

EL PERIODO CÁLIDO MEDIEVAL Y LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN EL NEOTRÓPICO

Por

Yuri Carolina García Castro¹ & José Ignacio Martínez²

Resumen

García Castro, Y. C., J. I. Martínez: El periodo cálido medieval y la pequeña edad de hielo en el Neotrópico. *Rev. Acad. Col. Cienc. Rev. Acad. Colomb. Cienc.* **33** (129): 477-489, 2009. ISSN 0370-3908.

En el Neotrópico existen registros paleoclimáticos marinos y continentales que sugieren la ocurrencia de condiciones relacionadas con el Período Cálido Medieval (MWP, ~800-1300 AD) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~1300-1800 AD). Sin embargo, la falta de sincronidad en los eventos paleoclimáticos entre algunos registros (e.g. costeros y de los Andes), reflejan una respuesta geográfica variable al cambio climático. Se discuten aquí: (1) la complejidad de factores climáticos que modulan el clima tropical, (2) la diversidad de respuestas paleoclimáticas, (3) el sesgo debido al escaso número de registros paleoclimáticos en el Neotrópico, (4) las limitaciones de los métodos de datación y, (5) los impactos de los eventos del MWP y la LIA a escalas regionales. Finalmente sugerimos áreas prospectivas para futuros estudios.

Palabras clave: correlación paleoclimática, variabilidad climática, teleconexiones inter-hemisféricas, Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur, Zona de Convergencia Intertropical.

Abstract

In the Neotropics marine and continental paleoclimatic records suggest the occurrence of conditions related to the Medieval Warm Period (MWP, ~800-1300 AD) and the Little Ice Age (LIA, ~1300-1800 AD). However, the lack of synchronicity in the paleoclimatic events between some records (e.g. coastal and Andean), reflect variable geographical responses to climate change. Herein we discuss: (1) the complex climate factors that modulate the tropical climate, (2) the diversity of the paleoclimate response, (3) the bias introduced by the scarce number of paleoclimate records in the Neotropics, (4) the limitations introduced by the current dating techniques and, (5) the impacts of the MWP and LIA at regional and global scales. Finally we suggest areas for future studies.

Key words: paleoclimate correlation, climate variability, inter-hemispheric tele-connections, El Niño-Southern Oscillation, Intertropical Convergence Zone.

¹ Área de Ciencias del Mar, Departamento de Geología, Universidad EAFIT. Correo electrónico: ygarciac@eafit.edu.co

² Carrera 49 N° 7 Sur - 50, Medellín, Colombia.

1. Introducción

Estudios paleoclimáticos del Holoceno sugieren la ocurrencia de un periodo de enfriamiento generalizado, pero altamente fluctuante, del clima conocido como la Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age*, LIA), comprendido entre ~1300-1850 AD, subsiguiente a un periodo cálido (800-1300 AD) que mantuvo temperaturas semejantes a las actuales llamado Óptimo Medieval o Periodo Cálido Medieval (*Medieval Warm Period*, MWP; e.g. **Bradley & Jones**, 1993; **Hughes & Díaz**, 1994; **Crowley**, 2000; **Crowley & Lowery**, 2000; **Grove**, 2001; **Jones et al.**, 2001; **Hendy et al.**, 2002; **Cronin et al.**, 2003; **Jones & Mann**, 2004). Aunque el MWP y la LIA son considerados eventos paleoclimáticos a escala hemisférica, su documentación para el norte de Suramérica es aún insuficiente y sólo se interpretan en forma incompleta. A pesar de que los trópicos recientemente han adquirido una importancia alta debido a su papel como áreas reguladoras del clima global (**González et al.**, 2008; **Vecchi et al.**, 2008) su conocimiento es aún incipiente y requiere tanto del estudio de registros paleoclimáticos a diferentes escalas de tiempo y mediante una cobertura geográfica densa (e.g. **Winter et al.**, 2000; **González et al.**, 2008; **Vecchi et al.**, 2008).

A pesar de la oscilación aparente cálido-frío entre el MWP y la LIA estos eventos no fueron realmente cambios climáticos continuos, sino variaciones a pequeñas escalas espacio-temporales (**Grove**, 2001). La falta de sincronidad de los eventos paleoclimáticos del MWP y la LIA entre diferentes sitios del planeta (e.g. **Crowley**, 2000), sumado a la falta de suficientes registros paleoclimáticos e instrumentales (**Crowley & Lowery**, 2000; **Grove**, 2001) hacen difícil determinar su posible relación causa-efecto a escala global (**Bradley et al.**, 2003b). Las tendencias paleoclimáticas opuestas en algunos registros soportan la necesidad de re-evaluar el uso de los términos Pequeña Edad de Hielo y Período Cálido Medieval basados en la variabilidad decadal y centenaria (e.g. **Bradley & Jones** 1993; **Jones & Mann**, 2004). Más aun, **Hughes & Díaz** (1994) proponen cambiar el término Período Cálido Medieval por el de Anomalía Climática Medieval, limitando así el efecto de la temperatura.

En esta revisión se comparan los registros paleoclimáticos del MWP y la LIA en el Neotrópico (Mesoamérica y norte de Suramérica), se analizan sus causas y efectos a escala global, y se evalúan las hipótesis de sus tele-conexiones inter-hemisféricas con énfasis en el continente americano (e.g. **Goosse et al.**, 2004; **Turney & Palmer**, 2007). Adicionalmente se examinan los sesgos introducidos por los métodos cronológicos disponibles, los proble-

mas introducidos por la escasez de registros. Finalmente, se proponen áreas de posible interés paleoclimático en el Neotrópico.

2. Los registros del MWP y la LIA en latitudes altas

2.1. El MWP y la LIA en el hemisferio norte

Cambios climáticos ocurridos desde la última glaciación en latitudes altas del Atlántico Norte, parecen relacionados con cambios en la circulación termohalina (*Termohaline circulation*, THC; e.g. **Broecker**, 2000; **Keigwin & Boyle**, 2000; **Clark et al.**, 2002; **Bradley et al.**, 2003a; **Cronin et al.**, 2003). Cambios en el balance hidrológico, producto del derretimiento de los casquetes polares, producen un descenso en la salinidad oceánica superficial (*Sea Surface Salinity*, SSS) y la formación de aguas profundas, frenando así la circulación termohalina y el transporte de calor a los polos (**Stocker & Marchal**, 2000). Tal mecanismo parece haber sido el responsables de la LIA (**Broecker**, 2000; **Turney & Palmer**, 2007). En contraste, la circulación termohalina habría sido más activa durante el pico Cálido Medieval en Groenlandia e Islandia (**Crowley & Lowery**, 2000). Sin embargo, la conexión entre condiciones climáticas frías y la THC aún se discute.

En reconstrucciones paleoclimáticas del hemisferio norte, el MWP ha sido definido como el intervalo climático antecedente a la LIA, caracterizado por un aumento de la temperatura global y reducción del volumen de hielo (e.g. **Hughes & Díaz**, 1994; **Crowley**, 2000; **Crowley & Lowery**, 2000; **Bradley et al.**, 2003b). **Crowley & Lowery** (2000), a partir de una reconstrucción climática global de multi-indicadores, concluyen que el MWP se caracterizó en el hemisferio norte como un periodo compuesto por tres intervalos de tiempo cálido (1010-1040, 1070-1105, y 1155-1190 AD), coincidiendo con una sequía prolongada en el oeste de Estados Unidos (**Bradley et al.**, 2003b). Sin embargo, la definición de estos picos cálidos no está soportada por todos los registros usados para esta reconstrucción (e.g. Alemania y oeste de China), donde se presenta una tendencia climática inversa a la característica de este evento climático. La reconstrucción dendroclimatológica de la temperatura en el hemisferio norte permite visualizar la variabilidad climática centenaria para un periodo cálido 960-1050 AD, i.e. el MWP, y un periodo frío entre 1200-1950 AD, i.e. la LIA (**Cook et al.**, 2004).

En el registro de temperatura en la Bahía de Chesapeake (Estados Unidos), el MWP presenta una alternancia de condiciones climáticas (Fig. 1). Un periodo de enfriamiento de 2-3°C separa lo que **Cronin et al.** (2003) definen como el MWP temprano entre 450-900 AD (MWP-I) y el MWP pro-

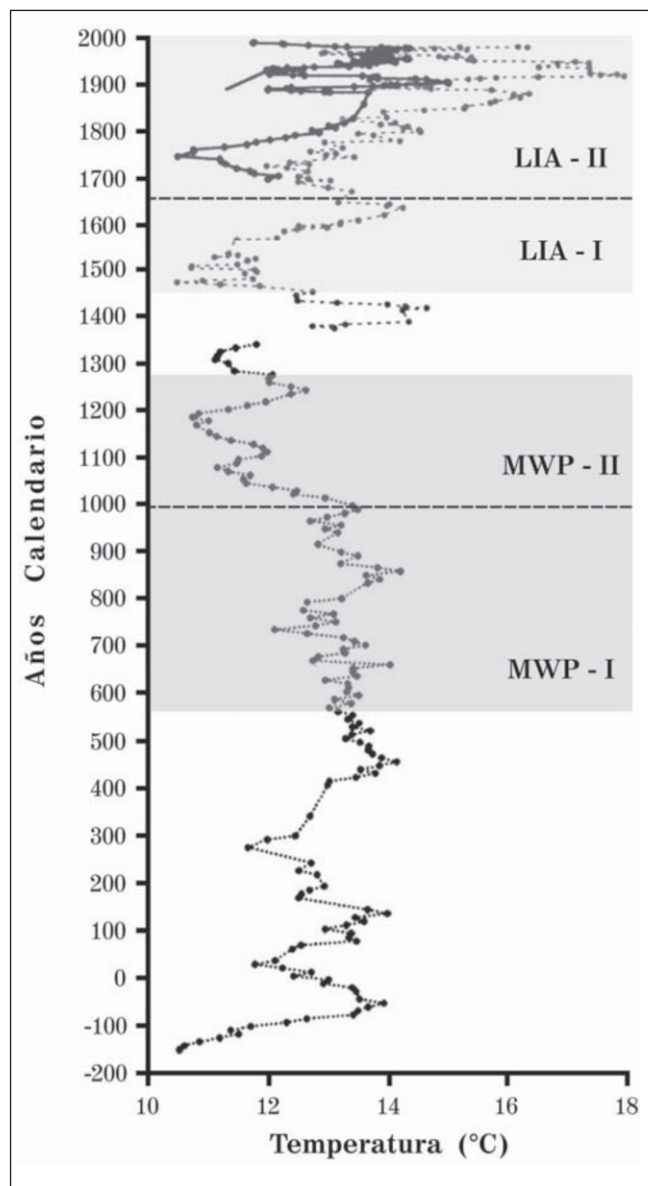


Figura 1. Registro de la temperatura superficial del agua en primavera en la Bahía Chesapeake (Estados Unidos), reconstruida a partir de la relación Mg/Ca de valvas de ostrácodos para los últimos 2200 años (Tomado de Cronin *et al.*, 2003).

piamente dicho entre 1000-1300 AD (MWP-II). La LIA se observa como un periodo compuesto por dos picos LIA-I (1450-1530 AD) y LIA-II (1720-1850 AD), los cuales corresponden a temperaturas 4.7 y 2.4°C más frías que las correspondientes al siglo XX, respectivamente (Cronin *et al.*, 2003). Sin embargo, algunos autores sugieren que el intervalo de la LIA no se relaciona con condiciones climáticas propiamente dichas, sino con un periodo de expansión glacial en todos los continentes (Grove, 2001). Entre las evi-

dencias de la LIA existentes para el Atlántico Norte, no existe un consenso con respecto a su extensión temporal (Bradley & Jones, 1993), de tal forma que las diferencias observadas entre regiones aledañas reflejarían más bien condiciones paleoclimáticas regionales (Grove, 2001).

2.2. El MWP y la LIA en Chile y Argentina

En el estudio multi-indicadores del pantano Isla Grande (Tierra de Fuego), para los últimos 1400 años, se registra un periodo de condiciones secas (960-1020 AD) correspondiente al MWP, sugiriendo así su sincronización con el hemisferio norte (Mauquoy *et al.*, 2004). Para el evento de la LIA, este registro resulta insuficiente, sugiriendo solo un periodo de condiciones frías y húmedas entre 1030-1100 AD.

Harrison *et al.* (2007) definen la LIA en Suramérica con el término de Periodo Glaciar IV (1450-1650 AD), correspondiente a un intervalo de avance de 11 casquetes glaciares al norte de la Patagonia (Chile), datados por dendrocronología, liquenometría y radiocarbono. Adicionalmente, en el Lago Frías (Argentina), es evidente un mayor avance glacial durante 1800-1850 AD (Ariztegui *et al.*, 2007). En el Lago Frías la frecuencia de las varvas es modulada por periodos de 2.5 a 3 años, correspondiente a una señal regulada aparentemente por la influencia del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO; Ariztegui *et al.*, 2007). Las dataciones de la LIA para las latitudes altas de Chile y Argentina dejan ver un retraso en la respuesta climática de casi 400 años entre dos sitios geográficamente cercanos, lo cual refleja diferencias regionales. Ubicando estos registros dentro del marco global de ocurrencia de la LIA, estos corresponden a un intervalo significativamente más corto que el documentado para el hemisferio norte.

3. El MWP y la LIA en el Neotrópico

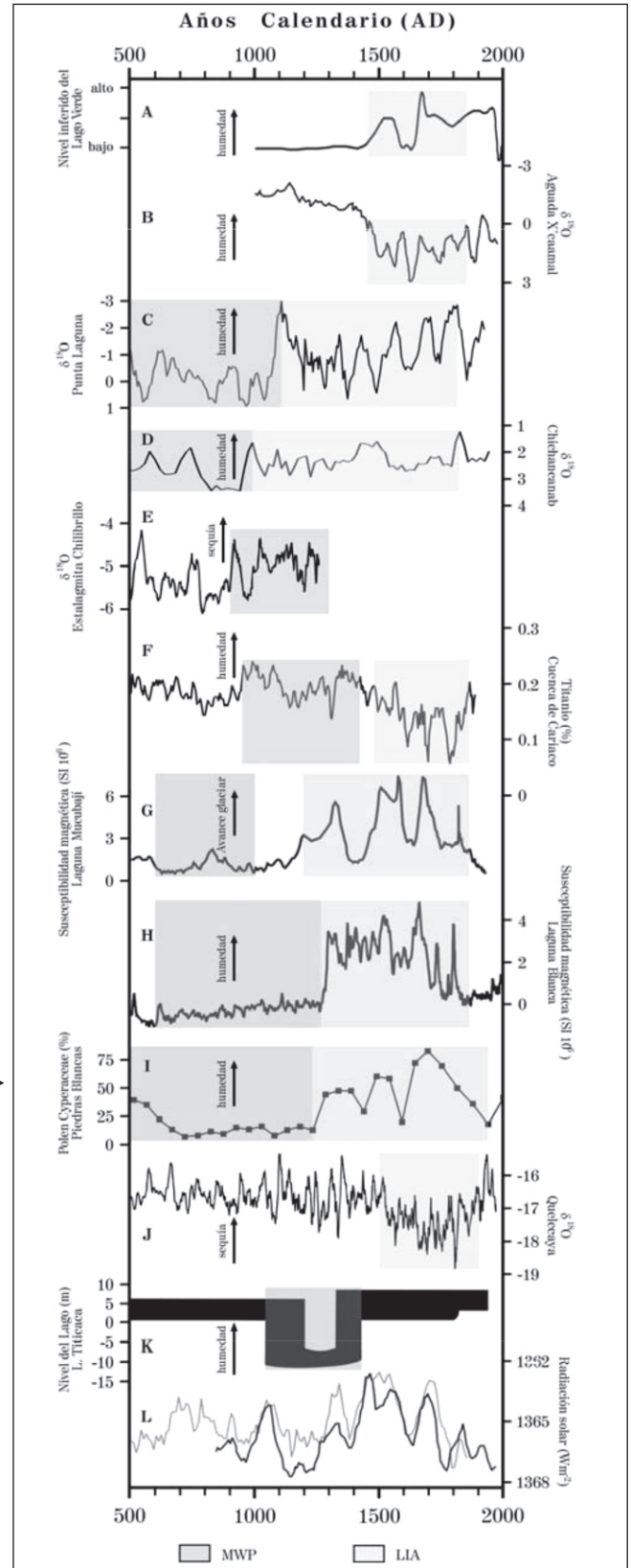
Registros de alta resolución del MWP y la LIA en el Neotrópico han sido estudiados en: (1) sedimentos lacustres de la península de Yucatán (México; e.g. Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2005), Golfo de México (e.g. Lozano-García *et al.*, 2007), Andes venezolanos (Rull *et al.*, 1987; Polissar *et al.*, 2006a) y en el Lago Titicaca (Abbot *et al.*, 1997; Binford *et al.*, 1997), (2) sedimentos marinos laminados de la Cuenca de Cariaco (Venezuela; e.g. Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2006), (3) la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Lachniet *et al.*, 2004), (4) corales del Caribe (e.g. Winter *et al.*, 2000; Watanabe *et al.*, 2001), (5) glaciares andinos (e.g. Thompson *et al.*, 1986; Thompson *et al.*, 1995; Liu *et al.*, 2005) y (6) geomorfología (e.g. Rabatel *et al.*, 2005; Solomina *et al.*, 2007; Unkel *et al.*, 2007; Jomelli *et al.*,

2008). Aún así, existen diferencias en las dataciones y en el régimen climático de estos eventos a escala continental. Los contrastes en la respuesta climática son atribuidos a condiciones climáticas regionales moduladas por la interacción con fenómenos de escala global como el ENSO para los Andes tropicales y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO; e.g. Jones & Mann, 2004; Polissar *et al.*, 2006b).

3.1. Registros paleoclimáticos continentales de Mesoamérica y los Andes del norte

Una diferencia marcada en el paso de condiciones secas a húmedas es evidente en el registro lacustre basado en polen, materia vegetal carbonizada (*charcoal*) y diatomeas en Lago Verde (Golfo de México; Fig. 2A). En el registro de Lago Verde, el periodo de la LIA (1350-1850 AD) se caracteriza por un aumento marcado del nivel del lago y una cobertura extensa de bosque húmedo tropical (Lozano-García *et al.*, 2007). El aumento del nivel del Lago se correlaciona directamente con un aumento en la precipitación. Aumentos en la precipitación favorecen el avance glaciar, el cual caracterizó el periodo del LIA en los Andes venezolanos (Polissar *et al.*, 2006a). El avance glaciar ha sido una de las condiciones climáticas características de este período en latitudes altas de Europa y Norte América (Grove, 2001). En contraste con el registro del Lago Verde, en el registro $\delta^{18}\text{O}$ de Aguada X'caamal (Península de Yucatán; Fig. 2B) la señal paleoclimática de la LIA es registrada como un período seco entre 1450 y 1900 AD. Esta interpretación está apoyada en la presencia del foraminífero bentónico *Ammonia beccarii* propio de aguas salobres a salinas (Hodell *et al.*, 2005).

Figura 2. Registros paleoclimáticos para Mesoamérica y el norte de Suramérica comparados con los índices de actividad solar. Se señalan los periodos correspondientes al MWP y la LIA para cada registro. (A) Nivel del Lago Verde (México; Lozano-García *et al.*, 2007). (B-D) Registros $\delta^{18}\text{O}$ lacustres de la Península de Yucatán; note las señales paleoclimáticas inversas entre las épocas húmedas en Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995) y Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996), y la época seca en Aguada X'caamal (Hodell *et al.*, 2005) durante la LIA. (E) Registro $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Lachniet *et al.*, 2004). (F) Registro de Ti (%) de la Cuenca de Cariaco (Venezuela; Haug *et al.*, 2001). (G-H) Registros de susceptibilidad magnética (SM) de las lagunas Mucubají y Blanca (Polissar *et al.*, 2006a) como indicadores de avances glaciares en los Andes venezolanos. (I) Registro de abundancia de polen de Cyperaceae en la Laguna Piedras (Rull *et al.*, 1987), cerca de la L. Mucubají. (J) Registro $\delta^{18}\text{O}$ del glaciar de Quelccaya (Perú; Thompson *et al.*, 1986). (K) Nivel del lago Titicaca (Perú-Bolivia; Abbott *et al.*, 1997). (L) Reconstrucción del índice mínimo (línea negra) y máximo (línea gris) de radiación solar para los últimos 1500 años (tomado de Polissar *et al.*, 2006a).



En la Península de Yucatán los registros de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de ostrácodos en los lagos Chichancanab (**Hodell et al.**, 1995) y Punta Laguna (**Curtis et al.**, 1996), muestran una alternancia de condiciones climáticas secas y húmedas. La correspondencia entre los periodos secos de Chichancanab (800-1000 AD) y Punta Laguna (600-1000 AD; Fig. 2C-D), con el periodo clásico tardío y postclásico temprano de la civilización Maya, permiten sugerir que las sequías extremas habrían conducido a su colapso (**Hodell et al.**, 1995; **Curtis et al.**, 1996; **Hodell et al.**, 2001). De interés es la correlación del intervalo de sequía con un incremento en la concentración de micro-partículas en el registro de hielo de Quelccaya (Andes peruanos; **Hodell et al.**, 1995; **Curtis et al.**, 1996) y con aumentos en la actividad solar (**Hodell et al.**, 2001). Cambios en la energía solar en el trópico parece estar relacionado con cambios en la ZCIT (**Polissar et al.**, 2006a). Posterior al intervalo de sequía se observa un regreso a condiciones más húmedas. Sin embargo, este intervalo, aunque más húmedo que el anterior, no presenta condiciones climáticas constantes. Más bien fue un periodo de contraste marcado entre intervalos secos y húmedos (**Curtis et al.**, 1996), que no ha sido referido a la ocurrencia de la LIA en esta región.

En apoyo a la hipótesis de la civilización Maya por un periodo de sequía extremo, la señal de precipitación, derivada del registro $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita de Chilibrillo (Panamá; Fig. 2E), evidencia un episodio seco entre 900 y 1310 AD y una “anomalía hidrológica” (1100-1220 AD), al parecer influenciado con la circulación atmosférica ligada al fenómeno ENSO (**Lachniet et al.**, 2004). Es decir, una posición más austral de la zona de convergencia inter-tropical (ZCIT; e.g. **Poveda et al.**, 2006).

En el registro paleoclimático de las lagunas Mucubaj y Blanca (Andes venezolanos) para los últimos 1800 años se evidencian cuatro intervalos de avance glaciar (1180-1350, 1450-1590, 1640-1730 y 1800-1820 AD), definidos con base en aumentos de la susceptibilidad magnética (Fig. 2G-H). Estos intervalos de avance glaciar corresponden a aumentos de la humedad, definido por porcentaje de polen de Cyperaceae en la Laguna Piedras Blancas (Fig. 2I), disminución en el nivel de las zonas de vegetación y de la radiación solar, relacionando con la LIA (**Polissar et al.**, 2006a). A pesar que para este registro no se hace referencia al MWP, es evidente una estación climática seca antecediendo a la LIA.

Es importante resaltar que las señales paleoclimáticas de los Andes venezolanos presentan un contraste marcado con el registro de la cuenca de Cariaco. **Polissar et al.**, (2006a) discuten esta diferencia respaldados en que el

drenaje de los Andes venezolanos no influye en la sedimentología de la cuenca de Cariaco, dado que el drenaje de estos sedimentos atraviesa primero el Lago Maracaibo y el Río Orinoco. Sin embargo, la explicación a estas diferencias paleoclimáticas marcadas podría estar enmarcada en diferencias geográficas, topográficas e incluso bióticas regionales (**Lozano-García et al.**, 2007).

Otra señal paleoclimática que apoyan la ocurrencia de un periodo climático seco (i.e. MWP) que habría afectado a las civilizaciones precolombinas i.e. Civilización Maya, se encuentra en el registro del Lago Titicaca (Perú-Bolivia), en que se evidencia un periodo seco (1050-1450 AD) en fase con uno de los periodos secos registrado en el glaciar de Quelccaya (1040-1490 AD; **Thompson et al.**, 1985). Este periodo seco, reflejado en la disminución marcada del Lago Titicaca (Fig. 2K), coincide con el decaimiento de la producción agrícola y el consecuente colapso de la civilización Tiwanaku (**Abbott et al.**, 1997; **Binford et al.**, 1997). Posterior a este periodo seco se observa un aumento considerable del nivel del lago, sugiriendo un retorno a condiciones más húmedas, las cuales corroborarían la hipótesis de la ubicación más austral de la ZCIT durante el periodo de la LIA. Sin embargo, no se establece la ocurrencia de este periodo, por falta de dataciones radiocarbono (**Binford et al.**, 1997).

En el registro polínico del glaciar Sajama (Bolivia), la LIA se presenta como dos intervalos paleoclimáticos opuestos, uno húmedo (1500-1700 AD) y uno seco (1700-1880 AD), definidos con base en la relación Poaceae/Asteraceae (P/A), taxa que responden a condiciones climáticas húmedas y secas, respectivamente (**Liu et al.**, 2005). En este punto es discutible la determinación paleoclimática basada exclusivamente en la relación P/A, familias que ecológicamente son cosmopolitas y, presentan altas tasas de producción y dispersión de polen, y por consiguiente un alto “efecto *background*” (presencia de un taxón, donde no ocurre su cobertura vegetal; **Grabandt**, 1980). Sin embargo, el registro polínico del glaciar de Sajama parece corroborar el registro de $\delta^{18}\text{O}$ del glaciar de Quelccaya (**Thompson et al.**, 1986) Adicionalmente, la ocurrencia del periodo seco corresponde cercanamente con el registrado en el glaciar de Huascarán (Perú) para el intervalo 1730-1870 AD (**Thompson et al.**, 1995).

Dataciones liquenométricas de 10 morrenas glaciares de Charquini (Bolivia) sitúan el punto máximo de la LIA durante la segunda mitad del siglo XVII, i.e. finalizando entre 1870 y 1910 (**Rabatel et al.**, 2005). Estas dataciones corresponden con las realizadas, con el mismo método de datación, en la Cordillera Blanca (Perú; **Solomina et al.**, 2007). Esta sincronidad sugiere un cambio climático a

escala regional (Rabatel *et al.*, 2005; Jomelli *et al.*, 2008), contrastando con el avance glaciario del hemisferio norte, el cual se prolongó hasta mediados del siglo XIX (Groove, 2001), reforzando así la hipótesis de cambios climáticos a escala regional (e.g. Liu *et al.*, 2005; Rabatel *et al.*, 2005; Jomelli *et al.*, 2008).

3.2. Registros paleoclimáticos del Mar Caribe

En el registro laminado de la cuenca de Cariaco (Venezuela; Fig. 2F), se evidencia un intervalo de alta precipitación durante 950-1450 AD, i.e. el MWP, contrastando con un intervalo seco marcado durante 1500-1850 AD, i.e. la LIA. El intervalo de sequía está definido por una disminución marcada en el contenido de titanio, interpretada como una disminución en el aporte terrígeno consecuencia de una disminución en la precipitación (Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2006). El intervalo seco en la cuenca de Cariaco sería, por tanto, una respuesta directa de la posición más austral de la ZCIT (Haug *et al.*, 2001). La migración austral de la ZCIT (Fig. 3), aparentemente corresponde con la señal de una condición lluviosa más al sur de Suramérica, la cual se relacionaría con las características de la LIA registradas en el Lago Frías (Argentina; Ariztegui *et al.*, 2007) y estarían asociadas a la modulación del fenómeno ENSO, y la señal de la LIA en el registro $\delta^{18}\text{O}$ del glaciar de Quelccaya (Thompson *et al.*, 1986). Allí los valores más negativos de la señal $\delta^{18}\text{O}$ son indicadores de temperaturas frías o húmedas (Fig. 2J).

Al noreste del mar Caribe, la reconstrucción de la temperatura oceánica superficial (*Sea Surface Temperature*, SST), a partir de $\delta^{18}\text{O}$ del coral *Montastrea faveolata*, para tres intervalos de tiempo durante la LIA (1700-1705, 1780-1785 y 1810-1815 AD) exhibe una disminución de 2-3°C, coincidente con la disminución de la salinidad superficial (SSS; Winter *et al.*, 2000). Condiciones análogas fueron inferidas mediante el estudio de la relación Mg/Ca y $\delta^{18}\text{O}$ de *M. faveolata* en la costa de Puerto Rico para el periodo 1609-1703 AD (Watanabe *et al.*, 2001). La disminución en la SST puede traducirse en una disminución de la evaporación (Winter *et al.*, 2000). Una causa de estas condiciones paleoclimáticas podría encontrarse en la migración estacional hacia el sur de la ZCIT (Fig. 3) durante la LIA (Watanabe *et al.*, 2001). Esto apoyaría la hipótesis de un período seco en el norte de Suramérica durante la LIA (Haug *et al.*, 2001). Una tendencia similar ha sido encontrada en el suroeste del Pacífico, en la Gran Barrera de Coral (Hendy *et al.*, 2002).

La evaluación de la respuesta climática al forzamiento volcánico utilizando el modelo Zebiak-Cane, muestra una tendencia hacia condiciones húmedas tipo La Niña duran-

te el MWP y condiciones secas tipo El Niño durante la LIA (Mann *et al.*, 2005). Esta tendencia de los modelos es respaldada por las bajas tasas de radiocarbono durante la LIA en el Pacífico, las que a su vez son el resultado de la fase cálida de El Niño, durante la cual la termoclina se profundiza en el Océano Pacífico oriental y por consiguiente se detiene la surgencia de aguas ricas en CO_2 (Turney & Palmer, 2007).

4. Discusión

Como resulta aparente de las evidencias resumidas arriba, varios factores afectan el valor de las interpretaciones paleoclimáticas en el Neotrópico. Entre estos se destacan, entre otros: (1) la escasez y calidad de los registros paleoclimáticos, (2) la imprecisión en los métodos de datación disponibles, y (3) el entendimiento limitado de los mecanismos que regulan el clima en el trópico. Es solo así será posible comparar y entender el registro de los eventos MWP y LIA a escala geográfica, regional del Neotrópico y global.

4.1. Escasez de registros paleoclimáticos

Reconstrucciones de la variabilidad climática se han interpretado en términos de tendencias globales como el MWP y la LIA. Sin embargo, estas definiciones han sido expuestas por investigadores que han basado sus estudios en registros mayoritariamente europeos y del Atlántico Norte (Jones & Mann, 2004). Teniendo en cuenta la falta de registros de alta resolución a escala global, especialmente en áreas geográficamente poco exploradas y documentadas como el Neotrópico, no es sorprendente la dificultad en encontrar sincronidad real entre los diferentes eventos paleoclimáticos alrededor del globo (Bradley & Jones, 1993; Hughes & Díaz, 1997). Los registros disponibles no presentan las características que permitan realizar reconstrucciones paleoclimáticas a escala global debido a: (1) la ausencia de una resolución temporal alta, (2) el escaso y muchas veces impreciso control temporal, (3) el carácter cualitativo de las reconstrucciones (Farrera *et al.*, 1999). Las limitaciones en el número de registros, y de la calidad de las reconstrucciones derivadas de los mismos, llevan a plantear que la definición de los eventos paleoclimáticos MWP y LIA debería limitarse al hemisferio norte (Bradley & Jones, 1993). De otro lado, existen grandes diferencias entre los registros regionales de temperatura instrumental y las tendencias hemisféricas (Crowley & Lowery, 2000; Jones *et al.*, 2001). Una forma de comprender los eventos pasados y encontrar las posibles analogías entre los factores y efectos que afectan el sistema climático global y en el Neotrópico debe basarse en evi-

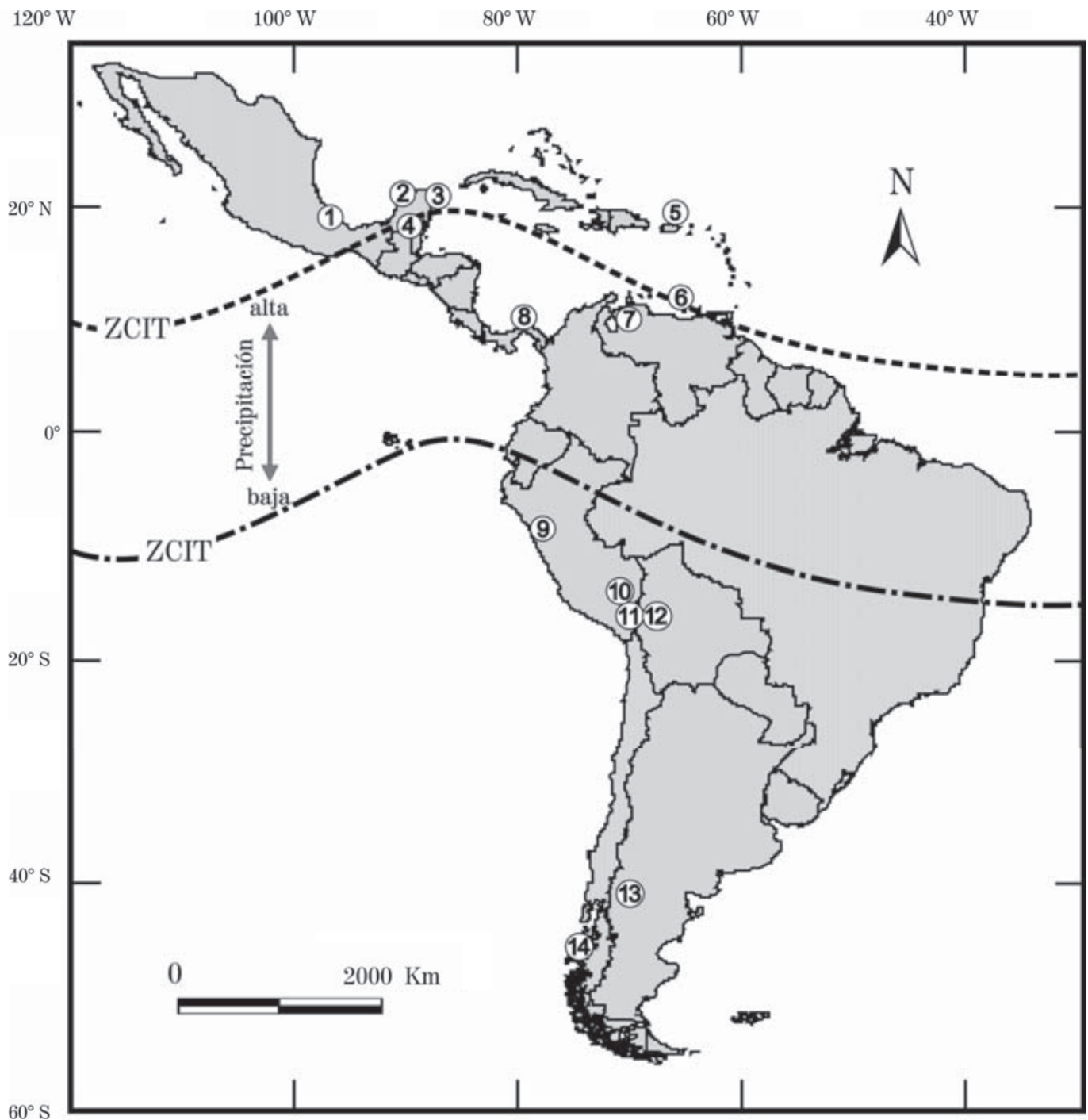


Figura 3. Variación estacional media de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre Mesoamérica y norte de Suramérica.

Estas variaciones controlan los periodos de lluvias regionales, presentándose época de sequía en Mesoamérica y el Caribe cuando esta se encuentra más al sur. Se muestra la ubicación de algunos de los registros mencionados en el texto (1) Lago Verde, (2) Aguada X'caamal, (3) Punta Laguna, (4) Lago Chichancanab, (5) Costa de Puerto Rico, (6) Cariaco, (7) Andes venezolanos, (8) Chilibrillo, (9) Quelccaya, (10) Cordillera Blanca, (11) Lago Titicaca, (12) Charquini, (13) Lago Frías, (14) Patagonia.

dencias regionales y no apoyarse en definiciones generalizadas, con el fin de comprender las diversas respuestas producto de condiciones propias de cada región.

4.2. Imprecisión de las herramientas de datación

Una de las diferencias más notorias al tratar de definir la ocurrencia del MWP y la LIA la constituyen la estimación cronológica precisa de los mismos. La falta de sincronicidad en la datación de estos períodos (Fig. 4) es efecto directo de las herramientas de datación para los registros utilizados, entre las cuales las fechas con radiocarbono presentan grandes fuentes de error para períodos recientes (**Rabatel et al.**, 2005). La falta de alta resolución temporal y control en las dataciones impiden detectar variaciones a escalas climáticas seculares y decadales (**Liu et al.**, 2005). Teniendo en cuenta las limitaciones de las diversas herramientas (U/Th en corales, dendrocronología, liquenometría, ^{14}C , entre otros) usadas para datar intervalos paleoclimáticos, se debería evitar el uso de términos descriptores como el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo y reemplazarlos por la descripción de sus condiciones climáticas, y sus tiempos de ocurrencia en edades calendario (**Jones & Mann**, 2004).

4.3. Mecanismos reguladores paleoclimáticos

Los intervalos del MWP y la LIA se consideran fenómenos a escala hemisférica definidos a partir de los promedios de temperatura en el hemisferio norte (**Goosse et al.**, 2005). Sin embargo, cuando se comparan con las evidencias neotropicales se encuentran grandes diferencias, correspondiendo más a eventos paleoclimáticos cortos submileniales que dificultan cualquier definición y caracterización a escala global. A la luz de los registros paleoclimáticos existentes en el Neotrópico para los últimos 2000 años, son claras las tendencias paleoclimáticas contrarias tanto para el MWP como para la LIA (Fig. 5). Tales efectos contrarios van desde la ocurrencia de una época húmeda durante la LIA para la Laguna Mucubaj en los Andes venezolanos, Lago Verde en Mesoamérica y el Lago Titicaca, contrastando con una época seca en el Istmo de Panamá, la Cuenca de Cariaco, la costa de Puerto Rico, y Aguada X'caamal en la Península de Yucatán. Si bien existen fuertes indicios que una disminución en la radiación solar influyó fuertemente en el avance glaciario (Fig. 2L), la consecuente disminución de la temperatura en los Andes venezolanos (**Polissar et al.**, 2006a) y el aumento en el nivel del Lago Verde. El efecto de una posición más austral de la ZCIT durante la LIA, ligada al fenómeno ENSO, habría tenido un efecto marcado en las condiciones secas presentes en el Mar Caribe y el Istmo.

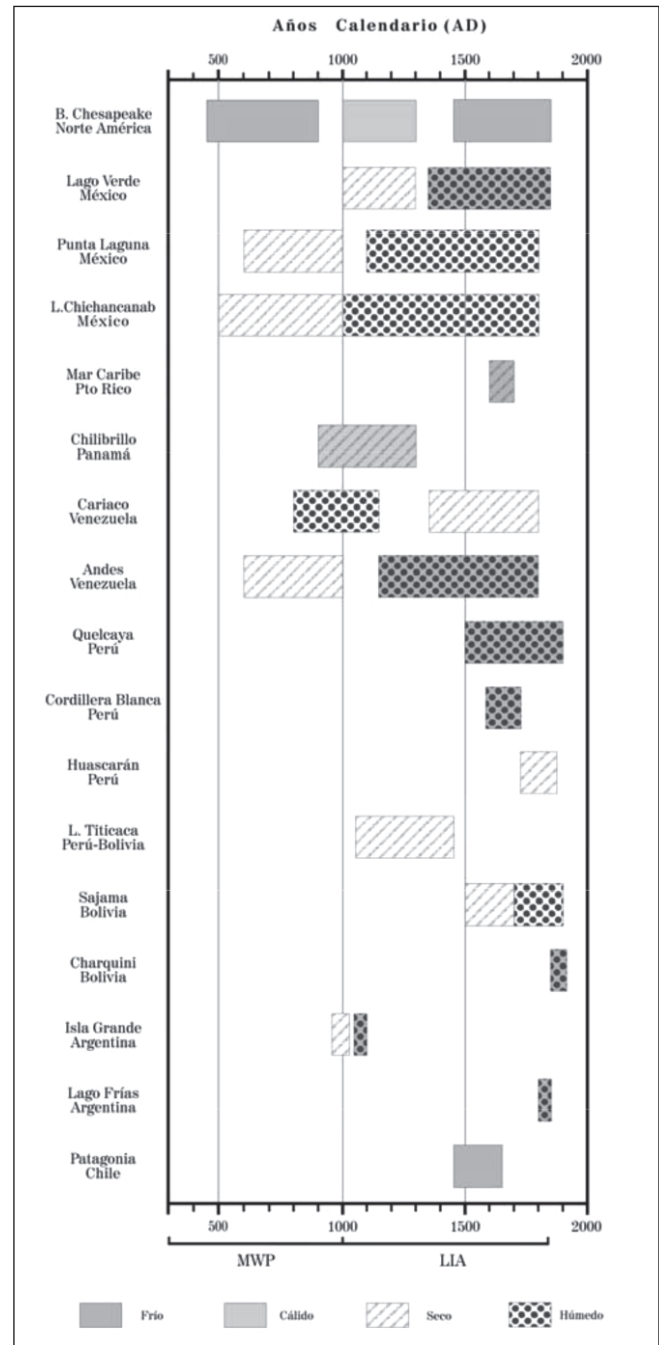


Figura 4. Representación de las condiciones paleoclimáticas y períodos correspondientes al Período Cálido Medieval (MWP) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA) para los registros mencionados en el texto. Se muestran siete interpretaciones paleoclimáticas correspondientes a clima frío, cálido, seco, húmedo, cálido-seco, frío-seco y frío-húmedo. (Compilado de: **Thompson et al.**, 1986; **Rull et al.**, 1987; **Hodell et al.**, 1995; **Curtis et al.**, 1996; **Abbott et al.**, 1997; **Winter et al.**, 2000; **Haug et al.**, 2001; **Lachniet et al.**, 2001; **Rabatel et al.**, 2001; **Watanabe et al.**, 2001; **Cronin et al.**, 2003; **Hodell et al.**, 2005; **Liu et al.**, 2005; **Polissar et al.**, 2006a; **Aritzegui et al.**, 2007; **Harrison et al.**, 2007; **Lozano-García et al.**, 2007; **Solomina et al.**, 2007).



Figura 5. Síntesis de las condiciones paleoclimáticas en Meso y Suramérica durante los eventos del MWP y la LIA, para los registros mencionados en el texto. El MWP está indicado por los círculos rosa, mientras que la LIA por los círculos grises y blancos. Los símbolos indican condiciones secas y húmedas para cada evento (Compilado de: *Thompson et al.*, 1986; *Rull et al.*, 1987; *Hodell et al.*, 1995; *Curtis et al.*, 1996; *Abbott et al.*, 1997; *Winter et al.*, 2000; *Haug et al.*, 2001; *Lachniet et al.*, 2001; *Rabatel et al.*, 2001; *Watanabe et al.*, 2001; *Hodell et al.*, 2005; *Liu et al.*, 2005; *Polissar et al.*, 2006a; *Ariztegui et al.*, 2007; *Harrison et al.*, 2007; *Lozano-García et al.*, 2007; *Solomina et al.*, 2007).

La dificultad en la “globalización” paleoclimática se da porque si bien, estos eventos se encuentran asociados a mecanismos de modulación climática hemisférica, como modificaciones en la circulación termohalina (e.g. **Broecker**, 2000; **Bradley et al.**, 2003a), periodos de baja radiación solar y efectos del forzamiento volcánico (e.g. **Beer et al.**, 2000; **Polissar et al.**, 2006a; **Feynman**, 2007), el efecto de tales mecanismos no es el mismo en todas las regiones. Tal es el caso de los incrementos en la radiación solar que no causan calentamiento en todas las regiones (**Bradley et al.**, 2003b), o puede verse aumentado o disminuido por la interacción con mecanismos climáticos regionales e.g. la respuesta climática en Europa se acopla a modelos de circulación asociados a la Oscilación del Ártico (**Shindell et al.**, 2001), mientras que en el trópico la posición de la ZCIT y al efecto acoplado con el fenómeno ENSO produce contrastes marcados en la relación precipitación- evaporación (P-E; **Haug et al.**, 2001; **Lachniet et al.**, 2004; **Peterson & Haug**, 2006). Adicionalmente, eventos tipo El Niño caracterizados por la posición más austral de la ZCIT, producen modelos de precipitación en los trópicos y extra trópicos con un efecto de sequía global durante la LIA, que puede hacer que registros como los de la Cuenca de Cariaco ocurran en fase con el hemisferio norte (**Peterson & Haug**, 2006). Sin embargo, estos fenómenos climáticos y el sistema océano-atmósfera tropical también hacen única cada región, las cuales a su vez generan una diversidad de respuestas de retro-alimentación paleoclimáticas que pueden ser positivas o negativas. En los trópicos la nubosidad baja (estratos) produce un efecto termostático (e.g. **Clement et al.**, 1996).

4.4. Comparación entre los eventos MWP y LIA a escalas geográficas regional y global

La ocurrencia de respuestas climáticas particulares surge como efecto de condiciones climáticas regionales propias de las condiciones geográficas, bióticas e hidrográficas (e.g. tipo de vegetación, relieve, drenaje, altitud, latitud) de cada zona, produciendo respuestas geográficas variables al mismo mecanismo climático (**Lozano-García et al.**, 2007). Tal es el caso de respuestas climáticas divergentes entre las costas y los Andes tropicales a los mismos fenómenos climáticos (**Polissar et al.**, 2006a). Mientras que regiones en latitudes altas y condiciones geográficas similares como la región glaciar de Perú y Bolivia presentan respuestas climáticas acopladas, tanto en periodos de ocurrencia, como en las condiciones climáticas. (**Rabatel et al.**, 2005; **Solomina et al.**, 2007; **Jomelli et al.**, 2008). De aquí la importancia de evitar el uso de registros de áreas pequeñas para hacer inferencias hemisféricas (e.g. **Crowley & Lowery**, 2004), puesto que indicadores indivi-

duales presentan respuestas a diferentes aspectos climáticos estacionales, acercamientos multi-indicadores permitirán una visión más generalizada de los efectos y resultan más útiles (**Farrera et al.**, 1999).

Desde la perspectiva de los modelos y simulaciones bajo forzamiento se concluye que las variaciones climáticas a escala regional son mayores que a escala hemisférica (**Goosse et al.**, 2004). Este acercamiento permite considerar los diferentes escenarios en los cuales se han producido eventos climáticos como el MWP y la LIA. La posible modulación de condiciones tipo El Niño y La Niña (e.g. **Hughes & Díaz**, 1994), fases que no ocurren en el Atlántico Norte, lleva a tener en cuenta que dada la gran diversidad de condiciones ambientales regionales, múltiples factores bióticos y geográficos que ofrecen los trópicos, no es posible esperar respuestas climáticas lineales con los cambios hemisféricos y globales (**Lozano-García et al.**, 2007). Debido a su ubicación y complejidad geográfica los trópicos no responden pasivamente al cambio climático sino que es allí donde posiblemente se direccionan las tendencias climáticas globales (e.g. **Vecchi et al.**, 2008).

5. Perspectivas

El escenario complejo derivado de la reconstrucción paleoclimática, a partir del escaso número de registros sedimentarios existentes para el Neotrópico, resulta de una variedad de respuestas climáticas, las cuales se encuentran influenciadas por: (1) mecanismos acoplados océano-atmósfera del Atlántico Norte, (2) variaciones climáticas decadales del fenómeno ENSO, (3) la dinámica de la ZCIT, (4) regímenes de vientos del Pacífico (e.g. el Chorro del Chocó), (5) efectos orográficos por la orientación de los Andes del norte, (6) dinámica del Océano Pacífico y (7) transporte de humedad desde el Mar Caribe hacia el Océano Pacífico. De aquí que se hace necesaria la obtención de registros continentales y marinos de alta resolución, análisis multi-indicadores y correlaciones paleoclimáticas que permitan precisar la ocurrencia y la dinámica del MWP y la LIA, su relación con el fenómeno ENSO y sus posibles efectos globales. En el norte de Suramérica existe un gran potencial paleoclimático mediante el estudio de: (1) registros sedimentarios continentales como sucesiones lacustres en las llanuras y valles intermontanos en la Cordillera Occidental colombiana, llanuras tropicales del litoral pacífico, y estalagmitas en la cordilleras y regiones costeras, y (2) registros sedimentarios marinos de los márgenes continentales y corales del mar Caribe y el Océano Pacífico. Estos registros permitirían la comprensión del escenario paleoclimático de la MWP la LIA, los efectos de la dinámica paleoclimática a escalas anuales (e.g. fenóme-

nos ENSO y NAO), decadales (e.g. *Pacific Decadal Oscillation*, PDO), y centenales.

6. Conclusiones

Los episodios paleoclimáticos del Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, aparentemente tuvieron repercusiones en el Neotrópico. Intervalos de sequía aguda en algunos puntos de Mesoamérica y norte de Suramérica y temperaturas superficiales oceánicas más bajas que las actuales en la Mar Caribe, sugieren teleconexiones con el hemisferio norte. Sin embargo, las evidencias actuales no permiten confirmar la extensión de intervalos globales de sequía y enfriamiento, de tal forma que los eventos del MWP y la LIA parecen tener solamente una utilidad limitada para describir cambios climáticos en términos de promedios de temperatura globales. En este planteamiento, la respuesta regional toma más fuerza, si tenemos en cuenta la sincronización existente en registros paleoclimáticos de zonas geográficas similares (e.g. zonas costeras, casquetes glaciares de los Andes tropicales centrales), resultando así una aparente dependencia: *variabilidad climática-variabilidad geográfica*. Adicionalmente, el efecto producido por fenómenos como la migración de la ZCIT, y el ENSO refuerzan los efectos climáticos regionales produciendo patrones climáticos contrarios entre el norte y algunas regiones de Suramérica. Dada la complejidad de los factores climáticos que modulan el clima tropical y la diversidad de respuestas, el modelo climático tropical presenta fenómenos regionales más importantes como el ENSO, los cuales pueden influenciar a mayor escala las temperaturas y tendencias climáticas hemisféricas y globales. Dada la localización privilegiada de Colombia se deben buscar registros sedimentarios de alta resolución. Tales registros posiblemente ocurren tanto en el continente como en el océano. Su estudio interdisciplinario es urgente si queremos comprender el funcionamiento del clima a escalas temporales más amplias que las de los registros históricos y contribuir así a la comprensión del cambio climático en nuestra región.

7. Agradecimientos

Esta contribución forma parte de la tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT, del primer autor. Agradecemos a la Fundación *Leverhulme Trust*, Inglaterra (Grant: ID20050769) por el apoyo económico. Agradecemos al Dr. Pratigya Polissar (Universidad del Estado de Pensilvania, EUA) por facilitarnos los datos de los Andes Venezolanos. A Brayan García y Gonzalo Parra por el diseño y trabajo gráfico. Los otros datos utilizados en la construcción de la figura 2 fueron tomados de la base de datos de la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov>).

8. Bibliografía

- Abbott, M.B., Binford, M.W., Brenner, M., Kelts, K.R. 1997. A 3500 ¹⁴C yr high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research* 47, 169-180.
- Ariztegui, D., Bösch, P., Davaud, E. 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. *Quaternary International* 161, 46-55.
- Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R. 2000. The role of the sun in climate forcing, *Quaternary Science Reviews* 19, 403-15.
- Binford, M.W., Kolata, A.L., Brenner, M., Janusek, J.W., Seddon, M.T., Abbott, M., Curtis, J.H. 1997. Climate variation and the rise and fall of an Andean civilization. *Quaternary Research* 47, 235-248.
- Bradley, R.S., Jones, P.D. 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* 3(4), 367-376.
- , Briffa, K.R., Cole, J., Hughes, M.K., Osborn, T.J. 2003a: The climate of the last millennium, En: Alverson, K., Bradley, R.S., Pedersen, T.F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future*, Springer Verlag, Berlin, pp. 105-141.
- , Hughes, M.K., Diaz, H.F. 2003b. Climate in Medieval time. *Science* 302, 404-405.
- Broecker, W.S. 2000. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? *PNAS* 97(4), 1339-1342.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver, A.J. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863-869.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., Zebiak, S.E. 1996. An ocean dynamical thermostat. *Journal of Climate* 9, 2190-2196.
- Cook, E.R., Esper, J., D'Arrigo, R.D. 2004. Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews* 23, 2063-2074.
- Cronin, T.M., Dwyer, G.S., Kamiya, T., Schwede, S., Willard, D.A. 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and Planetary Change* 36, 17-29.
- Crowley, T.J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270-277.
- , Lowery, T.S. 2000. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio* 29, 51-54.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46, 37-47.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, X., Grafenstein, U.-v., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M., Yu, G. 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics* 15, 823-856.

- Feynman, J.** 2007. Has solar variability caused climate change that affected human culture? *Advances in Space Research* 40, 1173-1180.
- Grabandt R.A.J.** 1980. Pollen rain in relation to arboreal vegetation in the Colombian Cordillera Oriental. *Review Paleobotany and Palynology* 29, 65-147.
- González, C., Dupont, L.M., Behling, H., Wefer, G.** 2008. Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin. *Quaternary Research* 69, 217-230.
- Goosse, H., Masson-Delmotte, V., Renssen, H., Delmotte, M., Fichefet, T., Morgan, V., van Ommen, T. Khim, K., Stenni, B.** 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophysical Research Letters* 31, L06203, doi:10.1029/2003GL019140.
- , **Renssen, H., Timmermann, A., Bradley, R.S.** 2005. Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. *Quaternary Science Reviews* 24, 1345-1360.
- Grove, J.M.** 2001. The initiation of the "Little Ice Age" in regions around the North Atlantic. *Climatic Change* 48, 53-82.
- Harrison, S., Winchester, V., Glasser, N.** 2007. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. *Global and Planetary Change* 59, 67-78.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U.** 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Hendy, E.J., Gagan, M.K., Alibert, C.A., McCulloch, M.T., Lough, J.M., Isdale, P.J.** 2002. Abrupt decrease in Tropical Pacific Sea surface salinity at end of Little Ice Age. *Science* 295, 1511-1514.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T.P.** 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* 292, 1367-1370.
- , **Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-González, R., Can, E. I.-C., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T. P.** 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63, 109-121.
- , **Curtis, J.H., Brenner, M.** 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375, 391-394.
- Hughes, M.K., Díaz, H.F.** 1994. Was there a "Medieval Warm Period", and if so, where and when?. *Climatic Change* 26, 109-142.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., Solomina, O.** 2008. Recalibration of the yellow *Rhizocarpon* growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology* 93, 201-212.
- Jones P.D., Mann, M.E.** 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42, 1-42.
- , **Osborn, T.J., Briffa, K.R.** 2001. The evolution of climate over the last millennium. *Science* 292, 662-666.
- Keigwin, L.D., Boyle, E.A.** 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *PNAS* 97(4), 1343-1346.
- Lachniet, M.S., Burns, S.J., Piperno, D.R., Asmerom, Y., Polyak, V.J., Moy, C.M., Christenson, K.** 2004. A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research* 109, D20117, doi:10.1029/2004 JD004694.
- Liu, K-b., Reese, C.A., Thompson, L.G.** 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr. *Quaternary Research* 64, 272-278.
- Lozano-García, M.S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S.** 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *PNAS* 104(41), 16200-16203.
- Mann, M.E., Cane, M.A., Zebiak, S.E., Clement, A.** 2005. Volcanic and solar forcing of the Tropical Pacific over the past 1000 years. *American Meteorological Society* 18, 447-456.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M., Possnert, G.** 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61, 148-158.
- Peterson, L.C., Haug, G.H.** 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 97-113.
- Philander, F.G.H.** 1983. El Niño Southern Oscillation Phenomena. *Nature* 302, 295-301.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S.** 2006a. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *PNAS* 103(24), 8937-8942.
- , **Abbott, M.B., Shemesh, A., Wolfe, A.P., Bradley, R.S.** 2006b. Holocene hydrologic balance of tropical South America from oxygen isotopes of lake sediment opal, Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 375-389.
- Poveda, G., Waylen, P.R., Pulwarty, R.S.** 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 3-27.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., Grancher, D.** 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S, C. R. *Geoscience* 337, 1311-1322.
- Rull, V., Salgado-Labouriau, M.L., Schubert, C., Valastro Jr., S.** 1987. Late Holocene temperature depression in the Venezuelan Andes: Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60, 109-121.
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Rind, D., Waple, A.** 2001. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* 294, 2149-2152.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B.** 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59, 225-235.
- Stocker, T.F., Marchal, O.** 2000. Abrupt climate change in the computer: Is it real?. *PNAS* 97(4), 1362-1365.

- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J.F., Koci, B.R.** 1985. A 1500-yr record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science* 229, 971-973.
- , **Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., Grootes, P.M.** 1986. The Little Ice Age in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361–364.
- , **Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K-B.** 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Turney, C.S.M., Palmer, J.G.** 2007. Does the El Niño–Southern Oscillation control the interhemispheric radiocarbon offset?. *Quaternary Research* 67, 174-180.
- Unkel, I., Kadereit, A., Mächtle, B., Eitel, B., Kromer, B., Wagner, G., Wacker, L.** 2007. Dating methods and geomorphic evidence of palaeoenvironmental changes at the eastern margin of the South Peruvian coastal desert (141300S) before and during the Little Ice Age. *Quaternary International* 175, 3-28.
- Vecchi, G.A., Clement, A., Soden, B.J.** 2008. Examining the Tropical Pacific response to global warming. *EOS* 89(9), 81-83.
- Watanabe, T., Winter, A., Oba, T.** 2001. Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in corals. *Marine Geology* 173, 31-35.
- Winter, A., Ishioroshi, H., Watanabe, T., Oba, T., Christy, J.** 2000. Caribbean sea surface temperatures: two-to-three degrees cooler than present during the Little Ice Age, *Geophysical Research Letters* 27(20), 3365-3368.

Recibido: julio 15 de 2009.

Aceptado para su publicación: diciembre 2 de 2009.