

Nota de Investigación/Research Note

La “extinción de *Stilostomella*” durante el Pleistoceno medio frente a la costa norte de Chile (25°S)

Mid-Pleistocene “*Stilostomella* extinction event” off northern Chile (25°S)

S Núñez-Ricardo^{1,2}, M Marchant³, B Hayward⁴, D Hebbeln⁵

¹ Graduate Program in Oceanography, Department of Oceanography, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile. E-mail: snunez@udec.cl

² Center for Oceanographic Research in the eastern South Pacific, Chile (COPAS).

³ Department of Zoology, University of Concepción, P.O. Box 160-C, Concepción, Chile

⁴ GeoMarine Research, 49 Swainston Rd, St Johns, Auckland, New Zealand.

⁵ Research Center Ocean Margins, Bremen University, D-28334 Bremen, Germany.

Resumen

Usando muestras de sedimentos del testigo GeoB 3388-1 de la dorsal de Iquique, norte de Chile (25°S), reportamos la última fecha de aparición (UFA) de siete especies del grupo extinto *Stilostomella*. La extinción de *Stilostomella*, el más grande recambio de foraminíferos bentónicos de aguas profundas, ha sido documentada en trabajos previos para el Pacífico sudoriental (PSO) y es ampliada por nuestro trabajo como evidencia cualitativa de este evento. La extinción de *Stilostomella* involucra la desaparición de especies elongadas de las familias Nodosariidae, Pleurostomellidae y Stilostomellidae. La UFA de *Mylostomella* sp. Hayward 2002 (518 cm, 0.79 ma) del testigo GeoB 3388-1 es similar a un registro previo para el PSO, pero es anterior a reportes a nivel mundial (0.65–0.57 ma), por lo que se concluye que el momento de extinción en el PSO fue diferente al ocurrido en los océanos Atlántico y Pacífico sudoccidental. La UFA de *Mylostomella* sp. coincide con el incremento en $\delta^{13}\text{C}$ y CaCO_3 , sugiriendo cambios en la disponibilidad de nutrientes y la circulación del PSO durante la Transición del Pleistoceno Medio. El mecanismo causal preciso de la extinción del grupo *Stilostomella* (enfriamiento, incremento en la oxigenación de las aguas de fondo, cambios en el suministro de alimento) permanece sin resolverse.

Palabras clave: grupo *Stilostomella*, Pleistoceno, foraminíferos de aguas profundas, Pacífico sudoriental, Chile.

Abstract

Based on sediment samples from core site GeoB 3388-1 from the Iquique Ridge off northern Chile (25°S), we report the last appearance datum (LAD) of seven species that belong to the *Stilostomella* extinction group. The *Stilostomella* extinction was the last major turnover in deep-sea benthic foraminifera. It is documented in previous works for the southeastern Pacific (SEP) and is extended here by our results, giving further qualitative indication of this important extinction event. The *Stilostomella* extinction involves the disappearance of elongate species presenting cribrate (*Chrysalogonium*), slit lunate, hooded with two teeth (Pleurostomellidae), or secondarily toothed and necked (Stilostomellidae) apertures. The LAD of *Mylostomella* sp. Hayward 2002 (518 cm, 0.79 Ma) in core GeoB 3388-1 is remarkably consistent with a previous record for the SEP, but is prior to other previous worldwide reports (0.65–0.57 myr); thus, we conclude that the timing of the SEP extinction was different from that in the Atlantic Ocean and southwestern Pacific. Additionally, the LAD of *Mylostomella* sp. corresponds to an increase in both benthic $\delta^{13}\text{C}$ and CaCO_3 content, suggesting that a profound change in nutrient availability and circulation occurred in the SEP during the Mid-Pleistocene Transition. The precise mechanistic cause of the *Stilostomella* extinction (cooling, increased oxygenation of bottom waters, changes in food supply) is yet to be resolved.

Key words: *Stilostomella* group, Pleistocene, deep-sea benthic foraminifera, southeastern Pacific, Chile.

Introducción

Transición del Pleistoceno Medio

El cambio en la variabilidad climática durante el Cuaternario medio de un modo dominado por oblicuidad a uno dominado por excentricidad, fechado alrededor de 0.9 ma y conocido como la Revolución del Pleistoceno Medio (Berger y Jansen 1994) o la Transición del Pleistoceno Medio (TPM,

Introduction

Mid-Pleistocene Transition

The mid-Quaternary switch in climatic variability from an obliquity-dominated mode to eccentricity-dominated, dated around 0.9 myr, called Mid-Pleistocene Revolution (Berger and Jansen 1994) or Mid-Pleistocene Transition (MPT, Raymo *et al.* 1997), represents one of the major puzzles in Quaternary

Raymo *et al.* 1997), representa uno de los grandes enigmas de la investigación Cuaternaria (e.g., Ruddiman 2003). Se caracteriza por una prolongación e intensificación marcada de ciclos climáticos glaciales e interglaciales entre 900 y 650 ka. A pesar del cambio pronunciado en la respuesta del sistema de la Tierra evidenciado en los registros paleoclimáticos, las características de la frecuencia y amplitud de los parámetros orbitales que causan cambios climáticos globales a largo plazo, tales como la excentricidad (~100 ka), la oblicuidad (~41 ka) y la precesión (~21 y ~19 ka), no varían durante la TPM (Berger *et al.* 2005). Esto sugiere que la causa del cambio durante la TPM es interno más que externo al sistema climático global, y muestra el papel de los “feedbacks” (o mecanismos de retroalimentación) en los ciclos glaciales e interglaciales en la amplificación del forzamiento débil de la insolación (Imbrie *et al.* 1993). No obstante, aún no se entiende completamente ni existe una buena explicación del mecanismo de este cambio climático durante la TPM (ver revisión de Ruddiman 2003).

Extinción de foraminíferos bentónicos durante el Pleistoceno medio

La extinción durante la TPM de foraminíferos bentónicos de aguas profundas con conchas elongadas, cilíndricas, uniserials y multiserials, y con aberturas con características muy específicas (e.g., pequeñas y redondas, dentadas, cribadas o en forma de media luna), tales como *Orthomorphina*, *Pleurostomella*, *Siphonodosaria* y *Stilostomella*, se conoce como la “extinción de *Stilostomella*” (por la desaparición de la familia Stilostomellidae durante ese tiempo; Weinholz y Lutze 1989) y hasta recientemente ha recibido poca atención científica. Este evento de extinción fue identificado por primera vez en el Océano Atlántico, donde se registró la desaparición de diez especies de foraminíferos bentónicos de seis géneros cerca de la inversión magnética Brunhes/Matuyama (B/M) entre 1.0 y 0.6 ma (Lutze 1979, Caralp 1985, Thomas 1987, Weinholz y Lutze 1989, Schönfeld 1996). Las extinciones sucedieron de 0.1 a 0.2 ma antes, a profundidades mayores a 3000 m y en latitudes meridionales (Weinholz y Lutze 1989, Schönfeld 1996). La extinción de *Stilostomella* es un evento estratigráfico de utilidad global cerca de la frontera B/M: e.g., en el Océano Índico (Gupta 1993, Kawagata *et al.* 2006), el Atlántico Norte (Caralp 1985, Kawagata *et al.* 2005), el Mar Caribe (Hayward *et al.* 2006), el Atlántico Sur (O'Neill *et al.* en prensa), el Pacífico noroccidental (Keller 1980, Kaiho 1992, Jian *et al.* 2000, Hess y Kuhnt 2005, Kawagata *et al.* en prensa), el Pacífico Sur central (Schönfeld 1995), el Pacífico sudoriental (Schönfeld y Spiegler 1995) y el Pacífico sudoccidental (Hayward 2001, 2002). Estos estudios también documentaron una disminución significativa en la abundancia de los géneros elongados, *Pleurostomella* y varios nodosariidos a partir del Pleistoceno temprano en el Pacífico Sur central (Schönfeld 1995) y el Atlántico (Caralp 1985, Thomas 1987). Schönfeld (1996) realizó una revisión de la extinción de *Stilostomella* durante el Pleistoceno medio con base en registros globales e

research (e.g., Ruddiman 2003). It is characterized by marked prolongation and intensification of glacial/interglacial climate cycles between 900 and 650 kyr. Despite the pronounced change in the Earth system response evidenced in palaeoclimatic records, the frequency and amplitude characteristics of the orbital parameters, which force long-term global climate change, such as eccentricity (~100 kyr), obliquity (~41 kyr) and precession (~21 and ~19 kyr), do not vary during the MPT (Berger *et al.* 2005). This suggests that the cause of change in the MPT is internal rather than external to the global climate system. This brings up the role of “feedbacks” in the glacial/interglacial cycles in the amplification of the weak insolation forcing (Imbrie *et al.* 1993). However, the mechanism of this climatic shift during the MPT is not yet fully understood nor well explained (for a review, see Ruddiman 2003).

Mid-Pleistocene extinction of benthic foraminifera

The MPT extinction of deep-sea benthic foraminifera with elongate, cylindrical, uniserial or multiserial tests showing highly specific apertural characteristics (e.g., small rounded, dentate, cribrate or lunate), such as *Orthomorphina*, *Pleurostomella*, *Siphonodosaria* and *Stilostomella*, is known as the “*Stilostomella* extinction” (after the family Stilostomellidae that died out at this time; Weinholz and Lutze 1989) and has received limited scientific attention until recently. The extinction event was first identified in the Atlantic Ocean, where ten benthic foraminiferal species from six genera are reported to have died out near the Brunhes/Matuyama (B/M) magnetic reversal between 1.0 and 0.6 myr (Lutze 1979, Caralp 1985, Thomas 1987, Weinholz and Lutze 1989, Schönfeld 1996). Extinctions occurred 0.1–0.2 myr earlier at depths greater than 3000 m and in southern latitudes (Weinholz and Lutze 1989, Schönfeld 1996). The *Stilostomella* extinction is a useful global stratigraphic event at around the B/M boundary: e.g., in the Indian Ocean (Gupta 1993, Kawagata *et al.* 2006), the North Atlantic Ocean (Caralp 1985, Kawagata *et al.* 2005), the Caribbean Sea (Hayward *et al.* 2006), the South Atlantic (O'Neill *et al.* in press), the northwestern Pacific Ocean (Keller 1980, Kaiho 1992, Jian *et al.* 2000, Hess and Kuhnt 2005, Kawagata *et al.* in press), the central South Pacific (Schönfeld 1995), the southeastern Pacific Ocean (Schönfeld and Spiegler 1995) and the southwestern Pacific (Hayward 2001, 2002). These studies also documented significant declines in abundance of elongate genera, *Pleurostomella* and several nodosariids from the Early Pleistocene onwards in the central South Pacific Ocean (Schönfeld 1995) and Atlantic Ocean (Caralp 1985, Thomas 1987). Schönfeld (1996) reviewed the Mid-Pleistocene *Stilostomella* extinction from known global records and summarized that the extinction of larger-sized specimens (>150 µm) occurred between 1.0 and 0.6 myr (predominantly from 0.8 to 0.7 myr), with highly variable timings. More recently, several studies (Hayward 2001, 2002; Hayward and Kawagata 2005; Hayward *et al.* 2006; Kawagata

indicó que la desaparición de los especímenes de mayor tamaño ($>150\ \mu\text{m}$) ocurrió entre 1.0 y 0.6 ma (predominantemente de 0.8 a 0.7 ma) con un ritmo muy variable. Más recientemente, varios estudios (Hayward 2001, 2002; Hayward y Kawagata 2005; Hayward *et al.* 2006; Kawagata *et al.* 2005, 2006, 2007; O'Neill *et al.* en prensa) han mostrado que la transición climática del Plioceno tardío al Pleistoceno medio (3.0–0.55 ma) resultó ser un intervalo de mucho recambio con la extinción de 96 especies y 19 géneros ($>63\ \mu\text{m}$) de foraminíferos bentónicos elongados y cilíndricos (de las familias Stilostomellidae, Pleurostomellidae y Nodosariidae). La mayoría (76 especies) desaparecieron durante la TPM (1.2–0.55 ma), con el tiempo de extinción final de este grupo normalmente entre 0.7 y 0.55 ma. Aunque no se extinguieron todos los nodosáridos, la mayoría de los taxones elongados uniserials en aguas profundas desaparecieron o decrecieron considerablemente en abundancia (e.g., Hayward 2002).

Aún no se entiende bien el significado paleoceanográfico de la extinción de *Stilostomella*, aunque se ha especulado que se relaciona con el enfriamiento glacial total y una mayor ventilación de las aguas profundas, o con cambios rápidos en el suministro de alimentos. El objetivo de este trabajo fue documentar, con mayor detalle, las extinciones de foraminíferos bentónicos de aguas profundas en el Pacífico sudoriental usando un testigo fechado de la dorsal de Iquique, frente a la costa norte de Chile ($\sim 25^\circ\text{S}$), debajo del Agua Profunda del Pacífico (APP), un área donde se han realizado pocos estudios sobre la escala de tiempo de la evolución Cuaternaria.

Material y métodos

Sitio de estudio

El testigo de sedimento GeoB 3388-1 fue obtenido bajo las aguas superficiales de la Corriente Perú-Chile. Esta corriente, la Corriente de Frontera Oriental más larga, se deriva de la bifurcación de la Corriente Circumpolar Antártica entre 40°S y 45°S , y se mueve hacia el norte a lo largo de la costa de Sudamérica hasta unirse a $\sim 5^\circ\text{S}$ con la Corriente Ecuatorial del Sur que fluye hacia el oeste (fig. 1a). El Océano Pacífico sudoriental tiene una rica estructura de masas de agua, con aguas que se originan en el Pacífico ecuatorial y subtropical al norte y en el Océano Sur al sur. El Agua Superficial Subtropical de alta salinidad se forma al sur de $\sim 5^\circ\text{S}$ y al norte del Frente Subtropical, donde la evaporación excede la precipitación (Stramma *et al.* 1995). Una capa somera de salinidad mínima aparece por debajo del Agua Superficial Subtropical (e.g., Reid 1973) y por arriba del Agua Ecuatorial Subsuperficial, de alta salinidad y bajo contenido de oxígeno, de la Corriente Submarina Gunther que fluye hacia el sur entre 100 y 400 m de profundidad sobre la plataforma y el talud continental frente a la costa central y norte de Chile (Toggweiler *et al.* 1991). Otra masa de agua más profunda es el Agua Intermedia Antártica, caracterizada por baja salinidad y alto contenido de oxígeno, la cual fluye hacia el ecuador entre profundidades de

et al. 2005, 2006, 2007; O'Neill *et al.* in press) have shown that the Late Pliocene to Mid-Pleistocene climate transition (3.0–0.55 myr) was an interval of enhanced turnover with the extinction of 96 species and 19 genera ($>63\ \mu\text{m}$) of elongate, cylindrical, deep-sea benthic foraminifera (from the families Stilostomellidae, Pleurostomellidae and Nodosariidae). The majority (76 species) disappeared during the MPT (1.2–0.55 myr), with the time of final extinction of this group usually between 0.7 and 0.55 myr. While not all Nodosariidae became extinct, most of the elongate, uniserial taxa in deep waters either disappeared or were greatly reduced in abundance (e.g., Hayward 2002).

The paleoceanographic significance of the *Stilostomella* extinction is still not well understood, although it has been speculated that it relates to overall glacial cooling and increased deep-water ventilation, or to rapid changes in food supply. The aim of this study was to document the extinctions of deep-sea benthic foraminifera in more detail in the southeastern Pacific by using a well-dated core from the Iquique Ridge, off northern Chile ($\sim 25^\circ\text{S}$), beneath Pacific Deep Water, an area with few studies on the Quaternary time scale evolution.

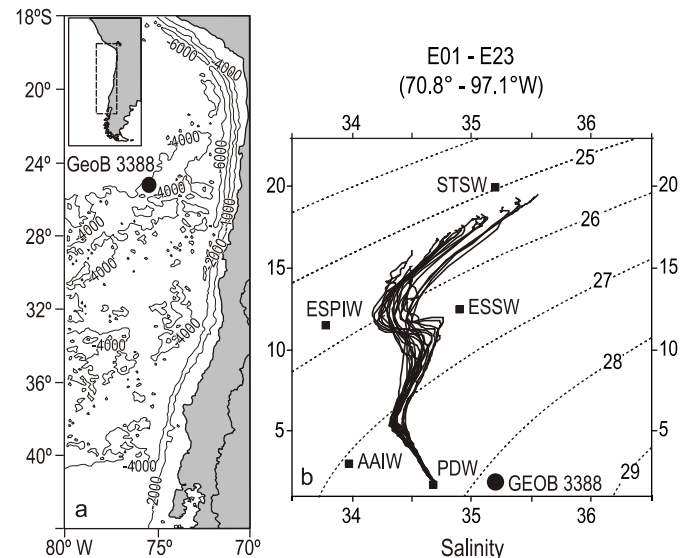


Figura 1. (a) Localización del sitio del testigo GeoB 3388-1 (estrella negra). (b) Batimetría. Diagrama T-S mostrando la estructura vertical de las masas de agua frente a la costa norte de Chile (27°S , 70.8°W), del crucero Cimar5, Islas Oceánicas, periodo 15/10/99–28/10/99): Agua Superficial Subtropical (STSW), Agua Intermedia del Pacífico Suroriental (ESPIW), Agua Ecuatorial Subsuperficial (ESSW), Agua Intermedia Antártica (AAIW), y Agua Profunda del Pacífico (PDW) (Schneider *et al.* 2004). El sitio 3388 yace dentro de PDW.

Figure 1. (a) Location of core site GeoB 3388-1 (black star). (b) Bathymetry. T-S diagram showing the vertical water mass structure off northern Chile (27°S , 70.8°W), from the Cimar5 cruise, Oceanic Islands, period 15/10/99–28/10/99): Subtropical Surface Water (STSW), Eastern South Pacific Intermediate Water (ESPIW), Equatorial Subsurface Water (ESSW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), and Pacific Deep Water (PDW) (Schneider *et al.* 2004). Site 3388 lies within PDW.

400 y 1200 m. Por debajo de ésta prevalece el Agua Profunda del Pacífico, que fluye lentamente hacia el sur (fig. 1b). Una buena parte de la exportación de fosfatos y nitratos en el Pacífico ocurre en esta última masa de agua (Wunsch *et al.* 1983).

El testigo GeoB 3388-1 fue recolectado de la dorsal de Iquique (25°13.2' S, 75°31.5' W, 3558 m de profundidad del agua, 722 cm de largo) durante el crucero CHIPAL (SO-102) a bordo del B/O *Sonne* en 1995 (Hebbeln *et al.* 1995, fig. 1a). Dos muestras de 10 cm³ fueron tomadas cada 5 cm y liofilizadas. Se realizaron conteos de todos los foraminíferos bentónicos elongados (>150 µm) en las muestras compactadas de sedimento abarcando el último millón de años, enfocándose aquí sólo en el periodo de 1.0 a 0.5 ma AP. Se midió la composición de los isótopos de carbono y del oxígeno estable de las conchas del foraminífero bentónico *Cibicidoides wuellerstorfi* con un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251 (datos tomados de Mohtadi *et al.* 2006). Para cada medición se seleccionaron 20 conchas individuales (>212 µm). El modelo de edad del testigo GeoB 3388-1 está basado en el registro de los isótopos de oxígeno estable de *C. wuellerstorfi* sintonizado al sitio 677 del Programa de Perforación en el Océano (ODP por sus siglas en inglés) (Shackleton *et al.* 1990), el cual es sustentado por análisis paleomagnéticos (Mohtadi *et al.* 2006) (fig. 2a). Con base en el modelo de edad, se calcularon las tasas de sedimentación (TS) lineales para cada edad a partir de la diferencia: $TS = D2 - D1/A2 - A1$, donde D1/A1 y D2/A2 son la menor/mayor profundidad/edad (cm ka⁻¹), respectivamente. Finalmente, para determinar el contenido de carbono orgánico total (COT), 25 mg del material de muestra triturado fueron descalcificados con HCl 6 N, secados sobre una hornilla a 80°C y medidos en un analizador elemental Heraeus-CHN de acuerdo con Müller *et al.* (1994). El contenido de carbono total (CT) se obtuvo de muestras no tratadas. El contenido de carbonato fue calculado a partir de la diferencia entre los contenidos de CT y COT: $CaCO_3 = (CT - COT) \times 8.33$ (fig. 2b).

Resultados

En el sitio GeoB 3388-1, por lo menos siete especies desaparecieron durante la TMP (grupo *Stilostomella*; figs. 2c, 3), incluyendo un miembro de la familia Pleurostomellidae, el foraminífero biserial *Pleurostomella pleurostomella* (Silvestri 1904) (678 cm, 1.0 ma), y todos los miembros de la familia Stilostomellidae: las formas elongadas uniseriales de *Mylostomella* sp. Hayward 2002 (518 cm, 0.795 ma), *Mylostomella costai* (Schwager 1866) (588 cm, 0.91 ma), *Mylostomella hyugaensis* (Ishizaki 1943) (598 cm, 0.92 ma), *Siphonodosaria sagrinensis* (Bagg 1912) (558 y 583 cm, 0.87 y 0.9 ma), y *Siphonodosaria spinea* (Cushman 1939) (588 cm, 0.87 ma).

El modelo de edad del testigo GeoB 3388-1 se basó en el registro de isótopos de oxígeno estable del foraminífero bentónico *C. wuellerstorfi*, el cual es sustentado por análisis paleo-magnéticos (Mohtadi *et al.* 2006). El testigo GeoB 3388-

Material and methods

Study site

The sediment core GeoB 3388-1 was obtained beneath the surface waters of the Peru-Chile Current (PCC). The PCC, the longest Eastern Boundary Current (EBC), is derived from the bifurcation of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) between 40°S and 45°S, and spreads northward along the South American coast to become part of the westward flowing South Equatorial Current (SEC) at ~5°S (fig. 1a). The eastern South Pacific Ocean has a rich water-mass structure, with waters originating from the equatorial/subtropical Pacific in the north and the Southern Ocean in the south. High-salinity Subtropical Surface Water (STSW) is formed to the south of ~5°S and to the north of the Subtropical Front, where evaporation greatly exceeds precipitation (Stramma *et al.* 1995). A shallow salinity minimum layer appears below the STSW (e.g., Reid 1973) and above the high-salinity and low-oxygen Equatorial Subsurface Water (ESSW) of the Gunther Undercurrent (GUC) flowing southward between 100 and 400 m water depth over the shelf and the continental slope off central and northern Chile (Toggweiler *et al.* 1991). Deeper water masses include the low-salinity, high-oxygen equatorward flowing Antarctic Intermediate Water (AAIW) at depths between 400 and 1200 m. Below the AAIW, sluggishly southward-flowing Pacific Deep Water (PDW) prevails (fig. 1b). Much of the advective export of phosphate and nitrate in the Pacific occurs in the PDW (Wunsch *et al.* 1983).

Gravity core GeoB 3388-1 was collected from the Iquique Ridge (25°13.2' S, 75°31.5' W, 3558 m water depth, 722 cm core length) during the CHIPAL cruise (SO-102) of R/V *Sonne* in 1995 (Hebbeln *et al.* 1995, fig. 1a). Two 10 cm³ sample sets were taken every 5 cm and freeze-dried. Counts were taken of all elongate benthic foraminifera (>150 µm) present in close-spaced sediment samples spanning the last one million years with only the period 1.0–0.5 myr BP covered here. The stable oxygen and carbon isotope composition of shells of the benthic foraminifer *Cibicidoides wuellerstorfi* was measured with a Finnigan MAT 251 mass spectrometer (data taken from Mohtadi *et al.* 2006). Twenty individual shells (>212 µm) were picked for each measurement. The age model for core GeoB 3388-1 is based on the stable oxygen isotope record of *C. wuellerstorfi* tuned to the astronomically calibrated Ocean Drilling Program (ODP) Site 677 (Shackleton *et al.* 1990), which is supported by paleomagnetic analyses (Mohtadi *et al.* 2006) (fig. 2a). Based on the age model, linear sedimentation rates (SR) for each age were calculated from the difference: $SR = D2 - D1/A2 - A1$, where D1/A1 and D2/A2 are the younger/older depth/age (cm kyr⁻¹), respectively. Finally, to determine the total organic carbon (TOC) content, 25 mg of the ground sample material was decalcified with 6 N HCl, dried on a hot plate at 80°C and measured in a Heraeus-CHN

1 se remonta a ~ 1.03 ma AP (fig. 2a). Por tanto, se pueden observar valores de $\delta^{18}\text{O}$ más pesados/ligeros durante los ciclos glaciales/interglaciales (intervalos de 3.4 a 44/2.9 a 4.2, respectivamente), los cuales están relacionados con un mayor/menor volumen de hielo. Las tasas de sedimentación variaron entre 0.3 y 1.2 cm ka^{-1} , con una media de 0.75 cm ka^{-1} , correspondiendo a una resolución de muestra promedio de 6–7 ka. En general, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros de *C. wuellerstorfi* ($\delta^{13}\text{C}$) caracterizan los sedimentos depositados entre 0.97 y 0.60 ma (i.e., estadios isotópicos marinos (MIS por sus siglas en inglés) 21–15), seguidos por un incremento notable durante el MIS 13 interglacial, simultáneamente con un incremento en el contenido de CaCO_3 (fig. 2b). A escala glacial/interglacial, en general se observan valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros/pesados (intervalos de -0.8 a $0.2/3.4$ a 4.4 , respectivamente), lo que indica un mayor/menor contenido de nutrientes, respectivamente.

Discusión

Los foraminíferos bentónicos generalmente tienen tasas de recambio faunal relativamente lentas según la estabilidad relativa del ambiente de aguas profundas (McKinney 1987), con varios episodios de mayor intercambio, el último de los cuales fue durante la TPM. En el testigo de este estudio, se relacionó este último episodio de mayor extinción global con la última fecha de aparición (UFA) de siete especies pertenecientes al grupo *Stilostomella*: *Mylostomella* sp., *M. costai*, *M. hyugaensis*, *Siphonodosaria sagrinensis*, *S. spinea* y *Pleurostomella pleurostomella*. Estas especies fueron documentadas en trabajos previos (Hayward 2001, 2002; Hayward *et al.* 2006; Kawagata *et al.* 2006, y respectivas referencias), lo que sugiere que sus extinciones fueron eventos mundiales.

La desaparición de las especies del grupo *Stilostomella* ha sido registrada a nivel mundial. La UFA menor (0.8 ma) del testigo GeoB 3388-1 está dentro del intervalo ya documentado (1.0 a 0.6 ma; Weinholz y Lutze 1989; Schönfeld 1996; Hayward 2001, 2002; Hayward *et al.* 2006). De manera interesante, en otro reporte se indica que la extinción de *Stilostomella* en el Pacífico sudoriental (ODP sitio 861, $45^{\circ}51'$ S, $75^{\circ}41'$ W, 1652 m de profundidad del agua) sucedió más temprano (1.3 ma) que en otras partes de los océanos mundiales (1 a 0.6 ma) (Gavriloff 2006) y también cae dentro del intervalo documentado para la extinción de *Stilostomella*.

Entre las causas de los resultados de nuestro reporte anterior sobre la UFA del grupo *Stilostomella* se encuentran: la fracción del tamaño utilizada (>150 μm en vez de >63 μm , Hayward 2001) y los cambios en las propiedades de la masa de agua (en realidad APP) que bañó nuestro testigo GeoB 3388-1 (3.5 km de profundidad).

En otros trabajos se ha resaltado la importancia de los cambios en las masas de agua con relación a la extinción del grupo *Stilostomella*. Kawagata *et al.* (2005) relacionaron la desaparición más temprana en el sitio 758 del Océano Índico (2925 m), en comparación con el sitio más somero 722 (2045 m), con

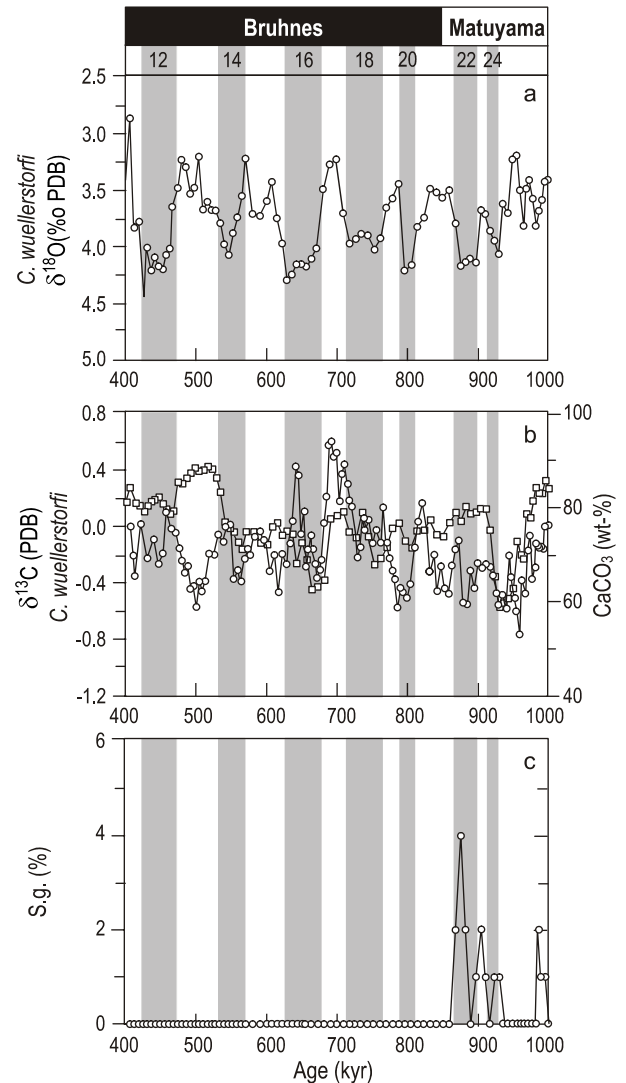


Figura 2. Testigo GeoB 3388-1 (25°S) de la costa norte de Chile. (a) Oxígeno estable (modelo de edad) y (b) isótopos del carbono (PDB ‰) de *Cibicoides wuellerstorfi* y CaCO_3 (% en peso), y (c) cambios en las abundancias relativas (%) de las especies pertenecientes al grupo *Stilostomella* (S.g.). El modelo de la edad del testigo GeoB 3388-1 se basa en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* sintonizado al ODP sitio 677 calibrado astronómicamente de Shackleton *et al.* (1990). La paleomagnetica y los estadios isotópicos marinos (MIS) de acuerdo con Mohtadi *et al.* (2006). Las barras grises indican las etapas glaciales.

Figure 2. Core GeoB 3388-1 (25°S) off northern Chile. (a) Stable oxygen (age model) and (b) carbon isotopes (PDB ‰) from *Cibicoides wuellerstorfi* and CaCO_3 (wt-%), and (c) changes in the relative abundances (%) of the species belonging to the *Stilostomella* group (S.g.). The age model of core GeoB 3388-1 is based on the $\delta^{18}\text{O}$ record of *C. wuellerstorfi* tuned to the astronomically calibrated ODP Site 677 from Shackleton *et al.* (1990). Paleomagnetism and marine isotope stages (MIS) according to Mohtadi *et al.* (2006). Gray bars denote glacial stages.

elementary analyzer as described by Müller *et al.* (1994). The total carbon (TC) content was obtained from untreated samples. The carbonate content was calculated from the difference between the TC and TOC contents as: $\text{CaCO}_3 = (\text{TC} - \text{TOC}) \times 8.33$ (fig. 2b).

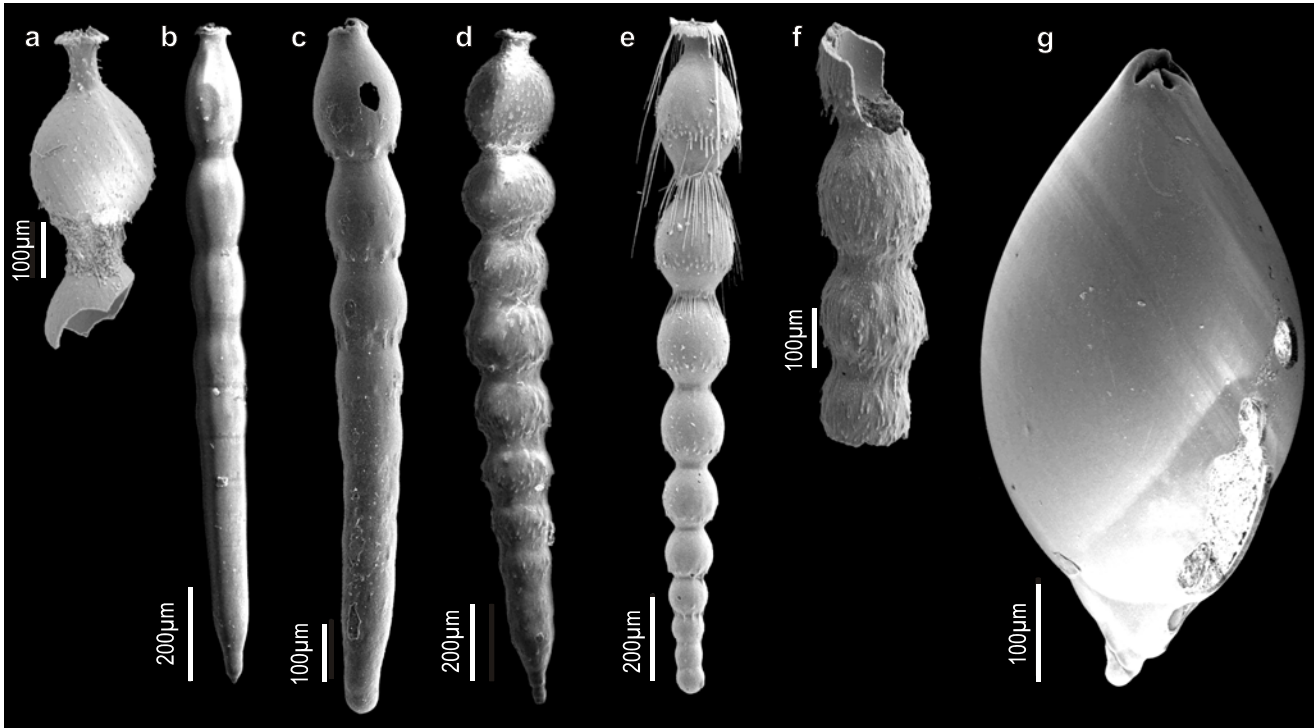


Figura 3. Vistas laterales al microscopio electrónico de barrido.

Figure 3. Lateral views by scanning electron microscopy.

(a) *Mylostomella* sp. (Hayward 2002), (b) *Mylostomella costai* (Schwager 1866), (c) *Mylostomella hyugaensis* (Ishizaki 1943), (d) *Mylostomella matanzana* (Palmer and Bermúdez 1936), (e) *Siphonodosaria sagrinensis* (Bagg 1912), (f) *Siphonodosaria spinea* (Cushman 1939), (g) *Pleurostomella pleurostomella* (Silvestri 1904).

cambios oceanográficos ocurridos antes en masas de agua profundas (e.g., agua de fondo de origen Antártico) que en masas de agua intermedias (e.g., Agua Intermedia Glacial del Atlántico Norte). Asimismo, Hayward (2001) sugirió que la desaparición de las formas elongadas uniserials está relacionada con masas de agua más frías y probablemente más oxigenadas, lo cual indica cambios en la circulación del agua profunda. Los cambios en las masas de agua afectan el suministro y la calidad del alimento de los foraminíferos bentónicos. Se ha sugerido que las especies que pertenecen al grupo *Stilostomella* estaban bien adaptadas a condiciones de alto flujo de carbono/bajo contenido de oxígeno. Con base en nuestros datos, se puede observar que a escala glacial/interglacial existen cambios en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se han asociado con cambios en el reservorio de carbono (Mohtadi *et al.* 2006), probablemente el contenido de nutrientes (con valores más ligeros/pesados indicando más/menos nutrientes). No obstante, de 1 a 0.5 ma el contenido medio de carbono orgánico en el sedimento del testigo GeoB 3388-1 es constante y bajo (<0.5%), lo que sugiere un desfase entre la señal de $\delta^{13}\text{C}$ como marcador de nutrientes y la preservación del carbono orgánico en nuestros sedimentos. El periodo de la extinción mundial del grupo *Stilostomella* se caracteriza por un bajo contenido de CaCO_3 en el sitio de nuestro testigo en comparación con otros valores documentados, especialmente del MIS 15 al MIS 13 (fig. 2b). Se han asociado los cambios en la preservación de

Results

At site GeoB 3388-1, at least seven species disappeared during the MPT (*Stilostomella* group; figs. 2c, 3), including one member of the family Pleurostomellidae, the biserial *Pleurostomella pleurostomella* (Silvestri 1904) (678 cm, 1.0 myr), and all members of the family Stilostomellidae: the uniserial elongate forms *Mylostomella* sp. Hayward 2002 (518 cm, 0.795 myr), *Mylostomella costai* (Schwager 1866) (588 cm, 0.91 myr), *Mylostomella hyugaensis* (Ishizaki 1943) (598 cm, 0.92 myr), *Siphonodosaria sagrinensis* (Bagg 1912) (558 and 583 cm, 0.87 and 0.9 myr), and *Siphonodosaria spinea* (Cushman 1939) (588 cm, 0.87 myr).

The age model for core GeoB 3388-1 was based on the stable oxygen isotope record of the benthic foraminifer *C. wuellerstorfi*, which is supported by paleomagnetic analyses (Mohtadi *et al.* 2006). Core GeoB 3388-1 reaches back to ~1.03 myr BP (fig. 2a). Thus, heavier/lighter $\delta^{18}\text{O}$ values can be observed during the glacials/interglacials (ranges 3.4 to 44/2.9 to 4.2, respectively), which are related to more/less ice volume. Sedimentation rates varied between 0.3 and 1.2 cm kyr⁻¹, with a mean of 0.75 cm kyr⁻¹, corresponding to an average sample resolution of 6–7 kyr. In general, lighter $\delta^{13}\text{C}$ values of *C. wuellerstorfi* ($\delta^{13}\text{C}$) characterize those sediments deposited between 0.97 and 0.60 myr (i.e., MIS 21–15), followed by a remarkable increase during the interglacial MIS 13,

carbonatos durante la TPM con los cambios en la intensidad de la formación del agua profunda del Atlántico Norte, así como con el crecimiento de sábanas de hielo en los últimos 0.9 ma (MIS 22) (Schmieder *et al.* 2000). Estos resultados confirman el acontecimiento de cambios importantes en los flujos de carbono y las condiciones químicas de los carbonatos frente a la costa norte de Chile durante la TPM. Como el carbono orgánico de nuestro testigo GeoB 3388-1 no cambia a lo largo del periodo y con base en los datos disponibles, relacionamos las causas de la extinción discutidas más con el oxígeno que con la disponibilidad de alimento.

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por los programas de becas DAAD y MCESUP/UCO-0002, el Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Suroriental (FONDAP-COPAS Proyecto No. 150100007), la Comisión Nacional Chilena de Ciencia y Tecnología (FONDECYT No. 1040968), y la Secretaría Federal de Educación e Investigación de Alemania (BMBF) a través de financiamiento del proyecto CHIPAL y el crucero a bordo del B/O *Sonne* (SO-102). Agradecemos al capitán y la tripulación del B/O *Sonne* sus esfuerzos y apoyo durante el crucero, así como a M Segl y B Meyer-Schack su apoyo en las mediciones de los isótopos estables.

Traducido al español por Christine Harris.

Referencias

- Bagg RM Jr. 1912. Pliocene and Pleistocene foraminifera from Southern California. *Bull. US Geol. Surv.* 513: 1–153.
- Berger A, Mélice JL, Loutre MF. 2005. On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. *Paleoceanography* 20: doi:10.1029/2005PA001173.
- Berger WH, Jansen E. 1994. Mid-Pleistocene shift: The Nansen connection. *Geophys. Monogr.* 84: 295–311.
- Caralp MH. 1985. Quaternary calcareous benthic foraminifers, Leg 80. In: De Graciansky PC *et al.* (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, Washington DC, pp. 725–755.
- Cushman JA. 1939. Eocene foraminifera from submarine cores off the eastern coast of North America. *Contrib. Cushman Lab. Foraminifer. Res.* 15: 49–76.
- Gavriloff I. 2006. The mid-Pleistocene *Stilostomella* extinction event in the southeast Pacific Ocean: A review. *Anu. Inst. Geocien., UFRJ ISSN 0101-9759*, 29: 490–491.
- Gupta AK. 1993. Biostratigraphic vs. paleoceanographic importance of *Stilostomella lepidula* (Schwager) in the Indian Ocean. *Micropaleontology* 39: 47–52.
- Hayward BW. 2001. Global deep-sea extinctions during the Pleistocene ice-ages. *Geology* 29: 599–602.
- Hayward BW. 2002. Late Pliocene to middle Pleistocene extinctions of deep-sea benthic foraminifera ("*Stilostomella* extinction") in the Southwest Pacific. *J. Foraminifer. Res.* 32: 274–306.
- Hayward BW, Kawagata S. 2005. Extinct foraminifera figured in Brady's Challenger Report. *J. Micropalaeontol.* 24: 171–175.
- Hayward BW, Kawagata S, Grenfell HR, Droxler AW, Shearer, M. 2006. Mid-Pleistocene extinction of bathyal benthic foraminifera in the Caribbean Sea. *Micropaleontology* 52: 53–73.
- simultaneous with an increase in the CaCO₃ content (fig. 2b). At the glacial/interglacial time scale, in general lighter/heavier values of $\delta^{13}\text{C}$ can be observed (ranges -0.8 to $0.2/3.4$ to 4.4 , respectively), indicating more/less nutrient content, respectively.

Discussion

Benthic foraminifera generally have relatively slow faunal turnover rates according to the relative stability of the deep-sea environment (McKinney 1987), with several episodes of enhanced turnover, the last of which was during the MPT. In our study core, we related this last episode of enhanced global extinction to the last appearance datum (LAD) of seven species belonging to the *Stilostomella* group: *Mylostomella* sp., *M. costai*, *M. hyugaensis*, *Siphonodosaria sagrinensis*, *S. spinea* and *Pleurostomella pleurostomella*. These species were reported in previous works (Hayward 2001, 2002; Hayward *et al.* 2006; Kawagata *et al.* 2006, and references therein), suggesting that their extinctions were worldwide events.

The disappearance of species of the *Stilostomella* group is reported worldwide. The youngest LAD (0.8 myr) from core site GeoB 3388-1 is in the range previously reported (1.0 to 0.6 myr; Weinholz and Lutze 1989; Schönfeld 1996; Hayward 2001, 2002, 2006). Interestingly, another report on the *Stilostomella* extinction for the southeastern Pacific (ODP Site 861, 45°51' S, 75°41' W, depth water 1652 m) occurred earlier (1.3 myr) than elsewhere in the world's oceans (1 to 0.6 myr) (Gavriloff 2006) and also falls in the range of our reported *Stilostomella* extinction.

Among the causes of the results of our earlier LAD report of the *Stilostomella* group are: the size fraction used ($>150\ \mu\text{m}$ instead of $>63\ \mu\text{m}$, Hayward 2001), and changes in the water-mass properties (actually PDW) that bathed our core GeoB 3388-1 (3.5 km depth).

The importance of changes in water masses in the extinction of the *Stilostomella* group has been reported in other works. Kawagata *et al.* (2005) related the earlier disappearances in the Indian Ocean site 758 (2925 m), compared with the shallower site 722 (2045 m), to oceanographic changes occurring earlier in deep water masses (e.g., Antarctic Bottom Water) than in intermediate water masses (e.g., Glacial North Atlantic Intermediate Water). Also, Hayward (2001) suggested that the disappearance of the elongate, uniserial forms is related to colder, probably more oxygenated water masses, indicating changes in deep-water circulation. The change in water masses influences food supply and quality for the benthic foraminifers. It has been suggested that species belonging to the *Stilostomella* group were well adapted to high carbon flux/low oxygen conditions. Based on our data, we can see that at a glacial/interglacial time scale there are changes in the benthic $\delta^{13}\text{C}$ that have been related to changes in the carbon reservoir (Mohtadi *et al.* 2006), probably nutrient content (with lighter/heavier values meaning more/less nutrients). However,

- Hebbeln D. *et al.* 1995. Report and preliminary results of SONNE Cruise SO 102, Valparaíso–Valparaíso, 95. pp. 1–134.
- Hess S, Kuhnt W. 2005. Neogene and Quaternary paleoceanographic changes in the southern South China Sea (Site 1143): The benthic foraminiferal record. *Mar. Micropaleontol.* 54: 63–87.
- Imbrie J, Berger A, Boyle EA, Clemens SC, Duffy A, Howard WR, Kukla G, Kutzbach J, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Molfino B, Morley JJ, Peterson LC, Pisias NG, Prell WL, Raymo ME, Shackleton NJ, Toggweiler JR. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8: 699–735.
- Ishizaki K. 1943. On the species of *Ellipsonodosaria* from Japan. *Trans. Nat. Hist. Soc. Taiwan* 33: 678–689.
- Jian Z, Wang P, Chen M-P, Zhao Q, Buhring C, Laj C, Lin H-L, Pflaumann U, Bian Y, Wang R, Cheng X. 2000. Foraminiferal response to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern China Sea. *Paleoceanography* 15: 229–243.
- Kaiho K. 1992. Eocene to Quaternary benthic foraminifers and paleobathymetry of the Izu-Bonin Arc, Legs 125 and 126. In: Taylor B *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, Texas, pp. 285–310.
- Kawagata S, Hayward BW, Grenfell, HR, Sabaa AT. 2005. Mid-Pleistocene extinction of deep-sea foraminifera in the North Atlantic Gateway (ODP Sites 980 and 982). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 221: 267–291.
- Kawagata S, Hayward BW, Gupta AK. 2006. Benthic foraminiferal extinctions linked to late Pliocene-Pleistocene deep-sea circulation changes in the northern Indian Ocean (ODP Sites 722 and 758). *Mar. Micropaleontol.* 58: 219–242.
- Kawagata S, Hayward BW, Kuhnt W. Extinction of deep-sea foraminifera as a result of Pliocene-Pleistocene deep-sea circulation changes in the South China Sea (ODP Sites 1143 and 1146). *Quaternary. Sci. Rev.* 26: 808–827.
- Keller G. 1980. Benthic foraminifers and paleobathymetry of the Japan Trench area, Leg 57, Deep Sea Drilling Project. In: Von Huene R *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Washington DC, pp. 835–865.
- Lutze GF. 1979. Benthic foraminifera at Site 397: Fluctuations and ranges in the Quaternary. In: Von Rad U *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Ocean Drilling Program*. Vol. 47. US Government Printing Office, Washington DC, pp. 419–431.
- McKinney ML. 1987. Taxonomic selectivity and continuous variation in mass and background extinctions of marine taxa. *Nature* 325: 143–145.
- Mohtadi M, Hebbeln D, Núñez-Ricardo S, Lange CB. 2006. El Niño-like pattern in the Pacific during marine isotope stages (MIS) 13 and 11. *Paleoceanography* 21: PA1015, doi:10.1029/2005PA001190.
- Müller PJ, Schneider R, Ruhland G. 1994. Late Quaternary PCO₂ variations in the Angola Current: Evidence from organic carbon $\delta^{13}\text{C}$ and alkenone temperature. In: Zahn R, Pedersen TF, Kaminski MA, Labeyrie L. (eds.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. NATO ASI Ser., Springer-Verlag, New York, Vol. I, pp. 343–366.
- O'Neill TA, Hayward BW, Kawagata S, Sabaa AT, Grenfell HR. Pleistocene extinctions of deep-sea foraminifera: The South Atlantic record. *J. Palaeontology* (in press).
- Palmer DK, Bermúdez PJ. 1936. An Oligocene foraminiferal fauna from Cuba. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat. Felipe Poey* 10: 227–271.
- Raymo ME, Oppo DW, Curry W. 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography* 12: 546–559.
- from 1 to 0.5 myr the mean bulk sediment organic carbon in core site GeoB 3388-1 is constant and low (<0.5%), suggesting a decoupling between the $\delta^{13}\text{C}$ signal as a nutrient tracer and the organic carbon preservation in our sediments. The period of the worldwide reported extinction of the *Stilostomella* group is characterized by low CaCO₃ content in our core site compared with higher values especially from MIS 15 to MIS 13 (fig. 2b). Changes in preservation of carbonates during the MPT have been related to changes in the intensity of the North Atlantic Deep Water formation and to ice-sheets growing since the last 0.9 myr (MIS 22) (Schmieder *et al.* 2000). These results confirm the occurrence of important changes in carbon fluxes and carbonate chemistry conditions off northern Chile during the MPT. As the organic carbon from our core site GeoB 3388-1 does not change through the period, and based on the available data, we relate the hypothesized causes of the extinction more to oxygen than to food availability.

Acknowledgements

This work was supported by the DAAD and MCESUP/UCO-0002 scholarship programs, the Center for Oceanography Research in the Eastern South Pacific (FONDAP-COPAS Project No. 150100007), the Chilean National Commission for Science and Technology (FONDECYT No. 1040968), and the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) through funding of the CHIPAL project and of the related cruise aboard the R/V *Sonne* (SO-102). We thank the captain and crew of the R/V *Sonne* for their efforts and support at sea, and M Segl and B Meyer-Schack, who performed the stable isotope measurements.

- Reid JL. 1973. The shallow salinity minima of the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* 20: 51–68.
- Ruddiman WF. 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quatern. Sci. Rev.* 22: 1597–1629.
- Schmieder F, von Döbenek T, Bleil U. 2000. The mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179: 539–549.
- Schneider W, Fuenzalida R, Garcés J. 2004. Corrientes marinas y masas de agua. In: Werlinger C (eds.), *Biología Marina y Oceanografía: Conceptos y Procesos*. Vol. 1. Universidad de Concepción, Chile, pp. 177–194.
- Schönfeld J. 1995. Biostratigraphy and assemblage composition of benthic foraminifera from the Manihiki Plateau, southwestern tropical Pacific. *J. Micropalaeontol.* 14: 165–175.
- Schönfeld J. 1996. The “*Stilostomella* Extinction”: Structure and dynamics of the last turn-over in deep-sea benthic foraminiferal assemblages. In: Moguilevsky EA, Whatley R (eds.), *Microfossils and Oceanic Environments*. Aberystwyth Press, Wales, pp. 27–37.
- Schönfeld J, Spiegler D. 1995. Benthic foraminiferal biostratigraphy of Site 861, Chile Triple Junction, Southeastern Pacific. In: Lewis SD *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. Vol. 141. College Station, Texas, pp. 213–224.
- Schwager C. 1866. Fossile Foraminiferen von Kar Nicobar: Novara Expeditions. *Geol. Theil*. 2: 187–268.

- Shackleton NJ, Berger A, Peltier WR. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 81: 251–261.
- Silvestri O. 1904. Forme nuove o poco conosciute di Protozoi miocenici piemontesi. *Atti Accad. Sci. Torino (1903–1904)* 39: 4–15.
- Stramma L, Peterson RG, Tomczak M. 1995. The South Pacific Current. *J. Phys. Oceanogr.* 25: 77–91.
- Thomas E. 1987. Late Oligocene to Recent deep-sea benthic foraminifera from the central equatorial Pacific Ocean. In: Ruddiman WF *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Vol. 94. US Government Printing Office, Washington DC, pp. 997–1032.
- Toggweiler JR, Dixon K, Broecker WS. 1991. The Peru upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *J. Geophys. Res.* 20: 467–497.
- Weinholz P, Lutze GF. 1989. The *Stilostomella* extinction. In: Ruddiman WF *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. College Station, Texas, pp. 113–117.
- Wunsch C, Hu DX, Grant B. 1983. Mass, heat, salt, and nutrient fluxes in the South Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 725–753.

*Recibido en diciembre de 2006;
aceptado en mayo de 2007*