

冲绳海槽晚更新世以来古海洋学的研究*

阎 军

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

P. R. Thompson

(美国 ARCO 石油与天然气公司, 得克萨斯州, 75075)

提要 冲绳海槽 Z_{14-6} 孔柱状样于1981年取得, 该孔浮游有孔虫系统鉴定、统计及转换函数分析表明, 该区12万年来曾存在三个温暖时期, 末次间冰期存在两次寒冷波动。氧同位素 $5e$ 亚期为最温暖时期, 海水冬季表层水温高出现代 1.9°C ; 氧同位素第2期为本区晚更新世以来最寒冷时期, 冬季海水表层水温降至 12.4°C , 比现今低 6.8°C 。海水冬、夏表层水温差异与气候的寒冷程度有关, 气候越寒冷, 温差越大。此外, 本文还就黑潮的某些古海洋学特性进行了初步探讨。

一、地质概况与水文特征

冲绳海槽为一北北东—南南西方向延伸的狭长半深海沉积盆地。海槽地形变化多样, 由北至南海底地形呈台阶状依次降低, 水深逐渐增加, 南部最深处可达2700余米^[2]; 中部海底地形较为平坦, 是进行古环境研究的理想地区。在构造上, 冲绳海槽属于年轻的仍在扩张着的弧后边缘盆地^[1], 地震与火山活动频繁, 由此引起海槽两侧滑坡沉积物频频涌向槽底, 给沉积层序的恢复以及古海洋学研究带来很大干扰。

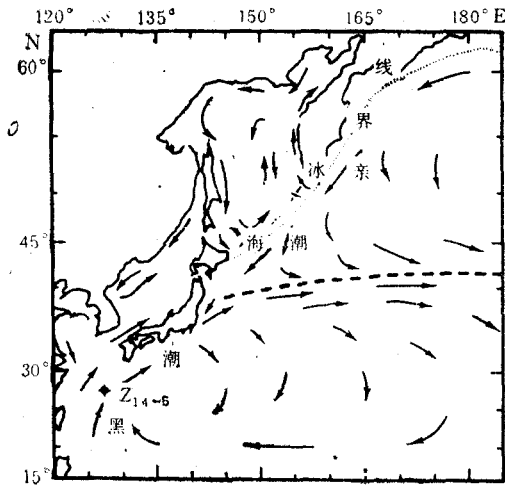


图1 Z_{14-6} 孔取样位置及区域流系略图
Fig. 1 Location of core Z_{14-6} and stretch of regional current system

本区海洋水文的最大特征是海槽区主要受西北太平洋边界流——黑潮暖流的控制。黑潮为一近表层流, 流域约100km宽, 影响深度一般不超过1000m, 形成于 $13-23^{\circ}\text{N}$, 125°E 附近, 经菲律宾向北加速流过冲绳海槽及东海大陆架部分区域。黑潮是一高温、高盐水体, 其流势强弱变化对本区古海洋学特征、生物生产率以及海底沉

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1874号。本文是在秦蕴珊研究员、苍树溪副研究员的指导下完成的, 在此表示感谢。

收稿日期: 1989年8月9日。

积物中浮游有孔虫组合特征有很大影响。冲绳海槽地处亚热带, 位于亚北极生物区与亚热带生物区交界处附近, 对气候变化反映较灵敏, 因此, 研究其气候变化模式、古海洋变迁具有重要意义。

通过冲绳海槽几十个沉积物柱状样的分析与对比, Z_{14-6} 孔岩芯最长, 浊流沉积物扰动较小, 是本区地层学、古海洋学研究的理想孔位之一。该孔位于冲绳海槽中段(图 1)水深 739m 处, 岩芯长 896cm, 沉积物岩性上下较均一, 其基本特征是在整个柱样中一般都能见到浮石, 只是数量多少有些变化。

二、分析结果及其古气候、古海洋学意义

1. 浮游有孔虫丰度变化

Z_{14-6} 孔微古样品共鉴定 85 个, 见浮游有孔虫 8 属 21 种, 其中少数几种因丰度较低 (<总群的 1%) 不在此例。整个 Z_{14-6} 孔浮游有孔虫化石群具有鲜明的亚热带组合特征, 其中主要的分子都生活在现代亚热带太平洋中。常见种主要有: *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinoides ruber* (d' Orbigny), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globorotalia inflata* (d' Orbigny), *Globorotalia truncatulinoides* (d' Orbigny), *Globigerina falconensis* Blow, *Globigerina bulloides* (d' Orbigny), *Globigerina rubescens* Hofker, *Neogloboquadrina dutertrei* (d' Orbigny), *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Pulleniatina obliquiloculata* (Park and Jones), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotalia menardii* (d' Orbigny)。

上述浮游有孔虫在本孔都连续出现, 各种浮游有孔虫在各层位的不同组合就是古生物地层划分的依据。按浮游有孔虫化石组合特征所反映的古环境特征将 Z_{14-6} 孔分为上、中、下三部分, 现分述如下。

上部 (0—64cm) 以 *G. ruber*, *G. glutinata* 为主, 另见 *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer*, *G. menardii*, *G. falconensis*, *N. dutertrei* 等。其中, *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer* 和 *G. menardii* 现均生活在现代热带—亚热带大洋中, *G. menardii* 的丰度在该部分明显偏高。这些喜暖有孔虫的大量出现, 表明当时气候比较温暖。

中部 (64—340cm) 以 *G. ruber* 为主, 但 *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer* 和 *G. menardii* 丰度普遍降低, 取而代之的是一些亚热带—亚极区喜冷浮游有孔虫: *G. bulloides*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *N. pachyderma*, *N. dutertrei* 等。*N. pachyderma* 是一典型的冷水种, 现生活在极地—过渡带水域, 它在该区的大量出现表明, 当时水温比现代要冷的多, 而且, *G. bulloides*, *G. truncatulinoides*, *G. inflata* 也都是亚热带偏冷的浮游有孔虫。这些喜冷有孔虫丰度的增加, 表明气候普遍较冷, 海水温度降低。从各种浮游有孔虫所占比例变化来看, 该段中部有一次暖的波动。

下部 (340—885cm) 以 *G. ruber* 为主, 喜冷种属降低。 *G. bulloides*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *N. dutertrei*, *N. pachyderma* 含量降低, 而被偏暖种属所替代, *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer*, *G. menardii* 和 *G. glutinata* 等比例比上部地层高。反映气候比较温和, 海水温度比上部地层沉积时的水温要高, 可能接近现代。

浮游有孔虫组合特征所反映的 Z_{14-6} 孔由下至上暖—冷—暖的变化与玉木—里斯间

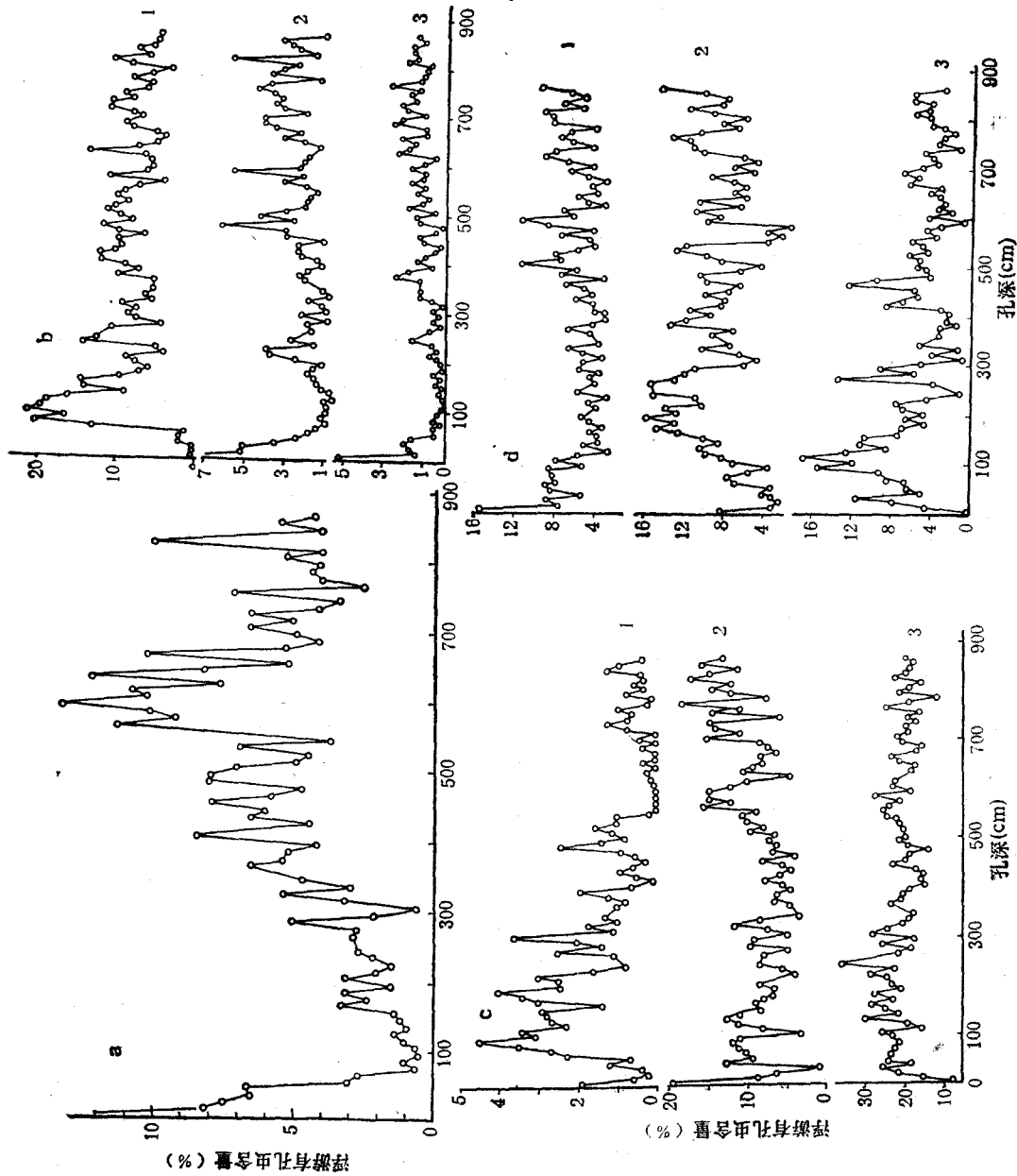


图 2 Z₁₄₋₆ 孔浮游有孔虫含量变化曲线

Fig. 2 Distribution of relative abundance of planktonic foraminifera per 10cm interval in core Z₁₄₋₆
 a: 斜室普林虫; b: 1. 厚壁新方球虫, 2. 等边小泡球虫, 3. 瓣状圆幅虫; c: 1. 瓣状圆幅虫, 2. 杜式新方球虫, 3. 袋状拟泡球虫; d: 1. 瓣状圆幅虫, 2. 胖圆幅虫, 3. 泡球球虫。

冰期—玉木冰期—全新世冰后期——对应。玉木-里斯间冰期气候比较温和,海水温度升高,适合喜暖的浮游有孔虫生长,如 *G. menardii*, *G. sacculifer*, *P. obliquiloculata* 等。但是,随着玉木冰期的到来,海水温度降低,喜暖浮游有孔虫逐渐向本区的南部迁移,造成它们在该孔沉积物中丰度降低;相反,北方喜冷种属,如 *G. inflata*, *G. bulloides*, *G. truncatulinoides*, *N. pachyderma* 等逐步移入本区。玉木冰期结束后,气候进入另一新的温暖时期——全新世冰后期。该期气候迅速转暖,海水升温异常加快,浮游有孔虫喜暖分子重新占据本区(图 2)。

值得提及的是,在进行有孔虫鉴定时还特意统计了 *N. pachyderma*, *G. truncatulinoides*, *G. menardii* 和 *G. inflata* 的壳体旋向变化。这四种浮游有孔虫的壳体旋向变化具有特殊的古生态含意,尤其是 *N. pachyderma*, *G. menardii*, 其壳体旋向的观察是早期古气候研究比较常用的手段之一,它们在水温比较温暖时以右旋壳为主,而在水温比较冷时则以左旋壳占优势。左旋壳的 *N. pachyderma*, 在西北太平洋最南部的界线在 32°N 附近,再往南就几乎全为右旋壳^[4]。 *N. pachyderma* 和 *G. truncatulinoides* 在 Z_{14-6} 孔中几乎全为右旋壳,而 *G. menardii* 和 *G. inflata* 则几乎全为左旋壳,其中仅有极个别不相一致的地方。这说明本区古生态环境虽有数次起伏变化,但其变化幅度均不能使这几种浮游有孔虫壳体旋向发生变化,只不过是浮游有孔虫各种个体数的增减而已,并没有改变该区亚热带生态环境这一根本属性。

2. 浮游有孔虫定量古生态及古海洋学意义

J. Imbrie 和 N. G. Kipp 利用浮游有孔虫统计资料,运用因子分析和多元回归分析建立了一个严密的数理统计数学模型^[5],即转换函数,使定量微体古生态的研究达到了一个新的高度。

对于浮游有孔虫来说,更新世的生物群落与现代有孔虫生物群落的构成基本是相同的,而且现代浮游有孔虫在更新世地层中也是较常见的种属。可以认为,现代浮游有孔虫组合与环境的关系可以应用到更新世以来的地层中,计算出当时的环境因子,因而运用这一方程能够精确地、独立地恢复更新世以来的海洋环境变迁。CLIMAP 计划工作组(1976)已运用该方法成功地绘出了 1.8 万年前玉木冰盛期时,太平洋等大洋夏季及冬季表层海水水温分布图。本文在古温度计算时采用了 FP-12E 转换函数方程^[5],该方程是用取自西北太平洋 165 个表层沉积物样品和与 Imbrie 等相同的方法做出的。方程 FP-12E 经校正后应用到 Z_{14-6} 孔地层中,计算出 14 万年以来古海水温度变化。

依据浮游有孔虫鉴定资料计算了 Z_{14-6} 孔每一层位有孔虫化石组合在 6 个主因子上的得分,然后代入 FP-12E 中,得出 14 万年以来夏、冬季海水表层水温(图 3)。为对比,把用 *N. dutertrei* $\delta^{18}\text{O}$ 值算出的古温度曲线也绘入图 3 中,两种方法各自独立,但结果相同。转换函数温度曲线有两条,一条是 SST_s (8 月份表层水温);另一条是 SST_w (2 月份表层水温)。 *N. dutertrei* SST_s 高于转换函数冬季水温,而接近年均水温,略偏低。从图 3 中可看出转换函数温度的变化与氧同位素温度变化趋向十分一致。因此,笔者所采用的这两种古温度求算方法都是可以信赖的。夏季水温与冬季水温的变化幅度不同,前者最大为 2.8°C,后者最大可达 8.8°C。与冬季相比,该区 14 万年以来夏季表层水温接近现代,全新世与末次冰期夏季水温平均相差 1.6°C,最大为 2.8°C,差别是微小的。

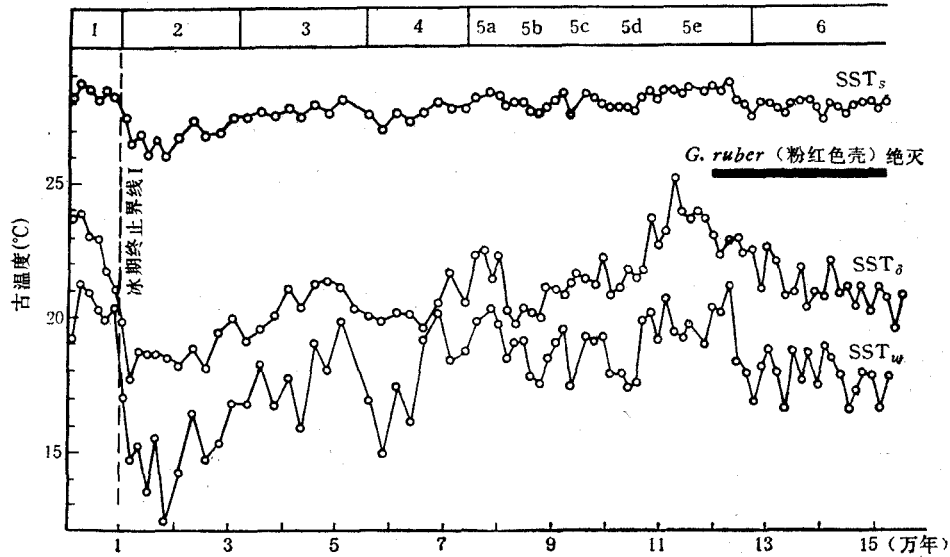


图3 冲绳海槽中段 14 万年以来海水表层水温变化

Fig. 3 The variation of sea surface temperature during the last 140 000 years in the middle of the Okinawa Trough

SST_s, 夏季表层水温; SST_w, 冬季表层水温; SST_δ, *N. dutertrei* 氧同位素古水温。
最上部数字编号为氧同位素古气候分期(下同)。

冬季水温与夏季水温一样,可以明显地分为 3 个温暖期与两个寒冷期,与该孔的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录完全一致,现结合氧同位素分期,叙述如下:

第 1 期 (0—64cm) 其特点是温度变化大,温差大。温度由 19.2°C 快速上升到 21.2°C 后又降到 19.2°C,反映出全新世气候迅速转暖。该段最高水温为 21.2°C,最低为 18°C,平均为 19.1°C。

第 2 期 (64—170cm) 是本孔温度最低的区段,在时间上属末次冰期盛冰期,同时也是大陆积冰量巨增的时期,最高水温为 18°C,最低为 12.4°C,平均为 16.5°C。距今 1.8 万年时,海水冬季表层水温比现代低 6.8°C。

第 3 期 (170—265cm) 气候有所转暖,但比第 1 期要冷,最高水温为 19.8°C,最低为 15.9°C,平均为 17.6°C。在 245cm 处有一高温值,显示出较今暖 0.6°C,而氧同位素温度无这种现象。该段属玉木冰期中的亚间冰期。

第 4 期 (265—340cm) 延续时间较短,温度比第 3 期低,比第 2 期高,属下玉木冰期,最高水温为 19.1°C,最低水温为 14.9°C,平均温度为 17.7°C。

第 5 期 (340—700cm) 为比较温暖的时期,延续时间较长,可分为 5 个亚段,三个温暖期与氧同位素气候期的 5a, 5c 和 5e 三个亚期相应,均较现今温度高,而 5e 亚期为最温暖的时期。两个较小的寒冷期夹在三个温暖期中间,与 5b, 5d 亚期相应。本段最高水温为 21.1°C,比现今高 1.9°C,最低值为 16.8°C,平均为 19°C,接近全新世水温平均值。

冲绳海槽海水表层水温的这种变化形式受冰期—间冰期交替变化的制约,而且最终被全球气候变化所控制。氧同位素第 5 期(距今约 12—7.5 万年)为全球气候温暖期,海水平均水温与现今基本相同。在这期间有两次寒冷波动(5b, 5d),范围不大,延续时间较短,每次温度变动达 2.5°C 左右,反映出由于气候变冷,亲潮—黑潮混合带向南推移,使该区受影响而使水温降低。而 5a, 5c 和 5e 亚期时,该区整个水温都较今温暖,平均为 19.64°C,比现今高 0.44°C,比全新世(氧同位素第 1 期)平均水温高 0.24°C,最高高出 1.9°C。随着玉木—里斯间冰期的结束,世界气候普遍变冷,进入玉木冰期,这期间极地冰盖扩大,北方冷气团向北扩张,使得亲潮向南部的影响加大,同时,黑潮向南部退缩,导致海水温度降低。在 575cm 处,温度降至 15°C。随后,在大约 5 万年前后,气候出现温暖的转迹,亲潮—黑潮混合带又重新向北退缩,黑潮影响加强,海水温度略有回升,但总的来说黑潮的北界要比现在偏南些,海水温度接近现代略偏低,比全新世冰后期平均水温低 1.5°C。但是,也曾出现过水温高出现代的极短暂时期,该段为玉木冰期亚间冰期。大约距今 3 万年起,气候又逐渐恶化,亲潮向南入侵加强,其南部边界不断南移,这种影响波及到本区,黑潮向北流动减弱,使得该区水温逐渐降低,在距今 1.8 万年玉木冰期盛冰期时,水温降至最低点 12.4°C,比现代水温低 6.8°C。全新世最高水温和玉木—里斯间冰期 5e 与该段最大水温差均达 8.8°C。其后几经波折,气候交替变暖,黑潮向北流动重新加强,在大约距今 1 万年时,气候快速转暖,水温急剧回升,在距今 0.3—0.8 万年时达到最高峰,比现代水温高约 1.3°C,而后降至现代水平。

从图 3 中可看出,2 月份与 8 月份水温的差值在整个晚更新世并不相同。图 4 表示该孔冬、夏季表层水温差值的变化。从图 4 中不难看出:冬、夏表层水温之差在气候温暖期变小,而在气候寒冷期加大,其差值的大小与气候的冷暖程度紧密相关,气候越寒冷温差越大。例如,18K 是全球气候最寒冷的时期之一,其 SST_s 与 SST_w 差值也达到最大,为 13.6°C,相反,全新世冰后期是比较温暖的时期,其冬、夏表层水温相差也小,最大仅有 9°C。

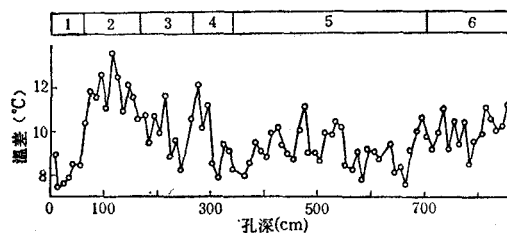


图 4 Z₁₄₋₆ 孔海水夏季(8 月份)与冬季(2 月份)表层水温温差曲线
Fig. 4 Surface temperature contrast curve for summer (Aug.) and winter (Feb.) at different depth (centimeters) in core Z₁₄₋₆ (uppermost number is the oxygen isotope stage)

引起温差这种格局的原因是由于冰期与现代气候带的不同格局所造成。冲绳海槽地处亚热带,是对气候冷暖变化比较敏感的地区。冰期时气候普遍寒冷,气候带略向赤道压缩,该区被比现代更寒冷的气候所取代。冬季,北方气团基本上控制了该区,同时又由于

黑潮流径的变化,造成冬季水温不断下降;而夏季该区仍处于冰期寒冷气候的控制之下,使得夏季水温下降不大,变化也不大,因而冰期时 SST_s 与 SST_w 差值加大。温暖的间冰期(或亚间冰期)情况有所不同,虽然冬季亚北冷气团频频向该区入侵,但由于黑潮的影响始终处于优势,使得冬季水温下降并不是太大,而且夏季水温也没有大幅度的变化,这样便出现了间冰期 SST_s 与 SST_w 差值较小的现象。总之,冰期时冬季更加寒冷,间冰期时冬季相对温暖是造成冰期 SST_s 与 SST_w 差值比间冰期大的原因,而这种变化的根本原因是全球大洋环流布局的变化造成的。

三、结 论

1. 该区 12 万年来曾存在三个温暖期,时间分别为距今 12.8—7.5 万年、5.6—3.2 万年和 1 万年至现代。末次间冰期存在两次寒冷波动,5e 亚期为最温暖时期,1.8 万年是最寒冷时期。
2. 由间冰期到冰期,海水冬、夏季表层水温差增大。温差与冰期气候的寒冷程度有关,冰期越寒冷,温差越大。
3. 古黑潮流势的强弱受全球气候变化的制约,气候温暖时流势增强,流域扩大;气候寒冷期相反。黑潮流势的波动直接造成本区海水表层水温的变化。

参 考 文 献

- [1] 刘昭蜀、陈雪, 1984。冲绳海槽热流值的分析及其地质解释。海洋地质与第四纪地质 4(1): 93—100。
- [2] 睦良仁, 1981。冲绳海槽几个沉积特征。海洋地质研究 1(1): 69—75。
- [3] Imbrie, J. and N. G. Kipp, 1971. A New Micropalaeontological Method for Quantitative Paleoclimatology: Application to a Pleistocene Caribbean Core. Yale University Press, pp. 71—181.
- [4] Thompson, P. R. and N. J. Shackleton, 1980. North Pacific palaeoceanography: Late Quaternary coiling variations of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. Nature 287(5785): 829—833.
- [5] Thompson, P. R., 1981. Planktonic foraminifera in the west North Pacific during the past 150 000 years: comparison of modern and fossil assemblages. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 35: 241—279.

PALEOCEANOGRAPHIC EVOLUTION IN THE OKINAWA TROUGH DURING THE LATE PLEISTOCENE*

Yan Jun

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao 266071*)

P. R. Thompson

(*ARCO Oil and Gas Company, Texas, U.S.A., 75075*)

ABSTRACT

The Okinawa Trough, a narrow sediment basin, is situated in the middle part of the northern West Pacific Ocean. Sample site Z₁₄₋₆ is located in the middle of the Okinawa Trough (27°07'N, 127°27'E, water depth 739m). Faunal trends and statistical and FP-12E transfer function analysis indicate that there were three warm periods during the last 120 000 years, and two cold periods in the last interglacial. Oxygen isotope substage 5e was the warmest periods, during which the winter sea surface temperature (SST_w) was 1.9°C higher than that of today; Oxygen isotope stage 2 was the coldest period, during which the SST_w reached 12.4°C and summer sea surface temperature (SST_s) was below 25.9°C, which were 6.8°C, 2.3°C lower than that of present respectively. The difference between SST_w and SST_s is related to the degree of frigidness. The Paleo-Kuroshio Current speed was controlled by global climate. The current velocity increased and the current area extended during the warm periods, and conversely in the cold periods. The current quantity fluctuation of Paleo-Kuroshio caused the changes of sea surface temperature.

* Contribution No. 1874 From Institute of Oceanology, Academia Sinica.