110~125 m 的氧碳同位素值, 确定 4 个氧同位素事件, 读出相对应的年龄值, 进而建立该段的氧同位素地层年代 (图 9)。

4.4 中更新世撞击事件年代的估算

到目前为止, 澳-亚陆地玻璃陨石的形成年龄研究最为详细, 但其数据的分散性也最大 (表 8), 可能反映不同测年方法之间及其本身的分析误差, 也可能确实反映了不同地域玻璃陨石形成年龄的差异, 即澳-亚不同地域的玻璃陨石是年龄相近的不同撞击所致。

理论上, 同一个撒布区的玻璃陨石和微玻璃陨石形成年龄应当是一致的, 所以估算中更新世撞击年龄可以通过直接测定陆地玻璃陨石和间接计算深海微玻璃陨石年龄。玻璃陨石样品的各种测试年龄结果众多; 相比之下微玻璃陨石粒度甚小, 有关它的同位素年龄、核裂变径迹年龄等的直接测定报道较少。计算微玻璃陨石的形成年龄, 多为古地磁法。表 8 列出了澳-亚散落区不同地区 (微) 玻璃

陨石的形成年龄。

从表 8 可以看出, 因为测量技术的发展和估算方法不同, 玻璃陨石的年龄差异较大, 从玻璃陨石测算的年代发展来看, 几种方法中, 钾氩法的年龄的精度在不断提高, 从 0.7 Ma (Glass 和 Heezen, 1967) → 0.76±0.02 Ma (Izett 和 Obradovich, 1992) → 0.725 Ma (郭士伦, 1995) → 0.803±0.003 Ma (Hou 等, 2000), 估算的精度在不断提高, 和古地磁法估算海洋微玻璃陨石年龄比较接近。地磁学的发展已相当成熟, 古地磁年龄系统比较完善, 因此估算微玻璃陨石沉降年龄精确度较高。沉积物中微玻璃陨石的时间分辨率比放射性方法和裂变径迹方法高, 而且沉积物可以记录撞击事件发生时的许多细节, 这对认识玻璃陨石的成因颇有启迪。

表 8 澳-亚撒布区不同地区玻陨石年龄数据

测年方法	年代推测 (MaBP)	采样地点	研究者
钾氩法	0.7	澳大利亚陆地	Glass 和 Heezen, 1967
古地磁、氧同位素	0.795~0.800	东太平洋	deMenocal 等, 1990
古地磁	0.72~0.724	中国黄土	李春来等, 1992
古地磁	0.792	印度洋	Schneider 等, 1992
钾氩法	0.76±0.02	澳大利亚陆地	Izett 和 Obradovich, 1992
裂变径迹法	0.732~0.039	广西百色	郭士伦, 1995
Rb-Sr 法	0.72159±13, 0.71849±3	海南琼雷	Ho 等, 1996
钾氩法	0.725	广西百色	欧阳自远等, 1996
古地磁	0.800~0.802	中国南海	王吉良等, 2000
古地磁	0.793	中国南海	Lee 和 Wei, 2000
钾氩法	0.803±0.003	广西百色	Hou 等, 2000

本次工作是迄今为止研究中更新世撞击事件分辨率最高的。对 ODP 1146 站进行的磁性地层学 (Wang 等, 2000; Kissel 等, 2003)、钙质超微化石 (Wang 等, 2000) 和有孔虫 (Wang 等, 2000) 生物年代学及有孔虫氧同位素地层学 (Kissel 等, 2003; Clemens 和 Prell, 出版中) 等研究, 提供了一系列年龄控制点, 做为计算微玻璃陨石年龄的基础 (图 9)。如图 8 所示, 深度为 115.00 m 处为布容和松山两个时带 (B/M) 的分界线, 其年龄为 780 ka (Wang 等, 2000; Berggren 等, 1995); 深

度 133 m 处为加拉米洛事件顶面，年龄为 995 ka (Kissel 等, 2003)。这两个年龄控制点之间地层的沉积速率计算为 8.4 cm/ka。微玻璃陨石层丰度的高值位于深度 115.90 m 处，位于 B/M 界线以下 0.90 m，根据沉积速率就计算出微玻璃陨石的年龄早于 B/M 界线 10.7 ka，为 790.7 ka。

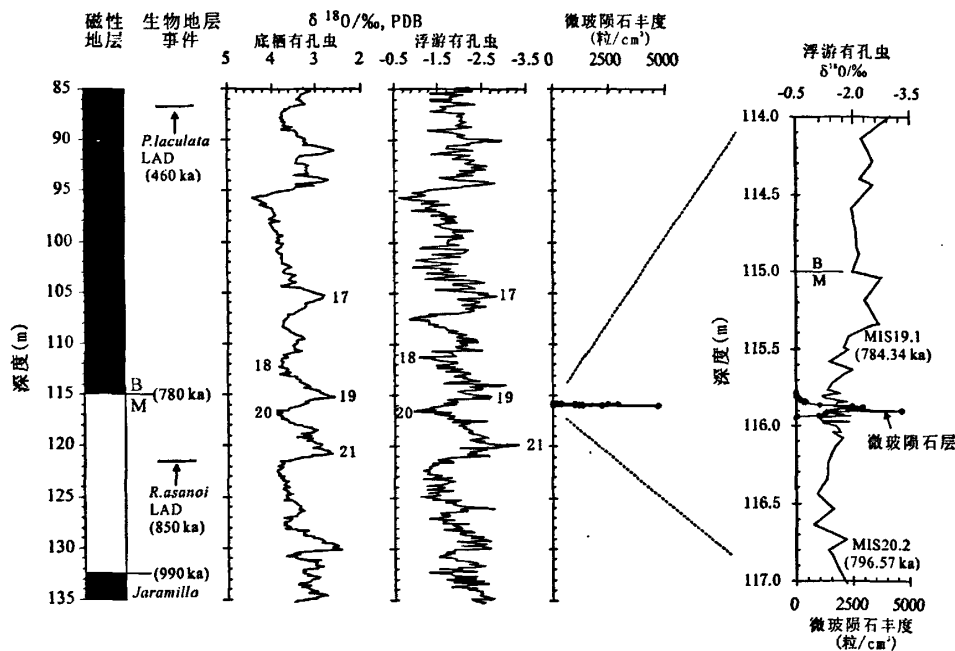


图 9 1146B 孔的微玻璃陨石层位及其附近磁性地层学界线、钙质超微化石生物地层学事件和有孔虫氧同位素纪录 (据 Wang 等, 2000; Kiessel 等, 2003; Clemens, 2003 编制)

但是，在进行上述计算时，应考虑二个影响因素。其一是生物扰动可以使沉积物中的微玻璃陨石重新分布，使其现在的丰度顶峰位置与其原始沉积的位置不一致，向下偏离 (Lee 等, 2003; Burns, 1989; Schneider 等, 1992)。生物扰动越强烈，向下偏离原始位置的深度就越大 (Burns, 1989)。从 1146B 孔微玻璃陨石丰度曲线来看，其高值峰十分明显，微玻璃陨石分布集中在 7 cm 厚的沉积中，而其上下附近沉积中微玻璃陨石数量稀少。因此，推测生物扰动不大，可以把微玻璃陨石的最高丰度处作为其原始沉积的位置。

另一个影响因素是沉积后的剩磁向下“错位”效应。普遍认为沉积后的剩磁可以在海底沉积物-水界面之下一定深度内被记录下来 (Lee 等, 2003; Burns, 1989; Schneider 等, 1992; deMenocal, 1990; Tauxe 等, 1996; 周力平等, 1996)。也

就是说,在沉积物中所实测得到的B/M界线位置,实际上要低于原始沉积的B/M界线位置。deMenocal等(1990)的研究发现,沉积后的剩磁强度被记录在沉积物表面之下16 cm深度处,即B/M界线的原始沉积位置应在实测位置之上16 cm处。这种B/M界线向下“错位”的现象也存在于陆地黄土中(Tauxe等,1996;周力平等,1996)。本文采用deMenocal等(1990)的研究结果,在1146B孔将实测的B/M位置向上移动16 cm,即深度114.84 m处为B/M界线的原始位置。与此相关,微玻陨石层的高值峰位于B/M界线之下1.06 m,计算出的年龄为792.6 ka,早于B/M界线12.6 ka。

依据上述方法,也可应用生物地层事件和氧同位素分期所提供的时面,计算微玻陨石的年龄。图9中钙质超微化石*Pseudoemiliania laculata*和*Recticulofenestra asanoi*两者的末面(LO)分别位于深度86.81 m和121.46 m,年龄分别为460 ka和850 ka。两个年龄控制点之间的沉积速率为8.9 cm/ka,依据沉积速率计算出微玻陨石最丰富层段(115.90 m)年龄是787.5 ka。

1146站已具有详细的浮游和底栖有孔虫氧同位素记录,经天文调谐计算出同位素分期的年龄(Clemens等,2003)。如图9所示,微玻陨石层位于MIS19.1和20.2之间。MIS19.1和20.2的深度分别在115.34 m和116.64 m,年龄分别是784.4 ka和796.6 ka,两者之间的沉积速率计算为10.7 cm/ka。依据沉积速率,计算出微玻陨石最丰富层位(115.90 m)的年龄是789.6 ka。

4.5 撞击事件的年龄及其讨论

前面已经讨论过通常可以应用二种方法来确定中更新世撞击事件的年代。其一是对撞击地球表面产生的玻陨石和微玻陨石进行年龄测试,最常用的是钾-氩放射性定年,近十多年来测得的年龄在 670 ± 7 ka至 816 ± 7 ka的范围内,多数在787.5 ka附近(Hou等,2000; Haines, 2001)。另一种方法主要用来测定深海沉积中的微玻陨石年龄,应用古地磁、氧同位素和生物等地层学所提供的年龄控制点和沉积速率来计算撞击事件发生的年龄。近些年来,通过对深海高分辨率沉积样品中有孔虫氧同位素记录轨道周期的调谐,使得距今3 Ma以来的天文时间标尺精度不断提高;同时,古地磁极性事件年龄随着放射性测试方法的改善,并与天文时间标尺相对比,其精度也随之提高(Clemens, 2003; Berggren等, 1995; deMenocal, 1990; Tauxe等, 1996; Baksi等, 1992)。这就为中更新

世撞击事件年龄计算提供了高精度的年龄控制点。最近几年来,从深海沉积样品中测得的微玻璃陨石年龄早于 B/M 界线 10~15 ka(王吉良等, 2000; Lee 等, 2000; Burns, 1989; Schneider 等, 1992; deMenocal, 1990), 取 B/M 界线年龄为 780 ka(Berggren, 1995), 则撞击事件发生在距今 790~795 ka 时期内。

依据古地磁、氧同位素和生物等地层年代资料, 1146B 孔微玻璃陨石年龄分别计算为 792.6、789.6 和 787.5 ka。这种年龄计算上的差异与上述三种所提供的年龄控制点精度有关。用于 1146 站古地磁测试的沉积物样品采样间距为 4 cm (Kissel, 2003), 其样品分辨率是三种地层年代学研究中最高的。相比之下, 同位素样品间距为 10~15 cm (Clemens, 2003), 钙质超微化石样品间距为 10~20 cm。因此, 我们认为依据磁性地层年代资料计算得出的微玻璃陨石的年龄 $792.6 \text{ ka} \pm 240\text{a}$ 最为可靠。

但是, 必须指出的是, 在应用磁性地层年龄控制点推测微玻璃陨石年龄时, 还存在不确定因素, 主要是指沉积后剩磁向下“错位”深度问题。不少学者对深海沉积中 B/M 界线的原始沉积位置向下“错位”的现象进行了探讨, 得出的向下“错位”的深度从数厘米到数十厘米不等(Burns, 1989; Schneider 等, 1992; deMenocal, 1990; Tauxe 等, 1996)。本文遵循前人的方法(Lee 等, 2000; Schneider 等, 1992), 采用 deMenocal 等 (1990) 得出的向下“错位”16 cm 的数据。尽管如此, 作者认为在这个问题上尚需进一步研究。

本次工作通过微玻璃陨石层在氧同位素曲线中位置及与古地磁 B/M 界线关系还可以得出两个结论:

1) 微玻璃陨石层清楚地位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间, 撞击要晚于 MIS20.2 最冷时期约 7 ka, 早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka。因此, 氧同位素记录并不反映撞击事件与气候冰期或间冰期发生具直接关系。

2) 微玻璃陨石层与 B/M 界线之间隔有 1.06 m (校正后)厚的沉积物, 撞击事件的发生早于 B/M 界线磁场倒转 12.6 ka, 表明两者不存在因果上的相关性。

第 5 章 中更新世撞击事件的环境效应

地球历史上发生的撞击事件及其所引起的气候和环境效应,通常可以在地层柱上留下痕迹纪录,包括亲铁微量元素异常、撞击体残留物、冲击矿物、撞击熔岩、玻陨石和微玻陨石及一些与撞击效应相联系的沉积特征等,如通过研究界面层上下的生物群变化,碳、氧、硫、锶等同位素和一些微量元素地球化学指标可间接地揭示撞击事件诱发的地球气候环境条件的变化,反演撞击的过程与效应。

中更新世撞击是新生代以来历次撞击重大事件中最大的(欧阳自远等, 1997),但至今撞击对环境的影响至今仍不是十分清楚。不少学者认为撞击事件造成了全球性环境变化,包括触发布容/松山极性的倒转、生物灭绝、全球温度迅速下降等(Glass 和 Heezen, 1967; Muller 和 Morris, 1986; 肖志峰等, 1995; 欧阳自远等, 1997),到目前为止未见令人信服的证据。赵泉鸿(2004)对南海北部孔 ODP1144 孔微玻陨石层及其上、下地层中有孔虫进行了分析,其结果说明了中更新世撞击事件没有对海洋环境造成灾难性后果。本次工作就微玻陨石层在氧同位素曲线中位置及与古地磁 B/M 界线关系,以及浮游有孔虫种群、表层海水古温度、温跃层深度等古环境指标在微玻陨石层及上、下地层中的变化来讨论中更新世撞击事件对环境的影响。

5.1 微玻陨石层在氧同位素曲线中位置及与古地磁 B/M 界线关系

中更新世撞击和 B/M 磁性倒转事件之间的关系,前人研究颇多,对于二者之间的关系,认识不尽相同。Müller 和 Morris (1986) 提出,地球的磁场可能会对由地外撞击作用诱发的气候突变做出响应。撞击发生后,由于大量海水北迁至极地和高纬度冰川之中,在两极冻结成冰,海平面急剧下降,地球惯性发射发生突变,旋转速度较快的壳幔与液体地核之间产生速度剪应力,使地核直流发电机瓦解,导致地磁场极性倒转。至今对中更新世古地磁倒转的原因尚缺乏完全合理可信的解释。但地球历史上,地磁场频繁倒转,且倒转时间无规律可循,表明地球磁场似乎极不稳定。因此,一次能量巨大的地外物体撞击也确

有可能诱发地磁倒转。

较早时期, Burns(1989)通过研究低分辨率的钻孔认为撞击事件应早于 B/M 磁性倒转事件约 12 ka。此后的研究结果一般趋向于认为早于约 10~15 ka, 就有学者对撞击触发极性倒转的推论提出了质疑 (deMenocal 等, 1990; Schneider 等, 1992; Lee 和 Wei, 2002; 王吉良等, 2002)。deMenocal 等 (1990) 通过研究太平洋和印度洋钻孔发现中更新世撞击事件早于 B/M 磁性倒转事件 15 ± 5 ka。Schneider 等 (1992) 研究印度洋的 Archipelago 海 ODP769A 孔 (图 10), 提出中更新世撞击事件早于 B/M 磁性倒转事件 10~12 ka, 二者之间的时间间隔刚好是半岁差周期 (大约 10 ka); 且撞击事件趋向于 MIS20 亚冰期末, 正是气候转暖的 MIS 19 间冰期始。由于样品时间分辨率大约为 1000 年, 研究中没有发现气候变冷的趋势。

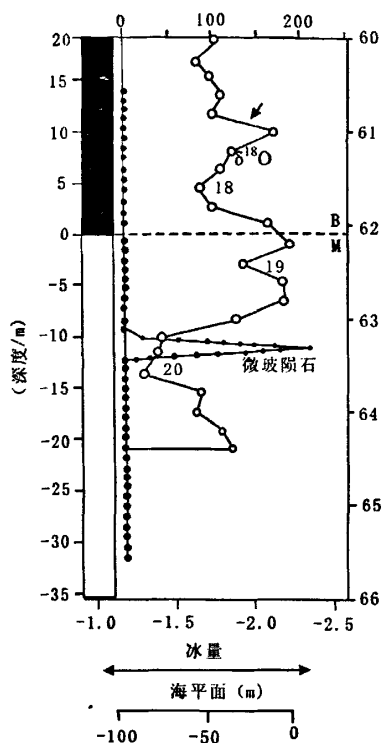


图 10 ODP769A 孔微玻璃陨石层位和氧同位素期次的关系 (据 Schnerder 等, 1992)

本次工作依据磁性地层年代资料计算得出 1146B 孔的微玻璃陨石的年龄 792.6 ka。从微玻璃陨石层在氧同位素曲线中位置及与古地磁 B/M 界线关系可以得出, 撞击事件的发生早于 B/M 界线磁场倒转 12.6 ka, 表明两者不存在因果上的相关性。如图 9 所示, 微玻璃陨石层清楚地位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间, 撞击要晚于 MIS20.2 最冷时期约 7 ka, 早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka。因此, 氧同位素记录并不反映撞击事件与气候冰期或间冰期发生具直接关系。

5.2 撞击事件与浮游有孔虫种群的变化

从前面的分析得知, Glass 和 Pizzuto (1994) 根据微玻璃陨石地理分布推断出最佳撞击坑位置在中南半岛柬埔寨 12°N 、 106°E 处。中国南海距离撞击源区不远, 必然记录了这次撞击事件。本次工作从撞击事件与浮游有孔虫种群的变化

方面来讨论撞击的后果。

现代生态学研究发现,浮游有孔虫个体的形态、大小、丰度和时空分布受表层海水温度、盐度、营养盐、上层水体结构和季节变化的控制(Bé, 1971; Hemleben, 1988; Ravelo 和 Fairbanks, 1992; Chaisson 和 Ravelo, 1997)。因此浮游有孔虫是古海洋学中研究海洋环境变化的良好“载体”,可以通常分析生活在海洋浅层的浮游有孔虫种群以及有孔虫壳体所记录的海水氧、碳同位素变化来推测海洋表层温度、盐度以及海水上层结构的变化,以了解环境的变化。

本次工作按照形态和生态特征,参照黄宝琦(2002)的划分,对 1146B 孔 110.8~122.35 m 层段共计 57 个样品中浮游有孔虫进行了分类鉴定,共统计了 12 属 22 种,平均每个样品统计个数 315 枚(附表 2, 3)。浮游有孔虫群主要由 12 个种组成,其个数丰度占全群的 92.1%。按照它们在全群中所占的平均百分含量,由高到低列于表 9。此外,还见少量的 *Candeina nitida*, *Globigerina calida*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia scitula* 和 *Sphaeroidinella dehiscens* 等。在分析的层段中,未见浮游有孔虫属种在撞击事件后的灭绝或新生。

而本次研究工作主要涉及撞击事件所在地层的高分辨率分析,所以主要对 115.40~116.10 m 段 35 个样品中的浮游有孔虫种群进行统计研究,其 12 个主要属种的百分含量见表 10 所列。此段与 110.8~122.35 m 段的区别在于, *Globigerinoides bulloides* 的百分含量高于 *Globigerinita glutinata*。微玻璃陨石见于 115.79~115.95 m 层段,在其中 115.86~115.93 m 段最为富集。以沉积速率 8.4 cm/ka 计算,本次所分析的 70cm 地层代表了约 8400 年的沉积历史,其中包括微玻璃陨石层之前的 2400 年和之后 6000 年的沉积。欧阳自远等(1997)通过对黄土中含微玻璃陨石地层的粒度组成和磁化率的研究,认为中更新世撞击事件可能的持续时间小于 1500 年。此次研究的地层年龄跨度完全涵盖了这次撞击事件。

根据现代生态资料(Bé, 1977),把 1146 站浮游有孔虫合并为暖水种和凉水种(表 11),通过这些浮游有孔虫的丰度和相对百分含量的变化来讨论南海北部撞击事件所引起的表层海水变化。

1146B 孔 115.4~116.1m 段浮游有孔虫丰度(枚/cm³)如图 11 所示,总丰度在 0~2200 枚/cm³ 之间波动,其中在 115.89 m 和 115.90 m 两块样品中最低,只见零星壳,丰度几乎为零,很可能反映撞击对当时的浮游有孔虫造成了大量的死亡,这 2 cm 厚的之下样品几乎不含浮游有孔虫的层位可以用作标志层。之下样品中

表 9 1146B 孔中更新世主要浮游有孔虫属种百分含量变化统计 (110.8~122.5m)

种名	排序	最大值	最小值	平均值
<i>G.ruber</i>	1	36.6	9.7	20.58
<i>N.dutertrei</i>	2	31.5	6.8	17.41
<i>G.sacculifer</i>	3	18.1	4.2	10.58
<i>G.inflata</i>	4	23.2	0.7	8.59
<i>G.glutinata</i>	5	23.5	3.1	6.95
<i>G.bulloids</i>	6	17.7	1.7	6.73
<i>P.obliquiloculata</i>	7	13.6	1.6	6.61
<i>N.parchyderma(R)</i>	8	13.7	0.8	5.07
<i>G.calida</i>	9	10.5	1	4.96
<i>G.menardii+tumida</i>	10	7.4	0	3.20
<i>O.universa</i>	11	4.7	0	1.48

表 10 1146B 孔中更新世主要浮游有孔虫属种百分含量变化统计(115.4~116.1 m)

种名	排序	最大值	最小值	平均值
<i>G.ruber</i>	1	36.4	9.7	18.85
<i>N.dutertrei</i>	2	31.5	6.8	18.08
<i>G.sacculifer</i>	3	14.4	6.2	10.43
<i>G.inflata</i>	4	23.2	1.1	8.58
<i>G.glutinata</i>	6	11.2	3.1	6.74
<i>G.bulloids</i>	5	17.7	1.7	7.21
<i>P.obliquiloculata</i>	7	13.6	1.2	6.46
<i>N.parchyderma(R)</i>	8	13.7	0.8	5.68
<i>G.calida</i>	9	10.5	1	5.08
<i>G.menardii+tumida</i>	10	7.4	1.3	3.25
<i>O.universa</i>	11	4.7	0	1.80

表 11 南海 1146B 孔第四纪浮游有孔虫暖水种和温凉水种的划分

(据 Bé,1977; 汪品先等,1988)

暖水种	凉水种
<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Globigerina bulloides</i>
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	<i>Globorotalia inflata</i>
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>
<i>Globorotalia menardii</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma(R)</i>
<i>Globorotalia tumida</i>	<i>Globigerinita glutinata</i>
<i>Orbulina universa</i>	
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	

的浮游有孔虫应是撞击之前的产物，而之上的即为撞击之后的沉积。从图 11 可见，浮游有孔虫总丰度和大多数属种丰度在撞击后的第一块样品（115.88 m）就恢复到撞击之前的水平。撞击后浮游有孔虫恢复需多长时间？本次研究样品的时间间距为120年，因此无法详细地记录这一恢复过程，但至少可以说浮游有孔虫群丰度在撞击事件之后的120年内就的就恢复到撞击之前的水平。

如图12所示，各个种的百分含量呈现不同程度的波动，其中暖水种 *G. ruber* 和凉水种 *N. dutertrei* 这两个优势成员的变化最为突出。前者呈缓慢的上升趋势，自下而上由底部的12.7%上升到顶部的19.8%；而后者变化趋势相反，由24.5%下降到13.9%。反映了南海表层海水在所研究的近万年时期里总体上呈现上升的趋势。一些属种对撞击事件表现出一定程度的响应。其中暖水种 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 的含量在撞击后的第一块样品（115.88 m），即在120年中分别较撞击前小幅度上升了5.5和3.3%，然后紧接着在其后的2-3个样品中，即撞击后120-480年中连续分别下降了13.1%和5.5%。而凉水种 *N. dutertrei* 和 *G. inflata* 的含量变化则相反，分别在撞击后的第一块样品中下降了11.1和6.3%，然后上升了10.5和7.0%。这些都指示了撞击后，表层海水温度呈现先上升、后下降的变化趋势。

按表11把所有的暖水种和凉水种分别加起来看，如图12所示，暖水种含量上升而凉水种含量下降的趋势十分明显，反映了海水温度在撞击前后的近万年时期内总体上呈上升的趋势。它们对撞击事件的反应不同，暖水种在撞击后的第一块样品种（115.88 m），即120年中上升了13.5%，紧接着在之后3个样品（120-480年）中连续地下降了18.0%；而凉水种呈相反的变化，先下降13.5%，后上升23.5%。

同样位于南海北部陆坡的1144站，其微玻陨石富集层中的浮游有孔虫主要属种百分含量也呈现出类似的变化趋势（图13）（赵泉鸿，2004）。1144孔在微玻陨石层及其上、下地层中浮游有孔虫群中也不存在属种的灭绝和新生。但暖水种含量在微玻陨石富集层中下降了9.2%，而凉水种上升了9.5%，反映撞击事件中表层海水温度的下降。在世界其它地方少有关于中更新世撞击之后浮游有孔虫群落变化的报道。Smit等（1991）分析了ODP758B孔微玻陨石和浮游有孔虫，发现撞击事件可能造成浮游有孔虫成熟的大个体丰度的下降，但未发现有孔虫属种的减少。

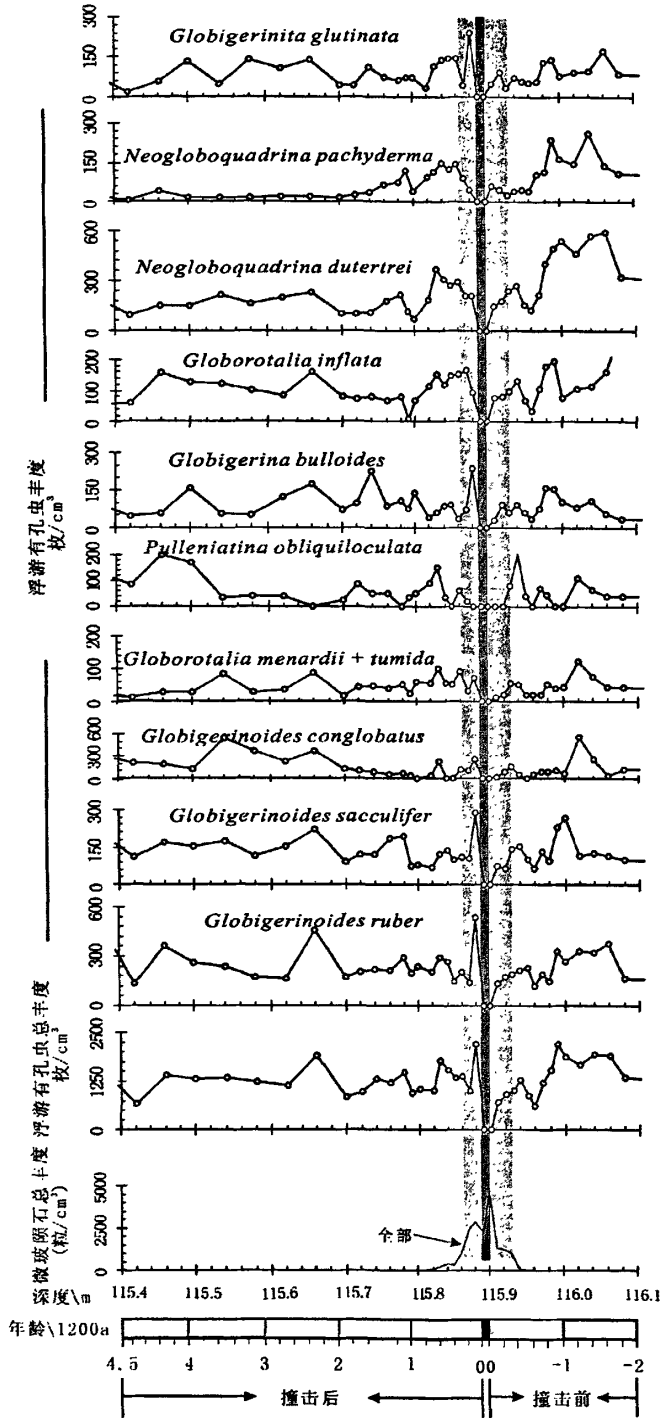


图11 1146B孔微玻璃石层位及其不同种属浮游有孔虫丰度变化。浅色的阴影区示微玻璃石丰度高值层位，其中黑色细条示缺失有孔虫的层位。

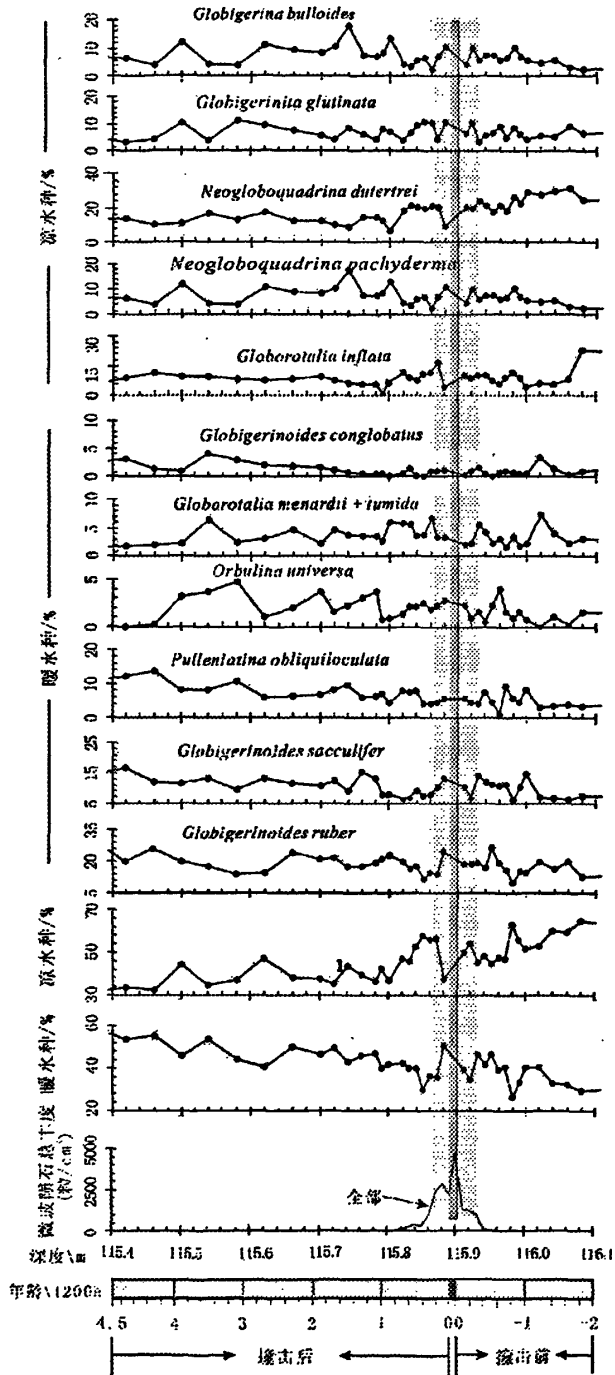


图12 1146B孔微玻璃石层位及其不同种属群落的有孔虫百分含量变化、孢粉的层位。阴影区表示撞击事件，其中黑色细条表示撞击事件中的黑色细条。

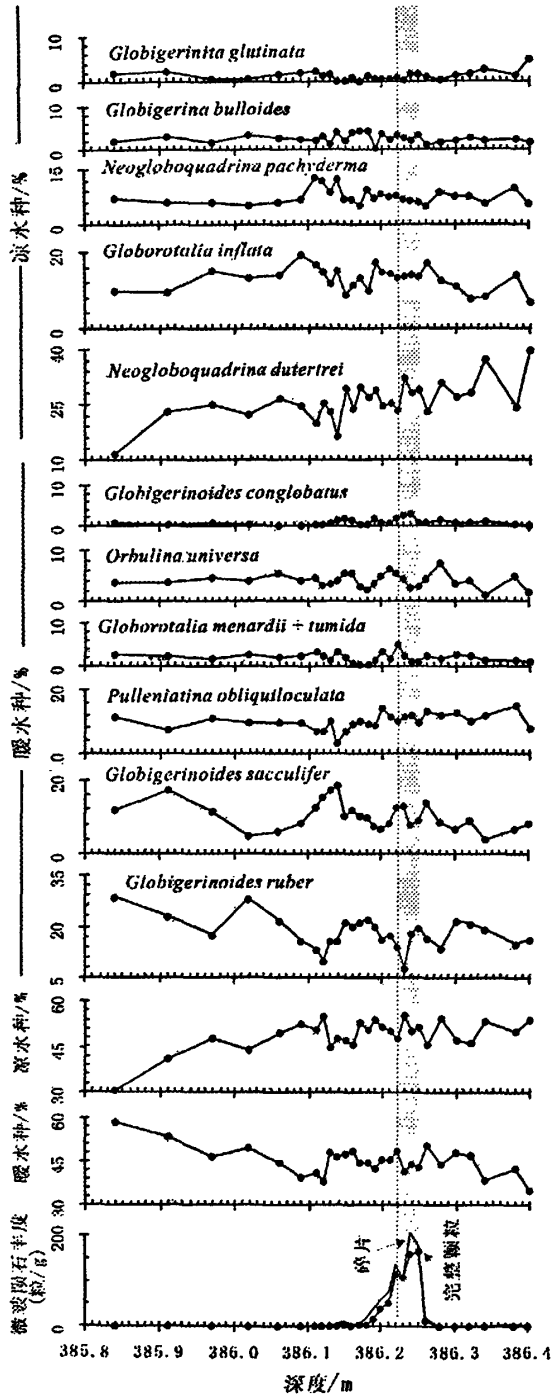


图11.3 11.4孔微体化石层位及其不同种属层位及其百分含量变化。红色阴影区
小徽体化石丰度高低层位，其中黑色细条示缺失有孔虫的层位。

5.3 撞击事件和表层海水温度变化

表层海水古温度是环境变化的标志之一。在古海洋学中,用于表层海水古温度研究的方法很多,常见的有地球化学方法和浮游生物生态学。地球化学中的氧同位素方法远可以追溯近 65 Ma 的大洋表层海水温度的变化(Zachos 等, 2001),近可以讨论全新世以来的千年、甚至百年尺度的气候波动;此外,浮游有孔虫转换函数法(Imbrie 和 Kipp, 1971; Thompson, 1981)、长链不饱和酮的 U_k^{37} 法(Sikes 等, 1991; Huang 等, 1994)、浮游有孔虫的 Mg/Ca 比(Lea 等, 2000)等都是目前研究海水表层温度的重要方法。

利用 Thompson(1981)的转换函数,结合 Andreason (1997)的归类方法(表 12)来定量地估算撞击前后南沙深海区的表层海水古温度值变化(附表4, 图12)。计算结果表明撞击后第一个样品中(115.88 m)表层海水温度较前呈上升的趋势,其中夏季温度变化不明显,由 28.4 °C 上升到 28.7 °C;冬季温度上升显著,由 20.8 °C 提高至 23.1 °C;相应季节性温差由 7.6 °C 下降至 5.6 °C。然后在之上的 3 个样品中,表层海水夏季温度与撞击前相差很小,只有 0.3 °C 的变化;而冬季表层海水温度变化较大,下降了 2.3 °C;冬、夏季节温差明显增强,上升了 2.0 °C。说明了撞击后表层海水温度先上升、后下降的现象。浮游有孔虫暖水种、冷水种

表 12 1146 站用于 FP-12E 转换函数估算海水古温度的浮游有孔虫属种

(据本次工作及 Andreason, 1997)

1146 站用于转换函数计算的属种及组合	
<i>Orbulina universa</i>	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	<i>Globorotalia inflata</i>
<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides(L)</i>
<i>Globigerinoides tenellus</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides(R)</i>
<i>Globigerinoides sacculifer wo.</i>	<i>Globorotalia crassaformis</i>
<i>Globigerinoides sacculifer w.</i>	<i>Globorotalia scitula</i>
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	<i>Globorotalia menardii</i>
<i>Globigerinella aequilateralis</i>	<i>Globorotalia tumida</i>
<i>Globigerina calida</i>	<i>Candeina nitida</i>
<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globigreinita glutinata</i>
<i>Globigerina falconensis</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>
<i>Neogloboquadrina pachyderma (L)</i>	
<i>Neogloboquadrina pachyderma (R)</i>	

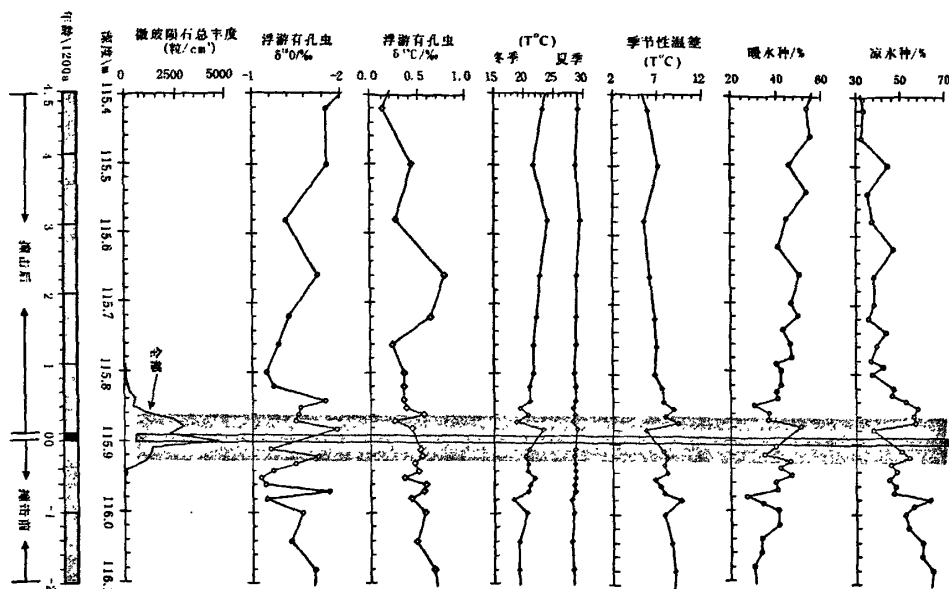


图 14 1146B 孔微玻陨石层位分布及其表层海水古温度变化。浅色的阴影区示微玻陨石丰度高值层位，其中黑色细条示缺失浮游有孔虫的层位

的百分含量变化也印证了温度的这种变化规律。这与 ODP1144 站的结果有所不同，赵泉鸿等（2004）分析了 1144 站微玻陨石层及其上下地层中有孔虫，应用转换函数方法计算了表层海水温度，得出的结果显示，撞击事件引起冬季表层海水温度下降了 2 °C

5.4 撞击事件和氧、碳同位素变化

较早时，deMenocal 等（1990）对 8 个深海钻孔柱状样中微玻陨石层与古地磁 B/M 界线和 MIS 的年代关系，指出中更新世撞击事件发生年龄分别早于 MIS19.1 期 9 ± 3 ka 和 B/M 界线 15 ± 5 ka。Schneider 等（1992）对苏禄海 ODP769A 钻孔进行了研究，其 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线表明，微玻陨石层位于在 MIS20 期的晚期，因此结论不存在撞击与冰期之间的关系。最近对南海 17957，ODP772、1144 和 1146 等深海钻孔中微玻陨石层与氧同位素记录的关系研究也得出了相同的结论，微玻陨石层位于 MIS19 和 20 期之间（王吉良等，2000；赵泉鸿等，2004；李霞等，2004），没有发现撞击事件造成氧同位素的重大偏移。

陆地上,在洛川黄土中也发现了此次撞击的微玻璃陨石。一般认为,黄土堆积期对应着寒冷和干燥期,微玻璃陨石层位正处于周期为 0.1Ma 的古气候波动的开端(刘东生等,1985)。在黄土中赋存有微玻璃陨石的 L8(寒冷期)上部,发现了黄土地层指示的干冷撞击事件条件下叠加一个更为干冷的冷事件,疑为天体撞击事件所导致的在冰期出现一个更加冷的短时间尺度上的全球变冷事件,推断为由于黄土淋虑作用所引起的碳酸盐富集,导致 $\delta^{13}\text{C}$ 的偏移(李春来,1994)。

本次工作再次证实微玻璃陨石层清楚地位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间,撞击要晚于 MIS 20.2 最冷时期约 7 ka,早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka(图 9)。因此,氧同位素记录并不反映撞击事件与气候冰期或间冰期发生具直接关系。下面就通过氧、碳同位素在微玻璃陨石富集层中及撞击前后数百年内的详细的变化来讨论表层海水温度短期的变化和环境意义。

1146B 孔 57 个样品中的浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧、碳同位素记录如附表 5 和图 14 所示。*G. ruber* 是典型的浅水浮游有孔虫,生活在海水上部 50 m 水层中(Bé, 1977),其壳体中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 含量可以用来反映了表层海水温度和 CO_2 等参数变化。从图 14 中可以看出, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 -2 和 -1 ‰ 之间、 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 0 和 1 ‰ 之间波动。 $\delta^{18}\text{O}$ 在撞击后经历了先轻后重的变化,在第一个样品(115.88 m),即在撞击后 120 年内, $\delta^{18}\text{O}$ 较前变轻了 0.76‰;再向上 3 个样品(115.87、115.86、115.85 m),即相当撞击后 120-480 年内,加重了 0.41‰。假定 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化全是由海水温度引起,根据温度 1℃ 将引起 $\delta^{18}\text{O}$ 值 0.23‰ 的变化(Erez 和 Luz, 1982), $\delta^{18}\text{O}$ 在撞击后先变轻 0.76‰,相当于海水表层温度上升了 3.3℃;然后 $\delta^{18}\text{O}$ 加重了 0.41‰,相当海水表层温度 2.1℃ 的下降。

与撞击前比较, $\delta^{13}\text{C}$ 在撞击后的变化幅度不明显,只在撞击后第 2、3 个样品(115.87、115.86 m),即撞击后 120-360 年内先减轻 0.19‰,后上升 0.328‰。

5.5 撞击事件与温跃层深度的变化

现代海洋学研究认识到海气交换在气候变化中具有重要作用。通常,除高纬度地区外,海洋中只有温跃层以上的水体能与大气活跃地交换,温跃层就成了影响气候变化的重要因素之一;此外,温跃层的变化还控制着海洋中营养物质的分布和浮游生物生态域的大小。因此,古温跃层变化的研究也就成为现代古海洋学工作的热点之一。研究温跃层,主要是利用温跃层上下微体古生物化

石组合及其壳体氧碳同位素的差异来追溯温跃层的变化 (王吉良, 2001); 同时, 温跃层的深度变化与古温度的变化正相关, 可以对照研究古温度的变化 (王吉良, 2000)。现代生态学的研究表明, 浮游有孔虫主要生活在大洋中 200 m 以浅的上部水体中, 不同属种的有孔虫生活在水层中, 当温跃层深度发生变化时, 必然会导致生存于不同水体的种的相对百分含量发生变化。因此通过计算生存于不同水体不同生态的浮游有孔虫相对百分比例, 能间接反映上部水体混合程度的变化 (Hemleben 等, 1988; Ravelo 等, 1990; Chen, 1994)。以下通过两种研究方法可以讨论温跃层的变化

5.5.1 温跃层属种和浅层、深层属种百分含量变化

本次工作结合 Ravelo 等 (1990) 和周震 (2001) 根据氧同位素将浮游有孔虫区分出浅水层、深水层和温跃层属种 (表 13), 并在此基础上, 用温跃层属种和浅水层、深水层属种的相对百分含量的变化, 来讨论撞击事件对南海北部温跃层深度的影响 (图 15)。

表 13 第四纪浮游有孔虫浅水层、深水层及温跃层属种组合的划分

(据 Bé, 1977; Ravelo 等, 1990; 周震, 2001)

浅水 (混合) 层属种组合	深水层属种组合	温跃层属种组合
<i>Globigerinoides rubber</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	<i>Globorotalia inflata</i>
<i>Globigerina conglobatus</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Globorotalia menardii</i>	<i>Globorotalia tumida</i>
<i>Globigerinoides bulloides</i>	<i>Globorotalia tumida</i>	<i>Globorotalia menardii</i>
	<i>Globorotalia.trucatulinoidea(R)</i>	<i>Spheroidina dehisceus</i>

一般说来温跃层变浅时, 生活于浅水层中的浮游有孔虫混合属种的含量下降, 而生活于次表层较深水的浮游有孔虫温跃层属种的含量则增加, 导致浅层属种含量减少、深层属种含量增加 (Jian 等, 2000; Ravelo 等, 1990)。反之, 当温跃层变深时, 混合层属种含量增加, 而温跃层属种含量下降, 浅水层属种含量增加、深水层属种含量减少。我们计算了 ODP1146B 孔的浮游有孔虫不同深度属种的百分含量, 结果如图 15 所示。撞击后第一个样品 (115.88 m), 即撞击后 120 年内, 温跃层和深水层属种含量分别下降了 15.7 和 15.5%, 并在之后的 6 个样品中 (115.87~115.82 m), 即撞击后 120-720 年内, 保持了高值, 均值

分别达 41.5 和 41.9%。浅水层属种呈现相反的变化,在撞击后第一个样品中上升了 19.8%,然后下降,在撞击后 120-720 年内保持低值,平均为 37.0%。它们在 115.88 m 的变化与氧同位素变轻相对应,在 115.87~115.82 m 的变化与氧同位素加重相对应,说明了撞击之后海水温跃层在 120 年内先变深了,而后 120~720 年内又变浅。

5.5.2 转换函数方法

在对浮游有孔虫各个种不同的生态环境进行全面综合考虑的基础上,Andreason 和 Ravelo(1997)推导出了温跃层转换函数,本次工作利用转换函数方法估算了 1146B 孔中更新世撞击前后的温跃层深度变化(附表 6),虽然温跃层深度值的标准计算误差为 22 m,外加±5 m 的额外误差,但仍可以作为讨论温跃层大体变化的一个参考。

表 14 1146B 孔估算温跃层深度的浮游有孔虫分类

(据 Andreason 和 Ravelo, 1997)

Andreasen and Ravelo,1997	本次工作浮游有孔虫属种
<i>O. universa</i>	<i>O. universa</i>
<i>G. conglobatus</i>	<i>G. conglobatus</i>
<i>G. ruber</i>	<i>G. ruber</i>
	<i>G. obliquus</i>
	<i>G. extremus</i>
<i>G. tenellus</i>	<i>G. tenellus</i>
<i>G. sacculifer</i> (total)	<i>G. sacculifer</i> (total)
<i>S. dehiscens</i>	<i>S. dehiscens</i>
<i>G. aequilateralis</i>	<i>G. aequilateralis</i>
<i>G. calida</i>	<i>G. calida</i>
<i>G. bulloides</i>	<i>G. bulloides</i>
<i>G. falconensis</i>	<i>G. falconensis</i>
<i>N. pachyderma</i> (L)	<i>N. pachyderma</i> (L)
<i>N. pachyderma</i> (R)	<i>N. pachyderma</i> (R)
<i>N. dutertrei</i>	<i>N. dutertrei</i>
<i>P. obliquiloculata</i>	<i>P. obliquiloculata</i>
<i>G. inflata</i>	<i>G. inflata</i>
<i>G. truncatulinoides</i> (L)	<i>G. truncatulinoides</i> (L)
<i>G. truncatulinoides</i> (R)	<i>G. truncatulinoides</i> (R)

<i>G. crassaformis</i>	<i>G. crassaformis</i>
<i>G. scitula</i>	<i>G. scitula</i>
<i>G. mena</i>	<i>G. menardii</i>
<i>G. tumida</i>	<i>G. tumida</i>
<i>G. glutinata</i>	<i>G. glutinata</i>

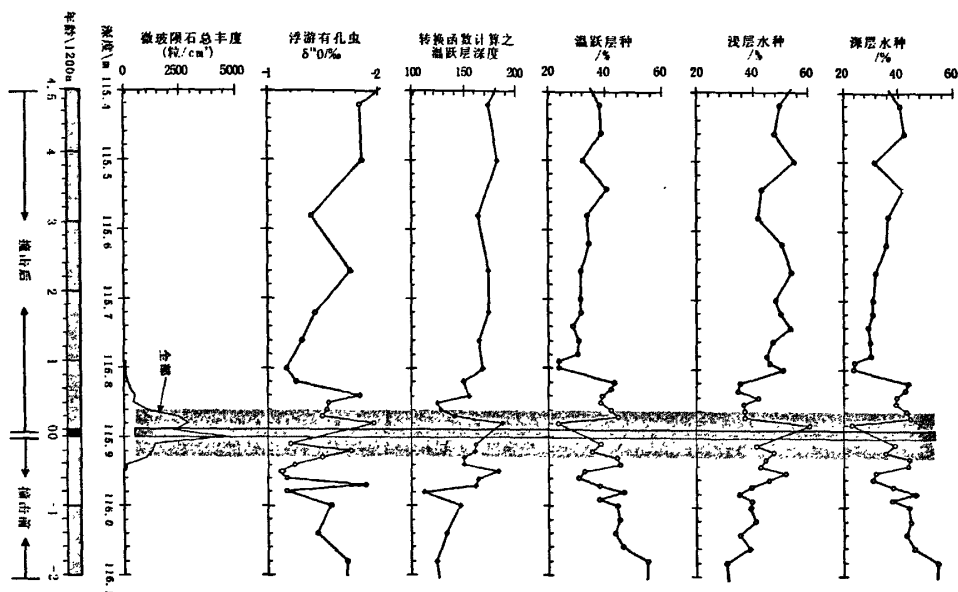


图 15 1146B 孔微玻陨石层位分布及其温跃层深度变化。浅色的阴影区示

微玻陨石丰度高值层位，其中黑色细条示缺失浮游有孔虫的层位

结果如图 15 所示，撞击后第一个样品（115.88 m），即撞击后 120 年内，温跃层深度较前加深了 27 m，为 187 m；在之后的 3 个样品中即撞击后 120~480 年内，温跃层深度明显变浅，平均 131 m。综上所述，撞击之后 120 年内海水表层温度上升、 $\delta^{18}\text{O}$ 值减轻和温跃层加深，之后 120~480 年温度下降， $\delta^{18}\text{O}$ 值变重和温跃层变浅。

5.6 撞击与碳酸钙溶解作用

本次工作未能测定样品中的碳酸盐含量，只能从反映溶解作用的微体化石指标来定性考查该海区撞击前后的碳酸盐溶解作用的变化。

常用的以浮游有孔虫群变化反映深海碳酸盐溶解作用的指标有：浮游有孔虫碎壳率、浮游有孔虫溶解指数 (FDX)、浮游有孔虫易溶种含量和难溶种含量 (%)、浮游有孔虫绝对丰度等。其中浮游有孔虫碎壳率 (%) 可以反映碳酸盐溶解作用 (Bé 等, 1976; Hebbeln 和 Berger, 1990; Le 和 Shackleton, 1992; 王律江, 1992; Miao 等, 1994), 常用来作为检验碳酸盐溶解强度的指标。从图 16 看, 浮游有孔虫碎壳率变化范围为 3% 和 10%, 反映总体上碳酸盐溶解作用不强。碎壳率在撞击后 2 个样品 (240 年) 内较撞击前减少了 2%, 然后在其上的 2 个样品 (240-480 年) 内增加了 5%。根据 Berger(1979) 的研究, 将 *Neogloboquadrina*、*Globoquadrina*、*Globorotalia*、*Pulleniatina*、*Sphaeroidinella* 等归入难溶种; 而 *Globigerinoides*、*Orbulina*、*Globigerinella* 等归入易溶种; 图 16 中所示两者百分含量变化, 易溶种在撞击后第一个样品 (115.88 m) 中明显上升了 27.6%, 然后连续下降至 40.4% (115.82 m); 难溶种百分含量变化则与之相反, 先下降 28.4%, 上升至 55.7% (115.82 m)。上述这种变化与浮游有孔虫碎壳率

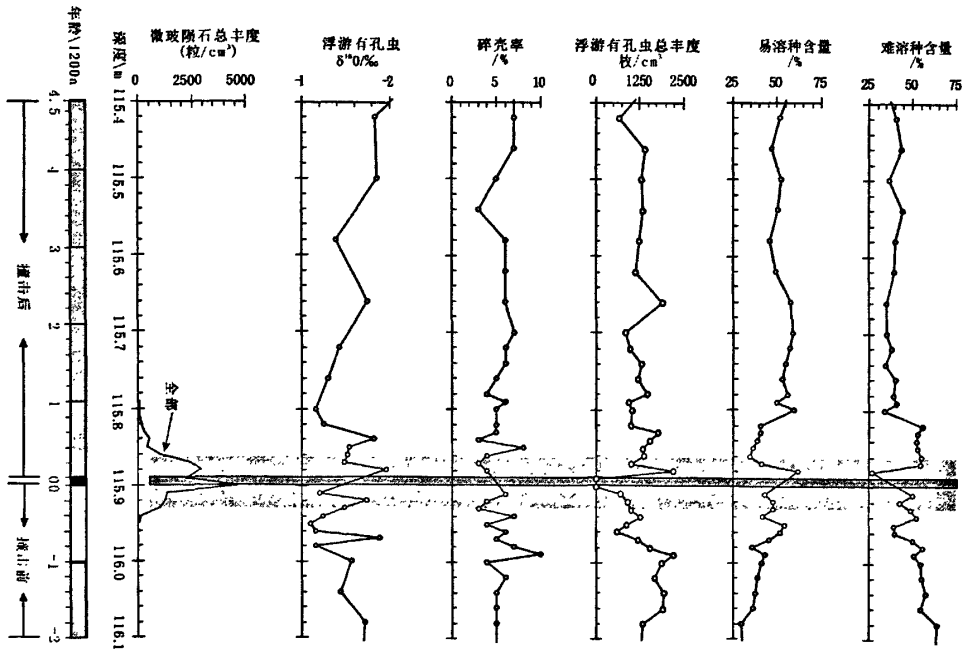


图 16 1146B 孔微玻陨石层位分布和碳酸盐溶解作用的各项指标变化。浅色的阴影区示微玻陨石丰度高值层位, 其中黑色细条示缺失浮游有孔虫的层位

指标一样，反映了海水碳酸盐溶解作用在撞击后中先减弱后加强的现象。

5.7 撞击前后的孢粉记录

通常认为，中更新世撞击发生在中南半岛陆地 (Glass 和 Pizzuto, 1994; Lee 和 Wei, 2000; Glass, 2003)，如此，会对陆地环境造成极大的破坏。本次主要从 1144 站微玻璃陨石层及其上下地层中的孢粉记录来讨论撞击事件对陆地植被和气候的影响。图 17 示 1144 站的花粉图式。从图中可以看出，在微玻璃陨石富集层内，孢粉总量在微玻璃陨石层减少；木本花粉较微玻璃陨石层之下样品含量下降了 15.8%，其中松科 (Pinaceae) 下降最为明显，由 30.5% 降至 17.6%，下降幅度为 12.9%；而草本花粉增加了 15.6%，其中禾本科增加较为明显(3%)。这种变化很可能反映了由撞击所造成气候变冷，导致木本植被减少和相应的草本植被发育。值得注意的是这种木本和草本花粉含量的变化在经过 1 至 2 个样品，即经过 26-52 a 后，就恢复到撞击之前的水平。对 1146B 的研究结果表明，浮游有孔虫群在撞击后 120 年内就恢复到撞击前的水平，两者说明无论是海洋还是陆地生态，在撞击后百年内都能复原。

碳屑的丰度在微玻璃陨石层内变化不大。一些学者指出，撞击会引起森林大火 (Paine,2001)。假如中更新世地外物体撞击在中南半岛某地 (Glass 和 Pizzuto, 1994)，引起森林大火，相应所产生的大量碳屑会飘到海洋中，海洋沉积物中的

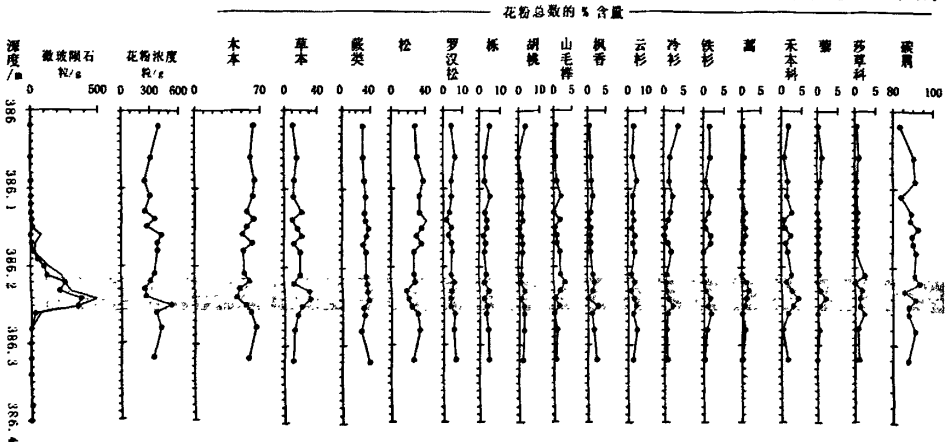


图 17 ODP1144 站微玻璃陨石层及其上下地层中的花粉图式 (由徐金鲤分析)

5.8 讨论

1. 115.88 m 和 115.89 m 计 2 cm 厚的地层缺失浮游有孔虫, 可能意味着撞击事件对当时的浮游有孔虫造成了大量的死亡, 致使在这 2 cm 厚的沉积中几乎无浮游有孔虫沉积。

2. 表 15, 图 18 反映了撞击前后各类环境指标的对比。由表 15, 图 18 所见, 第一个样品 (115.88 m), 即相当 120 年内, 各类数据都指示了撞击后海水表层温度上升; 然后在之后 2-3 个样品, 即在撞击后 120-360 年内, 各种数据又指示降温。Paine(2001)认为撞击后全球首先降温, 然后迅速回升发生“温室效应”, 气候变暖。赵泉鸿等 (2004) 研究了 1144 站撞击事件对环境的影响, 指出撞击造成了海水表层温度约 2℃ 的下降和氧同位素的小幅度的加重。1146B 孔的记录与他们的不同, 撞击后第一个样品记录了在撞击后约 120 年内 SST 小幅度上升, 是否与样品的时间分辨率低于 1144 站(26 年), 而没有记录到早期的变冷事件? 有待进一步研究。

3. 比较撞击前、后的各类环境指标 (表 15, 图 18), 撞击后各类指标多数在第一个样品, 即 120 年内发生较为明显的变暖的变化。必须指出的是, 这 120 年内的变化及其之后 500 年内的变化幅度并没有显著地超越撞击前的正常波动范围, 并且撞击后 120 年基本恢复到撞击前的水平说, 说明撞击对表层海洋环境的影响只是小幅度的, 只是在气候趋暖背景下的小幅度变冷事件, 对环境并未产生具重大意义的或者灾难性的影响。

表 15 1146B 孔撞击前后各项环境指标比较

撞击前后时间及样品		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	SST $^{\circ}\text{C}$ / 夏季	SST $^{\circ}\text{C}$ / 冬季	SST $^{\circ}\text{C}$ / /温差	暖水种 /%	凉水种 /%	浅层种 /%	深层种 /%	温跃层深度 /m
撞击前	950 年/8 个 (平均值)	-1.37	0.49	28.3	20.5	7.9	43.9	56.1	35.6	47.4	154
	950 年/8 个 (最大值)	-1.09	0.58	28.5	21.8	9.7	51.0	70.7	44.3	58.5	183
撞击后	120 年/第 1 个	-1.96	0.43	28.7	23.1	5.6	57.5	42.5	49.8	35.7	187
	480 年/4 个 (平均值)	-1.63	0.40	28.3	20.4	7.9	42.5	57.6	35.9	45.6	131
	480 年/4 个 (最大值)	-1.96	0.57	28.4	20.6	9.3	57.5	66.0	49.8	52.3	145

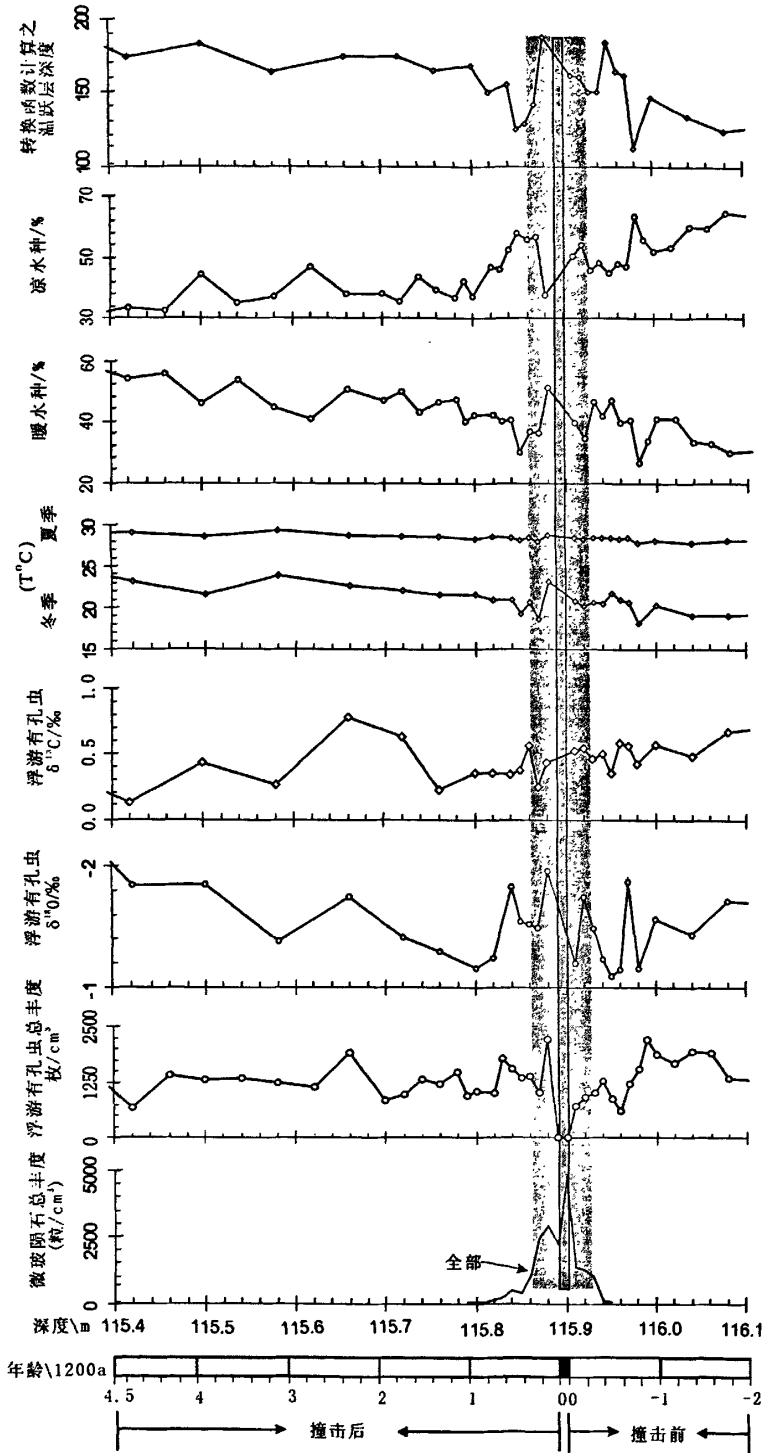


图18 1146B孔指示的撞击前后各项环境指标比较

第6章 撞击事件的环境意义

撞击事件后, 极端的环境后果对生物产生了致命性的打击, 会在全球范围内存留下永久性的印记。其环境效应是全球性的, 但不同地区距离源区远近不一, 对撞击的后果纪录不同, 或者由于保存条件差, 根本无法记录下来。此次工作通过南海 1146 站, 参考相邻的 1144 站及澳-亚撒布区内其它大洋站位, 对撞击事件的短期环境效应作以综合评述。

包括 K/T 界限附近的撞击事件, 在新生代先后发生了六次地外物体撞击地球的重大事件 (欧阳自远等, 1991), 在这些重大撞击事件中, 撞击作用产生的气溶胶颗粒在平流层浓度急剧增大, 透明度迅速降低, 并持续数年或更长时间, 气温下降。同时, 大气中高浓度的撞击成因微粒吸收地表长波辐射, 使平流层下层显著加热, 可达几度。撞击会引发森林大火, 使温室气体的升温效应增强。撞击后存在的降温/增温双重效应, 可以认为, 在撞击后相当长的一段时间, 温室效应不足以抵消降温效应, 巨大撞击事件对古气候的净灾变效应以降温为主, 估计地表平均气温在撞击后将下降数十度, 导致全球冰川化, 形成新的冰川 (欧阳自远, 1996)。黄土中赋存的微玻陨石发现在 L8 上部, 其与黄土地层指示的干冷条件下叠加一个更为干冷的冷事件层位一致, 解释为天体撞击事件所导致的在冰期出现一个更加冷的短时间尺度上的全球变冷事件 (李春来, 1994)。这一发现同欧阳自远的观点是一致的。但近年来的研究并不支持这一说法 (deMenocal 等, 1990; Schneider 等, 1992; 赵泉鸿等, 1999; 王吉良等, 2000; 赵泉鸿等, 2004), 发现中更新世撞击事件发生在 MIS 20 冰期向 MIS 19 间冰期的过渡时期, 在较长时间尺度上全球温度呈现正常上升的趋势。

关于短时间尺度上 1000 a 以内的基本研究都是来源于深海沉积样品, 更短时间 (<100a) 大多通过计算机模拟来开展相关环境效应的方面的研究工作 (Toon, 1997), 已有相当多的推测, 但所得的数据有待于做进一步证实。欧阳自远 (1991) 所做的撞击的气候效应模拟估算出中更新世撞击事件短期的气候效应持续 8 a, 以净增温效应为主; 长期的气候效应持续约几万年, 以降温效应为主。所作的模拟只考虑了撞击作用产生尘埃的直接气候效应, 未考虑气候变化时全球反射率的变化、撞击产生的气体 (SO₂ 和 CO₂) 等对气候的影响, 因此

对撞击后气候变化的短期效应的估算是全面的。

同欧阳自远(1991)一样, Paine(2001)对陨石撞击的环境效应都只是设定具体的条件, 设定的过程中考虑撞击因素不全面, 只侧重撞击后果的某一方面, 得出的观点尚待商榷, 需要再做相应的工作来验证其正确性。

最近, 刘建中等(2002)在ODP 1144站A孔海底以下348.55 m(相当于合成深度392.70 m)处的沉积物中找到4颗微玻陨石, 并据此得出撞击事件对环境造成了灾变性影响的结论。但是该处位于1144站的微玻陨石丰度高值峰之下6.45 m。因此, 他们的结论是不可靠的。

本次利用1146B孔含微玻陨石层的沉积样, 分别从几个方面分别讨论了短时间尺度上陨石撞击在海洋的环境效应, 研究表明陨石撞击后短时间(400年): 有孔虫种群丰度减小, 但没有有孔虫个别种属的绝灭; 在120年内, 浮游有孔虫暖水种百分含量增加, 冷水种百分含量下降; $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 变轻, 表层海水温度升高, 温跃层加深; 在120~480年内, 浮游有孔虫暖水种百分含量、冷水种百分含量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、表层海水温度、温跃层深度的变化都与120年内的变化呈趋势相反, 这些信息指示了撞击后南海环境的变化状况。1144站微玻陨石层高分辨率的研究, 也证实了中更新世撞击事件并没有对浮游有孔虫种群及海洋环境产生重大或灾难性的影响; 但各项指标显示撞击造成了海水表层温度约2℃的下降和氧同位素的小幅度的加重(赵泉鸿, 2004)。1146B孔的记录与他们的不同, 撞击后第一个样品记录了在撞击后约120年内SST小幅度上升, 可能和样品的时间分辨率低于1144站(26 a)有关, 而没有记录到早期的变冷事件? 需要进一步工作加以验证。

微玻陨石富集层中无论是有孔虫暖水种和凉水种含量变化及其反映的表层海水温度变化, 还是 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的波动, 它们的变化幅度与微玻陨石富集层前后的进行比较, 并不显得十分突出, 仍然属于正常范围内的波动。因此, 即使把微玻陨石富集层中的这些波动全都归因于撞击事件造成的后果, 其只是在气候趋暖背景下的小幅度变冷事件, 撞击对环境的影响只是小尺度的, 对海洋表层环境并未产生具重大意义的或者灾难性的影响, 撞击效应持续时间约120年左右。

此次工作中更新世陨石撞击事件的环境效应评价, 只是探索性的, 起“抛砖引玉”的作用, 需要综合澳-亚撒布区多个钻孔资料来评估。

前面讨论了撞击短时间(100~1000 a)的环境效应, 下面讨论在中更新冰

期/间冰期气候急剧振荡的背景之下，在较长时间尺度上(10~100 ka)撞击事件的环境意义。

“中更新世革命”的大量研究表明，大致在 1.1~0.7 MaBP，发生了气候异常变化、构造活化、侵蚀沉积事件、撞击事件、生物迁徙以及古地磁的异常等环境事件，而且连续集中发生，导致更新世中期前后气候的巨大差异（周厚云，2002）。在同位素记录方面，表现在早于 0.91 MaBP，大洋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低，变化幅度较小；0.73 Ma 以来， $\delta^{18}\text{O}$ 值较大，变化幅度也大（Gilbert 和 Clark, 1983）。此后气候变化幅度最大，冰封北冰（Gilbert 和 Clark, 1983），氧同位素变化明显，冰期间冰期频繁更迭。中更新世撞击事件处在气候转型期，在中更新世冰期/间冰期气候急剧振荡的背景下，如何分辨出撞击效应在较长时间尺度上对环境的影响？

本次工作表明，撞击的短期气候效应持续了约 120 年，气候即基本恢复了正常。从较长时间尺度讨论其在氧同位素曲线中的位置，撞击事件位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间，其晚于 MIS 20.2 最冷时期约 7 ka，早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka，因此，氧同位素记录并不反映撞击事件与气候冰期或间冰期发生具直接关系；撞击事件的发生早于 B/M 界线磁场倒转 12.6 ka，二者不存在因果上的相关性，撞击事件和 B/M 界限磁场倒转是距离最近的“中更新世革命”环境异常事件，二者没有直接联系，表明此次撞击事件同其它环境异常事件联系也不大，这次撞击事件只是多个异常环境事件中的“插曲”，未对环境变化产生转折性的扭转。

第7章 结论

通过对南海南沙深海区 1146B 孔柱状样中浮游有孔虫的定量分析, 以及微玻陨石丰度的统计, 结合浮游有孔虫氧、碳稳定同位素数据, 参考 ODP 1144 站孢粉分析资料, 从浮游有孔虫种群、表层海水古温度、温跃层深度等方面, 估算了中更新世撞击事件年龄并讨论了撞击的环境意义, 初步得出如下结论。

1) 依据古地磁、氧同位素和生物等地层年代资料, 1146B 孔微玻陨石年龄分别计算为 792.6、789.6 和 787.5 ka, 古地磁测试的样品时间分辨率最高, 所计算出的微玻陨石的年龄 792.6 ka 最为可靠。

2) 微玻陨石层及其上覆下俯地层中浮游有孔虫群的组合面貌变化不大, 不存在种属的灭绝和新生, 表明撞击事件没有对海洋浮游有孔虫造成灾难性影响。但浮游有孔虫在在撞击过程中有过短暂的死亡。

3) 微玻陨石层清楚地位于冰期 MIS 20.2 和间冰期 MIS 19.1 之间, 撞击要晚于 MIS20.2 最冷时期约 7 ka, 早于 MIS 19.1 明显变暖时期约 5 ka。因此, 氧同位素记录并不反映撞击事件与气候冰期或间冰期发生具直接关系。

4) 撞击事件的发生早于 B/M 界线磁场倒转 12.6 ka, 二者不存在因果上的相关性。

5) 撞击之后 120 年内, 海水表层温度上升 2.3~3.3 °C, $\delta^{18}\text{O}$ 减轻和温跃层变深, 相应浮游有孔虫群中浅水和暖水种丰度增加, 深水种和凉水种减少。即使把这些变化归因于撞击造成的, 与撞击前相比较, 并不显得十分突出, 即对海洋表层环境未产生具重大意义和灾难性的影响。

6) 1144 站分析结果显示, 撞击后植被木本下降, 草本上升, 约 50 年恢复到撞击之前的水平, 未见森林大火记录。

致谢

本次工作从选题、样品分析、数据处理乃至最后成文，一直得到导师赵泉鸿教授的悉心指导和帮助；同时，在两年半的学习生活中，赵老师还教会了我许多治学和做人的道理，受益匪浅，谨表示衷心地感谢！

感谢古环境组的汪品先、翦知湑、卞云华、邵磊、吴国瑄、郑洪波、王汝建、刘传联、刘志伟、刘志飞、黄维、田军等老师，在生活、工作和学习等方面给予我的关心和帮助；澳大利亚南澳大学的李前裕博士和翦知湑教授在微体古生物学习阶段给予的悉心指导；成鑫荣老师进行氧、碳稳定同位素的测定，夏佩芬老师进行微玻璃陨石电镜扫描和能谱分析，山东胜利油田研究院徐金鲤做 1144 孔孢粉分析。

还要感谢在研究生学习期间朝夕相处的同学们：李丽师姐和徐建大师兄的好脾气，李建如、陈晓良师兄的豁达，李建，唐松、黄湘通、王晓梅几位师兄师姐的笑脸，贺娟，青子琪，张江勇，乔培军，蒋来宾，拓守廷，季军良，金海燕等的热心以及小师弟王博士、肖文申、张拭颖的热情支持，刘锐、童胜琪、何沅澎的纯真可爱，舍友燕子、庆梅、晓虹、鲁沂的友谊支持以及她们在生活中给予的关怀，感谢他们在两年半来使我的生活充满友爱，欢声笑语。谢谢，朋友！

感谢一直以来默默关心和支持我的亲人！感谢他们对我的关心、照顾和支持。

再次向关心和鼓励过我的老师、同学、朋友和家人致以衷心的感谢！人生的每一步，有了你们，快乐萦绕！

参考文献

1. 赵泉鸿, 翦知湑, 李保华等. 南海深海沉积中的中更新世微玻璃陨石. 中国科学: D 辑, 1999, Vol. 29(1): 45-49
2. 王吉良, 赵泉鸿, 成鑫荣等. 南海中更新世微玻璃陨石事件的年龄估算: 海陆对比复杂性的一个例证. 科学通报, 2000, Vol. 45 (23): 2558-2562
3. 袁文印. 海南岛雷公墨(玻璃陨石)起源问题的初步探讨. 地质科学, 1981, 334-335
4. 李昌年. 海南岛雷公墨及其成因探讨. 岩石矿物及测试, 1984, Vol. 3 (3): 207-215
5. 欧阳自远等. 小天体撞击与古环境灾变——新生代六次撞击事件的研究. 武汉: 湖北科学技术出版社, 1997, 1-170
6. 王汝建, Abelman A, 李保华等. 南沙海区放射虫组合在中更新世气候转型时的突然变化. 科学通报, 2000, 45 (3): 314-318
7. 黄宝琦. 南海北部晚上新世以来的有孔虫群与东亚季风演化:[博士学位论文]. 上海: 同济大学, 2002
8. 李保华, 翦知湑. 南沙深海区近 12 Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. 中国科学(D 辑), 2001, Vol. 31(10): 840-845
9. 李建如, 王汝建, 李保华. 南海南部 12 Ma 以来的蛋白石堆积速率与古生产力变化. 科学通报, 2002, 47(3): 235-237
10. 韦刚健, 梁细荣, 李献华等. ODP 1144 站钻孔沉积物中微玻璃陨石的元素地球化学特征. 地球化学, 2002, Vol. 31(1): 40-41.
11. 李霞, 赵泉鸿, 黄宝琦等. 中更新世陨石撞击事件年龄的高分辨率估算. 海洋地质与第四纪地质, 2004, Vol. 24(2): 73-77
12. 赵泉鸿, 翦知湑, 成鑫荣. 中更新世撞击事件对海洋环境的影响——南海 ODP 1144 站的高分辨率记录. 2004, 21 (2): 130-135
13. 欧阳自远. 天体化学. 北京: 科学出版社, 1988, 290-310
14. 林文祝, 欧阳自远. 核爆炸玻璃, 撞击玻璃和玻璃陨石源岩. 地球科学, 1991, Vol. (2): 48
15. 许汉脚, 胡国辉, 钟红梅等. 中国雷琼地区玻璃陨石成分的初步研究. 地球化学, 1983, Vol. 3: 322-326
16. 张虎男, 陈伟光, 李子全. 粤西玻璃陨石的发现及其断代意义. 海洋地质与第四纪地质, 1991, Vol. 11 (4): 106-107
17. 黄志涛. 广西玻璃陨石初步研究. 地质地球化学, 1995, Vol. 4: 51-57
18. 李春来, 欧阳自远, 刘东生等. 黄土中微玻璃陨石和微玻璃球的发现及意义. 中国科学: B 辑, 1992, Vol. 11: 1212-1219
19. 徐和聆, 吴锡浩等. 黄土地层中奇异颗粒的发现与初步研究. 海洋地质与第四纪地质, 1993, Vol. 13(1): 57-66
20. 李增慧等. 江苏新泗地区微玻璃球粒初步研究. 江苏地质, 1991, Vol. (2): 65-71

参考文献

21. 王安德, 谢振钊, 王焕真等. 北京微熔融石的成因初探. 地质地球化学, 1995, Vol. 4:61-64
22. 刘顺生, 李增慧. 中国大陆微玻璃陨石的裂变径迹年龄测定. 地质地球化学, 1995, Vol. 4:58-60
23. 彭汉昌等. 我国首次在太平洋发现的微玻璃陨石的初步研究. 海洋学报, 1983, Vol. 5(2):194-201
24. 欧阳自远等. 海南岛玻璃陨石中某些微量元素组成. 地球化学, 1976, Vol. 2: 144
25. 林文祝. 击变玻璃(玻璃陨石)成因—彗星撞击. 地质地球化学, 1995, Vol. 4:71-73
26. 王道经. 白沙陨坑研究的进展. 陨星全国陨石及空间化学学术讨论会议论文及摘要. 1994
27. 王道经, 李健. 海南岛白沙陨石坑的遥感图像解释与验证. 中国地质(A), 1993, Vol. 59:23-24
28. 郭士伦, 郝秀红, 陈宝流等. 广西玻璃陨石裂变径迹年龄及其在空间科学中的意义. 地质地球化学, 1995, Vol. 4: 55-57
29. 周力平, Shackleton N, Dodonov A. 欧亚黄土中古地磁极性界线的地层学解释. 第四纪研究, 1996, Vol. 20(2):196-202
30. 肖志峰, 欧阳自远, 林文祝. 新生代巨大天体撞击作用的气候效应模拟. 科学通报, 1995, Vol.40:151
31. 汪品先, 章纪军, 赵泉鸿等. 东海底质中的有孔虫和介形虫. 北京: 海洋出版社, 1988, 14-15
32. 刘东生等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
33. 李春来, 林文祝, 欧阳自远. 黄土中 0.7Ma 微玻璃陨石赋存层位地球化学*——撞击效应对古气候的影响: 稳定碳同位素研究. 科学通报, 1994, Vol. 39(7):630-632
34. 王吉良. 18Ma 以来南海北部地区浮游有孔虫组合与古海洋变化:[博士学位论文]. 上海: 同济大学, 2001
35. 周震. 南海北部五十万年来浮游有孔虫组合变化与古海洋学研究:[硕士学位论文]. 上海: 同济大学, 2001
36. 欧阳自远, 管云彬. 据大气候撞击作用诱发古气候旋回的初步研究. 科学通报, 1991, Vol. 37(9):829-831
37. 刘建中, 张蕾, 李春来等. 撞击事件对古环境的影响 — 来自 ODP1144 站样品的证据. 第四纪研究, 2002, Vol. 22(6): 552-557
38. 周厚云. 早更新世末中更新世早期的环境事件与灾变. 自然灾害学报, 2000, Vol.19(2): 123-126
39. 王律江, 鲁一江, 钱建兴等. 南海北部晚第四纪同位素地层学及沉积历史. 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛海洋大学出版社, 1992, 217-226
40. 李保华, 赵泉鸿, 陈民本, 等. 南海深海区近 10Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. 中国科学: D 辑, 2001, Vol. 31(10): 840-845
41. Andreasen DJ, Ravelo A C. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. Paleoclimatology, 1997, Vol.12(3):395-413

42. Baksi A, Hsu VMcW, Williams M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal. *Science*, 1992, Vol.256:356-357
43. Bé A W H, Tolderlund D S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: Funnel B. M. Reidel W. R.,(eds), *Micropaleontology of Oceans*. London: Cambridge University, 1971,105-149
44. Bé A W H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay A T S (eds). *Oceanic Micropaleontology*. New York: Academic press, 1977, 1-101
45. Berger W H. Preservation of foraminifera. *Foraminiferal Ecology and paleoecology*. SEPM Short Course No.6,1979, 105-155
46. Berger W H. Yasuda M K., Bickert T, et al. Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 1994, Vol.22: 463~467
47. Berggren W, Kent D, Swisher C, et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W, Kent D, Aubry M-P, et al. (eds.), *Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation*. SEM Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma U.S.A., 1995, Vol.54:129~212
48. Blum J D, Papanastassiou D A, Koeberl C, Wasserburg G J. Neodymium and constraints on the provenance and age of target material. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1992, Vol.56:483-492
49. Burns C A The Australasian microtektite layer: Implications concerning its source and relationship to the Brunhes/Matuyama geomagnetic reversal. Ph.D. thesis, Univ. of Delaware, Newark, Delaware. 1990, 210
50. Burns C. Timing between a large impact and a geomagnetic reversal and the depth of NRM acquisition in deep-sea sediments. In: Lowes F, et al. (eds.), *Geomagnetism and Paleomagnetism*. Kluwer Academic Publishers, the Netherlands, 1989, 253-261
51. Cassidy W, Glass B, Heezen B. Physical and chemical properties of Australasian microtektites. *J. Geophys. Res.*, 1969, Vol.74(41):1008-1025.
52. Chaisson W P, Ravelo A C. Changes in upper water-column structure at Site 925, late Miocene-Pleistocene: planktonic foraminifer assemblage and isotopic evidence. In: Shackleton, N. J., Curry, W. B., Richter, C., Bralower, T. J. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1997, Vol.154:255-268
53. Chao E C T. The petrographic and chemical characteristics of tektites. See: O'Keefe, 1976, 51.1963
54. Chen M T. Estimating thermocline from planktonic foraminifer faunal data: the development of paleoecological transfer functions for reconstructing low-latitude Pacific upper-layer conditions. *J. Geol. Soc. of China*. 1994, Vol.37 (4):443-474
55. Clemens S, Prell W. Data report: oxygen and carbon isotopes from Site 1146, Northern South China Sea. *Proc. ODP, Sci. Results* 184, 2003, 1-8 (on-line).
56. deMenocal P, Ruddiman W, Kent D. Depth of post-depositional remanence acquisition in

- deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic stage 19.1. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, Vol.99:1-13
57. Erez J, Luz B. Temperature control of oxygen isotope fractionation of cultured planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, 47:220-222
58. Frey F A, Spooner C M, Baedeker P A, Microtektites and tektites: a chemical comparison. *Science*, 1970, Vol.170:845
59. Gilbert M W, Clark D C. Central Arctic Ocean Paleocyanographic interpretations based on late Cenozoic calcareous dinoflagellates. *Mar. Micropaleontol.*, 1983, Vol.7:385-401
60. Glass B P, Chapman D R, Shyam Prasad M. Ablated Tektite from the Central Indian Ocean. *Meteoritics and Planetary Science*, 1996, Vol.31:365-369
61. Glass B P, Heezen B C. Tektites and Geomagnetic Reversals, *Scientific American*, 1967, Vol.217:3238
62. Glass B P, J Wu. Coesite and Shocked Quartz Discovered in the Australasian and North American Microtektites Layers. *Geology*, 1993, Vol.21:435-438
63. Glass B P, Muenow D W, Aggrey K E. Further evidence for the impact origin of tektites. *Meteoritics*, 1986, Vol.21:369-370
64. Glass B P, Pizzuto J E. 'Geographic variation in Australasian microtektite concentration: Implications concentration the location and size of the source crater' *J of Geophysical Research* .(abstract only), 1994, Vol.99(E9):19075-19081
65. Glass B P, Swincki M B, Zwart PA, Australasian, Ivory Coast and North American Tektite Strewn Fields: Size, Mass and Correlation with Geomagnetic Reversals and Other Earth Events, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, 1979, 2535-2545
66. Glass B P. Microtektites in deep-sea sediments. *Nature*, 1967, Vol.214:372-374
67. Glass B P, Muenow D, Bohor B, et al. Fragmentation and hydration of tektites and microtektites. *Meteor. Planet. Sci.*, 1997, Vol.32: 333-341
68. Glass B P. Solution of natural-occurring glasses in the geological environment. *J. Non-Cryst. Solids*, 1984, Vol.67:265-286
69. Glass B P. Tektites and the Age Paradox in Mid-Pleistocene China. *Science* ,2000, Vol.289(28):507a
70. Glass B P. Australasian microtektites in the Southern China Sea: implication researching the location and size of the source crater. *Lunar and Planetary Science XXXIV*, 2003, 1092
71. Grieve R A F and Floran J R. The melt rocks at Brent crater. *Ontario Proc. Lunar Planet Sci. Conf.*, 9th, 1978
72. Haines P, Jenkins R, Kelley S. Pleistocene glass in the Australian desert: The case for an impact. *Geology*, 2001, Vol.29(10):899-902
73. Hartung, Koeberl C. 'In search of the Australasian tektites source crater: the Tonle Sap hypothesis', *Meteoritics*, 1994
74. Hebblen D, Berger W H. Pleistocene dissolution fluctuations from apparent depth of deposition in core ERDC-127P, west-equatorial Pacific, *Marine Geology*, 1990,

- Vol.92:165-167
75. Hemleben C, Spindler M, Anderson O R. Modern planktonic foraminifera. Springer New York Inc.1988, 363
 76. Hou Y, Potts R, Yuan B, et al. Mid-Pleistocene Acheulean-like stone technology of the Bose Basin South China. *Science*, 2000, Vol.287:1622-1626
 77. Huang Q Y, Fu S F, Zhao M X, et al. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last glaciation. *Mar. Micropaleontol.* 1994, Vol.32: 71-94
 78. Imbrie J, Kipp N G A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology application to a late Pleistocene Caribbean core. In: Turekian K. K., (eds), *The Late Pleistocene Glacial Ages*. Yale University Press, 1971, 71-181
 79. Imbrie J, Kipp N G A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology application to a late Pleistocene Caribbean core. In: Turekian K. K., (eds), *The Late Pleistocene Glacial Ages*. Yale University Press, 1971, 71~181
 80. Izett G A, Obradovich J D. Laser-fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Australasian tektites (Abstract). *Lunar and Planetary Science*, 1992, Vol.23:593-594.
 81. Jian Z, Wang P, Chen M P et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, Vol 15(2): 229~243
 82. Jian Z, Wang P, Chen M P, et al. Foraminiferal responses to major pleistocene paleoceanographic changes in the southern south China sea. *Paleoceanography*, 2000, Vol.15(2):229-243
 83. Kennett J P, Srinivasan M S. Hutchinson: Neogene planktonic foraminifera. Ross Public Company, 1983, 244
 84. King E A. The origin of tektites :a brief review.*Am.Sci.*, 1977, Vol.65:212-218
 85. Kissel C, Laj C, Clemens S, et al. Magnetic signature of environmental changes in the last 1.2 Myr at ODP Site 1146, South China Sea. *Marine Geology*, 2003, Vol.201:119-132
 86. Koeberl C. Geochemistry and of Muong Nong tektites.*Geochim.Comochim Acta*,1992, Vol.56: 1033-106
 87. Koeberl C. Geochemistry of tektites and impact glasses. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986, Vol.14: 323-350.
 88. Kung-Suan Ho* †, Ju-chin Chen. Geochemistry and origin of tektites from Penlei area, Hainan Province, southern China. *Journal of Southern Asian Earth Sciences*,1996, Vol.13(1):61-72
 89. Le J N, Shackleton N J. Carbonate dissolution fluctuation in the western Equatorial Pacific during the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 1992, Vol.7(1):21-42
 90. Lea D W, Park D K, Spero H J. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 2000, Vol.289:1719-1724
 91. Lee M Y, Wei K Y. 'Australasian microtektites in the South China Sea and West Philippine Sae: implications for age, size and location of the impact crater', *Meteoritics and Planetary*

- Science*, 2000, Vol.35(6):1151-1155.
92. Miao Q M, Thunell R C, Anderson D M. Glacial-Holocene carbonate dissolution and sea surface temperatures in the South China and Sulu Sea. *Paleoceanography*, 1994, i. 9 (2) :269-290
 93. Michael Paine, sign of a devastating asteroid in Indochina 800,000 years ago, *Meteorite, Source of the Australasian Tektites*, 2001
 94. Muller R A, Morris D E. Geomagnetic reversals from impacts on the Earth. *Geophysical Res. Lett.*, 1986, Vol.13 (11): 1177~1180
 95. Paine M. 'Asteroid impacts: the extra hazard due to tsunamis', *Science of Tsunami Hazards*, 1999
 96. Povemire H, Liu W, Xianlin I. 'Australasian tektites found in Guangxi Province, China', 30th Annual and Planetary Science Conference, Houston, 1999
 97. Ravelo A C, Fairbanks R G, Philander S G H. Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 1990, Vol.5 409-431
 98. Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene Evolution: North Hemisphere ice sheet and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1989, Vol.4(4):353-412.
 99. Saito, System Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera. Tokyo: University of Tokyo Press, 1981, 190
 100. Schmidt G, Wasson J. 'Masses of the impactor, the Australasian tektites, and size estimates of the main source crater', *Meteoritics*, 1993, Vol.28(3), 430 Schmidt G
 101. Zhou L, Wasson J. 'Iridium in sediments containing large abundances of Australasian microtektites from DSDP hole 758B in the Eastern Indian Ocean and from DSDP hole 769A in the Sulu Sea', Processing of 24th Lunar and Planetary Science Conference, 1993 Stöffler D. and Langenhorst F. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observations and theory. *Meteoritics* 29, 1994, 155-181.
 102. Schneider D, Kent D, Mello G. A detailed chronology of the Australasian impact event, the Brunhes-Matuyama geomagnetic polarity reversal, and global climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, Vol.111:395-405
 103. Schnetzler C C, Mchone J F. 'Source of the Australasian tektites: In vestigating possible impact sites in Laos ' *Meteoritics and Planetary Science*, 1996, Vol.31:73-76
 104. Sikes E L, Keigwin L D, Curry W B. Pliocene paleoceanography: circulation and oceanography changes associated with the 2.4 Ma glacial event. *Paleoceanography*, 1991, Vol.6 (2): 245-257
 105. Smit J, van Eijden A J M, Troelstra S R. Analysis of the Australasian microtektite event, the Toba Lake event, and the Cretaceous/Paleogene boundary, eastern Indian Ocean. *Proc. ODP, Sci. Res.*, 1991, Vol.121:489-503
 106. Suess F G, Die Herkunft der Moldavite und verwandter Glasor Jobrb geol. Reichsanstalt, 1900, Vol.50:193-382
 107. Tauxe L, Herbert T, Shackleton N, et al. Astronomical calibration of the Matuyama- Brunhes

参考文献

- boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1996, Vol.140:133-146
108. Taylor S R, Mclennan S M. Chemical relationships among irghizites, zhamshinites, Australasian tektites, and Henbury impact glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, Vol.43:1551
109. Taylor S R. Tektites: a post-Appollo view. *Earth Sci. Rev.*, 1973, Vo.13:101
110. Thompson P R. Planktonic foraminifera in the West North Pacific during the last 150000 years: Comparison of modern and fossil assemblages. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981, Vol.35:241-279
111. Toon O, Morrison D, Turco R P, Covey C. 'Environmental perturbations caused by the impacts of asteroids and comets', *Reviews of Geophysics*, 1997, Vol.35(1):41-78
112. Wang Jiliang, Zhao Quanhong, Cheng Xinrong, et al. The age determination of Mid-Pleistocene micotetites event in South China Sea: a example about complexity of sea-land contrast. *Science Bulletin*, 2000, Vol.45(23): 2558-2562
113. Wang L J, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geo.* 1999, Vol.156:245-284
114. Wang P, Prell W, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program. I nitial Reports, Vol.184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000
115. Wasson J T. Layered tektites: multiple imact origin for the Australasian tektites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991, Vol.102:95-109
116. Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 2001, Vol.292:686~693.
117. Zhao Quanhong, Jian Zhiming, Li Baohua, et al., Mid-Pleistocene microtektites in the deep sediments of South China Sea [J]. *Science in China, Series D*, 1999, 29(1): 45-49

附表 1 1146 站不同粒级微玻璃陨石统计数据及石英丰度

X>0.25mm

钻孔名	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W
岩心																
段																
样品号	49-50	50-51	51-52	52-53	53-54	54-55	55-56	56-57	57-58	58-59	59-60	60-61	61-62	62-63	63-64	64-65
合成深度 (m)	115.79	115.80	115.81	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90	115.91	115.92	115.93	115.94
分样数	1	1	1	1	1	1	1	1/4	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/2
克整	0	0	4	1	10	29	23	20	30	20	76	65	102	56	39	37
破碎	0	0	12	7	16	25	69	20	30	33	52	29	52	34	26	9
球形	0	0	0	0	3	15	7	7	9	7	23	34	28	15	11	0
圆盘形	0	0	0	0	1	6	2	4	7	2	19	16	35	9	6	9
椭球形	0	0	0	0	2	3	2	2	2	5	9	4	4	4	4	1
水滴状	0	0	0	0	3	4	11	4	9	5	19	9	32	11	10	1
哑铃形	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1
翼形	0	0	0	0	1	1	1	3	3	0	5	1	2	4	2	0
蜂窝状	0	0	0	0	0	21	49	49	32	28	28	33	84	35	9	4
石英	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

0.25mm>x>0.125mm

钻孔名	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W
岩心																
段																

附录

样品号	49-50	50-51	51-52	52-53	53-54	54-55	55-56	56-57	57-58	58-59	59-60	60-61	61-62	62-63	63-64	64-65	65-66
合成深度 (m)	115.79	115.80	115.81	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90	115.91	115.92	115.93	115.94	115.95
分样数	1	1	1	1	1	1	1	1	1/4	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/2
完整	0	5	14	9	22	28	77	26	48	146	120	168	193	71	36	42	0
破碎	3	1	24	22	65	185	356	110	216	481	356	437	544	220	80	93	1
球形	0	0	4	4	10	11	31	12	30	67	59	102	79	34	12	15	2
圆盘形	0	1	3	1	3	4	16	5	7	23	13	15	28	10	4	5	0
椭圆形	0	0	4	2	2	5	12	3	2	16	19	11	39	9	3	9	0
水滴状	0	2	3	2	3	6	9	5	7	21	21	26	30	9	12	8	0
哑铃形	0	0	0	0	3	0	4	1	1	12	5	2	2	2	2	4	0
翼形	0	2	0	0	1	2	5	1	2	7	4	11	16	6	3	2	0
蜂窝状	0	0	0	3	66	177	458	193	290	454	321	280	313	148	60	34	2
石英	0	0	1	2	0	0	15	2	16	28	40	67	103	35	11	8	0

汇总 (x>0.125mm)

钻孔名	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B
岩心	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H
段	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W
样品号	49-50	50-51	51-52	52-53	53-54	54-55	55-56	56-57	57-58	58-59	59-60	60-61	61-62	62-63	63-64	64-65	65-66
合成深度 (m)	115.79	115.80	115.81	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90	115.91	115.92	115.93	115.94	115.95
分样数	1	1	1	1	1	1	1	1/4	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/8	1/2	1
总数	3	6	50	39	113	267	525	296	744	1051	1500	1357	1969	1011	636	227	6
完整	0	5	14	10	32	57	100	106	288	306	728	688	1009	519	348	116	5

破碎	3	1	36	29	81	210	425	190	456	745	772	669	960	492	288	111	1
球形	0	0	4	4	13	26	38	19	39	74	82	136	107	62	27	26	2
圆盘形	0	1	3	1	4	10	18	9	14	25	32	31	63	19	10	14	1
椭圆形	0	0	4	2	4	8	14	5	4	21	28	15	43	13	7	13	1
水滴状	0	2	3	2	6	10	20	9	16	26	40	35	62	20	22	18	1
哑铃形	0	0	0	0	3	0	4	1	1	13	6	5	3	2	2	5	0
翼形	0	2	0	0	2	3	6	4	5	7	9	12	18	10	7	4	0
石英	0	0	1	2	0	0	15	2	16	28	40	67	103	35	11	8	0

不同形状陨石百分比

钻孔名	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	1146B 12H	1146B 05W	
岩心																			
段																			
样品号	49-50	50-51	51-52	52-53	53-54	54-55	55-56	56-57	57-58	58-59	59-60	60-61	61-62	62-63	63-64	64-65	65-66		
深度 (m)	115.79	115.80	115.81	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90	115.91	115.92	115.93	115.94	115.95		
分样数	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
完整	0	83	28	26	28	21	19	36	39	29	49	51	51	51	55	51	83		
破碎	0	17	72	74	72	79	81	64	61	71	51	49	49	49	45	49	17		
球形	0	0	29	44	41	46	38	41	49	45	42	58	36	49	36	33	40		
圆盘形	0	20	21	11	13	18	18	19	17	15	16	13	21	15	13	17	20		
椭圆形	0	0	29	22	13	14	14	11	5	13	14	6	14	10	10	16	20		
水滴状	0	40	21	22	19	18	20	18	21	16	20	15	21	16	29	23	20		
哑铃形	0	0	0	0	9	0	4	2	1	8	3	2	1	2	3	6	0		

翼形	0	40	0	0	6	5	6	9	6	4	4	5	6	8	9	5	0
总和	0	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

微玻璃石丰度 (粒/cm³) (x>0.125mm)

钻孔名	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B	1146B
岩心	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H	12H
段	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W	05W
样品号	49-50	50-51	51-52	52-53	53-54	54-55	55-56	56-57	57-58	58-59	59-60	60-61	61-62	62-63	63-64	64-65	65-66
深度 (m)	115.79	115.80	115.81	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90	115.91	115.92	115.93	115.94	115.95
体积 (cm ³)	4.68	3.36	4.56	1.82	2.10	2.31	1.40	2.58	3.87	2.44	3.78	2.02	4.05	2.00	2.00	2.70	4.22
完整	1	4	3	13	18	46	35	105	363	459	516	1022	341	368	324	29	0
破碎	0	7	7	40	96	165	127	365	1056	1275	1035	2274	538	454	474	7	0
球形(n)	0	1	1	5	7	20	13	57	157	216	263	446	122	160	120	10	0
圆盘形(n)	0	1	0	2	2	10	5	16	62	49	72	175	89	50	42	7	0
椭球形(n)	0	1	0	1	3	6	4	6	37	79	42	169	26	29	50	3	0
水滴状(n)	0	1	0	2	4	6	11	17	62	85	94	153	81	92	72	7	0
哑铃形(n)	0	0	0	2	0	2	1	2	25	18	11	12	6	9	16	1	0
翼形(n)	0	0	0	1	1	3	1	8	20	11	34	67	16	28	24	1	0
蜂窝状 (n)	0	0	1	36	84	207	173	526	1005	1144	652	1371	457	381	172	4	0
石英(n)	0	0	0	0	0	6	1	24	58	131	142	409	69	43	32	0	0

附表

附表 2 1146 站浮游有孔虫属种鉴定名称

属 名	种 名
<i>Orbulina</i> , d'Orbigny,1839	<i>O.universa</i> d'Orbigny,1839
<i>Globigerina</i> d'Orbigny,1826	<i>G. (Globigerina) bulloides</i> d'Orbigny,1826
	<i>G.(Globigerina) falconensis</i> Blow,1959
<i>Globigerinoides</i> ,Cushman,1927	<i>G. obliquus</i> , Bolli,1957
	<i>G.extremus</i> , Bolli,1965
	<i>G. conglobatus</i> , Brady,1879
	<i>G .sacculifer</i> Brady,1877
	<i>G.ruber</i> d'Orbigny,1839
	<i>G. tenellus</i> Parker,1958
<i>Globorotalia</i> ,Cushman,1927	<i>G. (Globoconella) inflata</i> , d'Orbigny,1839
	<i>G. (Menardella) menardii</i> Parker,Jones,and Brady,1865
	<i>G.(Hirsutella)scitula</i> Brady,1882
	<i>G.(Truncorotalia)crassaformis</i> Galloway and Wiessler,1927
	<i>G.(Truncorotalia)truncatulinoidea</i> , d'Orbigny,1839
	<i>G.(Globorotalia) tumida</i> Brady,1877
<i>Neogloboquadrina</i> Bandy,Frerichs,and Vincent,1967	<i>N.parchyderma</i> ,Ehrenberg,1861
	<i>N.dutertrei</i> d'Orbigny,1839 d'Orbigny,1839
<i>Pulleniatina</i> ,Cushman,1927	<i>P.obliquiloculata</i> Parker and Jones,1865
<i>Sphaeroidinella</i> , Cushman,1927	<i>S.dehiscens</i> Parker and Jones,1865
<i>Globigerinita</i> ,Bronnimann,1951	<i>G. glutinata</i> Egger,1893
<i>Globigerinella</i> ,Cushman,1927	<i>G. aequilateralis</i> Brady,1879
	<i>G. calida</i> Parker,1962

附表3 1146站浮游有孔虫鉴定统计数据

合成深度 (m)	110.80	111.40	112.00	112.60	113.20	113.80	114.40	115.00	115.34	115.42	115.46	115.50	115.54	115.58	115.62	115.66
分样比	1/8	1/8	1/8	1/8	1/16	1/8	1/16	1/8	1/32	1/16	1/16	1/32	1/32	1/32	1/16	1/32
<i>G.aequilateralis</i>	2	2	0	2	4	1	6	5	1	2	2	0	5	3	1	5
<i>G.bulloides</i>	26	8	10	33	14	24	7	22	26	26	14	38	18	12	31	38
<i>G.calida</i>	13	14	24	22	7	13	10	37	20	19	8	11	22	15	14	30
<i>G.conglobatus</i>	1	3	1	2	2	5	4	11	7	12	5	3	17	9	6	8
<i>G.crssoformis</i>	5	3	5	6	0	2	2	1	0	1	3	3	5	9	5	5
<i>G.gluinata</i>	18	12	14	13	21	20	14	35	24	12	14	32	15	33	26	30
<i>G.falconensis</i>	5	4	5	2	0	4	0	0	1	0	1	0	1	2	2	1
<i>G.menardii</i>	5	1	0	1	5	12	13	20	5	7	7	7	26	4	8	19
<i>G.obliquus</i>	2	4	1	1	3	6	1	9	3	7	2	8	3	2	4	1
<i>G.ruber</i>	78	57	50	57	69	56	47	120	145	77	92	62	72	41	42	100
<i>G.sacculifer</i> (wo)	10	24	10	22	15	15	19	40	33	34	23	30	36	9	20	16
<i>G.sacculifer</i> (w)	7	20	7	10	11	5	5	23	18	31	19	6	18	19	18	32
<i>G.scitula</i>	6	4	3	0	0	4	3	0	1	0	2	0	2	2	0	3
<i>G.tenellus</i>	1	1	0	3	1	0	0	2	0	1	2	1	2	3	1	2
<i>G.trucatulinooides</i> (R)	1	1	0	0	0	0	1	6	4	15	18	2	6	6	4	2
<i>G.trucatulinooides</i> (L)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>N.dutertrei</i>	65	39	30	54	35	17	36	45	50	54	36	35	67	38	50	51
<i>N.parchytherma</i> (L)	33	12	42	41	23	5	4	3	5	3	10	3	5	3	5	4
<i>N.parchytherma</i> (R)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>O.universa</i>	0	0	0	2	0	5	1	5	1	0	1	10	15	14	3	8
<i>P.obliquoculata</i>	25	28	25	16	7	21	16	43	39	47	48	25	34	32	17	26
<i>S.dehiscens</i>	2	1	2	5	1	0	0	4	3	5	5	4	1	1	1	0
<i>G.inflata</i>	4	55	19	18	10	23	23	3	9	35	40	30	38	24	21	35
<i>G.extremus</i>	2	3	5	0	2	3	1	1	1	0	0	2	1	11	4	0
<i>G.tumida</i>	3	0	0	1	0	0	6	0	0	0	0	0	0	3	1	0
碎壳	115	98	79	107	60	221	145	527	239	220	197	131	114	152	134	223

附表3 1146站浮游有孔虫鉴定统计数据

合成深度 (m)	115.70	115.72	115.74	115.76	115.78	115.79	115.80	115.82	115.83	115.84	115.85	115.86	115.87	115.88	115.89	115.90
分样比	1/8	1/8	1/16	1/16	1/16	1/16	1/16	1/8	1/16	1/8	1/8	1/16	1/8	1/16	1	1
<i>G.aequilateralis</i>	2	4	2	2	1	0	3	4	3	3	2	0	5	2	0	0
<i>G.bulloids</i>	28	48	48	17	16	23	29	10	8	26	16	6	34	36	0	0
<i>G.calida</i>	17	18	10	13	11	19	23	5	14	10	10	9	20	27	0	0
<i>G.conglobatus</i>	5	5	2	1	1	1	0	1	3	0	0	2	5	4	0	0
<i>G.erssiformis</i>	5	6	3	4	3	7	9	0	3	6	6	1	4	3	0	0
<i>G.gluinata</i>	18	20	23	14	9	21	15	8	15	40	25	23	20	36	0	0
<i>G.falconensis</i>	1	3	3	2	2	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>G.menardii</i>	7	21	10	8	8	7	11	10	10	14	7	12	16	11	0	0
<i>G.obliquus</i>	0	6	4	3	4	4	2	1	3	6	2	1	1	0	0	0
<i>G.ruber</i>	70	100	47	41	43	57	50	46	38	78	27	33	70	82	0	0
<i>G.sacculifer (wo)</i>	17	39	14	16	17	12	13	9	13	20	9	12	36	28	0	0
<i>G.sacculifer (w)</i>	19	18	11	19	12	9	4	6	3	20	9	6	16	16	0	0
<i>G.scitula</i>	2	4	2	3	1	2	2	4	1	3	3	1	2	3	0	0
<i>G.tenellus</i>	1	9	3	0	1	3	0	2	2	1	1	2	3	1	0	0
<i>G.trucatulnoides (R)</i>	1	1	3	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>G.trucatulnoides (L)</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>N.duterrei</i>	40	48	24	34	33	33	25	46	48	89	48	47	99	58	0	0
<i>N.parchyderma (L)</i>	6	12	7	12	11	33	14	24	15	42	22	23	44	6	0	0
<i>N.parchyderma (R)</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>O.universa</i>	12	7	6	7	8	2	2	3	5	9	6	4	11	9	0	0
<i>P.obliquiloculata</i>	22	38	26	14	14	19	10	18	17	34	10	9	22	19	0	0
<i>S.dehiscens</i>	1	4	1	1	0	1	1	2	2	1	0	1	1	0	0	0
<i>G.inflata</i>	32	34	17	13	12	3	14	26	20	34	26	25	80	14	0	0
<i>G.extremus</i>	22	14	6	6	13	8	6	6	4	2	5	3	2	2	0	0
<i>G.tumida</i>	0	0	0	0	0	0	2	3	3	2	2	3	0	0	0	0
碎壳	205	228	145	91	70	128	94	106	96	96	162	73	124	105	0	0

附录

附表3 1146站浮游有孔虫鉴定统计数据

合成深度 (m)	115.91	115.92	115.93	115.94	115.95	115.96	115.97	115.98	115.99	116.00	116.02	116.04	116.06	116.08	116.80	117.10
分样比	1/8	1/8	1/8	1/8	1/16	1/8	1/8	1/16	1/8	1/16	1/16	1/16	1/16	1/16	1/4	1/8
<i>G. nequitateralis</i>	1	0	3	2	0	0	4	0	0	0	5	0	4	2	0	0
<i>G. bulliois</i>	16	23	15	32	17	15	33	35	32	15	15	17	14	8	7	12
<i>G. calida</i>	18	16	10	13	12	21	32	24	34	14	3	15	22	8	16	8
<i>G. conglobatus</i>	1	2	4	2	0	2	4	2	2	1	10	4	1	3	26	7
<i>G. crsgiformis</i>	6	1	4	7	1	1	6	3	4	3	1	0	0	0	9	1
<i>G. glutinata</i>	24	23	8	24	15	22	24	28	28	11	16	15	40	20	24	12
<i>G. falconensis</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	4	6
<i>G. menardii</i>	6	5	14	18	5	7	7	11	8	6	22	12	10	10	1	2
<i>G. obliquus</i>	5	1	0	9	2	0	8	0	2	0	2	1	3	3	3	1
<i>G. ruber</i>	69	43	48	72	60	49	80	33	67	38	60	50	90	40	101	44
<i>G. sacculifer</i> (wo)	21	11	22	29	12	18	29	15	35	30	13	15	17	15	16	28
<i>G. sacculifer</i> (w)	17	5	14	23	14	10	27	6	12	8	8	5	10	9	6	15
<i>G. scitula</i>	2	3	1	2	0	4	0	4	3	2	2	1	2	1	0	0
<i>G. tenellus</i>	2	3	0	2	4	7	8	4	2	1	0	2	2	2	2	1
<i>G. truncatulinoides</i> (R)	0	0	1	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>G. truncatulinoides</i> (L)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>N. dutertrei</i>	75	46	60	92	40	54	90	88	101	77	83	89	140	77	82	38
<i>N. parchyderma</i> (L)	29	12	6	14	12	17	44	25	48	23	26	41	33	25	13	4
<i>N. parchyderma</i> (R)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>O. universa</i>	8	2	4	3	5	10	8	3	7	2	0	3	1	5	4	2
<i>P. obliquiloculata</i>	20	10	10	31	10	3	46	19	19	22	9	10	16	11	38	12
<i>S. dehisces</i>	0	0	2	7	1	0	3	1	0	0	2	1	1	1	6	3
<i>G. inflata</i>	38	20	25	45	18	14	44	39	40	11	19	18	38	73	51	28
<i>G. extremus</i>	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1
<i>G. tumida</i>	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
碎壳	199	83	52	262	83	130	210	194	380	97	150	128	177	145	183	148

附表3 1146站浮游有孔虫鉴定统计数据

合成深度 (m)	117.40	117.70	118.00	118.30	118.60	119.50	120.10	121.30	120.70	121.90	122.35
分样比	1/8	1/8	1/16	1/64	1/16	1/8	1/16	1/16	1/16	1/16	1/8
<i>G.aequilaeiratis</i>	4	1	2	3	1	4	0	0	2	2	1
<i>G.bulliois</i>	15	23	21	6	13	15	7	20	11	36	26
<i>G.calida</i>	8	13	16	8	10	11	18	15	20	5	12
<i>G.conglobatus</i>	20	10	4	0	6	1	6	6	9	3	10
<i>G.crossiformis</i>	6	3	3	0	4	8	2	2	1	4	0
<i>G.glutinata</i>	18	18	15	51	37	23	17	14	25	19	18
<i>G.falconensis</i>	1	5	7	3	0	3	2	1	0	0	2
<i>G.menardii</i>	2	10	10	2	24	11	4	8	21	3	3
<i>G.obliquus</i>	3	1	6	3	0	3	1	4	6	3	0
<i>G.ruber</i>	72	85	112	50	80	108	40	77	92	43	42
<i>G.sacculifer</i> (wo)	14	17	8	9	24	30	21	13	44	32	22
<i>G.sacculifer</i> (w)	6	8	5	4	6	23	14	12	31	8	12
<i>G.scitula</i>	0	0	0	0	5	2	2	0	0	1	1
<i>G.tenellus</i>	1	1	0	2	0	2	2	0	2	1	0
<i>G.trucatulinooides</i> (R)	0	0	0	1	2	2	2	0	9	5	11
<i>G.trucatulinooides</i> (L)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>N.duerrei</i>	41	56	39	43	44	30	67	90	68	41	45
<i>N.parchyderma</i> (L)	7	6	4	4	5	6	4	7	5	7	6
<i>N.parchyderma</i> (R)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>O.universa</i>	6	6	6	0	6	8	2	0	6	1	0
<i>P.obliquiloculata</i>	18	21	16	16	32	33	12	12	56	0	0
<i>S.dehiscens</i>	1	4	4	0	1	1	4	1	7	0	0
<i>G.inflata</i>	22	18	24	12	9	18	24	59	0	42	43
<i>G.extremus</i>	3	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>G.tumida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
碎壳	94	150	118	320	340	210	136	200	229	50	100

附录

附表4 Thompson (1981) 转换函数估算古温度结果

钻孔名	岩心	段	样品号	合成深度 (m)	夏季 (°C)	冬季 (°C)	温差 (°C)
1146B	12H	2W	0-2	110.80	28.30	21.42	6.87
1146B	12H	2W	60-65	111.40	28.90	22.23	6.67
1146B	12H	2W	120-122	112.00	28.36	21.85	6.50
1146B	12H	3W	30-32	112.60	27.70	19.17	8.53
1146B	12H	3W	90-92	113.20	28.49	22.51	5.97
1146B	12H	4W	0-2	113.80	28.89	22.87	6.02
1146B	12H	4W	60-65	114.40	29.17	23.28	5.89
1146B	12H	4W	120-122	115.00	29.36	25.87	3.49
1146B	12H	5W	4-6	115.34	29.06	25.00	4.06
1146B	12H	5W	12-14	115.42	29.06	23.10	5.96
1146B	12H	5W	16-18	115.46	29.30	24.32	4.99
1146B	12H	2W	20-22	115.50	28.64	21.55	7.09
1146B	12H	5W	24-26	115.54	28.99	22.56	6.43
1146B	12H	5W	28-30	115.58	29.43	23.94	5.48
1146B	12H	5W	32-34	115.62	28.40	20.38	8.02
1146B	12H	2W	36-38	115.66	28.81	22.65	6.16
1146B	12H	5W	40-41	115.70	28.69	21.90	6.80
1146B	12H	5W	42-43	115.72	28.64	21.97	6.67
1146B	12H	5W	44-45	115.74	28.17	20.27	7.90
1146B	12H	5W	46-47	115.76	28.54	21.60	6.94
1146B	12H	5W	48-49	115.78	28.52	21.64	6.88
1146B	12H	5W	49-50	115.79	28.24	21.66	6.58
1146B	12H	5W	50-51	115.80	28.24	21.62	6.63
1146B	12H	5W	52-53	115.82	28.54	21.00	7.54
1146B	12H	5W	53-54	115.83	28.70	21.51	7.20
1146B	12H	5W	54-55	115.84	28.51	20.90	7.61
1146B	12H	5W	55-56	115.85	28.08	19.16	8.92
1146B	12H	5W	56-57	115.86	28.42	20.56	7.86
1146B	12H	5W	57-58	115.87	27.95	18.62	9.33
1146B	12H	5W	58-59	115.88	28.73	23.14	5.59
1146B	12H	5W	61-62	115.91	28.45	20.84	7.60
1146B	12H	5W	62-63	115.92	28.27	20.17	8.10
1146B	12H	5W	63-64	115.93	28.38	20.65	7.73
1146B	12H	5W	64-65	115.94	28.49	20.47	8.02
1146B	12H	5W	65-66	115.95	28.51	21.77	6.73
1146B	12H	5W	66-67	115.96	28.23	20.93	7.30
1146B	12H	5W	67-68	115.97	28.44	20.70	7.73
1146B	12H	5W	68-69	115.98	27.77	18.09	9.69

附录

钻孔名	岩心	段	样品号	合成深度 (m)	夏季 (°C)	冬季 (°C)	温差 (°C)
1146B	12H	5W	69-70	115.99	27.90	19.19	8.71
1146B	12H	5W	70-71	116.00	28.12	20.35	7.78
1146B	12H	5W	72-73	116.02	28.16	20.23	7.93
1146B	12H	5W	74-75	116.04	27.75	19.13	8.62
1146B	12H	5W	76-77	116.06	28.32	20.76	7.55
1146B	12H	5W	78-79	116.08	28.08	19.05	9.03
1146B	12H	6W	0-2	116.80	29.05	23.00	6.06
1146B	12H	6W	30-32	117.10	28.67	21.72	6.95
1146B	12H	6W	60-65	117.40	28.96	23.29	5.68
1146B	12H	6W	90-92	117.70	28.77	22.62	6.15
1146B	12H	6W	120-122	118.00	28.78	23.69	5.09
1146B	12H	7W	0-2	118.30	29.33	24.62	4.71
1146B	12H	7W	30-32	118.60	29.44	25.11	4.33
1146B	13H	1W	0-2	119.50	29.27	25.45	3.83
1146B	13H	1W	60-65	120.10	28.59	21.48	7.11
1146B	13H	1W	120-122	120.70	29.47	25.61	3.86
1146B	13H	2W	30-32	121.30	28.31	20.16	8.15
1146B	13H	2W	90-92	121.90	27.65	18.10	9.55
1146B	13H	2W	135-137	122.35	27.92	18.77	9.14

附表6 Andreason (1997) 转换函数估算温跃层深度结果

钻孔名	岩心	段	样品号	合成深度 (m)	温跃层深度 (m)
1146B	12H	2W	0-2	110.80	179.47
1146B	12H	2W	60-65	111.40	161.61
1146B	12H	2W	120-122	112.00	161.8
1146B	12H	3W	30-32	112.60	173.86
1146B	12H	3W	90-92	113.20	204.06
1146B	12H	4W	0-2	113.80	177.16
1146B	12H	4W	60-65	114.40	146.19
1146B	12H	4W	120-122	115.00	177.26
1146B	12H	5W	4-6	115.34	198.03
1146B	12H	5W	12-14	115.42	173.66
1146B	12H	5W	16-18	115.46	170.41
1146B	12H	2W	20-22	115.50	182.54
1146B	12H	5W	24-26	115.54	146.52
1146B	12H	5W	28-30	115.58	163.1
1146B	12H	5W	32-34	115.62	156.91
1146B	12H	2W	36-38	115.66	173.56
1146B	12H	5W	40-41	115.70	177.93
1146B	12H	5W	42-43	115.72	173.58
1146B	12H	5W	44-45	115.74	195.23
1146B	12H	5W	46-47	115.76	164.27
1146B	12H	5W	48-49	115.78	166.01
1146B	12H	5W	49-50	115.79	176.93
1146B	12H	5W	50-51	115.80	167.81
1146B	12H	5W	52-53	115.82	149.15
1146B	12H	5W	53-54	115.83	136.55
1146B	12H	5W	54-55	115.84	154.03
1146B	12H	5W	55-56	115.85	123.96
1146B	12H	5W	56-57	115.86	127.63
1146B	12H	5W	57-58	115.87	140.53
1146B	12H	5W	58-59	115.88	187.08
1146B	12H	5W	61-62	115.91	160.1
1146B	12H	5W	62-63	115.92	159.31
1146B	12H	5W	63-64	115.93	149.26
1146B	12H	5W	64-65	115.94	148.85
1146B	12H	5W	65-66	115.95	183.72
1146B	12H	5W	66-67	115.96	162.72
1146B	12H	5W	67-68	115.97	160.77
1146B	12H	5W	68-69	115.98	110.39
1146B	12H	5W	69-70	115.99	144.68
1146B	12H	5W	70-71	116.00	145.88
1146B	12H	5W	72-73	116.02	142.96
1146B	12H	5W	74-75	116.04	132.58
1146B	12H	5W	76-77	116.06	140.59
1146B	12H	5W	78-79	116.08	122.69
1146B	12H	6W	0-2	116.80	182.92

钻孔名	岩心	段	样品号	合成深度 (m)	温跃层深度 (m)
1146B	12H	6W	30-32	117.10	178.04
1146B	12H	6W	60-65	117.40	214.96
1146B	12H	6W	90-92	117.70	188.46
1146B	12H	6W	120-122	118.00	187.15
1146B	12H	7W	0-2	118.30	170.74
1146B	12H	7W	30-32	118.60	165.87
1146B	13H	1W	0-2	119.50	183.03
1146B	13H	1W	60-65	120.10	147.98
1146B	13H	1W	120-122	120.70	166.1
1146B	13H	2W	30-32	121.30	153.43
1146B	13H	2W	90-92	121.90	171.71
1146B	13H	2W	135-137	122.35	168.91

个人简历 在读期间发表的学术论文与研究成果

个人简历:

李霞, 女, 1979年2月生。

1998年7月毕业于西北大学地质学专业 获学士学位。

1998年9月入同济大学读硕士研究生。

已发表论文:

[1] 李霞, 赵泉鸿, 黄宝琦, 苏新. 中更新世陨石撞击事件年龄的高分辨率估算. 海洋地质与第四纪地质, 2004, Vol.24 (2):73-77

[2] 李霞, 王汝建, 陈荣华, 葛知溥, 赵泉鸿. 白令海北部陆坡晚第四纪的古海洋与古气候学记录. 极地地质, 2004, Vol.16(3):261-269

大会报告:

[1] 李霞, 赵泉鸿. 中更新世陨石撞击事件对环境影响: 南海深海钻孔的记录. 中国古生物学会微体古生物学会第七界会员代表大会第十次学术年会. 2004, 2004