

EL EVENTO “*YOUNGER DRYAS*” EN EL NORTE DE SURAMÉRICA

Rincón, D. A.¹; Martínez, J. I.¹

RESUMEN

En el norte de Suramérica y el Caribe existen indicios de la presencia de un evento frío y seco, análogo al “*Younger Dryas*” (YD) del Atlántico Norte. Las evidencias más contundentes se encuentran en los registros geoquímicos y micropaleontológicos marinos de la Cuenca del Cariaco (Venezuela) y del Abanico del Amazonas, junto con registros palinológicos de alta resolución de los Andes del Norte. Durante este periodo, las tierras altas de los Andes del norte y las cordilleras de Centro América experimentaron descensos de temperatura y pluviosidad y las áreas costeras del norte de Suramérica registraron eventos de surgencia más intensos. Las condiciones climáticas y oceanográficas se encuentran aparentemente relacionadas con un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y un fortalecimiento de los vientos Alisios del noreste.

Palabras claves: *Younger Dryas*, El Abra, Paleoceanografía, Paleoclimatología, Cuaternario.

ABSTRACT

In northern South America and the Caribbean there are evidences for the presence of a cold and dry event analogous to the Younger Dryas (YD) from the North Atlantic. The most compelling evidences are found in the geochemical and palynological marine records of the Cariaco Basin (Venezuela) and the Amazon fan, and the high-resolution palynological records from the northern Andes. During the YD, the highlands of the Andes and the Central America cordilleras experienced drops in temperature and moisture, at the same time that coastal upwelling in northern South America was more intense. Climate and oceanographic conditions for the YD were apparently related to the southern displacement of the Intertropical Converge Zone (ITCZ) and the strengthening of the northeast Trade Winds.

Key words: *Younger Dryas*, El Abra, Paleoceanografía, Paleoclimatología, Cuaternario.

¹ Depto. Geología, Grupo de Ciencias del Mar, Universidad EAFIT, Medellín, <drincon@eafit.edu.co>

1. INTRODUCCIÓN

Finalizando el último periodo glacial, el proceso de deshielo en el Atlántico Norte permitió que las condiciones cálidas, propias de estadios interglaciales, regresaran rápidamente hace 14.5kaBP en el periodo Bølling-Allerød (kaBP = mil años antes del presente). Sin embargo el proceso de deglaciación se detuvo hace ~12.9kaBP, cuando las condiciones frías retornaron abruptamente y permanecieron así por ~1.300 años antes del nuevo pulso de deglaciación que conduciría a las condiciones cálidas que han dominado durante el Holoceno (e.g. Broecker, 1995; Severinghaus *et al.*, 1998; Rühlemann *et al.*, 1999; Alley, 2000; Jones y Marshall, 2002). Este breve estadio frío es conocido como el “*Younger Dryas*” (YD), y fue propuesto inicialmente como un fenómeno local para Europa, pero hoy en día es reconocido como un fenómeno climático global con repercusiones en otros continentes y otras latitudes. Dado que en los últimos años los trópicos han adquirido mayor importancia como áreas de regulación del clima global, se revisan aquí los cambios sucedidos durante el YD, tanto a nivel

oceanográfico como continental, en el Mar Caribe, el Océano Pacífico Oriental, y el norte de Suramérica. El fin último de los estudios paleoclimáticos del Cuaternario es el de analizar los efectos y consecuencias de posibles variaciones climáticas en el pasado, como análogo de posibles cambios climáticos de origen antrópico en el presente y el futuro.

1.1. Oceanografía global y el YD en el Atlántico Norte

En el Atlántico Norte, donde la amplificación de la señal del YD fue mayor, se encuentran indicios que parecen demostrar que la circulación termohalina podría haber jugado un papel primordial en el descenso de la temperatura global. De esta forma, una descarga de agua dulce en el Atlántico Norte, producto del proceso de deshielo del Casquete Laurentino, habría impedido que las aguas cálidas superficiales alcanzaran latitudes septentrionales donde, actualmente, adquieren mayor densidad y forman el Agua Profunda del Atlántico Norte ó *NADW* (FIGURAS 1a,b; e.g. Manabe y Stouffer, 1997;

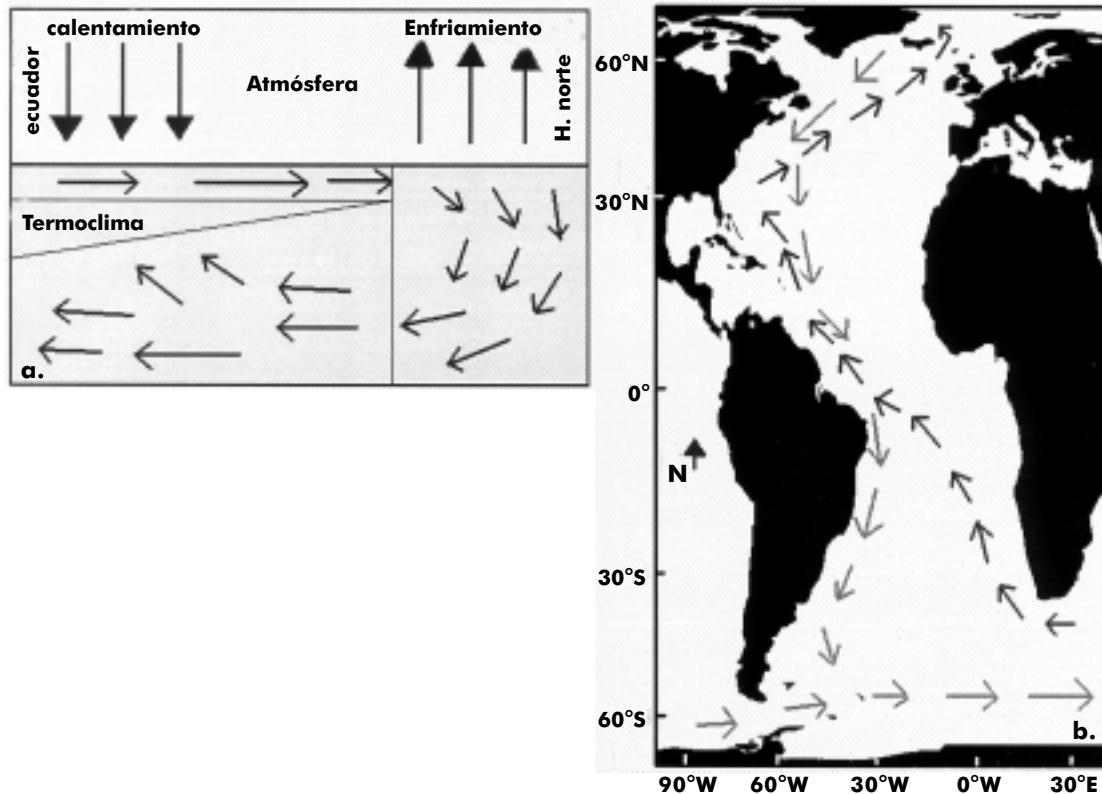


FIGURA 1. (a) Modelo de la “cinta transportadora global”. Las aguas formadas en las regiones polares (Groenlandia y Antártica) pierden flotabilidad, a causa del calor liberado a la atmósfera, tornándose más saladas y precipitándose hacia el fondo del océano. Este movimiento de aguas es el motor de la circulación termohalina global. (b) “Cinta transportadora global”: las flechas negras representan el agua cálida superficial que fluye hacia el norte, mientras que las flechas blancas representa las aguas profundas exportadas desde Groenlandia y Noruega.

Fanning y Weaver, 1997). El debilitamiento en la producción del Agua Profunda del Atlántico Norte, durante el YD, vino acompañado de un cambio en la estructura de las aguas intermedias y profundas del Océano Atlántico (e.g. Keigwin *et al.*, 1994; Marchitto *et al.*, 1998; Rühlemann *et al.*, 1999; Ganopolski y Rahmstorf., 2001; Clark *et al.*, 2002). En un esquema general, el Agua Profunda del Atlántico Norte se habría desplazado a una menor profundidad (<2.500m), recibiendo el nombre de Agua Intermedia Glacial del Atlántico Norte (GNAIW) para diferenciarla de la actual. De esta forma, la parte más profunda del Atlántico fue ocupada por aguas del Componente Sur, de origen Antártico (e.g. Adkins *et al.*, 1998; Muscheler *et al.*, 2000; Rutberg *et al.*, 2000). Como consecuencia de estos cambios en la circulación oceánica, el Atlántico Norte se enfrió, mientras que en la Antártica parece haber ocurrido un evento térmico opuesto (FIGURA 2). Este comportamiento ha sido llamado la ‘balanza bipolar’, en

la cual el sistema reacciona compensando las perturbaciones climáticas ocurridas en el norte con un incremento de temperatura en el sur (e.g. Broecker, 1998; Stocker, 1998; Ganopolski y Rahmstorf, 2001; Rahmstorf, 2002; Stocker, 2002; Stocker, 2003).

2. EVIDENCIAS PALEOCEANOGRÁFICAS DEL YD EN EL MAR CARIBE

2.1. Temperaturas superficiales oceánicas (*Sea Surface Temperatures, SSTs*)

En la isla de Granada (Caribe oriental; FIGURA 3), las reconstrucciones de las temperaturas superficiales oceánicas con base en cetonas C_{36}/C_{37} , extraídas de materia orgánica de origen planctónico (método Uk_{37}), evidencian un aumento en la temperatura de $\sim 1^{\circ}C$ para el YD (FIGURA 4b; Rühlemann *et al.*, 1999). De otro

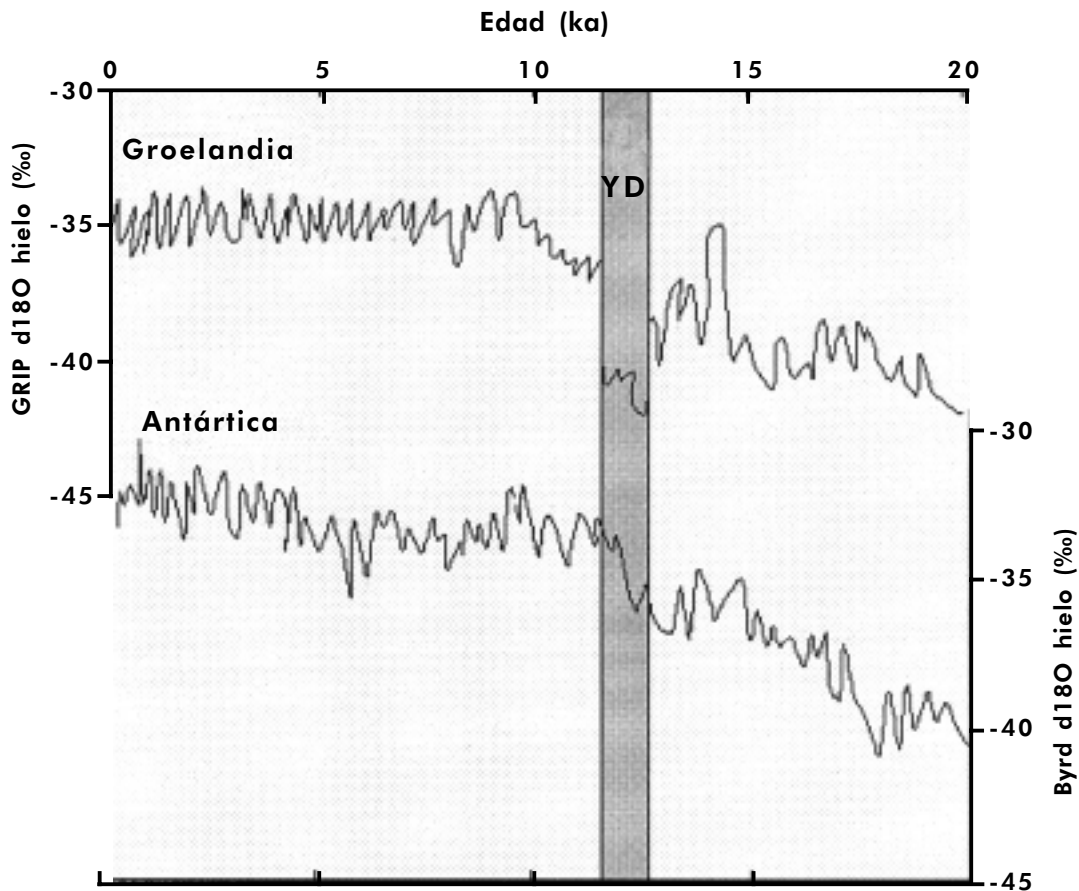


FIGURA 2. Registros de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en el núcleo de hielo GRIP (Groenlandia) y el núcleo de hielo Byrd (Antártica). Los valores de $\delta^{18}O$ negativos indican descensos en la temperatura del aire. YD es el “Younger Dryas” (12.9-11.6ka cal BP). El YD es evidente en el núcleo GRIP por un enfriamiento marcado, contrario al núcleo Byrd donde se presenta un incremento paulatino de temperatura. (modificada de Rühlemann *et al.*, 1999).

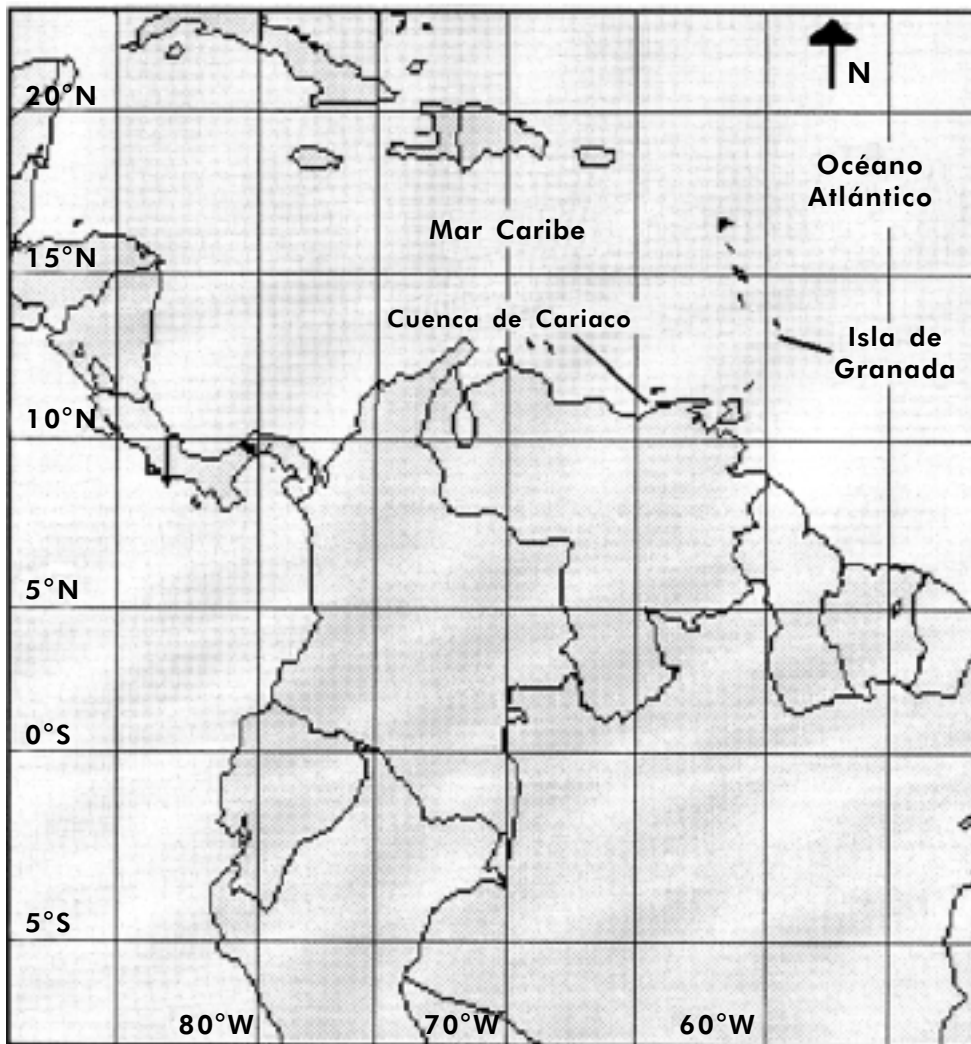


FIGURA 3. Mapa del Mar Caribe donde se encuentran los puntos de muestreo de la Cuenca de Cariaco y de la Isla de Granada.

lado, a partir de los registros de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina dutertrei*), se sugieren temperaturas superficiales más bajas para la Cuenca de Cariaco, al norte de Venezuela (Lin *et al.*, 1997). Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y Mg/Ca en *Globigerinoides ruber* corroboran esta interpretación y sugieren que las temperaturas superficiales eran $\sim 3^\circ\text{C}$ más bajas que las actuales durante el YD (FIGURA 4c,d; Lea *et al.*, 2003).

2.2. Circulación profunda y el YD

Como se mencionó anteriormente, durante el YD, la circulación termohalina del Atlántico se habría visto drásticamente afectada. En el Golfo de México se

evidencian cambios en las asociaciones de foraminíferos bentónicos de profundidades batiales que indicarían la presencia de Agua Intermedia Glacial del Atlántico Norte (GNAIW; Jones, 1997). De otro lado, incrementos de nutrientes traza (Ba/Ca y Cd/Ca; FIGURA 5b), medidos en las conchas de foraminíferos bentónicos del Caribe y las Bermudas, sugieren la presencia de aguas antárticas con un contenido menor de oxígeno y mayor concentración de nutrientes que el GNAIW (e.g. Adkins *et al.*, 1998; Hall, 2002).

2.3. Productividad oceánica y el YD

En la Cuenca de Cariaco la abundancia de *G. bulloides*, un foraminífero planctónico asociado a sistemas de

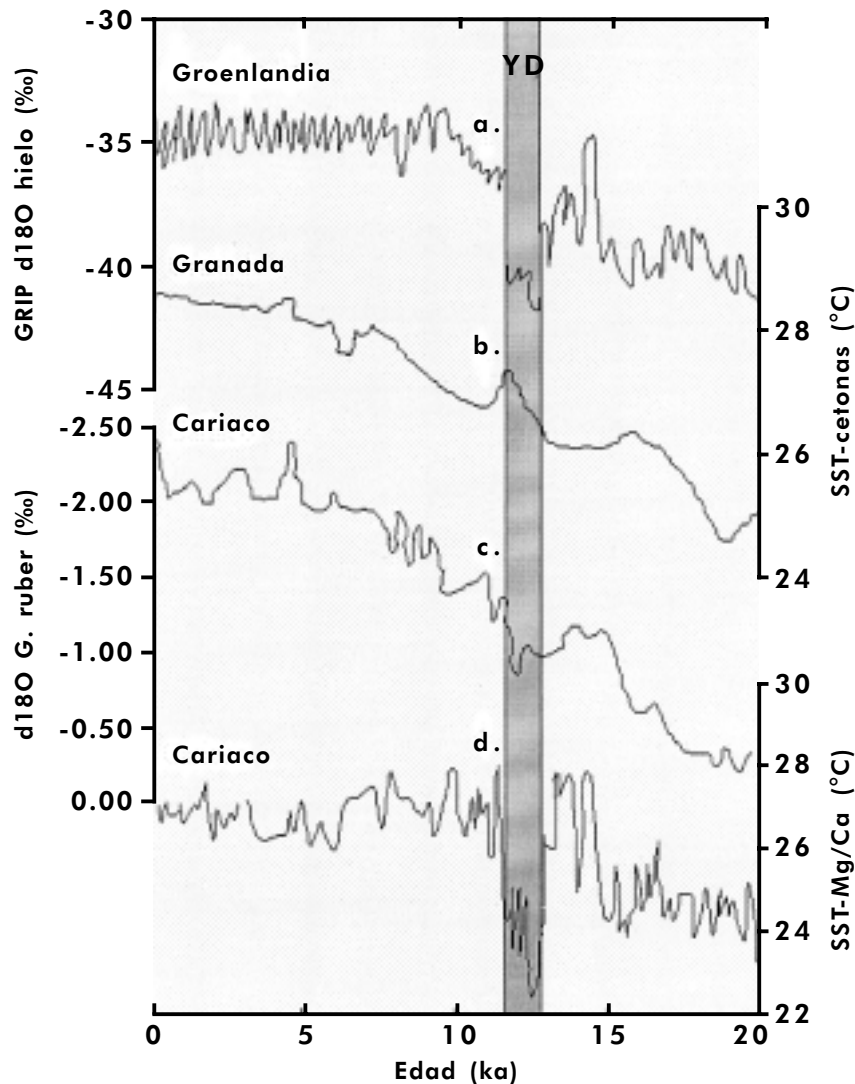


FIGURA 4. Historia de las temperaturas superficiales oceánicas (SSTs) en el Mar Caribe oriental comparada con el registro $\delta^{18}\text{O}$ del núcleo de hielo de Groenlandia. SSTs calculadas a partir de cetonas de la isla de Granada (b) y el registro de $\delta^{18}\text{O}$ del foraminífero planctónico *G. ruber* en la Cuenca de Cariaco (c; Rühlemann et al., 1999); los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos indican descensos en la temperatura. (d) SSTs de la Cuenca de Cariaco, estimadas a partir del registro de Mg/Ca de *G. ruber* (Lea et al., 2003). Para el “Younger Dryas” (YD, 12.9-11.6ka cal BP), las SSTs de la isla de Granada evidencian calentamiento, mientras en la Cuenca de Cariaco evidencian un enfriamiento que es sincrónico con el registro GRIP (a).

surgencia, constituye el 70–80% del total de la fauna en el YD (Lin et al., 1997). El pico en abundancia de *G. bulloides* es interpretado como un posible incremento en la productividad del área, y corresponde con el registro de $\% \text{CaCO}_3$, representado por la escala de grises (FIGURA 5c; e.g. Bowles y Fleischer, 1985; Hughen et al., 1998). Así mismo, las tasas de acumulación de nutrientes traza (Cd) en estos sedimentos, alcanzan los valores más altos durante el YD (FIGURA 5d; Piper y Dean, 2002). En los sedimentos del sureste de la isla de Granada, el contenido de isotopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) en materia orgánica varía entre -23 y -20% y es usado como evidencia de aportes de carbono orgánico marino

(FIGURA 5e; Vink et al., 2001). No obstante, la paleoproduktividad registrada en este mismo lugar muestra un descenso en el YD en comparación con los estadios glaciales, lo cual obedecería a un alejamiento del área de surgencia costera por el aumento del nivel del mar tras la primera descarga de agua de deshielo (FIGURA 5f; Vink et al., 2001)

2.4. Descargas fluviales en el YD

Una reducción en la descarga del Río Orinoco para el YD ha sido sugerida con base en los registros de $\% \text{CaCO}_3$

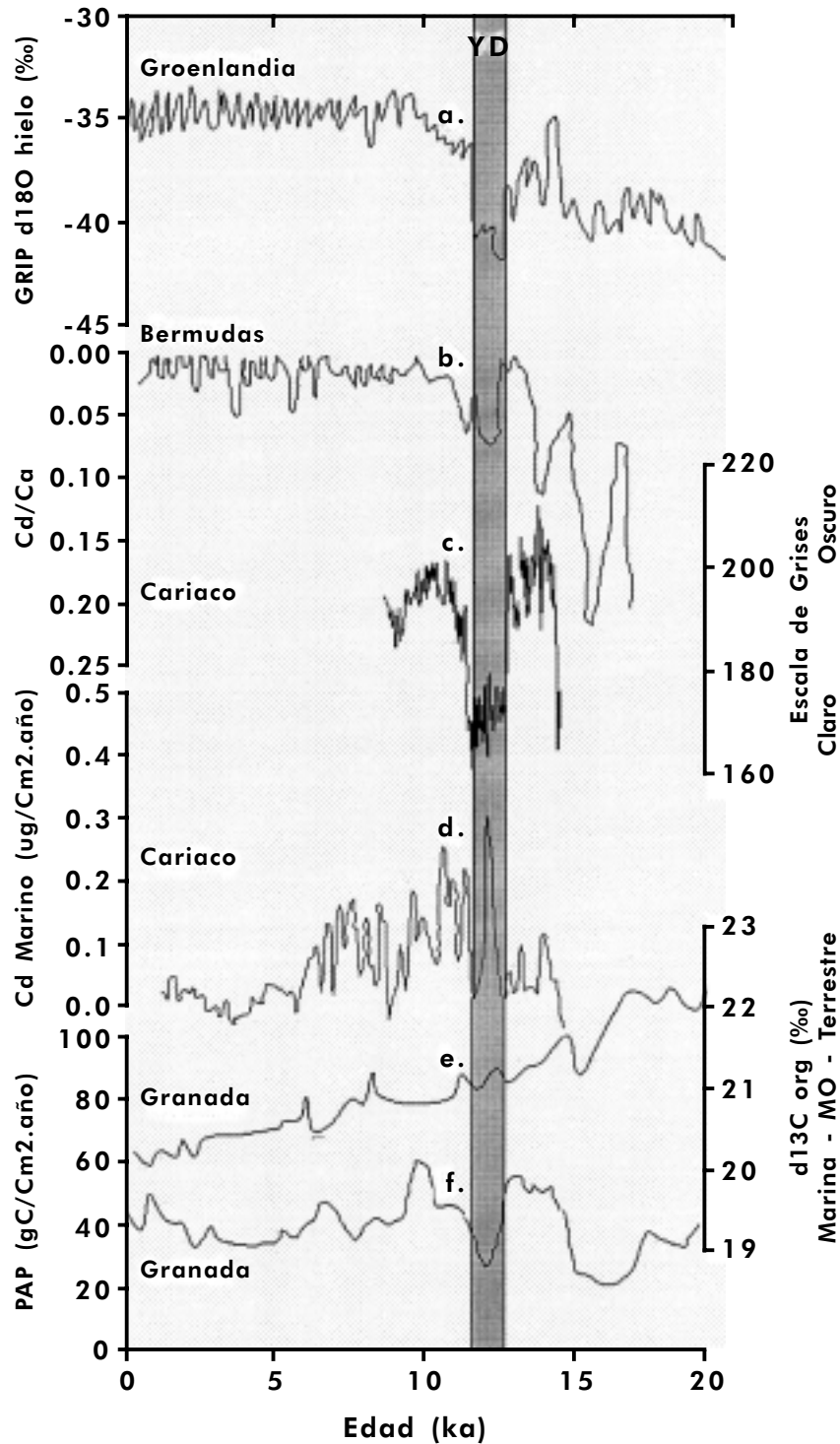


FIGURA 5. (a) Registros de $\delta^{18}\text{O}$ del núcleo de hielo GRIP comparados con el registro de la proporción de Cd/Ca (b) en foraminíferos bentónicos de las Bermudas (4.450 m; Rühlemann et al., 1999) y la escala de grises de la Cuenca de Cariaco (c; Hugen et al., 1998). Los cambios abruptos, durante el evento "Younger Dryas" (YD), en los tres registros parecen sincrónicos. Los valores más altos de Cd/Ca indican aguas profundas con mayor contenido de nutrientes durante el YD. Similarmente, mayores valores de tasas de acumulación de Cd marino (d) se encontraron en los sedimentos de la Cuenca de Cariaco (Piper y Dean, 2002). Así mismo se presentan registros de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono orgánico (e) y de paleoproduktividad (PAP; f) en el Caribe oriental (Vink et al., 2001). Valores de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono orgánico entre -20‰ y -22.7‰ indican un origen predominantemente marino, mientras que valores cercanos a -27‰ indican un origen terrestre.

en la Cuenca de Cariaco (e.g. Showers y Margolis, 1985; Hughen *et al.*, 1998). En contraste, Piper y Dean (2002) han interpretado el incremento en la acumulación de metales traza de origen terrígeno (Ga y Th) como un aumento en las descargas del Río Orinoco en la Cuenca. Sin embargo, y en apoyo de la primera interpretación, concentraciones bajas de Ti y Fe sugieren precipitaciones reducidas y por tanto una menor acumulación de material terrígeno durante el YD lo que habría implicado un aumento en la salinidad de un 0.3‰ como es sugerido a partir del registro de $\delta^{18}\text{O}$ en *G. ruber* (FIGURA 4c; Rühlemann *et al.*, 1999; Haug *et al.*, 2001).

3. EVIDENCIAS PALEOCEANOGRÁFICAS DEL YD EN EL OCÉANO PACÍFICO ORIENTAL

Evidencias del YD en el Océano Pacífico Oriental son aún escasas. En los registros planctónicos de $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos TR163-33, TR163-38, ODP846B, y V21-30 de la Cuenca de Panamá se observan deflecciones en la señal que sugerirían la presencia del YD (FIGURA 6; Koutavas *et al.*, 2002; Martínez *et al.*, 2003). Sin embargo, las reconstrucciones de las temperaturas superficiales mediante la relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos (FIGURA 6; Koutavas *et al.*, 2002), y por medio del método de análogos modernos (MAT; Martínez *et al.*, 2003) no muestran ninguna reducción que pudiera sugerir la presencia del YD.

4. REGISTROS CONTINENTALES DEL YD EN EL NORTE DE SURAMÉRICA Y EL CARIBE

En las montañas de Costa Rica, y tierras bajas de Guatemala y Haití (FIGURA 7) se registran descensos en la precipitación y temperaturas 2-2.5°C más bajas que las actuales (e.g. Higuera *et al.*, 1999; Metcalfe *et al.*, 2000; Bradbury *et al.*, 2001; Grimm *et al.*, 2001; Ledru y Mourguiart, 2001), mientras que en las tierras bajas de Panamá no se detectan cambios en temperatura o precipitación (e.g. Bush *et al.*, 1992; Ledru y Mourguiart, 2001).

En Colombia, van der Hammen y Hooghiemstra (1995) estudiaron el Pozo Fúquene II (2.580m, FIGURA 7) y propusieron el estadal El Abra como el equivalente del YD del hemisferio norte (~11.2 a ~10 ka¹⁴C ó 12.9-11.6ka cal BP). El estadal de El Abra fue identificado por el incremento de vegetación de clima seco dominado por Poaceae, Asteraceae y Cyperaceae con valores muy bajos de polen arbóreo (20-30%). Con base en esta evidencia

se sugiere que la temperatura habría descendido 2–4°C durante el estadal de El Abra con respecto al interestadal anterior (van der Hammen y Hooghiemstra, 1995). Sin embargo, en el estudio del núcleo El Abra-II-B₃, se sugiere que la temperatura habría descendido 1–3°C solo durante un breve periodo de ~700 años ¹⁴C (11.21 a 10.5ka¹⁴C), mientras que entre 10.5 a 9.7ka¹⁴C la temperatura habría aumentado (van't Veer *et al.*, 2000).

El estadal El Abra ha sido identificado subsecuentemente en más de 15 lugares ubicados en las Cordilleras Oriental y Central de Colombia (FIGURA 7; e.g. Melief, 1985; Kuhry, 1988; van der Hammen y Hooghiemstra, 1995; Mommersteeg, 1998; Wille *et al.*, 2001; Berrio *et al.*, 2002). En todos los sitios se registran evidencias de vegetación típica de páramo, descensos en los niveles de los lagos, o extensiones morrénicas pertenecientes a esta cronozona. Evidencias de clima seco, se han encontrado en tierras bajas de Colombia como la depresión Momposina (e.g. Herrera, 2000) y los Llanos Orientales (e.g. van der Hammen y Hooghiemstra, 1995; Behling y Hooghiemstra, 1998; Berrio *et al.*, 2000; Behling y Hooghiemstra, 2001; Muhs y Zárate, 2001).

El Lago Valencia (427m), en el norte de Venezuela, parece haber experimentado un aumento en la salinidad como consecuencia del descenso en su nivel durante el YD (Bradbury *et al.*, 1981). En la Cordillera de Mérida, zona de Mucubají y Páramo Miranda, se reconocieron incrementos en las asociaciones de plantas de superpáramo entre 13.5 y 10.5ka cal BP que sugieren temperaturas ~3°C más bajas que las actuales (e.g. Schubert, 1995; Rull, 1999; Bradbury *et al.*, 2001). También se evidenciaron cambios en la población de polen de las sabanas de Surinam (Behling y Hooghiemstra, 2001).

En Ecuador, los registros de polen del Lago Surucucho (3.180 m) son confusos y no hay claridad respecto a las causas de los cambios de las comunidades vegetales (Colinvaux *et al.*, 1997). Sin embargo, en el Chimborazo (6.310 m; Cordillera Occidental), se han descubierto morrenas dejadas por el Glaciar Reishreiter cuyas edades radiométricas han sido correlacionadas con el YD europeo (Osborn *et al.*, 1995). Así mismo, Clapperton *et al.* (1997) reportan avances glaciares sobre el valle Papallacta, Cordillera Oriental de Ecuador, que parecen ser contemporáneos con el YD y que implicarían un enfriamiento de ~3°C en los Andes tropicales.

Las condiciones climáticas de la Amazonía durante el YD son igualmente confusas ya que los cambios en pluviosidad y temperatura no fueron evidenciados de

manera uniforme en los registros de los lagos de Ecuador y Brasil (e.g. Colinvaux *et al.*, 2000; Colinvaux y de Oliveira, 2000; van der Hammen y Hooghiemstra, 2000; Behling y Hooghiemstra, 2001). La aridez inferida por algunos autores se basa en la presencia de depósitos evaporíticos, paleo-dunas, niveles de los lagos, comunidades fitoplanctónicas fósiles, polen e indicadores de erosión encontrados en sedimentos marinos. Las

variaciones regionales posiblemente puedan ser integradas en los registros marinos del Caribe y el Abanico del Amazonas, los cuales sugieren climas mas secos para las tierras bajas de la Amazonía y los llanos del norte de Suramérica (e.g. Bowles y Fleischer, 1985; Showers y Margolis, 1985; Haberle y Maslin, 1999; Harris y Mix, 1999; Maslin y Burns, 2000; Rühlemann *et al.*, 2001; Kastner y Goñi, 2003).

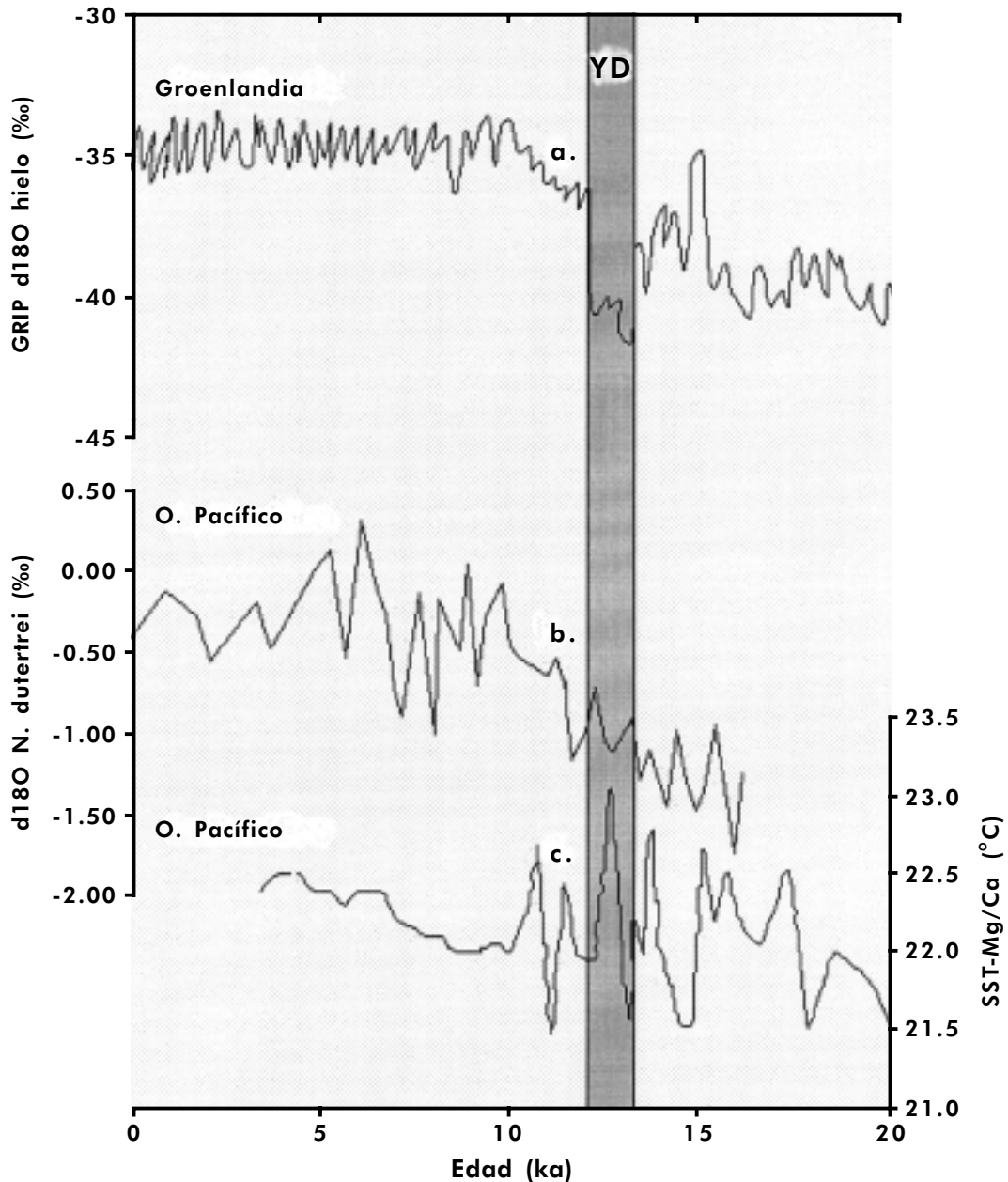


FIGURA 6. Historia de las temperaturas superficiales oceánicas (SSTs) del Océano Pacífico Oriental. El registro (b) muestra la señal de $\delta^{18}\text{O}$ del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina dutertrei* en el núcleo TR163-38, Cuenca de Panamá (Martínez *et al.*, 2003), mientras que (c) muestra la curva de SSTs estimadas a partir de la relación Mg/Ca de *Globigerinoides sacculifer* en el núcleo V21-30, al este de las Galápagos (Koutavas *et al.*, 2002).

5. DISCUSIÓN

5.1. Evidencias marinas del YD

A pesar que los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctónicos en la Cuenca de Cariaco sugieren descensos de temperatura superficial para el YD (Lin *et al.*, 1997), puede tratarse solo de un evento local de surgencia oceánica en la Cuenca. No obstante, las estimaciones de temperatura, a partir del contenido de Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ en *G. ruber*, foraminífero planctónico propio de sistemas oligotróficos (lejanos de las zonas de surgencia) sugieren que durante el YD, las temperaturas superficiales habrían sido $\sim 3^\circ\text{C}$ más bajas que las actuales en el Caribe oriental (FIGURA 4,d; Lea *et al.*, 2003). Esta última evidencia junto con las variaciones en la escala de grises, de la misma cuenca, son sincrónicas con las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ (indicador de temperatura) en Groenlandia tanto en el establecimiento como en la finalización del YD. De allí que no solamente se pueden interpretar estos cambios como respuestas al sistema de surgencia de Cariaco sino como un reflejo de las condiciones atmosféricas prevalecientes en el Atlántico norte y el Caribe (FIGURAS 4a,d; 5a,c; Lea *et al.*, 2003).

Una de las explicaciones para el descenso en la temperatura durante el YD es un cambio en la circulación superficial (e.g. Vink *et al.*, 2001). Se sugiere que el desplazamiento hacia el sur de la Corriente Nor-Ecuatorial (*North Equatorial Current*, NEC) proveniente del Atlántico norte, habría obstruido el flujo de calor a través del ecuador, debilitando la Corriente de Guyana (*Guyana Current*, GC) la cual, actualmente, alimenta la Corriente del Golfo (*Gulf Stream*, GS) y anima la cinta transportadora termohalina global (FIGURA 8). De esta forma, una reducción en la temperatura superficial del Caribe es más plausible que un calentamiento, tal como es propuesto por Rühlemann *et al.* (1999) con los registros de alquenonas.

En la Cuenca de Cariaco, el YD se interpreta como un periodo de alta productividad y surgencia intensa evidenciado por láminas de sedimentos de colores claros ricos en plancton (FIGURA 5c) que están compuestos principalmente de diatomeas (Dahl *et al.*, 2003). El origen marino del carbono orgánico presente en estos sedimentos también ha sido corroborado por los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (FIGURA 5e; Vink *et al.*, 2001;). Esta alta productividad debió restringirse a los márgenes continentales de Venezuela y Colombia, que por su ubicación y geografía permiten el desarrollo de sistemas de surgencia costera (e.g. Kinder *et al.*, 1985; Muller-

Kargen, 1988), contrario a otros lugares del Caribe donde no se encuentran evidencias de alta productividad y la abundancia de foraminíferos es baja (FIGURA 5f; e.g. Oppo y Fairbanks, 1989; Vink *et al.*, 2001).

Dado que las descargas fluviales aparentemente disminuyeron durante el YD (e.g. Haug *et al.*, 2001), entonces es lógico pensar que los nutrientes, responsables de las productividades altas, provendrían de aguas intermedias. Evidencias del aporte de aguas intermedias yacen en un mayor contenido de nutrientes traza (Cd) en el sedimento del área de Cariaco (FIGURA 5d). Se sugiere que tras la primera descarga de deshielo en el Atlántico Norte, las aguas intermedias del Atlántico (~ 1.800 m.b.n.m.) pertenecían, en su mayor parte, a aguas de origen antártico o aguas del Componente Sur, las cuales poseen una carga mayor de nutrientes y una baja concentración de oxígeno en comparación con las aguas intermedias y profundas con origen en el Atlántico Norte.

5.2. Evidencias continentales del YD

En el análisis de eventos climáticos cortos o sub-mileniales es importante considerar que las edades reportadas por los distintos autores podrían ser la media o cualquier otro valor dentro del rango de error de los datos de ^{14}C o su equivalente en años calendario. Aún así, en Suramérica, el evento correspondiente al YD se habría registrado en sincronía con la cronozona del YD del hemisferio norte (~ 11.2 a $10\text{ka}^{14}\text{C}$). Durante este periodo, en las tierras altas hubo un breve retorno a condiciones frías y secas, que en relación con el último glacial fueron menos pronunciadas, mientras que en las tierras bajas los registros terrestres no han permitido identificar descensos de temperatura; sin embargo en muchos de ellos se sugiere que el YD fue un periodo de aridez (FIGURA 9).

En Colombia, la correlación de todo el estadal El Abra con el YD parece indicar que el primero abarcaría no solo el YD sino también el evento Preboreal de Europa (van't Veer *et al.*, 2000). Así pues, la parte baja del estadal El Abra ($11.21\text{-}10.5\text{ka}^{14}\text{C}$ ó $12.5\text{-}11.7\text{ka BP}$) es la que realmente correspondería con un periodo levemente frío y seco, ya que el periodo siguiente continuó siendo seco aunque con temperaturas semejantes a las actuales (FIGURA 10). La finalización en Colombia del estadal de El Abra temprano coincide con la señal de finalización del YD en Costa Rica (estadal La Chonta) lo que permite inferir eventos simultáneos en Centro América y norte de Suramérica (van't Veer *et al.*, 2000).

En el estudio de los registros palinológicos son posibles varias fuentes de error: (1) un número insuficiente de dataciones ^{14}C en la mayoría de los estudios, lo que resulta en una pobre resolución temporal, y (2) espectros palinológicos dominados por ciertos taxones (e.g. Poaceae y Asteraceae), cuya relación con la temperatura y la humedad no es clara aún (Bush *et al.*, 1992; Ledru y Mourguiart, 2001). Sin embargo, no se puede ignorar que en un sentido regional, los cambios climáticos no son uniformes, siendo algunos sitios más susceptibles que otros a reaccionar ante variaciones climáticas abruptas. Estos aspectos, en conjunto, han hecho que los registros de polen en las tierras bajas del norte de Suramérica (Llanos orientales y Amazonía) no tengan una clara correlación con el estadal el Abra, tanto en términos cronológicos como climáticos.

6. CORRELACIÓN DE LAS EVIDENCIAS MARINAS Y TERRESTRES DEL YD

Como se mencionó anteriormente, el descenso de temperaturas superficiales del Mar Caribe durante el YD, muestra una relación con el Atlántico Norte (FIGURAS 4a,d). Esta conexión, es corroborada también por el registro de %CaCO₃ de la Cuenca del Cariaco (FIGURA 5c), correlacionable en sus detalles con los registros de acumulación de hielo del núcleo GISP₂ (Muscheler *et al.*, 2000) y $\delta^{18}\text{O}$ del núcleo GRIP de Groenlandia (FIGURAS 5a; 10).

Durante el YD, el Caribe presentaba un clima seco, evidenciado por las descargas reducidas de los Ríos Orinoco (e.g. Showers y Margolis, 1985; Rühlemann *et*

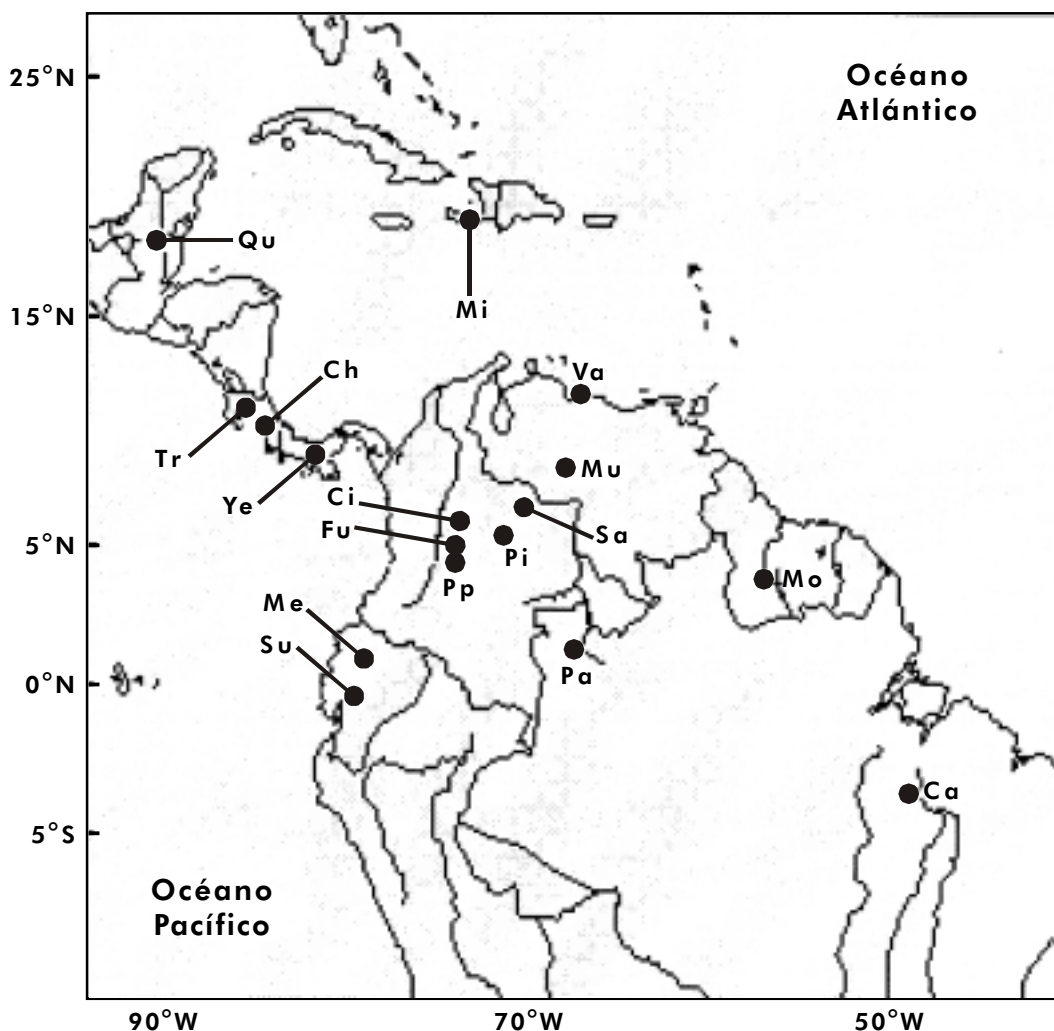


FIGURA 7. Localización de los sitios de registros de polen discutidos en el texto. Guatemala: Laguna Quexil (Qu); Costa Rica: La Chonta (Ch) y Pantano La Trinidad (Tr); Panamá: Lago La Yeguada (Ye); Haití: Lago Mirangoane (Mi); Colombia: Laguna de Fúquene (Fu), Laguna de Pedro Palo (Pp), Laguna Ciega (Ci), Laguna Sardinias (Sa), Laguna El Piñal (Pi); Venezuela: Mucubají (Mu), Lago Valencia (Va); Surinam: Lago Moreiru (Mo); Ecuador: Lago Surucucho (Su) y Lago Mera (Me); Brasil: Lago Carajás (Ca) y Lago Pata (Pa).

al., 1999; Haug *et al.*, 2001) y Amazonas (e.g. Maslin y Burns, 2000), así como cambios en el tipo de vegetación y descenso en los niveles de los lagos del Caribe, los Andes del norte y las cordilleras Centroamericanas. Este descenso generalizado de la precipitación en la parte norte de Suramérica parece haber estado asociado con una intensificación de los vientos Alisios del noreste, causantes de los sistemas de surgencia en el sur del Caribe (e.g. Kinder *et al.*, 1985; Showers y Margolis, 1985).

Las bajas precipitaciones en el Caribe, durante el YD, supondrían la intensificación de los vientos Alisios del noreste y por tanto una migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ; Philander *et al.*, 1996; Balsam *et al.*, 1995; Okumara *et al.*, 2001). Esta supuesta migración al sur de la ITCZ estaría sustentada por las dunas de las llanuras tropicales de Venezuela y Colombia y los núcleos de hielo, registros de polen y sedimentos obtenidos en Perú y Bolivia que evidencian un enfriamiento acompañado de precipitaciones altas y niveles elevados en los lagos durante la misma cronozona (e.g. Thompson *et al.* 1998, 2000; Baker *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2001; Ledru y

Mourguiart, 2001; Muhs y Zárata, 2001; Mourguiart y Ledru, 2003). Desde una perspectiva meteorológica el patrón de SSTs afecta directamente con el fortalecimiento o debilitamiento de los vientos y de ahí la posición de la ITCZ dado que está en relación (Philander *et al.*, 1996; Okumara *et al.*, 2001). De esta forma la ITCZ habría alcanzado posiciones más australes durante periodos fríos en el hemisferio norte, como el YD, la Pequeña Edad de Hielo y eventos Heinrich 1-3, y posiciones más septentrionales durante periodos cálidos, como el Bolling/Allerod, Preboreal y el Periodo Cálido Medieval (e.g. Hughen *et al.*, 1998; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003).

La dinámica del Océano Pacífico Oriental es mucho más compleja que la dinámica del Mar Caribe. No obstante también se ha sugerido una relación de la temperatura superficial con las variaciones climáticas del hemisferio norte (FIGURA 6, Koutavas *et al.*, 2002). Aparentemente, durante periodos fríos en Groenlandia, los eventos El Niño son más frecuentes en la región, i.e. patrones “*El Niño-Like*”, lo que respaldaría la interpretación de un YD con clima más seco en el norte

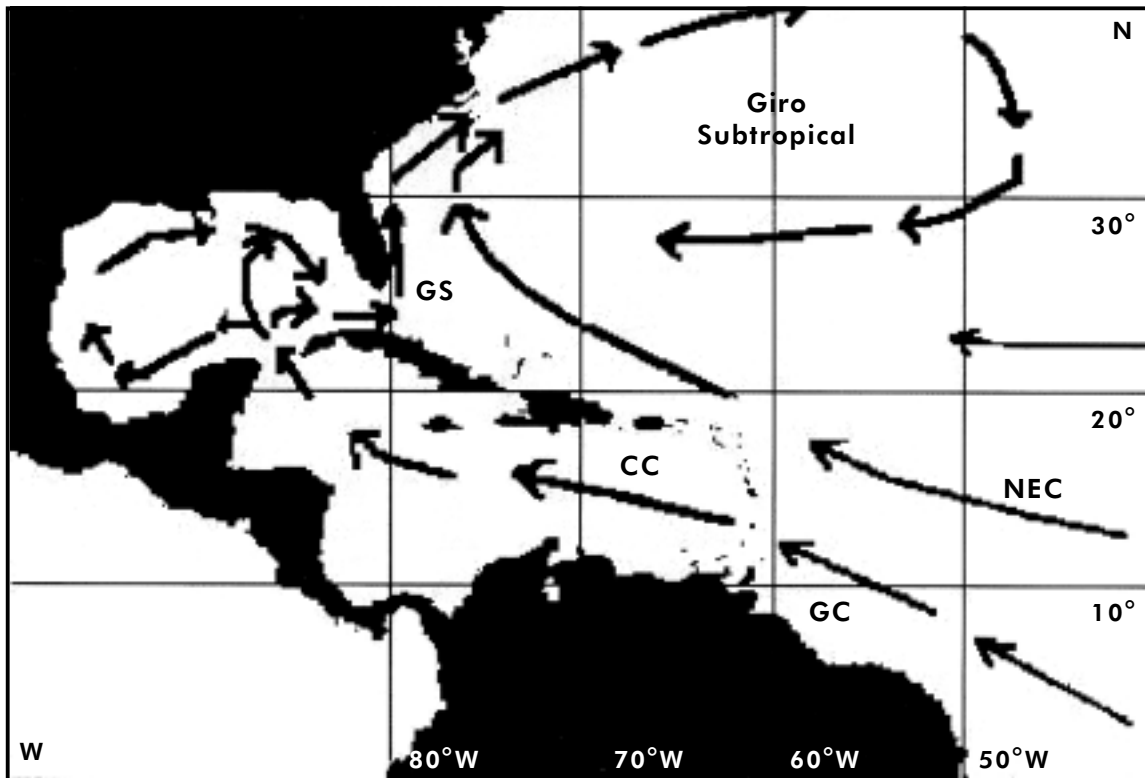


FIGURA 8. Circulación superficial actual del Mar Caribe y Océano Atlántico occidental tropical. Note que la Corriente de Guyana (GC) alimenta la Corriente del Caribe (CC) y ésta a su vez a la Corriente del Golfo (GS). Se sugiere que durante el YD, las aguas frías de la Corriente Nor-Ecuatorial habrían migrado al sur, evitando que la GC transportara calor hacia el norte (cf. Vink *et al.*, 2001).

de Suramérica junto con un desplazamiento hacia el sur de la ITCZ y con un fortalecimiento de los vientos Alisios del noreste.

7. PERSPECTIVAS

De la anterior revisión resulta evidente que el comportamiento climático del norte de Suramérica es altamente complejo y no solo se encuentra influenciado por las variaciones del Atlántico norte, sino también por la dinámica propia del Océano Pacífico, de allí que es necesaria la obtención de más registros marinos de alta resolución en el Océano Pacífico Oriental, los cuales aportarían indicios más confiables sobre la presencia y/o ausencia del YD, de escenarios “*La Niña-Like*” ó “*El Niño-Like*” y sobre el comportamiento del patrón de vientos en el Pacífico (e.g Chorro de Choco). Adicionalmente el hallazgo de nuevas evidencias continentales de zonas montañosas (e.g Páramo de

Frontino, Cordillera Occidental colombiana) y de las llanuras tropicales como los llanos Orientales y el Litoral Pacífico permitirían correlaciones paleoclimáticas más precisas con los registros marinos. Esta información junto con otros registros del Mar Caribe darían más claridad acerca de la intensidad y frecuencia de los vientos Alisios, la transferencia de humedad atmosférica a través del Istmo de Panamá y la posición de la ITCZ en el pasado.

8. CONCLUSIONES

El evento “*Younger Dryas*” (~11.2 a ~10 ka¹⁴C ó 12.9-11.6ka cal BP) tuvo repercusiones en la parte norte de Suramérica, donde se evidencia un enfriamiento abrupto durante 11.21-10.5ka¹⁴C ó 12.5–11.7ka BP con temperaturas continentales y superficiales del océano 3°C más bajas que las actuales. En este aspecto, los registros palinológicos de las tierras bajas de los Llanos Orientales y la Amazonía son confusos y no permiten inferir

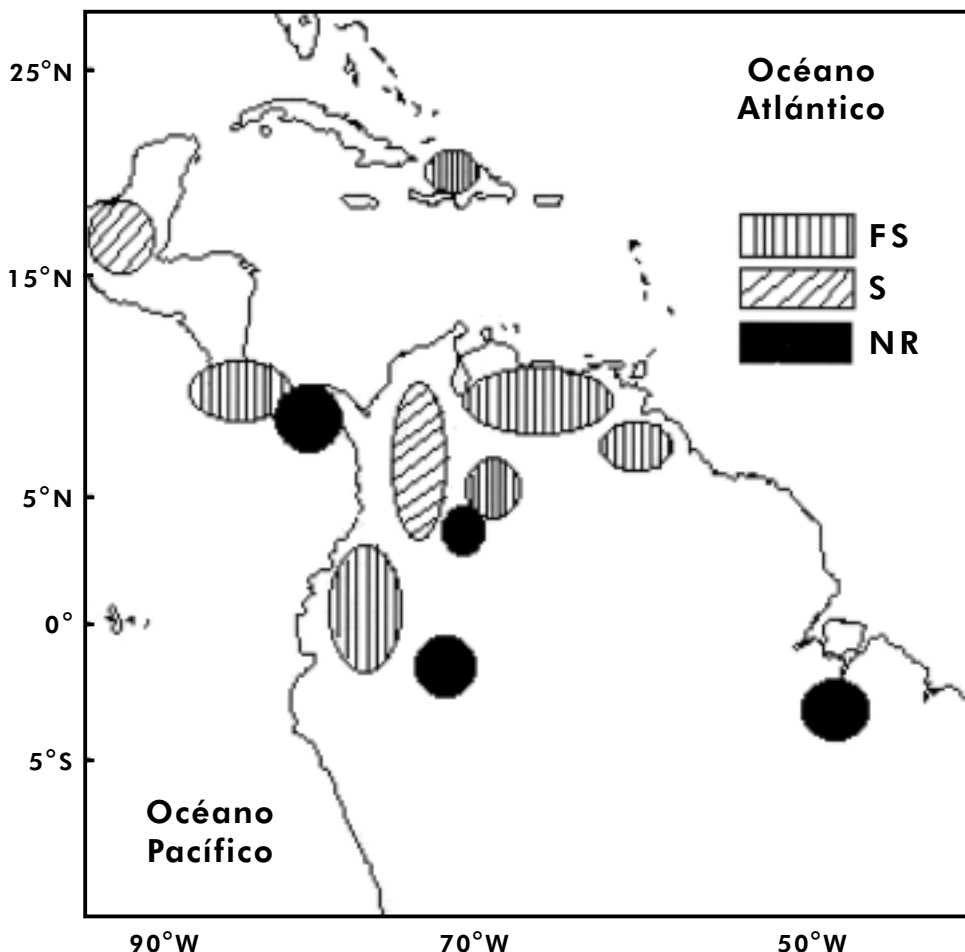


FIGURA 9. Condiciones climáticas en el norte de Sur América y el Caribe durante el evento “*Younger Dryas*” (YD). FS, clima frío y seco, S, clima seco, NR, sin registro de cambios climáticos respecto a los periodo anterior y siguiente.

descensos de temperatura, aunque varios de ellos sugieren climas más secos. La más clara evidencia, de cambios climáticos en las tierras bajas, es presentada en registros de núcleos marinos donde se hallaron diferentes tipos de sedimento y valores de $\delta^{18}\text{O}$ que sugieren descensos en la pluviosidad de las cuencas de los Ríos Orinoco y Amazonas. Esta reducción en la precipitación sobre los Andes del norte, el Caribe y la parte norte de la Amazonía, se atribuye a una migración hacia el sur de la ITCZ.

Los vientos Alisios resultan ser un factor de gran importancia ya que en secuencias marinas se registran eventos de surgencia en la Cuenca del Cariaco asociados a la intensificación de los mismos y a un influjo de aguas intermedias del sur (SCW), más ricas en nutrientes que las aguas intermedias y profundas provenientes del Atlántico Norte (GNAIW).

También por acción de los vientos Alisios, los patrones de circulación superficial del Océano Atlántico cambiaron, permitiendo el ingreso al Caribe de aguas frías superficiales del Atlántico Norte (NEC) en la Cuenca. En este escenario, el Mar Caribe se presenta como un sistema altamente dinámico en el que se perciben los cambios tanto en la circulación superficial como en la profunda del Océano Atlántico. La identificación de la

interacción de estas aguas en el Caribe es fundamental en la reconstrucción paleoclimática precisa de la región.

Si aceptamos que los cambios de temperatura superficial son sincrónicos entre Atlántico Norte y el Mar Caribe entonces es posible pensar que las regiones ecuatoriales se presenten como una extensión de los cambios en el hemisferio norte. Lo anterior puede resultar como posible consecuencia del funcionamiento del globo a manera de una balanza bipolar, en donde un descenso de temperatura en el hemisferio norte sería compensada con un incremento de temperatura en el hemisferio sur. De allí que la posición de la ITCZ podría funcionar como el punto de apoyo de esta balanza, cuya migración obedecería a un sistema de compensación que permitiría el equilibrio de las anomalías climáticas del Atlántico Norte.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución forma parte de la tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT, del primer autor. Agradecemos al Dr. Germán Mora (*Iowa State University*) y a la Universidad EAFIT por el apoyo económico. Además agradecemos a un revisor anónimo cuyas comentarios fueron muy constructivos y ayudaron a la mejora sustancial del presente manuscrito.

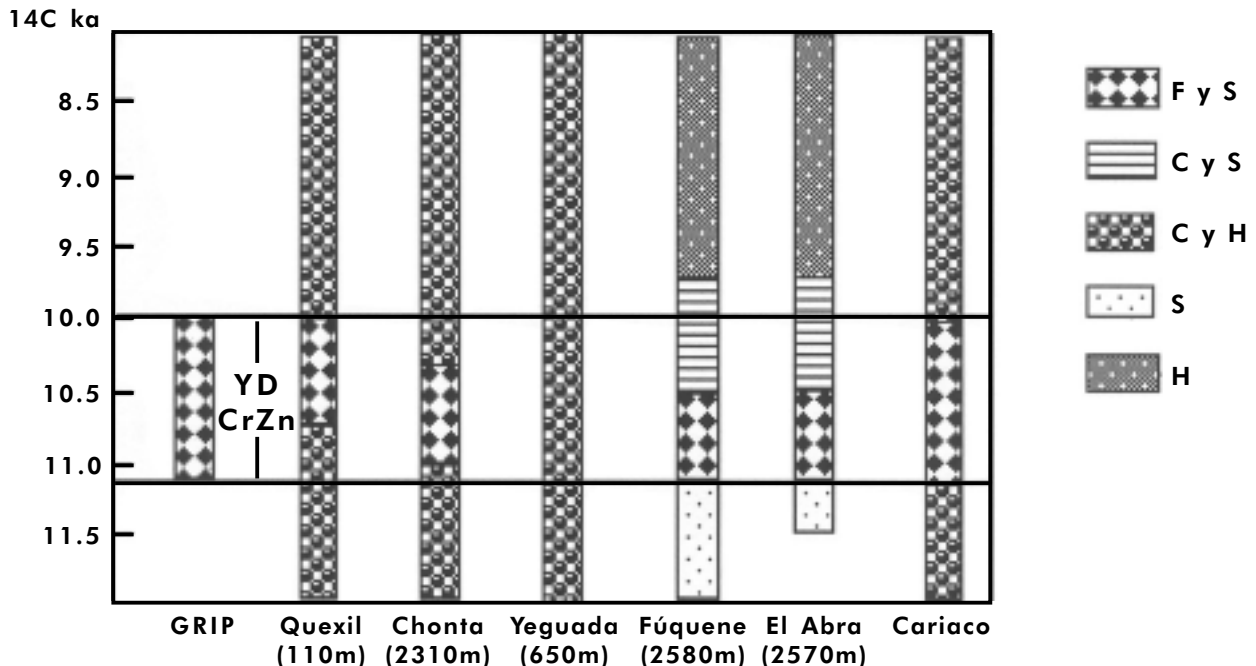


FIGURA 10. Representación esquemática de las condiciones climáticas en el área del Caribe desde los 12 a 8 ka ^{14}C y especialmente durante la cronozona del YD (YD CrZn). Se ilustran solamente los sitios que presentan mayor número de dataciones ^{14}C tal como el núcleo GRIP (Groenlandia), la Laguna Quexil (Guatemala), La Chonta (Costa Rica), La Yeguada (Panamá), los pozos Fúquene II y El Abra II-B₃ (Colombia) y el registro marino de la Cuenca de Cariaco (Venezuela). Se muestran cinco interpretaciones climáticas, correspondientes a Clima Frío y seco (F y S), Cálido y Seco (C y S), Cálido y Húmedo (C y H), Seco (S) y Húmedo (H):

REFERENCIAS

- Adkins, J.F., Cheng, H., Boyle, E.A., Druffel, E.R.M., Edwards, R.L. (1998). Deep-Sea Coral Evidence for Rapid Change in Ventilation of the Deep North Atlantic 15,400 Years Ago. *Science*, Vol. 280, pp. 725-728.
- Alley, R.B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 213-226.
- Baker, P.A., Rigsby, C.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Lowenstein, T.K., Bacher, N.P., Veliz, C. (2001). Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, Vol. 409, pp. 698-701.
- Balsam, W.L., Otto-Bliesner, B.L., Deaton, B.C. (1995). Modern and last glacial maximum eolian sedimentation patterns in the Atlantic Ocean interpreted from iron oxide content. *Paleoceanography*, Vol. 10, N. 5, pp. 493-507.
- Behling, H., Hooghiemstra, H. (2001). Neotropical savanna environments in space and time: Late Quaternary interhemispheric comparisons. En: Markgraf, V. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, U.S.A, pp. 307-323.
- Behling, H., Hooghiemstra, H. (1998). Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Vol. 139, pp. 251-267.
- Berrío, J.C., Behling, H., Willie, M., Hooghiemstra, H. (2000). Climate history from 9 new pollen records of the Colombian savannas since the last glacial maximum; a transect through the Llanos Orientales. *Symposium Past Global Changes*. Amsterdam, The Netherlands, pp. 1-2.
- Berrío, J.C., Hooghiemstra, H., Marchant, R., Rangel, O. (2002). Late-glacial and Holocene history of the dry forest area in the south Colombian Cauca Valley. *Journal of Quaternary Science* Vol. 17, N. 7, pp. 667-682.
- Bowles, F.A., Fleischer, P. (1985). Orinoco and Amazon river sediment input to the eastern Caribbean Basin. *Marine Geology* Vol. 68, pp. 53-72.
- Bradbury, J.P., Grosjean, M., Stine, S., Sylvestre, F. (2001). Full and late glacial lake records along the PEP Transect: Their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. En: Markgraf, V. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, U.S.A, pp. 265-291.
- Bradbury, J.P., Leyden, B., Salgado-Labouriau, M., Lewis, W.M., Schubert, C., Binford, M.W., Frey, D.G., Whitehead, D.R., Weibezahn, F.H. (1981). Late Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela. *Science*, Vol. 214, pp. 1299-1305.
- Broecker, W.S. (1995). *The Glacial World According to Wally*. Eldigio Press. Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University. U.S.A, 318 p.
- Bush, M.B., Piperno, D.R., Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Krissek, L.A., Miller, M.C., Rowe, W.E. (1992). A 14,300 yr paleoecological profile of a lowland tropical lake in Panama. *Ecological Monographs*, Vol. 62, N. 2, pp. 251-275.
- Clapperton, C.M., Hall, M., Mothes, P., Hole, M.J., Still, J.W., Helmens, K.F., Kuhry, P., Gemmill, A.M.D. (1997). A Younger Dryas ice-cap in the equatorial Andes. *Quaternary Research*, Vol. 47, pp. 13-28.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver, A.J. (2002). The role of thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, Vol. 415, pp. 863-869.
- Colinvaux, P.A., de Oliveira, P.E. (2000). Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 15, pp. 347-356.
- Colinvaux, P.A., de Oliveira, P.E., Bush, M.B. (2000). Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 141-169.
- Colinvaux, P.A., Bush, M.B., Steinitz-Kannan, M., Miller, M.C. (1997). Glacial and postglacial pollen records from the Ecuadorian Andes and Amazon. *Quaternary Research*, Vol. 48, pp. 69-78.
- Dahl, K., Repeta, D., Goericke, R. (2003). Reconstructing the fitoplankton community structure in the Cariaco Basin during the Younger Dryas cold event using Chlorin Steryl Esters. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, N. 01174.
- Fanning, A.F., Weaver, A.J. (1997). Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic Conveyor: Implications for the Younger Dryas. *Paleoceanography*, Vol. 12, N. 2, pp. 307-320.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S. (2001). Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, Vol. 409, pp. 153-158.

- Grimm, E.C., Lozano, S., Behling, H., Markgraf, V. (2001). Holocene vegetation and climate variability in the Americas. En: Markgraf, V. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, USA, pp. 325-270.
- Haberle, S.G., Maslin, M.A. (1999). Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on a 50.000 year pollen record from the Amazon Fan, ODP site 932. *Quaternary Research*, Vol. 51, pp. 27-38.
- Hall, J.M. (2002). Barium and Lithium in Foraminifera: Glacial-interglacial Changes in the North Atlantic. PhD Dissertation. Louisiana State University. (<http://etd.lsu.edu:8085/docs/available/etd-0710102-192931/>).
- Harris, S.E., Mix, A.C. (1999). Pleistocene precipitation balance in the Amazon Basin recorded in deep sea sediments. *Quaternary Research*, Vol. 51, pp. 14-26.
- Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B. (2003). Climate and the collapse of Maya civilization. *Science*, Vol. 299, pp. 1731-1735.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. (2001). Southward migration of the convergence zone through the Holocene. *Science*, Vol. 293, pp. 1304-1308.
- Herrera, L. F. (2000). Estudio Paleoecológico del tardiglacial y Holoceno en la Depresión Momposina. Fundación ERIGAIE, Bogotá, 71p.
- Higuera, A., Brenner, M., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Leyden, B.W., Binford, M.W. (1999). A 10,300¹⁴C yr Record of climate and vegetation change from Haiti. *Quaternary Research*, Vol. 52, pp. 159-170.
- Hughen, K., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L.C., Alley, R., Sigman, D.M. (1998). Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, Vol. 391, pp. 65-68.
- Jones, M.H. (1997). Late Quaternary foraminifera from lower bathyal and abyssal sediments, Gulf of Mexico: A record of paleoceanographic change. PhD Dissertation Abstract. Louisiana State University. (<http://wwwlib.umi.com/dissertations/intrial/gateway>).
- Jones, R.T., Marshall, J.D. (2002). Lacustrine oxygen isotopic records from temperate Marl Lakes. *PAGES News*, Vol. 10, N. 2, pp. 17-19.
- Kastner, T.P., Goñi, M.A. (2003). Constancy in the vegetation of the Amazon basin during the late Pleistocene: Evidence from the organic matter composition of Amazon deep sea fan sediments. *Geology*, Vol. 31, N. 4, pp. 291-294.
- Keigwin, L.D., Curry, W.B., Lehman, S.J., Johnsen, S. (1994). The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature*, Vol. 371, pp. 323-326.
- Kinder, T.H., Heburn, G.W., Green, A.W. (1985). Some aspects of the Caribbean circulation. *Marine Geology*, Vol. 68, pp. 25-52.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M., Sachs, J.P. (2002). El Niño-Like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, Vol. 297, pp. 226-230.
- Kuhry, P. (1988). Palaeobotanical-palaeoecological studies of tropical high Andean peat bog sections (Cordillera Oriental, Colombia). *El Cuaternario de Colombia*, Vol. 14, pp. 1-241.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Peterson, L.C., Hughen, K.A. (2003). Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, Vol. 301, pp. 1361-1364.
- Ledru, M.-P., Mourguiart, P. (2001). Late glacial vegetation records in the Americas and climatic implications. En: Markgraf, V. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, USA, pp. 371-390.
- Lin, H.-L., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Trumbore, S.E., Murray, D.W. (1997). Late Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$ records of multiple species of planktonic foraminifera: High-resolution records from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography*, Vol. 12, N. 3, pp. 415-427.
- Manabe, S., Stouffer, R.J. (1997). Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography*, Vol. 12, N. 2, pp. 321-336.
- Marchitto, T.M., Curry, W.B., Oppo, D. (1998). Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. *Nature*, Vol. 393, pp. 557-561.
- Martínez, J.I., Keigwin, L., Barrows, T.T., Yokoyama, Y., Southon, J. (2003). La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography*, Vol. 18, N. 2, 1033-1048.

- Maslin, M.A., Burns, S.J. (2000). Reconstruction of Amazon Basin effective moisture availability over the past 14.000 years. *Science*, Vol. 290, pp. 2285-2287.
- Melief, A.B.M. (1985). Late Quaternary paleoecology of the Parque Natural Nacional Los Nevados (Cordillera Central), and Sumapaz (Cordillera Oriental) areas, Colombia. *El Cuaternario de Colombia*, Vol. 12, pp. 1-162.
- Metcalf, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic changes in Mexico – a Review. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 699-721.
- Mommersteeg, H. (1998). Vegetation development and cyclic and abrupt climatic change during the Late Quaternary. *NWO, Netherlands*. 191 p.
- Mourguiart, P., Ledru, M.,-P. (2003). Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology*, Vol. 31, N. 3, pp. 195-198.
- Muhs, D. R., Zárate, M. (2001). Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance. En: Markgraf, V. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, U.S.A, pp. 183-216.
- Muller-Karger, F.E. (1988). Pigment Variability in the Caribbean sea: A Study Using the Coastal Zone Color Scanner. PhD Dissertation Abstract. University of Maryland Colle. (<http://wwwlib.umi.com/dissertations/intrial/gateway>)
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G., Finkel, R.C. (2000). Changes in deep-water formation during the Younger Dryas event inferred from ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature*, Vol. 408, pp. 567-570.
- Okumara, Y., Shang-Ping, X., Numaguti, A., Tanimoto, Y. (2001). Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28. N. 8, pp. 1507-1510.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. (1989). Carbon isotope composition of tropical surface during the past 22.000 years. *Paleoceanography*, Vol. 4, N. 4, pp. 333-351.
- Osborn, G., Clapperton, C., Davis, P.T., Reasoner, M., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Zielinski, G. (1995). Potential glacial evidence for the Younger Dryas event in the Cordillera of North and South America. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 14, pp. 823-832.
- Philander, S. G. H., GU, D., Halpern, , D., Lambert, G., Lau, N.-C., Li, T., Pacanowski, R. C. (1996). Why the ITCZ is mostly north of the Equator?. *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 2958-2972.
- Piper, D.Z., Dean, W.E. (2002). Trace-element deposition in the Cariaco Basin, Venezuela Shelf, under Sulfate-reducing conditions—a History of the local hydrography and global climate, 20 ka to the present. U. S. Geological Survey. Professional Paper 1670. 41 p. (<http://geopubs.wr.usgs.gov/prof-paper/pp1670/>)
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. *Nature*, Vol. 419, pp. 207-214.
- Rühlemann, C, Diekmann, Mulitza, S y Frank, M. 2001. Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rise deep-sea sediments. *Paleoceanography* 16(3), 293-305.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P.J., Wefer, G., Zahn, R. (1999). Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of termohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, Vol. 402, pp. 511-514.
- Rull, V. (1999). Paleoclimatology and sea-level history in Venezuela. New data, land sea correlations, and proposals for future studies in the framework of the IGBP-PAGES Project. *Interciencia*, Vol. 24, N. 2, pp. 92-101.
- Rutberg, R.L., Hemming, S.R., Goldstein, S.L. (2000). Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from Neodymium isotope ratios. *Nature*, Vol. 405, pp. 935-938.
- Schubert, C. (1995). Cordillera de Mérida, Venezuela: Glaciación cuaternaria y deglaciación reciente. En: Argollo, J y Mourguiart, P. *Climas Cuaternarios en América del Sur*, 5a reunión proyecto PICG. ORSTOM. Bolivia, pp. 59-73.
- Severinghaus, J.P., Sowe, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L. (1998). Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, Vol. 391, pp. 141-146.
- Showers, W.J., Margolis, S.V. (1985). Evidence for a tropical freshwater spike during the last glacial/interglacial transition in the Venezuela Basin: $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ of calcareous plankton. *Marine Geology*, Vol. 68, pp. 145-165.

Stocker, T.F. (2003). South dials north. *Nature*, Vol. 424, pp. 496-500.

Stocker, T.F. (2002). North-South connections. *Science*, Vol. 297, pp. 1814-1815.

Stocker, T.F. (1998). The seesaw effect. *Science*, Vol. 282, pp. 61-62.

Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J., Francou, B. (1998). A 25.000 year tropical history from Bolivian Ice Cores. *Science*, Vol. 282, pp. 1858-1864

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.-N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., y Liu, K.B. (2000). Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Perú. *Science*, Vol. 269, pp. 46-50.

van der Hammen, T., Hooghiemstra, H. (2000). Neogene and Quaternary history of vegetation, climate and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 725-742.

van der Hammen, T., Hooghiemstra, H. (1995). The El Abra stadial, a Younger Dryas equivalent in Colombia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 14, pp. 841-851.

van't Veer, R., Islebe, G.A., Hooghiemstra, H. (2000). Climatic change during the Younger Dryas chron in northern South America: a test of the evidence. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 1821-1835.

Vink, A., Rühlemann, C., Zonneveld, K.A.F., Mulitza, S., L. (2001). Shifts in the position of the North Equatorial Current and rapid productivity changes in the western Tropical Atlantic during the last glacial. *Paleoceanography*, Vol. 16, N. 1, pp. 1-12.

Wille, M., Hooghiemstra, H., Behling, H., van der Borg, K., Negret, A.J. (2001). Environmental change in the Colombian subandean forest belt from 8 pollen records: the last 50 kyr. *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 10, pp. 61-77.

Trabajo recibido: octubre 22 de 2003

Trabajo aceptado: febrero 17 de 2004