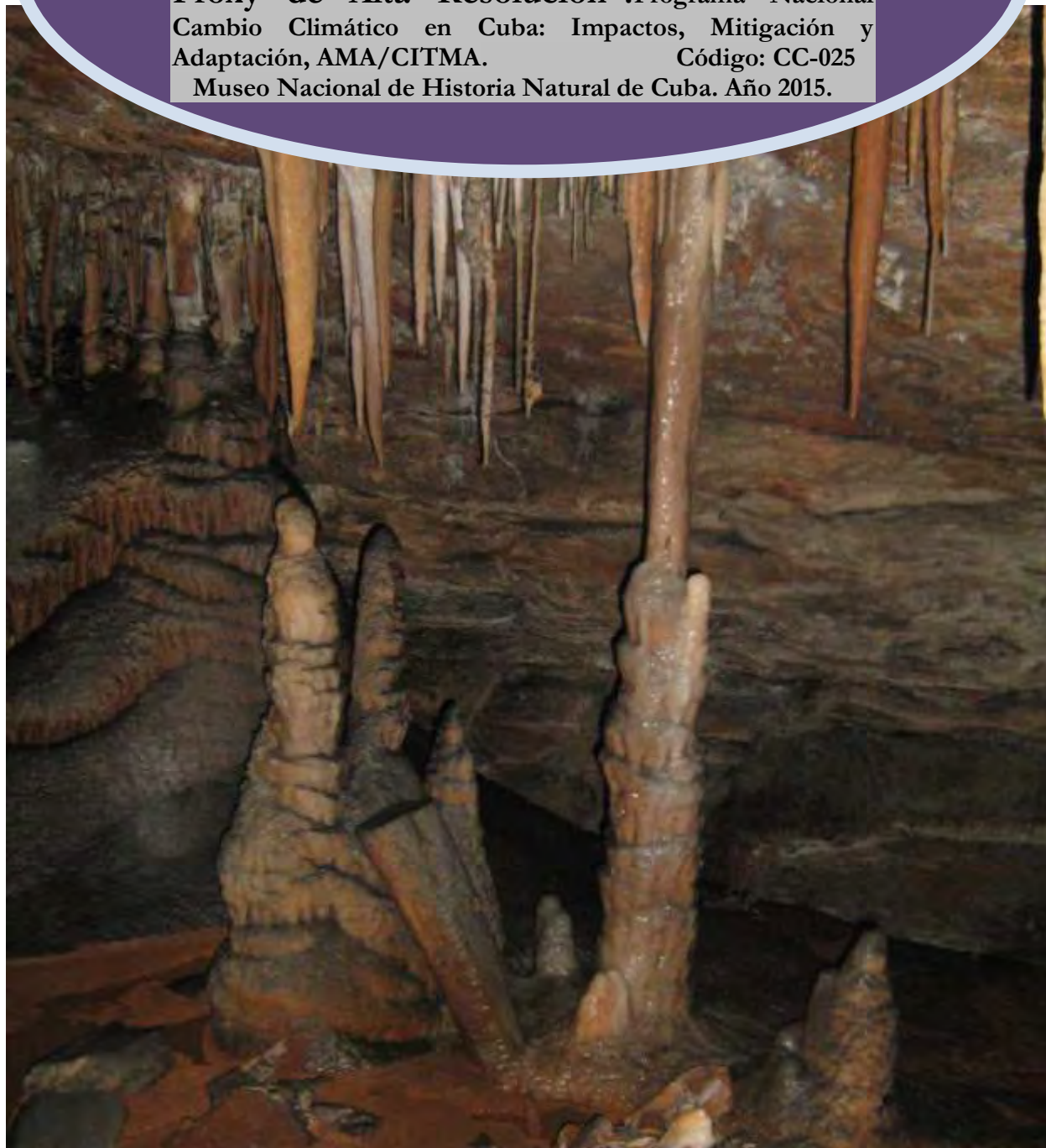


# INFORME FINAL

Proyecto “Evaluación de Paleoclimas y Paleohuracanes en Cuba a partir de Registros Proxy de Alta Resolución”. Programa Nacional Cambio Climático en Cuba: Impactos, Mitigación y Adaptación, AMA/CITMA. Código: CC-025  
Museo Nacional de Historia Natural de Cuba. Año 2015.



**Jesús M. Pajón<sup>1</sup>, Reinaldo Rojas-Consuegra<sup>2</sup>, Leslie F. Molerio<sup>3</sup>,  
Ramón Pérez<sup>4</sup>, Eduardo Planos<sup>5</sup>**

(1,2) Museo Nacional de Historia Natural de Cuba (MNHN): [jesusmpajon@gmail.com](mailto:jesusmpajon@gmail.com)

(3) Inversiones Gamma S.A. (IG): [especialistaprincipal@gmail.com](mailto:especialistaprincipal@gmail.com)

(4,5) Instituto de Meteorología (INSMET): [ramon.perez@insmet.cu](mailto:ramon.perez@insmet.cu), [eduardo.planos@insmet.cu](mailto:eduardo.planos@insmet.cu)

2015

# Proyecto “Evaluación de Paleoclimas y Paleohuracanes en Cuba a partir de Registros Proxy de Alta Resolución”

## INDICE

### 1. Introducción

- 1.1. Generalidades sobre temas de paleoclimas
- 1.2. Espeleotemas y Paleoclimas
- 1.3. Espeleotemas y Paleotempestología
- 1.4. Tufas: indicadores de cambios climáticos
- 1.5. Corales fósiles: paleoindicadores del clima
- 1.6. Paleoclimas y Sociedad

### 2. Materiales y Métodos

- 2.1. Localización de las estalagmitas Cubano Grande (CG), Cubano Pequeño (CP) y Cubano Medio (CM).
- 2.2. Muestreo de las estalagmitas CG, CP y CM.
- 2.3. Métodos de Datación de la Serie-Uranio en las estalagmitas CG, CP y CM.
- 2.4. Análisis de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en las estalagmitas CG, CP y CM.
- 2.5. Análisis por Difracción de Rayos X de las estalagmitas CG, CP, CM y las tufas.
- 2.6. Espectroscopia de Emisión Inducida por Plasma en la estalagmita CP.
- 2.7. Variables, parámetros, índices químico-físicos e isotópicos, caudal de goteo, en las aguas kársticas.
- 2.8. Mapeo de cavernas con Tecnología LASER.
- 2.9. Métodos de procesamiento de datos hidroquímicos e isotópicos.
  - 2.9.1. Programas AGMAR y WATEQ4F para el cálculo de índices químico-físicos en las aguas kársticas. Métodos de Clasificación Numérica y Análisis Factorial.
  - 2.9.2. Análisis de series de tiempo con datos de paleotemperaturas.
  - 2.9.3. Algoritmo StalAge para dataciones isotópicas.

### 3. Resultados y Discusión

- 3.1. Localización, geología, geomorfología e hidrogeología de la Sierra de San Carlos.
- 3.2. Desarrollo de cuevas y niveles de cavernamiento en la Sierra de San Carlos.
- 3.3. Compilación de datos sobre geoquímica de las aguas kársticas.
  - 3.3.1. Síntesis de la caracterización del comportamiento químico-físico de las aguas kársticas de la Sierra de los Órganos.
  - 3.3.2. Clasificación numérica y análisis factorial de datos químico-físicos de las aguas Kársticas de la Sierra de los Órganos.
  - 3.3.3. Evolución química de las aguas kársticas y relaciones empíricas entre variables, parámetros e índices químico-físicos.
  - 3.3.4. Termodinámica y cinética del sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Carbonatos en el karst tropical de montaña de Cuba Occidental.
  - 3.3.5. Simulación experimental de los procesos de interacción agua-roca carbonatada en el karst. Estudios cinéticos de la disolución de carbonatos. Denudación química en el karst.
  - 3.3.6. Algunos problemas y enfoques en el estudio de los procesos de karstificación en el karst tropical de montaña de Cuba Occidental.
- 3.4. Compilación de cronologías de espeleotemas de cuevas de Cuba Occidental.
  - 3.4.1. Método de desequilibrio de la serie de Uranio.
  - 3.4.2. Principios de Espectrometría de Masa.

- 3.4.3. Datación  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Grande (CG).
- 3.4.4. Datación  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Pequeño (CP).
- 3.4.5. Datación  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Medio (CM).
- 3.4.6. Datación  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  de la estalagmita fósil OBCS.
- 3.5. Compilación de registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de espeleotemas de cuevas del karst de montaña de Cuba Occidental.
  - 3.5.1. Paleoclimas y registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de la estalagmita CG en el karst de Cuba Occidental.
  - 3.5.2. Pequeña Edad de Hielo (PEH, en inglés LIA) y Anomalía Climática Medieval (ACM, en inglés MCA) en CG.
  - 3.5.3. Análisis espectral y análisis wavelet de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  de CG. Correlación entre registros de  $\delta^{18}\text{O}$  de espeleotemas.
  - 3.5.4. Síntesis de la evaluación de los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG.
  - 3.5.5. Paleoclimas y registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de las estalagmitas CP y CM en los últimos 12.5 ka.
  - 3.5.6. Interpretación climática de la estalagmita CP y Transición durante el Holoceno.
  - 3.5.7. Fases mineralógicas en las espeleotemas CG, CP, CM y OBCS.
  - 3.5.8. Fases mineralógicas aragonito/calcita y elementos trazas en la estalagmita CP.
  - 3.5.9. El Young Dryas (YD) y el Evento 8.2 ka.
  - 3.5.10. Variabilidad a escala milenaria en el Holoceno. Eventos Bond.
- 3.6. Algoritmo para el cálculo de paleotemperaturas a partir de registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CG y CP.
  - 3.6.1. Paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 1.3 ka en Cuba (CG).
  - 3.6.2. Paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 12.5 ka en Cuba (CG).
- 3.7. Metodología para el estudio de paleohuracanes a partir del análisis de registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  en espeleotemas.

## 4. Conclusiones

## 5. Recomendaciones

## 6. Anexos

## 7. Agradecimientos

## 8. Bibliografía

## RESUMEN

El Proyecto “Evaluación de Paleoclimas y Paleohuracanes en Cuba a partir de Registros Proxy de Alta Resolución” (PPPH) (Código CC-025), forma parte del Programa Nacional Cambio Climático en Cuba: Impactos, Mitigación y Adaptación (AMA/CITMA). Los resultados obtenidos en el proyecto tienen una importante repercusión en Cuba y en el área del Caribe, por cuanto aportan nuevos elementos al conocimiento de los cambios climáticos pasados ocurridos en esta importante región de interconexión hemisférica atmósfera-océano-tierra.

Se han obtenido nuevos registros isotópicos y dataciones de alta-resolución para los últimos 12 500 años en Cuba Occidental, que han permitido detectar eventos climáticos fríos y cálidos hasta ahora no registrados en la historia paleoclimática de Cuba. El análisis de los registros  $\delta^{18}\text{O}$  y dataciones isotópicas de alta-resolución de espeleotemas cubanos, reflejan una amplia variabilidad de las paleotemperaturas y paleoprecipitaciones en Cuba y el Caribe en los últimos 12 500 años A.P.<sup>1</sup>, así como una tendencia general al calentamiento hacia el Presente. Se identifica en Cuba la incidencia del evento de clima frío y seco Younger Dryas (YD), ocurrido a principios del Holoceno, el cual tuvo una duración de  $\approx 1000$  años y la temperatura promedio estimada para Cuba fue de 7-9 °C. Se detectó un evento de clima frío y seco con un máximo ocurrido hace 8.2 ka y una duración de  $\approx 160$  años, con una temperatura promedio estimada para Cuba de 8-10 °C. Se confirmó la ocurrencia de la Pequeña Edad de Hielo en Cuba (LIA,  $\sim 0.5$  a 0.2 ka A.P.), así como la Anomalía Climática Medieval, fase cálida y húmeda conocida como Optimo Climático Medieval (MCA,  $\sim 1.05$  a 0.8 ka A.P.).

Se estudió un Cambio Climático Abrupto (CCA) ocurrido en la Transición Pleistoceno Tardío-Holoceno, comenzando a principios del Holoceno (10 ka<sup>2</sup>), y terminando en los 6 ka, con un incremento de  $\approx 6-7$  °C). Los altos valores de los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas cubanas reflejan la incidencia en Cuba a escala milenaria de los denominados “Eventos Bond”, eventos o ciclos paleoclimáticos que reflejan condiciones frías y áridas, los cuales ocurren cada 1500 años aproximadamente. Se obtuvieron curvas de paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 1.3 ka y 12.5 ka en Cuba, con escenarios de paleotemperaturas altas, bajas y medias. Se encontró una variabilidad multidecadal (80 ka) en las precipitaciones en el Noroeste del Caribe durante los últimos 1400 años, a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita Cubano Grande (CG).

Se presenta una novedosa metodología integral para el estudio de Paleohuracanes, a través de la identificación de las señales o huellas isotópicas de huracanes históricos y pre-históricos dejadas en espeleotemas sensibles al registro de la actividad de estos fenómenos meteorológicos. Es una herramienta de trabajo con grandes potencialidades, para estudiar la incidencia de tormentas tropicales en una región determinada, registrar eventos meteorológicos extremos y con qué intensidad tuvieron lugar en un periodo de tiempo determinado, a partir de lo cual pudieran evaluarse posibles ciclos de ocurrencia y/o ocurrencia aleatoria.

El Proyecto PPH realizó un ingreso neto indirecto al país de  $\approx 75\,000.00$  CUC, lo cual refleja su impacto económico y una importante relación costo/beneficio. Tiene además un importante impacto ambiental y social, novedad e introducción de los resultados y una adecuada divulgación/comunicación.

**Palabras Claves:** Cambios Climáticos, Paleoclimas, Paleohuracanes, Registros Isotópicos, Dataciones, Espeleotemas, Paleotemperaturas, Pleistoceno Tardío-Holoceno.

<sup>1</sup>A.P. significa Antes del Presente

<sup>2</sup>ka = a (años).10<sup>3</sup>, ejemplo: 10 ka = 10 000 años

## ABSTRACT

The Project "Evaluation of Paleoclimates and Paleohurricanes in Cuba from High-Resolution Proxy Records" (PPPH) (Code CC-025), is inserted in the scope of the National Program for Climatic Changes: Impact, Mitigation and Adaptation (AMA/CITMA). The results of the project have repercussions on Cuba and the Caribbean area, according to the new contribution to the knowledge of the climate changes in the past, in this important area of earth-ocean-atmosphere hemispheric interconnection.

New isotopic records and dating for the last 12 500 years in Cuban speleothems of Western Cuba were obtained, showing cold and warm climatic events not recorded in the paleoclimatic history of Cuba. The analysis of high-resolution records of  $\delta^{18}\text{O}$  and the isotopic dating of Cuban stalagmites, reflects high paleotemperatures and paleorainfall variability in Cuba and the Caribbean in the last 12 500 years B.P., as well as a general trend to the warming from the Last Maximum Glacial to the Present days. The incidence of the cold and dry Younger Dryas (YD) event in Cuba was detected around 12 ky, with a length of time of  $\approx 1000$  years and annual average temperature of 7-9 °C. A cold and arid event around 8.2 ky was discovered, with a length of time of  $\approx 160$  years and annual average temperature of 8-10 °C. The incidence of the Little Ice Age (LIA, ~0.5 a 0.2 ka A.P.) in Cuba is reported, as well as the warm and wet Medieval Climatic Anomaly (MCA, ~1.05 a 0.8 ka A.P.).

An Abrupt Climatic Change (ACC) in the Late Pleistocene-Holocene transition was studied, with a period of time between 10-6 ky and increase of  $\approx 6-7$  °C from the beginning of the Holocene to the Present times. The Cuban stalagmite records show higher  $\delta^{18}\text{O}$  values, which reveal the cold and dry "Bond Event" in the climatic evolution of Cuba in the past, with a cyclic time of  $\approx 1500$  years. High-resolution paleotemperature curves for the last 1.3 ky and 12.5 ky in Cuba were obtained, with high, low and middle paleostages. The Cubano Grande stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  record shows multidecadal variability (80 yr) in the paleorainfall of the Northwest Caribbean area during the last 1 400 years.

A new methodology for paleohurricane studies in Cuba is presented, using the isotopic signals of stalagmites as a sensitive recorder of historic and pre-historic tropical cyclones, related with the incidence and activity of these natural phenomena. High-resolution speleothem stable isotope records is a useful tool for paleotempestology, in order to clarify extreme meteorological events like tropical storms, the periods of incidence, intensities and possible cycles of occurrence and/or random occurrence.

The Project PPPH generated profits to Cuba of  $\approx 75\,000.00$  CUC, which show an economical impact and a great cost/benefit relation. An environmental and social impact was obtained, as well as there are novelties and a good introduction of the results, with an adequate communication.

**Key Words:** Climate Changes, Paleoclimate, Paleohurricanes, Isotopic Records, Dating, Speleothems, Paleotemperatures, Late Pleistocene-Holocene.

# 1. INTRODUCCION

## 1.1. Generalidades sobre temas de paleoclimas

En los últimos tiempos se aprecia —en los medios de comunicación, la opinión pública y el discurso político— una tendencia generalizada a vincular los cambios climáticos, casi exclusivamente o con un énfasis excesivo, a la acción antrópica; es decir, a las acciones del ser humano. Sin embargo, según la talentosa investigadora de los cambios climáticos en el pasado o paleoclima<sup>3</sup>, la profesora Vera Markgraf, el clima de este planeta nunca ha sido estable (Markgraf, 2001), criterio instituido en el Estado de las Artes por la comunidad científica internacional. Lo que esta afirmación indica es que el clima ha variado en todas las escalas de tiempo y continuará variando en el futuro, independientemente de cuánto pueda afectarlo la actividad humana (Pajón, 2009).

En la comunidad científica internacional, dedicada al estudio de los cambios climáticos y el paleoclima, hay dos grandes tendencias, en sentido general. Una de ellas parte de datos y resultados investigativos de peso, que muestran una relación histórica directa entre la expansión de la actividad económica y doméstica del ser humano y las modificaciones negativas del entorno natural y los ecosistemas (deforestación, pérdida acelerada de la diversidad biológica, contaminación atmosférica, de las aguas y suelos, agotamiento de recursos naturales, entre otras). Esa es la línea que considera esencial y prioritario el efecto inducido por la actividad humana. En consecuencia, estima como secundario o menor el impacto de las tendencias de la evolución natural.

Sin ignorar el fuerte peso del impacto antrópico, la otra tendencia concede mayor relevancia al hecho, contundentemente demostrado por numerosas investigaciones, de la inestabilidad del clima del planeta durante todos los períodos geológicos y escalas de tiempo. También de que importantes eventos climáticos, algunos de ellos extremos — como grandes huracanes, precipitaciones y sequías extremas, periodos muy fríos y significativamente cálidos—, han ocurrido en la Tierra de forma natural, independientemente de la presencia o acción del ser humano. Ello no significa que, en determinadas áreas, zonas climáticas y períodos y escalas de tiempo, no hayan tenido lugar etapas de “relativa estabilidad climática”, sino que el cambio ha sido el rasgo más significativo del clima.

Estudios paleoclimáticos de alta resolución, con conchas de ostrácodos y gastrópodos presentes en testigos de sedimentos extraído del lago Valencia, en Venezuela, contribuyeron a describir las condiciones climáticas existentes durante los últimos 12600 años antes del presente (A.P.). En el área de estudio se encontró que, durante el Pleistoceno Tardío (12600-10.000 años A.P.), la cuenca del lago Valencia era relativamente más seca que en la actualidad, mientras que, a principios del Holoceno (10000–8200 años A.P.), los niveles del lago y la salinidad experimentaron una pronunciada variabilidad. En el período comprendido entre principios y mediados del Holoceno (8200–3000 años A.P.), los niveles de agua en el lago se incrementaron, aunque se intercalaron dos etapas de descenso (Breadbury, 1981; Salgado, 1997).

Un grupo de científicos de la Universidad de la Florida-Gainesville ha demostrado que los cambios climáticos tuvieron un importante papel en el colapso de la civilización Maya Clásica (Curtis and Hodell, 1996). Mediante el estudio geoquímico, palinológico, paleolinológico e isotópico de sedimentos del lago Chichancanab -ubicado en el Centro-Norte de la Península de Yucatán, México, comprobaron la ocurrencia de un severo episodio de sequía que tuvo lugar entre 1300 y 1100 A.P., período que se corresponde con el colapso Maya, alrededor del 1170 A.P., cuando disminuyó la densidad de la población. Como plantean los referidos investigadores, aunque hubo

---

<sup>3</sup>Etimológicamente, la palabra “paleoclima” significa clima del pasado, por tanto la “paleoclimatología” se encarga de estudiar los climas pasados a partir, entre otros, de indicadores geológicos y bioindicadores naturales y de los ciclos orbitales.

cierta incidencia de otros factores, tales como las enfermedades, la erosión y degradación de los suelos, las guerras internas y las luchas de clases, todo parece indicar que los cambios climáticos pasados, como consecuencia de las tendencias naturales, jugaron un papel especial y desencadenante en el decaimiento de esta cultura pre-colombina.

Por otra parte, en relación con etapas cronológicas más cercanas, el estudio y monitoreo sistemático de diversos indicadores climatológicos, biológicos y físicos, entre otros, ha puesto de manifiesto la ocurrencia de significativos cambios en el clima y los sistemas biofísicos de la Tierra, a partir de la era pre-industrial y hasta la actualidad. Los reportes del Panel Intergubernamental de Cambios Climáticos (IPCC) - que incluyen diversos escenarios contemporáneos y de pronósticos futuros, y se basan, en gran medida, en los resultados a partir de mediciones directas plantean que muchos de los cambios observados, son atribuibles a las actividades humanas (IPCC, 2001; IPCC, 2007a; Paz et al., 2008).

Así, se destacan los incrementos experimentados en las concentraciones atmosféricas de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>, dos de los Gases de Efecto Invernadero (GEI) más importantes, cuyos valores aumentaron, en 200 años, en 36 por ciento y 155 por ciento, respectivamente. Por otra parte, la temperatura media global en la superficie de la Tierra aumentó  $0,6 \pm 0,2$  °C durante el siglo XX, produciéndose eventos de grandes precipitaciones y severas sequías en diversas áreas. El nivel del mar aumentó con una velocidad promedio anual de 1 a 2 mm en el siglo XX, mientras que ha habido disminuciones significativas en las masas de hielo de los glaciares. Todo ello asociado, fundamentalmente, a las emisiones de gases nocivos, derivadas del desarrollo industrial, del transporte y otras actividades económicas y domésticas del ser humano.

Especial atención se viene prestando a la confección de diferentes Modelos de Simulación, simples y complejos, que permitan proyectar el clima futuro, por ejemplo, de los próximos cien años, sobre la base del impacto de las perturbaciones humanas en los ecosistemas terrestres, marinos y la atmósfera. En este sentido ha trabajado el Panel Intergubernamental de Cambios Climáticos, conocido por sus siglas en inglés como IPCC y que fuera creado en 1988 por la Organización Meteorológica Mundial y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, con el objetivo de valorar, entre otros aspectos, el rol de los factores antropogénicos sobre el cambio climático. El IPCC ha desarrollado un amplio rango de escenarios posibles sobre la base de diferentes aportes potenciales de los gases de efecto invernadero y aerosoles emitidos. Los posibles escenarios, para 2100, abarcan un amplio espectro de posibilidades, que van desde situaciones cuasi-normales hasta catastróficas. Los escenarios más negativos, que no tienen en cuenta la acción de políticas adecuadas sobre los factores que afectan el clima y las serias consecuencias del cambio climático sobre la salud y la actividad humana, sugieren un incremento en la temperatura global del planeta, para 2100, entre 1,4-5,8 °C; un aumento en el nivel medio global del mar, que puede variar entre 9 y 88 cm., así como el incremento del contenido de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, entre 540 y 970 ppm<sup>4</sup> (IPCC, 2001; IPCC, 2007a; Paz et al., 2008).

Si bien esta simulación predictiva hace una significativa contribución al análisis de las perspectivas de futuro y a la elección de estrategias posibles de acción, la posibilidad de elevar la precisión de estos modelos de pronóstico y de perfeccionar el diseño de acciones de mitigación de efectos que de ellos se derivan, depende ahora, en gran medida, de que los datos del pasado puedan incorporarse a tales predicciones, de que el conocimiento de las tendencias naturales pueda informar la prognosis, es decir, el conocimiento anticipado de algún suceso o proceso.

Queda claro que uno de los problemas cardinales —científicos y técnicos— a resolver en el campo del cambio climático consiste, entonces, en poder distinguir entre las modificaciones producidas por

---

<sup>4</sup>Unidad de concentración que indica partes por millón (ppm).

la variación natural del planeta y aquellas inducidas por la acción antrópica; superponerlas, compararlas y ponderar su peso relativo, de ahí que resulte imprescindible ampliar el estudio de los datos paleoclimáticos que registran la variabilidad pre-sociedad.

Las condiciones de la tierra en el pasado pueden ser estudiadas a través de la información procedente de los “archivos” naturales e históricos. Entendiéndose que un “archivo” es una colección de registros, los casos de libros y documentos pueden considerarse como archivos históricos, de manera tal que los historiadores tratan de descifrar el lenguaje en ellos insertados. Por su parte, paleoclimatólogos y paleoambientalistas, así como especialistas de las ciencias de la tierra y las biociencias, pueden intentar decodificar las claves existentes en los más diversos registros naturales, o sea, pueden leer los archivos naturales. Los datos ó registros proxy (proxy data) son registros naturales, cuyas características físicas permiten obtener información sobre las condiciones climáticas y ambientales del pasado, de forma tal que los paleoclimatólogos pueden reconstruir las condiciones climáticas y ambientales del pasado geológico e histórico en proxy data como los núcleos de hielo, las espeleotemas, los anillos de arboles, los corales, el polen fósil atrapado en sedimentos y suelos y los varvas.

Por ejemplo, a partir del estudio de los anillos de los árboles es posible identificar los cambios producidos en la temperatura y las precipitaciones durante buena parte del período Holoceno. Los corales por su parte, constituyen un rico archivo para estudiar la variabilidad del clima en el pasado, pudiéndose estudiar eventos como El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y los cambios en la temperatura superficial del mar. Los testigos de hielo proporcionan registros sobre los cambios en la composición atmosférica durante un intervalo de tiempo significativo del Pleistoceno. El análisis del polen fósil presente en los depósitos turbosos y suelos de los lagos naturales ofrece información sobre las condiciones ambientales en el pasado y la paleovegetación, lo cual es contrastado con las dataciones radiocarbónicas y de otros tipos. Las bandas de crecimientos presentes en las estalagmitas de las cavernas, también brindan información detallada sobre el clima y ambiente pasado.

La posición geográfica del Caribe entre Norteamérica y los Trópicos, especialmente las islas de las Antillas Mayores y Menores, brinda una oportunidad excepcional para el estudio de la influencia de las glaciaciones e interglaciaciones continentales sobre la franja tropical y subtropical, así como los procesos climáticos de interconexión hemisférica. Otra razón de importancia que justifican los estudios en el trópico, es el hecho de que la mayoría de las investigaciones han sido desarrolladas en países de las zonas de latitudes medias y templadas en el Hemisferio Norte. Por ello, la información paleoclimática obtenida en Cuba, y especialmente en la mitad occidental, es de relevancia regional y global. La data y proxy-data paleoclimática y paleoambiental obtenida en los estudios realizados en la mitad occidental de Cuba, contribuyen a entender las relaciones existentes entre el clima, el medio ambiente, el relieve, el tiempo y las dimensiones humanas.

Cuba es considerada un polígono natural de estudio de archivos del clima y el ambiente en el pasado, por su complejo y diferencial mosaico de rasgos geológicos y geomorfológicos, los cuales se manifiestan en cientos de kilómetros de costas con terrazas marinas a diferentes niveles de altitud desarrolladas fundamentalmente en rocas carbonatadas; una extensa y relativamente poco profunda plataforma submarina, cubierta con sedimentos y diferentes generaciones de arrecifes coralinos activos y fósiles. Otra particularidad, no muy comúnmente encontrada en otras partes del mundo, es la existencia de antiguas cavidades subterráneas con un origen predominantemente fluvial, excavadas a diferentes niveles sobre los valles y ensenadas actuales, asociados a los cambios generales del nivel del mar, motivados por los avances y recesiones de los glaciares en los continentes.



Algunos de los elementos base para los estudios de reconstrucción paleoclimática y paleoambiental que brindan las cavernas son: las diferentes generaciones de espeleotemas; los niveles de cavernamiento; las aguas kársticas de diferente naturaleza hidrogeológica; las generaciones de scallops (formas de erosión presentes en las paredes, techos y pisos de las galerías subterráneas) y la carga fluvial (material transportado por las aguas de los ríos subterráneos, por ejemplo los cantos rodados); la paleofauna de las cavidades subterráneas.

Un tema que se divulga y debate intensamente hoy es el del deshielo polar y sus consecuencias para la vida en el planeta. Si miramos al pasado vemos que los paleoregistros geológicos extraídos de los archivos naturales no dan lugar a dudas de la ocurrencia en la tierra durante el Cuaternario (aproximadamente los últimos dos millones de años), de periodos en los cuales tuvieron lugar importantes avances y retrocesos de grandes mantos de hielo continental, desde las altas latitudes hacia las latitudes medias y la franja tropical-subtropical. Se ha denominado "glaciaciones" a los avances de hielo, que asociados a un descenso generalizado de la temperatura media del planeta, constituyeron glaciares continentales en las latitudes altas, así como glaciares en altas montañas de latitudes más bajas.

Por su parte, durante periodos sostenidos de aumento de las temperaturas, ocurrió la fusión de los hielos y el retroceso de los glaciares, lo cual es denominado como "interglaciaciones". Estos severos cambios en la temperatura del planeta y el correspondiente avance y retroceso de los hielos, han condicionado en gran medida la disminución (regresión) o aumento (transgresión) del nivel medio del mar durante el Pleistoceno-Holoceno. A su vez, la variación del nivel del mar, condiciona (junto a fenómenos asociados a la neotectónica) el nivel de base en las líneas de costas, lo cual repercute entre otros aspectos, en el nivel de las aguas subterráneas de las áreas periféricas, el perfil de equilibrio de los ríos, los procesos de modelaje del relieve y la formación de niveles de cavernamiento asociados al karst.

Las nuevas teorías paleoclimáticas, las modernas tecnologías para análisis especializados, el avance de la computación y los procedimientos matemático-estadísticos, el descubrimiento de una amplia gama de bondades que ofrecen para su estudio los paleoregistros naturales y las tecnologías para su muestreo, así como un acelerado desarrollo en las geociencias, ciencias exactas y del clima, han posibilitado avanzar más allá de los esquemas geológicos descriptivos hacia la formalización (cuantitativización) de las causas y mecanismos de los procesos y fenómenos relacionados con los cambios climáticos.

Lo más relevante de la información que suministra la paleodata en este tipo de estudios es la constatación de que los cambios climáticos en los Hemisferios Norte y Sur, así como las áreas tropicales-subtropicales, no pueden ser explicados por elementos simples y autónomos, sino que están fuertemente condicionados por la combinación de factores de naturaleza múltiple, entre ellos, las modificaciones experimentadas en las fuerzas externas e internas del planeta (como pueden ser cambios en la insolación, a partir del accionar de las fuerzas orbitales), por el volumen y la extensión de los mantos de hielo continental y marino, y su asociación con las variaciones del nivel del mar, la composición gaseosa de la paleoatmósfera, la temperatura media superficial de los océanos y la circulación termohalina (corrientes marinas con diferentes salinidades y temperaturas).

Para explicar los cambios climáticos ocurridos durante el Pleistoceno, y de hecho los períodos glaciales e inter-glaciales, se han realizado significativas investigaciones sobre las variaciones seculares en la Geometría Orbital de la Tierra. En su movimiento de traslación alrededor del Sol, la Tierra describe una órbita elíptica y su eje presenta una inclinación respecto al plano de esta órbita. Según la Teoría de Milankovitch —muy discutida en las últimas dos décadas—, la energía que recibe la Tierra desde el Sol, a los 55°, 60° y 65° de latitud norte, es la responsable de los grandes ciclos glaciales e interglaciales en los últimos 650.000 años, dado que la variación en los

parámetros astronómicos orbitales de la Tierra controlan, en gran medida, los cambios climáticos a ciclos largos. Los parámetros astronómicos más significativos, sujetos a variaciones, son: la oblicuidad del eje terrestre; la excentricidad de la órbita de la Tierra; la precesión de su eje de rotación<sup>5</sup>.

Algunos factores, que incluyen procesos energéticos, asociados al cambio climático son: va influencia directa del sol; variación de la radiación solar absorbida por el sistema tierra-atmósfera; la variación de la energía absorbida por la atmósfera; los fenómenos de vulcanismo; las catástrofes astronómicas (impactos de meteoritos, como los del tipo K/T, evento ocurrido en el límite Cretácico/Terciario, que se plantea provocó la extinción de los dinosaurios, por ejemplo).

El estudio detallado con registros de alta resolución de núcleos de hielo en las estaciones científicas de Groenlandia (GISP2) y la Antártida (Byrd y Vostok), de los núcleos de sedimentos profundos en los océanos, los sedimentos terrestres y de lagos, las espeleotemas de cavernas y otros paleoregistros naturales, han puesto de manifiesto que en los últimos 130 000 años de la historia de la tierra el sistema global climático ha variado desde condiciones cálidas durante el Interglacial Sangamon (también llamado Eemian), seguido del último período glacial (Wisconsin) cuya fase más significativa de frío fue el llamado Último Máximo Glacial (UMG) ocurrida alrededor de 18 000 años A.P., hasta el presente Interglacial o período Holoceno que comenzó hace unos 11 000 años A.P.

Una de las conclusiones más importantes que se extraen de estos resultados de la paleoclimatología es que durante el Último Máximo Glacial la temperatura media superficial fue 10-15 °C mas fría que en la actualidad y que en sentido general, a nivel global, y sin tener en cuenta factores tales como las escalas espacio-temporales, las regiones específicas y los cambios climáticos abruptos, se observan similitudes entre las características del último Interglacial (etapa pre-sociedad) y el Interglacial actual, donde las temperaturas superficiales del mar fueron similares y los niveles del mar durante el Interglacial Eemian fueron algo superiores al presente, así como las precipitaciones, estas últimas hasta triplicaron los valores actuales en algunas áreas del planeta como fue el caso de Cuba. Evidencias de la ocurrencia de eventos de paleoprecipitaciones extremos han sido encontradas en sectores de galerías subterráneas en sistemas cavernarios del occidente de Cuba y se trabaja en la actualidad en el estudio de probables paleohuracanes asociados a estos eventos.

El análisis de contenido de los principales gases de efecto invernadero, presentes en el aire atrapado en los núcleos de hielo en las estaciones conocidas como GISP y GRIP, en Groenlandia, así como en la estación Vostok, en la Antártida, ha puesto de manifiesto que los niveles actuales de concentración atmosférica de estos gases no tienen precedentes en los últimos 420000 años. Los datos confirman este planteamiento: En la era pre-industrial existieron niveles de 280 ppm de CO<sub>2</sub>, 700 ppb de CH<sub>4</sub> y 270-280 ppb<sup>6</sup> de NO<sub>2</sub> (núcleos de hielo de la estación Vostok en la Antártida que abarcan los últimos 420000 años de la historia climática de la tierra); Los registros instrumentales en la era industrial presentan niveles de 368 ppm de CO<sub>2</sub>, 1.750 ppb de CH<sub>4</sub> (gas metano) y 316 ppb de NO<sub>2</sub> (gas óxido nitroso), lo cual indica una fuerte contribución de las emisiones antropogénicas a la atmósfera.

Ahora bien, otros análisis e interpretaciones se derivan del estudio de estos testigos de hielo, lo cual complementa y complejiza los escenarios anteriormente expuestos. Resulta interesante el hecho de que durante los últimos cuatro ciclos climáticos (420 000 años), se produjeron de manera natural aumentos sostenidos en la concentración de los GEI con máximos significativos durante los periodos interglaciales y mínimos en los periodos glaciales. Por otra parte, las variaciones de los

<sup>5</sup>Variación o “bamboleo en forma de trompo” en la dirección del eje de rotación de la Tierra, relativa a las estrellas fijas como, por ejemplo, la estrella Polar.

<sup>6</sup>Unidad de concentración que indica partes por billón.

GEI resultaron ser esencialmente paralelas a las variaciones climáticas (variaciones muy significativas en la temperatura), lo cual refleja que el sistema climático físico está interactuando con los ciclos biogeoquímicos en el sistema Tierra de forma natural y de manera inducida por el hombre fundamentalmente en los últimos 200 años (Oeschger, 2000).

El nivel del mar ha fluctuado drásticamente en los períodos geológicos y en diferentes escalas de tiempo. El tiempo de vida de los seres humanos no permite observar estos cambios, salvo casos excepcionales, debido a que la mayor parte de estos ocurren en grandes escalas de tiempo. En el último período Interglacial Sangamon, el nivel del mar alcanzó de dos a siete metros por encima del nivel actual, mientras que durante el UMG estuvo 120 metros por debajo del nivel medio del mar actual. En los últimos cien años se ha incrementado entre 10 y 25 cm. Las variaciones del nivel del mar, así como los movimientos geotectónicos, pueden ser estimados a partir de estudios con indicadores naturales, entre ellos: espeleotemas, corales fósiles y organismos biomarcadores presentes en terrazas marinas emergidas y sumergidas.

El Pleistoceno Tardío, se caracterizó por la ocurrencia de eventos de grandes precipitaciones, así como por elevados valores promedios de las paleoprecipitaciones. Los altos valores de paleoprecipitaciones estimados a partir de estudios paleohidrológicos e isotópicos en el área del karst de montaña de Cuba Occidental para el intervalo de tiempo correspondiente al Interglacial de Sangamón (67-128 ka A.P), triplican los estimados de lluvias actuales y ponen de manifiesto la existencia de fuertes períodos pluviales, especialmente en el máximo Interglacial, lo cual concuerda con lo reportado en el ámbito internacional.

## 1.2. Espeleotemas y Paleoclimas

Las espeleotemas son uno de los más importantes paleoregistros naturales, y constituyen un archivo natural de excepcional valor para el estudio de los cambios climáticos y la variabilidad del clima en el pasado geológico. Una “espeleotema” es un depósito de mineral secundario, formado por una reacción físico-química a partir de un mineral primario, en el interior del medio ambiente subterráneo. Etimológicamente, el término espeleotema está compuesto de los vocablos griegos “splaion” que significa cueva y “thema” que significa depósito. Las bandas de crecimiento anual de las estalagmitas constituyen registros paleoclimáticos de alta resolución. Las estalagmitas también pueden contener en sus bandas de crecimiento indicios de la ocurrencia de paleohuracanes. En las últimas décadas, los estudios isotópicos han brindado una importante contribución al conocimiento de las edades absolutas de las espeleotemas y las paleotemperaturas de formación de los anillos o bandas de crecimiento, lo cual ha posibilitado establecer las cronologías de importantes procesos paleoclimáticos y paleoambientales durante el Pleistoceno-Holoceno, en áreas del planeta con diferentes regímenes climáticos. Cuando la calcita ha sido depositada sobre una espeleotema en equilibrio isotópico con el agua subterránea, la variación en la composición o actividad de los isótopos de oxígeno de la calcita ocurrirá solo si ha existido variación en el clima, de manera que entonces la espeleotema podrá ser utilizada como indicador paleoclimático.

Las espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, helictitas, etc.) se forman cuando el carbonato de calcio es precipitado, a partir de soluciones que contienen especies iónicas disueltas ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , etc.), las cuales conforman los flujos hídricos que penetran en las cavidades subterráneas desarrolladas en rocas calizas. La composición isotópica de la calcita depositada en las espeleotemas y su forma, puede variar en función de diferentes factores, como; la litología de la roca madre, los mecanismos químico-físicos de formación y transformación de fases, las características geomórficas de la cavidad, el patrón actual y pretérito de circulación climática, las condiciones de sistema abierto o cerrado del sistema hipogeo y su acción sobre la composición isotópica, etc. Cuando la calcita ha sido depositada sobre una espeleotema en equilibrio isotópico con el agua subterránea, la variación

en el  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita ocurrirá solo si ha existido variación en el clima, de manera que entonces la espeleotema podrá ser utilizada como indicador paleoclimático.

Los depósitos de calcita formados en las cavidades subterráneas desarrolladas en el karst constituyen un reservorio muy útil de datos paleoclimáticos. Desde que las bandas de crecimiento anual fueron reconocidas y bien estudiadas (Allison, 1926) (Broecker et al., 1960), las estalagmitas han sido utilizadas como indicadores paleoclimáticos de alta resolución. En las últimas décadas, los estudios isotópicos han brindado una importante contribución al conocimiento de las edades absolutas de las espeleotemas y las paleotemperaturas de formación de los anillos de crecimiento, lo cual ha posibilitado establecer las cronologías de importantes procesos paleoclimáticos y paleoambientales durante el Cuaternario, en áreas del planeta con diferentes regímenes climáticos. La posibilidad de estudiar los cambios paleoclimáticos a partir de las espeleotemas, ha estimulado recientemente el estudio de la distribución de los isótopos de Carbono y Oxígeno, especialmente en las estalagmitas. O sea, que bajo determinadas condiciones límites (asunción del equilibrio isotópico, poca alteración por transformación de fases, etc.) es posible interpretar las variaciones isotópicas observadas en términos de los cambios paleoclimáticos.

Importantes datos y estimaciones derivadas de los registros isotópicos de alta resolución en espeleotemas de cavidades localizadas en todos los climas terrestres, han contribuido a caracterizar los cambios climáticos ocurridos desde el UMG hasta el Presente. De especial interés, entre otros, han sido los trabajos desarrollados, según diferentes aproximaciones, en las últimas décadas por: Harmon et al., (1975), Gascoyne et al., (1978), Harmon and Curl (1978) Atkinson et al., (1978), Ford et al., (1983), Schwarcz and Yonge (1983), Bakalowicz et al., (1987), Li et al., (1989), Ming and Tungsheng (1995), Bar-Matthews et al., (1997), Antonioli et al., (1998a), Antonioli et al., (1998b), Antonioli and Leoni (1998), (Pajón et al., (1999), Pajón et al., (2001a), Pajón et al., (2001b), Niggemann et al., (2003), Fleitmann et al., (2003), Frisia (2003), Stenni (2003), Borsato and Forti (2003), Borsato et al., (2003), Wurth et al., (2004), Holzkämper et al., (2005), Mangini et al., (2005) y Pajón et al., (2006). Estos autores, basados fundamentalmente en estudios de Geoquímica de Isótopos Estables ( $^{18}/^{16}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) y dataciones absolutas  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  en espeleotemas, han realizado importantes inferencias paleoclimáticas y geomórficas para distintas áreas climáticas del planeta, logrando establecer cronologías asociadas a los periodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno. Especial atención se le ha dado a los trabajos desarrollados por Schwarcz y Yonge (1983), quienes han determinado los contenidos isotópicos de Oxígeno, Carbono y Deuterio en inclusiones acuosas atrapadas en estalagmitas.

Fleitmann et al., (2003), estudiaron la estalagmita Q5 de la Cueva Qunf en el sueste de Omán mediante registros de isótopos de oxígeno de alta resolución y dataciones U-Th. Se obtuvo un perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  basado en 1405 mediciones isotópicas, según un muestreo realizado cada  $\approx 0.7$  mm a lo largo del centro del eje de crecimiento de la estalagmita. Los resultados obtenidos reflejan variaciones en las precipitaciones el monzón oceánico de la India para periodos entre 10.3 – 2.7 y 1.4 – 0.4 miles de años A.P., que corresponden a las fases de deposición de Q5. Para el periodo 10.3 – 8 ka A.P. las variaciones en las precipitaciones del monzón están en fase con las fluctuaciones de temperatura registradas en los testigos de hielo de Groenlandia, lo cual indica que la intensidad del monzón durante el Holoceno temprano está controlada por las condiciones límites glaciales. Después de los 8 ka A.P. las precipitaciones decrecieron gradualmente en respuesta a los cambios en la insolación solar de verano en el Hemisferio Noreste.

Una estalagmita (SPA 50) de la Cueva Spannagel en los Alpes Austriacos fue estudiada mediante análisis de isótopos estables de Oxígeno y dataciones U/Th (Holzkämper et al., 2004), con el objetivo de obtener información sobre los registros temporales y la evolución del clima durante el último Interglacial (Sangamon). Los registros de alta resolución de la espeleotema revelan una fase cálida entre 135-130 ka A.P., lo cual reajusta el comienzo del Interglacial Sangamon (Emian,

teniendo en cuenta que registros terrestres y marinos definen el comienzo del Último Interglacial entre 135 y 140 ka. Asumiendo que los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las precipitaciones permanecieron constantes durante el Último Interglacial, se plantea que la temperatura ambiental en el periodo  $125.7 \pm 0.9 - 116.0 \pm 1.9$  ka fue del orden del Actual Interglacial, pudiendo alcanzar hasta  $4\text{ }^\circ\text{C}$  por encima de la media actual al comienzo del Último Interglacial. Se plantea que durante este Interglacial el clima en los Alpes fue forzado por la actividad solar. Se determinaron los intervalos de crecimiento en la espeleotema, asociados a un clima más cálido, datados en, 130.7 – 130.0 ka A.P. y 125.7 – 118.2 ka A.P., y dos etapas de cese del crecimiento asociados a un clima frío datadas alrededor de 123.8 y 120.5 ka A.P. respectivamente.

Las dataciones de las concreciones o depósitos secundarios conllevan igualmente importantes implicaciones geomorfológicas. De hecho, ellas permiten deducir la edad mínima de la caverna donde la concreción datada se ha desarrollado, como conocer la edad mínima del establecimiento, activación o reactivación de los paleoflujos subterráneos, así como aporta información al conocimiento de la velocidad de erosión superficial (Gewelt y Ek, 1988).

Basados en 53 dataciones absolutas  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de 40 espeleotemas asociadas a 18 sistemas cavernarios en el Este de China, y a partir de estudios de isótopos estables de Carbono y Oxígeno, Shoyue et al., (1985) realizaron una evaluación paleoambiental de los últimos 350000 años A.P., atribuyendo a los periodos interglaciales los episodios de deposición, y la no deposición a los periodos glaciales. Los periodos glaciales reconocidos en el área de estudio fueron: 1) Presente-20 ka; 2) 75-125 ka; 3) 170-230 ka; 4) 250-310 ka. Estos interglaciales correlacionaron muy bien con periodos de elevación del nivel del mar y un clima cálido-húmedo, lo cual fue estimado a través de los registros isotópicos de foraminíferos marinos.

Las dataciones  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de espeleotemas de cavernas en Somalia (Brook, 1985), revelan unas condiciones climáticas más húmedas hace 260-250, 176-172, 116-113, 87-75, 12-9, y 6-8 ka A.P. Dataciones  $^{14}\text{C}$  y  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de espeleotemas procedentes de cuevas del Transvaal en África del Sur, sugieren condiciones más húmedas que las actuales. Sobre la base de un conjunto de evidencias y resultados analíticos, Brook (1995), llegó a la conclusión de que en la zona tropical del Este de África las condiciones climáticas más húmedas se presentaron durante los periodos interglaciales e interestadios, mientras que en África del Sur lo hicieron durante los periodos glaciales e interestadios.

Antonioli et al., (1998) hacen una síntesis histórica de lo publicado en las últimas tres décadas, referente a la utilización de las espeleotemas asociadas a la zona costera (espeleotemas emergidas y sumergidas) como indicadores paleoclimáticos, especialmente para su uso en el estudio de las variaciones del nivel del mar. Estos autores plantean que la correlación entre la curva del aumento del nivel del mar, construida con espeleotemas al nivel marino, y la curva isotópica de espeleotemas continentales, tiene una enorme potencialidad para la reconstrucción paleoclimática de los últimos 650 000 años.

Basados en la posición y tiempo de desarrollo de los conductos así como el estudio radiométrico de estalagmitas de la Cueva Lighthouse en la Isla de San Salvador, Bahamas, y considerando la zona de estudio tectónicamente estable, dada una velocidad de subsidencia isostática de 1-2 m/100 ka, Mylroie y Carew (1988) registran una elevación del nivel del mar entre +1 y +7 m para un periodo de tiempo comprendido entre 85000 y a70 000 años AP, mientras que encontraron posiciones actuales del nivel del mar para el periodo entre 49 000 y 37 000 años AP. Resulta interesante destacar la magnífica relación existente entre estos resultados y lo reportado por Milliman y Emery (1968), específicamente para el último periodo de tiempo analizado.

También ha sido desarrollada una nueva línea de investigaciones referente a la utilización de las espeleotemas asociadas a la zona costera (espeleotemas emergidas y sumergidas) como indicadores paleoclimáticos, especialmente para su uso en el estudio de las variaciones del nivel del mar. Se plantea que la correlación entre la curva del aumento del nivel del mar, construida con espeleotemas al nivel marino, y la curva isotópica de espeleotemas continentales, tiene una enorme potencialidad para la reconstrucción paleoclimática de los últimos 420 000 años.

Los cambios abruptos de temperatura en el sistema climático de la tierra ocurridos en los últimos 18 000 años han generado un gran interés y aunque han sido abundantemente estudiados, constituyen en el presente un problema aun no resuelto. Un ejemplo clásico de cambio climático abrupto es el evento Younger Dryas (12 900 – 11 500 años A.P.), que representa la fase final de frío, con condiciones glaciales para Europa y las latitudes altas en ambos hemisferios de las Américas, y condiciones templadas y frías en las áreas tropicales y subtropicales, que precedió el calentamiento climático abrupto ocurrido a principios del Holoceno.

### 1.3. Espeleotemas y Paleotempestología

La paleotempestología se dedica al estudio de las tormentas ó huracanes antiguos, llamándosele también el estudio de los paleohuracanes. Al igual que en los tiempos históricos y contemporáneos, los ciclones tropicales y en particular los huracanes, constituyen fenómenos o sistemas meteorológicos con un nivel determinado de ocurrencia y frecuencia asociados a las distintas cuencas ciclogénicas del planeta, en los tiempos prehistóricos también tuvieron lugar, dejando sus huellas bien definidas en diversos paleoregistros naturales (proxies) tales como las espeleotemas, los corales, los anillos de los árboles y los sedimentos cuaternarios.

Según Frappier et al., (2007), básicamente los paleohuracanes (al igual que los huracanes de los tiempos actuales) produjeron precipitaciones importantes que incluyeron en su composición químico-isotópica bajos valores del isótopo de oxígeno 18 ( $^{18}\text{O}$ ) para el caso de las áreas geográficas de latitudes bajas. Estas lluvias con bajos contenidos de  $^{18}\text{O}$  pueden permanecer a nivel superficial o en los suelos durante semanas antes de evaporarse o infiltrarse al subsuelo. Esta señal isotópica podrá ser seguida cronológica y analíticamente durante los procesos de incorporación en los más diversos paleoregistros naturales, como son el caso de las bandas de crecimiento de carbonato de calcio en las estalagmitas de las cuevas, los anillos de crecimiento de los arboles, así como en los corales. En resumen, la actividad de los ciclones tropicales en el pasado geológico e histórico en un área determinada, puede ser monitoreada con cierta probabilidad de éxito, a partir de una minuciosa y complicada metodología de investigación científica.

El uso de estalagmitas para el estudio de los paleohuracanes con el empleo de isótopos estables parte de una compleja metodología de trabajo, la cual incluye criterios combinados de investigaciones de campo y laboratorio, con vistas a seleccionar espeleotemas sensibles que documenten la actividad de los ciclones tropicales antiguos y recientes, y registren parámetros climáticos tales como paleotemperaturas y paleolluvias. Una robusta interpretación de las señales isotópicas en las estalagmitas partiría de la realización de un adecuado programa de monitoreo de las aguas de infiltración en las cuevas, cuyo funcionamiento hidrodinámico está asociado, entre otros factores, a las lluvias asociadas a los huracanes que circulan en el entorno geográfico de las cavernas (Frappier, 2007; Frisia 2003).

Los valores de las señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  en las bandas de crecimiento de estalagmitas de la Cueva Actun Tunichil Muknal en Belice, fueron relacionadas con la incidencia de ciclones tropicales históricos, cuyos rangos de intensidades varían desde tormentas tropicales hasta huracanes catastróficos. Los ciclones tropicales estudiados en el período 1978-2006, con

trayectorias asociadas a la cueva Actun Tunichil Muknal en Belice fueron: Keith, Katrina, Mitch, Kyle, Dolly, Roxanne, Opal, Gert, Diana, Hermine, Greta (Frappier et al., 2007).

En la última década, importantes investigaciones han sido desarrolladas sobre el tema de la reconstrucción de la incidencia de paleohuracanes en distintas áreas geográficas, particularmente en las Américas. Una significativa contribución al estudio de los paleohuracanes ha sido desarrollada por Liu and Fearn (1993), Malmquist (1997), Liu and Fearn (2000), Frappier et al., (2002), Miller et al., (2003), Donnelly (2005), Donnelly and Woodruff (2007), García-Herrera et al., (2005), Frappier et al., (2007), Liu (2007), McCloskey and Keller (2009), McCloskey and Knowles (2009).

Lane et al., (2011) estudiaron un registro de 4500 años de antigüedad de tormentas inducidas por huracanes, partir de núcleos de sedimentos colectados en sumideros de aguas en la costa de Apalachee Bay, Florida, Estados Unidos. En este trabajo se encontró: una variabilidad significativa en la actividad de los paleohuracanes durante los últimos 5 milenios A.P. (antes del presente); variaciones significativas en la frecuencia de las paleot tormentas estuvo limitada por eventos de gran magnitud; entre el 2800-2300 años A.P., ocurrieron 6 tormentas severas por siglo; hubo una baja frecuencia de las tormentas entre el 1900-1600 A.P. y 400-150 años A.P.

Un importante proyecto de investigación científica denominado “Paleotempestología de la región del Caribe: un estudio multi-proxy de la variabilidad espacial y temporal de la actividad de los huracanes en múltiples sitios del Caribe”, ha sido exitosamente desarrollado por un grupo de científicos de Estados Unidos, Canadá, Costa Rica y México. Este proyecto de investigación multidisciplinaria (CRN-II-050), desarrollado en el contexto del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global, se basó en el estudio de registros naturales como sedimentos de lagos, espeleotemas de cavernas, corales y anillos de arboles. El objetivo fundamental del proyecto consistió en estudiar la variabilidad espacial y temporal de la actividad de paleohuracanes en el Caribe y América Central, a través de escalas de tiempo interanuales y milenarias. El estudio de la actividad ciclónica tropical en el pasado, a través de las técnicas de archivos y registros geológicos, brinda una amplia perspectiva en el tiempo, para estudiar la actividad ciclónica contemporánea, como referencias imprescindibles para la realización de modelos de pronóstico efectivos en la actividad ciclónica futura (Frappier, et al., 2007; Liu, 2007).

Las investigaciones paleoclimáticas en general, y sobre los paleohuracanes en particular, en el Gran Caribe, incluyendo los Estados Unidos, tienen una especial importancia, por cuanto, esta área se encuentra conectada por un real transepto geográfico natural que las integra, por intermedio de una interacción hemisférica, con la cuenca del Caribe como zona de interconexión atmosfera-tierra-oceano. La potencial aplicación de estas metodologías al estudio de los paleoindicadores naturales que registran la variabilidad climática y ambiental natural de la tierra, así como la actividad de los paleohuracanes en el Gran Caribe, contribuyen a evaluar la problemática relacionada con los cambios globales.

A pesar de los alentadores avances científicos en el campo de las investigaciones sobre el cambio climático en el presente y en el pasado, sobre las conexiones entre factores naturales y antrópicos de la variabilidad climática y acerca de las consecuencias previsibles de esta sobre el futuro de la humanidad y la sociedad global, no es este un terreno donde todas las interrogantes estén resueltas.

Es importante llamar la atención sobre el hecho de que, si bien sería impropio y suicida negar el efecto inducido por el hombre sobre los cambios climáticos actuales y perseverar en un modo de vida altamente agresivo para la naturaleza, también lo sería atribuirle a este tipo de efectos todos los cambios, que incluyen eventos como las grandes precipitaciones y sequías, el aumento sostenido de las temperaturas y las variaciones del nivel del mar, así como los huracanes, y negar, desconocer y subvalorar las tendencias naturales de evolución del planeta, sus ciclos, escalas temporales y

magnitudes, cuya lógica poderosa y profunda estamos urgidos de comprender como base para el diseño y puesta en práctica de acciones de adaptación y mitigación de los impactos de estos cambios verdaderamente adecuadas y efectivas.

Insistiendo en que esta no puede ser una agenda de investigación y de acción –solo nacional”, pues el problema desborda los límites nacionales, una recomendación que se deriva del análisis realizado en esta ponencia es concertar esfuerzos y recursos en las investigaciones relacionadas con las reconstrucciones de los paleohuracanes en el polígono Gran Caribe, insuficientemente estudiado debido a la ausencia de tecnologías de avanzada, la implementación de proyectos de investigación específicos y el desconocimiento académico en algunos casos. Las potencialidades para este tipo de estudio existen en nuestros países, tales como personal técnico capacitado, programas de investigación en los cuales se pueden insertar estos proyectos, voluntad política de los decisores, especiales áreas geográficas y archivos naturales para tales propósitos.

Durante la última década (período 1998-2012) dos proyectos de corte paleoclimático han sido desarrollados en Cuba: Proyecto "Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa" (Pajón et al., 1999) y Proyecto –Reconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental” (Pajón et al., 2001c). Ambos proyectos se desarrollaron en el marco del Subprograma –Variabilidad del Clima y Cambio Climático” del –Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano” y con contribuciones al Proyecto Internacional PEP-I/PAGES (Polo-Ecuador-Polo I/Past Global Changes), del Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP); (Pajón et al., 2008); Proyecto Interdynamic CaribClim Alemania-Cuba (Fensterer et al., 2011).El Proyecto desarrollado en la actualidad se inserta en el megaproyecto –Interdynamic CaribClim”, el cual evalúa y correlaciona estudios de registros de alta-resolución de isótopos estables de Oxígeno y Carbono y dataciones isotópicas  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , en estalagmitas de cavernas ubicadas en regiones de todas las franjas climáticas del planeta (Fensterer et al., 2010; Fensterer et al., 2012; Fensterer et al., 2012).

Los resultados científicos obtenidos en el marco de los proyectos de referencia, aun en un contexto de iniciación de tan importantes temas, representan un esfuerzo inédito (que comenzó en la Fase I), para obtener una documentación integrada sobre el Paleoclima de sectores claves de Cuba, especialmente en Cuba Occidental. Estos resultados son una modesta contribución de Cuba, para conocer como el clima regional y los registros paleoclimáticos pueden ser conectados e integrados entre los hemisferios norte y sur, así con otras partes del mundo. Este tipo de esfuerzo interdisciplinario se deriva de las estrategias estructuradas durante el Congreso de Mérida, Venezuela, efectuado en Marzo de 1998, formuladas por la comunidad científica internacional que estudia el Paleoclima en las Américas, bajo la iniciativa Polo-Ecuador-Polo (PEP-1), del Programa Internacional Geosfera-Biosfera del Proyecto Cambio Global en el Pasado (IGBP-PAGES) (Markgraf, 1996; 2001) (Pajón et al., 2001).

#### **1.4. Tufas: indicadores de cambios climáticos**

El término tufa solo recientemente ha sido utilizado en Cuba, en relación con un tipo particular de depósito de travertina (Rojas-Consuegra y Arano, 2012; Rojas-Consuegra, Pajón y Arano, 2013). Las tufas semejan por su morfología a las estalactitas o estalactitas asociadas al karst, pero su origen está determinado con la precipitación carbonática en una cascada aluvial (Pedly, 1990).La vegetación, a través de sus tallos y raíces son unos de los soportes mecánicos principales al comienzo de la deposición de la sales en las cascadas, dando lugar a las tufas, las cuales al crecer se endurecen y pasan a sostenerse por sí mismas, o inclusive con el soporte del suelo. Este es un tipo de depósito investigado en Europa, debido a la importante información que sobre el clima reciente brinda como *proxy data* (Andrews, 2006).



El estudio de la morfología y textura de las tufas permite descifrar los procesos en su formación y las etapas marcadas por cambios en las condiciones geoambientales durante su crecimiento. A medida que aumentan la acumulación de las tufas en una cascada, este depósito carbonático crece en dirección al sentido de la corriente del arroyo. De este modo, las diferentes formas de tufas, que semejan a las verdaderas estalactitas y estalagmitas kársticas, van creando una secuencia cronológica durante su acumulación, donde las tufas activas actuales se sitúan en la línea de caída del agua, mientras las más antiguas ocupan la parte interior de la solapa que forma la casaca, en dirección a la roca madre del substrato.

Existen tufas fósiles, las cuales no presentan actividad desde hace un largo tiempo, incluso exhiben laminación cíclica, de fases cristalinas alternadas con fases detríticas o granulares. Es muy probable que en ellas exista una secuencia cronológica en las tufas de una mayor antigüedad que las tufas activas actuales.

Según estas características, el depósito de travertina de Crespo, estudiado someramente, es coincidente con el “modelo de tufas de cascada”, de acuerdo a Pedly (1990). Detrás de la cortina de tufas frecuentemente se desarrollan cuevas ciegas, donde pueden crecer estalactitas (Bögli, 1980). Esta situación es claramente identificada en cascadas cubanas, lo cual exige una investigación en detalle de tales depósitos para aclarar la génesis de las distintas estructuras consolidadas. Señala Padly (1990), que según otros autores, muchas de las tufas activas europeas, pueden ser adscriptas a este modelo de tufas de cascada.

Hay que señalar que también se conoce el desarrollo de tufas en forma de mantos o capas más o menos horizontales, incluso bajo los suelos, donde se revela material travertínico, lo cual sugiera una extensión mayor en ciertas áreas, por lo general asociadas a cascadas muy antiguas.

Los registros en las tufas deben ser considerados complementarios a la data paleoclimática de largo término, provisto por las espeleotemas (Andrews, 2006). Este registro, adecuadamente estudiado, podrá ser correlacionado con las cifras obtenidas mediante el estudio detallado de estalagmitas, contribuyendo a refinar la información paleoclimática del Cuaternario reciente en Cuba. El fechado mediante isótopos y el estudio de la ciclicidad registrada, podrían ser útiles en la reconstrucción más confiable de las condiciones geoambientales de los últimos cientos de años en la región.

En algunos lugares de Cuba se conoce de la existencia de depósitos de tufas (Rojas-Consuegra, 2012; Rojas-Consuegra y Arano, 2012; Rojas-Consuegra, Pajón y Arano, 2013), por lo que se abre una oportunidad más para el estudio del paleoclima a escala de siglos y décadas, mediante la aplicación de técnicas de conteo adecuadas.

### **1.5. Corales fósiles: paleondicadores del clima**

Según Benito Fernández (2011), los esqueletos de corales son pequeños pólipos de apenas unos milímetros de diámetro, con capacidad de fijar sobre sus tejidos el calcio disuelto en el mar y así formar las estructuras rígidas. Los registros geoquímicos de los corales son complejos. Los esqueletos de corales son pequeños pólipos de apenas unos milímetros de diámetro, con capacidad de fijar sobre sus tejidos el calcio disuelto en el mar y así formar las estructuras rígidas. El coral y su estructura calcárea es blanca, los diferentes colores que presentan se deben a unas microalgas que viven en simbiosis con los pólipos y reciben el nombre de zooxantelas. Por esta razón el coral necesita aguas transparentes para desarrollarse, para que las zooxantelas realicen así la fotosíntesis. Las microalgas son cruciales para la deposición de carbonato. Sin las algas los corales no pueden producir estructuras de corales.

Debido al bandeado anual en corales, la densidad del esqueleto depende de la tasa de crecimiento del coral. Esta se relaciona con la temperatura y la cubierta de nubes. En invierno el crecimiento es lento y su esqueleto es denso (oscuro). En primavera y verano el crecimiento es rápido y el esqueleto es menos denso (claro). El bandeado estacional de los corales puede ser visible a simple vista, o con rayos X. La edad de los corales se puede determinar a partir de conteo de bandas. Un bandeado irregular puede significar la existencia de eventos climáticos extremos. Para el muestreo de los corales fósiles en el mar, se utilizan hidráulicos que perforan en la dirección de máximo crecimiento, y en el caso de corales fósiles presentes en rocas de las terrazas marinas pueden utilizarse equipos convencionales de perforación. A partir del estudio de los corales fósiles, se puede determinar la temperatura superficial del mar en un periodo determinado, con la ayuda de los isótopos de oxígeno y las dataciones. Los índices de  $\delta^{18}\text{O}$  son función de la temperatura y salinidad del agua marina (flujo de agua dulce y precipitación).

Existe una buena relación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y las medidas instrumentales. Los registros en corales pueden abarcar los últimos cientos e incluso miles de años. Como proxies geoquímicos en corales fósiles el Cd y Ba tienen distribuciones semejantes a los nutrientes y por tanto son indicadores sensibles a la mezcla vertical. Los índices de Cd/Ca y Ba/Ca se utilizan como proxy de surgencia oceánica activa”.

Schellmann et al., (2004) realizaron un estudio de los corales fósiles en las terrazas marinas de Barbados, utilizando Resonancia Electrónica Spin (ESR) y Dataciones U/Th, logrando definir los estadios isotópicos marinos (EIM, en inglés MIS) 5e, 5c y 5a, con implicaciones para paleocambios del nivel del mar en el Caribe. Schellmann y Radtke, (2010), evaluaron los cambios y la magnitud del nivel del mar durante el Holoceno en la costa atlántica media y sur de la Patagonia, estudiando los corales fósiles en los sistemas de playas, las terrazas litorales y las terrazas de los ríos y arroyos fluviales e los valles. Schielein y Lomax (2013), estudiaron los sedimentos holocénicos de áreas de los Alpes alemanes, con implicaciones en la dinámica del medio ambiente fluvial (Schielein, 2010; Schielein, 2012; Shielein et a., 2007; Shielein et al., 2011).

## 1.6. Paleoclimas y Sociedad

Un área de aplicación de la paleoclimatología en plena expansión actualmente y que permite revelar interesantes interacciones sociedad/naturaleza es la reconstrucción de paleoambientes en vinculo con investigaciones arqueológicas. Por ejemplo, el desciframiento de las rutas migratorias que pudieron haber utilizado las diferentes culturas aborígenes precolombinas que poblaron Cuba, constituye en la actualidad un reto para la arqueología y sus ciencias conexas. En las últimas décadas los trabajos arqueológicos desarrollados en áreas del Caribe han sugerido diversas corrientes migratorias para el poblamiento temprano y tardío de Cuba, pero este problema, así como otros no menos importantes, como las causas del desplazamiento territorial de asentamientos o el posible colapso de culturas aborígenes, son tareas aun no resueltas

El aporte de nuevos datos al estudio de la reconstrucción de los paleoescenarios ambientales, geográficos, climáticos, culturales, etnolingüísticos y de otros tipos, en los cuales surgieron, se desarrollaron, evolucionaron y hasta colapsaron, los diferentes estadios culturales tempranos y tardíos en el poblamiento aborígen de Cuba, contribuirá no solo a la caracterización de estas culturas paleoindias sino a su incidencia en la relación naturaleza-sociedad-dimensión humana. Resultan de particular importancia los estudios paleoclimáticos y paleoambientales durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno, el cual incluye los últimos 18 000 años A.P. de la tierra (Ultimo Máximo Glacial) y durante el cual parece haber ocurrido gran parte del poblamiento de las Américas en general y del Caribe y Cuba en particular, como complementos de la caracterización de los sitios arqueológicos que son isocrónicos con etapas del Holoceno, que incluyan información

sobre las relaciones entre ocupaciones aborígenes y sus culturas con los escenarios paleogeográficos y los cambios climáticos que ocurrieron en estos territorios.

Las diversas culturas aborígenes precolombinas que se desarrollaron durante el Holoceno a lo largo de las áreas costeras en el Caribe estuvieron fuertemente influenciadas por las variaciones naturales del nivel del mar. Por lo general, las ocupaciones de estos territorios se produjeron en etapas de niveles marinos bajos, referidos a los niveles actuales, mientras que posibles desplazamientos y/o posteriores nuevos asentamientos se asocian a niveles elevados del mar. Dado que las velocidades significativas de ascenso o descenso del nivel del mar, ocurren en una escala de tiempo natural superior a la escala de tiempo de vida medio del hombre, este puede haber desarrollado asentamientos múltiples, teniendo en cuenta diversos factores de impacto natural, entre ellos el antes mencionado. Indudablemente estas culturas aplicaron medidas de adaptación y mitigación respecto a las consecuencias que conllevaron las variaciones del nivel del mar. El tiempo de vida de los hombres no permite apreciar observacionalmente de manera directa estos cambios, salvo casos excepcionales, debido a que la mayor parte de estos cambios significativos ocurren a relativamente grandes escalas de tiempo.

La reconstrucción de los paleoniveles marinos holocénicos en áreas costeras con huellas de la presencia de culturas aborígenes enfrascadas en estrategias de sobrevivencia, permite aportar numerosos datos, no solo para el conocimiento de los paleoescenarios costeros, sino además para contribuir al estudio de temas tales como: las características geomórficas de las líneas de costa; las fuentes de subsistencia de origen marino; la posible utilización de fuentes de aguas naturales presentes en casimbas, cuevas y manantiales, localizados en la línea de costa ó en cayos y la zona platafórmica; la ubicación y evolución de la paleoflora litoral (manglares, etc.); la paleofauna litoral y su dinámica evolutiva; los depósitos antropogénicos, cuyas etapas tempranas y tardías pueden estar asociadas a paleoniveles tardíos inferiores al nivel actual (Pajón et al., 2006).

## 2. MATERIALES Y METODOS



### 2.1. Localización de las estalagmitas Cubano Grande (CG), Cubano Pequeño (CP) y Cubano Medio (CM).

Figura 1. Localización de las espeleotemas CG, CP y CM, en el Karst de Montaña de Cuba Occidental, Provincia de Pinar del Rio, Cuba.

Registros de isótopos estables (oxígeno y carbono) y dataciones isotópicas de alta resolución, fueron obtenidos en muestras de tres estalagmitas que crecieron en cavernas localizadas en el Karst de Montaña de Cuba Occidental.

Un total de 50 muestras fueron extraídas y estudiadas en la estalagmita Cubano Grande (CG), así como 150 muestras para el caso de la estalagmita Cubano Pequeño (CP), ambas espeleotemas desarrolladas en la cueva Dos Anas (22°-23' N, 83°-58' W, Sistema Cavernario Majaguas-Cantera,

Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba). En el caso de la estalagmita Cubano Medio (CM), ubicada en la Cueva Antorcha (Sistema Cavernario Santo Tomás, Sierra de Quemados, provincia de Pinar del Río, Cuba), se estudiaron un total de 60 muestras (Figura 1).

## 2.2. Muestreo de las estalagmitas CG, CP y CM.

Las espeleotemas CG, CP y CM fueron muestreadas de sus respectivas locaciones en las cuevas Dos Anas y Antorcha, utilizándose el método de extracción total tradicional. Un detallado estudio se realizó para estos efectos, a partir de casi 100 espeleotemas candidatas con características morfológicas y espeleogenéticas potenciales para los estudios isotópicos y paleoclimáticos. Adicionalmente se realizó la documentación fotográfica, medición de parámetros morfológicos de las espeleotemas, así como el mapeo detallado de los sectores de los sitios estudiados en las cavernas. Se efectuaron trabajos de corte y pulimento de las secciones transversales simétricas de las estalagmitas, con una sierra especial de alta velocidad con hoja de tungsteno, y una pulidora de grano superfino.

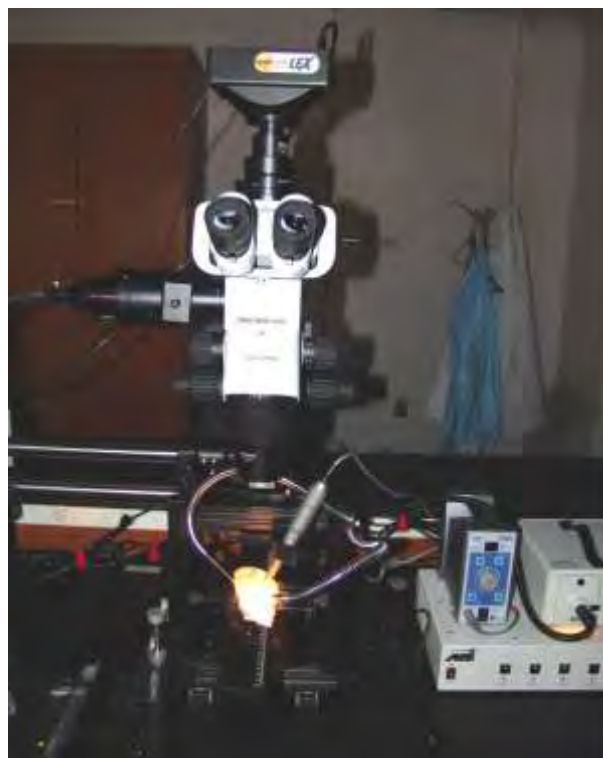
La estalagmita CG fue colectada en el Salón de la Cimitarra, sector de la Galería Roloff en la cueva Dos Anas. Esta caverna tiene un desarrollo total de 14 km. de galerías subterráneas, distribuidas en varios niveles de cavernamiento. CG, tiene 720 mm de longitud y está constituida por calcita blanca con cristales muy puros (Figura 2). Esta espeleotema creció a 1.7 km de la entrada de la cueva, a una elevación a 105 m sobre el nivel medio del mar y 150 m debajo de la superficie del macizo San Carlos, donde se desarrolla una amplia y diversa vegetación, sobre una relativamente delgada pero productiva capa de suelos.

La estalagmita Cubano Pequeño (CP) fue colectada en el sector Galería de la Hospitalidad de la cueva Dos Anas. CG, tiene 420 mm de longitud y en los primeros 240 mm de crecimiento desde la base está constituida por calcita, mientras que el resto hacia el tope de la formación está constituido por aragonito. Esta espeleotema creció a una elevación a 95 m sobre el nivel medio del mar, a 1.5 km de la entrada de la cueva y 160 m debajo de la superficie del macizo San Carlos.

Figura 2. Robot Micromilling System Carpenter Microsystems CM-1. Equipo computarizado para muestreo de alta resolución en espeleotemas (Foto: Jesús M. Pajón).

La estalagmita Cubano Medio (CM) fue colectada en el sector Galería Incógnita de la cueva Antorcha. CM, tiene una longitud de 520 mm y está constituida por calcita. Esta espeleotema creció a una elevación de 170 m sobre el nivel medio del mar, y se encuentra a 300 m de la entrada de la cueva, con un espesor de roca del macizo sobre la galería de aproximadamente 60 metros.

Los trabajos de extracción de muestras de polvo de CG, CP y CM (2 mg), tanto para las dataciones como para el análisis de isótopos estables, se realizaron con una resolución de 1 mm de separación utilizándose las facilidades del Equipo



Computarizado Robot Micromilling System Carpenter Microsystems CM-1 Microsampler, instalado en la Universidad de Innsbruck, Austria. Se utilizó un taladro con micro barrenas especiales de tungsteno-carbón bajo aleado de 0.2 mm de diámetro (Figura 1).

### 2.3. Métodos de Datación de la serie-Uranio en las estalagmitas CG, CP y CM.

La estalagmita CG fue datada mediante datación  $^{234\text{Th}}/\text{U}$ , usándose dos métodos diferentes: Espectrometría de Masa por Ionización Térmica (TIMS, Finnigan MAT 262 RPQ TIMS, Laboratorio de Radiometría de la Academia de Ciencias de Heidelberg, Alemania); Espectrometría de Masa con Multicolector de Plasma Inductivamente Acoplado (MC-ICPMS, Thermo Finnigan Neptune MC-ICPMS, Laboratorio Bristol Isotope Group, Bristol University, England). Todas las edades dadas para CG están reportadas en Fensterer et al., (2010) y Pajón et al., (2015).

La estalagmita CP, al igual que CG, fue datada mediante datación  $^{234\text{Th}}/\text{U}$ , con Espectrometría de Masa por Ionización Térmica (TIMS) y Espectrometría de Masa con Multicolector de Plasma Inductivamente Acoplado (MC-ICPMS). Las dataciones isotópicas fueron realizadas también en los laboratorios de Alemania e Inglaterra respectivamente (Fensterer et al., 2010).

CM fue datada mediante datación  $^{234\text{Th}}/\text{U}$  por Espectrometría de Masa por Ionización Térmica (TIMS), en el Laboratorio de Radiometría de la Academia de Ciencias de Heidelberg, Alemania.

Los datos de la preparación química de las muestras y los detalles analíticos, para los casos de CG, CP y CM, son descritos en Hoffmann et al. (2007) y Hoffmann (2008) para el caso de las dataciones isotópicas por Espectrometría de Masa con Multicolector de Plasma Inductivamente Acoplado (MC-ICPMS), así como en Scholz et al. (2004) para el caso de las dataciones isotópicas por Espectrometría de Masa por Ionización Térmica (TIMS)

### 2.4. Análisis de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en las estalagmitas CG, CP y CM.

Las muestras de isótopos estables de oxígeno y carbono fueron tomadas en CG con una resolución de 1 mm. Teniendo en cuenta la alta velocidad de crecimiento de esta espeleotema (Fensterer et al., 2010), la data de isótopos estables de CG tiene una resolución temporal de 2 años. Todos los valores son reportados relativos al standard VPDB. La precisión de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , estimados como la desviación standard-1 $\sigma$  de las replicas de análisis, es 0.06 y 0.08‰, respectivamente (Spötl and Vennemann, 2003). Los análisis fueron realizados en la Universidad de Innsbruck, Austria.

Los isótopos estables (oxígeno y carbono) fueron muestreados y analizados en CP con una resolución de 0.2 mm, correspondiente a una resolución temporal de 4-10 años. Todos los valores son reportados relativos al standard VPDB. La precisión de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , estimados como la desviación standard-1 $\sigma$  de las replicas de análisis, es 0.06 y 0.08‰, respectivamente (Spötl and Vennemann, 2003).

Los isótopos estables (oxígeno y carbono) fueron muestreados y analizados en CM con una resolución de 0.1 mm, correspondiente a una resolución temporal de 15 años. Todos los valores son reportados relativos al standard VPDB. La precisión de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , estimados como la desviación standard-1 $\sigma$  de las replicas de análisis, es 0.06 y 0.08‰, respectivamente (Spötl and Vennemann, 2003).

En todos los casos se tomaron entre 0.5-0.7 mg de muestra de carbonatos, los cuales fueron disueltos en ácido ortofosfórico al 100 %, a 90 °C, en un sistema de preparación automático, mientras que el CO<sub>2</sub> obtenido durante la reacción fue analizado en un equipo VG Isogas Prisma mass spectrometer.

## 2.5. Análisis por Difracción de Rayos X de las estalagmitas CG, CP, CM y las tufas.

Se estudió, mediante Difracción de Rayos X (DRX), el contenido de las fases mineralógicas calcita y aragonita a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita CP. Fueron analizadas un total de 24 muestras, utilizándose las facilidades del Difractómetro Philips XPert PW3020, perteneciente al Instituto de Geociencias de la Universidad de Heidelberg, Alemania. Se realizó un barrido de ángulos comprendido entre 20° and 60°. Se utilizó el Programa EVA para análisis semicuantitativo, así como el método Rietveld para obtener estimaciones cuantitativas. De forma paralela, se realizaron análisis mediante DRX y Espectroscopia Infrarroja (EIR) en muestras de las estalagmitas CG, CP y CM, así como en el caso de las tufas carbonatadas, para lo cual se utilizó las facilidades del Laboratorio de Análisis Espectroscópico del Departamento de Biogeociencias de la Universidad de Bourgogne, Francia.

## 2.6. Espectroscopia de Emisión Inducida por Plasma en la estalagmita CP.

Para confirmar la transición de fases mineralógicas de aragonito a calcita en la estalagmita CP, se realizaron mediciones de la concentración de Ca, Mg y Sr a lo largo del eje de crecimiento de esta espeleotema. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica de la Academia de Ciencias de Heidelberg, Alemania, mediante Espectroscopia de Emisión Inducida por Plasma (ICP). Se empleó NIST 1643e como standard, y la desviación standard-1σ de las replicas de análisis es de 1 mg/l para el Ca, 0.4 mg/l para el Mg y 6 mg/l para el Sr.

## 2.7. Variables, parámetros, índices químico-físicos e isotópicos, caudal de goteo, en las aguas kársticas.

Se utilizaron los datos hidroquímicos de las campañas geoquímicas desarrolladas en la Cuenca del Rio Cuyaguaje durante el periodo 1979-1981, y en el Pan de Guajaibón en el periodo 1984-1966. Se utilizaron los datos del monitoreo químico-físico e isotópico de las aguas kársticas de infiltración de las Cuevas Dos Anas y Antorcha, obtenidos durante el año hidrológico 2008 (estaciones de seca y lluvia). Se midieron los principales parámetros químico-físicos e isotópicos (isótopos estables Oxígeno y Carbono), y los elementos trazas en 4 sitios representativos que caracterizan las aguas de infiltración (flujo hipodérmico) de la zona de aeración del karst. Se midieron parámetros climáticos del medio hipogeo, así como las velocidades de goteo en las estalactitas que alimentan las espeleotemas CG, CP y CM. Los parámetros medidos fueron:

Parámetros físicos de las aguas: Temperatura (°C) medida con un termómetro de precisión 0.1 °C; el pH determinado con un pHmetro digital marca HANNA Waterproof HI98127-HI 98128 con precisión de ± 0.01 unidad de pH y 0.1 °C; la Conductividad Eléctrica (SPC) (μS·cm<sup>-1</sup>), que se obtuvo con un conductímetro digital modelo ExStik EC400, el cual permite medir simultáneamente la SPC, la Salinidad (S-mg/l) y el Total de Sólidos Disueltos (TDS-mg/l) y tiene una precisión de ± 2 % de las escalas totales de SPC, S y TDS.

Parámetros químicos macrocomponentes (mg/l): (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, la dureza total del agua [Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>] expresada como mg/l de CaCO<sub>3</sub>, y el CO<sub>2</sub> libre) (Técnicas de Markowicz and Pulina, 1979).

Parámetros químicos trazas ó microcomponentes ( $\mu\text{g/l}$ ): Ba, Fe, Sr.

La alcalinidad se determinó ~~in situ~~ mediante valoración ó Test Dureza de carbonatos con Aquamerck de la firma MerckKGaA. Los cationes y aniones presentes en las aguas analizadas fueron determinados en el laboratorio en un equipo de Espectroscopia de Emisión Inducida por Plasma (ICP), de la Academia de Ciencias de Heidelberg, Alemania.

Parámetros climáticos del aire: Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) medida con un termómetro de precisión  $0.1^{\circ}\text{C}$ ; Humedad Relativa (%) determinada con un psicrómetro soviético modelo; la Presión Atmosférica (mm de Hg).

Parámetros hidrogeológicos: Velocidad de goteo de las estalactitas (ml/min), que fue determinada con la ayuda de un cronometro, una probeta graduada y un embudo plástico.

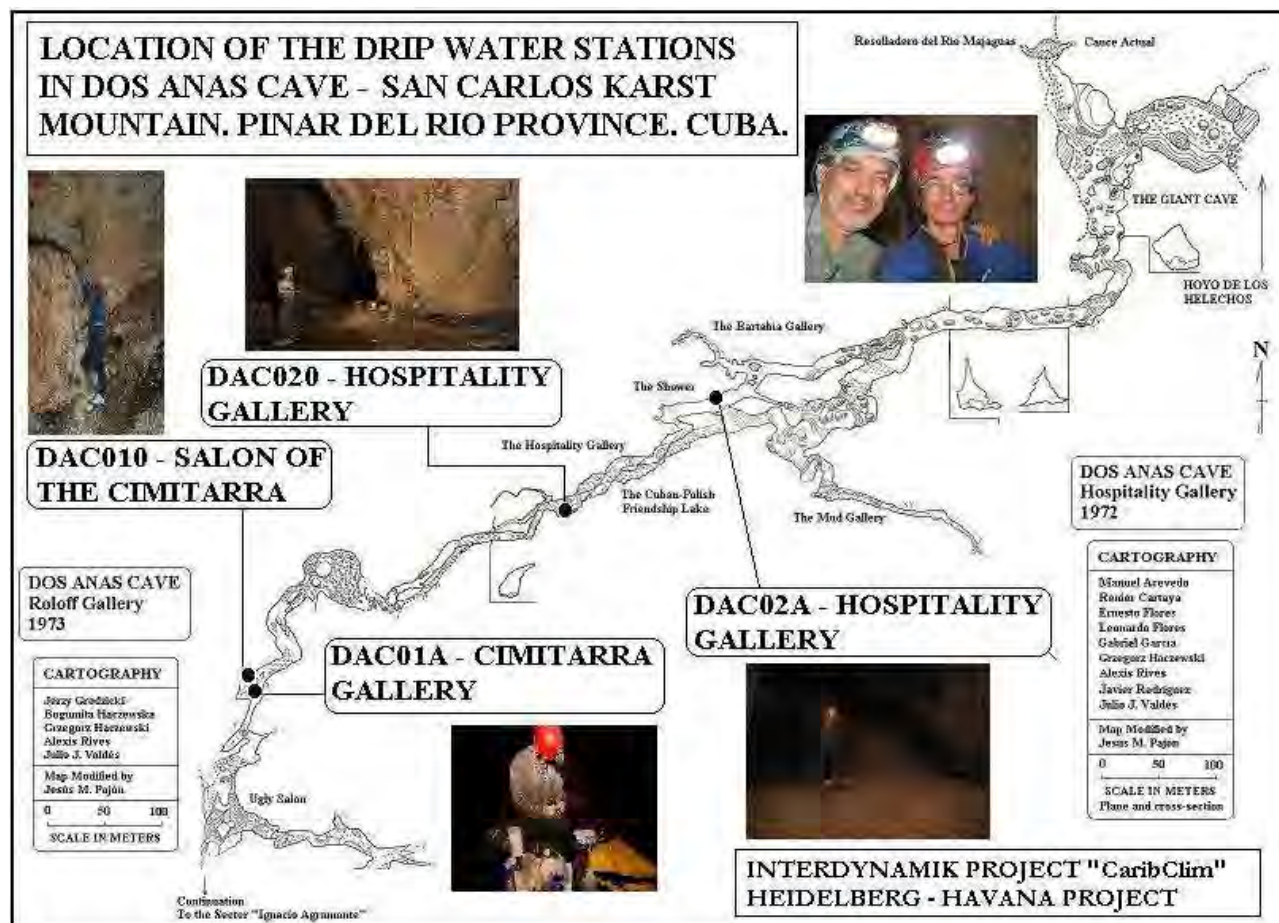


Figura 3. Localización de las estaciones para el monitoreo de las aguas de infiltración en la Cueva Dos Anas, Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba.

En la Figura 3, se presenta la localización de las estaciones para el monitoreo de las aguas de infiltración en la Cueva Dos Anas, Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba.

## 2.8. Mapeo de cavernas con Tecnología LASER.

El mapeo de la Cueva Dos Anas, la Cueva Superior del Arroyo Majaguas y la Cueva Antorcha, fue realizado con tecnología LASER, utilizándose para tales efectos el Distanciómetro Leica Disto E7400x Laser Distance Meter. Este equipo permite estimar distancias hasta 300 m, con una precisión de  $\pm 1.0$  mm, así como valor angular con precisión de  $\pm 0.1^{\circ}$ . Un mapa total del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, aproximadamente 25 km de galerías subterráneas, fue mapeado

totalmente, el cual incluyó las cuevas antes mencionadas. Los trabajos de cartografía LASER continúan en la actualidad. El procesamiento de la información obtenida con el Distanciómetro LASER se realizó con el Sistema de Mapeo Therion (Otero et al., 2015).

## **2.9. Métodos de procesamiento de datos hidroquímicos e isotópicos.**

### **2.9.1. Programas AGMAR y WATEQ4F para el cálculo de Índices de Saturación en las aguas kársticas. Métodos de Clasificación Numérica y Análisis Factorial.**

Para el análisis estadístico de los contenidos iónicos, parámetros, índices y relaciones iónicas de las aguas naturales, así como las distribuciones de frecuencia de los datos químico-físicos, fueron empleados los programas de Estadística Univariada ORIGIN 5.0 y STATISTIC 6.0. Para la clasificación de las aguas naturales estudiadas se utilizó el método jerárquico aglomerativo de Ward (algoritmo Wishart), con dendrogramas resultantes empleando la distancia Euclidiana como medida de disimilaridad. Para estudiar la influencia de los diferentes factores geodinámicos sobre las propiedades químico-físicas de las aguas, se aplicó el análisis factorial de modo R, con rotación varimax, planteándose la extracción de tres ó cuatro factores, los cuales aportan hasta el 85 % respectivamente de la varianza total de las variables químico-físicas originales (Pajón et al., 1997). Para el cálculo de los índices químico-físicos de las aguas se utilizaron los programas AGMAR (Fagundo et al., 1986; Álvarez et al., 1993), y WATEQ4F.

### **2.9.2. Análisis de series de tiempo con datos de paleotemperaturas.**

Los datos de paleotemperaturas obtenidos a partir de las señales de  $\delta^{18}\text{O}$ , se procesaron mediante análisis de series en tiempo según los procedimientos establecidos en Brockwell and Davis (2002).

### **2.9.3. Algoritmo StalAge para dataciones isotópicas.**

Para el cálculo de edades de las estalagmitas CG, CP y CM se utilizó el Algoritmo StalAge, diseñado y puesto a punto para tales propósitos por Scholz and Hoffmann (2011). Se aplicó el Test de Hendy, para verificar la formación de estalagmitas en condiciones de equilibrio isotópico.



### 3. RESULTADOS Y DISCUSION

#### 3.1. Localización, geología, geomorfología e hidrogeología de la Sierra de San Carlos.

La sierra de San Carlos (ca. 580 m. s.n.m.), es uno de los macizos kársticos que constituyen la Sierra de los Órganos en la provincia de Pinar del Río. Ubicado a unos 200 Km al oeste suroeste de la ciudad de La Habana, el macizo tiene unos 25 km<sup>2</sup> de superficie, comprendido entre las coordenadas Lambert 278 000 y 289 000 N y 187 000 y 198 000 W, hojas 3483-III "Sumidero" / 3482 -IV "San Juan y Martínez" / 3382-I "Guane" - 3383 II "Dimas", de la carta 1:50 000 del ICGC.

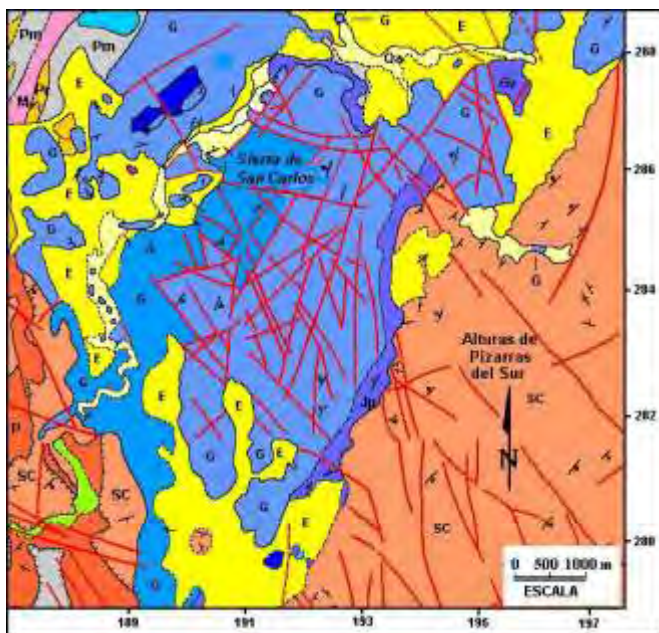


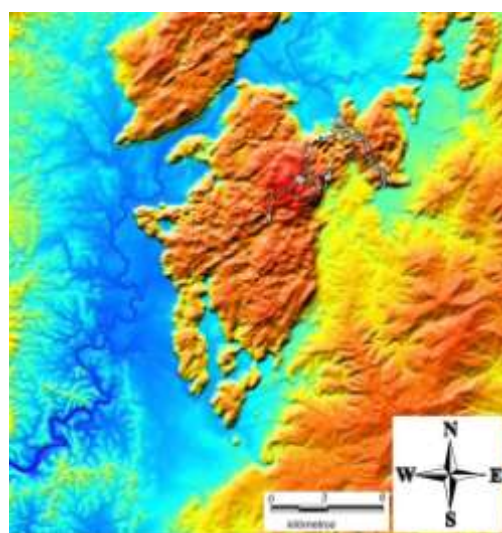
Figura 4. Mapa geológico del karst de la Sierra de San Carlos y sus alrededores, Sierra de los Órganos, Provincia de Pinar del Río (Pajón et al., 2002). (Modificado de Pszczolkowski et al., 1975).

En la Figura 4 se presenta el mapa geológico de la Sierra de San Carlos y sus alrededores. Las características geológicas y geodinámicas del área de estudio han sido relativamente bien estudiadas (Acevedo y Gutiérrez (1970); Acevedo y Valdés (1974); Acevedo y Gutiérrez (1976). En la misma aparecen diferentes formaciones geológicas, siendo dominantes en el paisaje físico - geográfico las unidades *Guasasa*, Oxfordiano – Turoniano ( $J_{3ox} - K_{2t}$ ): Calizas masivas (calcarenitas, calciruditas, micritas a veces

dolomitizadas) y calizas estratificadas (biomicritas) con intercalaciones de silicitas, *Jagua*, Oxfordiano ( $J_3 ox$ ): calizas, lutitas y argilitas, concreciones calcáreas fosilíferas en la parte media), *San Cayetano*, Jurásico Inferior al Superior ( $J_1 - J_3 ox$ : areniscas, lutitas, esquistos fosilizados, etc.) y *Ensenada Grande*, Plioceno Superior - Pleistoceno Superior ( $N_2^2 - Q_{111}$ ): depósitos aluviales y laguno palustres).

Figura 5. Mapa del Modelo Digital de Relieve de la Sierra de San Carlos, Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. (Almeida, 2010; Hernández et al., 2001).

La red hidrológica del área la constituyen mayormente los arroyos Majaguas (8.5 km<sup>2</sup> de cuenca), el arroyo Cantera (8 km<sup>2</sup>) y el arroyo de la Cruz, los cuales se integran al río Cuyaguaje, el más extenso de Cuba Occidental. Existen diversos manantiales con acuíferos asociados a drenajes someros, intermedios y profundos. El Sistema Cavernario Majaguas-Cantera (Figura 5) se encuentra en la Sierra de San Carlos, tiene más de 35 km de galerías estructurales, presenta diez niveles de cavernamiento y debe su origen a la acción de los procesos de erosión - disolución, actuando según la red de drenaje alóctono que atraviesa el macizo de sur a norte y la red de drenaje autóctono propio del macizo que se infiltra a través de la red de grietas de las cuevas. En la Figura 5 se presenta el



Mapa del Modelo Digital de Relieve de la Sierra de San Carlos, Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. (Almeida, 2010; Hernández et al., 2001).

Modelo Digital de Relieve de la Sierra de San Carlos, con el mapa actualizado superpuesto del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, de cuyo análisis se infieren importantes estimaciones sobre los procesos y paleoprocesos geomórficos, paleohidrológicos y de karstificación en el área.

El origen y evolución del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, ocurrido durante el Cuaternario, están asociados a la acción erosivo-corrosiva de la red de drenaje alóctona, que atraviesa de sur a norte la sierra de San Carlos, así como al drenaje autóctono propio del macizo. Los arroyos más importantes de la red de drenaje superficial, originados en las Alturas de Pizarras del Sur, y que penetran en el sistema kárstico son: el arroyo Majaguas (longitud sinuosa epigea: 5 km., coeficiente de sinuosidad: 1.9, área de la cuenca: 8.5 km<sup>2</sup>), el arroyo Cantera (longitud sinuosa epigea: 5 km., coeficiente de sinuosidad: 1.3, área de la cuenca: 8 km<sup>2</sup>), el arroyo de la Cruz, y el arroyo La Macagua. Los datos se refieren al curso aguas arriba de los respectivos sumideros (Gutiérrez, 1968) (Acevedo y Valdés, 1974) (Guerra 1999) (Guerra et al., 1999). Según Molerio (1980), los arroyos antes mencionados, los cuales forman cavernas transfluentes (Gradzinski y Radomski, 1963, 1965, 1968)), pueden ser clasificados como transcurrentes, incompletos y estacionales.

El estudio y análisis de los niveles de terrazas fluviales (Gutiérrez et al., 2015), las cuencas actuales y paleocuenas de los arroyos, la existencia de parte-aguas móviles y los relieves de articulación entre las Alturas de Pizarras del Sur y el macizo kárstico de San Carlos, posibilitó argumentar criterios sobre el paleo funcionamiento hidrológico en el área, del tipo de lagos Pleistocénicos, en el caso de eventos y paleoeventos hidrológicos extremos. En épocas de grandes eventos hidrológicos, el volumen del escurrimiento superficial traspasa de la cuenca del arroyo Cantera hacia la del arroyo Majaguas, a través del parte-aguas móvil que existe próximo a la sierra y sus respectivos sumideros, lo que define a estas dos cuencas como un sistema hidrológico único. En épocas de estiaje el parte-aguas funciona normalmente.

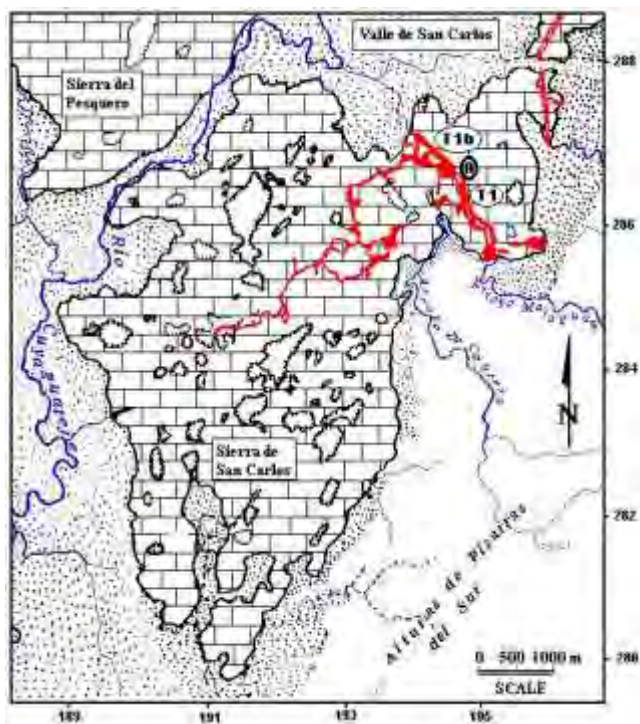


Figura 6. Mapa geomorfológico del karst de la Sierra de San Carlos y sus alrededores (Acevedo y Gutiérrez (1970); Acevedo y Valdés (1974); Acevedo y Gutiérrez (1976). (Pajón et al., 2002).

En el mapa que aparece en la Figura 6 se observa un esquema geomorfológico del karst de la Sierra de San Carlos y sus alrededores (Acevedo y Gutiérrez (1970); Acevedo y Valdés (1974); Acevedo y Gutiérrez (1976). (Pajón et al., 2002). En el mismo se observa el río Cuyaguaje, así como los principales arroyos que penetran en el macizo kárstico. Se destaca el Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, el cual tiene 35 Km. de galerías subterráneas y nueve niveles de cavernamiento (cotas +50 hasta +290 m., s.n.m) (Flores, 1995) y (Molerio y Flores, 1997).

La Sierra de San Carlos está ubicada en una región de clima tropical húmedo, con una temperatura promedio de 23.7° C y precipitaciones anuales para el último decenio, que varían entre 1300 y 3000 mm., con un valor promedio de 1900 mm.

Las Alturas de Pizarras del Sur, compuestas por secuencias de rocas terrígenas no karstificables, presentan un relieve colinoso de alturas muy disecionadas, con pendientes entre 4-30°, promediando entre 150-200 m sobre el nivel medio del mar, y con predominio de los procesos erosivos y erosivo-denudativos.

En la Sierra de San Carlos y sus inmediaciones predominan los procesos fluvio-kársticos y kársticos, favorecidos por los elementos tectónicos, lo cual ha condicionado un relieve de karst cónico y de torres (Kegel y Turmkarst), formado por elevaciones mogóticas con alturas promedio entre 200-250 m sobre el nivel del mar, mientras que las pendientes de las laderas fluctúan entre 30-45<sup>0</sup> en las rocas de la Formación Jagua, y paredes verticales y subverticales en la Formación Guasasa. Los fenómenos endo y exokársticos se manifiestan en la presencia de valles, poljes, hoyos de montaña, simas, ensenadas, campos de lapiaz, y las cavidades subterráneas las cuales en ocasiones adquieren características de sistema (Acevedo y Gutiérrez, 1974).

Hacia los extremos Este y Oeste del sector se localizan las llanuras fluviales acumulativas y erosivo-acumulativas, medianas, ligeramente ondulada y planas de edad  $Q_2 - Q_3$ , asociadas a los ríos Cuyaguaje, La Macagua, La Cantera y Majaguas. En el extremo Suroeste pueden diferenciarse alturas tectónicas erosivas de horts y bloque diseccionadas, de edad  $N_2 - Q$ , desarrolladas sobre rocas esquistosas y areniscas. En la parte central del sector se ubica el relieve de montañas tectónico-litológicas, las cuales están estructuradas en sistemas de bloques y horts en mantos de sobrecorrimientos, cuyas alturas varían desde 400–500 metros; estas alturas están asociadas a rocas calizas. En este tipo de relieve se localiza la Sierra de San Carlos, donde se ubica el Sistema Cavernario Majaguas-Cantera. Al Norte del sector se diferencian formas del relieve las cuales se describen como submontañas de bloques monoclinales, karstificadas con alturas que oscilan desde 100–500 metros; estas se clasifican dentro del grupo de montañas tectónico-litológicas. Otro tipo de relieve presente en el sector es el de premontañas de horts y bloque, ligeramente diseccionadas con alturas que varían desde 100–500 metros, las mismas se clasifican dentro del grupo de montañas en sistemas de bloques y horts en mantos de sobrecorrimientos, tectónico-erosivas de edad  $N_1-Q$  localizadas al Suroeste del sector y vinculadas a rocas como esquistos, areniscas y aleurolitas.

La estructura geológica del macizo de San Carlos, ha ejercido un fuerte control sobre la karstificación y el cavernamiento. El desarrollo tridimensional del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera se localiza fundamentalmente en las calizas masivas grises de la Formación Guasasa, con aproximadamente un 90% del área total del macizo, mientras que el 10 % restante corresponde a la Formación Jagua.

El estudio estadístico de datos orientados realizado en el área (Macle et al., 1998), a partir del análisis de las direcciones de la red de agrietamiento y los elementos de yacencia (dirección y buzamiento), reflejan que en la anisotropía de la sierra se destacan dos direcciones principales de agrietamiento y una tercera, de segundo orden, que favorecen las soluciones de continuidad expresadas en el desarrollo tridimensional del sistema cavernario, lo que demuestra el control estructural sobre la espeleometría. Un primer sistema de fracturas tiene una orientación predominante NNW-SSE y está asociado al transepto principal subterráneo del arroyo Majaguas, mientras que un segundo sistema tiene una dirección NE-SW, asociada a la directriz del transepto subterráneo de la cueva Dos Anas. La tercera dirección del agrietamiento, S-N, coincide con la dirección general del transporte tectónico asociado a la evolución del macizo.

### **3.2. Desarrollo de cuevas y niveles de cavernamiento en la Sierra de San Carlos.**

La definición conceptual e interpretación de los niveles de cavernamiento es un tema abierto y aun no resuelto, debido a la diversidad de enfoques sobre este asunto tan importante, el cual tiene fuerte repercusión en los estudios de cuaternario, paleoclimas y su relación incluso con las variaciones del nivel del mar y su influencia en los cambios climáticos. En este trabajo, se presenta un breve resumen sobre la descripción de los niveles de cavernamiento en la Sierra de San Carlos, estudios que están en la actualidad bajo discusión.

El Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, ubicado en el karst de la sierra de San Carlos, con casi 35 km de galerías subterráneas exploradas y cartografiadas, presenta hasta 9 niveles de cavernamiento superpuestos, distribuidos entre las cotas +50 m y +290 m s.n.m. (Flores, 1999). Existen dos niveles activos, el primero con cota absoluta de +51 m s.n.m. y el segundo con cotas promedios entre +70 m a +78 m s.n.m. (resolladeros del arroyo Majaguas y la Mer de Glace); un nivel estacional comprendido entre +62 m y +102 m s.n.m.; un nivel episódico comprendido entre +79 m y +110 m s.n.m.; cinco niveles merofósiles u holofósiles, comprendidos entre las cotas +120 m y +290 m, según los intervalos, +120 m a +130 m, +140 m a +190m, +225 m a +240 m, +250 m a +255 m y +270 m a +290 m (Flores, 1999).

Una importante contribución al estudio de los niveles de cavernamiento de la Sierra de los Órganos y el karst de la Sierra de San Carlos y sus inmediaciones, señalando la estrecha dependencia existente entre las posiciones alcanzadas por el nivel marino durante el Cuaternario y la distribución de los niveles de cavernamiento puede verse en los trabajos de (Acevedo, 1970, 1971), (Molerio, 1992), (Flores, 1995), (Molerio y Flores, 1997), (Flores y Flores, 1998) (Molerio y Flores, 1997). Flores (1995), definió para Cuba Occidental un rango de niveles de cavernamiento que oscila desde -160 m en la Llanura del Pesquero, Guane, hasta la cota absoluta +405 en la Sierra de Viñales. Extendiendo las investigaciones a la región del Golfo de México y el Caribe, Molerio y Flores (1997) y Molerio et al., (1999), ampliaron el rango de niveles desde cota -200 m hasta +500 m, señalando que los mejor conservados se encuentran entre -70 m y +100 m, lo cual es un rango distintivo de la región estudiada.

En la región estudiada el desarrollo evolutivo anisotrópico tridimensional de estas cavernas, se asocia en una amplia etapa de espeleogénesis, a fuertes épocas pluviales, las cuales coinciden (en ciclos de registros largos) con los períodos interglaciales de las regiones templadas y la elevación general del nivel del mar, mientras que etapas hidricamente menos activas (quizás hasta de aridez) se asocian a los períodos glaciales, con el correspondiente abatimiento general del nivel del mar. Diversas evidencias, tales como, *scallops* en las paredes y trechos de conductos con morfologías de erosión “recientes” y otras no tan recientes, cantos rodados de notables dimensiones, materiales de relleno colmatando sectores de galerías superiores, espeleotemas redisueltas, huellas de descalcificación, así como un profuso desarrollo de formas de reconstrucción, demuestran la existencia de etapas alternas de erosión y relleno sucesivas en el tiempo, lo cual indica el amplio espectro de la variabilidad climática, con marcados eventos pluviales y otros hidricamente menos activos. En prácticamente todos los niveles de cavernamiento, existen evidencias y/o indicadores paleoclimáticos, que son una consecuencia directa de la variabilidad climática ocurrida durante el Cuaternario en el Trópico Húmedo Cubano (Pajón et al., 1999, 2001). Un estudio sobre el funcionamiento paleohidrológico del karst de la Sierra de San Carlos, basado en el Análisis de Simetría de *Scallops*, que incluyó el cálculo de paleoindicadores hidrológicos y estimaciones de paleoprecipitaciones puede verse en Pajón et al., (1999).

Al igual que se toma en consideración la influencia de las variaciones del nivel del mar, ocurridas como consecuencias de los eventos glaciales e interglaciales del Cuaternario, sobre la formación y desarrollo evolutivo de los niveles de cavernamiento en el karst de la Sierra de los Órganos, la incidencia de los movimientos geotectónicos, tanto en las áreas de montaña como en las costeras, tiene una importancia capital para las investigaciones geomorfológico-estructurales, geodinámica y geodésicas. En este sentido son de obligada referencia un conjunto de trabajos desarrollados en Cuba (Lilienberg et al., 1975) (Hernández et al., 1986) (Díaz, 1986), (Hernández et al., 1989), (Díaz et al., 1990), de cuyo examen se deduce la necesidad de abordar en profundidad este tipo de estudios, acorde a metodologías coherentes, como las planteadas en los trabajos arriba mencionados.

### 3.3. Compilación de datos sobre geoquímica de las aguas kársticas.

Los principios químico-físicos, que incluyen los fundamentos termodinámicos y cinéticos, del sistema clásico de reacciones químicas  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$ , y que rigen los procesos y mecanismos de karterificación, han sido adecuadamente estudiados (Garrels y Christ, 1965; Back et al., 1966; Langmuir, 1971; White, 1977; Stumm y Morgan, 1981; Boegli (1960, 1972), Roques (1964, 1972, 1973a, 1973b), Picknett (1964, 1972, 1973); Stehouzkoy-Muxart, 1972; Miserez, 1973; Fagundo y Valdés, 1975; Wigley, 1977; Bakalowicz, 1979; Ford, 1988). Nuevas precisiones y aportes se han desarrollado en las últimas décadas (White, 2000; Klinchouk et al., 2000; Dreybrodt, 2000; Plummer, 2002). Los datos de concentraciones y actividades iónicas de macrocomponentes y microcomponentes, los parámetros físicos originales que caracterizan las aguas kársticas, los parámetros e índices químico-físicos calculados y derivados de aquellos, así como los datos isotópicos, han sido ampliamente correlacionados con proxy-data del tipo hidrogeológica, geológica, climática, entre otros tipos. Ello ha contribuido a un mejor conocimiento de los procesos de interacción agua-roca en el karst, dilucidar sus mecanismos, y entender en gran medida el funcionamiento de la estructura interna de los acuíferos kársticos.

Entre las contribuciones más significativas a los estudios termodinámicos y cinéticos del sistema  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-Carbonatos}$  en el karst tropical de montaña de Cuba Occidental se pueden citar: Los estudios sobre el comportamiento químico-físico de las aguas kársticas de diferente naturaleza hidrogeológica, la influencia de los factores geodinámicos sobre las propiedades de las aguas y sus tipologías (Fagundo et al., 1981; Valdés et al., 1981; Abelló et al., 1992; Molerio, 1992; Molerio, 1995; Molerio et al., 1995); los estudios sobre la evolución química en las aguas kársticas y las relaciones empíricas entre variables, parámetros e índices químico-físicos en estas (Fagundo y Pajón, 1985; Fagundo, 1986; Fagundo et al., 1986; Pajón et al., 1990; Fagundo, 1990; Fagundo et al., 1991; Fagundo et al., 1992); las estimaciones cuantitativas sobre la denudación química en polígonos experimentales de las áreas kársticas (Pulina et al., 1984; Fagundo et al., 1986; Rodríguez, 1995; Rodríguez y Fagundo, 1995); los trabajos sobre la simulación experimental de los procesos de interacción agua-roca carbonatada en el karst (Pajón y Valdés, 1991; Fagundo et al., 1992; González et al., 1997; González, 1997; Fagundo y González, 2003); trabajos “puntuales” de monitoreo hidrogeológico, químico-físico e isotópico de las aguas kársticas en diferentes zonas hidrodinámicas del karst (Fagundo et al., 1985; Molerio et al., 1985; Arellano et al., 1992; Molerio, 1992; Molerio et al., 1997; Pajón et al., 2009; Pajón et al., 2010). Estos trabajos han partido de la base del conocimiento de las posibilidades de ocurrencia de las reacciones químicas para el sistema estudiado, de como estas transcurren y bajo cuales mecanismos, todo ello referido al equilibrio químico.

Debe precisarse que, si bien muchos de estos trabajos tuvieron un enfoque orientado a la solución de problemas hidrogeológicos, karstológicos o geomatemáticos, prácticamente en todos ellos se aplicaron o utilizaron aspectos de la geoquímica de las aguas kársticas con un basamento químico-físico (incluye principios termodinámicos y cinéticos), mientras que otros estudios utilizaron estos principios de forma específica para la solución de problemas de esta naturaleza.

No obstante los esfuerzos antes señalados, algunos problemas cardinales total o parcialmente no resueltos, implican acciones como: Continuar realizando monitoreos químico-físicos e isotópicos, hidrogeológicos y climáticos, durante ciclos hidrológicos adecuados, en estaciones de zonas de descarga de toda la zonación hidrodinámica del karst; realización de monitoreos multiparamétricos en estaciones de la zona de aeración del karst (flujo hipodérmico), especialmente diseñadas para el registro de precipitaciones y el estudio del goteo en las espeleotemas; estudios paleoclimáticos y paleoambientales durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno; obtener estimaciones cuantitativas de la Denudación Global en las áreas kársticas de montaña; continuar los experimentos de simulación química de disolución en condiciones de laboratorio con litologías presentes en el karst estudiado,

bajo control n-paramétrico, en sistemas abiertos, cerrado ó «uasicerrado»; estudiar el problema de la intrusión marina en el karst costero conectado al karst de montaña, con relación a la actividad humana y el cambio climático, así como la denudación química teniendo en cuenta el efecto salino y de mezcla de aguas sobre el equilibrio de los carbonatos; profundizar en el estudio de la relación existente entre el RSC (Relación de Saturación de la Calcita) y el  $\Delta pH$  (Índice de Tillman-Trombe). Algunas de estas acciones ya fueron señaladas tempranamente por Molerio y Valdés (1975) («El Problem») y por Molerio (1981).

Estos estudios sobre el comportamiento químico-físico e isotópico de las aguas contemporáneas de infiltración (que han formado y continúan formando las estalagmitas seleccionadas para estudiar el cambio climático y ambiental en el pasado) de las cuevas del karst tropical de montaña de Cuba Occidental, contribuyen establecer la línea base contemporánea química, isotópica, climática y espeleogenética, la cual será de referencia para contrastar los resultados obtenidos para los periodos pasados evaluados en las espeleotemas.

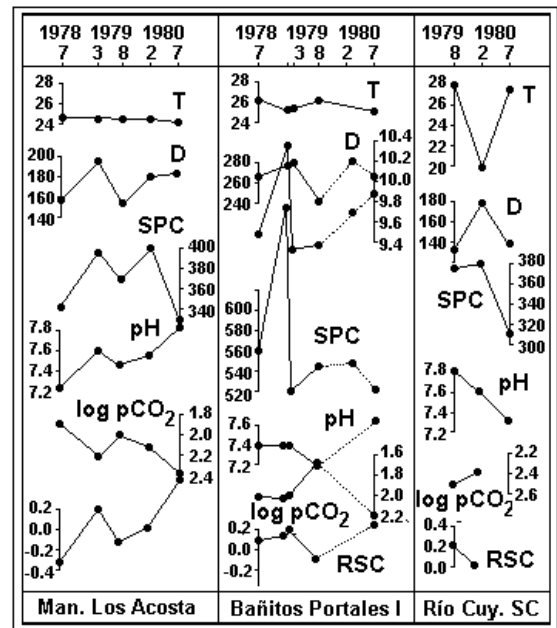
El conocimiento de la variabilidad climática de la tierra durante el Pleistoceno-Holoceno, a partir de los estudios isotópicos (Isótopos Estables ( $^{18}O/^{16}O$  y  $^{13}C/^{12}C$ ) y las dataciones absolutas  $^{230}Th/^{234}U$  y  $^{234}U/^{238}U$ ) en las estalagmitas de las cavernas cubanas, supone un conjunto de investigaciones y conocimientos previos que deben ser bien desarrollados, como es el caso de los estudios sobre la geoquímica de las aguas en el karst, particularmente las aguas de infiltración asociadas a la zona de aeración del karst. Los estudios paleoclimáticos que utilizan las espeleotemas como paleoregistros naturales y los isótopos como herramientas para su estudio, necesitan entre otras investigaciones previas, el conocimiento del grado de saturación de las aguas de flujo hipodérmico respecto a los minerales calcita y aragonito, por tanto es imprescindible la evaluación preliminar de estos temas antes de abordar los estudios de cambios climáticos pasados.

### **3.3.1. Síntesis de la caracterización del comportamiento químico-físico de las aguas kársticas de la Sierra de los Organos.**

Fagundo et al., (1981) estudiaron el comportamiento de los principales parámetros e índices químico-físicos en 35 sitios representativos de diferentes tipos de aguas de la Cuenca del Río Cuyaguaje. Las variables y parámetros químico-físicos fueron determinados «in situ» mediante las técnicas de Markowicz y Pulina (1979), las cuales fueron previamente instrumentadas y ajustadas para las condiciones de las aguas naturales en Cuba (Pajón y Fagundo, 1978). Posteriormente estas técnicas fueron optimizadas por Pajón y Fagundo, (1983). Sobre la base de principios termodinámicos y a partir de un algoritmo especialmente creado para tales efectos, se calcularon una serie de índices químico-físicos, entre ellos la Relación de Saturación de las aguas respecto a la calcita (RSC), la dolomita (RSD) y el yeso (RSY), los cuales expresan la relación existente entre los productos de solubilidad teórico y observado de estos minerales, e indican cuantitativamente el grado de saturación de las aguas a la temperatura de estas en el momento del muestreo. La data obtenida, que caracterizó las estaciones de lluvia y seca del período 1978-1989, refleja patrones de variación secuencial, característicos de los distintos tipos de aguas naturales que aparecen en la región. Los resultados fueron analizados sobre la base de las características geológicas e hidrogeológicas de la cuenca, en la cual está muy bien representada la zonación hidrodinámica del karst.

Figura 7. Variación estacional de parámetros químico-físicos, asociados a puntos de muestreo representativos de los tipos de aguas D, E y F de la cuenca del Río Cuyaguaje (período 1978-1980) (Fagundo et al., 1981).

Una generalización del comportamiento geoquímico y químico-físico de las aguas durante el período 1978-1980 refleja la ocurrencia de 6 grandes grupos ó tipos de aguas: Tipo A, correspondiente a las aguas superficiales no kársticas; Tipo B, aguas de infiltración de la zona de aeración de los macizos kársticos; Tipo C, aguas de las resurgencias kársticas; Tipo D, aguas superficiales kársticas; Tipo E, aguas de exsurgencias de la zona de saturación; Tipo F, aguas de exsurgencias de la zona de saturación y circulación profunda. En la Figura 7 se aprecia la variación estacional de algunos parámetros e índices químico-físicos de las aguas kársticas de sitios representativos de los tipos de aguas D, E y F de la cuenca del Río Cuyaguaje.



En los meses de Noviembre y Diciembre de 1981 se llevó a cabo una expedición espeleológica Búlgaro-Cubana al Sistema Cavernario Fuentes (Sierra de Mesa, Sierra de los Órganos), en la cual se desarrolló un estudio hidrogeoquímico en el área de la cueva, así como en las cavernas y valles aledaños (Fagundo et al., 1981). Entre los resultados más significativos se destacan: El comportamiento geoquímico de las aguas superficiales y subterráneas que ocurren en los valles marginales de la Sierra de Mesa, el Sistema Cavernario Cueva Fuentes y sus alrededores está controlado por la litología local y las formas de conducción de las aguas; El comportamiento químico-físico de estas aguas depende fundamentalmente de la presencia o no de atmósfera libre en los conductos. Las superficies cársticas y las de infiltración (cuevas), donde es mayor la evaporación del CO<sub>2</sub>, poseen menor contenido del mismo, mayor pH, más bajos valores de mineralización, dureza y conductividad eléctrica y de la relación Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>; Se ponen de manifiesto en el área dos mecanismos de interacción agua-roca. Un primer mecanismo donde a lo largo de los cursos epigeos las aguas pierden CO<sub>2</sub>, y se precipitan los carbonatos en forma de travertinos, y otro mecanismo que tiende a la disolución de estos, a partir de las aguas de lluvias y arroyos alóctonos no influenciados por el medio kárstico.

Fagundo et al., (1981) presentaron un resumen de los estudios hidroquímicos desarrollados en la Sierra de los Órganos durante el período 1978-1980, los cuales abarcaron épocas de lluvia y seca alternativamente. Se hace una primera y elemental inferencia a la intensidad de la denudación kárstica en la región, la cual fue estimada en 10, 525 m<sup>3</sup> de roca anual (equivalente a un volumen de 60 m por cada lado) tomando como referencia la Estación de Aforo del Río Portales. Por otra parte, se introduce el modelo conceptual para evaluar los procesos de disolución-precipitación en los macizos kársticos, atendiendo al quimismo y caudal evolucionado en las entradas, sectores interiores y salidas de estos sistemas o aparatos kársticos.

### 3.3.2. Clasificación numérica y análisis factorial de datos químico-físicos de las aguas kársticas.

Con el objetivo de establecer una clasificación de las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje, así como estudiar la relación existente entre la tipología de las aguas definidas por los métodos geomatemáticos y la definida según criterios geológicos e hidrogeológicos, Valdés et al.,

(1981) aplicaron métodos de clasificación numérica y análisis factorial a los datos químico-físicos de las aguas kársticas correspondientes a 6 campañas geoquímicas desarrolladas entre 1978 y 198, con muestreos que caracterizaron los períodos de invierno y verano de los años referidos.

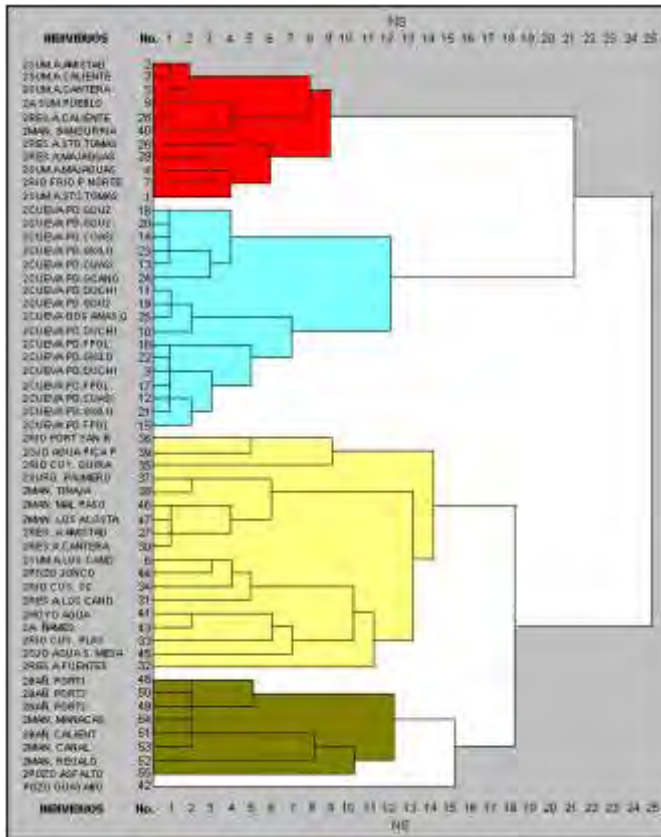


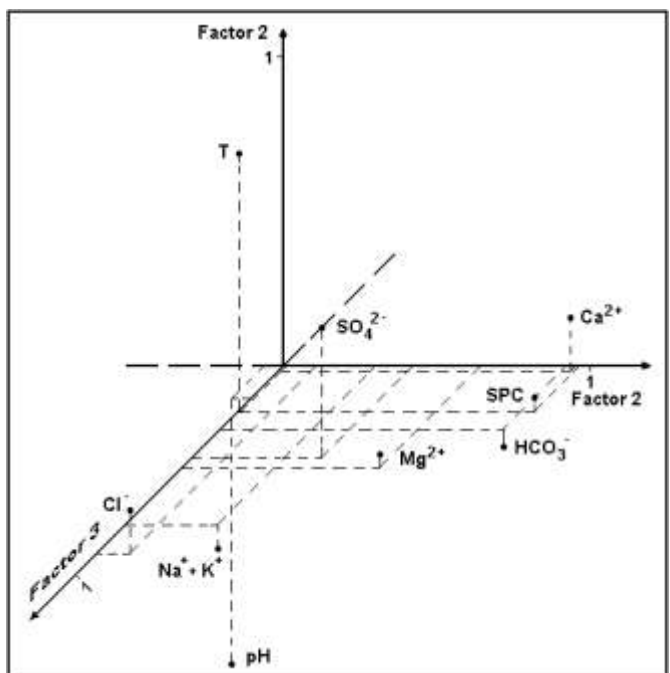
Figura 8. Dendrograma (CLUSTER ANALYSIS) con la clasificación jerárquica por el método de Ward, de las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje, para 55 individuos con 9 variables. Datos químico-físicos de la Campaña Hidroquímica de Agosto de 1979.

En la Figura 8 se muestra el dendrograma resultante del CLUSTER ANALYSIS, según la aplicación del método de Ward y la distancia Euclidiana como medida de disimilaridad, para las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje durante la Campaña Hidroquímica de Agosto de 1979. A partir del análisis e interpretación del dendrograma, se definen 5 grupos de aguas. Se observa que la distribución y estructura interna de los datos de los individuos pertenecientes a estos grupos, concuerdan, en gran medida, con la clasificación establecida originalmente por los criterios geológicos, hidrogeológicos y químico-físicos.

Para estudiar la influencia de los diferentes medios geológicos sobre las propiedades químico-físicas de las aguas, se partió del modelo geológico general que distingue dos grandes complejos litoestratigráficos en la región: El de las rocas no kársticas (pizarras, areniscas, lutitas, etc.), y el de las rocas karstificadas (calizas y calizas dolomitizadas). Se realizó un experimento de análisis factorial de modo R, con rotación varimax, planteándose la extracción de tres factores, los cuales explican el 81 % de la varianza total de las variables químico-físicas originales de las aguas kársticas estudiadas.

Figura 9. Análisis Factorial, de modo R con rotación varimax, de las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje, para 55 individuos con 9 variables. Datos químico-físicos de la Campaña Hidroquímica de Agosto de 1979. Distribución de las variables originales, según los factores rotados (3).

La Figura 9 muestra el Análisis Factorial de las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje durante la Campaña Hidroquímica de Agosto de 1979, donde se plotearon los tres primeros factores, de cuya interpretación se evidencia que: existe un primer factor asociado a las variables químico-físicas propias de los medios carbonatados ( $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  y  $Mg^{2+}$ ), un segundo factor asociado a variables propias de las rocas no kársticas ( $Na^+K^+$  y  $Cl^-$ ), así como el pH, el cual se asocia al medio no karstificable





producto de una contribución positiva de F-3 y negativa respecto a F-1. A un tercer factor se asocian fuertemente, la temperatura con contribución positiva y el pH con contribución negativa. Por su parte, el  $\text{SO}_4^{2-}$ , tiene una asociación intermedia entre F-1 y F-2. Estos resultados demuestran que las propiedades químico-físicas de estas aguas, están efectivamente relacionadas con los dos principales medios geológicos presentes en la región.

De la Cruz y Valdés (1985) y de la Cruz y Valdés (1992), estudiaron las aguas kársticas de la Sierra del Pan de Guajaibón y sus inmediaciones mediante métodos matemáticos de análisis exploratorio de los datos. Estos autores establecieron una estrategia exploratoria en la búsqueda de las variables más relevantes y la consiguiente reducción de la dimensionalidad de los datos, para lo cual partieron del cálculo inicial de la matriz de correlación entre las variables. En estos trabajos se obtuvo una tipología de las aguas de la región y se evidenció la influencia de las diferentes litologías sobre las propiedades de las aguas.

Abelló et al., (1992) realizaron un estudio estadístico multivariado, a partir de los datos hidroquímicos obtenidos en diferentes puntos de muestreo de la cuenca del Río San Marcos, Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. Se encontró que los datos tomados de diferentes litologías se comportan como grupos bien establecidos a partir de los parámetros medidos. Lograron modelar la dependencia lineal entre la conductividad eléctrica de las aguas y las concentraciones iónicas de los diferentes grupos, lo cual está en concordancia con los trabajos previamente desarrollados por Fagundo y Pajón (1985) y Fagundo (1986).

Molerio et al., (1992), utilizó técnicas estadísticas y de la teoría de la información para el diseño y control de las redes de monitoreo de las aguas subterráneas en el carso, con particular aplicación al caso del karst de montaña de Cuba Occidental. Por otra parte, Molerio (1995) realizó una regionalización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en la Sierra de Quemados, Pinar del Río, Cuba, en la cual evalúa los patrones de circulación de las aguas subterráneas, logro definir las principales entradas y salidas de aguas del sistema cavernario, así como definir las trayectorias subterráneas de los redes hídricas. Este autor tiene una importante obra en los estudios hidrogeológicos y kárstológicos en el karst en Cuba en general y en el karst de Cuba Occidental en particular.

Rodríguez (2005), aplicó principios y métodos de la química física y la modelación matemática en la caracterización del sistema de flujos y los procesos hidrogeoquímicos que originan la composición química de las aguas naturales y minerales de la Sierra del Rosario. Entre las conclusiones más significativas se señala que: los diferentes flujos (locales, intermedios y regionales) de la región pueden ser caracterizados mediante indicadores geoquímicos, mientras que la composición química de estas puede expresarse en términos de patrones hidrogeoquímicos; al aumentar el intercambio con las rocas, se alcanza con mayor rapidez el equilibrio químico, aumentando la mineralización con el incremento en el recorrido subterráneo de las aguas.

Arellano et al., 1992, realizaron un interesante estudio para esclarecer aspectos de la dinámica de flujo regional y el origen de la recarga de los acuíferos en la zona de articulación de la llanura criptocársica con el carso de montaña de la Sierra del Rosario, particularmente en las áreas asociadas a los ríos Santa Cruz, Taco Taco y San Cristóbal. Para ello, efectuaron un monitoreo de la composición química e isotópica y los parámetros físicos de las aguas cársicas de surgencias, cuevas, pozos y aguas de lluvias de la región, específicamente en la cuenca y cañón del Río Santa Cruz. Este trabajo plantea que, la composición de isótopos estables de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en las precipitaciones demuestra un efecto de altitud en función de estos isótopos dentro de los rangos establecidos en la literatura especializada. Por otra parte, de acuerdo con el efecto en cuestión, el contenido de  $^{18}\text{O}$  en las aguas subterráneas de la llanura deltaica indica que su origen está en las lluvias que caen entre los 200-300 m.s.n.m. No obstante, a partir de una serie de consideraciones

adicionales, se concluye que, ~~las~~ condiciones en que se produce la alimentación de acuíferos cársicos (o no) de llanura, en contacto con cuencas cársicas de montaña, responden más al escurrimiento concentrado del frente de montaña, a esa altura, drenando hacia la zona de articulación, que al Efecto de Altitud calculado para los isótopos estables en las precipitaciones”.

Muy valiosos han resultado ser los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$  reportados por Arellano et al. (1992) para las aguas autóctonas de las cuevas Caja de Agua e Internado, las cuales se encuentran en la parte superior del valle del río Santa Cruz, en la Sierra del Rosario. La cueva Caja de Agua es una cueva emisiva de caudal autóctono, mientras que en el caso de la cueva Internado que es una cavidad indirecta absorbente de caudal híbrido y funcionamiento estacional, fue muestreada el agua de goteo de una estalactita de caudal. Estos valores reportados han sido utilizados, con excelentes resultados, para el cálculo de paleotemperaturas en estudios paleoclimáticos desarrollados en la región (Pajón et al., 2001; Pajón et al., 2006; Pajón, 2007). Debe señalarse que, el ~~fraccionamiento isotópico~~, entre otros factores, condiciona los cambios en la composición isotópica del agua de lluvia, por tanto, el denominado ~~Efecto de Altitud~~ que se explica a través de leyes de la termodinámica tiene una gran dependencia con los cambios de la temperatura y por tanto con la altitud.

En los últimos años, han sido desarrolladas en Cuba investigaciones paleoclimáticas que contribuyen a la evaluación de los cambios climáticos y ambientales ocurridos durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno, a partir de registros de alta resolución de isótopos estables de Oxígeno y Carbono y dataciones Th-U y  $^{14}\text{C}$ -AMS, en estalagmitas representativas del karst tropical de montaña de Cuba Occidental. Los registros isotópicos de Oxígeno ( $\delta^{18}\text{O} - \delta^{16}\text{O} \text{‰ PDB}$ ) y Carbono ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{12}\text{C} \text{‰ PDB}$ ) de las estalagmitas estudiadas en la cueva Dos Anas (Sierra de San Carlos, en la Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba), indican el siguiente comportamiento paleoclimático para el área kárstica de montaña estudiado (Pajón et al., 1999; Pajón et al., 2001a; Pajón et al., 2001b; Pajón et al., 2006; Pajón, 2007; Pajón, 2009): la existencia de una amplia variabilidad climática desde el Ultimo Máximo Glacial (UMG) hasta el presente, con una tendencia general al calentamiento (para el área kárstica de montaña de la Sierra de los Órganos, provincia Pinar del Río); la ocurrencia de una diferencia de temperaturas de 8-10 °C entre el Ultimo Máximo Glacial (UMG-hace 18 000 años) y el Presente Interglacial (Actual), confirmándose la influencia de la extensión y magnitud de los enfriamientos continentales ocurridos en el período glacial, sobre los ecosistemas de la franja tropical-subtropical y en especial sobre la mitad Occidental de Cuba; la detección de un calentamiento climático abrupto (CCA) ocurrido a principios del Holoceno, con un alto incremento de  $\approx 6\text{-}7 \text{ °C}$  y que duro unos 2 000 años aproximadamente. Compreendido entre  $-1.168 (11\ 520 \pm 50 \text{ años A.P.})$  y  $-2.892 \text{‰} (9\ 200 \pm 50 \text{ años A.P.})$  y según estos datos preliminares, este CCA pudiera tener su fase inicial datada alrededor de los  $11\ 520 \pm 50 \text{ años A.P.}$ , aunque mas datos de alta-resolución se necesitan para comprobar o precisar estos resultados.

Durante los años hidrológicos 2008-2009 Pajón et al., (2009) desarrollaron un Programa de Monitoreo bimensual de las aguas kársticas de infiltración (flujo hipodérmico) de la zona de aeración del karst en las cuevas Dos Anas (Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, Sierra de San Carlos) y Antorcha (Sistema Cavernario de Santo Tomás, Sierra de Quemados), para estudiar, de forma preliminar, el comportamiento de los principales parámetros químico-físicos e isotópicos (isótopos estables Oxígeno y Carbono), climáticos y los elementos trazas en 4 sitios representativos de estas cavidades. Los resultados finales de este monitoreo están actualmente en procesamiento. Este Programa de Monitoreo tiene como objetivo final, la obtención de datos cuantitativos que permitan avanzar hacia una mejor comprensión del funcionamiento y respuesta del quimismo e isotopía de los sistemas de cavernas respecto a la variabilidad estacional del clima, así como establecer los niveles y límites contemporáneos de las señales isotópicas, los macrocomponentes y elementos trazas de las aguas que forman las estalagmitas, estas últimas constituyen paleoregistros naturales que permiten conocer el clima en el pasado.

### 3.3.3. Evolución química de las aguas kársticas y relaciones empíricas entre variables, parámetros e índices químico-físicos.

En el proceso de disolución de las calizas por un agua que a su paso por la zona de aeración toma cierta cantidad de CO<sub>2</sub>, las especies iónicas y moleculares del sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub> van variando sus concentraciones en función del tiempo en forma no lineal. Las relaciones entre el pH o el contenido de CO<sub>2</sub> con la concentración de los iones Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, así como la dureza (expresada como mg/l de CaCO<sub>3</sub>), tampoco son lineales. Por citar algunos ejemplos, este comportamiento se observa en los trabajos de laboratorio efectuados por Picknett (1964), Fagundo y Pajón (1985), Bermúdez et al., (1987) y González (1997) en condiciones de saturación. Sin embargo, para un mismo valor de tiempo ó de pH, la relación entre el contenido de dichos iones y la dureza sí son lineales ya que la variación relativa respecto al tiempo de las magnitudes correlacionadas son similares.

Un resultado parecido se obtiene en el proceso contrario. Por ejemplo, si se deja destapado un frasco que contiene una muestra de agua carbonatada, y se estudia la variación respecto al tiempo del contenido de sus iones principales y algunos de los parámetros característicos (dureza, conductividad), se encuentra que las curvas de variación correspondientes poseen formas similares. También en este caso existe una dependencia lineal entre la conductividad, la dureza, y los contenidos de los iones HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, con coeficientes de correlación altamente significativos. Este trabajo resultó esencial para entender las relaciones empíricas que se establecían entre las variables y parámetros químico-físicos de las aguas kársticas estudiadas en el área de montaña de Cuba Occidental.

Fagundo (1985), encontró que si se determinan las relaciones entre las concentraciones iónicas y la conductividad eléctrica de las aguas a 25 °C, es posible automatizar el control de la calidad de un agua (macrocomponentes) mediante simples mediciones “in situ” de la temperatura, el pH y la conductividad eléctrica. Estos principios fueron aplicados en las aguas kársticas del Pan de Guajaibón con resultados satisfactorios (Fagundo y Pajón, 1985).

La cinética de interacción agua-roca demuestra que, aunque las relaciones entre los contenidos iónicos y los parámetros asociados (dureza, mineralización, etc.) y el tiempo de reacción ó pH no son lineales, si lo son las relaciones entre los contenidos iónicos y restantes parámetros entre sí, para un mismo valor del tiempo ó del pH. Esto permite definir una serie de magnitudes, entre ellas:

$$b(C_i) = \frac{dC_i/dt}{dSPC/dt} \quad (1)$$

donde:

$dC_i$ : es la variación que sufre el ion o parámetro relacionado en el intervalo de tiempo dt.

$dSPC$ : es la variación experimentada por la conductividad en el mismo tiempo.

Entonces,  $b(C_i)$ , que es la pendiente de una recta que pasa por el origen de coordenadas, puede calcularse de forma sencilla mediante la ecuación:

$$bC_i = \frac{C_i - C_i/10}{SPC - SPC/10} \quad (2)$$

Esto se debe, a que las variaciones recíprocas de las concentraciones iónicas (ó parámetros asociados) y la conductividad, son proporcionales en un orden de casi 10 % de los valores originales de cada parámetro. Los resultados obtenidos mediante estas expresiones, coinciden con los calculados

mediante ecuaciones de regresión lineal mínimo cuadráticas halladas experimentalmente. Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, es posible caracterizar adecuadamente las aguas kársticas midiendo solamente su pH, la temperatura y la conductividad eléctrica, una vez caracterizada previamente las aguas por los métodos clásicos durante un período de tiempo adecuado.

Pajón et al., (1990), evaluaron, en una primera aproximación, la cinética de precipitación de carbonatos en forma de travertinos a lo largo de 600 metros del arroyo Mil Cumbres (Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba). Se estudio la variación del pH, SPC (25 °C), las concentraciones de las principales especies iónicas macrocomponentes, el contenido de CO<sub>2</sub> y CaCO<sub>3</sub>, así como algunos índices químico-físicos (RSC y ΔpH, RSD, μ) y relaciones iónicas (Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>/HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), que experimentan las aguas desde la surgencia hasta el nivel del valle (Figura 10).

Los resultados de este trabajo son aplicables solo a un punto de la cinética de interacción agua-roca que tiene lugar en el arroyo Mil Cumbres, por cuanto los mismos fueron obtenidos bajo condiciones de caudal estable en la surgencia (10 l/seg). El muestreo y análisis químico-físico "in situ" (laboratorio portátil utilizándose las técnicas de Markowicz y Pulina, 1979) fue realizado el 19.09.1985, bajo un régimen de caudal de 10 l/seg, 24 horas después de un máximo de caudal producto de intensas precipitaciones caídas en el área (Estación Mil Cumbres: 17.09.1985 = 81.5 mm, 19.09.1985 = 12.4 mm), por lo cual el trabajo se efectuó en un punto descendente de la curva Q vs tiempo.

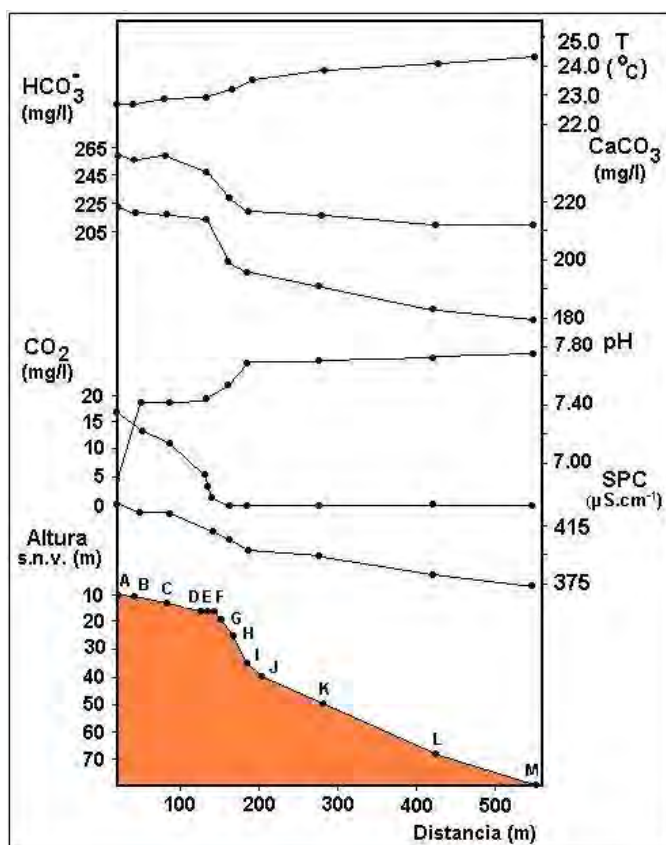


Figura 10. Comportamiento de la Temperatura, el pH, la SPC, el contenido de CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y la Dureza (expresada como mg/l) de CaCO<sub>3</sub>, en las aguas kársticas del Arroyo Mil Cumbres, Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. Muestreo del perfil A-M realizado el 20.09.1985.

Fagundo et al., (1991) estudiaron, mediante modelación matemática, la evolución química y las relaciones empíricas existentes en las aguas naturales de la cuenca del Río San Marcos, Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. Con la información hidroquímica de la cuenca para el período 1984-1987 se confeccionaron ficheros de datos, con los cuales se determinaron, mediante el Sistema Automatizado SAMA (Álvarez et al., 1990; Álvarez et al., 1993), los modelos de dependencia matemática entre las concentraciones iónicas y la conductividad eléctrica de las aguas. Se encontró que como consecuencia del régimen de lluvias, las propiedades químico-físicas de las aguas superficiales experimentan una gran variación, siendo menor esta variación en las

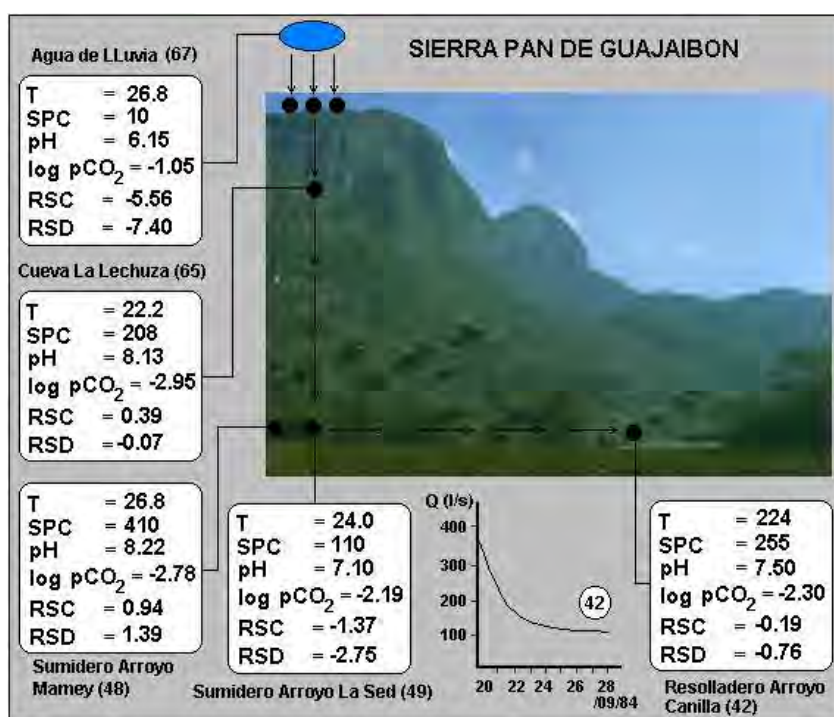
subterráneas. Sin embargo, todas las aguas mantienen su tipo hidroquímico. Las que se mueven por sedimentos efusivo-sedimentarios son del tipo bicarbonatadas cálcico-sódicas, las que se mueven sobre rocas ultrabásicas serpentinizadas son del tipo bicarbonatadas-magnesianas y las que interaccionan con los macizos carbonatados son del tipo bicarbonatadas-cálcicas. Mediante estos patrones y con los juegos de ecuaciones de regresión, se comprobó con los datos del periodo estudiado, que se puede controlar la composición química de las aguas de la región solamente a través de la medición de la conductividad eléctrica (SPC) y la temperatura de las aguas.

Pajón (1986), presenta un esquema representativo del modelo de disolución (puntual) del macizo kárstico Guajaibón (Figura 8), en el cual han sido ubicados algunos valores de parámetros e índices químico-físicos de las aguas asociadas a las principales entradas, sectores interiores y salida del macizo, las cuales representan a las zonas de alimentación, aereación y saturación intermitente. Los datos comprenden los días 24-25 y 26 de septiembre de 1984 (verano).

Las aguas del arroyo Mamey penetran en el interior del macizo con elevados valores de todos los parámetros y en su recorrido subterráneo, se mezclan con las de otros arroyos que presentan bajos valores de sus parámetros e índices químico-físicos, menos el  $\text{CO}_2$  que es elevado lo cual les confiere un alto poder de agresividad. El agua de lluvia (67) incrementa sus niveles iniciales de  $\text{CO}_2$ , por el aporte de la abundante materia orgánica que se encuentra en la superficie del macizo. El drenaje autóctono interviene de manera muy significativa en los procesos de karstificación del Pan de Guajaibón. Las aguas de la zona de aereación, representadas por un gour en la cueva Lechuza (65), presentan bajos valores de temperatura, pH elevados, valores de RSC y RSD en el orden de la saturación y sobresaturación respectivamente y baja  $\text{pCO}_2$ . El resolladero del arroyo Canilla (42) recibe la suma de los drenajes alóctono y autóctono, mezcla que aumenta la capacidad de disolución de las aguas. Los números ente paréntesis de los puntos de aguas se corresponden con los ficheros de las Bases de Datos Hidroquímicas del Proyecto PIGEK, lo cual puede verse en Pajón (1986).

Figura 11. Esquema representativo de la dinámica de disolución (puntual) en el macizo kárstico Pan de Guajaibón. Campaña 2 (9/1984).

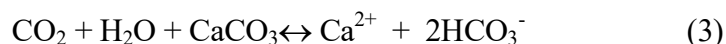
En la Figura 11 se observa la dinámica de disolución (puntual) de un grupo de aguas de Sierra Chiquita. Los datos corresponden a los días 24, 26 y 29 de enero y 2 de febrero de 1984 (período de invierno). Las aguas de lluvia (67), el manantial Aguada de los Mameyes (8) y otras pequeñas aguadas, alimentan al macizo Sierra Chiquita y drenan fundamentalmente a través del aparato kárstico de la cueva



Ancón. Las aguas del manantial Aguada de los Mameyes penetran en el interior del macizo sobresaturadas respecto a la calcita y la dolomita, mientras que las aguas de un gour en la cueva Ancón (31) tienen valores de todos los parámetros e índices (menos la temperatura) similares a (8), lo cual pone de manifiesto la relación entre ambos sectores del aparato kárstico. Las aguas del lago PIGEK (22) y la surgencia Ancón, tienen valores similares de todos los parámetros e índices, ligeramente menores (con excepción del log pCO<sub>2</sub>) que en (31). Durante el período estudiado en el sistema subterráneo Ancón (período de seca), hay un predominio de la componente hídrica correspondiente a (8) (Pajón, 1986).

### 3.3.4. Termodinámica y cinética del sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub> en el karst tropical de montaña de Cuba Occidental.

Para evaluar el estado de equilibrio de una solución, los índices de saturación y la pCO<sub>2</sub> en las aguas kársticas, se parte de la ecuación clásica que representa la disolución-precipitación de las calizas, la cual viene dada por:



Donde un desplazamiento de la ecuación hacia la derecha supone la disolución del carbonato de calcio, mientras que el proceso inverso supone la precipitación del carbonato de calcio como mineral calcita.

El coeficiente de saturación de un agua respecto al mineral calcita (CSC) (Back et al., 1966; Dreybrodt, 2000), se expresa como:

$$\text{CSC} = \frac{K_C \text{ observado}}{K_C \text{ teórico}} \quad (4)$$

donde:

CSC: Coeficiente de Saturación de la Calcita:

K<sub>C</sub> observado: Producto de solubilidad de la calcita observado.

K<sub>C</sub> teórico: Producto de solubilidad de la calcita teórico.

Teniendo en cuenta un conjunto de reacciones químicas y sus respectivas constantes de equilibrio Fagundo y Valdés, (1975) arribaron a la siguiente expresión, para calcular el Coeficiente de Saturación de la Calcita:

$$\text{CSC} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{\text{pK}_C - 2\text{pK}_2 + \text{pH}} \quad (5)$$

donde:

[Ca<sup>2+</sup>]: Concentración molal de Ca<sup>2+</sup>

[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>]: Concentración molal de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>

pK<sub>C</sub>: - log K<sub>C</sub> (Producto de solubilidad de la calcita)

pK<sub>2</sub>: - log K<sub>2</sub> (Constante de equilibrio para la disociación del ion HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)

pH: - log [H<sup>+</sup>]:

Como la Relación de Saturación de las aguas respecto a la Calcita (RSC) viene definida según:

$$\text{RSC} = \log \text{CSC} \quad (6)$$

La ecuación (5) queda:

$$\text{RSC} = \log [\text{Ca}^{2+}] - \log [\text{HCO}_3^-] + \text{pK}_C - \text{pK}_2 + \text{pH} \quad (7)$$

Que no es más que el Índice de Saturación (IS) de Back et al. (1966), luego:

$$\text{RSC} = \text{IS} \quad (8)$$

Roques (1972) y Stchouzkoy-Muxart (1972), propusieron ecuaciones que relacionan el pH medido en el terreno (pH<sub>m</sub>) y el pH de equilibrio (pH<sub>e</sub>), para evaluar el estado de la solución referido al equilibrio químico. Ambas expresiones son realmente el índice ΔpH, el cual se define como:

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}_m - \text{pH}_e \quad (9)$$

Las expresiones propuestas por Stchouzkoy-Muxart (1972) y Roques (1972) son:

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}_m - 2 \log [\text{Ca}^{2+}] - \text{p}\gamma\text{Ca}^{2+} - \text{p}\gamma\text{HCO}_3^- + \text{pK}_2 - \text{pK}_C - 0.3013 \quad (10)$$

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}_m - \log K_S + \log K_2 + \log [\text{Me}^{2+}] - \log [\text{HCO}_3^-] - \log (1 - K_5[\text{SO}_4^{2-}]) + C \quad (11)$$

donde:

$\text{p}\gamma\text{Ca}^{2+}$ : - log del Coeficiente de actividad de  $\text{Ca}^{2+}$

$\text{p}\gamma\text{HCO}_3^-$ : - log del Coeficiente de actividad de  $\text{HCO}_3^-$

$\text{pK}_C$ : - log  $K_C$  (Producto de solubilidad de la calcita)

$\text{pK}_2$ : - log  $K_2$  (Constante de equilibrio para la disociación del ion  $\text{HCO}_3^-$ )

$K_S$ : Equivalente al  $K_C$  (Producto de solubilidad de la calcita en equilibrio)

$K_5$ : Constante de equilibrio para la disociación del  $\text{CaSO}_4$

$[\text{SO}_4^{2-}]$ : Concentración molal de  $\text{SO}_4^{2-}$

Me: puede ser  $[\text{Ca}^{2+}]$  o  $[\text{Mg}^{2+}]$ .

C: Representa la contribución al pH de los pares iónicos  $\text{MgHCO}_3^+$ ,  $\text{MgCO}_3^0$ ,  $\text{CaHCO}_3^+$  y  $\text{CaCO}_3^0$ , pudiendo calcularse por cualquiera de las dos vías siguientes: (Roques, 1972, en Bakalowicz, 1979; 1980).

$$C = 0,051926 (\text{mMg}^{2+})^{0.505662} \quad (12)$$

$$C = 2,2184 (\text{mMg}^{2+})^{0.4} \quad (13)$$

Tabla 1. Resultados de las correlaciones lineales entre los valores de RSC y  $\Delta\text{pH}$  correspondientes a las aguas kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje durante los períodos Marzo de 1979, Agosto de 1979, Febrero de 1980 y Julio de 1980) y el Pan de Guajaibón (Proyecto PIGEK. Campaña geoquímica del período Enero-Febrero de 1980), (Los primeros valores tienen en cuenta los iones complejos y los segundos valores no)

REGION/TIPOLOGIA DE LAS AGUAS	N (Número de muestras)	M (Pendiente)	B (Intercepto)	R (Coeficiente de correlación)
Pan de Guajaibón	15	0.9422	0.0820	0.9939
		0.9488	0.0311	0.9932
Cuenca del Río Cuyaguaje				
Aguas del Tipo A	23	0.8420	0.0324	0.9742
		0.8668	0.0330	0.9661
Aguas del Tipo B	22	1.0045	0.2139	0.9787
		1.0235	0.1690	0.9798
Aguas del Tipo C	22	0.9672	0.1670	0.9750
		0.9708	0.1003	0.9733
Aguas del Tipo D	9	0.8463	0.0922	0.9471
		0.8295	0.0260	0.9456
Aguas del Tipo E	33	0.9194	0.1013	0.9634
		0.9373	0.0139	0.9605
Aguas del Tipo E	20	0.6909	0.0939	0.7957
		0.7417	0.0311	0.8122

Pajón et al., (1985a), estudiaron la correlación existente entre los valores de RSC (IS) y  $\Delta\text{pH}$  (expresión de Stchouzkoy-Muxart, 1972) en las aguas naturales del karst de montaña de la Sierra de los Órganos (Campañas geoquímicas de la Cuenca del Río Cuyaguaje durante los períodos Marzo de 1979, Agosto de 1979, Febrero de 1980 y Julio de 1980) y el Pan de Guajaibón (Campaña geoquímica del período Enero-Febrero de 1980) (Tabla 1). Encontraron una similitud numérica entre ambos índices, considerando ó no los iones complejos y pares iónicos (en el cálculo de RSC), aunque la exactitud es mayor para el RSC con éstos presentes (Tabla 2). La diferencia en los valores de RSC indica que, al aumentar la fuerza iónica de la solución, el RSC disminuye su valor. Estos resultados conllevan a una convergencia conceptual en los estudios teóricos y aplicados sobre los mecanismos de disolución-precipitación en el karst, no obstante, otros estudios deben profundizar en el tema tratado.

Tabla 2. Relación entre los valores de RSC y  $\Delta\text{pH}$  correspondientes a las aguas kársticas del Pan de Guajaibón estudiadas durante la campaña geoquímica del período Enero-Febrero de 1980, (Los primeros valores tienen en cuenta los iones complejos y los segundos valores no).

No.	DUREZA CaCO <sub>3</sub> (mg/l)	pH	RSC (con iones complejos)	RSC (sin iones complejos)	$\Delta\text{pH}$
1	152	7.85	0.25	0.30	0.24
2	150	7.75	0.19	0.24	0.13
3	143	7.95	0.29	0.34	0.28
4	143	8.35	0.61	0.65	0.68
5	153	8.10	0.52	0.57	0.49
6	147	8.00	0.35	0.40	0.34
7	118	8.45	0.65	0.68	0.63
8	110	8.30	0.42	0.45	0.39
9	88	8.20	0.11	0.14	0.02
10	100	8.25	0.35	0.38	0.32
11	124	7.45	- 0.38	- 0.31	- 0.36
12	180	8.15	0.65	0.71	0.66
13	175	8.20	0.71	0.76	0.73
14	252	7.60	0.40	0.48	0.38
15	87	8.20	0.21	0.25	0.17

[No. 1: Surgencia Arroyo Canilla (24.01.1984); No. 2: Surgencia Arroyo Canilla (26.01.1984); No. 3: Surgencia Arroyo Canilla (4.02.1984); No. 4: Cueva Canilla II. Gour (28.01.1984); No. 5 Cueva Mamey. Infiltración en ducha (26.01.1984); No. 6: Cueva Mamey. Río Silencio (26.01.1984); No. 7: Cueva Mamey. Ducha 2 (26.01.1984); No. 8: Cueva Lechuza. Ducha (28.01.1984); No. 9: Cueva Lechuza. Galería Ducha (28.01.1984); No. 10: Cueva Lechuza. Gour (28.01.1984); No. 11. Arroyo Depresión Superior. Ensenada Ancón (24.01.1984); No. 12: Manantial Aguada de los Mameyes. (26.01.1984); No. 13: Agua de los Mameyes. Ponor (26.01.1984); No. 14: Arroyo de los Mineros (26.01.1984); No. 15: Tinajitas. Campamento PIGEK (30.01.1984)].

Basado en los trabajos de Berner y Morse (1974), y a través del estudio de las aguas de acuíferos carbonatados de Pennsylvania y Kentucky, White (1977) encontró que el parámetro  $\Delta\text{pH}$  de los experimentos de estos autores está relacionado con el IS de la forma siguiente:

$$\Delta\text{pH} = \frac{1}{2} \text{IS} \quad (14)$$



Los resultados obtenidos por Pajón et al., (1985) están en concordancia con lo planteado por Bakalowicz (1980), el cual llega a la conclusión de que el índice de saturación de Back (IS), equivale a la relación entre el pH medido en una solución y el pH de una solución en equilibrio con un mineral dado, sin tener en cuenta los complejos y pares iónicos eventualmente formados. Aunque el mismo autor (Bakalowicz, 1979) planteaba, que el  $\Delta\text{pH}$  tiene la misma significación que el IS de Back, si bien no se corresponden exactamente.

Con lo que se llega a la conclusión que:

$$\text{RSC} = \text{IS} = \Delta\text{pH} \quad (15)$$

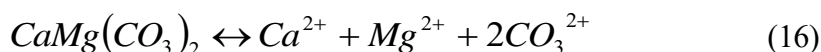
En términos generales cuándo:

$(\text{IS} = \text{RSC} = \Delta\text{pH}) = 0$  La solución está en equilibrio.

$(\text{IS} = \text{RSC} = \Delta\text{pH}) < 0$  Solución insaturada. Tiende a evolucionar hacia la disolución.

$(\text{IS} = \text{RSC} = \Delta\text{pH}) > 0$  Solución sobresaturada. Tiende a evolucionar hacia la precipitación.

En el caso de las rocas que contienen los minerales dolomita, yeso y anhidrita, responsables junto a la calcita (y más solubles que esta), del quimismo en macrocomponentes de las aguas naturales en el karst, los correspondientes equilibrios de disociación vienen dados por:

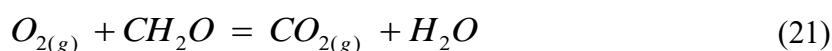


La Relación de Saturación de las aguas respecto a la dolomita y el yeso se expresan como:

$$\text{RSD} = \log [\text{Ca}^{2+}] + \log [\text{Mg}^{2+}] + 2\log [\text{HCO}_3^-] - p\gamma\text{Ca}^{2+} - p\gamma\text{Mg}^{2+} - 2p\gamma\text{HCO}_3^- + 2pK_d - pK_2 + 2\text{pH} \quad (19)$$

$$\text{RSY} = \log [\text{Ca}^{2+}] + \log [\text{SO}_4^{2-}] - p\gamma\text{Ca}^{2+} - p\gamma\text{SO}_4^{2-} + pK_Y \quad (20)$$

El anhídrido carbónico tiene un papel fundamental en la disolución de los carbonatos. Se produce por lo general en los suelos, como resultado del metabolismo de las plantas y/o de las reacciones de fermentación y descomposición de vegetales muertos. La siguiente reacción, representa la descomposición de la materia orgánica (designada como el carbohidrato simple  $\text{CH}_2\text{O}$ ).



Si tenemos en cuenta que casi todas las aguas que se infiltran hacia los sistemas subterráneos pasan a través del suelo, que la zona de suelo ejerce una fuerte influencia sobre la química del agua y que el contenido de  $\text{CO}_2$  en las aguas subterráneas supera varias veces el contenido de este gas en la atmósfera, resulta imprescindible considerar el origen, producción y mecanismos pedológicos que condicionan su ocurrencia.

Una información muy completa sobre los mecanismos de producción de  $\text{CO}_2$  puede obtenerse en los trabajos de Miserez (1973), Miotke (1971, 1974), Roques (1973a) y Bakalowicz (1979). Roques (1964), dedujo la siguiente expresión para el cálculo de la  $\text{pCO}_2$  de equilibrio:

$$\log pCO_2 = K_1 + \log D + \log 2 + \log \gamma HCO_3^- - \log [Ca^{2+}] - pH \quad (22)$$

donde:

$pCO_2$ : Presión de  $CO_2$  de equilibrio.

D: es equivalente a  $K_0$  (Constante de equilibrio para la disolución del  $CO_2$  (cte. de Henry)).

Wigley (1973) y Kempe (1982), proceden al cálculo de la  $pCO_2$  según:

$$PPCO_2 = -PK_H - \log F \quad (23)$$

$$PK_H = 1.12 + 0.014 T_C \quad (24)$$

donde:

$T_C$ : es la temperatura, en  $^{\circ}C$ .

$K_H$ : es la constante de la ley de Henry.

P: la presión parcial.

P: el logaritmo negativo de la presión parcial.

F: el contenido de  $CO_2$  libre.

Miserez (1973), calcula la  $pCO_2$  en función del pH y las concentraciones de iones  $Ca^{2+}$  según:

$$\log CO_{2 (mg/l)} = \log 88 + 3 + K_1 + \log [Ca^{2+}] + \log \gamma HCO_3^- - pH \quad (25)$$

Stchouzkoy-Muxart (1972), hace un análisis numérico y gráfico donde halla la  $pCO_2$  en función de los iones  $HCO_3^-$  y  $Ca^{2+}$  y de las constantes de equilibrio, calculadas estas últimas previamente por expresiones función de la temperatura. La expresión viene dada por:

$$\log pCO_2 = 3 \log [Ca^{2+}] - 2 p\gamma HCO_3^- - pK_2 + pK_1 + pK_C + pK_B - p\gamma [Ca^{2+}] + 0.602 \quad (26)$$

Fagundo (1982), plantea una expresión empírica para el cálculo de la  $pCO_2$ , que relaciona la  $\sqrt{I}$  y la actividad de ion  $HCO_3^-$  con la conductividad eléctrica y la temperatura.

$$\log pCO_2 = - \frac{A\sqrt{I}}{1 + a^0 HCO_3^- B\sqrt{I}} + \log (HCO_3^-) + pK_B + pK_1 - pH \quad (27)$$

donde:

I: Fuerza iónica.

$a^0$ : Diámetro eficaz de la especie iónica i

B: Constante B de la ecuación de Debye-Huckel

$pK_1$ :  $-\log K_1$  (Constante de equilibrio para la disociación del  $H_2CO_3$ )

$pK_B$ :  $-\log K_B$

### **3.3.5. Simulación experimental de los procesos de interacción agua-roca carbonatada en el karst. Estudios cinéticos de la disolución de carbonatos. Denudación química en el karst.**

Los trabajos experimentales de laboratorio sobre la simulación controlada de los procesos de interacción agua-roca del sistema  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$  desarrollados por Weyl, 1958; Picknett, 1964; Curl, 1965; Stchouzkoy-Muxart, 1972; Roques, 1973a; Berne y Morse, 1974; Rauch and White, 1977; Plummer et al., 1978; Richard y Sjöberg, 1983; Sjöberg y Richard, 1984; Herman, et al., 1986; Comton y Unwin, 1990, fueron una fuente de inspiración para que a principios de la década de los 90, comenzaran en Cuba los primeros intentos para desarrollar trabajos de esa naturaleza con muestras de formaciones geológicas carbonatadas presentes en el karst cubano, en las cuales se desarrollan importantes procesos y mecanismos de karstificación, los cuales han condicionado la ocurrencia de grandes sistemas cavernarios en Cuba, como son el caso del Sistema Cavernario de Santo Tomás, el Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, el Sistema Cavernario Palmarito y el Sistema Cavernario Fuentes, entre otros. Era de enorme interés obtener estimaciones cuantitativas sobre la termodinámica y cinética de la simulación de disolución por una parte, por otra parte realizar los primeros cálculos de volúmenes de masa de carbonatos evolucionada, así como comparar los resultados de las velocidades de disolución-precipitación obtenidas a escala de laboratorio vía experimental con aquellas obtenidas a partir de los estudios de denudación kárstica en el terreno. Algunos estudios fueron desarrollados en este sentido Pajón y Valdés (1991), destacándose por su excelencia los desarrollados por Fagundo et al., (1992), Fagundo y González (1997), González et al., (1997) y González, (1997).

Basado en los estudios cinéticos de laboratorio sobre los sistemas naturales de disolución de carbonatos, Pajón y Valdés (1991) diseñaron un experimento de simulación de disolución, con muestras de rocas de las formaciones Guajaibón (RAC-3, Resolladero Arroyo Canilla-3) y Chiquita (SA-4, Surgencia Ancón-4), pertenecientes a las sierras del mismo nombre en el macizo Pan de Guajaibón (Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba), así como con unas "tinajitas" (TIN-1), lapiaz en roca caliza superficial de la ensenada Ancón en el macizo Pan de Guajaibón. El objetivo de este trabajo consistió en contrastar los resultados cuantitativos experimentales referentes a la velocidad e intensidad de disolución de las rocas carbonatadas, con los cálculos de denudación química obtenidos a partir de las investigaciones de campo. Las muestras fueron adecuadamente caracterizadas mediante análisis petrográfico, difracción de Rayos X, Espectroscopia Infrarroja, Análisis Térmico Diferencial y Análisis Químico Vía Humedad.

La dosis de  $\text{CO}_2$  empleada en los experimentos se tomó bajo el criterio de garantizar una concentración en solución, durante un tiempo determinado, del orden de las encontradas en las aguas kársticas superficiales y de manantiales en la zona de alimentación Guajaibón-Chiquita (Pulina et al., 1984). Para conocer la evolución del contenido de  $\text{CO}_2$  durante la simulación de disolución, se efectuó un experimento adicional donde se determinaron simultáneamente la  $[\text{CO}_2]$ , el pH y la SPC durante 80 horas. Después de las primeras 2 horas de experimento, se observa como la  $[\text{CO}_2]$  alcanza su valor máximo al minuto 25, lo cual coincide con su mínimo de pH, mientras la SPC, como una función de la mineralización, aumenta constantemente.

Los experimentos aquí descritos son de la variedad "tendencia libre" (Rauch y White, 1977), donde una solución inicial de agua destilada mantenida como un sistema "euasi-cerrado" y en equilibrio con una  $p\text{CO}_2$ , reacciona con las rocas carbonatadas hasta la aproximación del equilibrio. Se observó como la adquisición de iones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$  en el tiempo, aumenta en el orden de TIN-1 → SA-4 → RAC-3, lo cual significa un aumento en la velocidad de disolución en el mismo orden. Un comportamiento similar ocurre con las variaciones de la dureza y el SPC en el tiempo. Resulta interesante que la variación de la concentración de  $\text{Mg}^{2+}$  en el tiempo es mayor en la muestra de las Tinajitas respecto a la formación Chiquita, y esta a su vez respecto a la formación Guajaibón. Esto

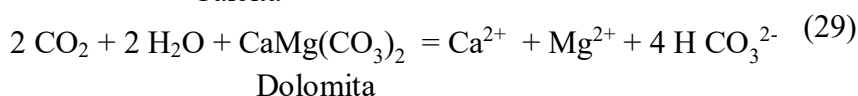
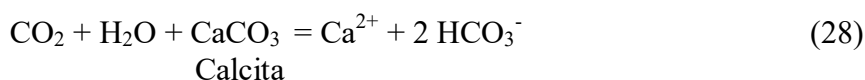
se explica a partir del mayor contenido de MgO en las dos primeras formaciones y a una mayor dolomitización.

La velocidad de disolución en las rocas de la formación Chiquita es mayor que en la formación Guajaibón, y esta a su vez que en las Tinajitas. A pesar del mayor porcentaje de CaCO<sub>3</sub> en las Tinajitas, las diferencias mineralógicas, texturales y fundamentalmente la microfisuración determinan la secuencia encontrada respecto a la velocidad de disolución. Los resultados experimentales obtenidos, están en concordancia con los cálculos de la denudación química reportados para el ciclo hidrológico 1984-1989 en los Sistemas Ancón y Canilla. Como la velocidad de disolución es una función del grado de insaturación, esta decrece cuando se tiende al equilibrio termodinámico, lo cual se aprecia en el diagrama de Tillman-Trombe, donde se plotearon los valores de pH y las líneas de disolución en las muestras de rocas estudiadas (RAC-3, SA-4 y TIN-1). Se observa en todos los casos una tendencia evolutiva, desde altos valores de insaturación hacia la isoterma de equilibrio a 30 °C.

Se conoce que, la composición química de las aguas naturales en el karst es controlada, en gran medida, por las leyes de los equilibrios químicos, mientras que la concentración ó actividad de estas es controlada por las leyes de la cinética química. Como fue señalado anteriormente, la termodinámica usa el equilibrio químico para mostrar la dirección en que ocurren las reacciones teniendo en cuenta sus estados iniciales y finales. Mientras que ciertos procesos de karstificación pueden ser explicados por las leyes de la termodinámica, otros deben ser evaluados a partir de la cinética química, que brindará información precisa sobre las velocidades de las reacciones. Las leyes de velocidad y reacciones químicas, así como la dependencia de las velocidades de reacción con la temperatura deben ser adecuadamente evaluadas. La disolución de la caliza o la dolomita, donde el parámetro esencial para modelar la interacción agua-roca en el karst es la velocidad, puede efectuarse en condiciones abiertas o cerradas del sistema, aunque casos intermedios pueden tener lugar y de hecho en la naturaleza así ocurre.

Una competente y actualizada sistematización sobre los estudios cinéticos y termodinámicos del sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub> fue realizada por Fagundo et al., (1992), González et al., (1997) y González, (1997), los cuales sirvieron de base a los trabajos de simulación experimental de disolución de carbonatos desarrollados por estos autores. Existen diversos procedimientos y ecuaciones para evaluar la velocidad de disolución en el sistema CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub>, que representan por tanto la variación de las concentraciones de las especies disueltas con el tiempo, pudiendo citarse las ecuaciones de Plummer and Wigley, (1976), Sjöberg, (1976), Plummer et., (1976), Christoffersen y Christoffersen, (1979), Rickard y Sjöberg (1983), Appelo y Postma (1993)

Por la importancia que tienen las expresiones cinéticas de la velocidad de disolución de los carbonatos desarrolladas por Fagundo et. al., (1996), Álvarez et al., (1996), y González et al., (1997), especialmente evaluadas para el caso de formaciones geológicas carbonatadas del karst de Cuba Occidental, incluimos una breve referencia de estas expresiones, las cuales tienen sus especificidades para los casos de sistemas abiertos y cerrados respecto al CO<sub>2</sub> (Fagundo y González, 2003).



Este proceso puede ser expresado mediante una ecuación cinética deducida a partir de:

$$\frac{dC}{dt} = k(C_{eq} - C) \quad (30)$$

donde:

$dC/dt$ : es la velocidad de reacción;  $k$ : la constante de velocidad;

$C_{eq}$ : las concentraciones de  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  (calizas dolomitizadas y dolomitas) y  $HCO_3^-$  en el equilibrio químico.

$C$ : es la concentración de esos iones en el tiempo  $t$ .

Despejando  $C$  e integrando la expresión anterior, se obtiene la ecuación que expresa la variación de la concentración iónica en el tiempo.

$$C = C_{eq} (1 - e^{-kt}) \quad (31)$$

En los trabajos de simulación del proceso de interacción agua-roca en el laboratorio, en las condiciones experimentales realizadas, quedó demostrado que esta expresión es en realidad de pseudo primer orden (Fagundo, 1996; Alvarez et al, 1996):

$$C = C_{eq} (1 - e^{-kt^n}) \quad (32)$$

donde  $n$ , es un coeficiente experimental que toma valores entre 0 y 1.

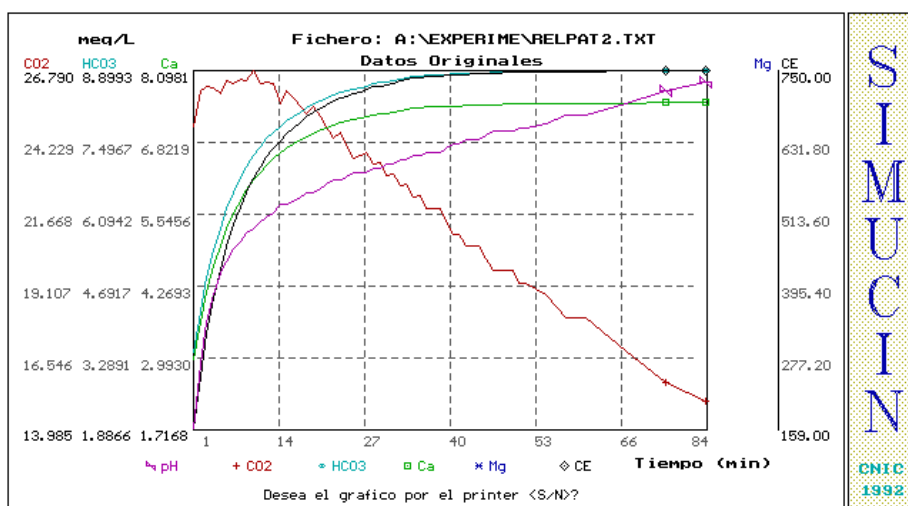


Figura 14. Variación con el tiempo del pH, CE y la concentración de los iones  $HCO_3^-$ ,  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$ , para el experimento Cinepat2 (Caliza) (González et al., 1997).

Fagundo et al., (1992) utilizaron muestras de rocas calizas de las formaciones geológicas Jaimanitas, Guasasa, Jagua y Guajaibón, en un

experimento de laboratorio en el cual simulaban los procesos de disolución de estos carbonatos en condiciones de sistema abierto y cerrado respecto al  $CO_2$ . A partir de la aplicación de los algoritmos cinéticos y los métodos estadísticos, se obtuvieron ecuaciones exponenciales que expresan la variación temporal de los componentes químicos originados por la disolución de los minerales que constituyen estas rocas.

Álvarez et al., (1996) realizaron experimentos de simulación en el laboratorio utilizando rocas carbonatadas que contienen los minerales calcita y dolomita en diferentes proporciones, con el objetivo de estudiar el proceso de adquisición de la composición química de las aguas naturales que discurren en un acuífero kárstico. Estos autores encontraron relaciones matemáticas entre las concentraciones iónicas y la conductividad eléctrica de las aguas lo cual permite controlar la composición química de dichas aguas mediante conductímetros portátiles. Utilizando el programa SIMUCIN (Álvarez et al., 1996), calcularon las constantes cinéticas y se validaron los modelos mediante simulación matemática.

González (1997) y González et al., (1997), simularon en el laboratorio el proceso de disolución de carbonatos (calcita y dolomita) en condiciones de sistema abierto y cerrado respecto al CO<sub>2</sub> (Figura 12). Obtuvieron expresiones cinéticas que describen el proceso de adquisición de la composición química de las aguas naturales que interactúan con las rocas calizas y dolomitas objeto de la investigación. Demostraron que en condiciones de sistema cerrado, durante el proceso cinético de interacción agua-roca carbonatada, la variación del CO<sub>2</sub> puede expresarse por ecuaciones exponenciales de un tipo específico, mientras que la variación en condiciones de sistema abierto es despreciable. La variación en el tiempo de la conductividad eléctrica y la composición de los iones HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> también pueden ser expresadas con una ecuación exponencial tipo. La velocidad de disolución de la calcita resultó ser mayor en un orden de 5 veces respecto a la dolomita. Por otra parte, los resultados obtenidos ponen de manifiesto que, cuando la litología ejerce el mayor control sobre la adquisición del quimismo de las aguas kársticas, la calidad de estas puede ser evaluada a partir de la conductividad eléctrica y el empleo de ecuaciones de regresión lineales.

Una amplia evaluación sobre los procesos de denudación química en el área de estudio puede verse en (Pulina et al., 1984), (Fagundo et al., 1985) y Rodríguez (1995). Los valores de denudación kárstica obtenidos para el karst tropical estacionalmente húmedo del Pan de Guajaibón, durante el período hidrológico completo 1984-1989, resultaron del orden de los encontrados en otras áreas climáticas ubicadas a diferentes latitudes en el planeta. Los valores de denudación kárstica hiperanuales, para los períodos secos y lluviosos, en los sistemas kársticos Ancón y Canilla son:

- **Sistema Ancón:** Se obtuvo un valor medio para el ciclo hidrológico estudiado de 107 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año, con 37 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.181 días para el período seco y 70 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.184 días para el período lluvioso. Los valores medios obtenidos son del orden de los mayores registrados a nivel mundial, como son los casos de: Gnong Mulú, Indonesia, con 120-200 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año (Zona Climática Tropical); Cáucaso SW, Georgia, con 114-139 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año (Zona Climática Mediterránea); Picos de Europa, España, con 148 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año (Zona Climática Templada-Transicional).
- **Sistema Canilla:** El estimado de la denudación química media para el sistema Canilla fue de 49 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año, con 19 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.181 días para el período seco y 37 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.184 días para el período lluvioso. Estos resultados están en concordancia con los reportados para otras áreas de clima tropical, mediterráneo, templado y polar (Smith y Atkinson, 1976) (Pulina, 1977) (Garay y Morell, 1989) y (Rodríguez, 1995).

La correlación lineal directa existente entre la denudación química y las precipitaciones ha sido ampliamente estudiada por diversos investigadores para diversas áreas climáticas del mundo (Pulina, 1971) (Smith y Atkinson, 1976) y (Garay y Morell, 1989). Si se tienen en cuenta los valores de paleoprecipitaciones (hasta 6000 mm) obtenidos para el karst de la Sierra de San Carlos durante el Interglacial de Sangamon (Pajón et al., 2001a), y se sustituyen los mismos en la ecuación de cálculo de la denudación (aun considerando los mismos valores de los parámetros involucrados en la ecuación), se obtienen estimaciones de paleodenudación química del orden de los encontrados en la actualidad en Papúa, Nueva Guinea, una de las regiones más húmedas del planeta, donde Maire (1981), obtuvo valores de denudación química del orden de 270-760 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.año, y donde las lluvias oscilan entre 5700-12000 mm anuales. Los valores de denudación contemporánea obtenidos para Cuba, refuerzan el criterio de un mayor potencial de denudación química en las regiones húmedas, respecto al resto de las condiciones climáticas. Actualmente, se estudian los procesos de paleodenudación con vistas a confirmar este criterio para el Pleistoceno, tanto en los periodos glaciales como interglaciales.

### **3.3.6. Algunos problemas y enfoques en el estudio de los procesos de karstificación en el karst tropical de montaña de Cuba occidental.**

Molerio y Valdés (1975), en un trabajo pionero y adelantado para su tiempo, plantearon algunos problemas y perspectivas cardinales para los estudios geoespeleológicos y karstológicos en Cuba. Estos autores llamaron la atención sobre la necesidad de abordar estos estudios ponderando los criterios morfogenéticos sobre los morfográficos y morfológicos, considerando los conceptos hidrodinámicos del drenaje hipogeo y epigeo, alóctono y autóctono, en la génesis y evolución del karst. Señalaron, entre otros aspectos, la importancia de las investigaciones hidroquímicas, el establecimiento de una zonación hidrodinámica para el karst en Cuba, el cálculo de las velocidades de erosión kárstica y el establecimiento de cronologías para el karst cubano. Molerio (1981), señaló también tempranamente, algunos problemas relacionados con la hidrogeología del karst de montaña de Cuba en general, y de Pinar del Río en particular.

Los trabajos desarrollados durante varias décadas en el karst de montaña de Cuba Occidental, algunos de ellos señalados en este texto, tienen un indudable valor científico por cuanto aportan datos y evaluaciones diversas, que contribuyen al conocimiento de los procesos de karstificación en esta región del país. Sin embargo, y como algo inherente a la filosofía de conocimiento científico, numerosos problemas quedan por resolver. En esta etapa de las investigaciones, las nuevas metodologías y enfoques de trabajo, las tecnologías de avanzada, el desarrollo de los métodos y técnicas de computación, y las comunicaciones, entre otros aspectos, constituyen herramientas potenciales para un mejor y mayor acercamiento al conocimiento del karst, visto desde una visión transdisciplinaria, interdisciplinaria y compleja. El viejo sueño de la creación de un Instituto para el estudio del Karst en Cuba puede ser realidad.

Se necesita continuar realizando monitoreos químico-físicos e isotópicos, hidrogeológicos y climáticos, en estaciones de toda la zonación hidrodinámica del karst, durante ciclos hidrológicos adecuados que permitan caracterizar no solo las condiciones base “steady conditions” de los sistemas kársticos sino las condiciones asociadas a eventos climático-hidrológicos diversos y extremos. Un ejemplo notable en ese sentido fue el Proyecto PIGEK, el cual cumplió excelentes expectativas para las condiciones y momento histórico en el cual se desarrolló. Especial atención debe prestarse a la realización de monitoreos multiparamétricos en estaciones de la zona de aeración del karst (flujo hipodérmico), especialmente diseñadas para el registro de precipitaciones y el estudio del goteo en las espeleotemas. Una derivación de los monitoreos del quimismo y la isotopía de las aguas de infiltración, va encaminada hacia los estudios paleoclimáticos y paleoambientales que cubren el período Pleistoceno Tardío-Holoceno.

Una asignatura pendiente es la obtención de estimaciones cuantitativas de la Denudación Global (DG) en las áreas kársticas, ya sean de montaña u otro ecosistema terrestre kárstico. Aunque existen buenas estimaciones de denudación química para áreas kársticas (Ejemplo del Pan de Guajaibón), prácticamente no existen estimaciones de la denudación mecánica, por tanto, no ha sido posible tener siquiera un estimado de la DG. Por otra parte, es importante estudiar la denudación química (estimaciones cuantitativas) en el karst costero conectado al karst de montaña, teniendo en cuenta el efecto salino y de mezcla de aguas sobre el equilibrio de los carbonatos.

No obstante el indudable valor de los estudios experimentales de simulación química de disolución de carbonatos en condiciones de laboratorio realizados en Cuba, es necesario continuar esta línea con litologías en las cuales es profuso el desarrollo del karst. Por ejemplo, las litologías en las cuales se desarrollan los principales sistemas cavernarios en Cuba, algunos de los cuales ya fueron mencionados previamente. Estos experimentos llevarían un control multi-n-paramétrico, en sistemas abiertos, cerrado ó “cuasicerrado”, con instalaciones automatizadas que controlen un conjunto de variables y parámetros previamente seleccionados. En este sentido y a pesar del tiempo

transcurrido desde la aparición de los trabajos de Rauch y White (1977), se hace necesario seguir esa pauta, por cuanto ese diseño de experimento se basa en la utilización de bloques de carbonatos con conductos que simulan cavidades ó canales kársticos. Afortunadamente, pueden utilizarse los fundamentos desarrollados por Dreybrodt (2000), quien propuso un modelo de evolución de los canales kársticos para simular la disolución de rocas calizas a partir de las fisuras primarias de estas.

Queda pendiente por explicar si realmente existe ó no diferencia numérica entre los índices químico-físicos Relación de Saturación de la Calcita (RSC) y el Índice de Tillman-Trombe ( $\Delta\text{pH}$ ). El primero tiene dos aproximaciones, uno por la escuela americana y otro por la escuela cubana, mientras que el  $\Delta\text{pH}$  responde a la escuela europea. Hay similitud entre ambos índices si consideramos las escuelas cubana y europea, sin embargo, al comparar los índices según las escuelas americana y europea hay una relación  $\frac{1}{2}$  entre ambos. Se trata de errores en los tratamientos algorítmicos y/o en las variables que conforman las ecuaciones, ó errores de otra naturaleza?

De actual y capital importancia resulta la continuación de los estudios relacionados con las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoambientales durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno, a partir de paleoregistros naturales de alta resolución, como es el caso de las espeleotemas.

### 3.4. Compilación de cronologías de espeleotemas de cuevas de Cuba Occidental.

#### 3.4.1. Método de desequilibrio de la serie de Uranio.

La ciclicidad glacial-interglacial descubierta en los registros de isótopos de oxígeno, de los foraminíferos de sedimentos marinos, fue cronológicamente registrada con los métodos de datación de las series de uranio, los cuales además registraron estos eventos en los corales de las terrazas emergidas en Barbados, Bahamas y Nueva Guinea.

Los métodos de desequilibrio de las series de uranio (series U), utilizan los isótopos padre e hijo en la serie de desintegración radioactiva  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ . Estos métodos son aplicables a una amplia variedad de materiales (sedimentos marinos y lacustres, espeleotemas y travertinas, corales, vertebrados y plantas fósiles, agua y hielo, minerales geotermales y diagenéticos, suelos, rocas y polvo volcánico, etc.), y abarcan un amplio rango de tiempo, que va desde pocos días (método  $^{222}\text{Rn}$ ), hasta períodos mayores de un millón de años ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ). Cada método se caracteriza por su isótopo correspondiente, generalmente un hijo y su generador asociado, a partir de cuyas mediciones es posible determinar la edad del material estudiado.

Aunque el método  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  puede ser utilizado para datar una buena parte del período Pleistoceno, tiene la desventaja de que la relación inicial ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ )<sub>0</sub> debe ser conocida con precisión. Como esto generalmente no ocurre, entonces debe emplearse el método de  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , el cual es ampliamente usado para datar carbonatos continentales y otros precipitados químicos.

Aunque en el caso de las espeleotemas (estalagmitas, estalactitas, flowstones, helictitas, etc.) se han encontrado concentraciones de U, que van desde valores extremos de 0,01-90 ppm, éstas generalmente contienen en sus cristales de calcita o aragonito niveles entre 0.1-10 ppm de U como promedio. Cuando ocurre la precipitación de los carbonatos hay una ausencia de Th y Pd. De esa forma, la ausencia de  $^{230}\text{Th}$  en depósitos recientes de calcita, evidencia que el  $^{230}\text{Th}$  de las espeleotemas fósiles se deriva sólo de la desintegración "in situ" del  $^{234}\text{U}$  y el  $^{238}\text{U}$ , inicialmente coprecipitados con la calcita. La concentración de U en las espeleotemas depende, entre otros factores, de la concentración de uranio en las rocas sobre la cavidad, la presencia de material orgánico, el tiempo de residencia de las aguas subterráneas en la zona de aereación o flujo



hipodérmico, la presión parcial de CO<sub>2</sub> y su capacidad y velocidad de intercambio con el medio epigeo.

En dependencia, entre otros factores, del producto de solubilidad (KPS) de los minerales portadores de U y Th, presentes en las rocas, estos elementos se incorporan a las soluciones acuosas involucradas en los procesos de disolución. El Uranio, en un medio acuoso con pH bajo y que puede aumentar su acidez por la presencia de sustancias húmicas, es rápidamente oxidado y pasa de estado de oxidación +4 a +6, con la formación del ión soluble UO<sub>2</sub><sup>2+</sup>, el cual se transporta en solución en forma de aniones complejos ([UO<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>]<sup>4-</sup>, [UO<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]<sup>2-</sup>, [UO<sub>2</sub>(HPO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]<sup>2-</sup>) al formar compuestos de coordinación, ya sea con el dióxido de carbono o el fosfato presentes en solución. Al llegar las aguas de infiltración a la bóveda de la cavidad, y dada la pérdida de CO<sub>2</sub> al contacto de la solución con un menor gradiente de este gas en la atmósfera subterránea, comienza el ciclo deposicional de los precipitados de carbonato. Es precisamente durante el proceso de deposición, donde los isótopos de <sup>234</sup>U y el <sup>238</sup>U quedan en los cristales de calcita que forman las capas de crecimiento, y posteriormente ocurrirán las transformaciones isotópicas con la formación de los isótopos de <sup>230</sup>Th.

A partir de una compleja ecuación que relaciona el contenido de <sup>230</sup>Th con la edad de la espeleotema, ésta puede ser datada. De igual forma, los anillos o bandas de crecimiento pueden también ser fechados según:

$$\frac{{}^{230}\text{Th}^0}{{}^{234}\text{U}} \cong \frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} 1 - \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{234}\text{U}} 1 - e^{\lambda_{234} - \lambda_{230}t} \quad (33)$$

donde:

<sup>230</sup>Th<sup>0</sup>: componente radiogénico de <sup>230</sup>Th en el depósito.

λ<sub>234</sub>: constante de desintegración del <sup>234</sup>U.

λ<sub>230</sub> = constante de desintegración del <sup>230</sup>Th

t = edad de la muestra.

Aunque se ha expuesto de una forma sencilla los fundamentos del método, de la serie de Uranio, debe destacarse que el mismo es extremadamente complejo, y está sometido a un conjunto de restricciones y consideraciones. Para profundizar en el tema pueden consultarse los trabajos de Rutter y Cato (1995), Gascoyne et al., (1978) y Gascoyne y Ford (1984).

### 3.4.2. Principios de Espectrometría de Masa.

Una de las técnicas más comúnmente empleadas en las determinaciones isotópicas es la espectrometría de masa, la cual en principio permite detectar y cuantificar los isótopos de ciertos elementos químicos, en los más diversos registros naturales, a partir de cuyas abundancias y tendencias evolutivas es posible obtener información específica sobre las variaciones del clima en el pasado. El espectrómetro de masas es un equipo que genera, separa y registra átomos cargados (iones) y moléculas según su relación masa/carga (m/z), cuyo movimiento tiene lugar en presencia de un campo eléctrico y/o magnético.

Según el procedimiento desarrollado por Faure (1977), cuándo un ión de masa **m** y carga **e** es acelerado por una diferencia de potencial de **V** volts, esto requiere una energía **E** igual a:

$$E = eV = \frac{1}{2}mv^2 \quad (34)$$

donde:

v: velocidad.

En el caso de los iones que tienen la misma carga, éstos emergen de la ventana de salida de la fuente de ionización con la misma energía cinética, ya que fueron acelerados por la misma diferencia de potencial. Pero para iones con masa diferente, estos tienen diferentes velocidades:

$$v = \sqrt[2]{\frac{2eV}{m}} \quad (35)$$

Al interactuar los iones con el campo magnético presente, estos son desviados según una trayectoria circular condicionada por las condiciones:

$$Bev = m \frac{v^2}{r} \quad (36)$$

Donde **B** es la fuerza del campo magnético y **r** el radio de las trayectorias de los iones. Eliminando v de las ecuaciones anteriores, se obtiene:

$$\frac{2eV}{m} = \frac{B^2 e^2 r^2}{m^2} \quad (37)$$

Considerando la medición de B en gauss, r en centímetros, m en unidades de masa atómica, la ecuación anterior se convierte en:

$$\frac{m}{e} = 4.825 \times 10^{-5} \frac{B^2 r^2}{V} \quad (38)$$

La ecuación anterior puede ser resuelta tanto para **r** como para **B** según convenga:

$$r = \frac{143.95}{B} \sqrt[2]{\frac{mV}{e}} \quad (39)$$

Las ecuaciones anteriores muestran que si B y V son constantes, el radio de la trayectoria de iones que tienen una carga unitaria, es proporcional a la raíz cuadrada de la masa, de manera que:

$$r \propto \sqrt{m} \quad (40)$$

Los iones de masas elevadas presentan un radio de desviación mayor que los iones ligeros.

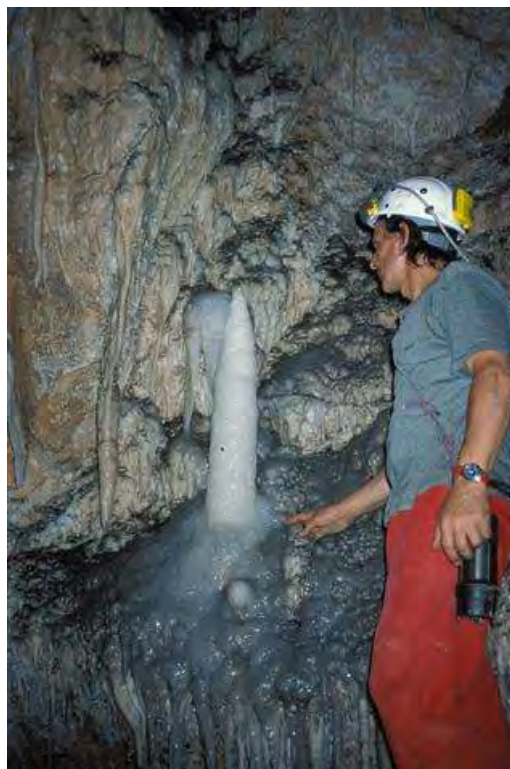
### 3.4.3. Datación $^{230}\text{Th}/\text{U}$ y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Grande (CG).

Un total de 22 dataciones  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , mediante MC-ICPMS (10 muestras) y TIMS (12 muestras), fueron determinadas a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita Cubano Grande (CG), que creció en el Salón de la Cimitarra de la Cueva Dos Anas (Figura 15). Estos resultados demuestran que la espeleotema creció ininterrumpidamente dentro de los últimos 1400 años A.P. (Antes del Presente), cubriendo una parte del Holoceno-Tardío, con una altísima velocidad de crecimiento de 0.53 mm/a (Fensterer et al., 2013). En las cavidades subterráneas naturales, el promedio de velocidad de crecimiento de las estalagmitas varía entre 0.007-0.929 mm/año, por tanto CG creció a una gran velocidad. Entre los factores que apoyan este ritmo de crecimiento sostenido de CG se encuentran: se trata de una especial combinación de estalagmita y estalactita de caudal ( $\text{pCO}_2/\text{Caudal de goteo} \approx 1$ ); aporte hídrico importante de forma estacional y puntual debido a las precipitaciones sobre esa porción del macizo San Carlos; un caudal de goteo importante; condiciones estructurales favorables, particularmente del agrietamiento, en los procesos de karstificación.

Figura 15. Estalagmita Cubano Grande, Salón de la Cimitarra, Cueva Dos Anas, Sierra de San Carlos, Pinar del Rio, Cuba (Foto: Jesús M. Pajón).

Esta formación secundaria contiene una importante información sobre la variabilidad natural del clima en el “pasado reciente”, y los mecanismos que fuerzan estos cambios, para el área de montaña estudiada en Cuba Occidental. Esta espeleotema es un excelente archivo natural de alta resolución para la reconstrucción del paleoclima, y ha sido bien datada con el método de desequilibrio de la serie-Uranio.

Las bandas de crecimiento en el caso de esta espeleotema no son tan visibles, como en los casos de las otras formaciones estudiadas en este proyecto. Todas las edades han sido dadas en ka antes del año 2000 (ka a2ka). Al momento de remover la estalagmita de la cueva, existía un goteo estacionalmente activo sobre la misma por intermedio de una estalactita suministradora del agua. En sentido general, hay una buena correlación entre crecimiento estratigráfico y las edades obtenidas.



A pesar del bajo contenido de Uranio de la espeleotema (90 a 200 ng/g), se obtuvo un robusto modelo final  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  para las dataciones, mediante MC-ICPMS y corregido con ( $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ ) (Fensterer et al., 2012), el cual puede verse en la Figura 16. Desde el punto de vista espeleogenético, esta formación se inserta en un estadio joven referente a las diferentes

generaciones de espeleotemas presentes en un sector de la cueva Dos Anas situado a 1,5 km de su entrada en la Ensenada de Bordayo.

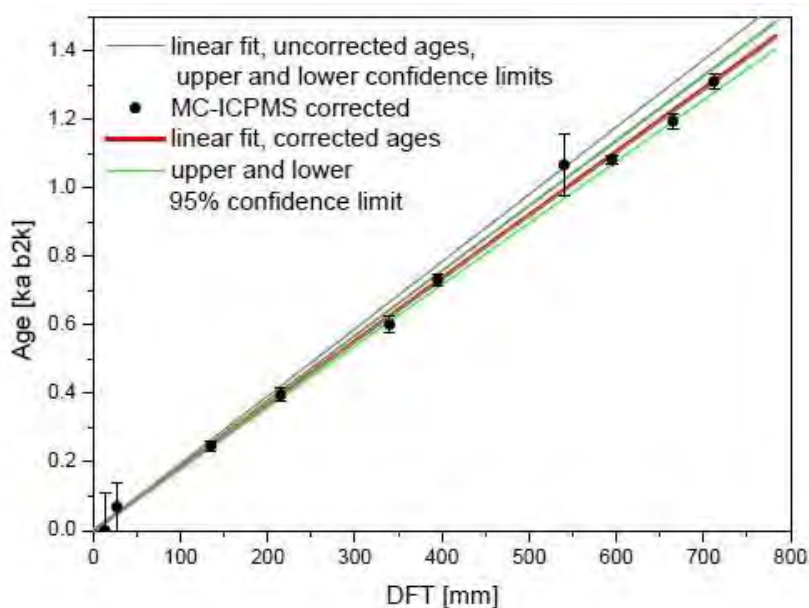


Figura 16. Modelo final para las dataciones  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , mediante MC-ICPMS, de la estalagmita Cubano Grande.

### 3.4.4. Datación $^{230}\text{Th}/\text{U}$ y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Pequeño (CP).

La estalagmita Cubano Pequeño (CP), desarrollada en la Galería de la Hospitalidad de la Cueva Dos Anas, fue datada mediante  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , estimándose una edad total de  $18\,264 \pm 0.32$  años (A.P). Se realizaron un total de

38 fechados, repartidos en 20 muestras mediante MC-ICPMS y 18 muestras por TIMS. Para este estudio se utilizaron los datos referentes a los últimos 12.5 ka de crecimiento de la espeleotema, periodo de tiempo en el cual existe una excelencia analítica y el cual cubre todo el Holoceno, etapa de particular importancia para los estudios paleoclimáticos en Cuba y el Caribe. La presencia de la fase mineralógica calcita, con un bajo contenido de Uranio, desde 12.5 ka hasta 18.2 ka parece ser la causa de la inversión en edades respecto al orden estratigráfico en algunas muestras, por lo cual ese periodo de tiempo está siendo nuevamente sometido a nuevos estudios para precisar los resultados. Las bandas de crecimiento de CP son ampliamente visibles, destacándose más después de ser sometida a procesos de pulimento, lo cual fue ampliamente utilizado para el micromuestreo con el Equipo Robot Micromill de alta resolución.

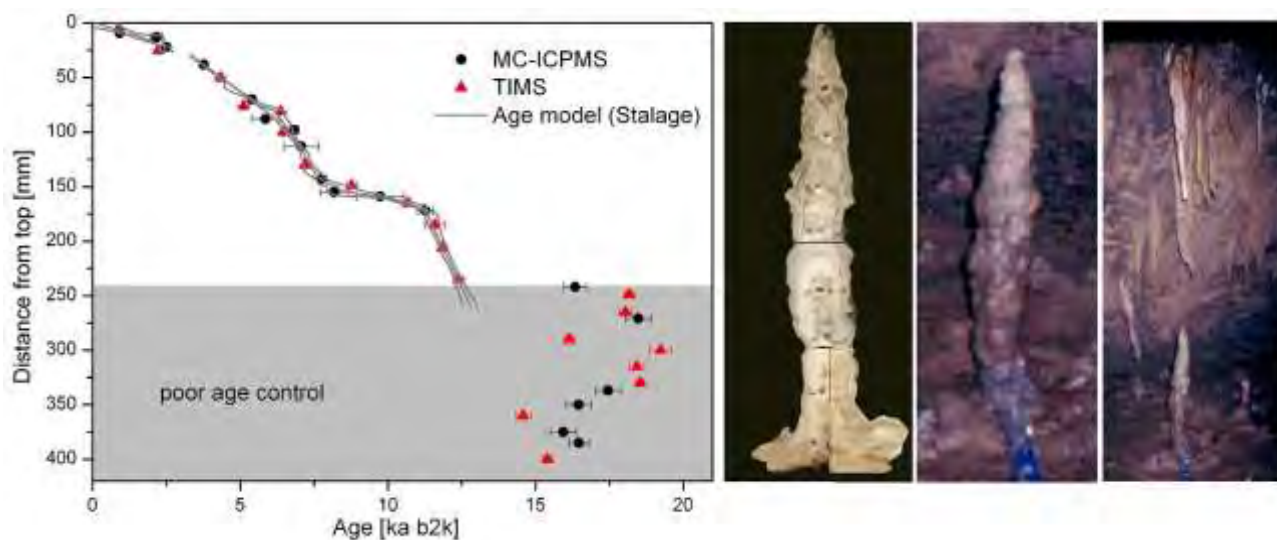


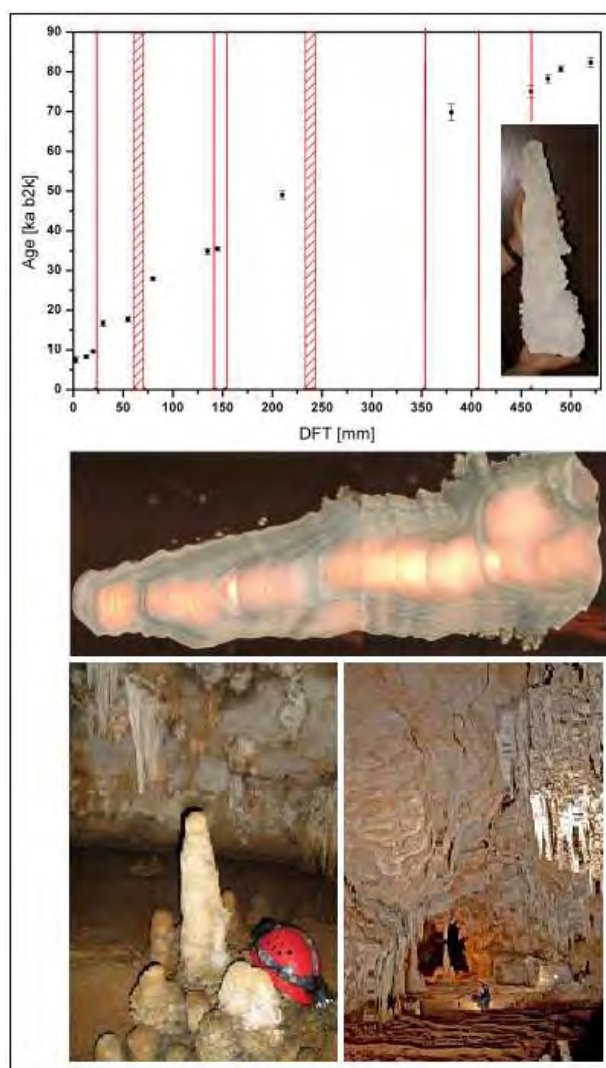
Figura 17. Cronología  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  y sección longitudinal de la estalagmita CP. Las edades MC-ICPMS se muestran en círculos negros. Las edades TIMS en triángulos rojos. Modelo de cálculo de edades StalAge (Scholz and Hoffmann, 2011). Limite de confiabilidad del 95 % (barra en gris) Nótese la pérdida de control de edades debajo de 240 mm respecto al tope, debido a la recristalización de aragonito hacia la calcita.

La estalagmita CP tiene un alto contenido de U, por encima de 6 mg-g, lo cual se debe probablemente a la estructura de aragonito que compone la espeleotema en los últimos 240 mm de crecimiento desde su base. El alto contenido de Uranio de la espeleotema (6 mg/g) favoreció un robusto modelo final  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  para las dataciones, mediante MC-ICPMS y corregido con ( $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ ) (Fensterer et al., 2012), el cual puede verse en la Figura 17. Las estalagmitas CP y CG no son directamente comparables, al tener diversos contenidos de U y ser tratadas con diferentes relaciones  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  para la corrección detrítica.

La espeleotema CP es una estalagmita climática, con una estalactita de caudal suministradora del goteo, por lo cual, en términos generales, se puede plantear una  $\text{pCO}_2$  relativamente abundante y un caudal de goteo relativamente escaso ( $\text{pCO}_2/\text{Caudal de goteo} \gg 1$ ).

Figura 18. Dataciones TIMS, y modelo de edades por interpolación lineal de la estalagmita CM para 4 intervalos de crecimiento. Los "hiatus" e intervalos de lento crecimiento están marcados en rojo. (Fotos: Vladimir Otero, Gabriel García, Jesús M. Pajón, Joao G. Martínez).

Esta espeleotema, ubicada en un sector de la Galería de la Hospitalidad (entre el Salón de Dos Anas y el Salón Feo), comenzó a crecer prácticamente desde el Último Máximo Glacial (UMG-18 000 años A.P.), lo cual pone de manifiesto una menor circulación de las aguas de procedencia alóctona (Arroyo Cantera ?) del paleoarroyo que contribuyó a la formación de la galería durante este periodo de tiempo, o quizás un paso gradual de régimen hidrodinámico de flujo turbulento a régimen laminar. Un principio básico de formación de las estalagmitas, supone la no incidencia de aguas circulando por el área de precipitación de carbonatos a partir del goteo de las estalactitas generadoras de la formación pavimentaria. A partir de un estudio paleohidrológico mediante Análisis de Simetría de Scallops (ASS) en sectores subterráneos del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera Pajón et al., (2001), encontraron altas velocidades de flujo de las aguas subterráneas y altos valores de paleoprecipitación asociadas al Interglacial de Sangamon, mientras que se encontraron bajos valores de estos parámetros en periodos de tiempo correspondientes al Glacial Wisconsin, particularmente durante el UMG, lo cual puede corroborarse a simple vista por los parámetros morfométricos de los scallops en las secciones transversales de las galerías subterráneas.



El modelo de edades para los últimos 240 mm de crecimiento de CP fue determinado usando el algoritmo StalAge (Scholz and Hoffmann, 2011) Fensterer et al., 2014). En general, CP muestra una lenta velocidad de crecimiento equivalente a 0.008 mm/a durante los últimos 2500 años (A.P.). Entre 2.5 y 3.3. ka, el modelo de edad indica un hiatus. La fase de crecimiento entre 3.3 y 8 ka muestra una alta velocidad de crecimiento (entre 0.019 y 0.029 mm/a). Entre 8 y 11.5 ka, la velocidad de crecimiento es baja con un valor de 0.010 mm/a. Finalmente, muestra una moderada

velocidad de crecimiento de 0.058 mm/a entre 11.5 y 12.5 ka (Pajón et al., 2001; Fensterer et al., 2012). La velocidad promedio de crecimiento fue de 0.025 mm/año, por debajo de las velocidades promedio de las estalagmitas que es de 0.049. Un estudio de evaluación de las velocidades de crecimiento de las estalagmitas CG, CP y CP, sus posibles correlaciones y su relación con los procesos de karstificación en el karst de la Sierra de San Carlos, puede verse en Pajón (2016, en preparación).

### 3.4.5. Datación $^{230}\text{Th}/\text{U}$ y velocidad de crecimiento de la estalagmita Cubano Medio (CM).

La estalagmita Cuba Medio (CM) creció en la Galería Incógnita de la Cueva Antorcha (Sistema Cavernario Santo Tomás-Sierra de Quemados), está constituida por el mineral calcita y tiene 520 mm de longitud. Se determinaron 13 edades a lo largo del eje de crecimiento con el método TIM, a baja resolución. La espeleotema CM tiene  $82\,367 \pm 1197$  años A.P., y el registro más intensamente estudiado comprende  $35\,477 \pm 0.553$  años A.P. Creció con velocidad promedio variable en 4 fases entre 0.001-0.024 mm/año (0.007 mm/a) (Figura 18). El modelo de edades determinado fue el algoritmo StalAge (Scholz and Hoffmann, 2011). Esta formación secundaria tiene un bajo contenido de Uranio, al igual que CG, del orden de  $\approx 0.1$  ppm.

Establecer una relación  $\text{pCO}_2/\text{Caudal}$  de goteo en el caso de la espeleotema CM es complejo, pues existen dudas para clasificarla dentro de las posibles combinaciones de formas simples de espeleotemas. No obstante, parece ser una combinación estalagmita climática, con una pequeña y frágil estalactita de caudal suministradora del goteo, por lo cual, en términos generales, se puede plantear una  $\text{pCO}_2$  relativamente abundante y un caudal de goteo relativamente escaso ( $\text{pCO}_2/\text{Caudal}$  de goteo  $\gg 1$ ). Este sector de la Galería Incógnita en Cueva Antorcha, presenta evidentes signos de grandes periodos secos a juzgar por las morfologías subterráneas allí presentes y el carácter fósil o merofósil de estas.

Los resultados revelan una fase de crecimiento relativamente corta durante el Holoceno, desde 7-10 ka en los últimos 22 mm de la parte superior de la estalagmita, seguido por diversas fases de crecimiento y hiatus hasta los 80 ka. Algunos hiatus y fases de lento crecimiento se aprecian alrededor de los 23 mm, 62-71 mm, 142 mm, 153 mm, 234-241 mm, 353 mm, 406 mm and 460 mm respectivamente, respecto a la distancia desde el tope o parte superior de CM (DFT) (ver Figura 7). Casi todos los "hiatus" son perceptibles a simple vista. Basado en las dataciones TIMS y las posiciones de los "hiatus", fue desarrollado un modelo de interpolación lineal que cubre los últimos 30 000 años A.P. de desarrollo de CM. Entre 7-10 ka esta espeleotema creció con una velocidad de crecimiento de 7 m/a, una segunda fase comprendida entre 16-18 ka tiene una velocidad de crecimiento de 24 m/a. La fase entre 18-27 creció a 1 m/a, mientras que una fase de crecimiento vieja anterior a los 27 ka tuvo un valor de 8 m/a.

### 3.4.6. Datación $^{230}\text{Th}/\text{U}$ de la estalagmita fósil OBSC.

La estalagmita OBSC (Estalagmita Fósil Cubano Viejo) fue muestreada en el Salón de la Permanencia Subterránea, de la Cueva Superior del Arroyo Majaguas. Es una estalagmita de casi 100 cm de longitud, completamente fósil, inactiva hídricamente, y forma parte de un conjunto compacto de viejas espeleotemas de grandes dimensiones ubicadas en un sector de la galería fósil que conduce al Salón de la Magnificencia. Situada a unos 150 de la entrada de la cueva y a unos 120 sobre el nivel medio del mar, esta espeleotema fue datada en su base mediante  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , estimándose una edad total de 74 805 años A.P. Se realizaron 3 dataciones en su base (Figura 19), con el objetivo de conocer la fecha de inicio de su formación, confirmándose que es una vieja

espeleotema que abarca todo el periodo Glacial Wisconsin y una parte del final del Interglacial de Sangamon.

Figura 19. Dataciones  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ , mediante MC-ICPMS, en la base de la estalagmita OBSC, localizada en la Cueva Superior del Arroyo Majaguas, Sierra de San Carlos, Pinar del Rio, Cuba.



Los resultados de las dataciones expuestos en la Tabla 3, reflejan una gran exactitud y coherencia dado los valores cercanos en los fechados obtenidos. Las 3

muestras datadas fueron tomadas en la base de la espeleotema, registrando así la etapa inicial de crecimiento de esta formación secundaria. Las muestras, no fueron tomadas a lo largo del eje de crecimiento de las bandas de calcita, sino en el plano de génesis inicial, siguiendo un proceso deposicional sobre las rocas estructurales de la galería. Siguiendo el orden estratigráfico hacia el tope de la estalagmita, debe esperarse una sistemática disminución de las edades en esa dirección, aunque es común encontrar casos de espeleotemas con inversión de las edades respecto a la estratigrafía, lo cual puede estar asociado a problemas de cristalización, variación en la relación aragonito/calcita, contaminación con otras fases mineralógicas, bajo contenido de U, problemas de diagénesis, etc. Actualmente se estudia la etapa de terminación del crecimiento de la estalagmita en su tope, así como las probables causas en la disminución y colapso del aporte hídrico.

Tabla 3. Resultados de las dataciones  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  mediante MC-ICPMS de la estalagmita OBSC, localizada en la Cueva Superior del Arroyo Majaguas, Sierra de San Carlos, Pinar del Rio, Cuba.

Muestra	$^{238}\text{U}$ (ppb)	±	$^{232}\text{Th}$ (ppb)	±	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	±	Edad Calculada (ka)
Oliva CS1	92,540	0,339	1,108	0,004	152,718	2,264	74,610
Oliva CS2	650,275	2,284	9,768	0,049	125,896	1,959	75,760
Oliva CS3	365,283	1,298	8,936	0,032	76,784	2,178	74,047

### 3.5. Compilación de registros de alta resolución $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de espeleotemas de cuevas del karst de montaña de Cuba Occidental.

#### 3.5.1. Paleoclimas y registros de alta resolución $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita CG.

Los registros de isótopos estables de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de la estalagmita CG, que cubren los últimos 1.3 ka se pueden ver en la Figura 20. La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  tiene un valor promedio de aproximadamente  $-5.2\text{‰}$  y tiene una variabilidad pico a pico de  $1.5\text{‰}$  durante los últimos 1.3 ka. En sentido general se aprecia una tendencia hacia bajos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  desde hace 1 300 años hacia el Presente (Año 2000), con una pendiente en la ecuación lineal de  $0.38\text{‰}/\text{ka}$ . Lo anterior expuesto implica una tendencia general al calentamiento y las condiciones húmedas desde hace 1.4 ka hasta el Presente,

aunque un análisis detallado de todo el espectro de señales, particularmente las de Oxígeno, pondrá de manifiesto la ocurrencia de etapas o periodos alternos de condiciones frías-áridas y cálidas-húmedas dentro de la tendencia general al aumento de las paleotemperaturas. La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  muestra ciclos con una periodicidad de  $\sim 400$  a (años). La señal de  $\delta^{13}\text{C}$  tiene un valor promedio de aproximadamente  $-9.5\%$ , con una variabilidad pico a pico de  $2.5\%$  durante los últimos  $1.3$  ka (Fensterer et al., 2012).

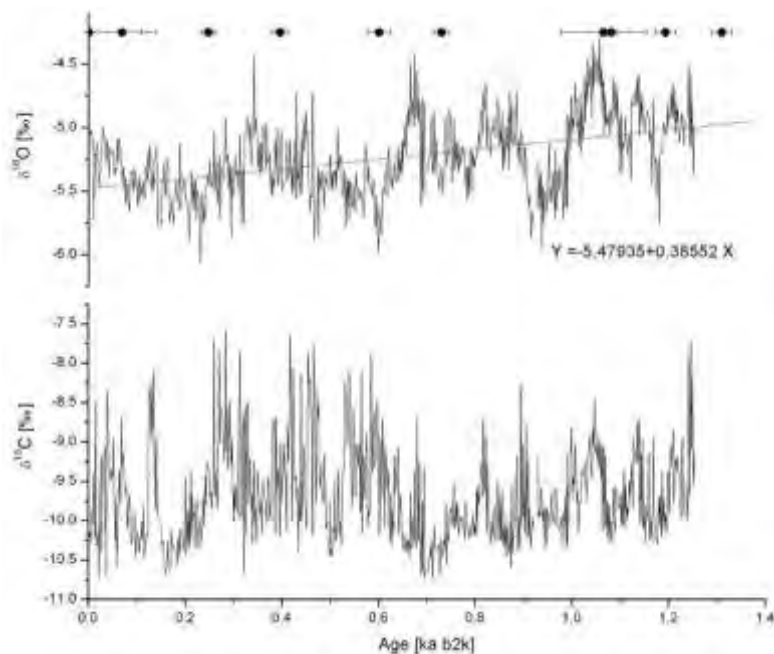


Figura 20. Señales de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de la estalagmita CG, que cubren los últimos  $1.3$  ka. En rojo se observa la línea de tendencia con pendiente  $0.38\%/ka$ .

El Test clásico de Hendy (1971) (análisis de isótopos estables a lo largo de las capas individuales de crecimiento) no se desarrolló, dado que la estalagmita no presenta láminas o bandas de crecimiento visibles. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  muestran una baja correlación ( $r = 0.14$ ,  $p = 2 \times 10^{-4}$ ), sugiriendo un fraccionamiento de los isótopos estables cercano al equilibrio isotópico.

Un programa preliminar de monitoreo de los parámetros climáticos y el contenido isotópico de las aguas de infiltración, fue desarrollado en la Cueva Dos Anas en el periodo 2007-2008, haciéndose especial énfasis en el sector del Salón de la Cimitarra donde se encuentra GG, así como la Galería Roloff. La temperatura promedio del aire en el sector de CG es de  $21.3$  a  $21.5^\circ\text{C}$  durante el año, lo cual refleja condiciones de estabilidad térmica (Figura 21). El comportamiento espeleoclimático actual de la Cueva Dos Anas, es objeto de estudio en la actualidad (Otero et al., 2015, en preparación).

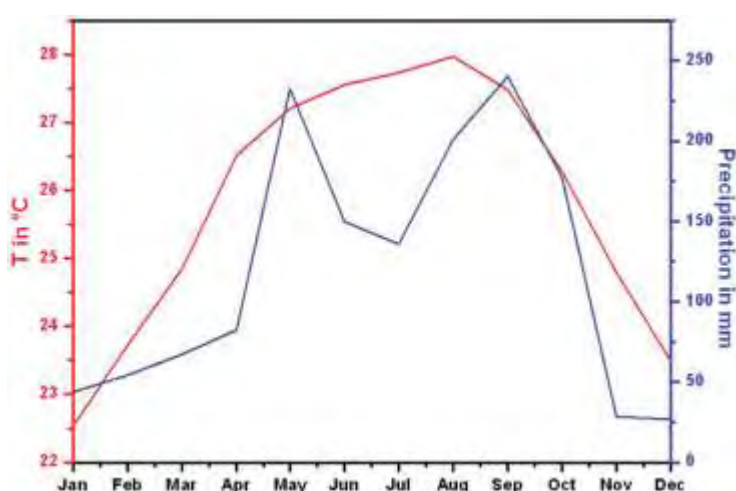


Figura 21. Variabilidad estacional de la temperatura del aire (rojo) y las precipitaciones (azul), en el área alrededor de la Cueva Dos Anas, Sierra de San Carlos, Pinar del Rio, Cuba.

El valor promedio del  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas de infiltración sobre CG es de  $-4.1\%$ . El valor del  $\delta^{18}\text{O}$  esperado para las espeleotemas de calcita bajo condiciones de equilibrio isotópico es de  $-5.7\%$  (calculado usando el factor de fraccionamiento de Kim and O'Neil, 1997, y utilizando el valor de la temperatura actual promedio en la cueva de  $21.4^\circ\text{C}$ ). Utilizando el factor de fraccionamiento de Friedman and O'Neil (1977), el valor esperado para la espeleotema de calcita es  $-5.3\%$ . El valor promedio del  $\delta^{18}\text{O}$  de CG para los últimos  $50$  a es  $-5.2\%$ , lo cual está en concordancia con los valores calculados, lo cual sugiere que la espeleotema CG probable fue precipitada en condiciones de equilibrio isotópico.



La resolución temporal de la señal del  $\delta^{18}\text{O}$  de CG es alta, del orden de 2 a, lo cual muestra la excelencia de los análisis realizados y las evaluaciones desarrolladas en estos trabajos. Lo anterior fundamenta adecuadamente el desarrollo del procesamiento de los datos con análisis espectral y análisis wavelet. Un análisis espectral fue desarrollado utilizándose el software Redfit versión 3.8 (Schulz and Mudelsee, 2002), el cual permite el análisis de registros con datos espaciados desigualmente. El análisis wavelet fue realizado usando el algoritmo de Torrence and Compo (1998). El análisis espectral de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  de CG muestra picos significativos en  $\sim 80$  and  $\sim 220$  a. El análisis wavelet de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  de CG, revela que la variabilidad de  $\sim 220$  a es particularmente pronunciada entre 0.8 y 1.1 ka.

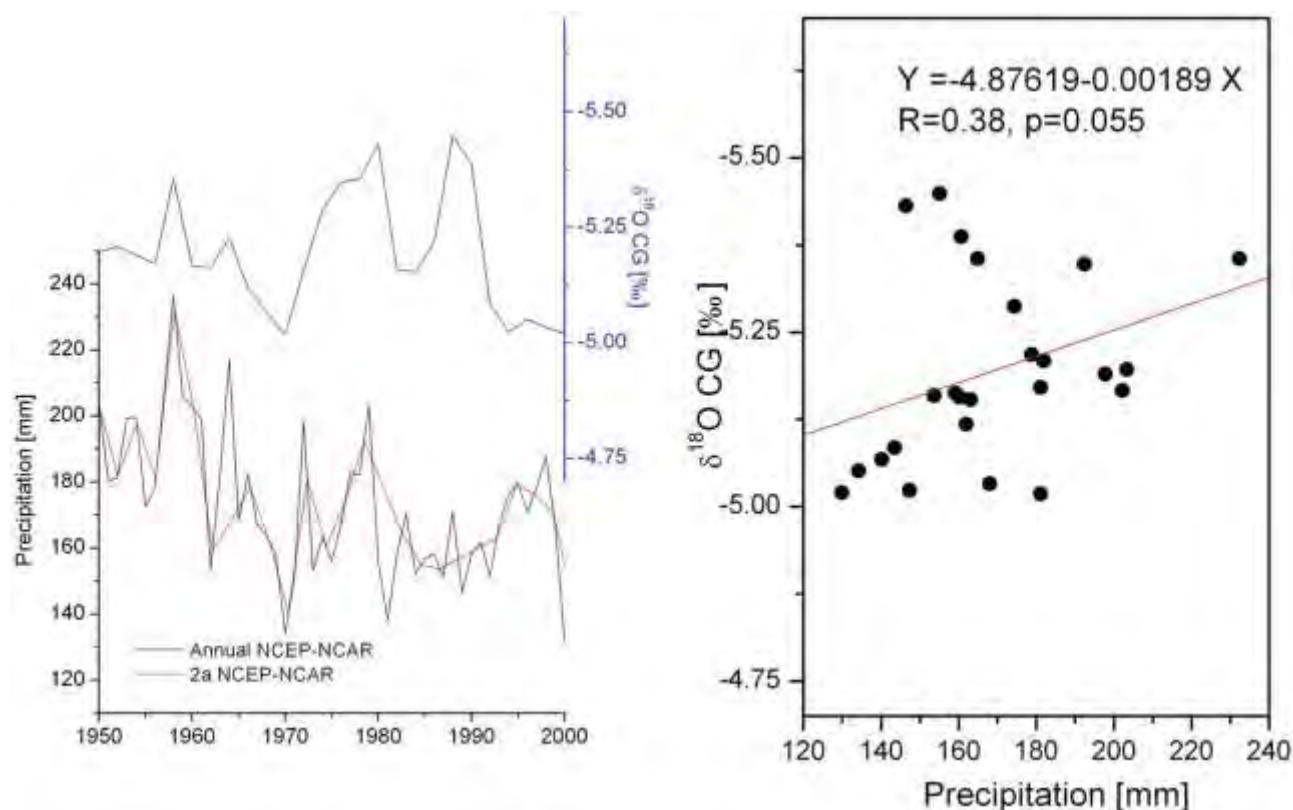


Figura 22. Izquierda (Figura 22a): Comparación de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG y las precipitaciones para el periodo 1950-2000. Los datos de las precipitaciones obtenidos del reanálisis de la base de datos NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996), se muestran en una resolución anual (negro) y como promedio bienal (rojo). Nótese que el eje  $\delta^{18}\text{O}$  de CG (azul) está invertido. Derecha (Figura 22b): Relación entre los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de CG y la cantidad de precipitaciones bienal. Una débil relación negativa, sugiere que bajos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la espeleotema corresponde con altas precipitaciones.

Vuille et al., (2003) encontraron que, para el área del Circum-Caribe, los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de las precipitaciones juegan un papel importante (dentro del complejo panorama de factores climatológicos) en la dinámica del clima actual y el paleoclima. Lachniet y Patterson, (2006) y Lachniet et al., (2004b), encontraron una relación de  $-1.6$  a  $-2.85\%$ /100 mm entre el  $\delta^{18}\text{O}$  y las precipitaciones. Similares valores fueron encontrados para Barbados ( $-2.2$  a  $-2.75\%$ /100 mm por Jones et al., (2000), y en Panamá y Belice ( $-1.24\%$ /100 mm) por Lachniet and Patterson, (2009). Algunas estaciones meteorológicas de Cuba ofrecen datos de precipitaciones para periodos cortos entre 1950 y 1980, lo cual no contribuye a establecer robustas relaciones entre la cantidad de lluvias, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las precipitaciones, y las señales de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita. Entonces, se utilizaron los datos de Reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) que cubren un periodo de 1950 al 2010.

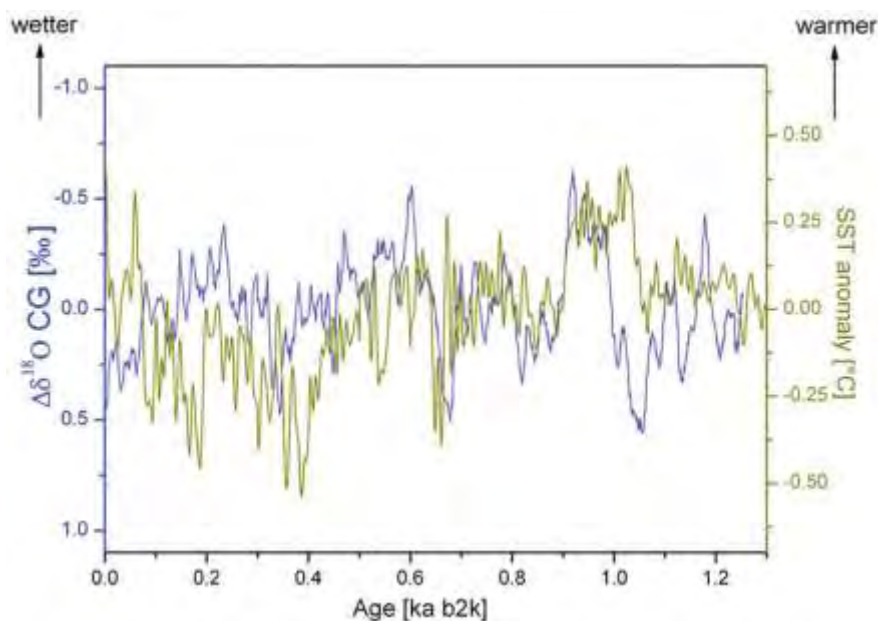
En la Figura 22a (~50 puntos), se muestran los valores de precipitación promedio anual (negro), el promedio bienal se muestra en rojo (~25 puntos). Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de CG se muestran en azul (~25 puntos, con resolución bienal aproximada). Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita muestran una débil correlación con los datos de precipitación promedio bianualmente (Figure 5b,  $r=0.38$ ,  $p=0.055$ ) al 95% del nivel de confiabilidad, sugiriendo que la señal del  $\delta^{18}\text{O}$  de CG refleja una variabilidad interanual en las precipitaciones. Sin embargo, la aplicación de la regresión lineal, permite calcular una función de transferencia entre los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita y la cantidad de lluvias (Figura 22). La pendiente de la tendencia de la línea es  $-0.19\%/100\text{ mm}$ . Medina-Elizalde et al. (2010) encontraron un valor más negativo de la pendiente equivalente a  $-0.57\%/100\text{ mm}$  para estalagmitas en México. Resulta interesante destacar que la variabilidad de  $1.5\%$  observada en CG durante los últimos 1.3 ka, es aproximadamente la mitad de la variabilidad encontrada en los últimos 1.5 ka en una estalagmita Mexicana por Medina-Elizalde et al. (2010).

El pequeño valor de la pendiente observado en los registros de la estalagmita, en comparación con los datos de las precipitaciones, parece resultar del amortiguamiento de la señal de precipitaciones en el suelo y el sistema kárstico. La productiva capa de suelos en la parte superior del macizo, así como la potencia de rocas de *c.* 150 m sobre el Salón de la Cimitarra, probablemente expliquen la baja sensibilidad comparada con la estalagmita Mexicana, la cual creció en un sistema de cuevas poco profundo. Para una mejor comprensión de este problema, se hace necesario la estimación cuantitativa del tiempo de residencia de las aguas de infiltración en el Salón de la Cimitarra, para lo cual debe desarrollarse un programa de monitoreo de las aguas de flujo hipodérmico a largo plazo, que incluya mediciones estacionales y puntuales durante eventos de lluvias en el área de estudio. La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  de las espeleotemas está influenciada por un conjunto de factores, entre los que se encuentran la temperatura dentro de la cueva y la velocidad de goteo. En condiciones secas y frías, el decrecimiento en el ritmo de goteo tiende a aumentar los valores de enriquecimiento isotópico y por tanto al aumento de los niveles de  $\delta^{18}\text{O}$  (Mühlinghaus et al., 2009), proceso que debe amplificar la relación  $\delta^{18}\text{O}$ -precipitaciones (Lachniet, 2009b).

En las regiones tropicales, altas temperaturas corresponden a más lluvias y menores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las precipitaciones (Vuille et al., 2003). Altos valores en la temperatura dentro del ecosistema cavernario, resultan en bajos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las espeleotemas de calcita, y por tanto, ello amplificará una relación negativa entre la cantidad de lluvias y el  $\delta^{18}\text{O}$  de la espeleotema. Aunque la relación  $\delta^{18}\text{O}$ -precipitaciones es una herramienta robusta, en el caso estudiado no se hacen cálculos cuantitativos de las estimaciones de paleoprecipitaciones, no obstante, se tiene en cuenta los cambios interpretados en el  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG como un indicador cuantitativo de los cambios en las precipitaciones, soportado ello por la excelencia en la resolución de las señales isotópicas.

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de las espeleotemas están influenciadas por un conjunto de factores interconectados de varios procesos que ocurren, en el suelo, la vegetación, el karst, así como en la superficie con sus factores geomórficos sobre la cual se encuentra la estalagmita (e.g. Dreybrodt and Scholz, 2011; Fairchild et al., 2006; McDermott, 2004; Scholz et al., 2009). Para una robusta interpretación de las señales  $\delta^{13}\text{C}$  de las espeleotemas, se hace necesario la realización de un adecuado programa de monitoreo en las cuevas (e.g. Frisia et al., 2011; Matthey et al., 2008). Dado que ello no se dispone para este estudio, solo se utilizan en este trabajo las señales  $\delta^{18}\text{O}$  como proxy del clima.

Figura 23. Valores  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG (azul) en comparación con el índice AMO (verde). Reconstruido por Mann et al. (2009). Nótese que el eje  $\delta^{18}\text{O}$  está invertido. Altos valores de la SSTs en el Atlántico Norte están acompañados por bajos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , y altas precipitaciones sobre Cuba.



Mann et al. (2009) publicaron una reconstrucción de la señal de anomalía de la Temperatura Superficial del Mar (TSM, en inglés SST) en la región del AMO (Oscilación Multidecadal del Atlántico) para los últimos 1.4 ka, basados en más de 1000 datos de anillos de arboles, núcleos de hielo, corales, sedimentos y otras proxy-data, incluyendo regiones oceánicas y terrestres de ambos hemisferios. La Figura 23 muestra una comparación entre AMO (verde) y los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de CG (azul). El coeficiente de correlación  $r$  es  $-0.48$  ( $p=2.2 \times 10^{-16}$ ), sugiere que la cantidad de precipitaciones sobre Cuba ha estado relacionada de alguna forma, con los cambios en la SSTs del Atlántico Norte durante los últimos 1,3 ka, donde altos valores de la SSTs en el Atlántico Norte tienden a desarrollar más precipitaciones en el Caribe. Resulta interesante destacar que, fases frías de AMO alrededor de 0.35 a 0.4 ka y 0.65 a 0.7 ka, así como una fase excepcionalmente cálida entre 0.9 and 1 ka, son visibles en CG como fases seca-húmeda relativamente. Esta relación puede estar relacionada con cambios en la fuerza de la Circulación Termohalina (en inglés THC). Fases positivas de AMO reflejan un calentamiento del Atlántico Norte y probablemente corresponden a fases de mayor fuerza THC (Delworth and Mann, 2000; Knight et al., 2006). Una fuerte THC, debe influir en una localización más al norte de la ITCZ (Zona de Convergencia Intertropical) y condiciones húmedas en el Caribe (Sutton and Hodson, 2005).

### 3.5.2. Pequeña Edad de Hielo (LIA) y Anomalía Climática Medieval (MCA) en CG.

Un resultado significativo en estas investigaciones lo constituye el hecho que, los registros isotópicos de CG han logrado cubrir e identificar la “Pequeña Edad de Hielo” (LIA,  $\sim 0.5$  a  $0.2$  ka) y la “Anomalía Climática Medieval” (MCA,  $\sim 1.05$  a  $0.8$  ka). Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  de CG sugieren condiciones secas y frías alrededor de  $0.35$  ka en medio de la LIA (Figura 24) y condiciones húmedas y cálidas durante la MCA (entre  $1$  y  $0.9$  ka, Figura 13). Una relación similar ha sido observada en el Noreste de América del Sur por Haug et al. (2001) (Figure 24, negro). En un interesante trabajo, Celeiro (1998) llamó la atención sobre la incidencia de la LIA en Cuba, a partir de estudio de registros históricos del clima. Los registros de CG sugieren condiciones muy secas durante el periodo clásico terminal Maya ( $c. 1.2$ – $1.05$  ka), lo cual está en concordancia con Medina-Elizalde et al. (2010) en sus trabajos en la Península de Yucatán (Figura 24, verde).

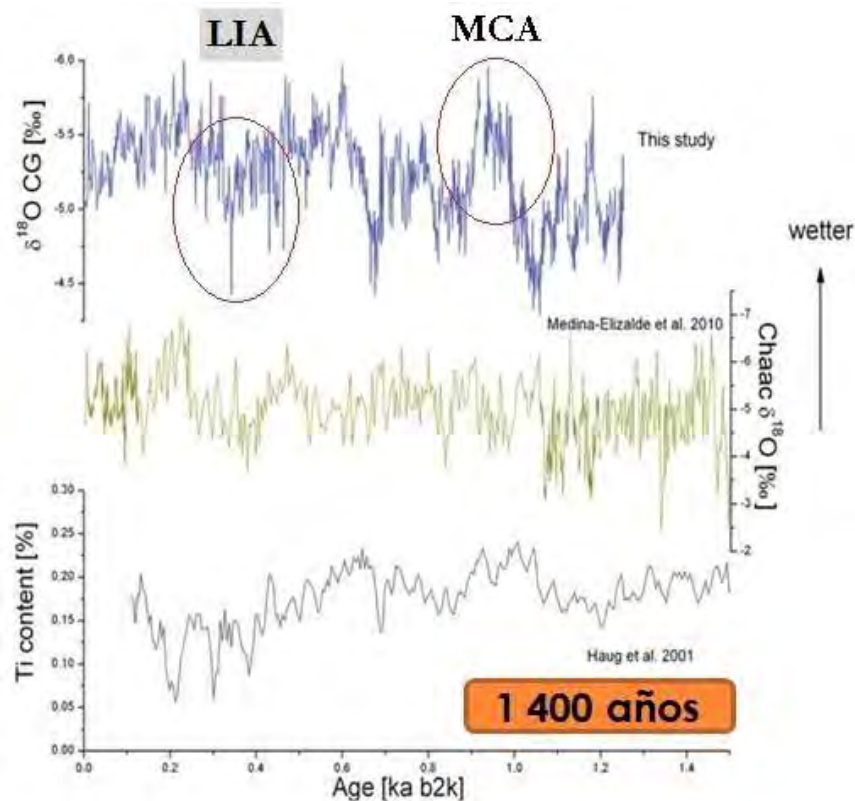


Figura 24. Comparación de los registros  $\delta^{18}O$  de CG (azul) con los registros de una estalagmita de México (verde, Medina-Elizalde et al., 2010). Contenido de Titanio en sedimentos de la Cuenca Cariaco en el sur del Caribe (negro, Haug et al., 2001)

Curtis et al., (1996) plantean que, los cambios climáticos tuvieron un importante papel en el colapso de la civilización Maya Clásica. Mediante el estudio geoquímico, palinológico, paleolinológico e isotópico de sedimentos del lago Chichancanab, ubicado en el Centro-Norte de la Península de Yucatán, México, comprobaron la ocurrencia de un severo

episodio de sequía que tuvo lugar entre 1300 y 1100 A.P., período que se corresponde con el colapso Maya, alrededor del 1170 A.P., cuando disminuyó la densidad de la población.

Haug et al. (2001) plantean que las condiciones de la superficie del mar en el Atlántico Norte, deben jugar un rol importante en las variaciones de la posición del ICTZ, lo cual permite explicar la coincidencia entre periodos fríos en las altas latitudes del Atlántico Norte y condiciones secas sobre el Noreste de Sur América y el Caribe, particularmente durante el LIA. Una tendencia a las condiciones secas durante el mismo intervalo de tiempo, fue encontrada en los registros de sedimentos de lagos en la Península de Yucatán (Hodell et al., 2005). Winter et al. (2011) también reportaron una variabilidad multidecadal en el este del Caribe y sugirieron al AMO como un potencial controlador del clima en el Noreste del Caribe.

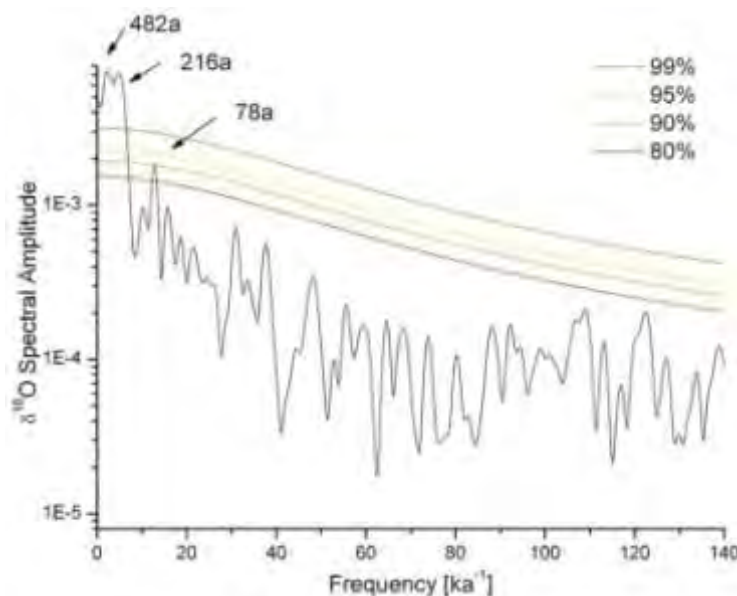
De forma diferente a los registros de Medina-Elizalde et al. (2010), los registros cubanos muestran una fuerte variabilidad centenal entre 0.8 y 0.5 ka, mas similares al registro ITCZ de Haug et al. (2001) para el Sureste del Caribe. Los registros de Cuba y Sur América muestran una fase muy seca alrededor de 0.65 ka, lo cual no es visible en el registro de Medina-Elizalde et al. (2010). Esto parece indicar la influencia del Sureste y Este del Caribe sobre los patrones de precipitación en Cuba en el periodo estudiado, lo cual contrasta con el registro de la estalagmita Mexicana, que debe mostrar una fuerte influencia desde el Pacifico. Esto arroja alguna luz sobre la complejidad del paleoclima en el Caribe, el cual pudo variar potencialmente en una escala de cientos de kilómetros.

### 3.5.3. Análisis espectral y análisis wavelet de la señal $\delta^{18}O$ de CG. Correlación entre registros de $\delta^{18}O$ de espeleotemas.

La Figura 25 muestra los resultados del análisis espectral de la señal  $\delta^{18}O$  de la estalagmita CG. Los picos significativos, con un límite de confianza del 99% están centrados en 482 y 216 a. El pico centrado en 78 a tiene un nivel de confianza de 90%. Los resultados del análisis wavelet de la señal  $\delta^{18}O$  de la estalagmita CG se muestra en la Figura 26. Una pronunciada variabilidad centenaria

(~220 a) es visible entre 0.8 y 1.1 ka. Una multicenteneria variabilidad (380 a) está indicada para el registro completo. La variabilidad de ~80 a debe estar relacionada con AMO (e.g. Gray et al., 2004). Los ciclos 80 y 220 a tienen ciclos correspondientes en el espectro solar (i.e. los ciclos Gleissberg y Suess respectivamente; Ogurtsov et al., 2002; Peristykh and Damon, 2003), lo cual sugiere una relación entre el forzamiento solar y la variabilidad en las precipitaciones en el Caribe, como ha sido sugerido por Medina-Elizalde et al. (2010) and Hodell et al. (2001).

Figura 25. Resultados del análisis espectral de la señal  $\delta^{18}\text{O}$  de CG. Picos significativos en ~480, ~220 y ~80 a indican una variabilidad centenal y multidecadal.



El clima contemporáneo del Caribe, tiene la influencia del fenómeno el Niño, el cual generalmente opera en escalas de tiempo subdecadales. A pesar del alto grado de resolución de los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG (~2 a), la frecuencia de ocurrencia del Niño ha sido difícil de identificar.

Un breve análisis sobre la variabilidad multidecadal (80 a) en las precipitaciones en el Noroeste del Caribe durante los últimos 1400 años, a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmitas Cubano Grande (CG) puede verse en la Figura 27.

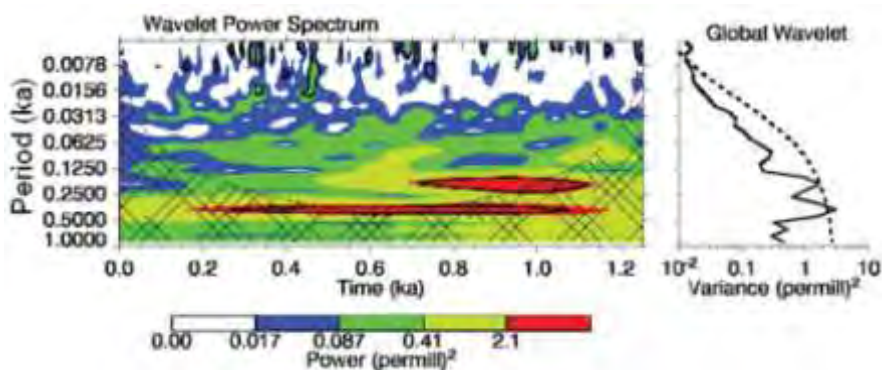


Figura 26. Análisis Wavelet (izquierda) del registro  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG y wavelet global (derecha). La variabilidad centenal es pronunciada entre 0.8 y 1.1 ka.

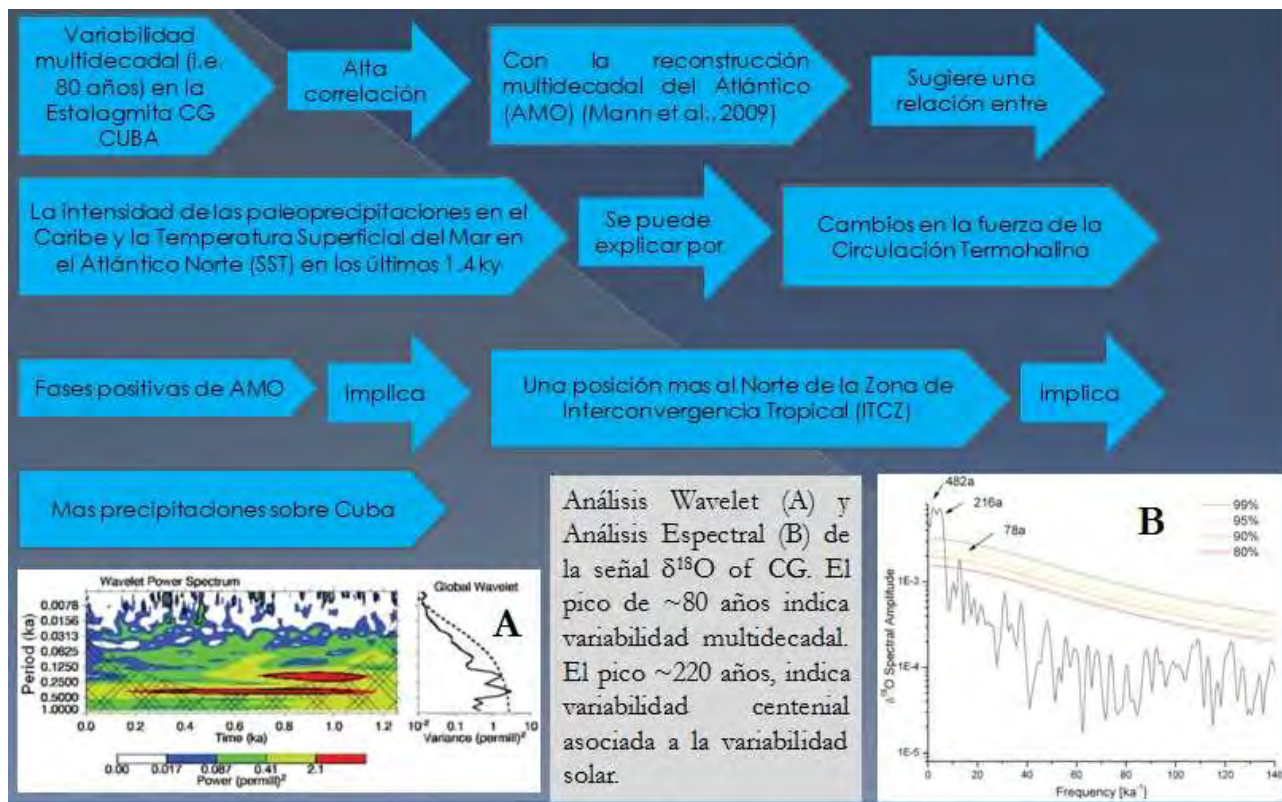


Figura 27. Variabilidad multidecadal (80 a) en las precipitaciones en el Noroeste del Caribe durante los últimos 1400 años, a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita Cubano Grande (CG).

### 3.5.4. Síntesis de la evaluación de los registros $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita CG.

El registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG refleja la variabilidad en las precipitaciones en el Noroeste del Caribe durante los últimos 1.3 ka. Según el “amount effect”, mas lluvias ocurren en Cuba a menores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las precipitaciones. Bajos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la espeleotema de calcita, refleja condiciones húmedas. El registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de CG muestra variabilidad multidecadal (i.e. 80 a) y una relativa alta correlación con la reconstrucción de AMO por Mann et al. (2009), sugiriendo una relación entre la intensidad de las paleolluvias en el Caribe y la SST del Atlántico Norte durante los últimos 1.3 ka. Esta relación puede ser explicada por cambios en la fuerza de la THC. Durante fases positivas de AMO, ambas observaciones (Sutton and Hodson, 2005) y los resultados del modelo (Knight et al., 2006) indican una posición más al Noreste de la ITCZ y mas paleoprecipitaciones sobre Cuba. Este estudio muestra que la variabilidad de las precipitaciones en el Caribe está influenciada por diversos procesos. El proceso dominante sobre las escalas de tiempo multidecadales parece ser el AMO. Otros procesos, como la variabilidad solar también puede jugar un rol importante, como el ciclo de 220 a observado.

### 3.5.5. Paleoclimas y registros de alta resolución $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas CP y CM en los últimos 12.5 ka.

Se presentan los registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CP y CM en los últimos 12.5 ka. Las espeleotemas CP y CM crecieron en las cuevas Dos Anas y Antorcha, pertenecientes, la primera al Sistema Cavernario Majaguas-Cantera en la Sierra de San Carlos, mientras que la segunda espelunca se desarrolla en el Sistema Cavernario Santo Tomás en la Sierra de Quemados, ambos macizos en la provincia de Pinar del Rio, Cuba (Figura 28).

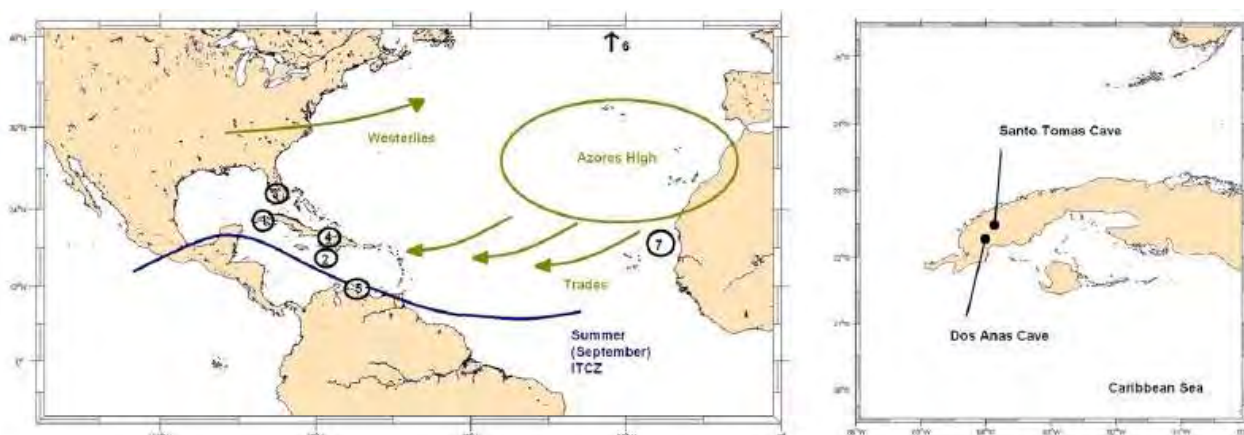


Figura 28. Izquierda: Localización de los registros discutidos en este trabajo. (1) Cuba, registros de alta resolución  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CP y CM; (2) Sur de Haití, registros  $\delta^{18}\text{O}$  de sedimentos planctónicos (Horn, 2011); (3) Florida, registros de polen de lagos (Grimm et al., 1993); (4) Haití, registros  $\delta^{18}\text{O}$  de sedimentos de lagos (Hodell et al., 1991); (5) Cuenca de Cariaco, contenido de Titanio de sedimentos (Haug et al., 2001); (6) Sur de Groenlandia, registros de granos de hematita en sedimentos (Bond et al., 2001); (7) lejos de África, registros SST en sedimentos (deMenocal et al., 2000); principales patrones del clima del Atlántico, Azores High, vientos alisios y la posición ITCZ (Septiembre) (Haug et al. (2003). Derecha: Localización de las estalagmitas CP y Cm, en las Cuevas Dos Anas y Antorcha, en Cuba Occidental.

Los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  de ambas espeleotemas han sido interpretados en términos de las paleoprecipitaciones y paleotemperaturas de los últimos 12.5 ka. Ambas formaciones secundarias muestran una pronunciada tendencia a la variación desde altos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (indica condiciones secas y frías) hacia valores más negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  (indica condiciones húmedas y cálidas). Esta transición es visible en registros planctónicos de  $\delta^{18}\text{O}$ . A escala de tiempo milenaria, las espeleotemas estudiadas muestran una alta correlación con los registros de la Temperatura Superficial del Mar del Atlántico Norte (SSTs NA), así como una buena similitud con los eventos Bonds. Períodos de bajos valores de SSTs NA corresponden a menos precipitación en el Caribe y viceversa. La potencial teleconexión existente con el Caribe, puede reflejar la posición de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ITCZ) hacia una posición más al sur, tendiendo a reducir las paleoprecipitaciones en el norte del Caribe. Estos temas serán objeto de explicación más detallada a continuación.

Los registros de isótopos estables de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de las estalagmitas CP y CM se muestran en la Figura 29. En el caso de CP se presentan los registros isotópicos en la parte superior de 240 mm, debido al pobre control de edades en la parte inferior lo cual, aunque útil para otros propósitos, no es el caso para estas correlaciones. La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  muestra tres fases diferentes en el gráfico. La parte más vieja, desde 12.5 a 9 ka, la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  refleja altos valores alrededor de -1.5‰. Entre 9 y 6 ka, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  decrecen progresivamente, y durante los últimos 6 ka, la señal de  $\delta^{18}\text{O}$  muestra valores medios alrededor de -3‰. La señal de  $\delta^{18}\text{O}$  de CM muestra, entre 10 y 7 ka, valores absolutos y una tendencia al decrecimiento general parecido a CP.

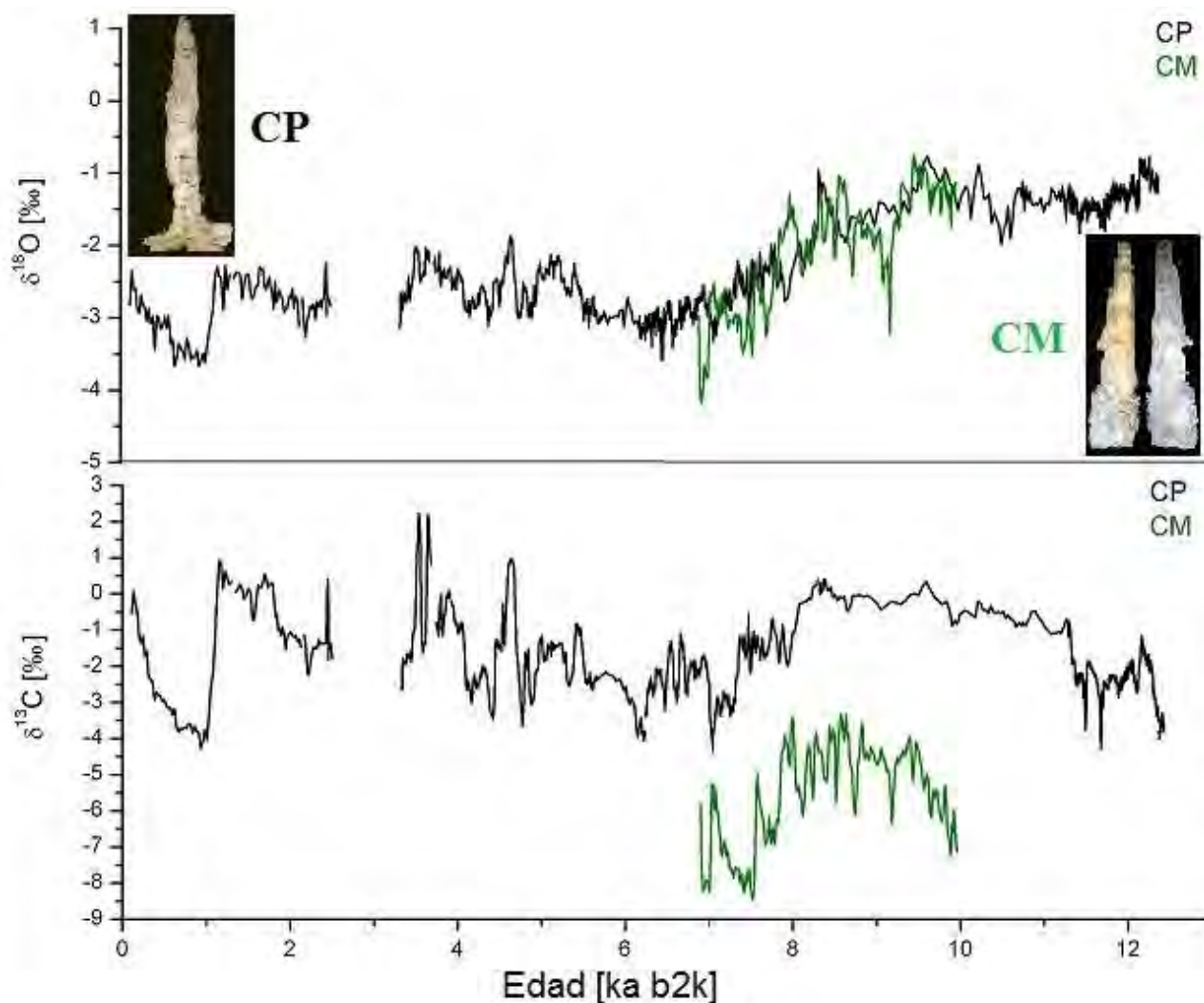


Figura 29. Registros  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CP (creció durante los últimos 12 ka) y CM (utilización del periodo de crecimiento entre 7 y 10 ka). El panel superior muestra los registros  $\delta^{18}\text{O}$  (negro: CP; verde: CM), el panel inferior muestra los registros  $\delta^{13}\text{C}$  de las dos estalagmitas.

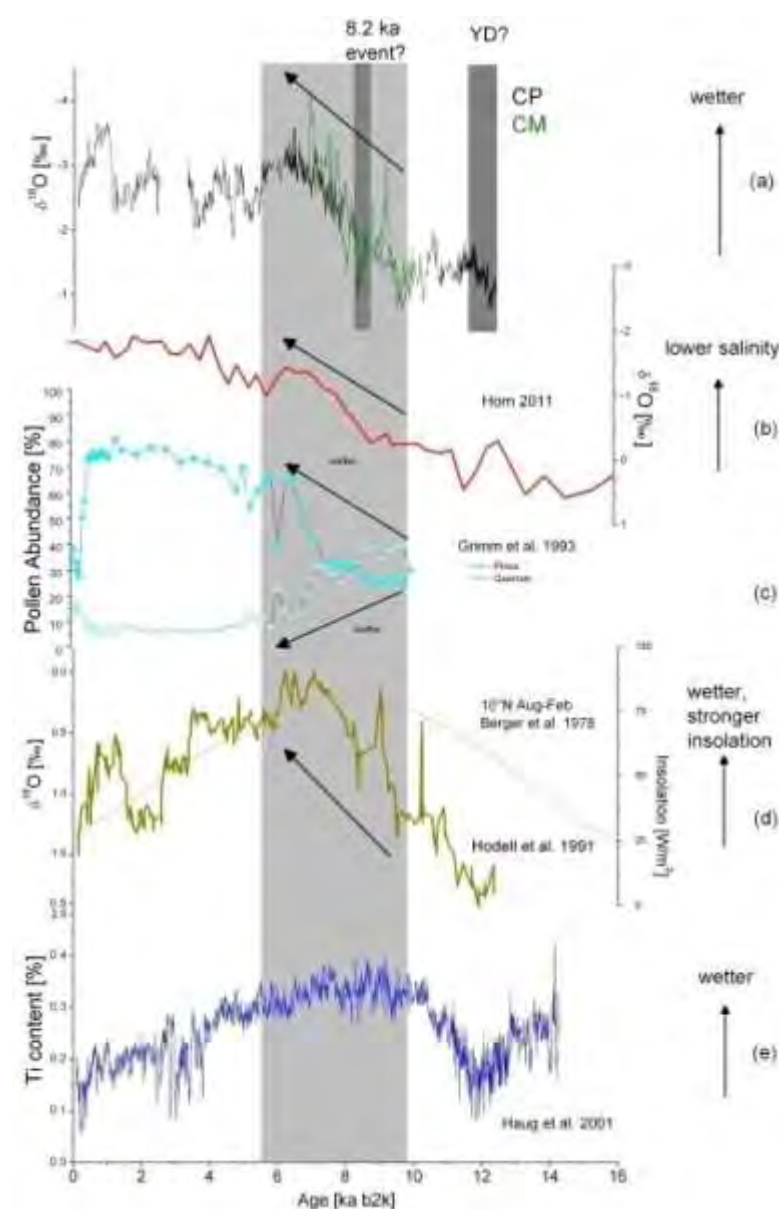
La señal  $\delta^{13}\text{C}$  de CP muestra valores alrededor de  $-2\text{‰}$  con una relativa variabilidad pico a pico de  $6\text{‰}$ . La señal  $\delta^{13}\text{C}$  de CM es por lo general menor ( $-5\text{‰}$ ) que la de CP y muestra una variabilidad por encima a  $2\text{‰}$ . Para comprobar la precipitación de calcita en ambas formaciones secundarias, fue realizada la prueba de Hendy (1971), encontrándose una señal de  $\delta^{18}\text{O}$  relativamente estable con una máxima variabilidad pico a pico de  $0.5\text{‰}$ . La correlación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  no es significativa en el caso del Test de Hendy, lo cual indica un bajo grado de fraccionamiento isotópico cinético (McDermott, 2004) (Fensterer et al., 2013).

### 3.5.6. Interpretación climática de la estalagmita CP y Transición durante el Holoceno.

El rasgo más pronunciado que presentan los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CP, es la transición abrupta desde valores altos (indicadores de condiciones secas y frías) hacia valores más negativos (que sugieren condiciones húmedas y cálidas), comenzando esta tendencia en los 10 ka A.P. y terminando el cambio pronunciado en los 6 ka (Figura 30a, negro).



Figura 30. Valores  $\delta^{18}\text{O}$  de CP y CM, en comparación con otros registros proxy del clima del Holoceno en el Caribe, para los últimos 16 ka. (a) Registros  $\delta^{18}\text{O}$  de CP y CM, Cuba, en este estudio; (b) valores de  $\delta^{18}\text{O}$  planctónico de un núcleo de sedimentos de Haití (Horn, 2011); (c) polen fósil en un registro de la Florida, USA (Grimm et al., 1993); (d) registros de  $\delta^{18}\text{O}$  de sedimentos de lagos en Haití (Hodell et al., 1991) con la curva de insolación para 10 °N de Berger (naranja) (Berger, 1978); (e) Contenido de Titanio de un registro de sedimentos de la Cuenca de Cariaco (Haug et al., 2001). La barra gris muestra el cambio entre 10 y 6 ka, simultáneamente con la transición a condiciones húmedas en la Florida.



En trabajos previos, fueron realizados estudios registros isotópicos de baja resolución de Oxígeno ( $\delta^{18}\text{O} - \delta^{16}\text{O} \text{ ‰ PDB}$ ) y Carbono ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{12}\text{C} \text{ ‰ PDB}$ ) en la estalagmita CDANAS-01 (Cubano Pequeño-CP) de la cueva Dos Anas (Sierra de San Carlos, en la Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba), datada mediante  $^{14}\text{C}$ -AMS en  $15\,330 \pm 50$  años A.P., contribuyendo al conocimiento del comportamiento paleoclimático en el área kárstica de montaña estudiado (Pajón et al., 1999; Pajón et al., 2001a; Pajón et al., 2001b; Pajón et al., 2006). En estos trabajos se detectó un calentamiento climático abrupto (CCA) ocurrido a principios del Holoceno, con un alto incremento de  $\approx 6\text{-}7 \text{ °C}$  y que duro unos 2 000 años aproximadamente. Comprendido entre  $-1.168$  ( $11\,520 \pm 50$  años A.P.) y  $-2.892 \text{ ‰}$  ( $9\,200 \pm 50$  años A.P.) (según esos datos preliminares), los autores plantearon que ese CCA pudiera tener su fase inicial datada alrededor de los  $11\,520 \pm 50$  años A.P., y sugirieron la realización de mas registros de alta-resolución para contrastar los resultados obtenidos (Pajón, 2007). Otros resultados obtenidos en los trabajos antes mencionados fueron: la existencia de una amplia variabilidad climática desde el Ultimo Máximo Glacial (UMG) hasta el presente, con una tendencia general al calentamiento (para el área kárstica de montaña de la Sierra de los Órganos, provincia Pinar del Río); la ocurrencia de una diferencia de temperaturas de  $8\text{-}10 \text{ °C}$  entre el Ultimo Máximo Glacial (UMG-hace 18 000 años) y el Presente Interglacial (Actual), confirmándose la influencia de la extensión y magnitud de los enfriamientos continentales ocurridos en el período glacial, sobre los ecosistemas de la franja tropical-subtropical y en especial sobre la mitad Occidental de Cuba.

Los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CM confirman la fase de transición registrada en CP, tanto en magnitud como en tiempo (Figura 30a). Esta transición de condiciones frías y secas durante finales del Pleistoceno Tardío (PT) y comienzos del Holoceno (H), hacia condiciones húmedas y cálidas

desde la transición PT-H hasta el Presente, también ha sido registrada por diversos proxies climáticos. En este sentido, registros de sedimentos de un lago en Haití (Hodell et al., 1991, Figura 30d, verde olivo), una tendencia muy similar hacia condiciones húmedas, lo cual fue interpretado a partir de cambios en el nivel del lago debido al incremento de las precipitaciones, todo ello atribuido al forzamiento orbital (Figura 30d, naranja, Berger, 1978). En contraste con este record, los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de CP no muestran un regreso pronunciado a las condiciones secas después de los 5 ka. Dos registros de polen de la Florida (Grimm et al., 1993, Figura 30c, azul claro) también muestran una tendencia hacia un clima más húmedo en el área del Caribe, son una similar coincidencia en el tiempo indicado por la presencia de pinos. Peros et al. (2007), plantean que el incremento en la humedad en el Caribe fue causado por el decrecimiento en la insolación y un incremento del nivel del mar. Un registro de sedimentos de la cuenca Cariaco (Figura 4e, azul) muestra una tendencia hacia condiciones húmedas, que comenzó después del Younger Dryas y tuvo su pico máximo entre 10.5 y 5.5 ka durante el máximo termal del Holoceno (Haug et al., 2001). El registro de CP muestra una buena concordancia con el registro  $\delta^{18}\text{O}$  planctónico de Haití (Horn, 2011, Figura 18b, rojo).

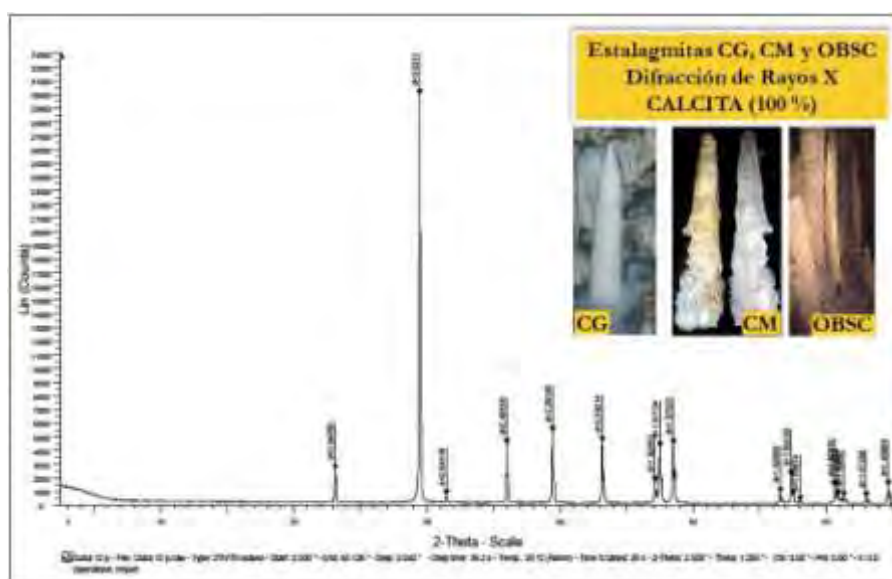


Figura 31. Difractograma que muestra la presencia de calcita en las estalagmitas CG, CM y OBSC.

Aunque la transición hacia condiciones húmedas y cálidas es pronunciada en todos los registros, el tiempo de transición no es exactamente el mismo en todos los registros. Esto conlleva nuevos enfoques en la interpretación de este comportamiento, pues al parecer, deben tenerse en

cuenta si los procesos son sincrónicos o asincrónicos en determinadas áreas geográficas, si existen tiempos de retardos respecto a los paleoprocesos climáticos y como pudieran cuantificarse estos, etc.

### 3.5.7. Fases mineralógicas en las espeleotemas CG, CP, CM y OBSC.

Las estalagmitas CG, CP, CM y OBSC fueron estudiadas mediante Difracción de Rayos X, encontrándose la siguiente composición mineralógica para estas: las formaciones CG, CM y OBSC están compuestas íntegramente por calcita, destacándose la presencia de las reflexiones  $3,02 \text{ \AA}$  y  $2,292 \text{ \AA}$ , características de este mineral. En la Figura 31, se presenta el difractograma que muestra la presencia de calcita en las estalagmitas CG, CM y OBSC. Estos resultados fueron corroborados por Espectroscopia Infrarroja, donde los espectros IR de estas formaciones secundarias muestran dos bandas agudas e intensas en  $720 \text{ cm}^{-1}$  y  $880 \text{ cm}^{-1}$ , y una banda ancha e intensa en  $1430 \text{ cm}^{-1}$  correspondientes al grupo  $\text{CO}_3^{2-}$  de la calcita; en el caso de la formación CP, el difractograma muestra la presencia de las fases mineralógicas calcita y aragonito, resultado que por su importancia es discutido más adelante.

### 3.5.8. Fases mineralógicas aragonito/calcita y elementos trazas en la estalagmita CP.

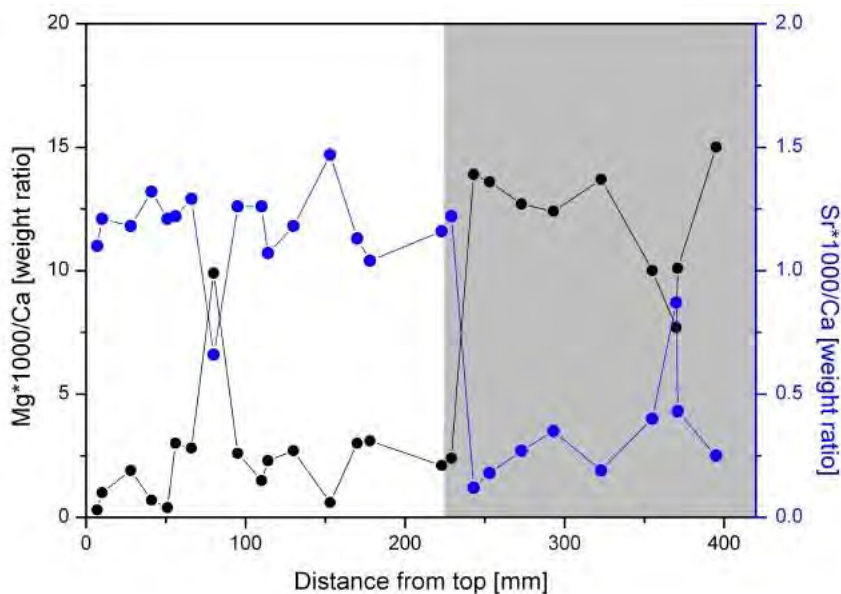


Figura 32. Mediciones de Sr/Ca y Mg/Ca a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita CP, indicando el contenido de aragonito en la parte superior (últimos 240 mm de crecimiento) y de calcita en la parte inferior (primeros 210 mm de crecimiento).

Un estudio de Difracción de Rayos X en la estalagmita CP puso de manifiesto la presencia de los minerales calcita y aragonito en esta formación secundaria. Resulta interesante destacar que los primeros 210

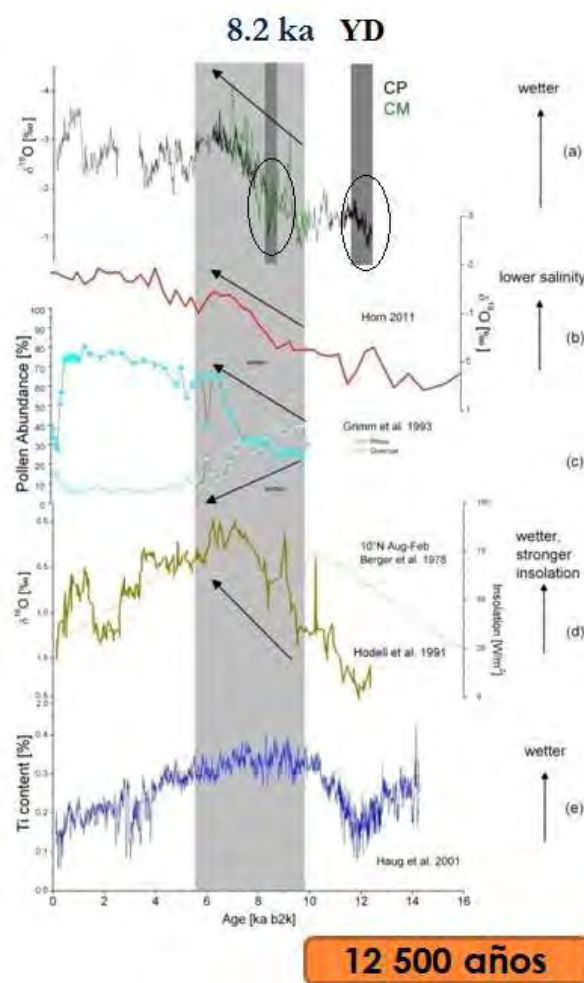
mm de crecimiento de la espeleotema están compuestos por el mineral calcita, mientras que el mineral aragonito es la fase principal y única en los 240 mm de crecimiento. Estos resultados son confirmados por el análisis de elementos trazas. En la sección sobre los 240 mm, la relación Mg/Ca es relativamente baja ( $\approx 0.002$ ), mientras que la relación Sr/Ca es relativamente alta ( $\approx 0.0013$ ) (Figura 33).

Figura 34. Evento climático Younger Dryas (YD) (clima frío y seco entre 10-6 ka). Duración  $\approx 1000$  años. Temperatura promedio para Cuba  $\approx 10$  °C. Evento 8.2 ka (clima frío y seco). Duración de  $\approx 160$  años. Temperatura promedio para Cuba de  $\approx 14$  °C.

Considerando los diferentes coeficientes de partición de Mg y Sr para la calcita y el aragonito respectivamente (Morse and MacKenzie, 1990; Huang and Fairchild, 2001), estos patrones de elementos trazas confirman una aguda transición de la calcita al aragonito a una distancia de 240 mm desde el tope de la estalagmita. Un patrón similar de elementos trazas ha sido encontrada en capas de aragonito dentro de una estalagmita de calcita en el Mediterráneo Occidental (McMillan et al., 2005). Una recrystalización post-deposicional de aragonito hacia calcita está acompañada por una remobilización (perdida y/o ganancia) de Uranio

### 3.5.9. El Young Dryas (YD) y el Evento 8.2 ka.

El Younger Dryas fue un periodo frío, o regreso a las condiciones glaciales, que tuvo lugar en las altas latitudes del Hemisferio Norte entre 12.9-11.5 ka, y tuvo repercusiones en algunos puntos de la geografía de la franja tropical y subtropical. Previos estudios han sugerido una relación entre los



cambios paleoclimáticos ocurridos en el Caribe y las altas latitudes del Atlántico del Norte, sobre una variedad de escalas de tiempo (Hughen et al., 1996; Hillesheim et al., 2005). Eventos fríos importantes, como son los casos del El Younger Dryas y el evento 8.2 ka, probablemente estuvieron relacionados con cambios en la THC, lo cual debe haber afectado a su vez la posición latitudinal de la ITCZ. (Cheng et al., 2009), con una reducción de las SSTs en el Atlántico Norte y un reforzamiento de los vientos alisios en AN (Hughen et al., 1996).

La suma de los procesos anteriores pudo haber condicionado condiciones secas y frías en el Caribe durante el Younger Dryas y el evento 8.2 ka, según Lachniet et al., (2004a). Con vistas a investigar la posible incidencia en Cuba de tales eventos fríos (Younger Dryas (12.9 a 11.7 ka, Rasmussen et al. (2006)) y el evento 8.2 ka (Alley et al., 1997), se examinaron las señales de  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CP y CM. Estudiando el Younger Dryas, Haug et al. (2001) reconstruyó las condiciones de clima seco y frío en el área del Caribe, sobre la base del contenido de Ti en un registro de sedimentos de la cuenca del Cariaco. La señal YD aparece bien reconocida en los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CP y CM, particularmente alrededor de 12 ka, donde la señal de CP presenta un valor mayor de 1‰ que durante el Preboreal (Figura 34), indicando un clima frío y seco para el norte del Caribe durante el YD. El evento climático Younger Dryas (YD) (clima frío y seco centrado en  $\approx 12$  ka) tuvo una duración de  $\approx 1000$  años, con una temperatura promedio para Cuba de  $\approx 7\text{-}9^\circ\text{C}$ . El evento 8.2 ka (clima frío y seco), tuvo una duración de  $\approx 160$  años, con una temperatura promedio para Cuba de  $\approx 8\text{-}10^\circ\text{C}$ .

Varios autores han reportado cambios climáticos durante el Holoceno en el Caribe alrededor de 8 ka y sugirieron una relación con el evento 8.2 ka. Hughen et al. (1996) propusieron tener en cuenta la acción de los vientos alisios en este periodo, y Hillesheim et al. (2005) relacionaron las condiciones secas en este periodo con el evento 8.2 ka. Lachniet et al. (2004a) reportó condiciones secas y un débil Monzón Centro Americano en Costa Rica a partir de valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , y Hodell et al. (1995) reconstruyeron las condiciones secas en México usando valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de gasterópodos lacustres. En nuestro registro, el evento 8.2 ka cae en la transición del Holoceno, la cual es dominada por el registro de CP. Aunque los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  decrecen en 2 ‰ entre 10 y 6 ka, hemos identificado un pico corto con valores relativamente altos alrededor de 8.3, el cual debe reflejar condiciones secas y frías y debe ser atribuido al evento 8.2 ka. Una datación precisa de este evento frío y seco fue registrada en testigos de hielo de Groenlandia, dando 8240 años A.P. (Vinther et al., 2006), y su duración ha sido determinada en 160 años por Thomas et al., (2007). La “fase seca” en el registro CP cae en un rango de tiempo entre 8.7 (70.6) y 8.2 (70.4) ka. El registro de Cm muestra similares rasgos entre 8.7 (70.2) y 8.1 (70.1) ka (Figura 34).

### 3.5.10. Variabilidad a escala milenaria en el Holoceno. Eventos Bond.

Los eventos Bond son eventos fríos que ocurrieron en el Atlántico Norte durante el Holoceno, con un ciclo temporal aproximado de 1500 años (Bond et al., 1997, 2001). Las causas de su ocurrencia no están claras, pero se plantea una incidencia de la variación en la irradiación solar y “procesos de reorganización en la circulación atmosférica”. DeMenocal et al., (2000) encontraron periodos de bajas temperaturas en las SSTs a cierta distancia de la costa de África Occidental, correlacionables con los eventos Bond. En la Figura 35 se observa la relación existente entre los Eventos Bond encontrados en el estudio de sedimentos marinos del Atlántico Norte y las señales isotópicas de la estalagmita CP.

### 3.6. Algoritmo para el cálculo de paleotemperaturas a partir de registros de alta resolución $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas CG y CP.

El cálculo de las paleotemperaturas a partir de los registros de alta resolución de las estalagmitas Cubano Grande (CG) y Cubano Pequeño (CP), correspondientes a los últimos 1.3 ka y 12.5 ka respectivamente, parte de un algoritmo que tiene en cuenta el fraccionamiento isotópico de los isótopos estables de oxígeno, y su dependencia con la temperatura durante el proceso de precipitación de carbonatos durante la formación de una espeleotema.

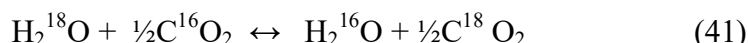
Figura 35 Eventos Bond (EB) en Cuba, ciclos paleoclimáticos que reflejan condiciones frías y áridas, los cuales ocurren cada 1500 años aproximadamente.

El oxígeno ( $Z = 6$ ) es el elemento químico más abundante en la corteza de la tierra y se combina con el hidrogeno para formar el agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ). El oxígeno tiene tres isótopos estables, cuyas abundancias aproximadas son:  $^{16}\text{O} = 99.7630 \%$ ,  $^{17}\text{O} = 0.0375 \%$  y  $^{18}\text{O} = 0.1995 \%$ . El hidrogeno ( $Z = 1$ ) tiene dos isótopos estables cuyas abundancias aproximadas son:  $^1\text{H} = 99.9844 \%$  y  $^2\text{H} = 0.0156 \%$ , conocido como deuterio.

El tercer isótopo del hidrogeno es el  $^3\text{H}$  (Tritio), el cual es radiactivo y tiene un tiempo de vida medio de 12.26 años. El carbono tiene dos isótopos estables con abundancias:  $^{12}\text{C} = 98.89 \%$  y el  $^{13}\text{C} = 1.11 \%$ . El tercer isótopo de carbono es el  $^{14}\text{C}$ , el cual es radioactivo y tiene un tiempo de vida medio de  $5730 \pm 40$  años. Las composiciones isotópicas de oxígeno y deuterio son reportadas en términos de las diferencias de las relaciones  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y  $\text{D}/\text{H}$  respecto a un Standard Primario Internacional, el SMOW (Standard Medio del Agua Oceánica) para el caso de estudio de aguas y el Carbonato Standard PDB (Belemnita Cretácica de  $\text{CaCO}_3$  hallada en la formación Pee Dee en Carolina del Sur) para el caso de estudio de carbonatos.

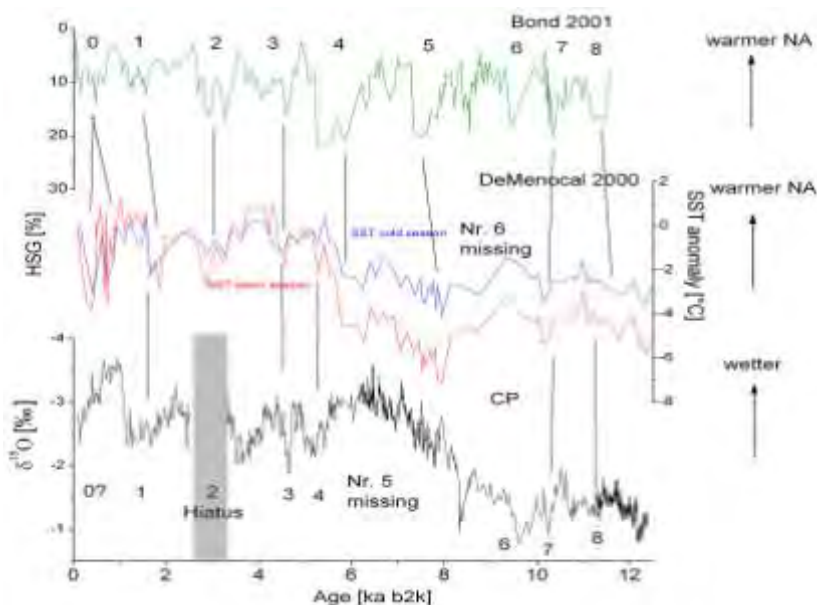
La distribución de isótopos de un elemento en un sistema de dos o tres fases en equilibrio se conoce como “fraccionamiento isotópico”, y es una función de la energía de cada especie iónica o molecular de ese sistema. La energía total del sistema es una función de su temperatura (Gascoyne et al., 1978). El fraccionamiento isotópico puede tener lugar en tres tipos de procesos:

1. Reacciones de intercambio isotópico en equilibrio: Este mecanismo ocurren en reacciones químicas en equilibrio, como se aprecia en la siguiente reacción.

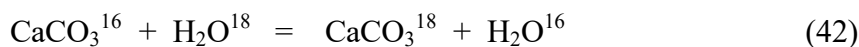


2. Procesos cinéticos: Ocurren en reacciones químicas en no equilibrio, como es el caso de muchas reacciones de procesos fisiológicos.

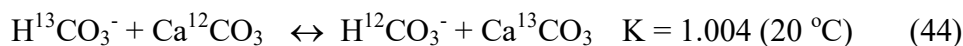
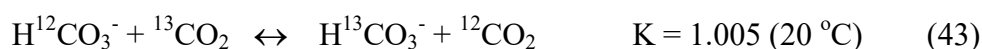
3. Procesos físicos: Ocurre en procesos de evaporación, condensación, cristalización, etc.



El fraccionamiento de isótopos estables de elementos ligeros entre fases coexistentes, ocurre preferentemente bajo condiciones de equilibrio, y es sólo una función de la temperatura de formación. De esa forma, la temperatura de formación de la calcita se puede determinar a partir del fraccionamiento de isótopos de oxígeno ( $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ ), entre ésta y su solución original. La ecuación de intercambio se expresa como:



En las reacciones de intercambio isotópico, las sustancias iniciales y los productos son iguales entre sí en lo referente a su composición y estructura, y se diferencian solo en que contienen diferentes isótopos de uno de sus elementos (Guerra, 1985). Un caso de ejemplo es la relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Aunque debe tenerse en cuenta que los isótopos del Carbono antes mencionados son fraccionados, pero en una menor extensión, dada la posición central del átomo de carbono en el grupo iónico  $\text{CO}_3^{2-}$  de la celda unitaria de calcita, y la pequeña diferencia de masa relativa (Gascoyne et al., 1978).



Las constantes de equilibrio dependen también de la temperatura, y en general, se acercan a la unidad con el aumento de ésta. Esta dependencia con la temperatura, es la base teórica de los métodos de geotermometría isotópica.

### Nomenclatura

Siguiendo el procedimiento definido por Gascoyne et al., (1978), la partición de un isótopo en un sistema de dos componentes en equilibrio se describe generalmente por  $\alpha_{A-B}$ , que es el factor de fraccionamiento para las fases A (c = calcita) y B (w = agua). En el caso de los procesos de intercambio entre la calcita y el agua quedaría:

$$\alpha_{c-w} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_c}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_w} \quad (45)$$

La relación isotópica de una fase dada es convenientemente definida y medida en términos de  $\delta$ , la cual refleja cuanto se desvía la proporción isotópica de la muestra respecto a un Standard Internacional Calibrado.

$$\delta_c = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_c - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{STD}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{STD}} \right] \cdot 1000 \quad (46)$$

o igualmente

$$\delta_c = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_c}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{STD}} - 1 \right] \cdot 1000 \quad (47)$$

donde la  $\delta$  se expresa en partes por mil (‰) ó “per mille”. Esta notación define cuándo se desvía de la norma tomada como referencia, la proporción de oxígeno isotópico de una muestra dada. Valores

negativos de  $\delta$  indican que la muestra está deficiente de isótopos pesados y enriquecida en isótopos ligeros. Se dice entonces que la muestra es “isotópicamente ligera”. Para valores positivos de  $\delta$ , la muestra está enriquecida en isótopos pesados y deficiente de isótopos ligeros, definiéndose como “isotópicamente pesada”.

Combinando las ecuaciones 15 y 17, el fraccionamiento isotópico puede expresarse sobre la base de las relaciones isotópicas

$$\alpha_{C-W} = \frac{R_C}{R_W} = \frac{\delta_C + 1000}{\delta_W + 1000} \quad (48)$$

Considerando valores de  $\alpha$  cercanos a la unidad, la ecuación anterior queda:

$$1000 \ln \alpha_{C-W} = \delta_C - \delta_W \quad (49)$$

A partir de trabajos experimentales se ha encontrado una relación inversa entre el factor de fraccionamiento y la temperatura, lo cual se aprecia en la expresión

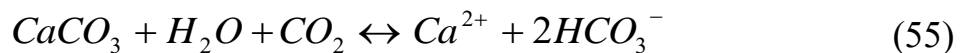
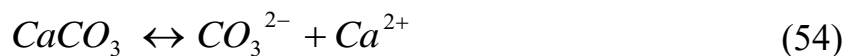
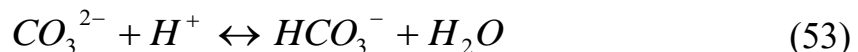
$$\ln \alpha = \frac{C}{T^2} + D \quad (50)$$

donde, T es la temperatura en °K, mientras que C y D son constantes (O’Neil et al., 1969).

Los análisis isotópicos del sistema carbonato-agua se basan generalmente en la utilización de dos standards primarios internacionales, lo cual contribuye también a la calibración y comparación de los resultados reportados por los diferentes laboratorios.

1. El Carbonato Standard PDB (Belemnita Cretácica de  $\text{CaCO}_3$  hallada en la formación Pee Dee en Carolina del Sur) donde  $\delta^{13}\text{C} = \delta^{18}\text{O} = 0$
2. El SMOW (Standard Medio del Agua Oceánica), agua standard para la cual  $\delta^{18}\text{O} = \delta^2\text{H} = 0$

Cuando el  $\text{CaCO}_3$  es precipitado en equilibrio con el agua, según las clásicas reacciones del sistema  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$ , entonces es posible determinar la temperatura de formación de la espeleotema (paleotemperatura).



En el sistema de reacciones químicas anterior el CO<sub>2</sub> en el aire (pCO<sub>2</sub>) y la concentración de CO<sub>2</sub> en la solución (CO<sub>2</sub>) están, en principio, en equilibrio, el cual viene regulado la ley de Henry. A una temperatura dada, el CO<sub>2</sub> se disuelve en el agua y ocurre la formación del ácido carbónico, el cual se disocia aportando iones hidronio y bicarbonatos. A su vez, el ion bicarbonato se disocia para dar lugar a la formación de iones carbonato e hidronio. El carbonato de calcio aporta iones calcio y carbonato. Finalmente ocurre la disolución del carbonato de calcio con el correspondiente aporte de iones calcio y bicarbonato.

Teniendo en cuenta la dependencia del factor de fraccionamiento  $\alpha$  con la temperatura ( $\alpha = f(T)$ ), se han realizado diversos experimentos para calibrar la relación  $\alpha$ -T para sistemas de dos fases en equilibrio, como es el caso del sistema calcita-agua. Una de las mejores expresiones cuantitativas para el cálculo de las paleotemperaturas, conocidos los valores del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$  y el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$  es la siguiente (O'Neill et al., 1969):

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}) \quad (56)$$

donde :

$\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ : composición isotópica de Oxígeno en la muestra de calcita.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ : composición isotópica de Oxígeno en la muestra de agua.

T<sup>°</sup>C: temperatura en grados Celcius.

Esta ecuación fue utilizada para calcular los valores de paleotemperaturas a partir de las señales  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas CG y CP.

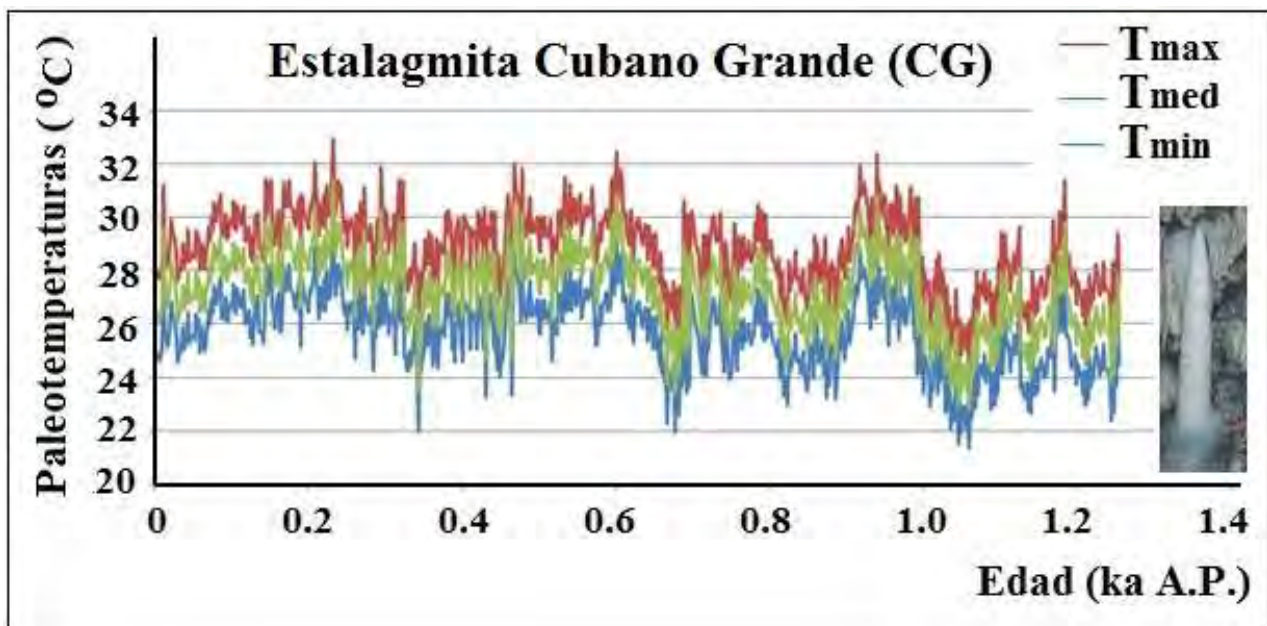


Figura 36. Curva de paleotemperaturas de la estalagmita CG para los últimos 1 400 años A.P.

### 3.6.1. Paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 1.3 ka en Cuba (CG).

En la Figura 36 se observa la curva de paleotemperaturas obtenida a partir de las señales  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG. Se pueden apreciar tres curvas de paleotemperaturas, que representan tres posibles paleoescenarios. La curva en rojo representa la variación de la temperatura media anual máxima para el periodo estudiado de 1 400 años A.P., mientras que las curvas en verde y azul representan



las temperaturas media anual ~~media~~ y media anual mínima para el tiempo estudiado. Se observa una amplia variabilidad de las paleotemperaturas en los últimos 1.4 ka, con una tendencia general al calentamiento hacia el presente, con periodos relativamente fríos intercalados. Se observa la incidencia de la fase fría y árida conocida como la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~0.5 a 0.2 ka), así como la fase calida y húmeda conocida como la Anomalía Climática Medieval (MCA, ~1.05 a 0.8 ka).

Resulta sorprendentemente destacable la ocurrencia dentro del registro  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CG, de un evento frío y árido ocurrido entre 1000-1200 años A.P., el cual coincide exactamente con el severo episodio de sequía que tuvo lugar entre 1300 y 1100 A.P., período que se corresponde con el primer colapso de la cultura Maya, alrededor del 1170 A.P., cuando disminuyó la densidad de la población. Curtis et al., (1996 estudiaron los sedimentos del lago Chichancanab, ubicado en el Centro-Norte de la Península de Yucatán, México, plantean que los cambios climáticos pasados, como consecuencia de las tendencias naturales, jugaron un papel especial y desencadenante en el decaimiento de esta cultura pre-colombina.

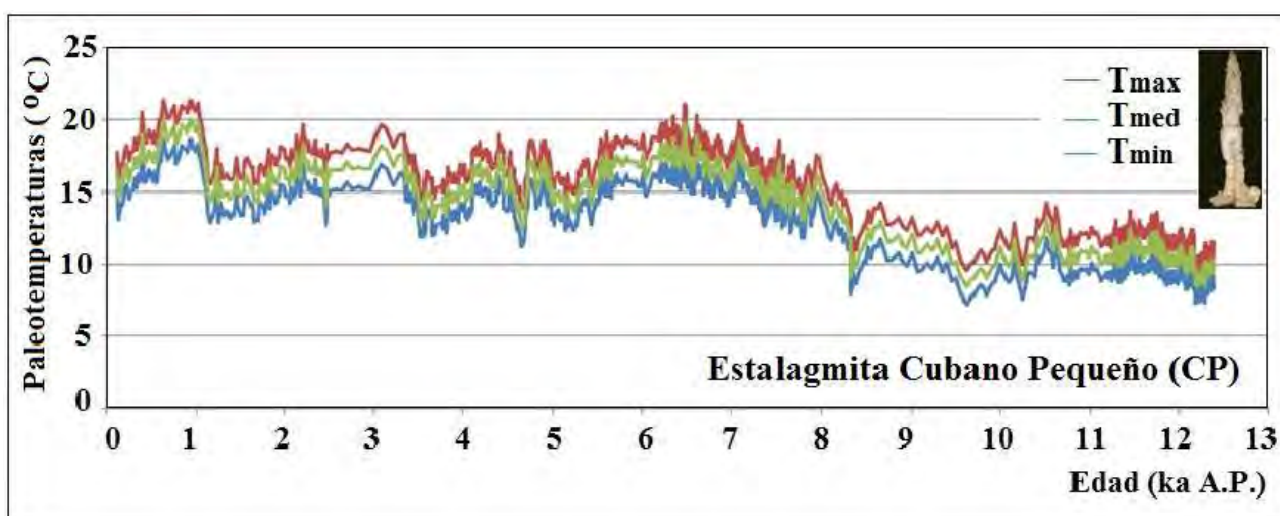


Figura 37. Curva de paleotemperaturas de la estalagmita CP para los últimos 12 500 años A.P.

### 3.6.2. Paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 12.5 ka en Cuba (CG).

En la Figura 37 se observa la curva de paleotemperaturas obtenida a partir de las señales  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita CP. Al igual que en el caso de la curva de paleotemperaturas de CG, se observan tres paleoescenarios de temperaturas para los últimos 12 500 años A.P. La curva en rojo representa la variación de la temperatura media anual máxima para el periodo estudiado de 12 500 años A.P., mientras que las curvas en verde y azul representan las temperaturas media anual ~~media~~ y media anual mínima para el tiempo estudiado. Se observa una amplia variabilidad de las paleotemperaturas en los últimos 12.5 ka, con una tendencia general al calentamiento hacia el presente, con periodos relativamente fríos intercalados. Esta tendencia es observada además, cuando se valoran los valores de paleotemperaturas desde el UMG (disponibles en la Base de Datos de Paleotemperaturas). Dada su importancia, los últimos 1000 años son sujetos en la actualidad a un detallado estudio experimental, así como a nuevos procesamientos de series en tiempo.

### 3.6.1. Tufas carbonatadas laminadas de Cuba Central: proxy data del registro paleoclimático reciente.

El término tufa no ha sido utilizado en Cuba en relación con un tipo de depósito de travertina. Las tufas semejan por su morfología a las estalactitas asociadas al karst, pero su origen está determinado por la precipitación carbonática en una cascada aluvial (Pedly, 1990). Este es un tipo de depósito investigado debido a la importante información que sobre el clima reciente brinda como *proxy data* (Andrews, 2006; Rojas-Consuegra, Pajón y Arano, 2013).

En el municipio de Cumanayaguas, provincia de Cienfuegos, se encuentra una pequeña caída de agua, que escurre en dirección noroeste tributando al río Caunaito, un afluente del Caunao. En su extremo oeste se encuentra una pequeña formación de travertina, donde aparecen tufas bien consolidadas (Rojas-Consuegra y Arano, 2012). Estas están relacionadas con las aguas que se precipitan en un escalón tectónico, dado por una fallas que corta las secuencias volcánicas de la formación Mataguá (Wassall, 1954).

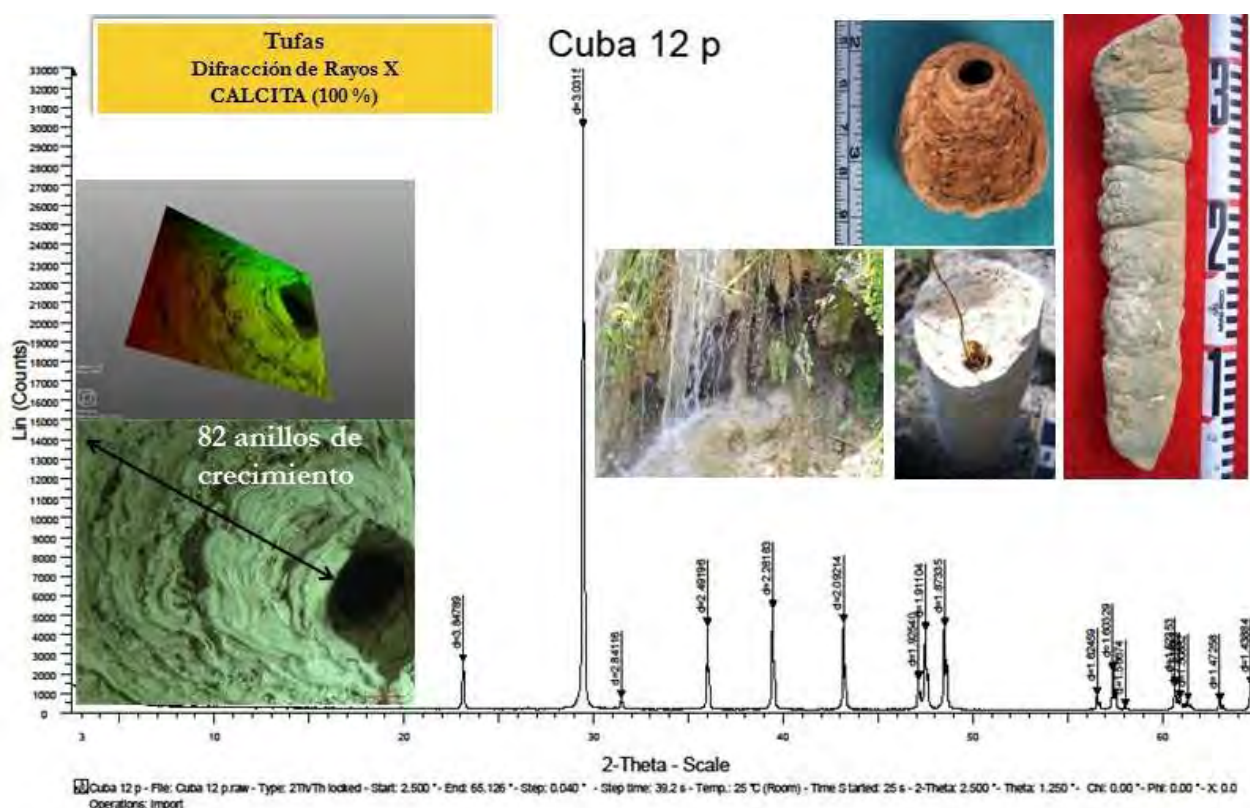


Figura 38. Resumen con imágenes y difractograma correspondientes a las tufas carbonatadas laminadas de Crespo en Cuba Central.

El contexto geológico del área de estudio, geológicamente, está situado sobre el arco volcánico cretácico, representando por las vulcanitas de la Fm. Mataguá (Wassall, 1954), de edad Cretácico Inferior Albiano. Al sur de la región, afloran extensamente las rocas del complejo intrusivo del Cretácico superior, que rodean por el norte al macizo metamórfico de Guamuaya. Sobre este substrato del Cretácico temprano a superior, yacen discordantemente las rocas de la Fm. Cantabria (Kantchev et al., 19976), de edad Maastrichtiano. Desde el punto de vista tectónico, se destaca el sistema de fallas de rumbo cubano, dirección este – oeste; el sistema de fracturas de rumbo noreste-sureste, se expresa en las direcciones de otros elementos geomorfológicos y límites formacionales; y además se revela la presencia de dislocaciones de rumbo norte-sur, a donde se asocia parcialmente la red hídrica superficial.

A escala local, el cauce del arroyo donde aparecen las tufas, fluye desde el sureste hacia el noreste, mientras el borde de la pequeña cascada, donde se han formado las series de tufas, es de rumbo noreste – suroeste; dividiendo un boque meridional, más elevado que el bloque septentrional, con un desnivel de más de cuatro metros. Al parecer muchos rasgos fisiográficos de área son controlados por los sistemas de fracturas tectónicas. El relieve localmente, es más alto al sur, sureste y norte, haciendo que el río Caunaito, a donde tributa el arroyo, corra hacia el suroeste. Hacia el sur, sureste y este de la cascada está distribuidas las secuencias calcáreas pertenecientes a la Fm. Cantabria, las cuales al parecer aportan carbonato a las aguas subterráneas y éstas lo ceden en el área de estudio. En cierto grado, las lavas de la Fm. Mataguá que transiciona entre toleitas y calco-alcalina normal (Días de Villalville, 1997), también pudieran aportar algunas sales a las aguas durante su infiltración y desplazamiento a través de sus abundantes grietas.

El estudio de la morfología y textura de las tufas permite descifrar los procesos en su formación y las etapas marcadas por cambios en las condiciones geoambientales durante su crecimiento. Los ejemplares cubanos estudiados están asociados a raíces y tallos de vegetales, que constituyen su eje central. En sección transversal las tufas exhiben capas y láminas concéntricas, más o menos regulares. Estas se distribuyen en paquetes o ases de láminas de dos tipos: apretadas y poco porosas, de colores claros; y otras, esponjosas y porosas con oquedades, de coloración ligeramente más oscura. Las primeras marcan periodos de clima más seco que las segundas, que corresponden a periodos significativamente más lluviosos. La vegetación actúa como soportes mecánicos principales al comienzo de la deposición de la sales, dando lugar a las tufas, las cuales al crecer se endurecen y pasan a sostenerse por sí mismas.

El cambio cinético del medio, hace que las aguas se desgasifiquen, propiciando a su vez que las sales precipiten en las superficies sobre las que escurren. Durante meses, años y hasta siglos, se van acumulando alrededor del soporte capillas o láminas en forma cíclica, engrosando cada vez más la estructura en crecimiento, adquiriendo formas particulares y variadas, muy semejante a las verdaderas estalactitas y estigmitas que se consolidan en el ambiente kárstico subterráneo.

En general, el soporte vegetal dentro de las tufas tubulares, ocupa una posición excéntrica, dada por el crecimiento excéntrico de las tufas. Su parte delantera, hacia el sentido de la corriente, es más pronunciado, por efecto de la mayor acumulación de las sales cálcicas disueltas donde el flujo es más abundante.

A medida que aumenta la acumulación de las tufas, este depósito carbonático crece en dirección al sentido de la corriente del arroyo. De este modo, las diferentes formas de tufas van creando una secuencia cronológica durante u tiempo dado, donde las tufas activas actuales se sitúan en la línea de caída del agua, mientras las más antiguas ocupan la parte interior de la solapa que forma la casaca, en dirección a la roca madre, las lavas volcánicas del substrato.

En la Figura 38 se observa un resumen que contiene imágenes de las tufas carbonatadas laminadas de Crespo en Cuba Central, el difractograma correspondiente a esta formación el cual presenta la calcita como fase mineralógica principal y única, bien definido por las distancias interplanares con las intensidades adecuadas correspondientes a este mineral. Por otra parte se presenta una evaluación de las capas o laminas de crecimiento de carbonato de calcio, cuyo conteo al microscopio puso de manifiesto la presencia de 82 anillos de crecimiento, probablemente asociados a un crecimiento de 1 anillo anual, siendo necesario confirmar esto en nuevos estudios.

Algunas tufas ya son consideradas fósiles, pues cesó la acumulación de sales, y permanecen recubiertas de vegetación, e incluso se observan procesos insipientes de disolución. Pueden aparecer acumulaciones carbonáticas con otras morfologías diferentes, como matos y recubrimientos irregulares, en partes, acampanados. Las tufas fósiles observadas, que no presentan actividad desde

hace un largo tiempo, exhiben una laminación cíclica, de fases cristalinas alternadas con fases detríticas o granulares. Este hecho con toda probabilidad revela una secuencia cronológica en las tufas de una mayor antigüedad aun.



Figura 39. Etapa paleoclimáticas (preliminar) asociadas a la formación y evolución de las tufas carbonatadas laminadas de Crespo en Cuba Central.

Como los depósitos de tufas se acumulan rápidamente resultan laminados anualmente, así ofrecen una excelente oportunidad para estudiar la estacionalidad en los paleoclimas del Cuaternario. Los registros en las tufas deben ser considerados complementarios a la data paleoclimática de largo término, provisto por las espeleotemas (Andrews, 2006). En el caso de la tufas de Crespo, se deduce que el clima en épocas relativamente recientes ha sido variable, con etapas caracterizadas por sequías, alternadas por etapas con abundantes precipitaciones. Este registro puede ser correlacionado con la data obtenida mediante el estudio detallado de estalagmitas, para precisar la información paleoclimática reciente.

El fechado mediante isótopos y el estudio de la ciclicidad registrada, podrían ser útiles en la reconstrucción más confiable de las condiciones geoambientales de los últimos cientos de años en la región. Este tipo de proxy data puede tener en nuestro país una amplia representación, si tomamos en cuenta la amplia distribución que tienen las formaciones carbonatadas en la superficie del substrato geológico cubano. Además, dada la alta precipitación tropical numerosos causas poseen tales estructuras, con funcionamiento perenne o estacional marcado.

Tales sitios ofrecen una excelente oportunidad como registros de información paleoclimática muy precisa, de años a siglos, con uso potencial en los modelos reconstructivos o de pronóstico, del clima pasado cercano y futuro. Por sus características estos sitios poseen un alto valor científico, y por transición patrimonial, para las geociencias. Después de determinarse integralmente los valores de estos geositos se podrán hacer recomendaciones sobre su posible protección patrimonial (Rojas-Consuegra, 2012).

En la Figura 39 puede verse una muy preliminar interpretación cualitativa sobre las diferentes etapas paleoclimáticas deducidas del análisis de las tufas. Estas estalactitas “dentrofilicas”, por asociarse a las plantas, crecen marcando en su estructura las etapas de mayor abundancia del flujo, y las de su mayor escasez. Así, círculos en forma de anillos más o menos circulares, y la vez excéntricos, apretados y sólidos, marcan las sequías. En cambio, anillos más porosos, suaves y esponjosos, se acumulan en las etapas de máxima circulación del agua, con menor concentración de sales, y casi con ausencia de la vegetación. Las T1 marcan periodos de clima más seco que las T2, que corresponden a periodos significativamente más lluviosos. Se deduce que el paleoclima en la región central de Cuba, en épocas relativamente recientes, ha sido variable, con etapas caracterizadas por sequías, alternadas por etapas con abundantes precipitaciones. Los registros en las tufas deben ser considerados complementarios a la data paleoclimática de largo término, provisto por las espeleotemas (Andrews, 2006). Aun, en el presente caso de estudio, son necesarias observaciones detalladas y con metodologías apropiadas, para hacer una cronología más refinada y

mejor sustentada, a la vez que se apoyan en la determinación de edades isotópicas y otros análisis específicos.

### 3.6.2. Dirección de los paleovientos asociados a la génesis de los campos de paleodunas de las Formaciones Geológicas Santa Fe y Guanabo, La Habana, Cuba.

#### Paleodunas de la Formación Santa Fe.

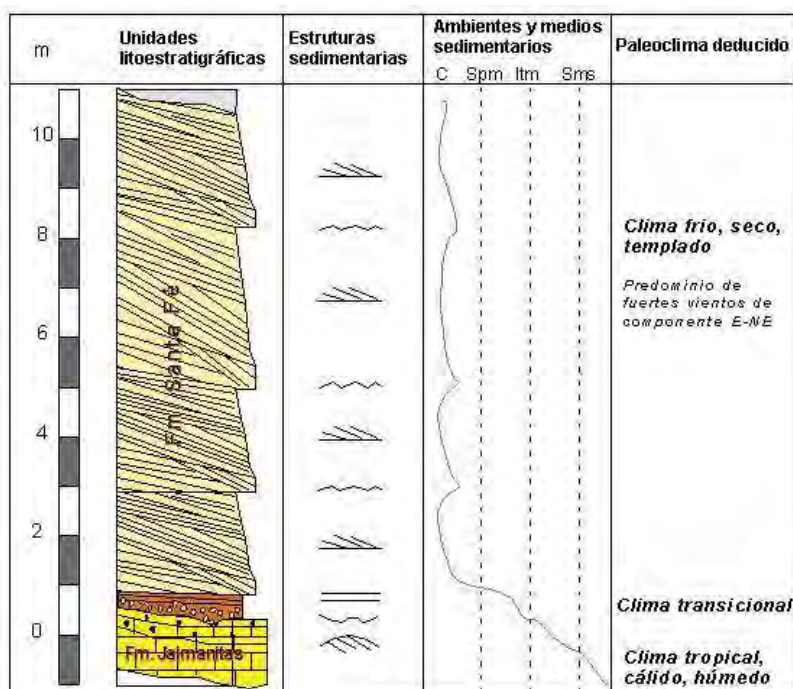
Figura 40. Sección estratigráfica tipo de la Formación Santa Fe, La Habana, Cuba.

En la Figura 40, se aprecia la sección estratigráfica tipo de la Formación Santa Fe se ubica en el Pleistoceno Tardío. En su base aparecen las calizas de la Formación Jaimanitas (Pleistoceno Medio-Superior), con la presencia de un paleosuelo intercalado entre ambas formaciones (Figura 41). El objetivo de este trabajo consiste en evaluar de forma preliminar, la posible relación existente entre el registro estratigráfico estudiado y el paleoclima.

En la base de la secuencias de facies aparecen *grainstone*, acumulada en un medio submareal somero. Le continúan, sobre una calcreta, facies de brecha-conglomerado, que constituyen el relleno de paleocanales, en un medio intermareal a supramareal. La transición a facies de *grainstone*, con

estratificación paralela a cruzada, denota su origen eólico (eolianitas/paleodunas), acumuladas en una medio continental. Se observan hasta tres generaciones de dunas. La secuencia de somerización refleja un cambio ambiental marcado, de litoral somero asociado a una regresión marina, con posterior abrasión marina y erosión subaérea, con una transgresión eólica posterior. Se interpreta un cambio paleoclimático: de marino costero, húmedo, tropical, a uno continental, seco, de templado a frío, con una significativa acción de los vientos, de componentes principales E-NE a W-SW.

Mediante Difracción de Rayos X se caracterizaron las fases mineralógicas presentes en las eolianitas, con 85 % de calcita y 15 % de cuarzo, y el paleosuelo con 60 % de cuarzo y 40 % de calcita. Los cambios paleoclimáticos deducidos, parecen correlacionables con las curvas globales de paleotemperaturas y de las variaciones del nivel del mar. Así, las facies marinas, probablemente (?) corresponderían a los estadios isotópicos marinos 5a-5e, el paleosuelo a los estadios isotópicos marinos 3-4, y las facies de paleodunas al estadio isotópico marino 2 (Figura 42).



Leyenda: C- continental, Spm- supramareal, ltm- intermareal, Sms- submareal somero.

- Eolianitas (*grainstone*), calcáreas, laminadas
- Brecha-conglomerado con arcilla arenosa, sobre calcreta laminar
- Grainstone, masivo a laminar, karstificado
- Estratificación paralela
- Laminación cruzada
- Laminación
- Superficie de deflagración
- Superficie de abrasión-erosión



Figura 41. Paleosuelos intercalados entre la Fm. Santa Fe y la Fm. Jaimanitas, correspondiente a la sección estratigráfica tipo de la Formación Santa Fe.

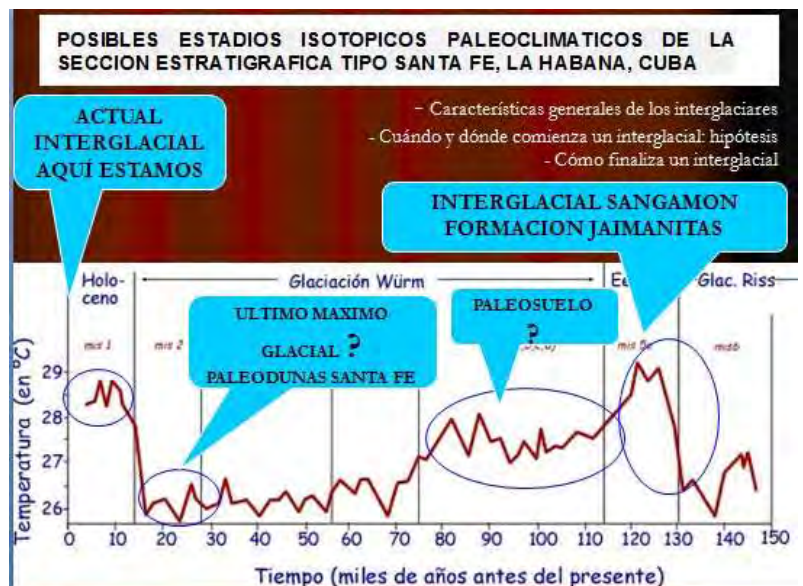
### Campo de Paleodunas de la Formación Guanabo.

Un detallado trabajo sobre la determinación de los paleovientos asociados a la génesis y evolución del campo de paleodunas ubicado en la localidad de Guanabo, La Habana, Cuba, puede verse en la Tesis de Grado de Geología de Ernys Abreu Vega, así

como en el trabajo en prensa de Rojas et., (2015).

Figura 42. Posibles estadios isotópicos paleoclimáticos de la sección estratigráfica tipo Santa Fe, La Habana, Cuba.

La región de estudio se localiza en Guanabo, en la costa norte del municipio Habana del Este de la provincia La Habana, entre los ríos Boca Ciega al Este cartográficas Guanabo y Jaruco a escala 1:50 000. Limita al Norte con las aguas del Estrecho de La Florida; al Este con el municipio Santa Cruz del Norte (provincia Mayabeque); al oeste con el reparto Boca Ciega y al sur con el Consejo Popular de Campo Florido y las Minas (provincia La Habana).



El estudio de mayor profundidad sobre las eolianitas del occidente de Cuba fue realizado por Franco (1975), donde comenta que las mismas forman cordones paralelos a la línea de costa, con buzamientos predominantes de los estratos hacia el suroeste o el oeste. Establece criterios de edad para las biocalcarenitas con estratificación cruzada, más cementadas que las de la Fm. Santa Fe, descritas por Bronnimann y Rigassi (1963), como de la Fm. Jaimanitas y para la cual proponen el nombre de Fm. Guanabo, considerándola de edad pre-Jaimanitas, la misma se estableció en base a sus condiciones de yacencia y grado de diagénesis.

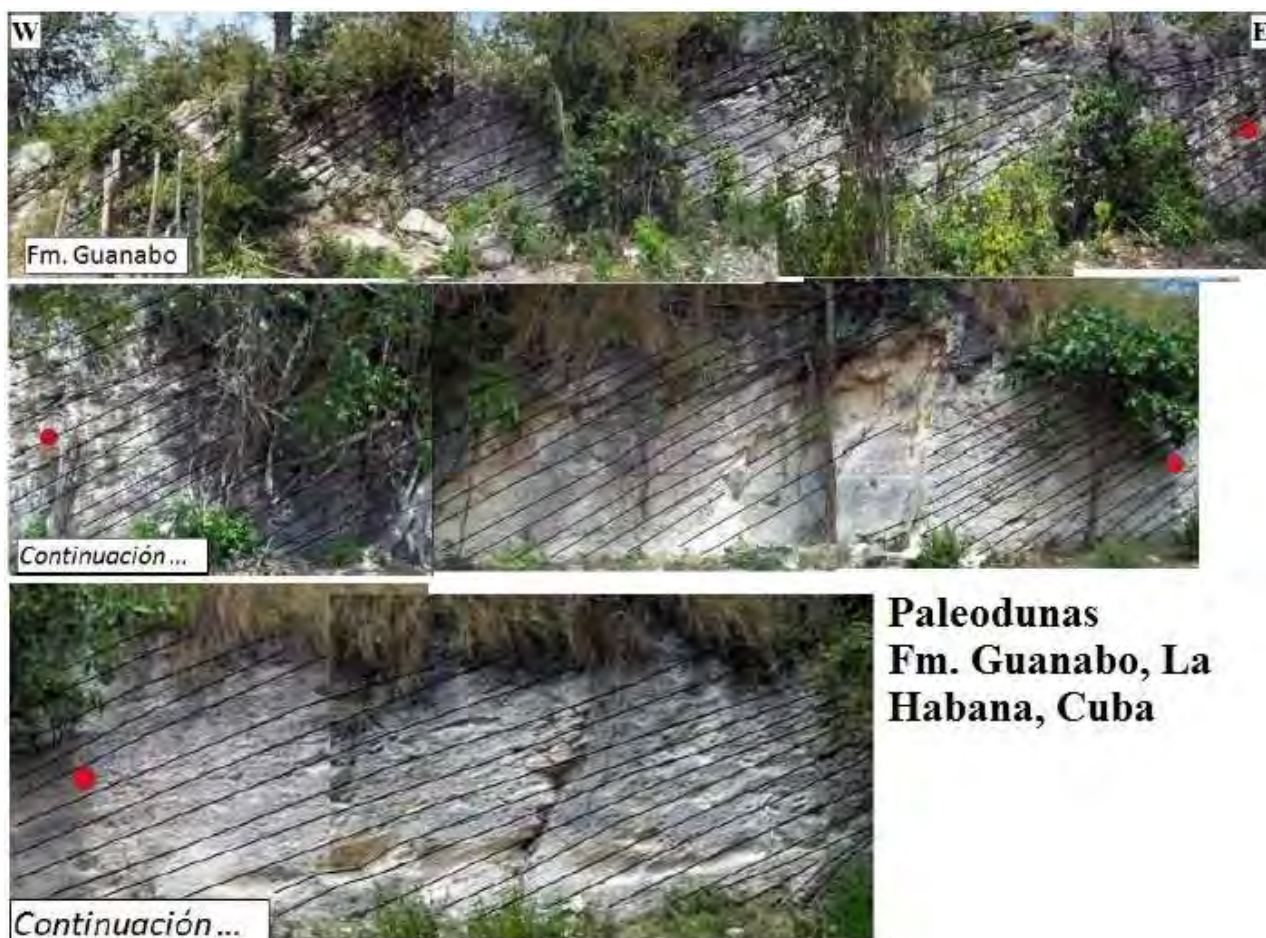


Figura 43. Paleodunas de la Fm. Guanabo (Foto: Reinaldo Rojas-Consuegra)

Albear e Iturralde (1985), opina que en el área de estudio subsisten dos franjas de dunas, donde la más alejada de la costa fue clasificada por Franco (1975), como Fm. Guanabo. Las calcarenitas descritas de la Fm. Santa Fé, yacen sobre una capa irregular de arena arcillosa roja, de 20 cm de potencia en algunos lugares, bajo la cual se encuentra otro paquete de calcarenitas consideradas de la Fm. Guanabo, pero es probable que se trate de una facies de playa, equivalente de Jaimanitas. Las capas buzan entre  $0^{\circ}$  y  $30^{\circ}$ , y presentan frecuentes truncaduras. Iturralde-Vinent (2012), comenta que la decisión de Franco (1975), para caracterizar las "calcarenitas eólicas" que luego Brönnimann y Rigassi (1963), denominaron "lower calcarenite", y las incluyeron en la Formación Jaimanitas, es correcta; pues ellas ocupan una posición más alta en el relieve, yacen sobre rocas del Mioceno y más antiguas, y no son lateralmente correlacionables con la Formación Jaimanitas, que parecen ser más joven. Coronan unas colinas situada a 1,5 y 2 km de la costa, que alcanzan de 20 a 50 m de altura como máximo. Describe que en el corte de la duna de Marbella (localidad tipo) se encuentran cuatro generaciones de eolianitas, separadas por capas delgadas de paleosuelo arcilloso rojo. Cada generación no supera espesor los 3 a 5 m, y tienen una orientación de las capas que sugiere un flujo del viento en dirección al suroeste. Su origen se relaciona con el acarreo por el viento tierra adentro, de las arenas calcáreas de las paleo-playas.

En la Figura 44 se observa un resumen que contiene imágenes de las paleodunas de las Formaciones Santa Fe y Guanabo, el difractograma correspondiente a la Formación Santa Fe, constituido por los minerales calcita (85 %) y cuarzo (15 %) bien definidas por las distancias interplanares con las intensidades adecuadas correspondientes a estos minerales. También se observan las direcciones

estimadas de los paleovientos asociados a la génesis y evolución de los campos de paleodunas de las Formaciones Santa Fe y Guanabo.

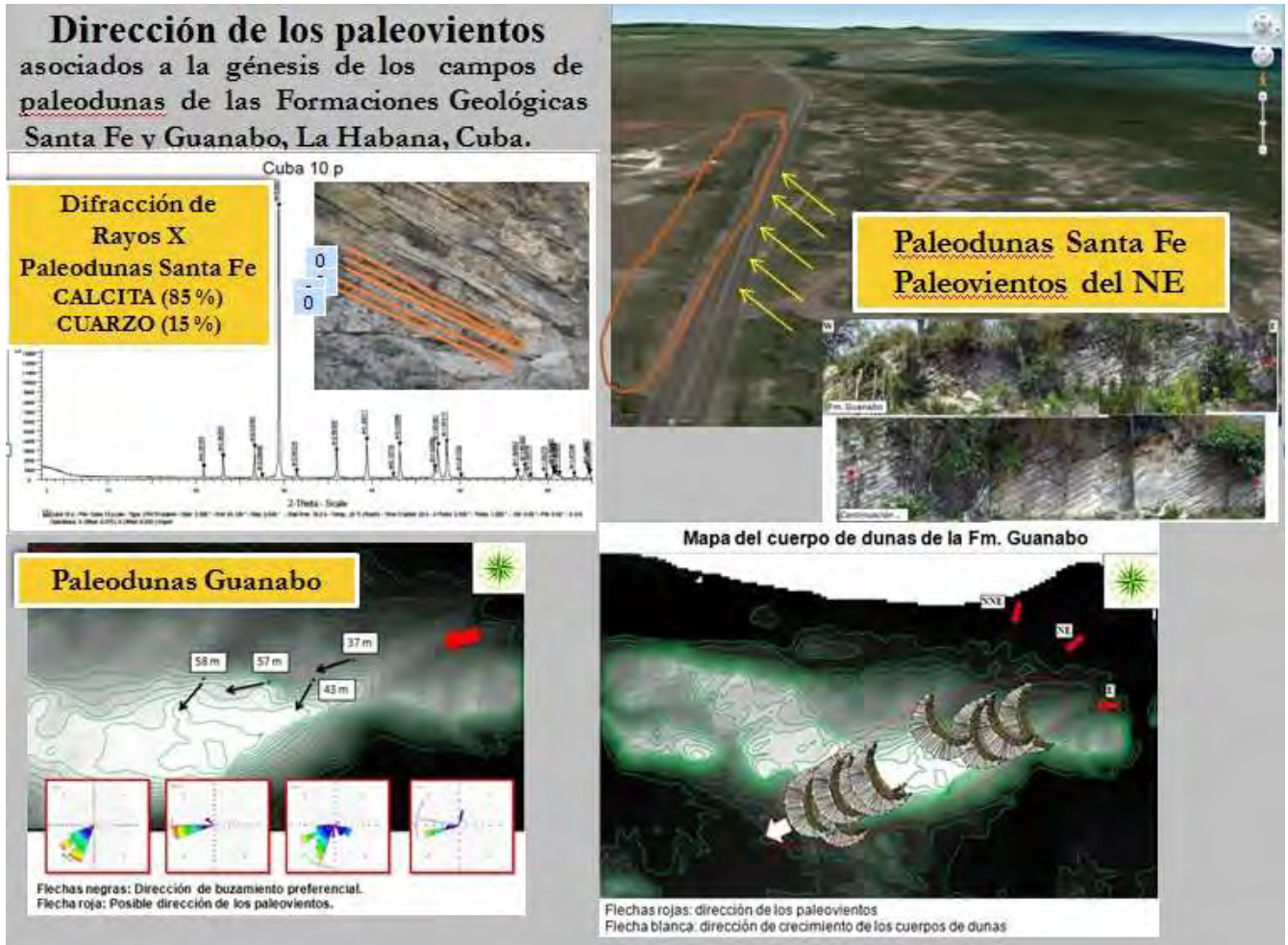


Figura 44. Resumen que contiene, imágenes de las paleodunas de las Formaciones Santa Fe y Guanabo, el difractograma correspondiente a la Formación Santa Fe, constituido por los minerales calcita (85 %) y cuarzo (15 %), y la dirección de los paleovientos.

El estudio de las paleo dunas de la Formación Guanabo, demostró que: El área está constituida por relictos de numerosas paleodunas, lo que se dedujo por la complejidad en el buzamiento y distribución de los paquetes de láminas de las eolianitas que los conforman. Las paleodirecciones de los vientos predominantes fueron del NE, y aunque se dieron cambio en dirección e intensidad de los mismos de forma episódica, como indican las diferentes generaciones de PDs documentadas; que aparecen separadas unas de otras por superficies erosivas (de deflación), en partes marcadas por la presencia de paleosuelos.

El comportamiento de los paleovientos deducidos, sugiere que el sistema de altas y bajas presiones en la cuenca del Atlántico Norte, durante esta etapa de formación de las PDs, tuvo una alta intensidad con gradientes fuertes que llegaban a dominar el área tropical, imponiendo vientos de gran fuerza en sentidos predominantes de E-W y de ENE-WSW. El resultados del estudio de las paleodunas, en comparación en las dunas actuales (no sobrepasan los 2-5 m de altura) en el área costera cercana, sugiere que las velocidades de los vientos actuales son inferiores a los del pasado; lo cual parece reflejar las diferencias del clima pleistocénico temprano vs. el clima tropical de hoy. El estudio detallado de las eolianitas y los paleovientos deducidos, pueden ser de utilidad como proxy data geológicos, en los intervalos donde está conservado su registro estratigráfico, como fuente de información cualitativa paleoclimática.



### 3.7. Metodología para el estudio de paleohuracanes a partir del análisis de registros de alta resolución $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotemas.

En el marco de este estudio, se obtuvo una novedosa metodología integral para el estudio de Peleohuracanes, a través de la identificación de las señales o huellas isotópicas de huracanes históricos y prehistóricos dejadas en espeleotemas sensibles al registro de la actividad de estos fenómenos meteorológicos (Figura 45). Es una herramienta de trabajo con grandes potencialidades, para estudiar la incidencia de tormentas tropicales en una región determinada, registrar eventos meteorológicos extremos y con qué intensidad tuvieron lugar en un periodo de tiempo determinado, a partir de lo cual pudieran evaluarse posibles ciclos de ocurrencia y/o ocurrencia aleatoria.



Figura 45. Metodología integral para el estudio de Peleohuracanes, a partir de registros de isótopos estables de oxígeno en espeleotemas.

La metodología parte de un diseño del proyecto con un enfoque holístico e interdisciplinario de las investigaciones, que incluye elementos de estudio en los campos de las ciencias de la tierra y las ciencias del clima. La partida de este resultado fue la evaluación y compilación de una amplia bibliografía al nivel del Estado del Arte en estos temas, teniendo en cuenta que es una disciplina que tiene apenas dos décadas de estudio.

Otro tema de especial importancia en la metodología, lo constituye la selección de cavernas y espeleotemas sensibles a los estudios de paleotempestología, que tengan además una coexistencia espacial con la trayectoria de paleohuracanes históricos cuyo desplazamiento es conocido o supuesto. Se trata de conocer en cierta medida la intercepción de la trayectoria y actividad de los

ciclones tropicales con las áreas kársticas donde se encuentran las cuevas y espeletemas objeto de estudio. Las bases de datos climatológicas asociadas a los paleohuracanes, desde su origen hasta su desintegración, son base fundamental para estos trabajos, como también lo son las bases de datos hidrológicos que incluyen los registros de avenidas de arroyos y ríos superficiales en las áreas experimentales.

Una caracterización geodinámica, así como del desarrollo del karst y las cuevas presentes en el área objeto de investigación debe ser realizado previo a los trabajos de selección, muestreo y estudio de las estalagmitas sujetas a los estudios asociados a los paleohuracanes. El clima contemporáneo de la región debe ser bien conocido, con especial atención a largas series de tiempo de las variables climatológicas, tales como; temperaturas, precipitaciones, presión atmosférica, humedad relativa, evapotranspiración, velocidad y dirección del viento, insolación.

Un mapeo detallado del sistema cavernario estudiado, las cuevas que lo componen y en particular el sitio donde se obtuvieron las espeleotemas debe ser realizado, preferentemente con tecnología LASER de alta precisión. La documentación de los sitios de muestreo es fundamental, debiéndose obtener con exactitud, la posición de las espeleotemas respecto a las entradas de la cueva, la altura respecto al nivel medio del mar, la potencia en metros de macizo sobre la posición de estas, así como los parámetros morfológicos de la misma.

Es importante rrealizar un monitoreo automático multiaños (tres años), que registre la composición isotópica, físico-química y la velocidad de goteo de las aguas de infiltración en las cuevas seleccionadas, y que acompañe todo el estudio de evaluación de los paleohuracanes en el área de estudio. Estudiar el grado de saturación de las aguas de infiltración respecto a los minerales calcita y aragonito, así la presión de CO<sub>2</sub> que acompaña a las aguas, o sea, determinar si las aguas están precipitando CaCO<sub>3</sub> a través de la evaluación de su comportamiento cinético y termodinámico. Determinar la velocidad de goteo de las aguas de infiltración de las estalactitas que se encuentran sobre las estalagmitas a estudiar, con especial énfasis en los eventos de precipitaciones sobre el macizo kárstico.

Realizar la caracterización de las fases mineralógicas presentes en las espeleotemas, así como conocer la composición de macrocomponentes, microcomponentes y elementos trazas. Evaluar la estructura y textura de las bandas anuales de crecimiento de las estalagmitas. Desarrollar trabajos de laboratorio para revelar la estructura interna de las estalagmitas, con el correspondiente test de Hendy para demostrar la ocurrencia o no de la precipitación de carbonatos en condiciones de equilibrio isotópico. Realizar las dataciones isotópicas y los análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono. Evaluar el contenido promedio de isótopos estables en el agua de lluvia de la región. Comparar las series en tiempo de los registros isotópicos en las estalagmitas, con las series en tiempo de los datos climático-hidrológicos asociados a los huracanes históricos que interesaron el área de estudio, en particular la cueva y espeleotemas seleccionadas para el estudio.

La evaluación realizada en este estudio con el registro  $\delta^{18}\text{O}$  de alta resolución de la estalagmita CG para los últimos 1.4 ka, no permitió detectar las señales o huellas isotópicas asociadas a paleohuracanes, por cuanto, a pesar del alto valor de resolución con que se trabajó, este no fue suficiente para llegar a una escala temporal de semanas y/o días. El nivel de resolución empleado fue de un paso 0.1 mm entre muestra y muestra, por lo cual será necesario aumentar la resolución a hasta niveles de Altísima Resolución (20  $\mu\text{m}$ -muestreo (0.002mm)) para lograr identificar las huellas de paleohuracanes y contrastar estas señales con los registros históricos de datos climatológicos de paleohuracanes conocidos.

Para investigar la capacidad de las espeleotemas como archivos proxy para estudios de paleotempestología, Frappier et al., (2007) analizaron los registros de isótopos estables de oxígeno y

carbono de una estalagmita en la Cueva Actun Tunichil Muknal ubicada en la región kárstica del Distrito Cayo en Belice Central (Figura 46). Estos autores, evaluaron los registros isotópicos de oxígeno y carbono en un periodo de 21 días, logrando detectar las señales isotópicas y sus intensidades en diversos paleohuracanes históricos, cuyas trayectorias e intensidades eran conocidas. Este estudio procedió con la obtención de micromuestras a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita, tomando muestras de polvo de calcita entre 0.02 a 0.05  $\mu\text{g}$  c/u, con una resolución de 20  $\mu\text{m}$  utilizando un equipo de micromuestreo controlado por computadora. Los huracanes históricos identificados fueron: Katrina, Mitch, Kyle, Keith, Dolly, Roxanne, Opal, Diana, Gert, Hermine y Greta. En la Figura 46, aparecen las imágenes de estalagmitas cubanas candidatas a estudios de paleohuracanes a realizarse próximamente.

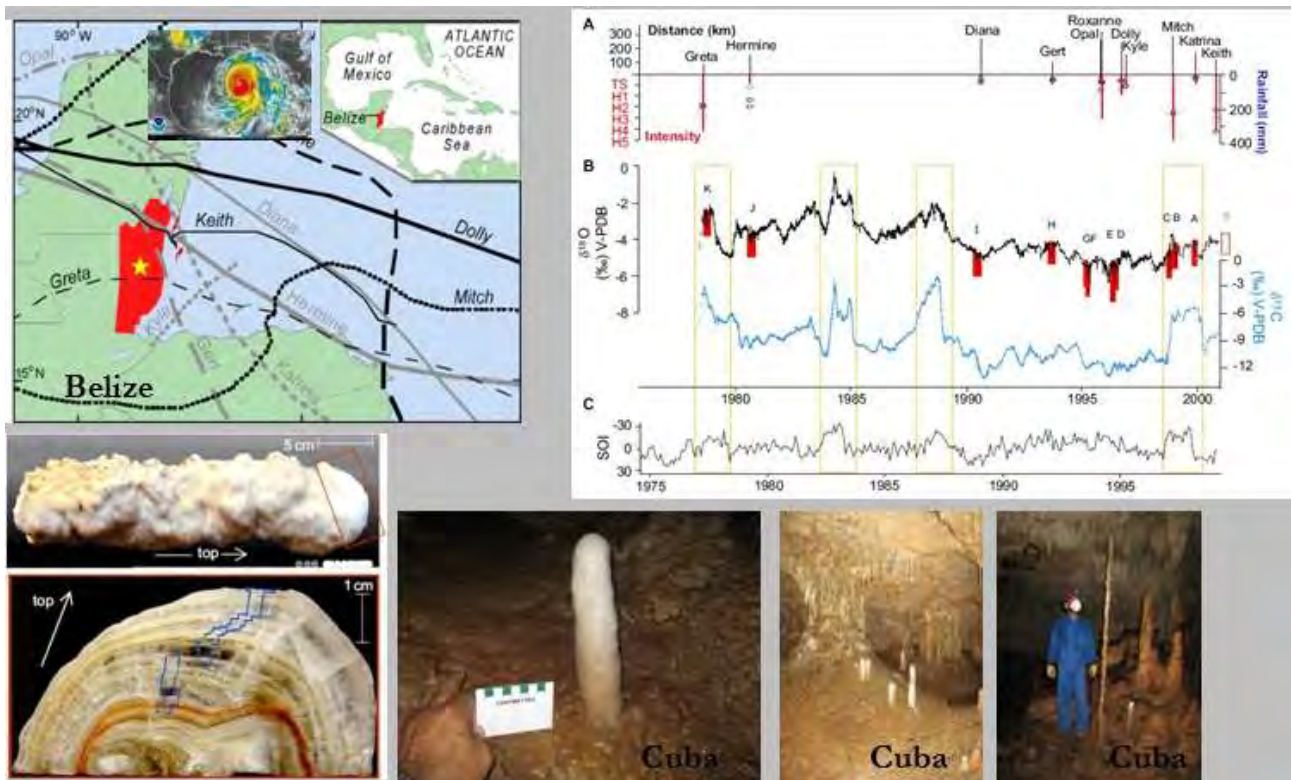


Figura 46. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de una estalagmita en la Cueva Actun Tunichil Muknal ubicada en la región kárstica del Distrito Cayo en Belice Central. Trayectoria de algunos huracanes históricos que afectaron Belice. Estalagmitas cubanas candidatas para estudios de paleohuracanes.

## 4. CONCLUSIONES

La investigación realizada, inspirada en el enfoque múltiple o de combinación de factores, permitió obtener un amplio espectro de nuevas informaciones sobre el cambio climático en el pasado en Cuba Occidental y detectar eventos paleoclimáticos hasta ahora no reportados. Entre esta nueva data y eventos se destacan los siguientes:

- Se han obtenido nuevos registros isotópicos y dataciones de alta-resolución para los últimos 12 500 años en Cuba Occidental, que han permitido detectar eventos climáticos fríos y cálidos hasta ahora no registrados en la historia paleoclimática de Cuba. El análisis de los registros  $\delta^{18}\text{O}$  y dataciones isotópicas de alta-resolución de espeleotemas cubanos, reflejan una amplia variabilidad de las paleotemperaturas y paleoprecipitaciones en Cuba y el Caribe en los últimos 12 500 años A.P., así como una tendencia general al calentamiento hacia el Presente.
- Se identifica en Cuba la incidencia del evento de clima frío y seco Younger Dryas (YD), ocurrido a principios del Holoceno, el cual tuvo una duración de  $\approx 1000$  años y la temperatura promedio estimada para Cuba fue de 7-9 °C.
- Se detectó un evento de clima frío y seco con un máximo ocurrido hace 8.2 ka y una duración de  $\approx 160$  años, con una temperatura promedio estimada para Cuba de 8-10 °C.
- Se confirmó la ocurrencia de la Pequeña Edad de Hielo en Cuba (LIA,  $\sim 0.5$  a 0.2 ka A.P.), así como la Anomalía Climática Medieval, fase cálida y húmeda conocida como Optimo Climático Medieval (MCA,  $\sim 1.05$  a 0.8 ka A.P.).
- Se identificó un Cambio Climático Abrupto (CCA) ocurrido en la Transición Pleistoceno Tardío-Holoceno, comenzando a principios del Holoceno (10 ka), y terminando en los 6 ka, con un incremento de  $\approx 6-7$  °C).
- Los altos valores de los registros  $\delta^{18}\text{O}$  de las estalagmitas cubanas reflejan la incidencia en Cuba a escala milenaria de los denominados "Eventos Bond", eventos o ciclos paleoclimáticos que reflejan condiciones frías y áridas, los cuales ocurren cada 1500 años aproximadamente.
- Se obtuvieron curvas de paleotemperaturas de alta-resolución para los últimos 1.3 ka y 12.5 ka en Cuba, con escenarios de paleotemperaturas altas, bajas y medias. Se encontró una variabilidad multidecadal (80 a) en las precipitaciones en el Noroeste del Caribe durante los últimos 1400 años, a partir del registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de la estalagmita Cubano Grande (CG).

Adicionalmente se preparó una metodología integral para el estudio de Peleohuracanes que permitirá en el mediano plazo estudiar la incidencia de tormentas tropicales en Cuba y registrar eventos meteorológicos extremos, a partir de lo cual pudieran evaluarse posibles ciclos de ocurrencia causal y/o ocurrencia aleatoria.

De conjunto, los resultados obtenidos refuerzan la hipótesis de la posición geográfica de Cuba y el Caribe, como área de articulación e interconexión hemisférica atmósfera-océano-tierra. Lo más significativo de estos hallazgos es que el análisis de los cambios climáticos contemporáneos e históricos cuenta ahora con nuevos datos paleoclimáticos que, potencialmente, pueden contribuir al perfeccionamiento de los modelos de pronóstico de la evolución del clima en Cuba a corto, medianos y largo plazo en el futuro.

## 5. RECOMENDACIONES

- Desarrollar un nuevo proyecto para el estudio de Paleohuracanes Históricos y Prehistóricos en Cuba, que incluya registros paleoclimáticos de Muy Alta Resolución (20  $\mu\text{m}$ -muestreo (0.002mm) y análisis) de una estalagmita joven de los últimos 1000 años.
- Instalación de un equipo de monitoreo automático multiaños (tres años), que registre la composición isotópica, físico-química y la velocidad de goteo de las aguas de infiltración en las cuevas seleccionadas.
- Obtener largas series de tiempo de datos climático-hidroológicos en los alrededores de la cueva objeto de estudio, que sirvan como antecedentes a las variables que acompañan la actividad de los paleohuracanes.
- Entregar los resultados del Proyecto al Instituto de Meteorología y otras instituciones con aplicaciones prácticas.
- Realizar una mayor divulgación de los resultados del proyecto a nivel nacional e internacional.
- Desarrollar una actividad curatorial en el Museo Nacional de Historia Natural, consistente en una Exhibición Transitoria de los resultados del Proyecto.

## 6. ANEXOS

## 7. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a muchos colegas e instituciones, vinculados a los resultados de este trabajo.

Instituciones: el Grupo Espeleológico Martel (GEMC); la Sociedad Espeleológica de Cuba (SEC); el Programa Nacional de Cambio Climático por permitirnos incluir el Proyecto en tan prestigioso Programa académico; el Museo Nacional de Historia Natural de Cuba por su apoyo incondicional; el Instituto de Meteorología por su valoración y apoyo en las temáticas de estudio; la Academia de Ciencias de Heidelberg; la Universidad de Bristol, Inglaterra; Universidad de Innsbruck, Austria; la Universidad de Bourgoigne, Francia; Universidad de Alabama, USA; Universidad de Sevilla, España.

Colegas: Vladimir Otero, Ismael Hernández, Jorge Macle, Gabriel García, Oriol Chávez, Roberto Gutiérrez, Manuel Iturralde-Vinent, Reynerio Fagundo, Leonardo Flores, Ernesto Flores, Francisco Prado, Manuel Rivero, Evelio Balado, Mario Guerra, Hermógenes Rodríguez, Noel González Gotera, Augusto Mangini, Claudia Fensterer, Denis Scholz, Andrea Schroeder-Ritzrau, Christoph Spötl, Dirk L. Hoffmann, Christian Horn, Fernando Díaz del Olmo, Rafael Cámara, Julio J. Valdés Ramos, John Coakley, Emmanuelle Vennin, Matthew Peros, André Viau, Frank Oliva, C. Fred T. Andrus, Paul Aharon, Henry P. Schwarcz, Mark D. Engstrom, Luke Dalla Bona, Patrick Schielein, Maira Celeiro, Luis Paz, Abel Centella, Vladimir Guevara, Ercilio Vento, Esteban Grau, Efrén Jaimez, Hermes Farfán, Carlos Aldana, Carlos Guanache, Orfilio Peláez, Luis Enrique Guadalupe, Joao G. Martínez. A los campesinos Libán y Pastilla, y la familia Candelaria. El coordinador del Proyecto desea expresar su especial agradecimiento a Mayra Espina, David J. Pajón y Jessica León por su apoyo total.

## 8. BIBLIOGRAFIA

- **Abelló, I. A., Luaces, P., Fagundo, J. R., y Guerón, J., 1992.** Estudio estadístico multivariado sobre datos hidroquímicos de las diferentes litologías de la cuenca del río San Marcos. I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst. Matanzas, Cuba. Abril, 1992. Libro de Comunicaciones. (Edit. H.J. Llanos, I. Antigüedad, I. Morell, A. Eraso), pp. 205-214.
- **Acevedo, G. M. et al., 1975.** La Cueva del Túnel. Pueblo y Educación. La Habana, 74 pp.
- **Acevedo, G.M., y Gutiérrez, R.D., 1970.** La Región de Sumidero y sus inmediaciones, Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Revista Tecnológica IX, (3-4), pp. 33-54.
- **Acevedo, G.M., 1970.** Contribución al estudio de la evolución geomorfológica de la Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Revista Tecnológica. Vol. VIII, No.2, pp. 15-34.
- **Acevedo, G.M., 1971.** Geomorfolología de Sumidero y sus inmediaciones, Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba, Revista Tecnológica. Vol. IX, No.3-4, pp. 33-54.
- **Acevedo, M., y Valdés, J., 1974.** Introducción de métodos geomorfológicos e hidrogeológicos cuantitativos en la evaluación de sistemas cavernarios: Aplicación al Sistema Majaguas-Cantera, Pinar del Río, Cuba. Revista Tecnológica. La Habana, vol. 12, pp. 29-39.
- **Acevedo, G.M., y Gutiérrez, R.D., 1976.** Contribución al estudio de la estratigrafía del Cuaternario del Occidente de Cuba. Revista Voluntad Hidráulica, 11 (29), pp. 59-62.
- Almeida, D., 2010. Tesis de Grado de Licenciatura en Geografía. Revisión de los estudios paleoclimáticos en la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba. Tutor Prof. Jesús M. Pajón. Año 2010, 125 pp.
- **Allison, V.C., 1926.** The antiquity of the deposit in Jacob cavern. American Museum of Natural History 19, pp. 294-325.
- **Álvarez, E., Vinardell, I., Fagundo, J.R., y Rodríguez, J., 1993.** Sistemas automatizados para el procesamiento de datos hidroquímicos: SAPHIQ, GEOQUIM, SAMA, BATOMET. Libro de Comunicaciones. I Taller sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Cuba. Ed. Univ. Jaume I, Castellón España), pp. 189-194.
- **Albear, J.F., Iturralde-Vinent, M., (1985).** Estratigrafía de las provincias de La Habana. Contribución a la Geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana. Edit.Cient. Tecn. Cuba, La Habana, 12-54.
- **Andrews, J. E. 2006.** Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. Earth-Science Reviews 75: 85-104.
- **Antonioli, F., Borsato, A., Frisia, S., e Silenzi, S., 1998a.** L'uso degli speleotemi per ricostruzioni paleoclimatiche e variazioni del livello del mare. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 11 (1), pp. 67-78.
- **Antonioli, F., e Leoni, G., 1998.** Siti Archeologici Sommersi e Loro Utilizzazione Quali Indicatori Per lo Studio Delle Variazioni Recenti Del Livello Del Mare. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 11 (1), pp. 53-66.
- **Antonioli, F., Silenzi, S., Vittori, E., e Villani, C., 1998b.** Sea level changes and tectonic mobility: precise measurements in three coastlines of Italy considered stable during the last 125 ky. Manuscrito Inédito, 6 pp.
- **Appelo AJ, Postma D (1993).** Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam/Brookfield, p 536pp
- **Arellano, A.M., Molerio, F.L., y Suri, H.A., 1992.** Efecto de la actitud del <sup>18</sup>O en zona de articulación de llanura criptocársica con carso de montaña. I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst. Matanzas, Cuba. Abril, 1992. Libro de Comunicaciones. (Edit. H.J. Llanos, I. Antigüedad, I. Morell, A. Eraso), pp. 29-42.

- **Atkinson, C.T., Harmon, R.S., Smart, P.L., and Waltham, A.C., 1978.** Paleoclimatic and Geomorphic Implications of  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates on Speleothems from Britain. *Nature* Vol. 272, No. 5648, pp. 24-28, March 2 1978.
- **Back, W., Cherry, R.N. and Hanshaw, B.B., 1966.** Chemical Equilibrium between the Water and Minerals of a Carbonate Aquifer. *Nat. Speleol. Soc. Bull*, 28, 3, pp. 119-126.
- **Bakalowicz, M. 2004.** The epikarst, the skin of karst. In: Jones, W.K., Culver, D.C. and Herman, J. (Eds.). 2004. Epikarst. Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003 Sheperdstown, West Virginia, USA. Karst Water Institute special publication 9, 16-22.
- **Bakalowicz, M. et al., 1987.** Thermal Genesis of Dissolution Caves in the Black Hills, South Dakota. *Geol. Soc. of Am. Bulletin*, V. 99, pp. 729-738, December 1987.
- **Bakalowicz, M., 1979.** Contribution de la Géochimie des eaux à la connaissance de L'aquifère karstique et de la karstification. These Doct. es Sciences, Paris, (1979), 269 pp.
- **Bar-Matthews, M., Ayalon, A., and Kaufman, A., 1997.** Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* 47, pp. 155-168.
- **Bermúdez, T., Fagundo, J. R., y Pajón, J. M., 1987.** Cinética de recombinación iónica en aguas cársicas expuestas a la evaporación. *Revista CENIC Ciencias Químicas*, 18, 2-3, pp. 141-144.
- **Berger, A., 1978.** Long-term variations of daily insolation and quaternary climate changes. *J. Atmos. Sci.* 35, 2362–2367.
- **Berner, R.A., and Morse, J.M., 1974.** Dissolution Kinetics of Calcium Carbonate in Sea Water: IV. Theory of Calcite Dissolution: *Amer. Jour. Sci.*, v. 274, pp. 108-134.
- **Boegli, A., 1960.** Kalklösung und Karrenbildung. *Z. Geomorph., Suppl.* 2, pp. 4-21.
- **Boegli, A., 1972.** La Corrosione per miscela d'acqua. *Atti del Seminario di Speleogenesi. Vorenna, 5-8 Ottobre 1972. Le Grotte d'Italia (4) IV*, pp. 333-352.
- **Bögli, A. 1980.** Karst Hydrology and Physical Speleology. Springer-Verlag, Berlin, 284 pp.
- **Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997.** A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- **Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani (2001).** Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, Vol. 294, 2130{2136.
- **Borsato, A., Cucchi, F., Frisia, S., Miorandi, R., Paladini, M., Piccini, L., Potleca, M., Sauro, U., Spötl, C., Tuccimei, P., Villa, I. M., and Zini, L., 2003.** Ricostruzione climatica degli ultimi 17.000 anni da una stalagmite della Grotta Savi (Trieste, Italia). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): pags. 111-125.
- **Borsato, A., y Forti, P., 2003.** Ricostruzione paleoclimatiche e paleoambientali da concrezioni di mgrotta. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): pags. 55-63.
- **Breadbury J.P. et al., 1981.** Late Quaternary Environmental History of Lake Valencia, Venezuela. *Science*, 219 (4527), pp. 1299-1303.
- **Broecker, W.S., Olson, E.A., and Orr, P.C., 1960.** Radiocarbon Measurements and Annual Rings in Cave Formations. *Nature* 185, pp. 93-94.
- **Bronnimann, P., Rigassi, D., (1963).** Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings, *Eclog. Geol. Helv*, 193-430.
- **Brook, G.A., 1995.** Late Quaternary Environments in Northern Somalia. pp. 288-290.
- **Cárdenas, P., y Naranjo, L., 1996.** Impacto y modulación de efectos del ENOS sobre elementos climáticos en Cuba. Su aporte a la predicción a largo plazo. Instituto de Meteorología, 25 pp.
- **Celeiro, M., 1999.** El método histórico en las investigaciones climáticas en Cuba. *El Caribe: contribución al conocimiento de su Geografía*. Ed. GIDO-ALVIGRAF, La Habana, pp. 48-55.

- **Celeiro, M., 2001.** Clima histórico de Cuba: contribución al transecto PEP-I del PAGES. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM. Núm. 46, 2001, pp. 15-29.
- **Celeiro, M., Molina, A., y Medina, X., 1999.** Conocimiento del clima de Cuba en el presente milenio. Parte I: Nuevos datos sobre el clima de Cuba desde el 1600. En: Pajón, J.M. (Ed.), Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa. Monografía (362 pp.), La Habana, pp. 293-343.
- **Celeiro, M., y Medina, X., 2001.** Evidencias del clima de Cuba en el pasado a través del método histórico. En: Pajón, J.M. (Ed.), Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental. Monografía (273 pp.), pp. 174-205.
- **Centella, A., 1995.** Variaciones del clima en Cuba y su monitoreo. Centro Nacional del Clima. Instituto de Meteorología, Cuba.
- **Centella, A., Naranjo, L., Paz, L., Cárdenas, P., Lapinel, B., Ballester, M., y otros, 1997.** Variaciones y cambios del clima en Cuba. Inédito. Informe Técnico. Centro Nacional del Clima, Instituto de Meteorología, La Habana, 58 pp.
- **Curtis, J.H., and Hodell, D.A., 1996.** Climate Variability on the Yucatán Península (México) during the Past 3 500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. Quaternary Research 46, pp. 37-47.
- **Díaz, J.L., 1986.** Morfoestructura de Cuba Occidental y su geodinámica reciente [en ruso]. Autoreferat de la Tesis para la obtención del grado de Candidato a Doctor en Ciencias Geográficas. Editorial ILA, AN SSSR, 32 pp.
- **Díaz, J.L., Lilienberg, D., y Márques, M.E., 1990.** Movimientos tectónicos recientes en Cuba Occidental: Nuevas investigaciones geodésicas y geomorfológicas. Ciencias de la Tierra y el Espacio, No. 17, Editorial Academia, La Habana, pp. 78-91.
- **Daly, D., 2000.** Epikarst: a "new" concept in Irish hydrogeology. Geological Survey of Ireland, 4:
- **de la Cruz, A.V., y Valdés, J.J., 1985b.** Estudio de las aguas kársticas de la Sierra del Pan de Guajaibón y sus inmediaciones mediante métodos matemáticos de análisis exploratorio de los datos. Revista Vol. Hidráulica 68. Año XXII 68, pp. 25-34.
- **de la Cruz, A.V., y Valdés, J.J., 1992.** Caracterización geoquímica y geomatemática de las aguas de la Sierra del Pan de Guajaibón y sus inmediaciones, Sierra del Rosario, Pinar del Río. Coloquio Internacional sobre Hidrogeología kárstica de la región del Caribe, pp. 289-301.
- **Delworth, T. L. and M. E. Mann (2000).** Observed and simulated multideadal variability in the Northern Hemisphere. Climate Dynamics, Vol. 16, 661-676.
- **De Menocal, P., J. Ortiz, T. Guilderson, and M. Sarnthein (2000).** Coherent High and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. Science, Vol. 288, 2198-2202.
- **Díaz de Villalville, L. 1997.** Caracterización geológica de las formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias en Cuba central, provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus. Estudios sobre Geología de Cuba. Centr. Nac. Inf. Geol. (IGP). pp. 325-344.
- **Donnelly, J. P. and Woodruff, J. D. 2007.** Intense hurricane activity over the past 5, 000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature* 447, 465-468.
- **Donnelly, J. P., 2005.** Evidence of past intense tropical cyclones from backbarrier salt pond sediments: a case study from Isla de Culebrita, Puerto Rico, USA: *J. Coastal Res.* **I42**, 201-210.
- **Drew, D. 1995.** Glossary of karstic terminology. In: COST Action 65 Report Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. European Commission.
- **Dreybrodt, W., 2000.** Equilibrium Chemistry of Karst Water in Limestone Terranes, in Klimchouk et al., eds., Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers. January 2000 Edition. Published by the NES, pp. 126-135.



- **Dreybrodt, W., Scholz, D., 2011.** Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: from soil water to speleothemcalcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 734–752.
- **Fagundo, J. R., 1986.** Caracterización de acuíferos mediante relaciones entre contenidos iónicos y parámetros químico-físicos. *Revista CENIC Ciencias Químicas* 16 (2): pp. 321-325.
- **Fagundo, J.R y Valdés, J.J., 1975.** Estudio químico-físico del comportamiento de las aguas kársticas de la región de San Antonio de los Baños, mediante el uso de modelos matemáticos. *Ann. Speleol.*, 30, 4, pp. 643-653.
- **Fagundo, J.R., 1982.** Determinación de índices para la caracterización de aguas cársicas mediante formulas semiempíricas. *Actas de Primer Coloquio Internacional sobre Hidrología Cársica de la Región del Caribe.* Palacio de las Convenciones, La Habana, Cuba, pp. 499-509.
- **Fagundo, J.R., 1990.** Evolución química y relaciones empíricas en aguas naturales. I- Estudio mediante simulación química del efecto de la litología. *Voluntad Hidráulica*, 82: 28-37.
- **Fagundo, J.R., Pajón, J.M., Valdés, J.J. y Rodríguez, J.E., 1981.** Comportamiento químico-físico de las aguas kársticas de la cuenca del Río Cuyaguaje. *Rev. Ingeniería Hidráulica*, Vol. 11, No.3, ISPJAE, Ciudad de La Habana, pp. 251-274.
- **Fagundo, J.R., Pajón, J.M., y Spasov, K., 1981.** Estudio Hidrogeoquímico de la Cueva Fuentes y sus Alrededores durante la Expedición Espeleológica Búlgaro-Cubana 1981. *Revista Voluntad Hidráulica*, No. 75, 1986, pp. 3-8.
- **Fagundo, J.R., Rodríguez, J., Pajón, J. M., Franco, E., Álvarez, E., Vinardell, J., Vega, J., y Benítez, G., 1991.** Evolución Química y Relaciones Empíricas en Aguas Naturales. III. Cuenca del Río San Marcos. Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. *Revista Voluntad Hidráulica* No. 85, Año XXVIII, 1991, pp. 8-18.
- **Fagundo, J.R., Rodríguez, J.E., Pajón, J.M., Franco, E., Benítez, G., Rodríguez, A.C., Güerón, J., y Abelló, I., 1992.** Caracterización hidroquímica de las aguas del Pan de Guajaibón y otras áreas cársicas cercanas a la Sierra del Rosario. *Libro de Comunicaciones I Taller sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas 1992*). Ed. Univ. Jaume I, Castellón (España): pp. 43-53.
- **Fagundo, J.R., Valdés, J.J. Rodríguez, J.E., Pajón, J.M., de la Cruz, A., García, A., Pulina, M., 1986.** Estudio preliminar sobre el proceso de denudación cársica en el polígono cubano-polaco del Pan de Guajaibón. *Voluntad Hidráulica*, 70/71: pp. 11-15.
- **Fagundo, J.R., Valdés, J.J. y Pajón, J.M., 1981.** Estudio Hidroquímico de las Aguas Kársticas de la Cuenca del Río Cuyaguaje. *Libro Coloquio Internacional sobre Hidrología Cársica de la Región del Caribe.* UNESCO. C. Habana. Dic. 1982, pp. 374-401.
- **Fagundo, J.R., Valdés, J.J., Cardoso, M.E., y de la Cruz, A., 1986.** Algoritmo para el cálculo de parámetros e índices químico-físicos y geoquímicos en aguas naturales altamente mineralizadas. *Revista CENIC Ciencias Químicas.* Vol. 12, No. 1/2. pp. 72-76.
- **Fagundo, J.R., y González, P., 2003.** Estudio indirecto de la carsificación mediante métodos experimentales y mediciones de campo. *CD Rom Congreso 65 Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba.* Febrero.8-12.2003. El Moncada, Viñales, Pinar del Río, Cuba, 5 pp.
- **Fagundo, J.R., y Pajón, J.M., 1985.** Contribución al estudio de las relaciones lineales entre contenidos iónicos y parámetros químico-físicos. Efecto de la litología. *Rev. Ingeniería Hidráulica*, Vol.VI, No.1, ISPJAE, Ciudad de La Habana, pp. 12-29.
- **Fairchild, I. J., C. L. Smith, A. Baker, L. Fuller, C. Spötl, D. Matthey, F. McDermott, and E. I. M. F. (2006).** Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, Vol. 75, 105{153.
- **Fensterer, C., Scholz, D., Hoffmann, D., Mangini, A., and Pajón, J. M., 2010.**  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -

- dating of a late Holocene low uranium speleothem from Cuba. Publication in the YSM Proceedings Issue in IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES), 9 (2010), 012015, 6 pp.(<http://iopscience.iop.org/1755-1315/9/1/012015>).
- **Fensterer, C., Scholz, D., Hoffmann, D., Spotl, C., Pajón, J. M., Mangini, A., 2012.** Cuban stalagmite suggests relationship between Caribbean precipitation and the Atlantic Multidecadal Oscillation during the past 1.3 ka. *The Holocene* 22 (2012), 1403-1410.
  - **Fensterer, C., Scholz, D., Hoffmann, D., Spotl, C., Schröder-Ritzrau, A., Horn, C., Pajón, J. M. And Mangini, A., 2012.** Millennial-scale climate variability during the last 12.5 ka recorded in a Caribbean speleothem. Elsevier Editorial System. *Earth and Planetary Science Letters* 361 (2013), 143-151.
  - **Faure, G., 1977.** Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, Inc. Printed in the United States of America, 464 pp.
  - **Fleitmann, D., Burns, E. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., and Matter, M., 2003.** Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science* Vol. 300, 3.June.2003. Pags. 1737-1739.
  - **Flores, V. E., 1995.** Niveles de cavernamiento y fluctuaciones glacioeústicas cuaternarias de Cuba Occidental. Libro Resúmenes Congreso LV Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba, pp. 90-91.
  - **Flores, V. E., y Flores, V. L., 1998.** Evolución y desarrollo tridimensional de la Cueva de los Gigantes, Sistema Cavernario Majaguas-Canteras, Pinar del Río. III Congreso Cubano de Geología y Minería, pp. 244-247.
  - **Flores, V. E., 1999.** Niveles de Cavernamiento en el Sistema Cavernario Majaguas-Cantera. En: Pajón, J.M. (Ed.), *Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa*. Monografía (362 pags.), Ciudad de La Habana, pp. 183-201.
  - **Ford, d., C., 1988.** Characteristics of dissolution cave systems in carbonate rocks, in James, N. P., and Choquette, P. W., eds., *Paleokarst*: New York, Springer Verlag, 601 pp.
  - **Ford, T. D. et al., 1983.** Speleothem Dates and Pleistocene Chronology in the peak district of Derbyshire. *Trans. Brit. Cave Res. Assoc.*, Vol. 10, No. 2, pp. 103-115. June 1983.
  - **Franco, G. L. (1975).** Las eolianitas del occidente de Cuba. *Serie Geol. Acad. Cienc. Cuba, LaHabana*, (17): 1-12.
  - **Frappier, A. B., 2007.** A stepwise screening system to select storm-sensitive stalagmite: Taking a targeted approach to speleothem sampling. *Quaternary International*. Doi: 10.1016/j.quanit.2007.09.042.
  - **Frappier, A. B., Sahagian, D., Carpeter, S. J., González, L. A. and Frappier, B. 2007.** A stalagmite record of recent tropical cyclones. *Geology*, 7, 111–114; doi: 10.1130/G23145A.
  - **Friedman, I., J. R. O'Neil, and M. Fleischer (1977).** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U. S. Geological Survey Professional Paper, Vol. P0440-KK, 12.
  - **Frappier, A., Sahagian, D., Gonzalez, L.A., and Carpenter, S.J., 2002.** El Nino events recorded by stalagmite carbon isotopes: *Science*, v. 298, p. 565-565.
  - **Frisia, S. 2003.** Gli isotopi stabili negli speleotemi. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): pags. 29-36.
  - **Frisia, S., Fairchild, I.J., Fohlmeister, J., Miorandi, R., Spotl, C., Borsato, A., 2011.** Carbon mass-balance modelling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 380–400.
  - **Garay, P., y Morell, I., 1989.** Tasas de disolución en regiones kársticas españolas. En: *El Karst en España*, Madrid, pp. 257-264.
  - **García-Herrera, R., Gimeno, L., Ribera, P. and Hernández, E. 2005.** New records of Atlantic hurricanes from Spanish documentary sources. *J.Geophys. Res.* 110, Cite ID D03109.

- **Garrels, R.M., y Christ, C.L., 1965.** Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row, New York, 437 pp.
- **Gascoyne, M., Schwarcz, H.P., and Ford, D.C., 1978.** Uranium Series Dating and Stable Isotope Studies of Speleothems: Part I. Theory and Techniques. Trans. Brit. Cave Res. Assoc., Vol. 5, pp. 91-111.
- **Gewelt, M., et Ek, C., 1988.** Les concrétions carbonatées des grottes: Aperçu synthétique. Annales de la Société géologique de Belgique, T. 111, pp. 9-19.
- **González, P., 1997.** Estudio a escala de laboratorio de los procesos de interacción agua-roca. Tesis en opción al título de Maestro en Ciencias del Agua. CNIC, La Habana, 1997.
- **González, P., Fagundo, J.R., Antigüedad, I., Hernández, R., LLanes, A. J., Blanco, D., Suarez, M., y Melian, C., 2005.** Catalogo de aguas naturales de la Sierra del Rosario. Banco de Datos del Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional, 44 pp.
- **González, P., Fagundo, J.R., Ferrera, V., Benítez, G., y Álvarez, E., 1997.** Simulación química de los procesos de interacción agua-roca carbonatada en diferentes condiciones experimentales. (MOD-01). En: Memorias del III Taller de la Cátedra de Medio Ambiente. La Habana 1997. 7 pp.
- **Gradzinski, R., and Radomski, A., 1963.** Types of Cuban Caves and their Dependence on Factors Controlling Karst Development. Bull. Ac. Polonaise des Scs. Série de Sci. Geol. et Geogr. XI, No. 3, pp. 151-160.
- **Gradzinski, R., and Radomski, A., 1965.** Origin and Development of Internal Poljes "Hoyos" in the Sierra de los Organos. Bull. Ac. Polonaise des Scs. Série de Sci. Geol. et Geogr. XIII, No. 2, pp. 181-186.
- **Gradzinski, R., and Radomski, A., 1968.** Factors Controlling Karst Development and Caves Types. Proc. 4th., Int. Congress of Speleology in Yugoslavia, Ljubljana, III, pp. 457-461.
- **Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson (2004).** A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A. D. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L12205.
- **Grimm, E., Jacobson Jr., G.L., Watts, W.A., Hansen, B.C.S., Maasch, K.A., 1993.** A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. Science 216, 198–200.
- **Grupo Nacional de Cambio Climático, 2001.** Primera Comunicación Nacional de la República de Cuba a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (A. Centella, J. LLanes, L. Paz, C. López y M. Limia, eds.) Instituto de Meteorología. CUBAENERGIA, La Habana.
- **Guerra, M.G., 1999.** Morfoestructuras del relieve de la Sierra de San Carlos, Sierra de los Órganos, provincia de Pinar del Río. En: Pajón, J.M. (Ed.), Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa. Monografía (362 pags.), Ciudad de La Habana, pp. 78-106.
- **Guerra, M.G., Pajón, J.M. y Hernández, 1999.** Esquema del drenaje superficial del Sistema Hidrológico Majaguas-Cantera (Sierra de San Carlos, Cuba Occidental). Manuscrito Inédito, 5 pp.
- **Guerra, B.M., Fagundo, J. R., Arellano, M., Bermúdez, T., y Menéndez, D., 1989.** Estudio de las relaciones isotópicas  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  y  $^{18}\text{C}/^{16}\text{O}$  en rocas solubles del Occidente de Cuba. Manuscrito inédito.
- **Gutiérrez, D.R., 1968.** Breve reseña sobre el Período Jurásico en la provincia de Pinar del Río, Cuba. Pub. Espec. No. 5, Dpto. Ing. Geol., Dirección Técnica, INRH, La Habana, pp. 3-23.
- **Gutiérrez, D.R., 2015.** Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales alrededor de la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba. En preparación.

- **Harmon, S.R. and Curl, L.R., 1978.** Preliminary Results on Growth Rate and Paleoclimate Studies of a Stalagmite from Ogle Cave, New Mexico: Reply. *The NSS Bulletin*, Vol. 40, No. 4, October 1978, pp. 123-124.
- **Harmon, S.R. et al., 1975.** Uranium-Series Dating of Speleothems. *The NSS Bulletin*, 1975, 37(2): 21-33.
- **Haug, G. H., D. Gunther, L. C. Peterson, D. M. Sigman, K. A. Hughen, and B. Aeschlimann (2001).** Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, Vol. 293, 1304.
- **Hendy, C.H., 1971.** The Isotopic Geochemistry of Speleothems - I - The Calculation of the Effects of Different Modes of Formation on the Isotopic Composition of Speleothems and their Applicability as Palaeoclimatic Indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 35, pp. 801-824.
- **Hoffmann, D. L. (2008).** <sup>230</sup>Th isotope measurements of femtogram quantities for U-series dating using multi ion counting (MIC) MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, Vol. 275, 75{79.
- **Hoffmann, D. L., J. Prytulak, D. A. Richards, T. Elliot, C. D. Coath, P. L. Smart, and D. Scholz (2007).** Procedures for accurate U and Th isotope measurements by high precision MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, Vol.264, 97{109.
- **Holzämper, S., Spötl, C., and Mangini, A., 2005.** High-precision constraints on timing of Alpine warm periods during the middle to late Pleistocene using speleothems growth periods. *Earth and Planetary Science Letters* (236) (2005), 751-764.
- **Hernández, J.R., Lilienberg, D.A., y González, R., 1986.** Regionalización morfoestructural de la Sierra Maestra y de las depresiones circundantes. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, No. 12, Editorial Academia, La Habana, pp. 36-48.
- **Hernández, I., Pajón, J.M., y Cabrera, H., 2001.** Paleoclima Multimedia. En: Pajón, J.M. (Ed.), *Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental*. Monografía (273), Ciudad de La Habana, pp. 6-16.
- **Hodell, D., M. Brenner, J. H. Curtis, and T. Guilderson (2001).** Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science*, Vol. 292, 1367{1369.
- **Horn, C., 2011.** Spatial Variations of the Phase Shift Between Ocean Surface Warming, Evaporation and Changes of Continental Ice Volume at Termination I. Ph.D.Thesis. Universität Kiel.
- **Huang, Y. and I. J. Fairchild (2001).** Partitioning of Sr<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> into calcite under karst-analogue experimental conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65, 47{62.
- **Hughen, K., Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Trumbore, S.E., 1996.** Rapid climate changes in the tropical Atlantic during the last deglaciation. *Nature* 380, 51–54.
- **Instituto de Meteorología, 2002.** *Tabloide Elementos de Meteorología y Climatología*. Editorial Academia, La Habana, 32 pp.
- **IPCC, 2001.** *Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 398 pp.
- **Iturralde-Vinent, M. 2003:** Ensayo sobre la Paleogeografía del Cuaternario en Cuba. V Congreso de Geología y Minería. *Geología del Cuaternario, Geomorfología y Carso*. Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 de Marzo, ISBN 959-7117-11-8, pp. 54-74.
- **Iturralde-Vinent, M.A. (Ed.), (2012).** *Compendio de Geología de Cuba y del Caribe*. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.
- **Jaimez, E., Pajón, J.M., Ortega, F., Hernández, I., y de Huelves, J., 2008.** Condiciones edafoclimáticas en la formación de suelos, en los alrededores de la Sierra de San Carlos,

- Pinar del Río, Cuba. Revista Arbitrada Aula y Ambiente-Revista Ambiental. Núcleo de Investigación –Estudio del Medio Físico Venezolano”. Año 2008, Año 6, No. 11, pp. 57-65.
- **Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang,** 162
- REFERENCES
- **R. Jenne, and D. Joseph (1996).** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 77, 437{470.
  - **Kantshev, I.; Boyanov, I.; Goranov, A.; Iolkichev, N.; Cabrera, R.; Kanazirski, M.; Popov, N. y Stanchea, M. 1976.** Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000, realizado durante el período 1969-1975. Brigada Cubano-Búlgara. Inst. Geol. Paleont., Acad. Cienc. Cuba, La Habana (inédito).
  - **Kartashov, I.P., Cherniajoski, A., y Peñalver, L.L., 1981.** El Antropógeno en Cuba (en ruso). Editorial Nauka, Moscú, Vol. 356, pp. 1-145.
  - **Kartashov, I.P., y Mayo, N.A. 1976.** Algunas particularidades de las estructuras de los depósitos del Cuaternario continental de Cuba Central y Occidental. Serie geológica No. 10, Academia de Ciencias de Cuba (ACC), Instituto de Geología y Paleontología (IGP), La Habana, pp.1-10.
  - **Kim, S.-T. and J. R. O'Neil (1997).** Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, 3461 {3475.
  - **Klimchouk, A., 2004.** Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. The Virtual Scientific Journal. [www.speleogenesis.info](http://www.speleogenesis.info)
  - **Klimchouk, B.A., Ford, D. C., Palmer, A.N., and Dreybrodt, W., 2000.** *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. January 2000 Edition. Published by the NES, Inc, USA, 527 pp.
  - **Knight, J. R., C. K. Folland, and A. A. Scaife (2006).** Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L17706.
  - **Lane, P., Donnelly, J. P., Woodruff, J.P. and Hawkes, A. D., 2011.** A decadal-resolved pelehurricane record archived in the Late Holocene sediments of Florida sinkhole. Elsevier, *Marine Geology*, **Volume 287, Issues 1–4**, 1 September 2011, Pages 14–30
  - **Langmuir, D., 1971.** The Geochemistry of Some Carbonate Ground Waters in Central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 35 (10), pp. 1023-1045.
  - **Lachniet, M. S., Y. Asmerom, S. J. Burns, W. P. Patterson, V. J. Polyak, and G. O. Seltzer (2004a).** Tropical response to the 8200 yr B.P. cold event? Speleothem isotopes indicate a weakened early Holocene monsoon in Costa Rica. *Geology*, Vol. 32, 957{960.REFERENCES 163
  - **Lachniet, M. S., S. J. Burns, D. R. Piperno, Y. Asmerom, V. J. Polyak, C. M. Moy, and K. Christenson (2004b).** A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, D20117.
  - **Lachniet, M. S. and W. P. Patterson (2006).** Use of correlation and multiple stepwise regressions to evaluate the climatic controls on the stable isotope values of Panamanian surface waters. *Journal of Hydrology*, Vol. 324, 115{140.
  - **Lachniet, M. S. (2009b).** Sea surface temperature control on the stable isotopic composition of rainfall in Panama. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L03701.
  - **Lecha, B. L, Paz, L. R., y Lapinel, B., 1994.** El Clima de Cuba. Editorial Academia. La Habana 1994, 186 pp.

- **Li, X.W. et al., 1989.** High-Precision Mass-Spectrometric Uranium-Series Dating of Cave Deposits and Implications for Palaeoclimate Studies. *Nature* Vol. 339, No. 6225, pp. 534-536, 15 June 1989.
- **Lilienberg, D.A., Díaz, J.L., Pascual, C., y Venereo, A., 1975.** Contribución al estudio de los movimientos tectónico recientes de Cuba. *Ser. Geogr.*, 16, pp. 1-12.
- **Limia, M., Vega, R., Pérez, R., y Durán, J., 2000.** Climatología de los ciclones tropicales que han afectado a Cuba durante 1799-1998. (Inédito). Informe Científico del Resultado No. 4 del Proyecto 013001094. Instituto de Meteorología, 36 pp.
- **Liu, K.-B. and Fearn, M. L. 2000.** Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in northwestern Florida from lake sediment records. *Quat. Res.* **54**, 238–245.
- **Liu, K.-B., 2007.** Paleotempestology. In: *Encyclopedia of Quaternary Science* (Eds. Elias). Elsevier, Amsterdam, 1978–1986. Luminescence ages - A case study from the German Alpine Foreland. *Geochronometria* 40 (4), 283-293.
- **Macle, J., Hernández, I., y Pajón, J.M., 1998.** Análisis Estadístico de Datos Orientados en el Estudio de la Influencia Ejercida por los Elementos Estructurales sobre el Karst de la Sierra de San Carlos. Libro MEMORIAS II, Geología y Minería'98, IV Taller Internacional –Informática y Geociencias”, GEOINFO'98, La Habana, pp. 134-137.
- **McDermott, F. (2004).** Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variation in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 23, 901–918.
- **Malmquist, D. L. 1997.** Oxygen isotopes in cave stalagmites as a proxy record of past tropical cyclone activity. In: *22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* Amer. Met. Soc., Fort Collins, 393–394.
- **Mann, M. E., Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi, and F. Ni (2009).** Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, Vol. 326, 1256.
- **Mangini, A., Spötl, C., and Verdes, P., 2005.** Reconstruction of temperature in the Central Alps during the Past 2000 yr from a  $\delta^{18\text{O}}$  stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters* (235 (2005), 741-751.
- **Markgraf, V., 1996.** PANASH: Paleoclimas de los Hemisferios Norte y Sur. El Programa PANASH. Transecta de las Américas/PEP I. PAGES Series 96-6, 97 pp.
- **Markgraf, V., 2001.** Book –Interhemispheric Climate Linkages (Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects)”. Chapter Long-Term Climate Variability, Academic Press, 454 pp.
- **Markowics, M., y Pulina, M., 1979.** Ilosciowa Polmikroanaliza Chemiczna Wod Wobszarach Krasu Weglanowego. Uniwersytet Slaski. Katowice, 67 pp.
- **Mattey, D.D., Lowry, J., Duffet, R., Fisher, E., Hodge, Frisia, S., 2008.** A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: reconstructed drip water and relationship to local precipitation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 80–95.
- **Mayo, N.A. y Kartashov, I. P., 1972.** El problema de las oscilaciones climáticas en el Pleistoceno de Cuba. *Actas Inst. Geol. ACC.* 2, pp. 3-26.
- **Mayo, N.A. y Peñalver, L., 1973.** Los problemas básicos del Pleistoceno de Cuba. Resúmenes, comunicaciones y notas del V Consejo Científico, Inst, Geol., Actas, 3: pp. 61-65.
- **McCloskey, T. A. and Keller, G., 2009.** 5000 year sedimentary record of hurricane strikes on the central coast of Belize, *Quaternary International*, 195, 53-68. Doi:10.1012/j.quaint.2008.03.0003.
- **McCloskey, T. A. and Knowles, J. T., 2009.** Migration of the Tropical Cyclone Zone throughout the Holocene. In Elsner, J. B., Jagger, T. H., (eds) –Hurricanes and Climate Changes”, Springer, New York, 169-188. middle and south Patagonian Atlantic coast

- derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley mouth terraces. – *Earth-Science Reviews*; 103: 1-30.
- **Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, and A. Karmalkar (2010).** High resolution stalagmite climate record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 298, 255-262.
  - **McMillan, E.A., Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., McDermott, F., 2005.** Annual trace element cycles in calcite-aragonite speleothems: evidence of drought in the western Mediterranean 1200–1100 yr BP. *J. Quat. Sci.* 20, 423–433.
  - **Milliman, D.J. and Emery, O.K., 1968.** Sea Levels during the Past 35 000 years. *Science* Vol. 162, 6 December 1968, pp. 1121-1123.
  - **Miller, D.L., Mora, C.I., Grissino-Mayer, H.D., Mock, C.J., and Uhle, M.E., 2003.** Tropical Cyclone Activity and Climate Fluctuations Captured by Oxygen Isotopes in Tree-Ring Cellulose From the Southeastern US: *Eos Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract B11C- 0712, 2003.
  - **Ming, T.N., and Tungsheng L., 1995.** Stable Isotope Records of a Stalagmite from Jiguan Cave in Henan Province, China. *Scientia Geologica Sinica, Supplementary Issue (1)*, pp. 281-284, Printed in China.
  - **Miserez, J.J., 1973.** *Geochimie des eaux du karst Jurassien. Contribution physico-chimique a l'étude des alterations.* These Doct. és Sciences. Neuchatel, 313 pp.
  - **Molerio L, L.F. y Grau e., 2011.:** Episodios hipogénicos de carsificación y espeleogénesis en el territorio de La Cachurra-Santa Marta, Matanzas. *El Explorador, Periódico Digital Espeleológico, Cuba, No. 89, Septiembre 30, 2011:1-4.*
  - **Molerio, L., 1980.** Notas para una tipología. *Geoespeleológica del Karst Cubano.* (Manuscrito inédito), 42 pp.
  - **Molerio L. F., 1985.** Dominios de flujo y jerarquización del espacio en acuíferos cársicos. Resumen. *Simp. XLV Aniv. Soc. Espeleol. cuba, La Habana*, pp. 52-53.
  - **Molerio, L. F., 1981.** Problemas hidrogeológicos del Karst de Montaña de Cuba. *Voluntad Hidráulica, La Habana XVIII (56)*, pp. 37-40.
  - **Molerio, L. F., 1992.** Procesos de transporte de masa en la zona o saturada de los acuíferos cársicos tropicales. *Libro de Comunicaciones I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Cuba, 1992.* Ediciones Jaume I., Castellón (España), pp. 1-15.
  - **Molerio, L. F., 1992.** Técnicas Estadísticas y de la Teoría de la Información para el Diseño y control de las redes de Monitoreo de las Aguas Subterráneas en el Carso. *1er Taller Iberoamericano de Informática y Geociencias, Acad. Cienc. Cuba. La Habana*, pp. 32.
  - **Molerio, L. F., 1995.** Regionalización Hidrogeoquímica de las Aguas Subterráneas en la Sierra de Quemados, Pinar del Río, Cuba. *Congreso Internacional LV Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba y Primera Reunión Iberoamericana, La Habana*, pp. 92-93.
  - **Molerio, L. F., Menéndez, A., Flores, E., Bustamante, C., y Guerra, M., 1995.** Hidrodinámica de los Grandes Sistemas cavernarios de Cuba Occidental. *Congreso Internacional LV Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba y Primera Reunión Iberoamericana, La Habana*, pp. 88-89.
  - **Molerio, L. F., y Valdés, J.J., 1975.** Problemas y perspectivas de la investigación geoespeleológica en Cuba. *Revista Tecnológica, 3/75, XIII*, pp. 34-37.
  - **Molerio, L.L., Guerra, G.M., Rocamora, E., y Pajón, J.M., 1999.** Caracterización de los Niveles de Cavernamiento del Karst de Cuba Occidental y su Relación con las Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Cuaternario. En: Pajón, J.M. (Ed.), *Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa. Monografía (362 pp.)*, Ciudad de La Habana, pp. 113-170.

- **Molerio, L., L. y Flores, E., 1997.** Paleoclima y paleocarsos: Los niveles de cavernamiento y la variabilidad del clima tropical en el Golfo de México y el Caribe. Conferencia Internacional TAHICU 96. Editorial Lankooipi. S.A., Bilbao, España, pp. 225-232.
- **Molerio, L.L., Guerra, G.M., Rocamora, E., y Pajón, J.M., 1999.** Caracterización de los Niveles de Cavernamiento del Karst de Cuba Occidental y su Relación con las Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Cuaternario. En: Pajón, J.M. (Ed.), Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa. Monografía (362 pp.), Ciudad de La Habana, pp. 113-170.
- **Morse, J.W., MacKenzie, F.T., 1990.** Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Elsevier, Amsterdam.
- **Myroie, J.E., and Carew, J.L., 1988.** Solution Conduits as Indicators of Late Quaternary Sea Level Position. Quaternary Science Reviews, 7, pp. 55-64.
- **Muhlinghaus, C., D. Scholz, and A. Mangini (2007).** Modelling stalagmite growth and  $^{13}\text{C}$  as a function of drip interval and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 71, 2780-2790.
- **Naranjo, L., 1994.** uso de los índices de circulación para la caracterización de las condiciones atmosféricas en las inmediaciones de Cuba. Instituto de Meteorología, 31 pp.
- **Niggemann, S., Mangini, A., Mudelsee, M., Richter, D. K., and Wurth, G., 2003.** Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* (216) (2003), 539-547.
- **Oeschger, H., 2000.** Perspectives on Global Changes Sciences: isotopes in the Earth system, past and present. *Quaternary Science Reviews* 19 (2000) pp. 37-44.
- **Ogurtsov MG, Nagovitsyn YA, Kocharov GE et al. (2002).** Long-period cycles of the Sun's activity recorded in direct solar data and proxies. *Solar Physics* 211: 371-394.
- **O'Neil, J.R., Clayton, R.N., and Mayeda, T., 1969.** Oxygen isotopic fractionation in divalent metal carbonates, *J. Chem. Phys.*, Vol. 30, pp. 5547-5558.
- **Ortega, S. F. y Arcia, M. I., 1982.** Determinación de las lluvias en Cuba durante la Glaciación de Wisconsin, mediante los relictos edáficos. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*. No.4, pp. 85-104.
- **Ortega, S.F. y Zhuravliova, I. 1983.** Crítica a la hipótesis de dos pleistocenos cubanos, a la luz de la información edafológica. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, No. 6, pp. 63-85.
- **Ortega, S.F., 1984.** Las hipótesis paleoclimáticas y la edad de los suelos de Cuba. *Ciencias de la Agricultura*, La Habana, 23: pp. 106-117.
- **Otero, V., et al., 2015.** Cartografía LASER el Sistema cavernario Majaguas-Cantera, Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba. En preparación.
- **Pajón, J. M., 2007.** Cambios Climáticos Abruptos en la Transición Pleistoceno-Holoceno a partir de Paleoregistros Isotópicos. Casos de estudio con espeleotemas. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias'2007. Memorias en CD-Rom, La Habana, 20-23 de Marzo de 2007. ISBN 978-959-71117-16-2.
- **Pajón, J. M., 2009.** Climates of the Past: Natural tendencies or anthropic action? IPS-Inter Press Service. *Corresponsalia Cuba*. Enfoques No. 21, First fortnight publication, 2008, 13 pp.
- **Pajón, J. M., Curtis, J., Tuphope, S., Metcalfe, S., Brenner, M., Guilderson, T., Chilcot, C., Grimm, E., and Hernández, I., 2006.** Isotope Records from a Stalagmite from Dos Anas Cave in Pinar del Río Province, Cuba. Paleoclimatic implications. CD Rom –Fifth International Symposium on Nuclear and Related Techniques-NURT- 2006". ISBN 959-7136-42-2.
- **Pajón, J. M., Hernández, I., Godo, P., Rodríguez, R., Arredondo, C., Valdés-Bernal, S., Estévez, Y., 2008.** Visión integradora sobre estudios paleoclimáticos, paleobotánicos, paleontológicos, paleolingüísticos y arqueológicos de sectores claves de Cuba y el Caribe: Para una contribución a los estudios de poblamiento y asentamientos de sitios arqueológicos en Cuba. Informe Final del Proyecto PNAP-0405 –Reconstrucción paleoclimática de



sectores claves de Cuba y el Caribe: Contribución a los estudios de poblamiento y asentamientos de sitios arqueológicos en Cuba. CDRom Proyecto Paleoclima-Arqueología 2008. ICAN-CCS/CITMA.

- **Pajón, J. M., Hernández, I., y Estévez, Y., 2006.** Paleoregistros de las variaciones del nivel del mar en el Caribe durante el Pleistoceno-Holoceno. Conexión con problemas de la Arqueología Cubana. CD-ROM VII y VIII Conferencia Internacional Antropología –La Antropología ante los nuevos retos de la humanidad”. Ciudad de La Habana, Cuba, Noviembre 27-30 del 2006. ISBN 959-712477-7.
- **Pajón, J.M., García, A., Cruz, C., y de la Cruz, A., 1990.** Evolución Química de las Aguas Kársticas del Arroyo Mil Cumbres (Área Protegida Mil Cumbres), S. del Rosario, Cuba (I). Libro Programa y Resúmenes, Cong. Int. 50 Aniv. de la SEC, pp. 114 (25 pp.).
- **Pajón, J.M., y Valdés, J.J., 1991.** Simulación química de la disolución de rocas carbonatadas del macizo Pan de Guajaibón, Sierra del Rosario, Cuba. Revista LAPIAZ Monografía III-Valencia, Diciembre de 1991, pp. 25-37.
- **Pajón, J.M., 1986.** Geoquímica de las Aguas Kársticas de la Sierra de los Órganos y el Pan de Guajaibón, Pinar del Río, Cuba. Tesis de Grado de Licenciatura en Química, Universidad de La Habana y Centro Nacional de Investigaciones Científicas, 226 pp.
- **Pajón, J.M., Hernández, I., Díaz del Olmo, F., y Cámara, R., 2001a.** Paleoclima y cambios climáticos durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno en Cuba Occidental. En: Pajón, J.M. (Ed.), Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental. Monografía (273 pp.), Ciudad de La Habana, pp. 26-71.
- **Pajón, J.M., Hernández, I., Jaimez, E., Curtis, J., Tuphope, S., Melcalfe, S., Macle, J., Ortega, F., y de Huelves, J., 1999.** Estudio del comportamiento de las paleoprecipitaciones y paleotemperaturas para Cuba Occidental en los últimos 125, 000 años A.P. Aplicación a los modelos de pronóstico climático. En: Pajón, J.M. (Ed.),
- **Pajón, J.M., Hernández, I., Macle, J., y Ortega, F., 2001.** Periods of Wet Climate in Cuba: Evaluation of Expression in Karst of Sierra de San Carlos. Book –Interhemispheric Climate Linkages (Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects)”. Chapter Long-Term Climate Variability. Academic Press, pp.217-226.
- **Pajón, J.M., Mangini, A., Fensterer, C., Schroeder-Ritzrau, A., and Scholz, D., 2009.** “Dripwaters Monitoring in Cave Systems of Western Karstic Area of Cuba. A Preliminary Contribution to Understanding Isotopic Composition of Speleothems, Karst Hydrochemistry and Kinetic of Carbonate Dissolution. Part I. interdynamik Project –Caribclim”- Heidelberg - Havana Project”. Informe Científico-Técnico (ICT). Banco de Proyectos del ICAN, 20 pp.
- **Pajón, J.M., Mangini, A., Fensterer, C., Schroeder-Ritzrau, A., Scholz, D., Otero, V., García, G., y Chávez, O., 2009.** Monitoreo químico-físico e isotópico de las aguas de flujo hipodérmico de la cueva Dos Anas (Sierra de San Carlos) y la cueva Antorcha (Sierra de Quemados), Sierra de los Órganos, Pinar del Río, Cuba. Informe Científico-Técnico. ICAN. Universidad de Heidelberg, Alemania, 45 pp.
- **Pajón, J.M., y Colectivo de Autores, 1999.** Monografía "Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, Ciudad de La Habana, 362 pp.
- **Pajón, J.M., y Colectivo de Autores, 2001c:** Monografía –Proyecto Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental”. Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, Ciudad de La Habana, 273 pp.
- **Pajón, J.M., y Fagundo, J.R., 1978.** Aplicación e instrumentación de las técnicas de análisis químico-físico de campo de Markowicz y Pulina a las condiciones de las aguas naturales del karst de la Sierra de los Órganos. Manuscrito Inédito, 50 pp.

- **Pajón, J.M., y Fagundo, J.R., 1983.** Optimización de métodos analíticos de campo para el estudio de la interacción de las aguas naturales con el medio geológico. Informe Científico-Técnico. Biblioteca BTJ Nacional, 73 pp.
- **Pajón, J.M., Mangini, A., Fensterer, C., Scholz, 2016.** Isotopic Dating of Cuban Speleothems. En preparación.
- **Paz, L., Pérez, R., López, M. C., Lapinel, B., Centella, A., Pajón, J. M., Celeiro, M., Ortega, F., Méndez, A. L., Hernández, M., 2008.** –Fabloide Universidad Para Todos - Curso Cambio Climático. Parte 1”. Suplemento Especial. Grupo de Edición Editorial Academia. Consejo de Estado, Año 2008, 37 pp. ISBN 978-959-270-129-8.
- **Peddy, H. M. 1990.** Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- **Pedroso, I., Pajón, J. M. Fundora, M., Sagnotti, I., 2001.** Magnetismo Ambiental de Sedimentos Cuaternarios en el Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, en la provincia de Pinar del Río. Memorias Electrónicas de GEOMIN 2001, Sociedad Cubana de Geología, La Habana, Cuba, Marzo del 2001.
- **Pérez, R., Ballester, M., González, C., y Salas, I., 1991.** Cambios climáticos y ciclones tropicales. I Taller sobre Cambios Climáticos y sus consecuencias (Inédito). Instituto de Meteorología, La Habana, 10 pp.
- **Peristykh AN and Damon PE (2003).** Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last ~12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)* 108: 1003, doi: 10.1029/2002JA009390.
- **Perrin J., P., Jeannin, Y., and Zwahlen, F., 2003.** Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology* 279 (1-4), 106-124. Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). – *Earth-Science Reviews*, 64: 157-187.
- **Picknett, R.G., 1964.** A Study of Calcite Solution at 10° C. *Trans. Cave. Res. Group Great Britain*, Vol.7, No.1, pp. 40-50.
- **Picknett, R.G., 1972.** The pH of Calcite Solution with and without Magnesium Carbonate Present, and the Implications Concerning Rejuvenated Aggressiveness. *Trans. Caves. Res. Gr. G.B.* 14 (2), pp. 141-150.
- **Picknett, R.G., 1973.** Saturate Calcite Solutions from 10 to 40° C. A Theoretical Study Evaluating the Solubility Product and other Constants. *Trans. Cave Research Group of Great Britain*. Vol. 15. No. 2, June, pp. 67-80.
- **Plummer, L.N., and Wigley, T.M.L., 1976.** The Dissolution of Calcite in CO<sub>2</sub> Saturate Solution at 25 °C and Atmosphere Total Pressure. *Geoch et Cosmoch. Acta* 40, pp. 191-202.
- **Plummer, N.L., 2002.** Geochemical and Isotopic Studies of paleowaters and recent recharge in parts of the Floridian aquifer system of Florida and Georgia, in Martin et al., eds. *Hydrogeology and Biology of Post-Paleozoic Carbonate Aquifers. Proceedings of the Symposium Karst Frontier: Florida and Related Environments*, March 6-10, 2002, Gainesville, Florida, pp. 69-72.
- **Pulina, M., 1977.** Uwagi o zjawiskach krasowych w poludniowej czesci Spitsbergenu. *Kras i Speleologia*, 1, 27 pp.
- **Pulina, M., Fagundo, J.R., Valdés, J.J., Rodriguez, J., Kosik, A., Leszkiewicz, J., Glowacki, P., Pajón, J.M., de la Cruz, A.V., y García, A.E., 1984.** The Dynamic of the Contemporary Karstic Processes in the Tropical Area of Cuba. Preliminary Report of the Field Investigations Performed by the Expedition Guajaibón '84 in the winter season 1984. *Unwersytet slaski, Sosnowiec, Polonia*, 42 pp.
- **Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., et al., 1975.** Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la Provincia Pinar del Río. Instituto de Geología y Paleontología. (inédito).

- **Rauch, H. And White, W. B., 1977.** Dissolution Kinetics and Carbonate Rocks. 1- Effects of Lithology on Dissolution Rate. *Water Research*, Vol. 3, No.2, EE.UU, pp. 381-394.
- **Rodríguez, J.E., 1995.** Hidrología y dinámica del karst tropical de montaña de Cuba (Contribución al conocimiento de los sistemas kársticos a partir del ejemplo del Pan de Guajaibón). Tesis para la opción al grado de Doctor en Ciencias Geográficas. La Habana, 150 pp.
- **Rodríguez, J.E., Fagundo, J. R., y Pulina, M., 1993.** Hidrología y dinámica de los procesos cársicos tropicales contemporáneos de Cuba. Libro de Comunicaciones I Taller sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas 1992). Ed. Univ. Jaume I, Castellón (España): pp. 105-114.
- **Rodríguez, J.E., y Fagundo, J. R., 1995.** Hydrology and dynamics of tropical karst processes in Cuba. *Studia Carsologica* (Brno) 4: 99-55; (1992). Newsletters 1992, IGCP-299, Guilin (China): pp. 46-51.
- **Rodríguez, M., 2005.** Aplicaciones de la Química Física en la caracterización del sistema de flujos de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. Maestría en Medio Ambiente y Desarrollo. Facultad de Química. La Habana, 2005.
- **Rojas-Consuegra, R. 2012.** Visita técnica a Cienfuegos. *SAVIA* 2(17): 3. ISSN 2224-9532.
- **Rojas-Consuegra, R. y A. Arano, 2012.** Raíces de piedra o estalactitas "dendrofilicas". *SAVIA* 2(17): 6. ISSN 2224-9532.
- **Rojas-Consuegra, R., J. M. Pajón y A. Arano, 2013.** Las tufas de Crespo (Cienfuegos): un registro paleoclimático de años recientes en Cuba central. Trabajo *en*: IV Simposio de Museos de Historia Natural. IX Convención Internacional de Medio Ambiente y Desarrollo. La Habana, 8 al 12 de julio de 2013. Cuba. 8 pp.
- **Roques, H., 1964.** Contribution a l' etude statique et cinetique des systemes gas carbonique-eau-carbonate. - Thèse. *Ann. de Spéléol.*, 19 (2), pp. 255-484.
- **Roques, H., 1972.** Sur une nouvelle methode graphique d' etude des eaux naturelles. *Ann. Speleol.*, 27, 1, pp. 79-92.
- **Roques, H., 1973a.** Etude expérimentales de la disolución des calcaires por une eau chargés de CO<sub>2</sub>. *Ann spéleol.*, 23, 1, pp. 155-167.
- **Roques, H., 1973b.** Sur la repartition du CO<sub>2</sub> dans les Karsts (2e Memorie)". *Ann. de Speleol.* 18 (2), pp. 141-184.
- **Salgado L. M.L., 1997.** Late Quaternary Palaeoclimate in the Savannas of South America. *Journal of Quaternary Science* 12 (5), pp. 371-379.
- **Schellmann G. & Radtke, U., 2010.** Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley mouth terraces. – *Earth-Science Reviews*; 103: 1-30.
- **Schellmann, G. & Radtke, U., 2004.** A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). – *Earth-Science Reviews*, 64: 157-187.
- **Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T. M. & McCulloch, M.T., 2004.** Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados – implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. – *Quaternary International*, 120: 41-50.
- **Schielein, P. & Lomax, J., 2013.** The effect of fluvial environments on sediment bleaching and Holocene
- **Schielein, P., 2010.** Neuzzeitliche Flusslaufverlagerungen des Lechs und der Donau im Lechmündungsgebiet - qualitative und quantitative Analysen historischer Karten. - *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 215-241; Bamberg.
- **Schielein, P., 2012.** Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau. - *Bamberger Geographische Schriften - Sonderfolge*, 9; Bamberg.

- **Schielein, P., Schellmann, G., & Lomax, J., 2011.** Stratigraphy of Late Quaternary fluvial terraces at the confluence of Lech and Danube valleys. – *E&G Quaternary Science Journal*, Vol. 60 (4): 414-424; Hannover.
- **Schielein, P., Zschau, J., Woith, H. & Schellmann, G., 2007.** Tsunamigefährdung im Mittelmeer - Eine Analyse geomorphologischer und historischer Zeugnisse. – *Bamberger Geogr. Schr.*, 22: 153-199; Bamberg.
- **Scholz, D., A. Mangini, and T. Felis (2004).** U-series dating of diagenetically altered fossil reef corals. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 218, 163-178.
- **Scholz, D., Mulinghaus, C., Mangini, A., 2009.** Modelling  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  in the solution layer on stalagmite surfaces. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2592–2602.
- **Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2011.** StalAge—an algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quat. Geochronol.* 6, 369–382.
- **Schwarcz, H. and Yonge, C.J., 1983.** Isotopic Composition of Paleowaters as Inferred from Speleothem and its Fluid Inclusions. I.A.E.A. STI/PUB/621. pp. 115-133.
- **Shanzer, E.V., Petrov, M.O., y Franco, G., 1975.** Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba. Las terrazas pleistocénicas de la Región Habana-Matanzas y los sedimentos vinculados a ellos. ACC. Serie Geográfica, N. 21, pp. 3-26.
- **Schulz, M. and M. Mudelsee (2002).** REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, Vol.28, 421-426.
- **Shouyue, Z., Shusen, Z., Yubin, H., 1985.**  $^{230}Th/^{234}U$  Ages of Speleothems in Eastern Mainland of China and Paleoenvironment Studies. *Earth Science*, 10, 1, pp. 65-72.
- **Smith, D.I. and Atkinson, T.C., 1976.** Process, Landforms and Climate in Limestone Regions. In *Geomorphology and Climate*. E. Derbyshire (ed.), London: Wiley, pp. 369-409.
- **Spotl, C. and T. Vennemann (2003).** Continuous-flow IRMS analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications of Mass Spectrometry*, Vol. 17, 1004-1006.
- **Stenni, B., 2003.** Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia: le carote di ghiaccio. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80 (2003): pags. 17-27.
- **Stchouzkoy-Muxart, T., 1972.** Contribution a l' etude de courbes de solubilité de la calcite dans l' eau en presence d' anhydride carbonique. *Ann. de Speleol.* Vol. 27, No. 3, pp. 465-478.
- **Stumm, W., and Morgan, J.J., 1981.** Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. Wiley Interscience, New York, 583 pp.
- **Torrence, C. and G. P. Compo (1998).** A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 79, 61-78. Accesible at <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>.
- Sutton, R. T. and D. L. R. Hodson (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, Vol. 309, 115-118.
- **Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B., Popp, T., 2007.** The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.* 26, 70–81.
- **Valdés, J.J., Fagundo, J.R., y Pajón, J.M., 1981.** Aplicación de métodos numéricos al estudio hidroquímico de la cuenca del Río Cuyaguaje. *Rev. Ingeniería Hidráulica*, Vol. II, No.3, ISPJAE, Ciudad de La Habana, pp. 275-286.
- **Vuille, M., R. S. Bradley, M. Werner, R. Healy, and F. Keimig (2003).** Modeling  $\delta^{18}O$  in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D6, 4174.
- **Wassall, H. 1954, En: P. Brönnimann y G. Pardo, 1964.** Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province). *Geol. Rept.* 456. Oficina Nacional del Fondo Geológico, Ministerio de la Industria Básica. La Habana (inédito).

- **Winter, A., Miller, T., Kushnir, Y., Sinha, A., Timmermann, A., Jury, M.R., Gallup, C., Cheng, H.R.L., Edwards, R.L., 2011.** Evidence for 800 years of North Atlantic multi-decadal variability from a Puerto Rican speleothem. *Earth Planet. Sci.Lett.* 308, 23–28.
- **White, W. B., 2000.** Dissolution of limestone from field observation, in Klimchouk et al., eds., *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. January 2000 Edition. Published by the NES, 149-155.
- **White, W.B., 1977.** Role of Solution Kinetics in the Development of Karst Aquifers. *Geochemistry*, pp. 503-517.
- **Wigley, T.M.L., 1977.** WATSPEC: A Computer Program for Determining the Equilibrium Speciation of Aqueous Solutions. *Brit. Geomorph. Res. Group Tech. Bull.* 20, 48 pp.
- **Williams, P.W., 1983.** The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Jour. Hydrol.* 61:45-67.
- **Winter, A., Miller, T., Kushnir, Y., Sinha, A., Timmermann, A., Jury, M.R., Gallup, C., Cheng, H.R.L., Edwards, R.L., 2011.** Evidence for 800 years of North Atlantic multi-decadal variability from a Puerto Rican speleothem. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 23–28.
- **Wurth, G., Niggemann, S., Richter, D. K., and Mangini. A., 2004.** The Younger Dryas and Holocene climatic record of a stalagmite from Hölloch Cave (Bavarian Alps, Germany). *Journal of Quaternary Science* (2004), 9 (3), pags. 29-298.
- **Zhang C, Yuan DX, and Cao J. H., 2005.** Analysis of environmental sensitivities of a typical dynamic epikarst system at Nongla monitoring site, Guangxi, China. *Environ Geol* 47:615–619