



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

VARIABILIDAD HIDROCLIMÁTICA DEL HOLOCENO TARDÍO
REGISTRADA POR ESTALAGMITAS EN LAS TIERRAS BAJAS
DE GUATEMALA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

L.C.T. LUIS BERNARDO CHAVERO ANAYA

TUTOR PRINCIPAL:

DR. JUAN PABLO BERNAL URUCHURTU

INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

JURIQUILLA, QUERÉTARO

AGOSTO, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaración de autoría

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias, a las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Firma:



Luis Bernardo Chavero Anaya

Comité examinador

Presidente	Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy
Vocal	Dr. Alexander Correa Metrio
Secretario	Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu
Suplente	Dr. Gilles Pierre René Levresse
Suplente	Dra. María Fernanda Lases Hernández

A mi familia y amigos

Agradecimientos

Al proyecto PAPIIT-UNAM IG100722 “Una aproximación multi-indicador y multi-registro a la variabilidad ambiental de la Península de Yucatán a través del Holoceno” por el financiamiento a este proyecto.

Al proyecto CONACYT 300664 “Adquisición de un nuevo laser de excímero para microanálisis geocronológico, isotópico y elemental”, equipo con el cuál se midieron las muestras.

A todo el equipo de trabajo del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), del Centro de Geociencias. Al Dr. Carlos Ortega por el apoyo para medir tantas horas en el LA-ICP-MS. A la M. C. Liliana Corona por el apoyo para poder llevar a cabo los fechamientos, desde la preparación hasta los detalles para medir en el Neptune. A la M.C. Ofelia Pérez por la ayuda en los laboratorios y con el equipo.

A las personas que me apoyaron durante mi estancia en el Laboratorio de Isótopos Estables (LAIE) de la Facultad de Química de la UNAM en Yucatán. A la M. C. Korynthia López por recibirme en el laboratorio y explicarme con gran disposición los procedimientos y tareas que se realizan. A la Q. Jessica Olivares por la ayuda, la amistad y los buenos momentos durante los días que había que preparar las muestras para medir. Les agradezco por la gran experiencia y lo mucho que aprendí.

Agradezco a los miembros de mi comité de revisión. Al Dr. Priyadarsi Debajyoti por los comentarios y la disposición para revisar mi trabajo. Al Dr. Gilles Levresse que fue parte de mi comité durante el posgrado. A la Dra. Fernanda Lases por compartirme sus ideas y apoyarme en mi estancia en Yucatán. Al Dr. Alex Correa, gracias por las correcciones y por sus opiniones sobre el trabajo escrito.

Le agradezco a mi tutor el Dr. Juan Pablo Bernal, quien siempre me empuja a ir por más; a no estancarme en los problemas y demostrarme una y mil veces que siempre se puede cambiar de la perspectiva. Gracias por las charlas sobre la vida y los buenos momentos durante este camino.

También le agradezco a los colegas de la USP, al Dr. Francisco Cruz por su apoyo para completar sobre las mediciones en este trabajo y las ideas que aportó para las discusiones de este. A la Dra. Verónica Ramírez que me apoyo con las mediciones de muestras en la USP y sus anotaciones sobre las técnicas de medición.

Agrego un agradecimiento a la M. C. Carolina Muñoz por su apoyo, que me ha proporcionado material de laboratorio y mucho cariño durante mi estancia en CGEO. Asimismo, le agradezco al Dr. Juan Martín Gómez por estar orientándome en este camino del posgrado y al proyecto del Taller de Ciencia para Jóvenes (Proyecto CONACYT-80244 y PAPIIME-UNAM PE108222), que durante la pandemia no hubiera podido hacer mis actividades de retribución social de CONACYT sino es por la invitación a ser monitor en este taller.

Al CONACYT por la beca que se me otorgó para la realización de mis estudios de maestría en el Posgrado en Ciencias de la Tierra en el Centro de Geociencias. De igual manera agradezco al programa de apoyo a los estudios de posgrado PAEP, por el apoyo económico otorgado para la realización de este trabajo.

Les agradezco a las personas que compartieron conmigo esta etapa, mis compañeros de clase y a mis profesores. A mis compañeros y amigos de generación en el CGEO: Pedro, Liz, Juan, Julio y Kamila; y a los que conocí casi al final Daniel, Bayona, Luis, Ricardo, Juan Diego, Omar y Jorge. Especialmente a Natalia y Duban sin quienes los meses de encierro habrían sido insoportables, y que aguantaban las largas pláticas de la noche y las quejas de las tareas.

A mis amigos que desde fuera me han dado ánimos, Arturo y Jackie. A mis amigos del TCJ, que con tantos años en este proyecto sigo conociendo personas increíbles. A mi carnal Saúl que siempre cree en mí, más de lo que yo a veces. A la persona que me insistió para que realizara mi maestría, gracias.

Finalmente le agradezco a mi familia por su apoyo, porque sé que siempre estarán ahí y que cuando la falta de motivación llega encuentran la manera de hacerme retomar mi camino. Gracias a mi madre porque sé que cuento con ella y con todo su apoyo. Y a la dueña de las croquetas de la casa, que me recuerda que debo trabajar duro cada día.

Índice

Agradecimientos.....	vi
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xiv
Resumen	xv
Capítulo 1 Introducción.....	1
Objetivo general.	2
Capítulo 2 Antecedentes.....	4
2.1 Las estalagmitas como registros paleoclimáticos.	4
2.2 Formación.	4
2.3 Indicadores paleoclimáticos en estalagmitas.	5
2.3.1 Isótopos estables de oxígeno y carbono.	5
2.3.2 Isótopos de oxígeno.....	7
2.3.3 Isótopos de carbono.....	8
2.3.4 Elementos traza y relaciones E/Ca.	9
2.4 El clima de Centroamérica y el Caribe.	12
2.4.1 Incidencia solar.....	12
2.4.2 La zona de convergencia Intertropical	13
2.4.3 El Niño-Oscilación del Sur (ENSO).	15
2.4.4 Influencia del océano Atlántico.....	17
Capítulo 3 Zona de Estudio	19
3.1 Contexto geográfico.....	19
3.2 Marco geológico.	22
3.3 Contexto climático.....	24
Capítulo 4 Metodología.....	28
4.1 Trabajo de campo.....	28

4.1.1.	Recolección de la muestra.....	28
4.2	Trabajo de laboratorio.....	29
4.2.1.	Fechaamiento por el método U-Th.	29
4.2.2.	Análisis de isótopos estables en carbonato.	29
4.2.3.	Análisis de elementos traza.	30
4.3	Análisis de series de tiempo.....	31
Capítulo 5	Resultados.....	33
5.1	Parámetros ambientales de la cueva	33
5.2	Modelos de edad.	34
5.3	Isótopos estables.	38
5.3.1.	Registro isotópico de carbono.....	38
5.3.2.	Registro isotópico de oxígeno.....	40
5.4	Relaciones elementales.	44
Capítulo 6	Discusiones.....	50
6.1	Interpretación de los registros de isótopos estables.	50
6.2	Interpretación de los registros de relaciones elementales.....	51
6.3	Análisis espectral.	55
6.3.1.	Espectros de potencia.	55
6.3.2.	Onduletas.....	57
6.4	El clima regional durante los últimos 2000 años.....	60
6.5	Aportaciones a la descripción del clima.	68
6.6	Anomalía climática medieval	68
Capítulo 7	Conclusiones.....	74
Bibliografía	75

Lista de figuras

Figura 1 Ilustración del proceso de formación de las estalagmitas. La disolución de la roca debido al ácido carbónico y de precipitación de CaCO_3 por la desgasificación de CO_2 . Modificado de Fairchild et al., 2006.....	5
Figura 2 Izquierda: cantidad de lluvia mensual contra valor isotópico promedio. Derecha: Mes analizado contra composición de las muestras de lluvia. Imagen modificada de Bernal et al., 2023.	8
Figura 3 Movimientos orbitales que pueden influir en el clima a escalas orbitales. Imagen modificada de Lutgens y Tarbuck, 2016.....	12
Figura 4 Imagen de la ubicación de la ITCZ. Las líneas indican la posición de la ICTZ cuando se encuentra más al norte (junio a agosto), o al sur (diciembre a febrero). Imagen de Henderson, 1991.	14
Figura 5 Fenómeno de El Niño ocasionando el desplazamiento de la circulación de Walker (Circulación del Pacífico), sobre la región del suroeste, generalmente entregando más lluvia y nieve invernal en la región. Imagen modificada de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (NOAA).....	17
Figura 6 Fisiografía del departamento de Alta Verapaz, Guatemala. La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Ángeles, A) La ubicación de la estación instalada en la Fray Bartolomé de las Casas y B) la ubicación de la estación meteorológica del aeropuerto de Cobán.....	19
Figura 7 Provincias fisiográficas de Guatemala. Modificado de UIE-Iarna/URL, (2020). La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Ángeles.....	21
Figura 8 Geología de Guatemala. Modificado de UIE-Iarna/URL, (2020). La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Ángeles.....	23
Figura 9 Fotografía de la entrada de la cueva de Los Ángeles, departamento de Alta Verapaz, Guatemala.	24
Figura 10 Climograma del departamento de Alta Verapaz, Guatemala. En púrpura los datos de la estación meteorológica del aeropuerto de la ciudad de Cobán (1980-2020). En rosa los datos para la ciudad de Fray Bartolomé de las casas de acuerdo con el modelo de climate-data.org. En amarillo se muestran los datos registrados por la estación meteorológica instalada en la ciudad de fray Bartolomé de las casas (2019).	25

Figura 11 El Bosque. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía del Dr. Juan Pablo Bernal.	27
Figura 12 Estalagmitas de la cueva de Los Ángeles a) ANG-10 y b) ANG-11. Fotografía propia.	28
Figura 13 a, b y c muestra la estalagmita original en amarillo y en rojo el eje de crecimiento en secuencia al corte en diagonal al final del segmento. La imagen de la izquierda muestra el equipo LA-ICP-MS (imagen de Corona Martínez, 2017).	31
Figura 14 Formaciones de espeleotemas en el salón La Catedral. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía Dr. Juan Pablo Bernal 2017	33
Figura 15 Estalagmitas del Bosque. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía Dr. Juan Pablo Bernal 2017	34
Figura 16 Escaneos de las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. ANG-10 (izquierda), y ANG-11(derecha), con sus respectivas escalas. En la imagen también se pueden observar los puntos elegidos para el fechamiento.	34
Figura 17 Modelos de edad-distancia de las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. En el eje horizontal la distancia en mm y en el eje vertical la edad en años antes del presente referenciados a 1950. En el eje de la derecha se indica la escala de tiempo auxiliar en años C. E. (escala gregoriana de la era común o en inglés Common Era).	37
Figura 18 Tasas de crecimiento de las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. La tasa está expresada en milímetros por año respecto al modelo de edad obtenido de cada una. Los ejes inferiores se encuentran en años antes del presente referenciados a 1950, y los superiores en años de la era común.	38
Figura 19 Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita ANG-10. Los puntos arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.	39
Figura 20 Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita ANG-11. Los puntos arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.	39
Figura 21 Series de tiempo de la composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. En violeta ANG-10 y en verde ANG-11.....	40
Figura 22 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita ANG-10. Los marcadores arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.	41

Figura 23 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita ANG-11. Los marcadores arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.	42
Figura 24 Series de tiempo de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$. En violeta ANG-10 y en verde ANG-11.....	43
Figura 25 Prueba de Hendy para las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. A) corresponde a los datos de ANG-10 donde la grafica tiene 463 datos . b) Corresponde a ANG-11 la cual se realizó con 243 puntos. El coeficiente de correlacion es r^2 y el coeficiente de Pearson es p	44
Figura 26 Series de tiempo de las relaciones E/Ca de ANG-10. Las tonalidades más claras representan los datos obtenidos. Las tonalidades más oscuras son los datos después del suavizado. Los marcadores arriba indican los puntos usados para construir las series.....	45
Figura 27 Series de tiempo de las relaciones E/Ca de ANG-11. Las tonalidades más claras representan los datos obtenidos. Las tonalidades más oscuras son los datos después del suavizado. Los marcadores arriba indican los puntos usados para construir las series.....	47
Figura 28 Prueba de diagnostica de PCP para las estalagmitas ANG. Las líneas en negro indican las pendientes de las nubes de datos, la línea roja indica la pendiente teórica para PCP.	49
Figura 29 Series de tiempo de los registros de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-10 (morado) y ANG-11 (verde). Los marcadores arriba indican los puntos fechados.....	51
Figura 30 Series de tiempo de ANG11, arriba el registro de $\delta^{13}\text{C}$ y abajo el de la relación U/Ca.....	53
Figura 31 Registros de relaciones elementales y de $\delta^{13}\text{C}$ para ANG-11. Las tonalidades más claras indican los datos en crudo y las más oscuras los datos suavizados. Los marcadores arriba indican los puntos fechados.....	54
Figura 32 Espectro de potencia del registro de $\delta^{18}\text{O}$ y U/Ca para las estalagmitas ANG-10 y ANG-11, las líneas rojas indican el nivel de confianza del ajuste de x^2 y los números indican las señales más representativas en el registro.	55
Figura 33 Espectro de poder de onduleta de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-10. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influncian el registro.	57

Figura 34 Espectro de poder de onduleta de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-11. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.	58
Figura 35 Espectro de poder de onduleta de U/Ca para ANG-10. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.	59
Figura 36 Espectro de poder de onduleta de U/Ca para ANG-11. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.	60
Figura 37 Comparación de los registros de Cariaco (azul); grutas del Rey Marcos (verde militar); cueva de Yokm Balum (negro); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11aguamarina y ANG-10 magenta). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA).	61
Figura 38 Comparación de los registros de Cariaco (azul); grutas del Rey Marcos (verde militar); cueva de Yokm Balum (negro); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11aguamarina y ANG-10 magenta). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA).	63
Figura 39 Comparación de los registros de Cariaco (azul);el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-10 magenta y rojo). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA) El rectángulo gris indica un evento climático seco.	65
Figura 40 Comparación de los registros de Cariaco (azul);el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11 índigo y rojo). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA) El rectángulo gris indica un evento climático seco.	67

Figura 41 Comparación de los registros durante el MCA de Cariaco (azul);el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-10 magenta y rojo). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.).	70
Figura 42 Comparación de los registros durante el MCA de Cariaco (azul);el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11 índigo y rojo). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.).	72

Lista de tablas

Tabla 1 Estándares utilizados en el análisis isotópico de O y C.....	30
Tabla 2 Parámetros ambientales medidos en la cueva.....	33
Tabla 3 Edades de ANG-10	35
Tabla 4 Edades de ANG-11	36
Tabla 5 Principales periodos encontrados en las series de tiempo, asociados a un ciclo natural.	57

Resumen

Debido a su posición geográfica, el país de Guatemala se encuentra ubicado en una región de gran interés para la realización de estudios sobre el hidroclima del pasado, para entender el efecto de diversos fenómenos que afectan los patrones de humedad en el Sur de México y Centroamérica. Identificar la combinación de eventos climáticos en un registro del paleohidroclima de la región, proporciona un contexto más detallado de los fenómenos que actúan a diferentes escalas temporales y espaciales. Se presenta una reconstrucción del paleohidroclima de los últimos 2000 años, basada en variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y relaciones E/Ca de dos estalagmitas de aragonita fechadas por U-Th de la cueva de Los Ángeles, Guatemala. Se halló que la variabilidad observada en el registro de E/Ca se encuentra modulada por Precipitación Previa de Carbonatos, por lo tanto, se interpreta como condiciones hidroclimáticas pasadas locales. Se encontró que el $\delta^{18}\text{O}$ de la aragonita se encuentra relacionado con el tipo de precipitación en la región, donde los valores más bajos indican lluvia convectiva, y valores más altos lluvia frontal de invierno. Esto muestra una interacción compleja entre las fuentes de humedad de Centro América, modulada por la TSM del Atlántico Norte y la posición de la ITCZ, donde la influencia del Atlántico Norte se encuentra presente en escalas centenales. Asimismo, se detalla la evolución de la lluvia durante la Anomalía Climática Medieval (MCA), particularmente el periodo previo a este evento (1000-1200 años antes del presente). Los registros de las relaciones E/Ca y de $\delta^{18}\text{O}$ que se presentan tienen implicaciones importantes para entender el alcance de los diferentes forzadores climáticos y su efecto en Centro América y el Sur de México. Los registros de alta resolución permiten ver de manera más detallada la estructura del MCA y también detectar otros fenómenos climáticos periódicos que interactúan en el hidroclima de la zona.

Palabras clave: Estalagmita, paleoclimatología, Holoceno tardío, análisis espectral.

Capítulo 1 Introducción

El crecimiento acelerado la población mundial en tiempos recientes y la alta demanda de recursos para su consumo, han desencadenado entre otras cosas un cambio climático global diferente a lo visto en el pasado reciente (Berger et al., 2012). Por lo que nuestra comprensión de la dinámica atmosférica a partir de registros paleohidroclimáticos durante diferentes eventos del pasado, puede permitir establecer como responderá el sistema hidroclimático a estos cambios actuales, pues en gran medida la intensidad con la que se vea afectado el clima, repercutirá en la población que depende del mismo (Bradley, 2000)

Comprender los mecanismos que modulan el clima de una región, proporciona una herramienta fundamental para generar modelos de escenarios de cambio climático y sus consecuencias de manera más completa. Sin embargo, a escala regional surgen más incertidumbres, debido a que los procesos locales inducen retroalimentaciones que pueden amplificar o atenuar la respuesta climática (Berger et al., 2012). Por lo que, ampliar la visión sobre el cambio climático es indispensable para reducir la incertidumbre de dichos modelos y así poder establecer medidas de mitigación adecuadas. El comportamiento del clima en el pasado puede proporcionar información para disminuir la incertidumbre, sin embargo, esto solo es posible mediante el estudio del registro geológico (Bradley, 2000; Cronin, 2009).

La historia del clima de la Tierra se ha registrado en diferentes archivos naturales, grabando en diferentes formas los sucesos ocurridos, y preservando los registros que podemos encontrar con las diferentes herramientas que se han desarrollado (Bradley, 2015; Cronin, 2009). Algunos de estos registros son los núcleos de hielo (e.g. Mayewski et al., 2017; Thompson et al., 2013), el estudio de los anillos de crecimiento de los árboles (e.g. Evans et al., 2018), sedimentos lacustres de zonas cercanas a márgenes pasivos (e.g. Misra et al., 2019), corales de los trópicos (e.g. Braithwaite, 2016), y las estalagmitas de las cuevas (e.g. Cruz et al., 2006; Lachniet et al., 2017).

Contar con registros climáticos con datos confiables para su interpretación y los cuales puedan mostrar en gran detalle diferentes eventos, permiten describir y entender el sistema climático y los agente forzadores con los que interactúa (Bernal et al., 2016; Cruz et al., 2009; Fairchild & Treble, 2009). Esto ha permitido que las estalagmitas se han convertido

en un archivo paleoclimático sumamente útil y confiable de las últimas décadas (Fairchild et al., 2006). Algunas ventajas de los registros paleoclimáticos de estalagmitas son: poder obtener edades absolutas mediante series de decaimiento de uranio, medir múltiples indicadores de una misma muestra, además de que se preservan de mejor manera que otros archivos paleoclimáticos terrestres y marinos (Fairchild & Baker, 2012).

Los registros proporcionados por estalagmitas han ayudado a identificar muchos factores climáticos que afectan a diferentes escalas o que solo se habían visto en otras regiones del planeta, mostrando las conexiones climáticas a gran escala que pueden existir (e.g. Giannini et al., 2001; Novello et al., 2012; Railsback et al., 2014). Al identificar estos agentes moduladores podemos describir con mayor detalle nuestro sistema climático, por lo tanto, mejorar la capacidad para predecir con menor incertidumbre los efectos que pueda traer consigo el cambio climático de lo que se estima con los conocimientos actuales (Bradley, 2008; Ludwig et al., 2019). Esto es especialmente importante para zonas vulnerables o sensibles a los efectos del cambio climático, las cuales en su gran mayoría dependen de los patrones climáticos para realizar sus actividades económicas principales, como lo es el Sur de México y Centroamérica (Duarte et al., 2021; Taylor et al., 2012).

A pesar del incremento en las investigaciones del hidroclima del pasado el sur de México y Centroamérica aún existe un déficit de registros en comparación con otras regiones. Además, la dinámica hidroclimática es bastante compleja en la región, donde se encuentran involucrados múltiples agentes forzadores del clima. Por lo que generar un registro de alta resolución aportaría información sobre la integración de fenómenos hidroclimáticos a múltiples escalas de tiempo en la zona, así como ver los efectos de eventos climáticos que tuvieron lugar en el pasado como El Niño-la Oscilación del Sur o la Anomalía Climática Medieval.

Objetivo general.

Realizar una reconstrucción paleohidroclimática de los últimos 2000 mil años Holoceno tardío, basada en indicadores geoquímicos de estalagmitas de las tierras bajas de Guatemala, a partir de la variabilidad de la composición isotópica y de elementos traza,

para identificar los diferentes agentes forzadores de la dinámica atmosférica e hidroclimática del sur de México y Centroamérica.

Objetivos específicos

- Generar datos de indicadores geoquímicos de la región norte del departamento de Alta Verapaz, límite sur de las tierras bajas de Guatemala.
- Determinar los factores que rigen la composición isotópica y elemental de la estalagmita.
- Aportar información sobre los cambios paleohidrológicos durante los últimos 2 mil años en Guatemala, y complementar los registros paleoclimáticos de la región sur de México y Centroamérica.

Capítulo 2 Antecedentes.

2.1 Las estalagmitas como registros paleoclimáticos.

En el último par de décadas, los espeleotemas, especialmente las estalagmitas se posicionaron como un archivo paleoclimático sumamente confiable y que ha proporcionado excelentes registros paleoclimáticos (Fairchild et al., 2006). Lo anterior se debe a que las estalagmitas logran registrar la respuesta del ambiente externo a la cueva, creciendo continuamente desde algunas décadas hasta unos cientos de miles de años. Además, su edad se puede conocer con precisión usando fechamiento por el método U-Th, además, son poco afectadas por procesos de alteración postdeposición (Fairchild et al., 2006).

2.2 Formación.

El proceso de formación comienza con la disolución de la roca caliza. El agua que cae del techo de una cueva comienza un proceso de desgasificación y precipitación que da origen a una estalagmita (Fairchild & Baker, 2012). Este proceso ocurre en dos entornos geoquímicos diferentes: el externo a la cueva donde los procesos de disolución de CaCO_3 son dominantes, y al interior de la cueva donde la precipitación de CaCO_3 forma los espeleotemas (Figura 1).

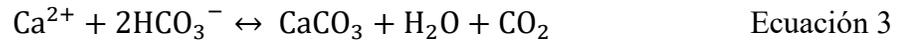
La parte exterior de la cueva también llamada zona de disolución está compuesta por el suelo y el epikarst (Figura 1), donde el proceso de disolución de carbonato ocurre en el contacto entre la roca caliza y el agua meteórica ligeramente acidificada. El resultado de la interacción de agua meteórica más el CO_2 del suelo es la formación de ácido carbónico (ecuación 1), el cual es capaz de disolver el CaCO_3 (ecuación 2).



Disolución

El proceso que se lleva a cabo al interior de la cueva es el de precipitación, que ocurre cuando el agua infiltrada en las fracturas de la roca llega a una oquedad, y cambia las condiciones fisicoquímicas del equilibrio químico de la solución. Esto ocurre porque existe una diferencia entre la presión parcial del CO_2 entre la solución y sus alrededores, la cual es

menor dentro de la cueva y mayor en la solución. Por consiguiente, se desgasifica la solución saturada en CO_2 y precipita CaCO_3 (ecuación 3) (Fairchild et al., 2006).



Precipitación

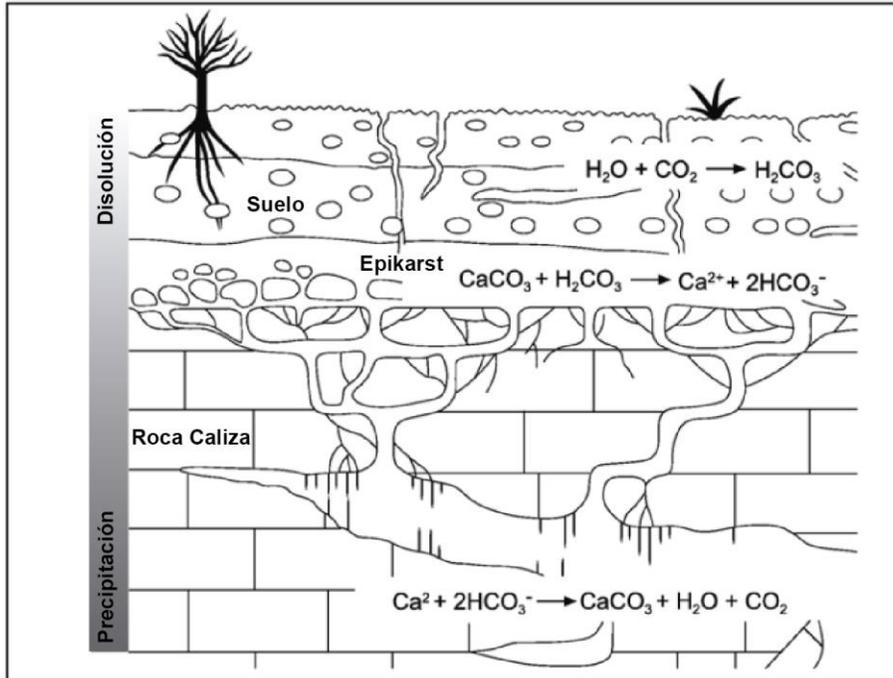


Figura 1 Ilustración del proceso de formación de las estalagmitas. La disolución de la roca debido al ácido carbónico y de precipitación de CaCO_3 por la desgasificación de CO_2 . Modificado de Fairchild et al., 2006.

2.3 Indicadores paleoclimáticos en estalagmitas.

2.3.1 Isótopos estables de oxígeno y carbono.

Algunos de los indicadores usados ampliamente para las reconstrucciones paleoclimáticas son los isótopos estables de carbono y oxígeno. Los primeros como posibles indicadores de procesos edáficos y de precipitación previa en el epikarst, y los segundos como indicadores de condiciones atmosféricas que afectaron la precipitación pluvial (Fairchild et al., 2006; Lachniet, 2009).

Para hacer uso de los isótopos estables como indicadores referentes a los cambios climáticos que ocurrieron al exterior de la cueva, hay dos parámetros en el ambiente interior de la cueva que se deben considerar. La temperatura es el primero, ya que ésta debe mantenerse constante durante del año, variando lo menos posible, lo que es fundamental

para evitar minimizar la variabilidad asociada con posibles cambios en temperatura de precipitación de carbonato. El segundo es la humedad relativa, la cual debe ser alta (95-99%), que minimice la posibilidad de evaporación en el agua de goteo, y lleve al fraccionamiento por efecto cinéticos (Dreybrodt & Scholz, 2011; McDermott, 2004).

La forma empleada para hacer referencia a los valores isotópicos de un elemento es la notación delta (δ). Dicha expresión denota la desviación de la relación isotópica (R) de un elemento en una muestra (ejemplo $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), contra la relación en un material de referencia (Ecuación 4):

$$\delta_{muestra} = \frac{(R_{muestra} - R_{referencia}) \times 1000}{R_{referencia}} \quad \text{Ecuación 4}$$

Los resultados se expresan en valor permil (‰), así valores cercanos a 0 se parecerán más al valor de la referencia, muestras más enriquecidas en el isótopo pesado se encontrarán en valores superiores a 0, y muestras empobrecidas tendrán valores negativos (Inamuddin et al., 2021; White, 2015).

Una condición importante para que se registre la composición isotópica del agua de lluvia en el carbonato de la estalagmita, es que este haya precipitado en condiciones donde el equilibrio isotópico no refleje procesos ambientales internos de cueva, por lo que la precipitación no debe ser causada por cambios en humedad, temperatura (que afectaría el valor α ver Ecuación 5), ó desgasificación demasiado rápida (Dreybrodt & Scholz, 2011; Hendy, 1971). Una forma de identificar si esto ocurre así es mediante la prueba de Hendy, donde si las siguientes condiciones se cumplen, es probable que el registro este afectado por procesos cinéticos: (1) que incrementen los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de manera horizontal al alejarse del eje de crecimiento; (2) que exista una covariación positiva entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en una capa; (3) la covariación entre $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ a lo largo del eje de crecimiento.

A pesar de que esta prueba puede ser muy útil, también existe la posibilidad de que una covariación entre los valores $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ se deba a cuestiones climáticas (Lachniet, 2009). Mas aún, se recomienda que se cuenten con múltiples muestras que tengan un periodo de tiempo compartido donde la variabilidad isotópica sea similar, para así probar que el registro es debido a controles climáticos y no de efectos cinéticos (Dorale & Liu, 2009; Y. J. Wang et al., 2001).

El monitoreo sistemático de las condiciones hidrológicas y ambientales, y su efecto sobre la composición isotópica del agua de goteo es otra manera robusta de determinar los principales controles sobre la posible variabilidad en las estalagmitas (Fairchild & Baker, 2012).

2.3.2 Isótopos de oxígeno.

La variabilidad isotópica del oxígeno se expresa como $\delta^{18}\text{O}$, que usa la relación entre los isótopos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Los materiales de referencia que se pueden usar para los isótopos de oxígeno son: el estándar de agua oceánica (en inglés Standard Mean Ocean Water o SMOW), o tratándose de carbonatos se utiliza el estándar de Belemnita de la formación Pee Dee (en inglés Pee Dee Belemnite o PDB). Cuyos valores de $\delta^{18}\text{O}$ por definición son de 0‰ (Hoefs, 2009).

Si la precipitación de CaCO_3 ocurre bajo condiciones que preserven la composición isotópica del agua de goteo, se podría reflejar la composición procedente del agua meteórica si el sistema hídrico del epikarst así lo permite. Lo que proporciona información sobre la dinámica atmosférica y paleohidrológica del exterior de la cueva (Fairchild & Baker, 2012; Lachniet, 2009).

Los procesos que pueden cambiar la composición isotópica del oxígeno pueden ser diversos, e implican a todo el ciclo hidrológico donde el océano es el reservorio más importante. Este mecanismo se puede describir mediante el proceso de destilación de Rayleigh. El cual es un sistema que se asume ocurre en equilibrio, donde el océano es la principal fuente y en el que existe un proceso de evaporación, por lo que el fraccionamiento entre el líquido y el vapor se puede calcular por la ecuación siguiente (White, 2015):

$$1000\ln\alpha_{liq-vap} = 1.137\left(\frac{10^6}{T_K^2}\right) - 0.4156(10^3/T_K) \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde T es la temperatura absoluta del cambio de fase. El vapor atmosférico que resulta además puede ser transportado y formar nubes que posteriormente precipiten. Al condensar el ^{18}O se incorpora de manera preferencial a la fase líquida, ocasionado que sea mayor el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia respecto al vapor remanente, además, si la condensación continua el vapor se empobrecerá aún más en ^{18}O . En conjunto a este agotamiento

progresivo de los isótopos y al cambio en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se conoce como destilación de Rayleigh (Lachniet, 2009; White, 2015).

Además, procesos como la fuente de la humedad, si es que tienen composiciones distintas o características, la temperatura, la latitud, la altitud o la continentalidad pueden influir en la composición isotópica del agua de lluvia (Lachniet, 2009). Asimismo, la cantidad de lluvia en zonas tropicales puede tener una correlación negativa con los valores de $\delta^{18}\text{O}$, dicho de otra manera, a mayor cantidad de lluvia los valores de $\delta^{18}\text{O}$ serán más negativos (Dansgaard, 1964).

Un estudio reciente sobre la composición isotópica de la lluvia en las Tierras Altas en Guatemala ha comprobado que también existe una relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y su promedio mensual (Bernal et al., 2023). En este estudio se ha observado que en el mes de noviembre los valores son menos negativos que en los otros meses estudiados que corresponden a la temporada húmeda (Figura 2).

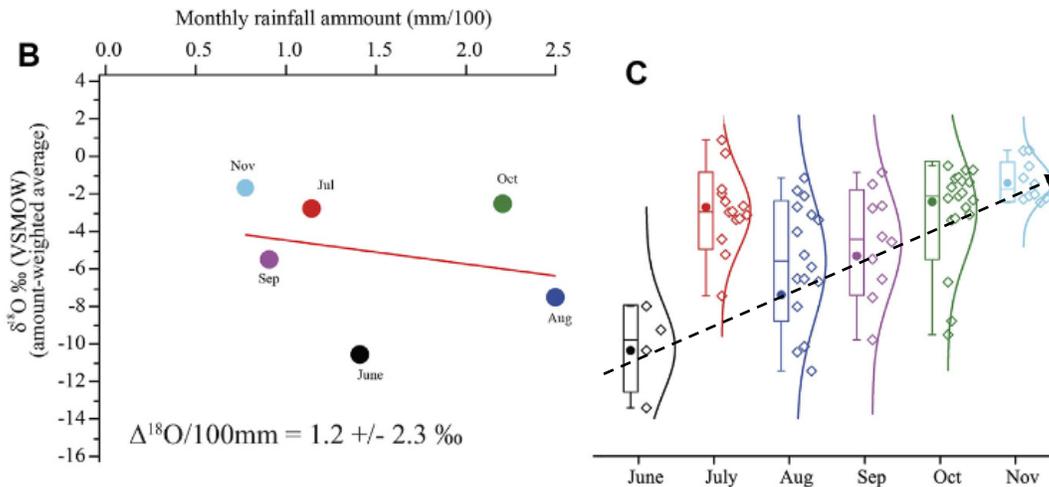


Figura 2 Izquierda: cantidad de lluvia mensual contra valor isotópico promedio. Derecha: Mes analizado contra composición de las muestras de lluvia. Imagen modificada de Bernal et al., 2023.

2.3.3 Isótopos de carbono

La composición isotópica del carbono se expresa como $\delta^{13}\text{C}$, que usa la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Puede ser empleada como indicador de las condiciones de disolución en el epikarst, el tipo de cobertura vegetal, o si hubo fuentes adicionales de CO_2 como la adición de materia orgánica (Fairchild et al., 2006). Por lo que es conveniente conocer los diferentes procesos

químicos que ocurren en el suelo y al interior de la cueva, de modo que la interpretación puede ser compleja y además requiera de una alta comprensión del sistema (Fairchild & Baker, 2012).

En general las condiciones de disolución y formación de la estalagmita se pueden entender como dos mecanismos básicos, un sistema abierto o un sistema cerrado respecto al CO₂ (Dreybrodt & Scholz, 2011; Hendy, 1971). Un sistema abierto es llamado así porque la disolución del carbonato es resultado del contacto con una solución acidificada del suelo, que se forma por el CO₂ de la vegetación y el suelo, con el agua del suelo y lluvia. Donde el bicarbonato (HCO₃⁻), producido a partir de la disolución de piedra caliza se equilibra isotópicamente constantemente con el CO₂ de la vegetación y el suelo. El sistema cerrado se puede definir cuando no hay equilibrio isotópico con el CO₂ de la vegetación y el suelo después de que el bicarbonato se forma (Li et al., 2014; McDermott, 2004). Por otro lado, si la composición de $\delta^{13}\text{C}$ se ve afectada por la evaporación estacional también podría ser asociado a periodos de aridez (McDermott, 2004).

Para mejorar la interpretación de los isótopos de oxígeno y carbono se pueden apoyar en los registros de elementos traza. Estos permiten complementar la información climática ya que permiten analizar otras variables geoquímicas que también responden a las condiciones climáticas que se suscitaban en la zona (Fairchild et al., 2006).

2.3.4 Elementos traza y relaciones E/Ca.

Las relaciones elemento-calcio (E/Ca), y los elementos trazas son indicadores menos usados que los isótopos estables (Fairchild & Treble, 2009). Sin embargo, gracias al avance en los conocimientos de los procesos que modulan la distribución y abundancia de los algunos elementos trazas en el epikarst, y su incorporación en la estructura cristalina del carbonato hace posible su uso como indicadores de condiciones que permitieron dicha incorporación (Sinclair, 2011; Stoll et al., 2012). Además, hay que considerar que el desarrollo y alcance de las técnicas de micro haz, han aumentado la resolución espacial de los registros, como es el caso de la ablación laser acoplado a un espectrómetro de masas LA-ICPMS, el espectrómetro de masas de iones secundarios (SIMS) o la microfluorescencia de rayos X de radiación sincrotrón (μXRF) (e.g. Frisia et al., 2003; McMillan et al., 2005; Sinclair et al., 1998). Lo que posibilita la reconstrucción de registros

con una alta resolución temporal, complementando los registros de isótopos estables (Bernal et al., 2016).

Los elementos en los que se enfocan la mayor parte de los estudios de CaCO_3 son aquellos que sustituyen al Ca en los cristales de carbonato, especialmente Mg, Sr, y Ba. Lo que se debe a que en solución tienen una forma de catión divalente igual que el Ca, esencialmente siendo no compatibles con la calcita (Fairchild et al., 2000; Sinclair, 2011; Stoll et al., 2012). La relación entre estos elementos respecto al calcio (Mg/Ca, Sr/Ca y Ba/Ca), han servido como indicadores paleohidrológicos (Fairchild & Treble, 2009). De la misma forma se han estudiado otros elementos como el U, en sistemas donde la precipitación da lugar a aragonita. La relación U/Ca en conjunto con $\delta^{13}\text{C}$ han sido útiles para la reconstrucción de cambios de patrones de lluvia en Centroamérica (Jamieson et al., 2016).

Las relaciones E/Ca pueden tener una respuesta sensible a variaciones climáticas. Esta respuesta puede acoplarse a mecanismos climáticos, físicos y/o geoquímicos como lo son la precipitación previa de carbonatos (Prior Carbonate Precipitation o PCP), y la disolución incongruente de calcita (Incongruent Calcite Dissolution o ICD) (Bernal et al., 2016; Sinclair, 2011).

El proceso de PCP se basa en el hecho de que elementos como Mg, Sr y Ba son incompatibles con la estructura mineral de la calcita (Huang & Fairchild, 2001), por lo que al escurrir un fluido saturado en CaCO_3 por el epikarst y que encuentra un hueco donde se pueda desgasificar CO_2 (ver Reacción 3), conduce a la precipitación de calcita, por ende, la solución restante se empobrece en Ca y sufre un enriquecimiento relativo en los elementos incompatibles. Durante las condiciones de sequía es más probable un fluido encuentre lugares secos donde sea posible llevar a cabo la desgasificación, antes de llegar a la cueva. Posibilitando que este proceso se lleve a cabo y, por lo tanto, el fluido que llegue a la cueva tendrá una relación E/Ca mayor que si no hubiera habido una preprecipitación previa de calcita.

De esta manera, la variabilidad de E/Ca en la estalagmita puede entonces ser interpretada en este sentido como un indicador de cambios en la saturación del epikarst y, por ende, de las condiciones paleohidrológicas que imperaban al momento de la precipitación de la estalagmita. A pesar de que está bien descrito el principio de PCP, es posible que otros

procesos sin modulación climática afecten la variabilidad de E/Ca en el agua de goteo, y por lo tanto en la estalagmita, por lo que resulta relevante determinar en qué condiciones estos procesos son relevantes, y cuando PCP es el factor dominante. A partir de cálculos termodinámicos Sinclair, (2011) demostró que cuando PCP es el factor predominante, que modula la variabilidad Mg/Ca en la estalagmita, un gráfico $\ln(\text{Mg}/\text{Ca})$ vs $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$ debe tener una pendiente de 0.8 ± 0.13 , mientras que Bernal et al., (2016) demostraron que la relación Sr/Ca y Ba/Ca están afectados por PCP cuando $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$ vs $\ln(\text{Ba}/\text{Ca})$ tiene una pendiente igual a 1.02 ± 0.23 . Wassenburg et al., (2020) sin embargo, demostró que es altamente probable que estos valores de pendiente deban ser más amplios, pues bajo algunas condiciones en las PCP ocurre, resulta en pendientes fuera de los rangos establecidos por Sinclair, (2011) y Bernal et al., (2016). De esta manera, los gráficos pueden ser utilizados como prueba diagnóstica para verificar si la variabilidad en estas relaciones se encuentra modulada por PCP o no, y, por ende, por las condiciones hidroclimáticas dominantes al momento de precipitar CaCO_3 de la estalagmita.

No obstante, cuando en el sistema se precipita aragonita también ésta se puede precipitar previamente, este fenómeno es llamado precipitación previa de aragonita (Prior Aragonite Precipitation o PAP). El proceso de PAP puede afectar las relaciones en los elementos traza en la estalagmita y en el agua de goteo. Algunos de los efectos observados han sido el desacoplamiento entre Mg, Sr y Ba, así como una correlación negativa entre las concentraciones de Ca y Sr (Jamieson et al., 2016; Wassenburg et al., 2013).

Los efectos de la PAP se deben en gran medida a los controles geoquímicos; especialmente si se considera la diferencia entre la estructura cristalográfica de la aragonita en comparación con la calcita. La cual favorece la incorporación de elementos con radios iónicos más grandes, proporcionando otros indicadores que no están disponibles para la calcita. Por lo que elementos como Sr y U serán incorporados en concentraciones mayores, sustituyendo con mayor facilidad al Ca en la red cristalina de la aragonita (Jamieson et al., 2016; Lechleitner et al., 2016; Wassenburg et al., 2013).

Otro aspecto que destacar es la participación de PCP en ambientes donde precipiten espeleotemas de aragonita. Esta situación puede ocurrir cuando hay un aumento en la concentración de Mg en la solución debido a la PCP, cambiando las condiciones de la

solución y favoreciendo la precipitación de aragonita posteriormente (Huang & Fairchild, 2001; Jamieson et al., 2016; Wassenburg et al., 2016). Lo que solo se podría distinguir si se hacen las pruebas diagnósticas descritas anteriormente y un análisis de la relación U/Ca contra $\delta^{13}\text{C}$ (Jamieson et al., 2016).

2.4 El clima de Centroamérica y el Caribe.

El Sur de México, Centro América y el Caribe es una región que depende gran parte de la temporada de lluvias para satisfacer sus necesidades sociales y económicas. Esto implica que la zona es altamente vulnerable a los efectos que produce el cambio climático en la dinámica hidrológica (Martinez et al., 2019; Taylor et al., 2012). Son diferentes los agentes forzadores que modulan las características climáticas de la región, como lo es la temperatura, los arribos de humedad, la dirección de los vientos y así como sistemas semipermanentes. Lo que hace necesario estudiar y detallar los efectos que estos tienen, así como sus posibles consecuencias.

2.4.1 Incidencia solar.

El flujo de energía que llega a la Tierra a través de la radiación solar no es constante, esto porque la variación en el flujo de radiación depende de la posición del planeta con respecto al Sol, y la intensidad de la actividad solar. Esta posición se condiciona por la interacción de las fuerzas gravitatoria que otros objetos celestes ejercen sobre la dinámica que existe entre el Sol y la Tierra, modulando importantes variaciones orbitales conocidas como los ciclos de Milankovitch (Lutgens & Tarbuck, 2016; Tarbuck et al., 2005). Estos cambios periódicos en la excentricidad, la precesión y la inclinación del eje de la Tierra (Figura 3), son responsables de cambios en el clima a escalas orbitales (Hays et al., 1976).



Figura 3 Movimientos orbitales que pueden influir en el clima a escalas orbitales. Imagen modificada de Lutgens y Tarbuck, 2016

Sin embargo, hay otros movimientos capaces de modular el clima a una escala perceptible por el ser humano. Los primeros son ciclos que depende propiamente del aumento o disminución en la actividad solar, y que se encuentran reflejados en periodos de diferente duración desde decenas, hasta miles de años (Stuiver & Braziunas, 1989). Otro ciclo de escala menor es la insolación anual, la cual es resultado del cambio en el ángulo de incidencia de los rayos solares según la latitud, y del ángulo de inclinación de la Tierra. De manera que, la superficie de la Tierra se calienta de manera desigual no solo geográficamente entre los polos y el ecuador, sino también a lo largo del año. Asimismo, debido al movimiento de translación del planeta tenemos un cambio de estaciones, tanto en el hemisferio norte como en el sur, producto de la inclinación en el eje del planeta (Lutgens & Tarbuck, 2016).

2.4.2 La zona de convergencia Intertropical

La zona de convergencia Intertropical (Intertropical Convergence Zone en inglés o ITCZ), es una franja del planeta donde existe un intercambio de calor y humedad entre la superficie terrestre u oceánica de la Tierra y la atmósfera. Esta se observa como una banda de nubes convectivas que rodea al planeta sobre latitudes ecuatoriales, la cual modifica su posición a lo largo del año (Schneider et al., 2014; Wallace & Hobbs, 2006). En este intercambio de energía y materia como calor y humedad, es la principal, pero no la única, modulación de los patrones de lluvia en zonas tropicales. Como el aire caliente se eleva en la ITCZ, el vapor de agua llevado se condensa, produciendo lluvias intensas y liberando calor latente que empuja la circulación global en la troposfera (Xie, 2024).

La formación de la ITCZ es debido a la actividad convectiva que se produce donde incide la mayor insolación solar en la parte ecuatorial, como consecuencia aumenta el calor y por ende la evaporación en la zona tropical, y en las grandes masas de agua como los océanos desencadena el ascenso de masas de aire cálidas y húmedas. Los cambios en su posición a escala anual son causados de manera predominantemente por la insolación variable a medida que la Tierra hace su movimiento de translación (Figura 4), desplazando la ITCZ algunos grados al norte o al sur (Xie, 2024; Yan, 2005). Esto ocurre en conjunto con la rotación del planeta, donde los vientos alisios del hemisferio norte y del hemisferio sur

convergen en la ITCZ, aportando momentum y restringiendo esta banda latitudinalmente (Schneider et al., 2014; Yan, 2005).

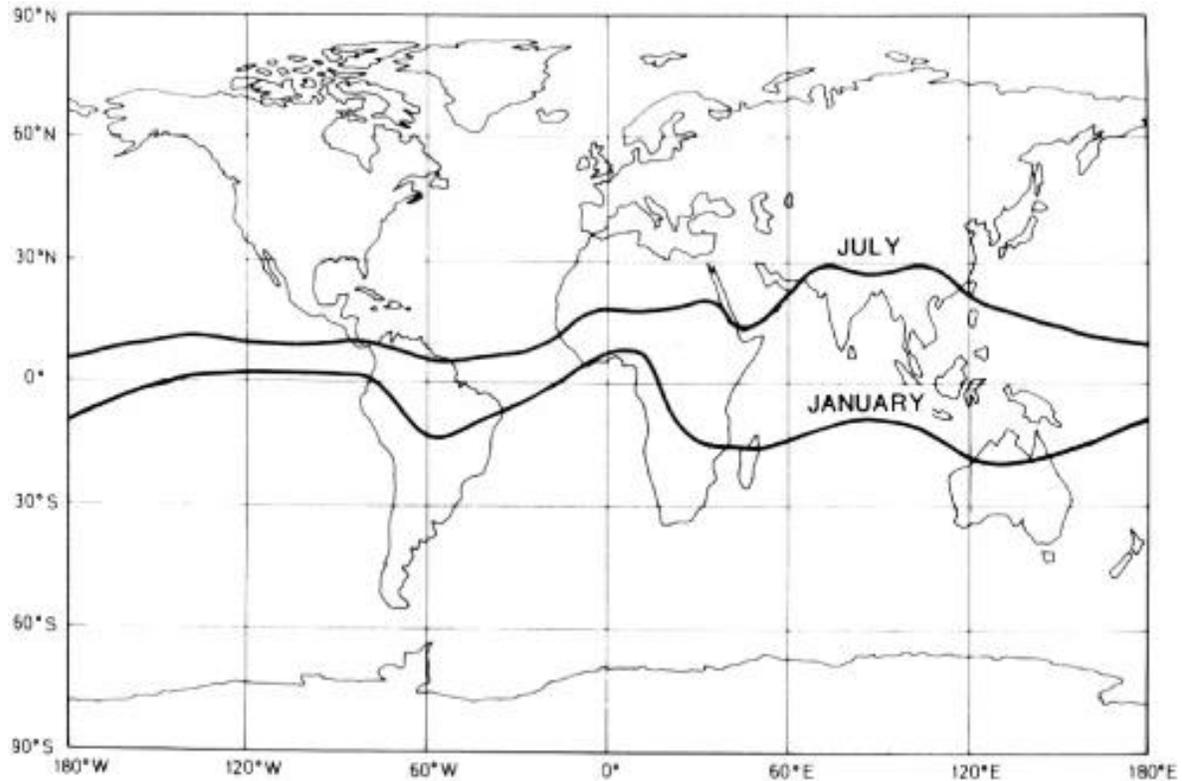


Figura 4 Imagen de la ubicación de la ITCZ. Las líneas indican la posición de la ICTZ cuando se encuentra más al norte (junio a agosto), o al sur (diciembre a febrero). Imagen de Henderson, 1991.

Hay varias implicaciones importantes que tiene la ITCZ para las zonas del Caribe y Centroamérica, debido a que provoca una elevada humedad y frecuentes lluvias en estas regiones (Duarte et al., 2021; Jamieson et al., 2016). Esto puede tener efectos beneficiosos, como el aumento del caudal de ríos y la disponibilidad de agua para la agricultura, así como propiciar el desarrollo de ciclones tropicales y la erosión de las costas (Taylor et al., 2012).

Asimismo, la ITCZ está relacionada con varios fenómenos meteorológicos y climáticos. Uno de ellos es el monzón, que es un viento estacional que sopla de manera constante durante una época del año en ciertas regiones (Fleitmann et al., 2007; Tang et al., 2020). La ITCZ también está relacionada con el fenómeno de ENSO, que es un aumento de la temperatura del agua en la costa este del Pacífico tropical y puede causar cambios en el clima en varias partes del mundo (Schneider et al., 2014). Además, también se le relaciona

con la formación de ciclones tropicales, que son sistemas de baja presión que se forman en la zona intertropical y pueden causar intensas lluvias y vientos fuertes (Tang et al., 2020).

2.4.3 El Niño-Oscilación del Sur (ENSO).

Uno de los fenómenos climáticos periódicos donde la interacción océano-atmósfera es más evidente, es El Niño-Oscilación del Sur o El Niño-Southern Oscillation (ENSO, por sus siglas en inglés). Este es un fenómeno el cual tiene una ocurrencia de entre 2 y 7 años, se considera como uno de los eventos climáticos más importantes del planeta, ya que modifica temporalmente la circulación atmosférica global, afectando el clima de diferentes formas (Holmgren et al., 2001; McPhaden et al., 2006).

ENSO es una combinación entre la fluctuación de condiciones anómalamente cálidas (El Niño) y frías (La Niña), que se desarrolla en asociación con la Oscilación del Sur, un cambio en el patrón de presión atmosférica en los océanos Índico y Pacífico en la zona tropical que se relaciona de manera muy estrecha con la fuerza de los vientos alisios en el Pacífico (McPhaden et al., 2006). Durante El Niño, se observa un calentamiento inusual en la TSM mayor al promedio de los últimos 30 años en la parte central y oriental del océano Pacífico. A medida que el agua caliente migra hacia el este se reduce la cantidad de agua que circula hacia las costas de América del Sur (Webb & Magi, 2022). Al mismo tiempo con la Oscilación de Sur, los vientos de superficie que normalmente soplan con dirección al oeste (vientos alisios), se debilitan a lo largo del ecuador, retroalimentando positivamente el calentamiento de la TSM sobre esta zona (McPhaden et al., 2006).

Al entrar en la fase de enfriamiento de ENSO, disminuye la TSM originando una piscina de agua fría que comienza a extenderse desde las costas de Perú con dirección al Pacífico occidental. Al mismo tiempo, se intensifica la fuerza de los vientos alisios produciendo un empuje de agua cálida hacia el oeste, reforzando la piscina fría, y forzando la surgencia de aguas frías y profundas. A esta contraparte del fenómeno se le conoce como La Niña (Philander, 1990).

La manera en que se detecta la fase cálida de ENSO es midiendo la anomalía en la TSM, en la región conocida como Niño 3.4, que se localiza en entre las longitudes 120°-170°O a la latitud ecuatorial, así como la actividad convectiva en el Pacífico central. Cuando la anomalía supera el promedio por encima de 0.5 °C por más de tres meses, aunado a un

incremento en la actividad convectiva en el Pacífico central, y una disminución en el Sureste asiático y el norte de Australia, se considera que hay condiciones Niño. En cambio, si la SST se encuentra 0.5 °C por debajo del promedio, y hay una disminución en la actividad convectiva en el Pacífico central y un aumento en el norte de Australia, se tiene las condiciones Niña (Webb & Magi, 2022).

Los grandes cambios producidos en el Pacífico provocan extensas zonas de baja presión atmosférica superficial en distintas regiones a las normales en un año no Niño, por lo que desplazan la circulación convectiva atmosférica del océano (circulación de Walker) (Figura 5), cambiando así el régimen hídrico en diversas regiones (Denniston et al., 2015; Evangelista et al., 2007; Liu & Negrón Juárez, 2001).

En el sur de México los efectos ENSO alteran principalmente la cantidad de precipitación durante el invierno y el verano. En la fase cálida se ha observado una disminución de alrededor del 30% de lluvias durante el verano y un aumento de estas casi de un 40% en el invierno. Durante la Niña se puede observar el efecto contrario, mayor cantidad de precipitación en la temporada de verano (20%), e inviernos más secos que rondan una disminución del 50% (Magaña Rueda et al., 1998).

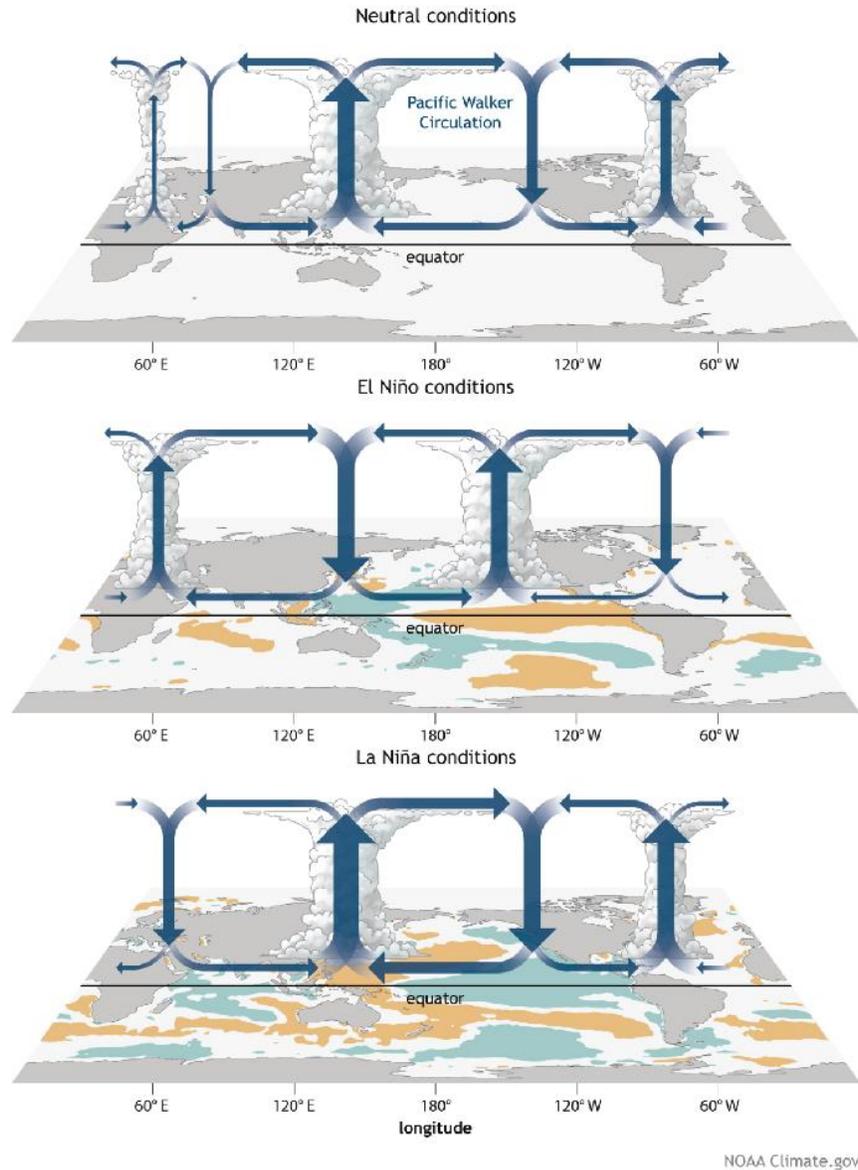


Figura 5 Fenómeno de El Niño ocasionando el desplazamiento de la circulación de Walker (Circulación del Pacífico), sobre la región del suroeste, generalmente entregando más lluvia y nieve invernal en la región. Imagen modificada de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (NOAA).

2.4.4 Influencia del océano Atlántico

La temperatura del océano Atlántico es fundamental para la modulación de las condiciones hidroclimáticas del continente americano, desde escalas de tiempo milenarias hasta decadales.

En escalas milenarias se ha determinado que la disminución de la temperatura en el océano por la incursión de icebergs en el Atlántico norte resulta en periodos secos en México, centro y Sudamérica (Bernal et al., 2011; Bond et al., 1997; Lachniet et al., 2013). Que se

han asociado con la disminución de la corriente de Lazo del Atlántico y una disminución en la intensidad de la convección en la ITCZ, normalmente entendida como un desplazamiento hacia el sur de su zona nuclear (LeGrande & Schmidt, 2008).

Otros fenómenos climáticos que pueden afectar a la región son las oscilaciones que tienen lugar en el Atlántico, las cuales se asocian a variaciones en la temperatura superficial del océano Atlántico como la Variabilidad Multidecadal de Atlántico (AMV por sus siglas en inglés). Estas pueden presentar una periodicidad que oscila entre los 55 y 70 años (Mann et al., 2021).

La variación en la temperatura del océano Atlántico se describen como dos fases, una cálida y una fría, en donde la temperatura varía alrededor de 0,5 °C por encima de la temperatura media superficial (Knight et al., 2005; Mann & Park, 1994). Esto ha correlacionado con cambios en la temperatura y circulación atmosférica, generando cambios climáticos a escala global.

Algunos de los eventos climáticos destacados de los últimos dos milenios se han relacionado con la oscilación del Atlántico norte (en inglés North Atlantic Oscillation o NAO). La Pequeña edad de hielo o la Anomalía climática medieval han ocurrido en alguna de las fases cálidas o fría de la NAO (Wassenburg et al., 2013).

Capítulo 3 Zona de Estudio

3.1 Contexto geográfico.

Las estalagmitas analizadas en este estudio provienen de la cueva de Los Ángeles, ubicada a 5 km de Fray Bartolomé de las Casas cabecera municipal del mismo nombre a 164 msnm, perteneciente al departamento de Alta Verapaz, en la Republica de Guatemala. Esta región se conoce como la Franja Transversal del Norte y se caracteriza por ser de clima lluvioso. Fray Bartolomé de las Casas se encuentra a una distancia aproximada de 67 km de Cobán, cabecera del distrito de Alta Verapaz y segundo asentamiento urbano más importante de Guatemala (Figura 6). Los momentos de máxima precipitación son de junio a octubre y en algunas regiones se ha registrado un promedio pluviométrico entre 1929 y 2634 mm de lluvia anual. La temperatura es cálida en las zonas bajas y desciende conforme aumenta la elevación (INSIVUMEH, 2016).

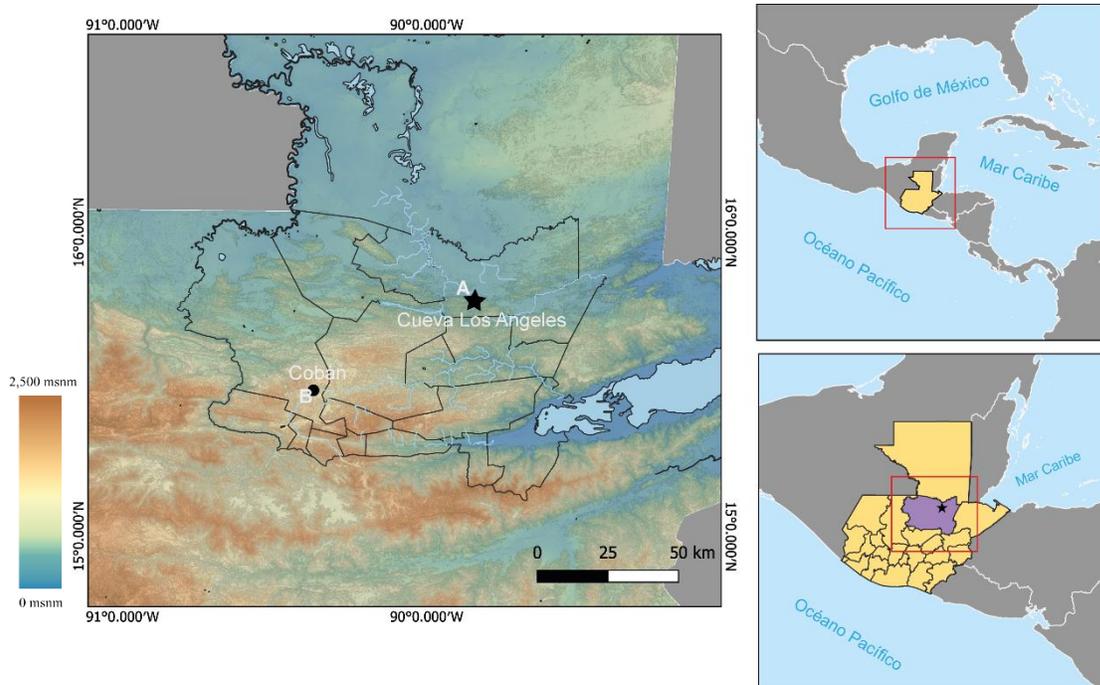


Figura 6 Fisiografía del departamento de Alta Verapaz, Guatemala. La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Angeles, A) La ubicación de la estación instalada en la Fray Bartolomé de las Casas y B) la ubicación de la estación meteorológica del aeropuerto de Cobán.

De acuerdo con las 11 regiones fisiográficas propuestas para Guatemala, el municipio de Fray Bartolomé de las casas se encuentra contenido en la región 6, denominada tierras altas sedimentarias (Figura 7).

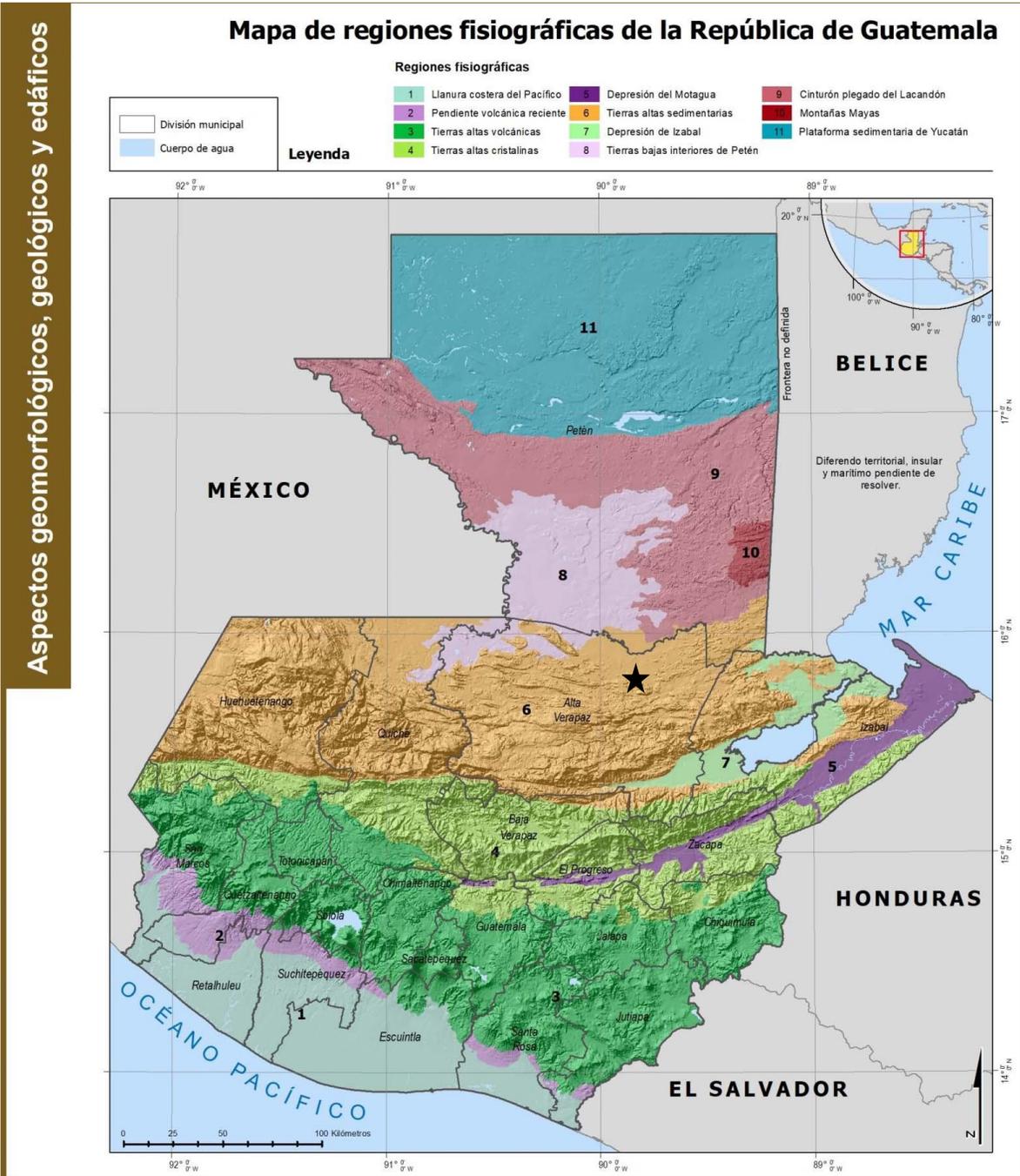


Figura 7 Provincias fisiográficas de Guatemala. Modificado de UIE-Iarna/URL, (2020). La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Ángeles.

Clasificada dentro de la subregión Sierra de Chamá, el gran paisaje de las Montañas Cársticas es una franja que se extiende de este a oeste, formada por cimas y montañas de formas alargadas y pendientes suaves y medias. Las alturas van de los 200 a los 600 msnm. Estas montañas se distribuyen desde Chahal en Alta Verapaz hasta Modesto Méndez, frontera con Belice. También incluyen cerros aislados entre las llanuras de los ríos Sebol, Santa Isabel o Concuén, en límite al norte de Alta Verapaz y el Sur de Peten (Ministerio de Agricultura Ganadería y Alimentación, 2001).

Según la clasificación de Villar pertenece al bioma de la Selva tropical lluviosa, que se caracteriza por tener una mayor precipitación y humedad relativa. Contiene pantanos, bosques inundados, selvas, sabanas de palmas y pastizales (Azurdia Pérez et al., 2008).

3.2 Marco geológico.

El principal tipo de roca de la región norte de Alta Verapaz es roca caliza sedimentaria. Esta región es constituida por varios tipos de rocas carbonatadas como calizas, dolomías y margas de las formaciones Cobán, Ixcoy, Campuy y de las formaciones Sepur y Grupo Verapaz. Las edades de estas unidades sedimentarias se encuentran entre el Cretácico superior y el Cenozoico inferior (Figura 8) (Machorro Sagastume, 2005; Ministerio de Agricultura Ganadería y Alimentación, 2001).

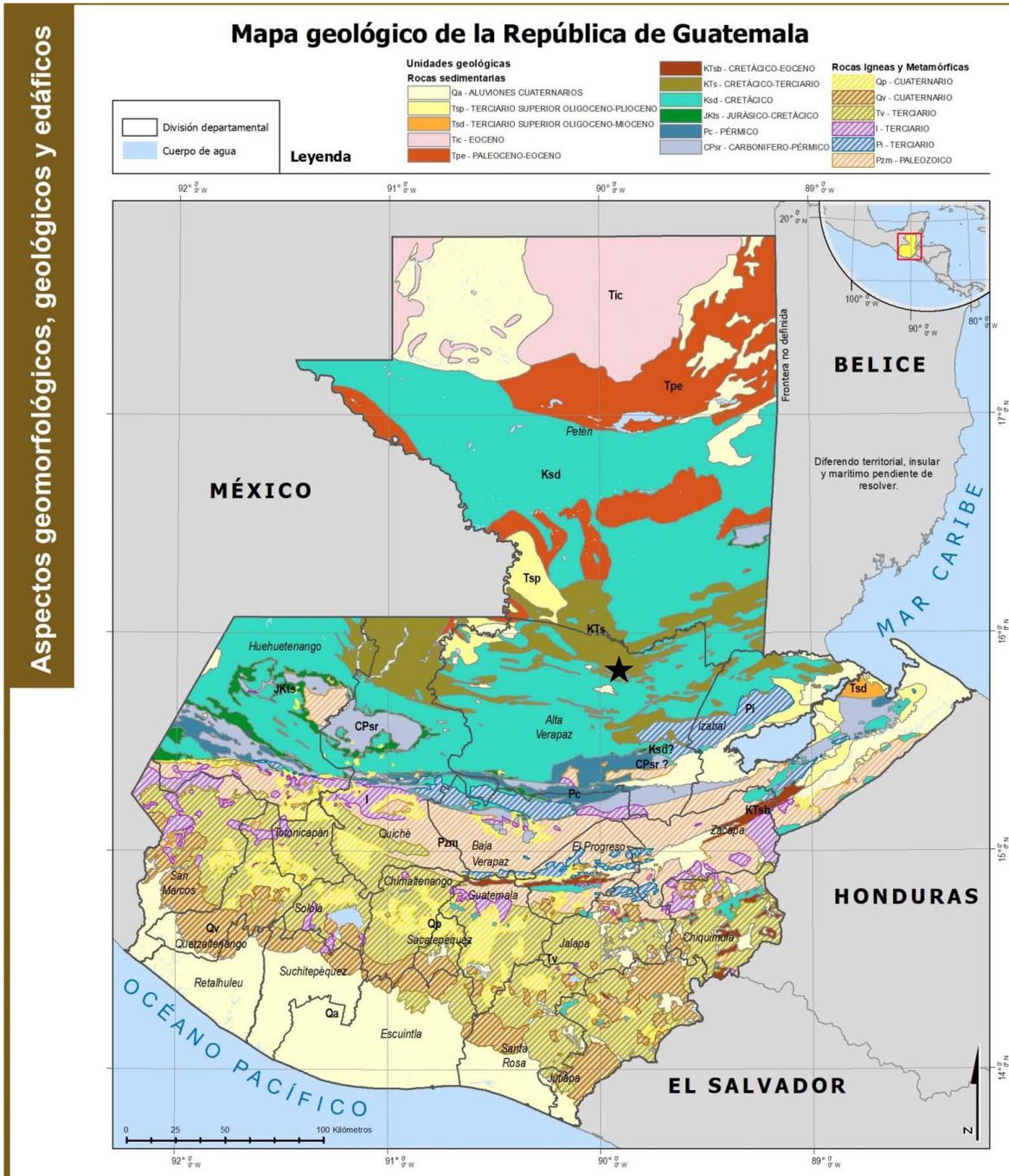


Figura 8 Geología de Guatemala. Modificado de UIE-Iarna/URL, (2020). La estrella indica la ubicación de la cueva de Los Angeles.



Figura 9 Fotografía de la entrada de la cueva de Los Ángeles, departamento de Alta Verapaz, Guatemala.

3.3 Contexto climático.

En Guatemala el clima es húmedo tropical con variaciones según la posición geográfica. De acuerdo con la clasificación de Köppen, Fray Bartolomé de las Casas se clasifica como Aw, que corresponde a un clima ecuatorial de sabana con invierno seco (Kottek et al., 2006). El arribo de humedad al centro del país esta influenciado por múltiples factores. De manera general la mayor parte de la lluvia en Centroamérica está fuertemente controlada por la posición e intensidad de la ZCIT. Así como con la interacción con las corrientes atmosféricas derivadas del NASH, los vientos alisios, la temperatura superficial del Atlántico y del Caribe, lo que propicia la temporada de lluvia convectiva durante el verano boreal (Martinez et al., 2019; C. Wang, 2007).

El patrón de precipitación se caracteriza por tener una época donde se alcanza la mayor acumulación de lluvias durante los meses de mayo a noviembre, con una disminución de

éstas a la mitad del verano. Sin embargo, se presenta precipitación a lo largo de todo el año, con una temporada semiseca entre diciembre y abril que corresponde aproximadamente a un 35% de la precipitación anual total. Los datos de Fray Bartolomé se obtuvieron de climate-data.org, página que hace uso del modelo ECMWF para la predicción de los datos (Figura 10).

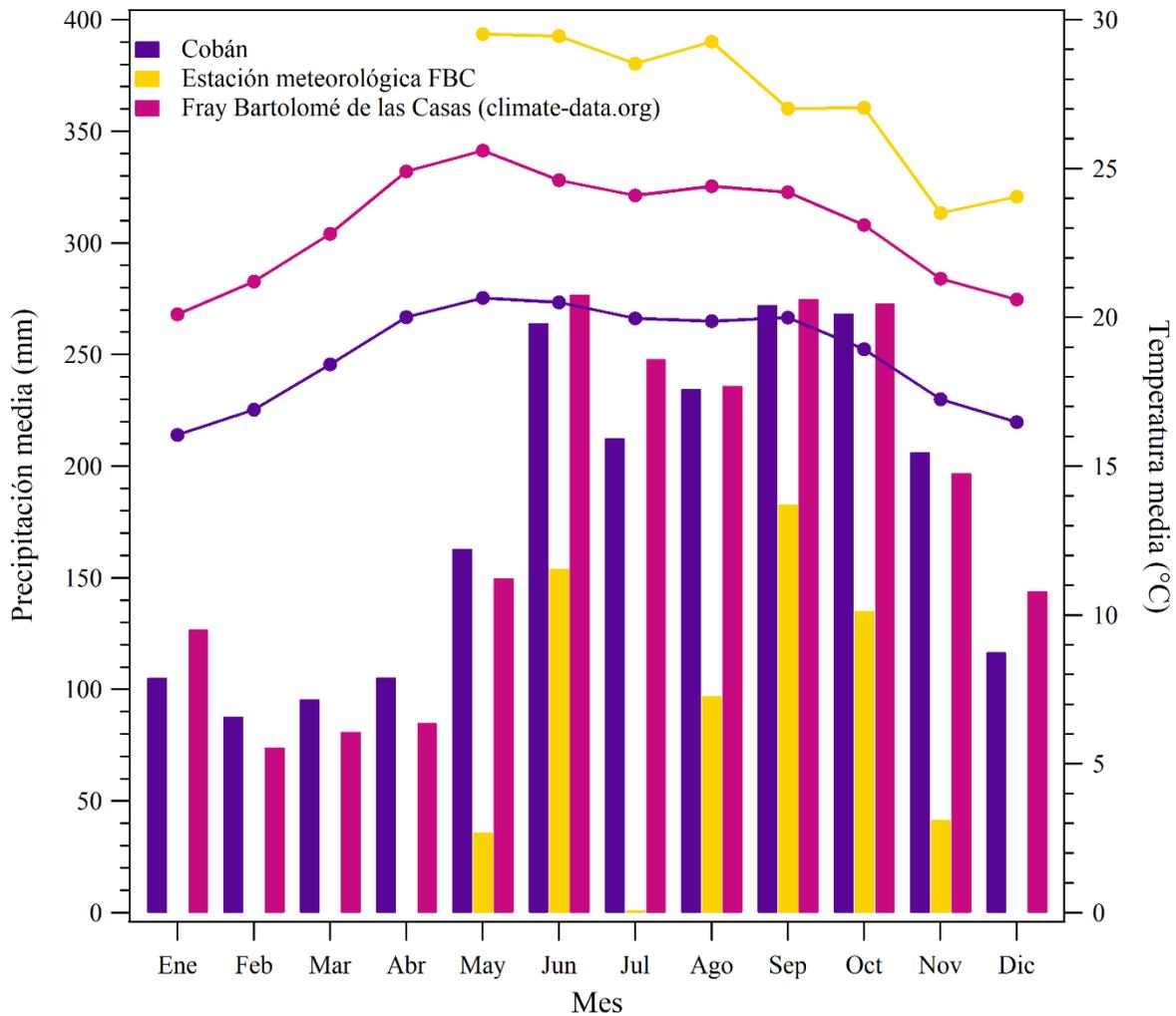


Figura 10 Climograma del departamento de Alta Verapaz, Guatemala. En púrpura los datos de la estación meteorológica del aeropuerto de la ciudad de Cobán (1980-2020). En rosa los datos para la ciudad de Fray Bartolomé de las casas de acuerdo con el modelo de climate-data.org. En amarillo se muestran los datos registrados por la estación meteorológica instalada en la ciudad de fray Bartolomé de las casas (2019).

De acuerdo con los datos de la estación meteorológica del aeropuerto de la ciudad de Cobán, la temperatura promedio oscila entre los 16 y 20 °C durante todo el año llegando a tener los picos máximos durante el verano y los mínimos en el invierno. Por otro lado, las temperaturas de Fray Bartolomé de las Casas son más altas en promedio, restando entre los

25 a 30 °C, pero donde la precipitación media mensual tiene el mismo comportamiento en cuanto a precipitaciones en la región.

A pesar de que los datos de la estación meteorológica de Cobán y los de la estación de Fray Bartolomé de las casas no se pueden comparar estrictamente, éstos se pueden utilizar para comparar la tendencia general de la región. Teniendo en consideración que la estación de Cobán se encuentra a una altitud de 1168 m mayor que la estación de Fray Bartolomé de las Casas.

El comportamiento de las lluvias se ha descrito como resultado de las variaciones en la intensidad del sistema de presiones NASH así como por el incremento de la TSM en el Atlántico y el Caribe (Amador et al., 2006; Davis et al., 1997). Además, la lluvia tiene un comportamiento bimodal asociado a la sequía de mitad del verano (Mid-summer Drough o MSD), que se ha vinculado a la intensificación de la corriente de chorro del caribe (Caribbean Low-Level Jet o CLLJ). El CLLJ intensifica los vientos alisios, lo que suprime la convección y por lo tanto ocasiona una reducción en la lluvia en los meses de julio y agosto (Duarte et al., 2021; Magaña et al., 1999; Martinez et al., 2019). Posteriormente, en los meses subsecuentes las temperaturas de superficiales del Caribe aumentan induciendo el incremento en las precipitaciones (Martinez et al., 2019).

Durante la temporada semiseca ocurre el segundo máximo del CLLJ, que vuelve a intensificar los vientos alisios y suprimir la convección, pero en esta ocasión con una TSM Caribe más baja, lo que no permite tanta actividad convectiva (Hasanean, 2004; Martinez et al., 2019; C. Wang, 2007; C. Wang & Enfield, 2003). Sin embargo, existen precipitaciones importantes durante el invierno o la temporada semiseca, que son resultado de los frentes fríos que llegan a la zona. A finales del otoño y en el invierno masas de aire polar son acarreadas desde el norte, siendo más frías y secas, que terminan impactando con las masas de aire más cálidas y húmedas de la región tropical, originando lluvias de tipo frontal (Ahrens, 2012; Bernal et al., 2023).

Las precipitaciones que se presentan a lo largo de la temporada seca hacen de este un patrón de lluvia moderna complejo, además inconsistente con otros registros de humedad del caribe y de Centroamérica. Lo que hace más difícil para entender la respuesta

hidroclimática a otros forzadores externos y sus posibles consecuencias en las actividades humanas (Duarte et al., 2021).

Adicionalmente esta región esta influenciada por ENSO, que puede afectar la variabilidad de lluvia según la fase que esté ocurriendo. Por ejemplo, durante El Niño hay una menor precipitación durante el verano, pero un incremento en la temporada más semiseca (noviembre-abril). Por el contrario, durante La Niña hay un aumento en las tormentas tropicales en verano (Giannini et al., 2000, 2001; Martinez et al., 2019; C. Wang & Enfield, 2003). Similar a lo descrito por Magaña Rueda et al., (1998), para los estados del Sur de México donde hay un 30% menos de lluvias en verano durante el Niño y un 20% más durante la Niña.



Figura 11 El Bosque. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía del Dr. Juan Pablo Bernal.

Capítulo 4 Metodología

4.1 Trabajo de campo.

4.1.1. Recolección de la muestra.

La muestra se seleccionó atendiendo los siguientes criterios: (1) evitar las estalagmitas que presenten señales de alteración como disolución de carbonato o erosión; (2) que no sea afectada por material detrítico la zona donde se encuentran y; (3) de preferencia que su forma sea cilíndrica, que refleje una estratigrafía de orden simple (Fairchild & Baker, 2012).

Asimismo, también se debe considerar que la precipitación de la calcita se lleve a cabo en condiciones de equilibrio químico e isotópico, esto es necesario si lo que se busca es que el registro refleje los cambios que ocurrieron en el pasado. Un buen indicador puede ser tomar muestras de las salas donde la circulación sea mínima, y las condiciones de humedad relativa (~100%) y temperatura sean constantes a lo largo del año (Lachniet, 2009).

De acuerdo con estas consideraciones, las estalagmitas que se nombraron ANG-10 y ANG-11, fueron colectadas en la cueva de Los Ángeles en el mes de mayo de 2019 (Figura 12). Ambas estalagmitas se ubicaban en primera sala de la cueva, llamada temporalmente como “la Catedral”.

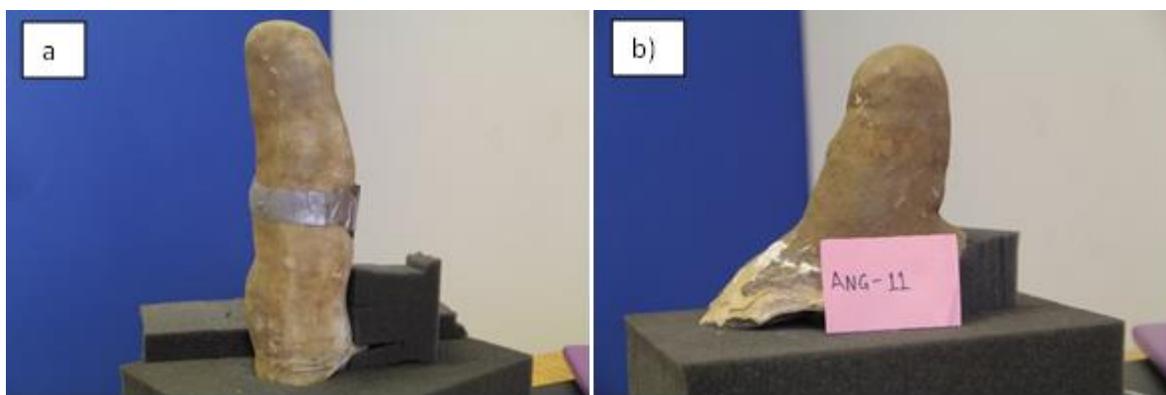


Figura 12 Estalagmitas de la cueva de Los Ángeles a) ANG-10 y b) ANG-11. Fotografía propia.

4.2 Trabajo de laboratorio.

4.2.1. Fechamiento por el método U-Th.

Los fechamientos se realizaron en Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM Campus Juriquilla. La metodología seguida para la separación de isótopos de U y Th fue la desarrollada por Hernández-Mendiola et al. (2011).

Se colectaron 14 alícuotas de ANG-10 y 9 alícuotas de ANG-11, con alrededor de 50 mg de CaCO₃. La obtención del material para fechar se apoyó con el uso de un micro taladro marca Dremel y con una fresa de diamante o de carburo de tungsteno.

Para la medición de los isótopos se empleó un espectrómetro de masas de multicolección con plasma acoplado por inducción (MC-ICP-MS por sus siglas en inglés), de la marca Thermo modelos Neptune Plus siguiendo el procedimiento de (Hernández-Mendiola et al., 2011), pero utilizando trazadores de ²³³U y ²²⁹Th de alta pureza (Blanchon et al., 2017). Las edades se calcularon con el software IsoplotR, con incertidumbres de dos errores estándar (Vermeesch, 2018).

4.2.2. Análisis de isótopos estables en carbonato.

Para la toma de la muestra se empleó un micro muestreador de la marca Sherline modelo 5400 que cuenta con un marcador digital de distancia el cual permite una resolución máxima de 0.3 mm entre cada muestra, en este caso se empleó una resolución 0.5 mm. Con este muestreador se extrajeron alrededor de 200 µg de carbonato de calcio y que fueron colocados en tubos para PCR de 0.2 ml.

Se analizaron 366 muestras en el Laboratorio de Estudios de Isótopos Estables (LAIE) en la Facultad de Química de la UNAM campus Yucatán, empleando un espectrómetro de relaciones isotópicas (IRMS), modelo Delta V Plus Thermo-Scientific acoplado a un banco para el análisis de gases Gas Bench II Thermo-Scientific.

Otras 342 muestras se analizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo, Brasil. En este caso se usó un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas de fuente gaseosa Thermo Finnigan modelo Delta V Plus Advantage, acoplado también a un banco para el análisis de gases Gas Bench II Thermo-Scientific. En ambos casos las

muestras se disolvieron en ácido fosfórico (H₃PO₄) al 100% para propiciar la liberación del CO₂ a medir.

El espectrómetro obtiene las relaciones isotópicas de O y C (¹⁸O/¹⁶O y ¹³C/¹²C respectivamente) del CO₂ obtenido. Los resultados están basados en un análisis que incluye 10 repeticiones, además del empleo de estándares internacionales e internos que son analizados por triplicado (Tabla 1).

Tabla 1 Estándares utilizados en el análisis isotópico de O y C.

*Estándares internos.

LAIE			CPGeo		
Estándar	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C	Estándar	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C
IAEA603	-2.4	2.5	NBS-18	-5.01	-23.20
NBS-18	-5.01	-23.20	NBS-19	1.95	-2.20
CACO ₃ *	-20.5	-18.6	REI*	1.35	-5.44
QC*	-1.3	-2.8	VICKs*	-7.93	-7.83

4.2.3. Análisis de elementos traza.

Las muestras analizadas para determinar las concentraciones de elementos trazas fueron ANG-10 y ANG-11 en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. Las muestras se cortaron en segmentos con un ancho de entre 3-5 cm con un corte en diagonal al final del segmento (Figura 13 a, b y c muestra la estalagmita original en amarillo y en rojo el eje de crecimiento en secuencia al corte en diagonal al final del segmento. La imagen de la izquierda muestra el equipo LA-ICP-MS (imagen de Corona Martínez, 2017).), y se analizaron en un sistema de ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS) cuadrupolar Thermo Scientific ICP-Qc. Éste unido a una estación Resonetics M-50 con un muestreador láser de excímero de ArF (λ=193 nm) COMPex Pro de la marca Coherent.

Las características del láser para el muestreo se configuraron con una fluencia de 3 J/cm² y un haz de forma circular de 45 μm de diámetro, disparado sobre el eje de crecimiento. La velocidad con la que el láser recorre la muestra es de 0.5 mm/min, y a una frecuencia de 5

Hz. Una vez realizado este paso, el material obtenido se lleva al espectrómetro de masas mediante un flujo de He.

Los isotopos analizados para las estalagmitas fueron ^{26}Mg , ^{43}Ca , ^{44}Ca , ^{88}Sr , ^{138}Ba ^{238}U . Las muestras fueron estandarizadas con los SSRM NIST 612 y NIST 614 (Jochum et al., 2011).

Para el cálculo de las relaciones E/Ca, se utilizó un esquema de reducción de datos (ERD) para elementos traza en Iolite v3, asignando como estándar interno ^{43}Ca .



Figura 13 a, b y c muestra la estalagmita original en amarillo y en rojo el eje de crecimiento en secuencia al corte en diagonal al final del segmento. La imagen de la izquierda muestra el equipo LA-ICP-MS (imagen de Corona Martínez, 2017).

4.3 Análisis de series de tiempo.

Las series de temporales se construyen al pasar los valores medidos del dominio espacial (distancia), al temporal. No obstante, los registros generados tanto por análisis geoquímicos, así como por el análisis digital, se encuentran se encuentra muestreados en el propio dominio que proporciona la técnica. En el caso de LA-ICP-MS, tenemos la velocidad con la que recorre el haz y el tiempo transcurrido de análisis, con esto calculamos la distancia que se ha medido. Una vez se cuentan con los registros con la distancia, usa el modelo de edades para pasar del dominio espacial al temporal, y de esta manera, generar la serie temporal del indicador en cuestión.

Para el análisis de las series temporales, una primera parte consiste en la evaluación cualitativa de la señal con una descripción de la posible información presente en la señal, así como discernir sobre los probables procesos que se registraron en la serie temporal, esta evaluación debe ser cuidadosa, por lo que las interpretaciones apresuradas, nos pueden

llevar a conclusiones erróneas que modifiquen nuestras hipótesis de la información que se esté aportando.

Una vez revisadas las series temporales se procedió a realizar un análisis cuantitativo que ofrezcan información detallada de los eventos, como lo es un análisis espectral. Dentro de los espectrales hay dos que son más utilizados, el espectro de potencia y el análisis de onduletas. El primero se realizó mediante el código de RED-FIT propuesto por Schulz y Mudelsee (2002), el cual se basa en el algoritmo Lomb-Scargle, y que se encuentra en el software PAST v4.11 (Hammer et al., 2001), para calcular el espectro de potencia para las series de interés.

El segundo análisis es el espectro de onduletas, este permitió observar los periodos que tienen más energía en la señal, o en cuestiones climáticas el momento en fueron presentes las diferentes ciclicidades climáticas. Este se lleva a cabo usando la función onda de Morlet, el análisis por onduletas se realiza mediante el protocolo para Matlab® propuesto por Grinsted et al. (2004).

Capítulo 5 Resultados

5.1 Parámetros ambientales de la cueva

En la visita a la cueva realizada el de mayo del 2019 se tomaron lecturas de la humedad relativa (%), presión atmosférica (hPa), temperatura (°C) y presión parcial de CO₂ (hPa). Estas se realizaron al exterior como al interior de la cueva, incluyendo el salón La Catedral donde fueron colectadas ANG-10 y ANG-11.

Tabla 2 Parámetros ambientales medidos en la cueva

Entrada de la cueva		Catedral		Bosque	
Humedad relativa (%)	64	Humedad relativa (%)	75	Humedad relativa (%)	96
Presión atmosférica (hPa)	985.1	Presión atmosférica (hPa)	986.9	Presión atmosférica (hPa)	985.7
Temperatura (°C)	28.5	Temperatura (°C)	27.3	Temperatura (°C)	24
pCO ₂ (hPa)	0.42	pCO ₂ (hPa)	0.47	pCO ₂ (hPa)	0.61



Figura 14 Formaciones de espeleotemas en el salón La Catedral. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía Dr. Juan Pablo Bernal 2017



Figura 15 Estalagmitas del Bosque. Cueva de Los Ángeles, Fray Bartolomé de las Casas, departamento de Alta Verapaz, Guatemala. Fotografía Dr. Juan Pablo Bernal 2017

5.2 Modelos de edad.

El modelo de edad-distancia de ANG-10 se construyó utilizando 13 puntos, descartando solo uno por la inversión en la edad que presenta. Por otro lado, el modelo edad de ANG-11 se construyó con 9 puntos fechados (Figura 16).



Figura 16 Escaneos de las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. ANG-10 (izquierda), y ANG-11 (derecha), con sus respectivas escalas. En la imagen también se pueden observar los puntos elegidos para el fechamiento.

Según los datos obtenidos, la estalagmita ANG-10 tiene una edad en la punta de 864 años B. P. (años antes del presente antes de 1950 o Before Present en inglés), y una edad en la base de 1570 años B. P. La estalagmita ANG-11 tiene en su caso un mayor rango de edad de crecimiento, alcanzando los 2284 años B. P. en su parte más vieja y los 640 años B. P. en la más joven que es la punta (Figura 17). Ambas estalagmitas crecieron ininterrumpidamente de acuerdo con las observaciones, sin embargo, ANG-10 presenta cambios de dirección en su eje de crecimiento (Figura 12).

Tabla 3 Edades de ANG-10

ANG-10	Dist. (mm)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppb)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (atomic x 10-6)	$[\text{}^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]$ ACT (medido)	$\delta^{234}\text{U}$ (medido)	Edad ^{230}Th (Ka BP) (no corregido)	$\delta^{234}\text{U}$ inicial (corregido)	Edad ^{230}Th (Ka BP) (corregido)
A10-20	1	7.98±0.03	38.541±0.572	96±4	0.029±0.0006	1.3775±0.002	2.3224±0.0809	1.3759±0.001	0.8643±0.0752
A10-01	7	6.54±0.06	1.359±0.003	963±11	0.012±0.0002	1.4802±0.003	0.9103±0.015	1.4802±0.003	0.9103±0.015
A10-21	23	7.00±0.04	0.307±0.005	4,684±137	0.013±0.0002	1.4402±0.002	0.9662±0.0153	1.4402±0.002	0.9662±0.0153
A10-22	40	6.51±0.04	0.333±0.002	4,184±64	0.013±0.0002	1.4392±0.003	1.0052±0.0154	1.4392±0.003	1.0052±0.0154
A10-23	63	6.04±0.06	0.206±0.002	7,666±270	0.016±0.0005	1.4315±0.003	1.234±0.0386	1.4314±0.0015	1.1578±0.0197
A10-24	81	5.62±0.05	0.293±0.002	5,077±149	0.016±0.0004	1.4425±0.002	1.2398±0.0306	1.4424±0.001	1.0885±0.0171
A10-02	105	4.43±0.04	0.519±0.002	2,083±69	0.015±0.0004	1.4324±0.003	1.1485±0.0309	1.4324±0.003	1.1485±0.0309
A10-25	126	5.63±0.02	0.369±0.003	3,784±75	0.015±0.0002	1.4455±0.003	1.161±0.0154	1.4455±0.003	1.161±0.0154
A10-26	147	6.07±0.04	0.232±0.002	6,804±222	0.016±0.0004	1.4556±0.002	1.2135±0.0303	1.4556±0.002	1.2135±0.0303
A10-03	171	5.00±0.02	0.472±0.002	2,818±47	0.016±0.0002	1.4506±0.003	1.2406±0.0154	1.4506±0.003	1.2406±0.0154
A10-27	191	5.42±0.04	0.395±0.002	3,831±63	0.017±0.0002	1.4456±0.005	1.3059±0.0159	1.4456±0.005	1.3059±0.0159
A10-28	212	5.85±0.02	0.582±0.001	2,841±45	0.017±0.0002	1.4427±0.002	1.324±0.0154	1.4427±0.002	1.324±0.0154
A10-04	235	6.06±0.04	0.372±0.002	4,808±105	0.018±0.0003	1.3976±0.002	1.4302±0.0238	1.3976±0.002	1.4302±0.0238
A10-29	249	6.16±0.09	0.514±0.002	4,015±53	0.021±0.0003	1.449±0.003	1.5701±0.0231	1.449±0.003	1.5701±0.0231

Tabla 4 Edades de ANG-11

ANG-11	Dist. (mm)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppb)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (atomic x 10 ⁻⁶)	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]$ ACT (medido)	$\delta^{234}\text{U}$ (medido)	Edad ^{230}Th (Ka BP) (no corregido)	$\delta^{234}\text{U}$ inicial (corregido)	Edad ^{230}Th (Ka BP) (corregido)
A11-20	1	9.88±0.04	35.92±0.09	64±1	0.0143±0.0002	1.065±0.002	1.4428±0.0209	1.065±0.002	0.641±0.065
A11-01	6	11.47±0.06	1.642±0.005	798±17	0.0070±0.0001	1.084±0.002	0.7064±0.0102	1.084±0.002	0.706±0.010
A11-21	21	12.79±0.10	2.196±0.004	964±14	0.0102±0.0002	1.077±0.002	1.0171±0.0205	1.077±0.002	1.017±0.021
A11-22	35	13.36±0.04	0.939±0.002	2,808±31	0.0122±0.0001	1.079±0.002	1.2194±0.0105	1.079±0.002	1.219±0.011
A11-23	50	10.71±0.06	0.678±0.002	3,602±47	0.0141±0.0002	1.071±0.002	1.4346±0.0027	1.071±0.002	1.435±0.003
A11-24	66	13.19±0.04	0.706±0.003	5,055±89	0.0167±0.0002	1.075±0.002	1.7379±0.0033	1.075±0.002	1.738±0.003
A11-02	84	12.45±0.07	9.446±0.007	446±3	0.0208±0.0002	1.054±0.001	2.1942±0.0212	1.054±0.001	2.026±0.025
A11-25	94	13.50±0.09	1.748±0.005	2,631±29	0.0210±0.0002	1.078±0.002	2.1468±0.0040	1.078±0.002	2.147±0.004
A11-03	117	14.52±0.07	1.728±0.004	3,059±35	0.0224±0.0002	1.061±0.002	2.2844±0.0214	1.061±0.002	2.284±0.021

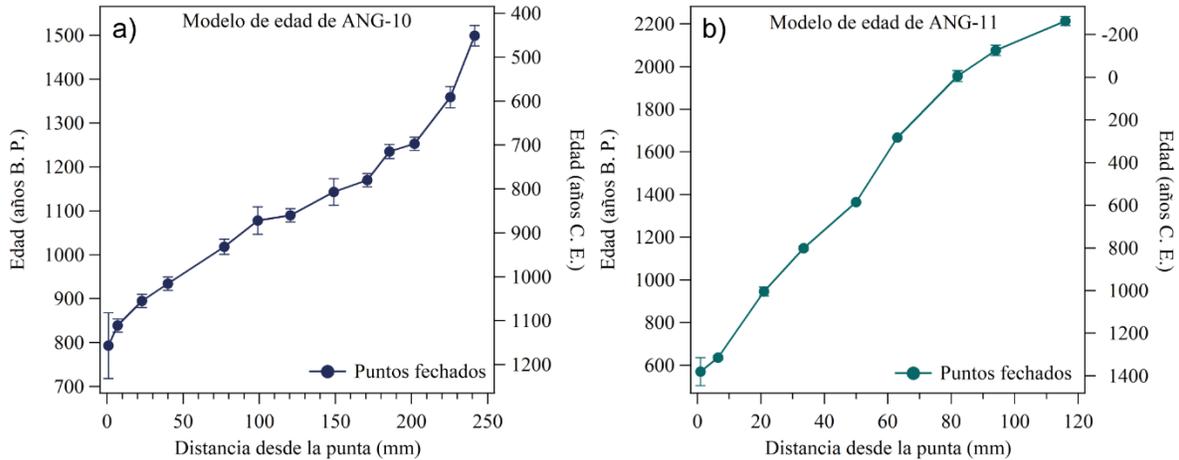


Figura 17 Modelos de edad-distancia de las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. En el eje horizontal la distancia en mm y en el eje vertical la edad en años antes del presente referenciados a 1950. En el eje de la derecha se indica la escala de tiempo auxiliar en años C. E. (escala gregoriana de la era común o en inglés Common Era).

Utilizando los modelos de edad de las estalagmitas se pudieron realizar los cálculos para determinar la tasa de crecimiento de cada muestra. En el caso de ANG-10 el promedio de la tasa de crecimiento es de 0.5 mm por año con algunos picos entre los 1100 años y 1250 años B.P. Por su parte, la estalagmita ANG-11 presenta un promedio de tasa de crecimiento de 0.07 mm por año, donde la mayor tasa de crecimiento se registró de los 2000 años a los 2200 años B.P. (Figura 18).

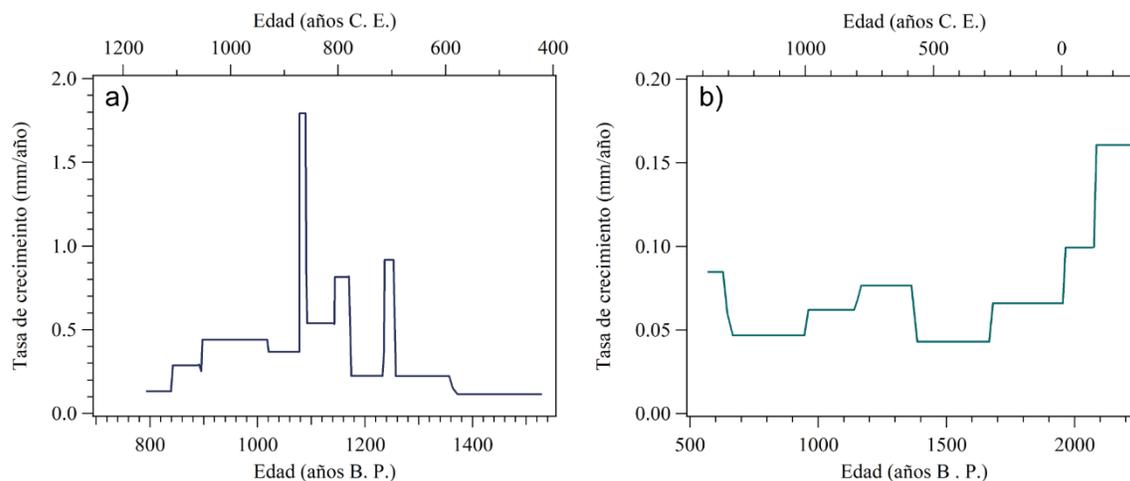


Figura 18 Tasas de crecimiento de las estalagmitas de la cueva de Los Angeles. La tasa está expresada en milímetros por año respecto al modelo de edad obtenido de cada una. Los ejes inferiores se encuentran en años antes del presente referenciados a 1950, y los superiores en años de la era común.

5.3 Isótopos estables.

5.3.1. Registro isotópico de carbono.

El registro isotópico obtenido $\delta^{13}\text{C}$ está conformado por 462 análisis para ANG-10 y 243 análisis para ANG-11, los valores oscilan entre -10.0 y -7.0‰ para ANG-10, así como -8.0 y -4.0‰ para ANG-11.

En la composición de isotópica de la estalagmita ANG- 10 se observa un incremento en los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ alrededor de los 1100 años B. P. y un descenso hacia valores menos negativos hasta llegar a los 1020 años B. P. Asimismo, $\delta^{13}\text{C}$ también muestra valores menos negativos alrededor de los 800, 1050 y 1150 años B. P., son algunos otros descensos, siendo este último el más marcado (Figura 19).

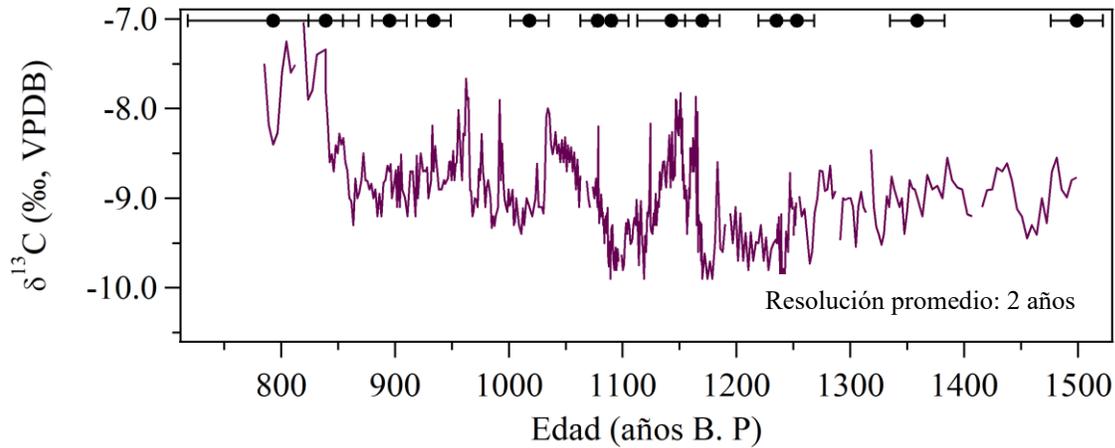


Figura 19 Composición isotópica de $\delta^{13}C$ de la estalagmita ANG-10. Los puntos arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.

En el caso del registro de ANG-11 se puede observar valores menos negativos alrededor de los 2200 años cercanos al -4 ‰. Entre los 1500 y 2100 años B. P. se observa que la variabilidad del registro se encuentra alrededor de los 6.7 ‰, con algunos picos más o menos negativos. Sin embargo, alrededor de los 1400 años se puede observar un pico menos negativo con una disminución de 1.2 ‰ en el registro, que se vuelve más negativo acercándose a los 1200 años en donde se acerca a los -8 ‰. También se observa que cercano a las edades más recientes hay otro cambio significativo a valores menos negativos a los 600 años B. P. (Figura 20).

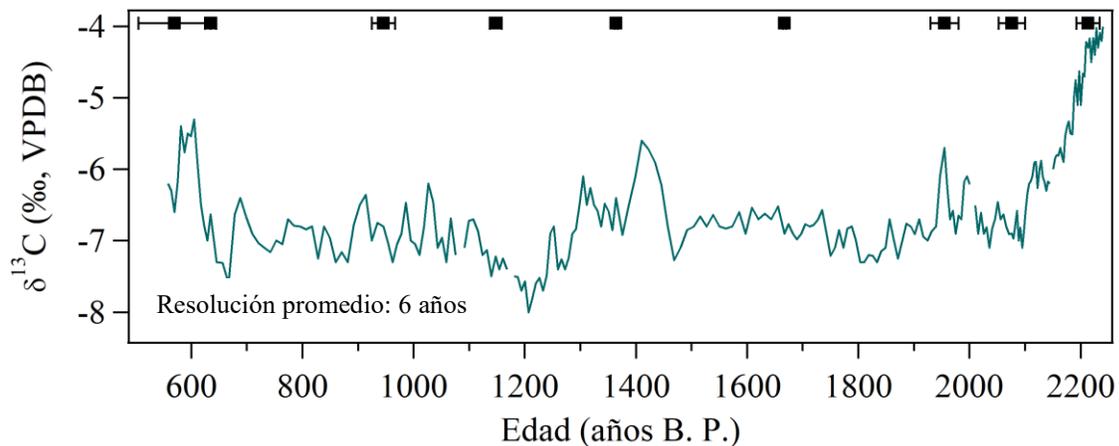


Figura 20 Composición isotópica de $\delta^{13}C$ de la estalagmita ANG-11. Los puntos arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.

Las series de tiempo de la composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ de ambas estalagmitas, indican que estas no se encuentran dentro de un mismo rango de valores isotópicos. Los rangos dentro de los que se encuentra ANG-10 son de -7 a -10 ‰, valores más negativos que los de ANG-11, que se encuentran entre -7 y -8 ‰ (Figura 21).

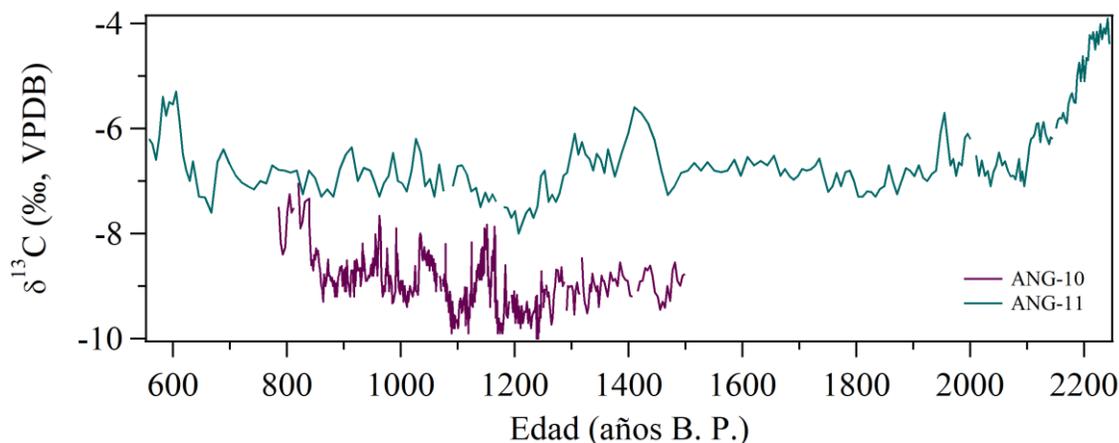


Figura 21 Series de tiempo de la composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. En violeta ANG-10 y en verde ANG-11.

Sin embargo, al ajustar la escala de tiempo al periodo que comparten ambas series, es posible observar que algunos picos hacia valores más positivos coinciden entre los dos registros. Por otro lado, la diferencia de resolución temporal debe ser considerada, ya que, aunque algunas tendencias parecen ser similares, pueden encontrarse con cierto desacoplamiento entre las mismas.

La poca congruencia de los registros de $\delta^{13}\text{C}$ entre estas dos estalagmitas no es necesariamente indicador de algún problema entre los registros. Lo anterior es resultado de los procesos complejos que ocurren en el epikarst y que afectan la composición isotópica de C y que son característicos de cada uno de los conductos por los cuales fluye el agua saturada.

5.3.2. Registro isotópico de oxígeno.

En el caso de los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, el registro de ANG-10 se compone de 462 análisis, con una variabilidad que va desde los -3.5 a -5.0 ‰. En este registro se puede observar una tendencia a valores isotópicos más negativos alrededor de los 1200 años B. P. y un descenso a ambos lados. En la composición de ANG-10 se puede observar un periodo

entre los 800 a 900 años B. P. donde existe un cambio abrupto de en los valores, este siendo de valores más positivos cercanos al año 850 y después a valores más negativos, con una diferencia de más de 1 ‰. En la parte final de la serie, después de los 1300 años se observa una tendencia a valores menos negativos, pero teniendo en cuenta la menor resolución de este segmento se tiene que considerar si serian adecuadas las interpretaciones de este mismo (Figura 22).

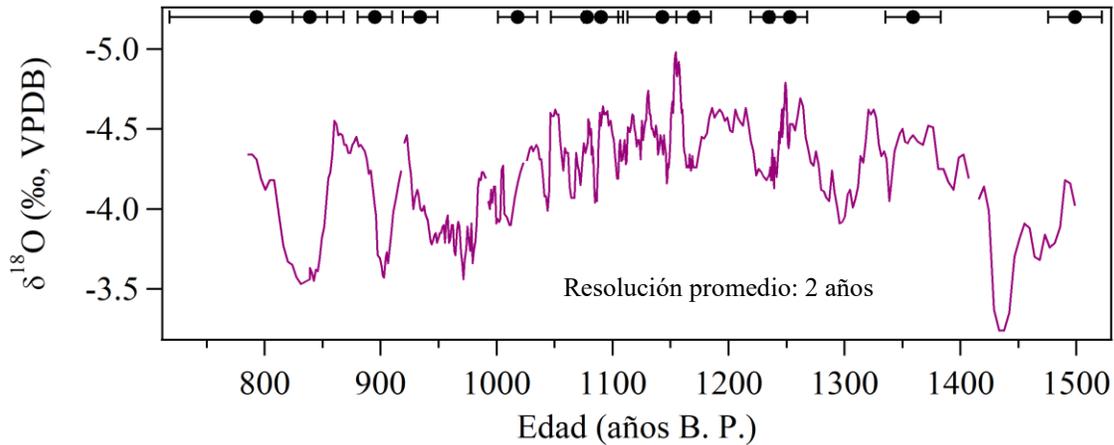


Figura 22 Composición isotópica de $\delta^{18}O$ de la estalagmita ANG-10. Los marcadores arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.

Para el otro registro, este se obtuvo de 243 análisis, con valores que oscilan entre -3.3 y -4.5 ‰ en los primeros 2240 años. Después de esto hay un cambio en los valores haciéndose notoriamente menos negativos, con valores entre 0 y -2.5 ‰ (Figura 23). La mayor parte del registro de ANG-11 se mantiene relativamente estable alrededor de -3.8 ‰, con algunos cambios picos que pueden llegar a variar ± 0.5 ‰.

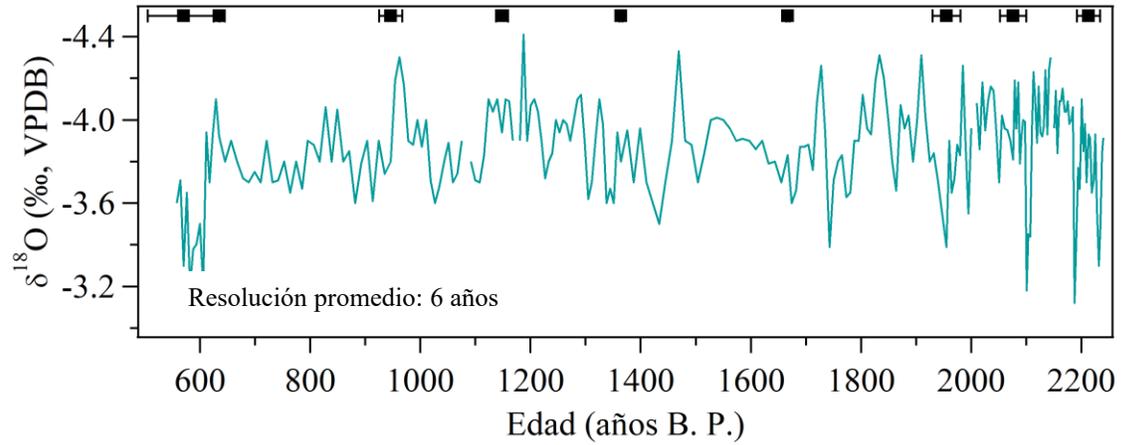


Figura 23 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita ANG-11. Los marcadores arriba indican puntos fechados para construir la serie de tiempo.

Al colocar los registros de ambas estalagmitas se observa que el registro de ANG-10 está desplazado a valores más negativos de manera sistemática. Por otro lado, la tendencia de ANG-11 es de un registro con menos variaciones, contrario de ANG-10, que si muestra una tendencia una poco más marcada (Figura 24).

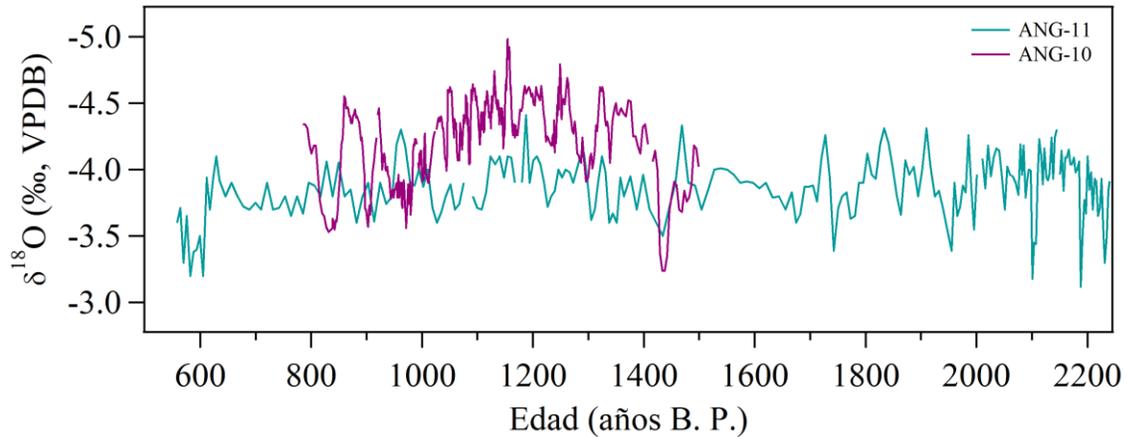


Figura 24 Series de tiempo de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$. En violeta ANG-10 y en verde ANG-11.

Se realizó la prueba de Hendy a los datos de isótopos estables en ambos registros. Para la prueba de ANG-10 se emplearon 463 datos y en el caso de ANG-11 fueron empleados 243. Los coeficientes calculados indican una baja correlación, así como una tendencia positiva como (Figura 25). A pesar de tener una ligera correlación, se puede continuar con la interpretación de los datos ya que también ambos registros comparten tendencias y algunos picos similares (sección 2.3.3). El que exista una covariación positiva entre los registros de O y C para las dos muestras puede ser debido a que algún fenómeno climático tuvo una modulación en ambos indicadores. En caso de que esta covariación fuera mayor o solo en una muestra se consideraría el fraccionamiento por procesos científicos por cambios ambientales como una desgasificación demasiado rápida o cambios bruscos en la temperatura o en la humedad relativa.

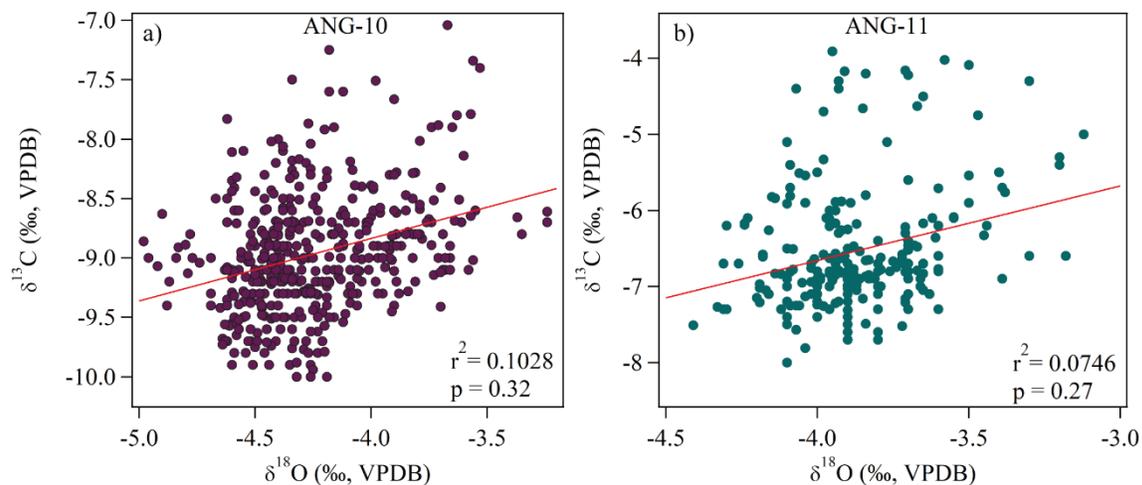


Figura 25 Prueba de Hendy para las estalagmitas de la cueva de Los Ángeles. A) corresponde a los datos de ANG-10 donde la grafica tiene 463 datos . b) Corresponde a ANG-11 la cual se realizó con 243 puntos. El coeficiente de correlacion es r^2 y el coeficiente de Pearson es p .

5.4 Relaciones elementales.

Al analizar ANG-10 a lo largo de su eje de crecimiento se obtuvieron las diferentes series de tiempo correspondiente a las relaciones elemento/calcio obteniendo 73428 puntos con una resolución temporal promedio de 0.01 años. Las relaciones colocadas en la Figura 26 corresponden a las relaciones elemento-calcio Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca y U/Ca, comúnmente reportadas como indicadores de condiciones de humedad.

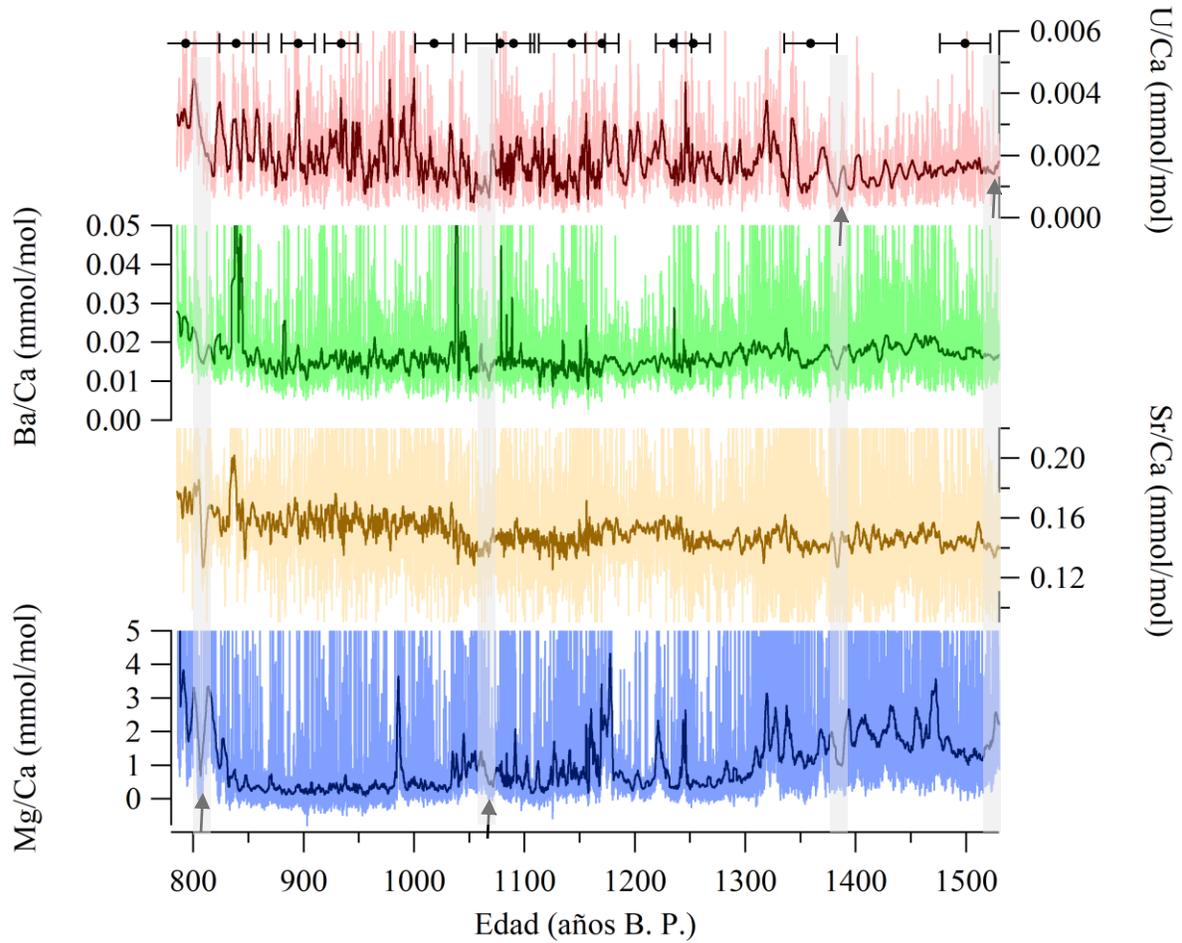


Figura 26 Series de tiempo de las relaciones E/Ca de ANG-10. Las tonalidades más claras representan los datos obtenidos. Las tonalidades más oscuras son los datos después del suavizado. Los marcadores arriba indican los puntos usados para construir las series.

Se realizó un promedio móvil de 100 puntos para mantener la mayor resolución de los datos y poder ver las tendencias de mejor manera. Se puede observar en estas series que los registros de Mg y Ba contra Ca tienen mayor variabilidad, mientras que los registros de Sr y U tienen más acotados los rangos entre los valores de la relación elemental. Algunos pequeños detalles para destacar son los descensos que ven cerca de los 810, 1060, 1380 y 1540 años *B. P.*, así como algunos picos alrededor de los 1300 y 1400 años que aparecen en las cuatro series (Figura 26).

Al analizar ANG-11 de igual manera sobre su eje de crecimiento se obtuvieron 31074 puntos y una resolución temporal que varía 0.04 años en promedio. Al igual que en ANG-10 se realizó un promedio móvil de 25 puntos para ver mejor las tendencias. En las series elementales de Mg y Ba la variabilidad de los datos es mayor que las series correspondientes con Sr y U (Figura 27).

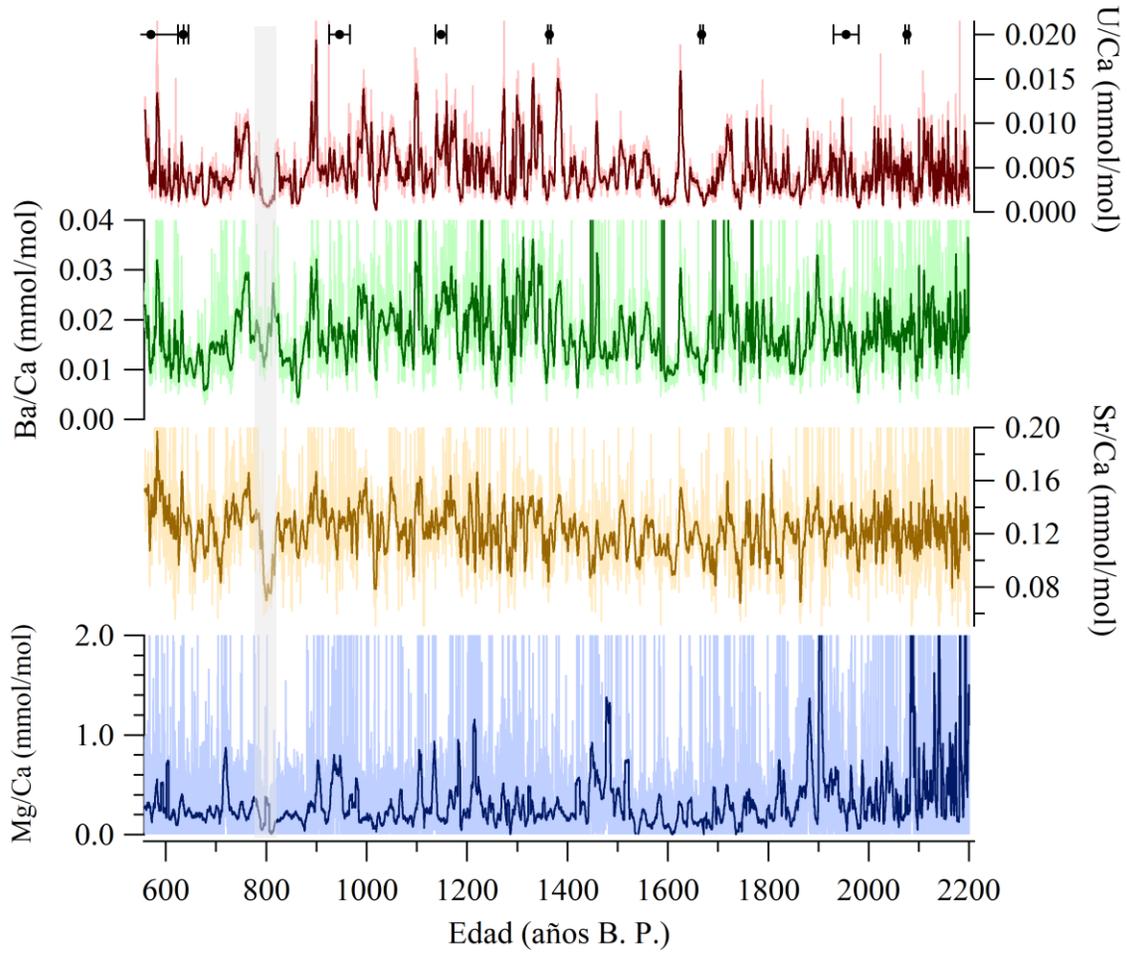


Figura 27 Series de tiempo de las relaciones E/Ca de ANG-11. Las tonalidades más claras representan los datos obtenidos. Las tonalidades más oscuras son los datos después del suavizado. Los marcadores arriba indican los puntos usados para construir las series.

Las series de Sr/Ca, Ba/Ca y U/Ca comparten similitud en algunos de los picos que hay a lo largo de la serie; después de los 800 años se ve claramente la zona de cambio de ANG-11, de manera similar al registro de $\delta^{18}\text{O}$; el registro de Mg/Ca tiene una tendencia diferente al mostrar valores muy bajos casi por todo el registro, pero una relación bastante mayor en el último segmento (Figura 27).

Debido a la importancia que se ha reportado para los elementos Mg, Sr y Ba al ser modulados por PCP. en estas relaciones E/Ca. Se calculó el logaritmo natural de las mismas para conocer si la PCP puede estar modulando la variabilidad de estos elementos en la muestra, es decir si $\ln(\text{Mg}/\text{Ca})$ vs $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$, si los datos tienen una correlación lineal con pendiente característica: 0.88 ± 0.13 (Sinclair, 2011; Sinclair et al., 2012), y la relación de Ba/Ca, ($\ln(\text{Ba}/\text{Ca})$ vs $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$) una pendiente de 1.02 ± 0.08 (Bernal et al., 2016), Al graficar las relaciones correspondientes, se obtuvieron pendientes que no corresponden a las que se esperarían en caso de que la PCP estuviera modulando la variabilidad de estos elementos. En los resultados para los cálculos de las pendientes de PCP, se puede observar que el valor obtenido para Mg/Ca no corresponde con los valores teóricos (Figura 28).

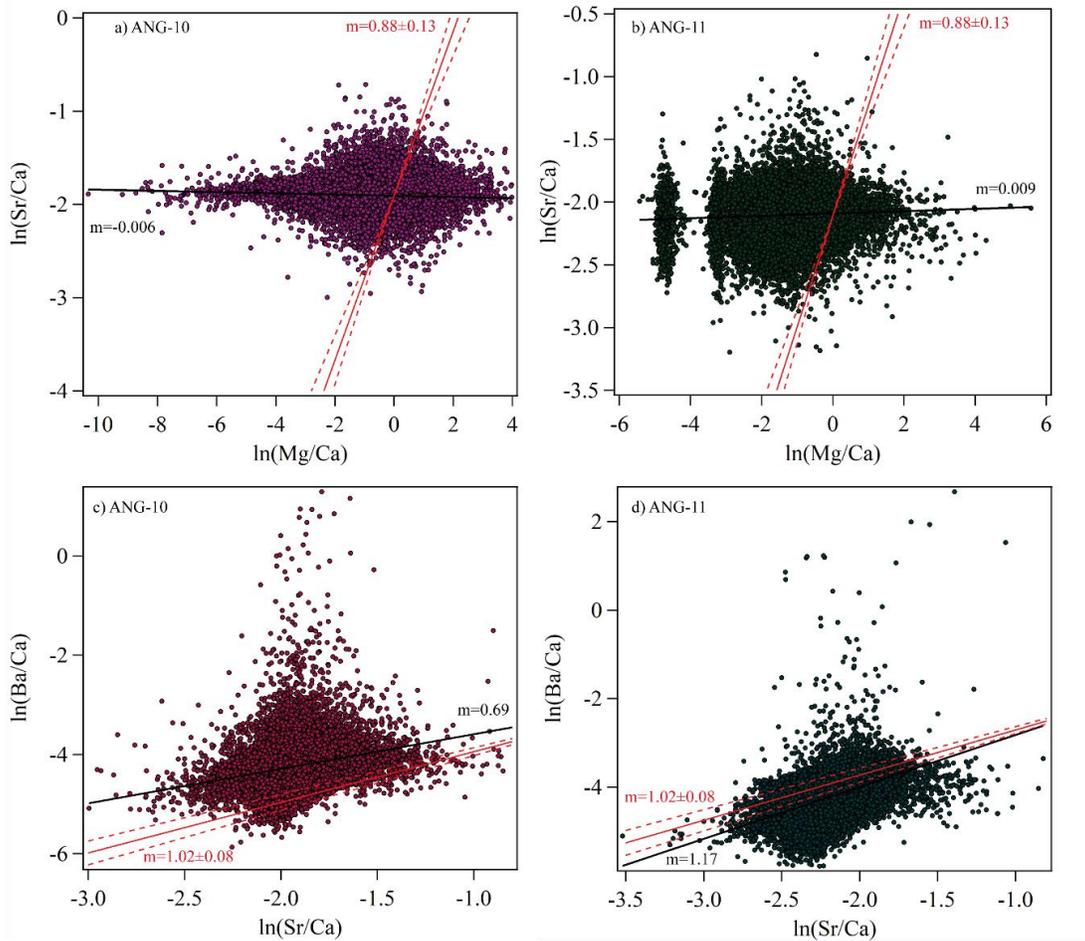


Figura 28 Prueba de diagnostica de PCP para las estalagmitas ANG. Las líneas en negro indican las pendientes de las nubes de datos, la línea roja indica la pendiente teórica para PCP.

Sin embargo, para las gráficas en las que se usa la relación Ba/Ca, aunque no caen dentro de la pendiente teórica, la pendiente calculada si se encuentra muy cerca de la incertidumbre del cálculo. Por lo tanto, si se puede atribuir modulación por PCP al menos para estos elementos.

Capítulo 6 Discusiones

6.1 Interpretación de los registros de isótopos estables.

Los datos de isótopos estables usualmente se pueden interpretar como cantidad de lluvia en zonas tropicales (Dansgaard, 1964), donde valores más negativos implican mayor cantidad de precipitación. Sin embargo, las zonas que responden a este efecto cumplen con una distribución anual de la precipitación caracterizada por un periodo de mayor humedad o una temporada de lluvia fuertemente marcada. Y su contraparte, una temporada seca con precipitaciones casi nulas.

Así el efecto de cantidad no sería suficiente para explicar la variabilidad en los datos de los isótopos estables particularmente el de $\delta^{18}\text{O}$, que es un indicador de condiciones regionales por las características inherentes al proceso de fraccionamiento de esta relación isotópica. Esto debido al patrón de lluvias moderno que se describe en la región, el cual tiene precipitación a lo largo de todo el año. La temporada con menor precipitación corresponde en promedio al 30 % de precipitación anual, con meses de la temporada semiseca que alcanzan hasta 150 mm de precipitación (Figura 10). En comparación con otras zonas donde se ha usado el efecto de cantidad para explicar la variabilidad de los datos, esta cantidad de lluvia puede representar una parte importante de la precipitación anual total (e.g. Corona Martínez, 2017).

Debido al contexto climático de la región, una mejor interpretación para los registros de $\delta^{18}\text{O}$ sería la propuesta por Bernal et al., (2023). Además de que la localización de la cueva de Los Ángeles se encuentra a 66 km de las Grutas del Rey Marcos, por lo tanto, el registro de $\delta^{18}\text{O}$ se puede interpretar como un registro de la fuente de lluvia (Figura 2). Los valores de O estarían reflejando el equilibrio entre los dos regímenes de precipitación, las lluvias de verano y de invierno. Donde los valores más negativos indicarían una mayor predominancia de lluvias convectivas, y, por el contrario, valores menos negativos reflejarían una contribución más significativa de lluvias invernales a la precipitación acumulada (Figura 29). Esto se puede traducir también como un monzón más intenso (más convección), o menos intenso (más lluvia de invierno).

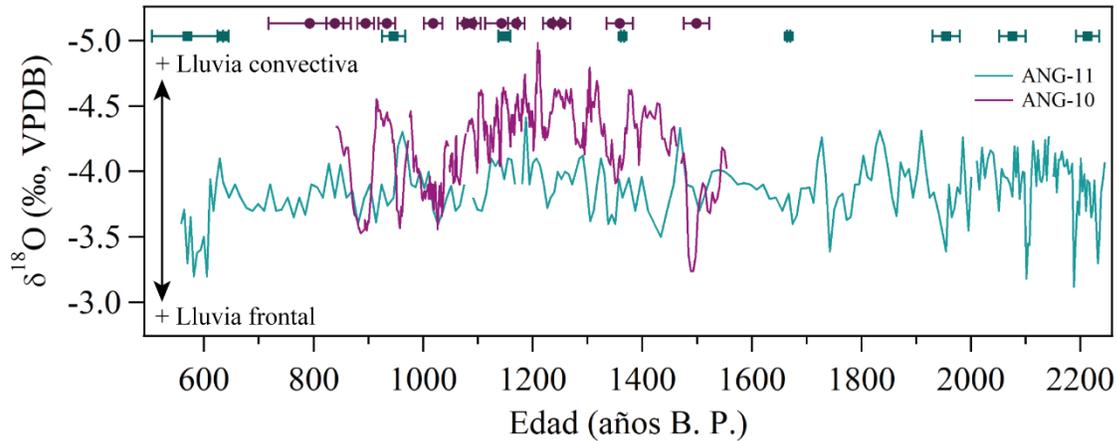


Figura 29 Series de tiempo de los registros de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-10 (morado) y ANG-11 (verde). Los marcadores arriba indican los puntos fechados

En el caso del registro de $\delta^{13}\text{C}$ este se ha usado como un indicador de humedad, en algunos trabajos como (Asmerom et al., 2020; Ridley et al., 2015) en la cuales se han realizado reconstrucciones de condiciones de humedad de los últimos miles de años. Sin embargo, en algunos trabajos (e.g. Jamieson et al., 2016; Lechleitner et al., 2016; Wassenburg et al., 2016) se utiliza para identificar procesos de PCP o PAP en complemento con relaciones elementales según sea el caso. En este caso, en conjunto con la relación U/Ca se considera para la interpretación de la precipitación previa de carbonatos.

6.2 Interpretación de los registros de relaciones elementales.

Para estalagmitas de calcita las relaciones E/Ca de los cationes como Mg y Sr son importantes ya que pueden estar moduladas climáticamente por PCP, y por lo tanto ser indicadores de humedad. Pero, para las estalagmitas de aragonita estos elementos no responden de la misma manera, o al menos no se podría observar el efecto de PCP de la misma manera. Por ejemplo, en particular para esta cueva las relaciones de Sr/Ca y Ba/Ca indican que PCP está presente de manera importante, aunque no se refleje en la relación Mg/Ca. De acuerdo con Wassenburg et al., (2012), si PCP modula las concentraciones de elementos traza, esto incrementa la relación Mg/Ca en el agua de goteo, y favorece la posterior precipitación de aragonita, por lo que la relación Mg/Ca no registrara información hidroclimática y otros pueden tomar mayor protagonismo para su uso como indicadores paleohidroclimáticos.

En la última década los trabajos con estalagmitas de aragonita ha mostrado que la relación U/Ca puede ser un buen indicador de humedad, este en conjunto con el registro de $\delta^{13}\text{C}$ pueden proporcionar información sobre las condiciones hidrológicas locales. Esto es posible debido a que en la estructura cristalina de la aragonita permite una mayor incorporación de U respecto la calcita. La modulación que puede tener la relación U/Ca se puede interpretar gracias al conocer que PCP está presente, ya que en condiciones secas la relación U/Ca aumentará y en condiciones de mayor humedad la relación será menor. (Jamieson et al., 2016). Aunque tampoco podemos descartar la presencia de PAP, que tendrá el efecto contrario, con valores de U/Ca más alto en condiciones húmedas.

Para determinar si PAP también es parte del sistema se puede hacer un análisis comparativo entre $\delta^{13}\text{C}$ y U/Ca, ya que un desacoplamiento entre estas series sería indicador de PAP (Jamieson et al., 2016). Las series se encuentran desacopladas en gran parte del registro, y hacia los externos estas parecen tener un acoplamiento (Figura 30). Indicando que PAP modula la mayor parte de la variabilidad observada en la serie de tiempo y donde esta se puede interpretar como un registro de paleohumedad.

En este caso, la relación U/Ca para ANG-10 mostró un comportamiento interesante después de realizar un promedio móvil para disminuir la variabilidad de alta frecuencia. Se contabilizaron alrededor de 750 picos después de un promedio de 100 puntos. Este se hizo considerando la resolución promedio del registro la cual es de 95.3 puntos por año. Por lo anterior se consideró el registro de U/Ca como posible indicador de condiciones paleohidroclimáticas, ya que este reflejaría los patrones de lluvia actuales.

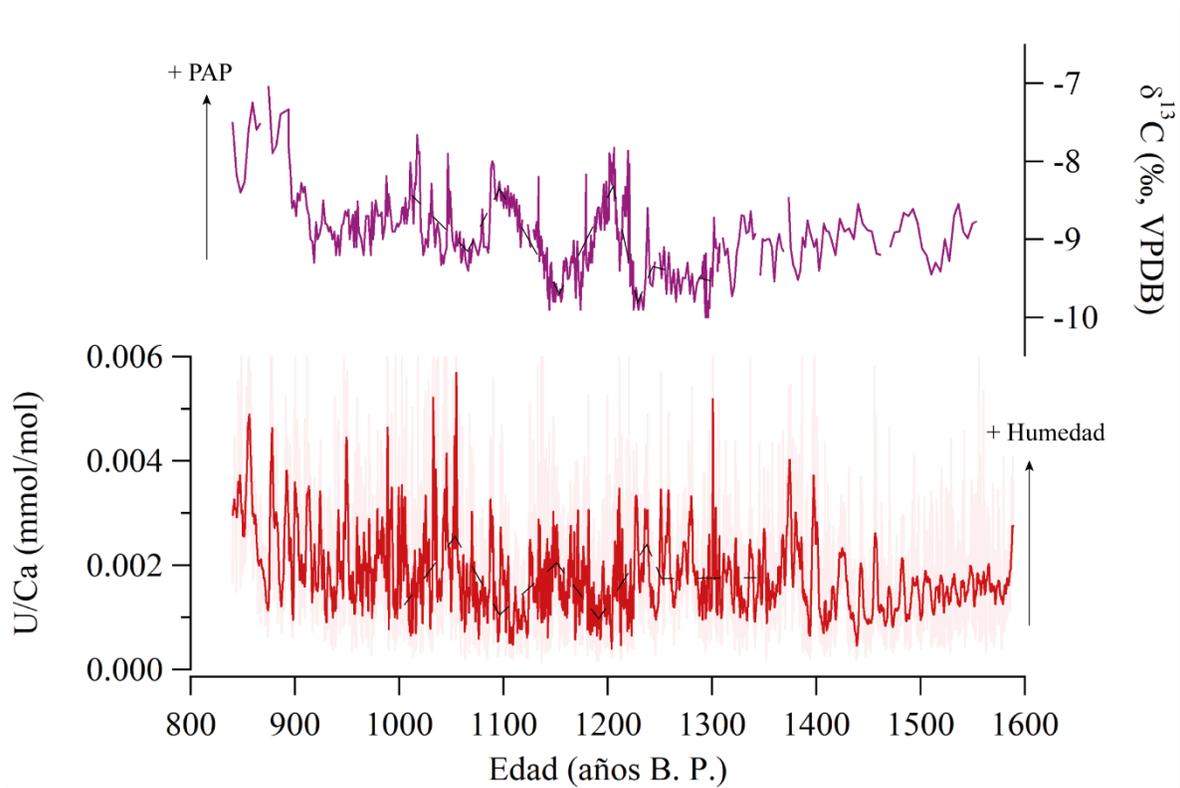


Figura 30 Series de tiempo de ANG11, arriba el registro de $\delta^{13}C$ y abajo el de la relación U/Ca

Con lo visto con el registro se puede observar como las dos series mantienen tendencias contrarias entre los 1100-1400 años. Esto cambia entre los 800-1100 años donde los registros muestran una tendencia parecida, así como una mayor variabilidad en la relación U/Ca. Alrededor de los 870 años se puede observar cómo hay una disminución importante el registro de U/Ca, lo que podría indicar un periodo particularmente seco en la región.

Por otro lado, el registro de ANG-11 también presentó similitud con la relación U/Ca de manera similar a ANG-10. Sin embargo, las relaciones Mg/Ca y Sr/Ca también mostraron una variabilidad importante, que en el caso de ANG-10 no se pudieron interpretar.

Después del promedio móvil, el registro de U/Ca presentó 1780 picos, muy cercanos a los 1749 años que tiene de rango el registro de ANG-11. A pesar de esto, a los registros de Sr y Mg se les hizo un suavizado aun mayor para tener un registro más adecuado.

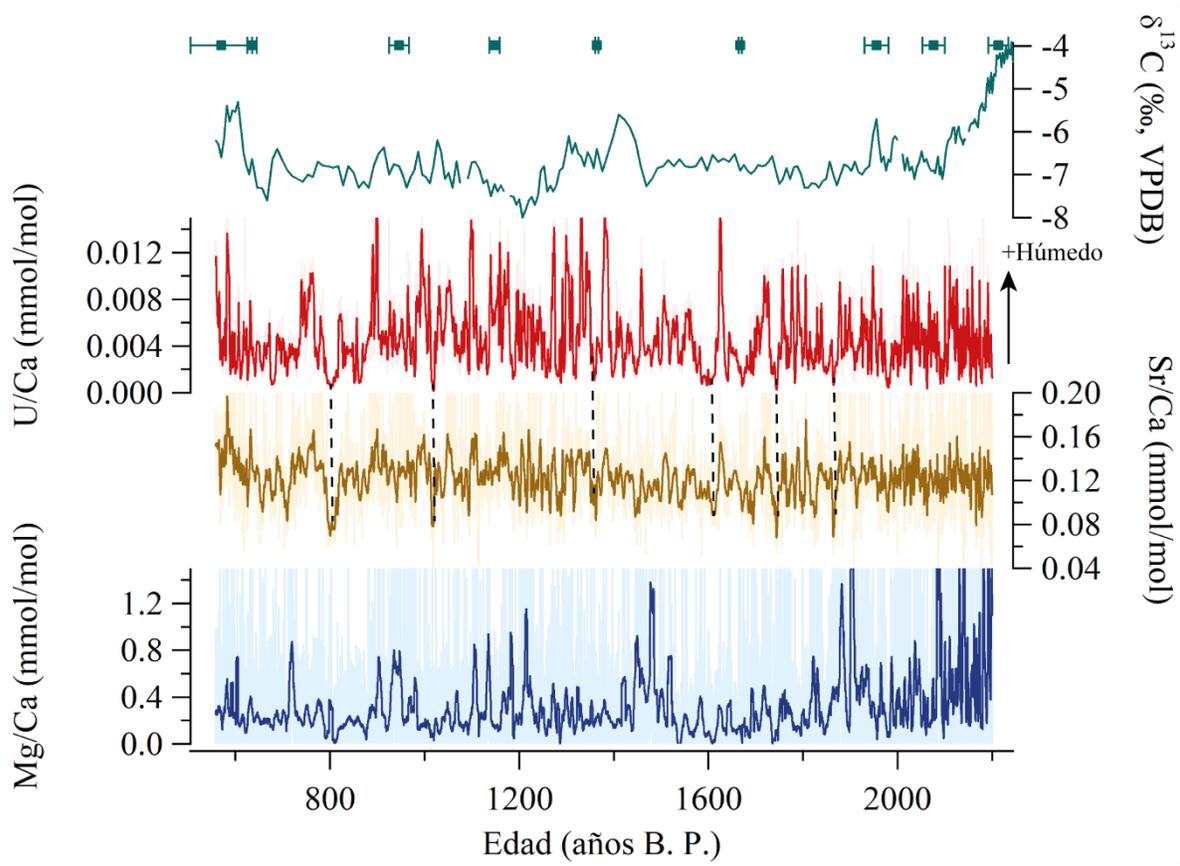


Figura 31 Registros de relaciones elementales y de $\delta^{13}C$ para ANG-11. Las tonalidades más claras indican los datos en crudo y las más oscuras los datos suavizados. Los marcadores arriba indican los puntos fechados.

Aunque hay picos que se comparten en común, también existen disparidades entre los registros (Figura 31). Una de las explicaciones de esto puede ser lo que se esperaría ver con la PAP, un desacoplamiento entre las relaciones de U/Ca y Sr/Ca contra la de Mg/Ca. De acuerdo con el análisis cualitativo ya que hay varios indicadores presentes; identificando los puntos donde los registros de U y Sr se encuentran en tendencias opuestas al registro de Mg. Al observar detenidamente se puede ver como el registro de Mg/Ca si responde de manera opuesta al U y Sr en gran parte del registro, con sus excepciones, lo que nos estaría indicando que PAP está afectando en gran parte a nuestro registro de humedad.

6.3 Análisis espectral.

6.3.1. Espectros de potencia.

Con la finalidad de identificar las oscilaciones que pueden estar afectando los diferentes registros se realizó un análisis espectral con el algoritmo de REDFIT para los registros de isótopos estables, así como a la relación U/Ca en ambas estalagmitas.

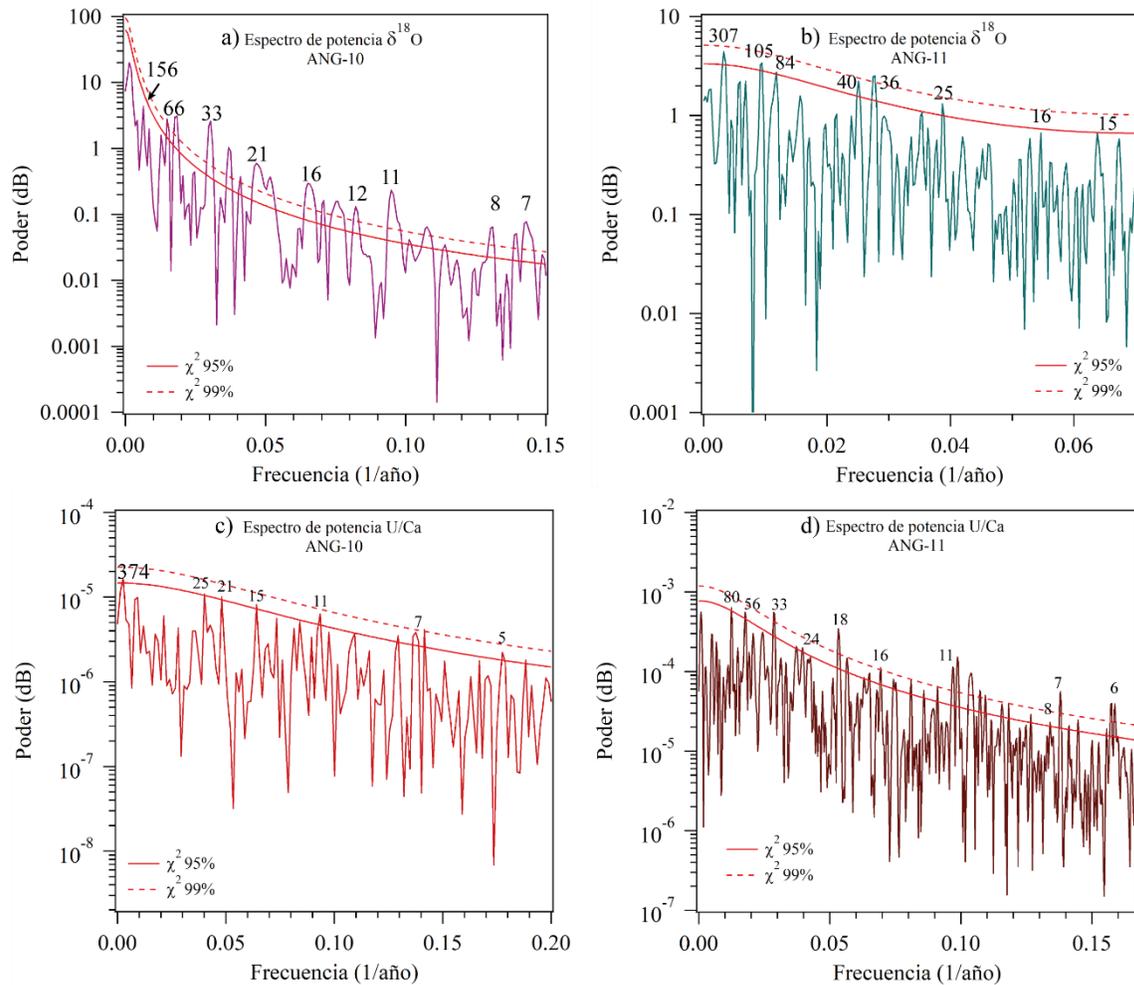


Figura 32 Espectro de potencia del registro de $\delta^{18}\text{O}$ y U/Ca para las estalagmitas ANG-10 y ANG-11, las líneas rojas indican el nivel de confianza del ajuste de χ^2 y los números indican las señales más representativas en el registro.

En el caso del registro de $\delta^{18}\text{O}$ de ANG-10 se encontró que este se ve influenciado por oscilaciones de 7-8 años, así como de 11, 21 y 33 años que sobrepasan el nivel de confianza del 99%. Las señales de menor frecuencia como lo son la de 66 años aun alcanza a pasar los niveles de confianza, pero existe una señal de 156 años la cual resalta por lo cercana al nivel de confianza del 95% (Figura 32a).

En el análisis espectral del registro de $\delta^{18}\text{O}$ perteneciente a ANG-11, se observan señales de 307, 105, 84, 40 y 25 años que superaron el nivel del 95% de confianza, así como una señal de 36 años que superó la línea 99% (Figura 32b).

Es posible que las señales sean las mismas para los registros de $\delta^{18}\text{O}$ ya que existe una diferencia significativa en la resolución de los registros, que afectaría la precisión del análisis espectral. Aunque es notable la presencia de señales de entre 11 y 25 años muy parecidas a las de los ciclos solares.

También se hizo un análisis espectral para el registro de U/Ca de ANG-10, este presentó algunas señales similares a su similar de $\delta^{18}\text{O}$, como las señales de 11 a 25 años y las que corresponde a los 7 años. Añadida a estas apareció una señal de 374 años que no se había visto en los otros espectros de potencia, pero por el tamaño del registro esta no se considera igual de válida, y también no están presentes las señales de entre 60 y 80 años (ver Figura 32c).

La última serie de tiempo analizada fue la que corresponde a la relación U/Ca de la estalagmita ANG-11. En este registro se encontraron señales de 80, 56, 24 y 8 años que pasaron el nivel de confianza del 95%, así como señales de 33, 18, 11 y 7 años que pasaron la línea del 99% de confianza (ver Figura 32d). Algunas de estas señales también se pueden observar en los otros espectros de potencia, pero la importancia del registro de ANG-11 es que este puede tener una resolución muy alta y mostrar más detalles de las periodicidades.

Las señales que más se presentan en los espectros de potencia son las de 5-8 años que bien se podrían describir como la señal de ENSO. Esta no sería extraño ya que la región se ve influenciada por los cambios en la circulación atmosférica que provoca el cambio de fase de la Oscilación el Sur. La otra señal recurrente es la señal de 11 años y sus múltiplos, la cual podría ser ligada a los ciclos de actividad y de manchas solares. También se encuentra una franja de señales que van desde los 55 a los 80 años, la que se podría vincular con la oscilación del océano Atlántico. Finalmente, las señales centenales que aparecen podrían estar vinculadas entre sí, pero se necesitaría un registro con mayor rango de edades para estar seguros. Un resumen de las señales encontradas se pueden observar en la Tabla 5.

Tabla 5 Principales periodos encontrados en las series de tiempo, asociados a un ciclo natural.

Isótopos estables		E/Ca
Ciclo	Periodo (años)	Periodo (años)
ENSO	7-8	5-8
Solar (Schawabe y Hale)	11-21	11-21
Solar (Hale)	33	33
Atlántico	66 y 84	56-80
Centenales	105, 156, 307	-

6.3.2. Onduletas.

El análisis por onduletas del registro de $\delta^{18}\text{O}$ en ANG-10 indica la presencia de la señal del 60-80 años de manera importante en el periodo de los 800 a los 1000 años y entre los 1250 a los 1350 años. Las señales que corresponden a los 32 años están presentes en más de la mitad del registro teniendo un mayor énfasis alrededor de los 1200 años. En este punto también está presente la señal de los 11 años en conjunto con la de 8-7 años. Esta última también se puede observar en otros momentos del registro entre los 1000 y 1100 años, y poco después de los 1300 (Figura 33).

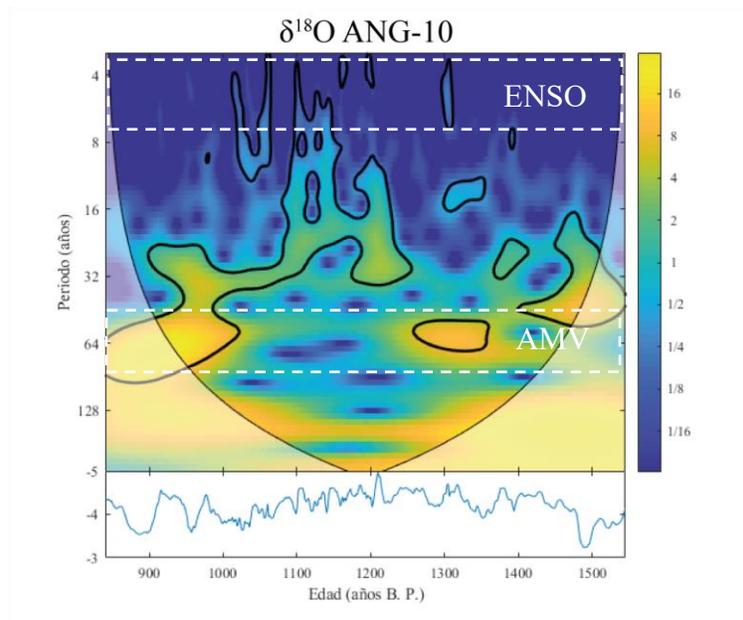


Figura 33 Espectro de poder de onduleta de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-10. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.

Para el caso de ANG-11, el análisis por onduletas de $\delta^{18}\text{O}$ muestra las señales de 33 años, 60-80 años y centenales de 105 años, 156 años y 307 años. Las más intensas son las de 307 años en la parte central del registro, abarcando desde los 1200 hasta los 1700 años; aunque también es importante destacar que esta se extiende un por dentro del cono de confianza, por lo que es mejor no asegurar que se encuentra afectando la mayor parte del registro. De igual forma la señal de 80 años aparece alrededor de los 1000 años, pero se ve cortada por el cono en edades más recientes y con una discontinuidad donde está la señal de 307 años. Las otras señales con periodos más bajos se encuentran más hacia la parte más antigua del registro entre los 2000 y 2200 años (Figura 34).

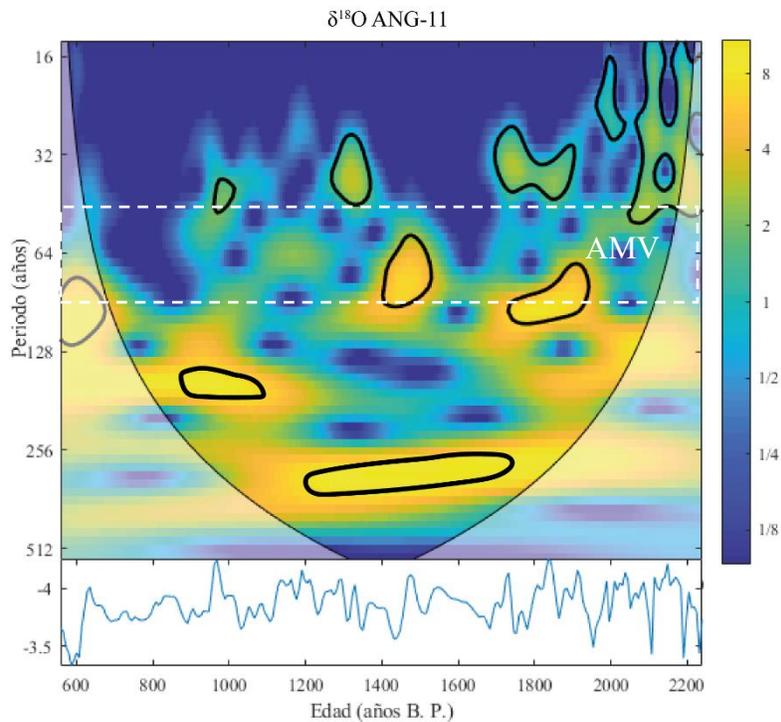


Figura 34 Espectro de poder de onduleta de $\delta^{18}\text{O}$ para ANG-11. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.

El análisis de onduleta para el registro de la relación U/Ca para ANG-10, muestra la presencia de periodos significativos de entre 2 y 8 años, mostrando la importancia de la variabilidad anual en el registro, así como la señal de ENSO por lo menos los primeros 1400 años, ya que los últimos años del registro no muestran una señal clara que sea dominante para esta parte (Figura 35). Las otras señales importantes en el registro son las de 32 y 100 años, que se encuentran entre los 1000 y 1400 años. También es destacable la presencia de señales mayores al inicio del registro, pero estas se encuentran fuera del cono de confianza.

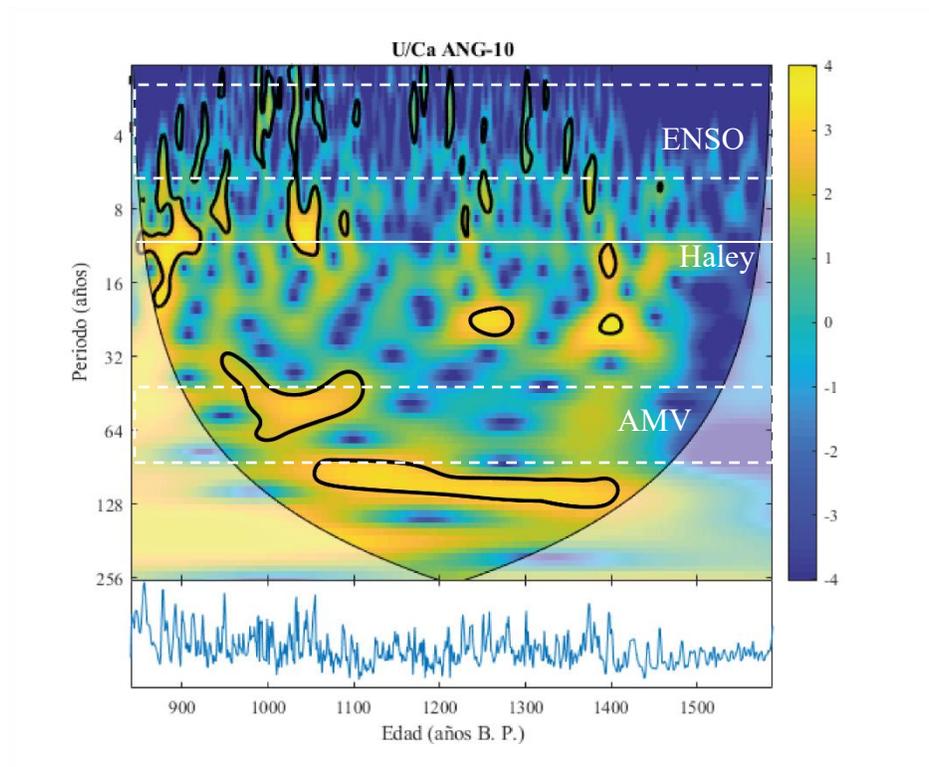


Figura 35 Espectro de poder de onduleta de U/Ca para ANG-10. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.

En el análisis de onduletas de ANG-11 para el registro de U/Ca, evidencia la presencia de señales de periodos bajos como son de 3-8 años en casi todo el registro (Figura 36). También, aparecen señales de 11 años, principalmente entre los 1200 y 1400 años. Las señales menos intensas son las que corresponden a la franja entre 60 y 80 años, ya que solo se ven cerca de los 800 y 1650 años. Las señales que aparecen en este análisis de manera más incipiente son las que corresponden a oscilaciones centenales, una de 150 años

aproximadamente en la primera mitad del registro; y la otra de cerca de 300 años, abarcando casi todo el registro, porque gran parte se queda fuera de cono de confianza.

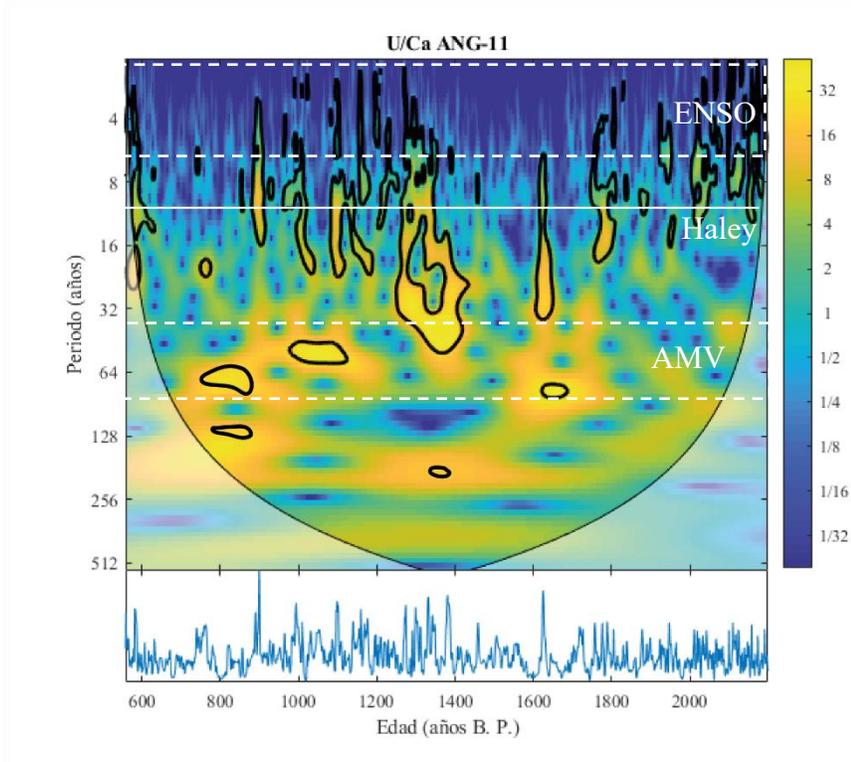


Figura 36 Espectro de poder de onduleta de U/Ca para ANG-11. El área sombreada indica la zona del cono de confianza. Las líneas punteadas indican las posibles oscilaciones que influyen el registro.

Con estos análisis podemos ver que la señales se encuentra fuertemente influenciadas por la señal de 11 años en casi todos los registros, después por la señal de ENSO y en menor grado por las señales mayores a 50 años, no obstante, en algunos registros pueden ser bastante dominantes.

6.4 El clima regional durante los últimos 2000 años

Para identificar la similitud del registro paleoclimático que se tiene, los datos de las estalagmitas de este estudio se compararon con los registros más cercanos de la región. Los datos de condiciones the paleohumedad de la cueva de Gruta rey Marcos (Winter 2020), la cueva de YOK en Belice (Li et al., 2016), y los datos de migración de la ITCZ a partir del registro de Ti (%) (Haug et al., 2001), son algunos de los primeros registros utilizados para comparar con el registro de la cueva de los Ángeles.

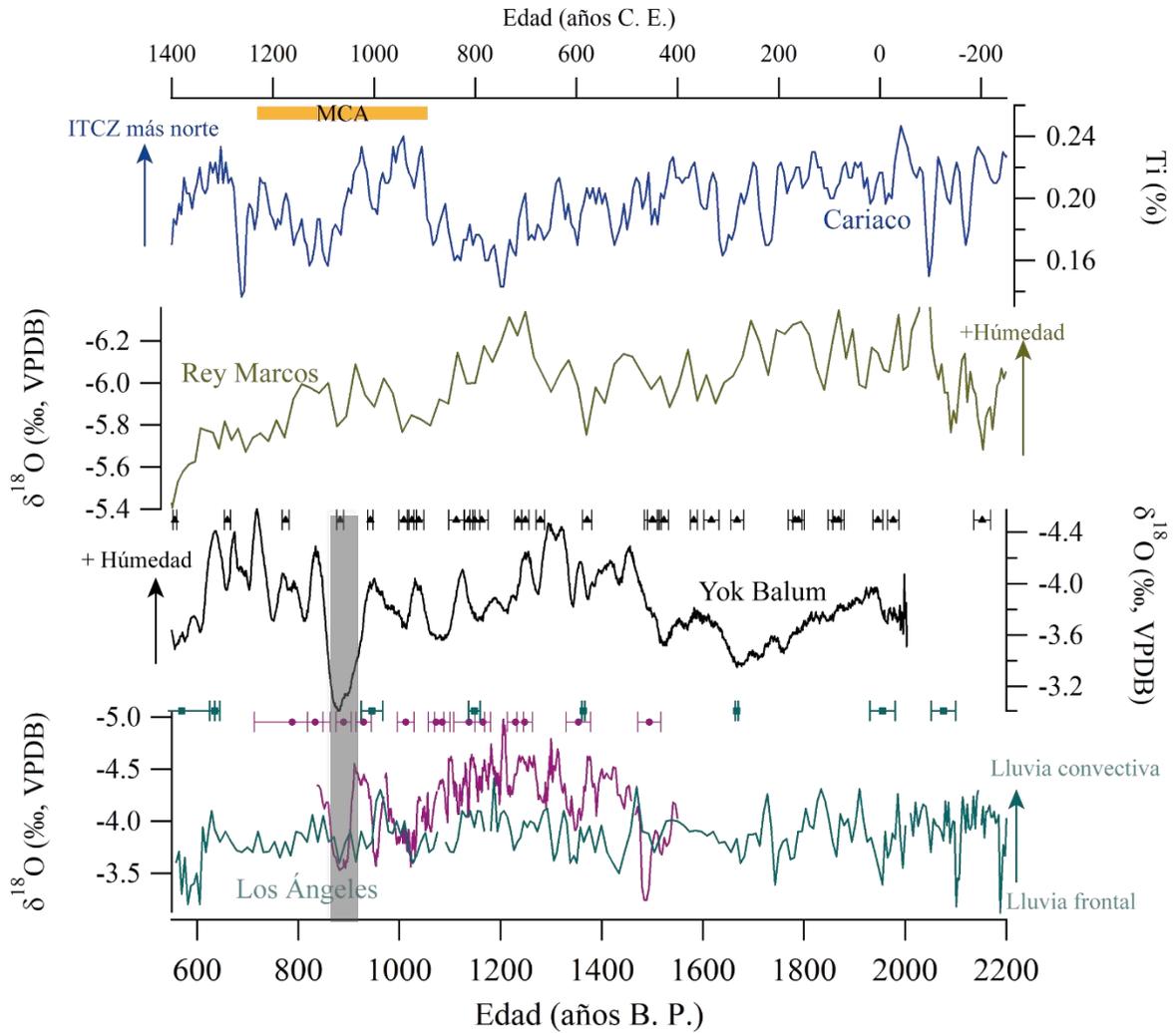


Figura 37 Comparación de los registros de Cariaco (azul); grutas del Rey Marcos (verde militar); cueva de Yokm Balum (negro); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11 aguamarina y ANG-10 magenta). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA).

Para esta comparativa se usaron los registros de $\delta^{18}\text{O}$ propuestos como indicador del tipo de lluvia o de fuente. Esto usando en la escala de tiempo del periodo que corresponde al registro de ANG-11 entre los 800 y 2200 años B. P. A pesar de que la variabilidad de cada serie no es similar, existen ciertas tendencias que son apreciables (ver Figura 37). Dentro de las principales hay una que ocurre dentro del periodo de los 800-1200 años, ya que es un descenso muy marcado en series como RM y ANG-10, pero que son menos notorios en ANG-11 y Yok Balum. Además, este mismo también aparece en el registro de Cariaco, pero en tendencia contraria. Esto incrementa la posibilidad de considerar los registros de $\delta^{18}\text{O}$ como indicadores de fuente y menos de humedad.

Existen también algunos puntos de interés que se aprecian en varias series como los es los 900 años donde se observa un momento de menor humedad en los registros de Yok y RM, pero que solo se aprecia con mayor detallan en ANG-10. Esto enmarcado durante la Anomalía Climática Medieval (MCA por sus siglas en inglés). Sin embargo, no es claro para ANG-10, por lo que se procedió a comparar con otro registro.

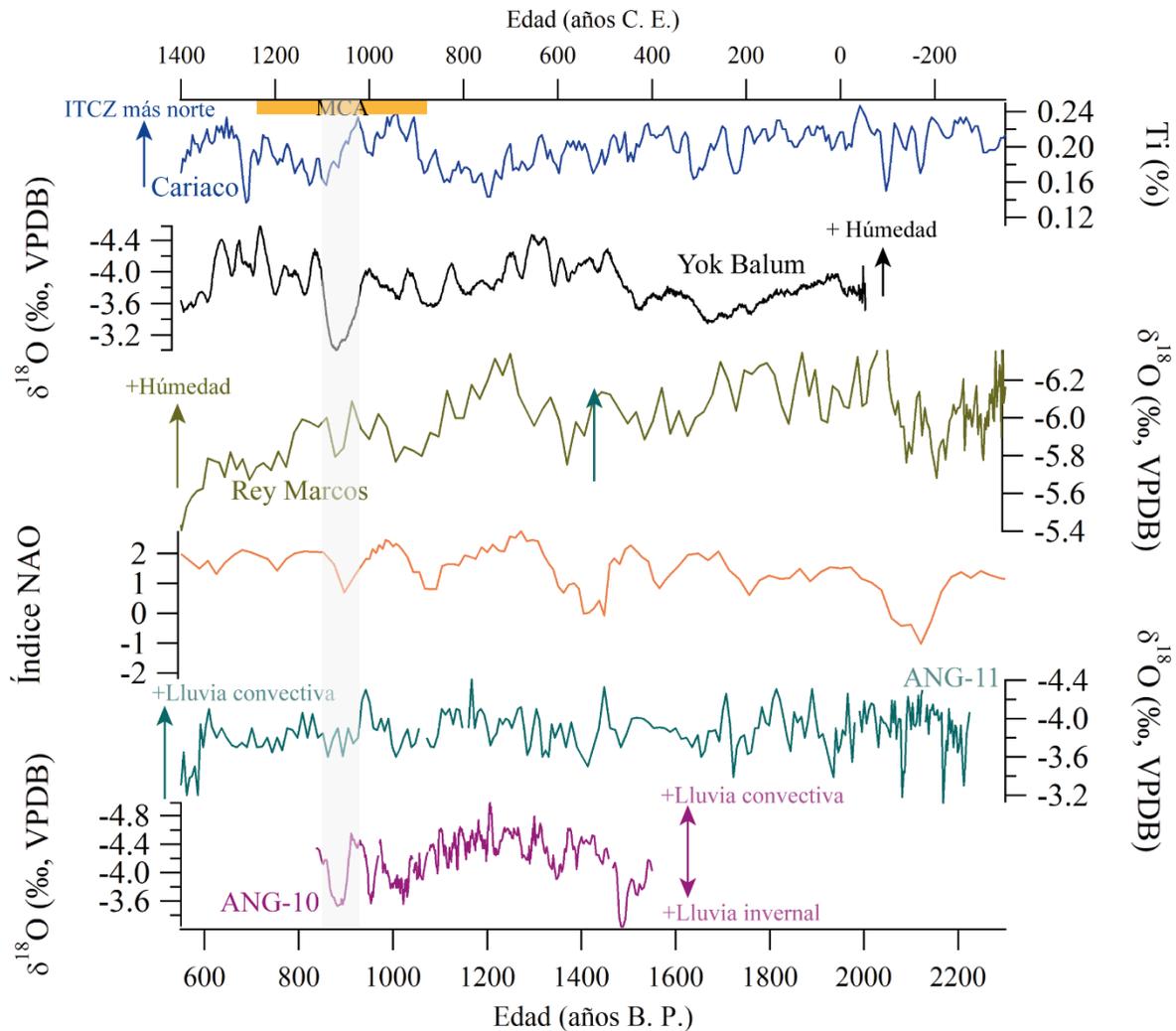


Figura 38 Comparación de los registros de Cariaco (azul); grutas del Rey Marcos (verde militar); cueva de Yokm Balum (negro); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11 aguamarina y ANG-10 magenta). El eje inferior esta referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). EL rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA).

El índice NAO es una reconstrucción de cambios en la TSM promedio del Atlántico Norte, este registro se construye a partir de varios registros de la región (Olsen et al., 2012). Lo que tiene una implicación importante, ya que la influencia del Atlántico norte en la región de Centroamérica no se ha descrito con detalle anteriormente y supondría una teleconexión importante de los principales moduladores del hidroclima para el sur de México y Centroamérica.

Al poner en contraste con nuestros datos se puede observar cómo ANG-10 y ANG-11 son similares a las fases presentes en el índice de NAO entre los 800 y 1400 años B. P., coincidiendo de manera muy similar en varios puntos del registro (Figura 38). Una manera de ver la relación podría ser la siguiente, una menor temperatura en el océano Atlántico norte disminuye la actividad convectiva por lo que la lluvia tiene un origen del tipo frontal. Este desbalance incluso cuando la ITZC se encuentra en un momento más al norte podría explicar el desacoplamiento que existe casi al empezar el MCA.

Aunado a lo anterior, el registro de ANG-11 tiene coincidencias importantes con el índice de NAO. Esto sugiere que la señal inferida en análisis de ondulitas donde había una señal que permanecía durante casi todo el registro, pero con periodos de escalas centenales podría estar vinculada a la NAO (Figura 34). En el trabajo de Olsen et al., (2012) es donde se mencionan las periodicidades principales que se encuentran en el registro del índice de NAO.

Comparando con los registros de humedad de la relación U/Ca para ANG-10, se puede observar como el registro de $\delta^{18}\text{O}$ tiene gran similitud con el del índice de NAO, algunas de las diferencias entre estos registros pueden deberse a las incertidumbres asociadas a con el modelo de edad con el que se crean las series de tiempo (ver Figura 39).

El otro par de registros que coinciden de son el de Cariaco y el de U/Ca, ya que comparten tendencias en la mayor parte del registro. Una explicación a esto es que la temporada de mayor humedad esta influenciada por la posición de la ITCZ, así como otros factores (ver sección 3.3). Una posición más al norte implica que tiene mayor influencia la temporada húmeda, lo que se puede ver en la serie de U/Ca. Gracias a la alta resolución de esta serie se puede describir con mayor detalle la variabilidad anual para momentos como el MCA donde se ha propuesto en la literatura una fuerte sequía para la región como se puede ver en la Figura 39.

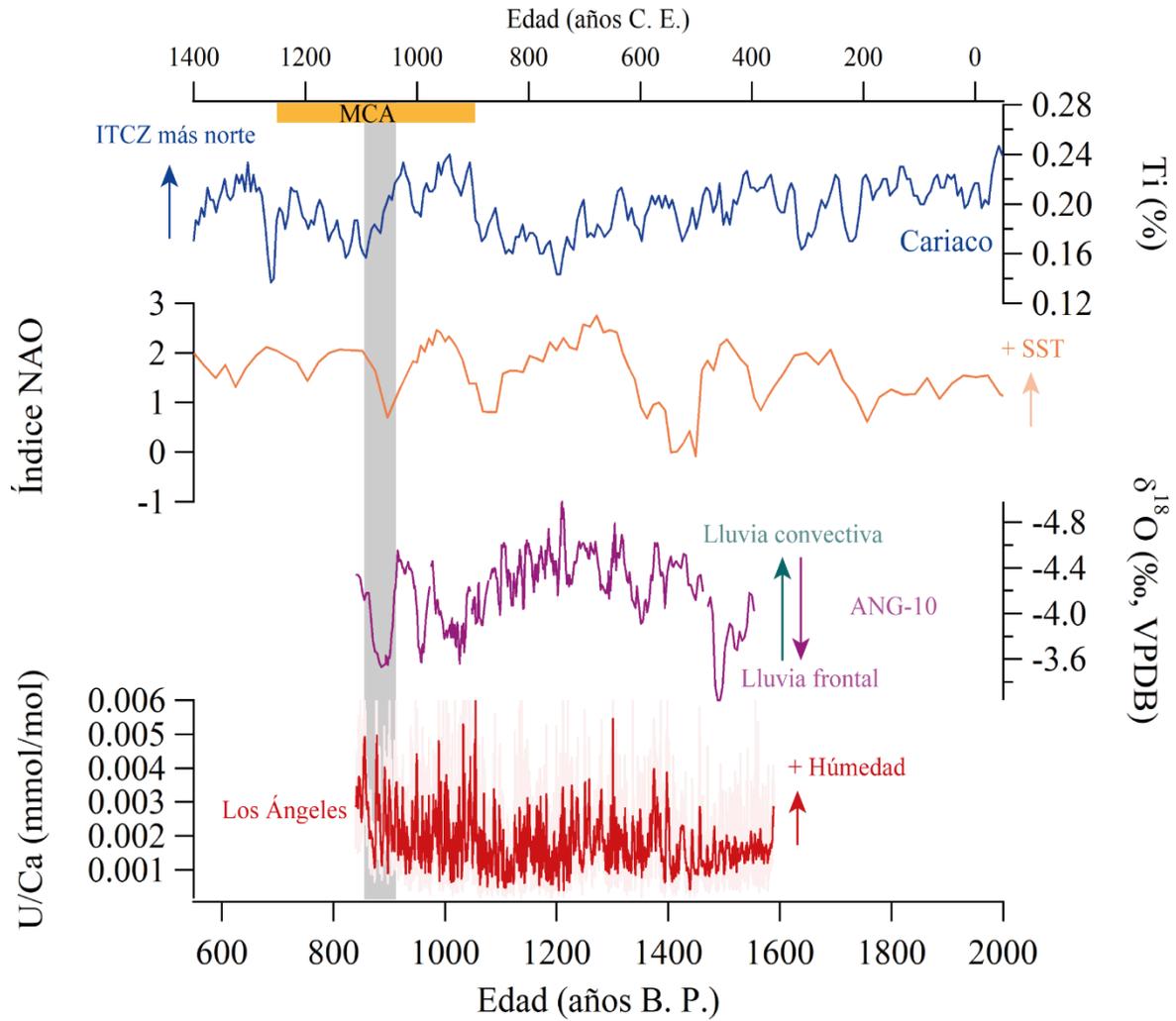


Figura 39 Comparación de los registros de Cariaco (azul); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-10 magenta y rojo). El eje inferior está referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). El rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA) El rectángulo gris indica un evento climático seco.

La otra comparación se realizó con los datos de ANG-11. El par conformado por el registro del índice de NAO y $\delta^{18}\text{O}$ tiene similitudes principalmente en la periodicidad centenal. Algunas de las fases negativas de NAO caen en periodos con valores menos negativos de ANG-11. Sin embargo, no se puede hacer una mayor interpretación ya que la resolución de ANG-11 no permite hacer un análisis más detallado (Figura 40).

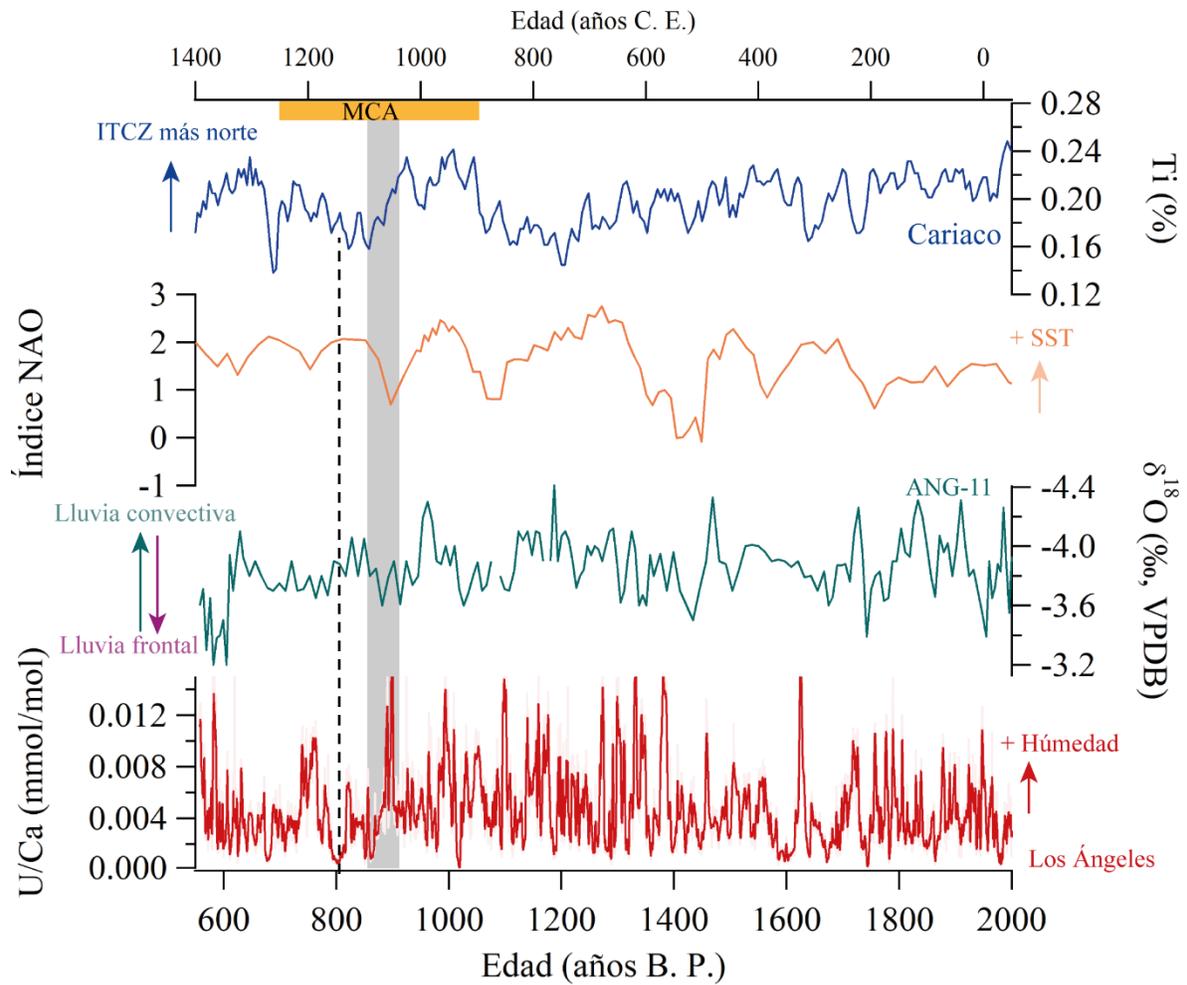


Figura 40 Comparación de los registros de Cariaco (azul); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-11 indigo y rojo). El eje inferior está referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.). El rectángulo amarillo indica el periodo de la anomalía climática medieval (MCA) El rectángulo gris indica un evento climático seco.

A pesar de las restricciones en resolución temporal de ANG-11, esta serie se ve influenciada por NAO. Los valores más negativos del índice NAO se pueden relacionar con algunos de los valores bajos de la relación U/Ca. En los análisis espectrales también apareció la señal de aproximadamente 200 años que también podría ser por NAO.

6.5 Aportaciones a la descripción del clima.

De acuerdo con los resultados obtenidos, el clima de los últimos 2000 años para la región de las tierras bajas de Guatemala se puede describir como un conjunto de episodios contrastantes entre temporadas de húmedas y semisecas.

Describiendo desde la parte más antigua del registro hasta lo más reciente, el periodo que comprende entre los 2200 y 2000 años B. P. tiene una variabilidad baja que se ve influenciada por las oscilaciones solares de 11 años y la presencia de ENSO, donde destacan dos eventos de baja humedad, pero no tan intensos.

A partir de los 2000 y hasta los 1700 años B. P. la variabilidad en la humedad es mayor, en los registros de Yok Balum y Rey Marcos (Jamieson et al., 2016; Winter et al., 2020), se observa una tendencia a una menor precipitación, en Los Ángeles se puede ver que la lluvia comienza a tener cambios más contrastantes, con una predominancia de lluvias de invierno.

De los 1700 a los 1400 años B. P. comienza un periodo más estable en la lluvia con algunos momentos donde se hay incrementos en la actividad convectiva y en la precipitación. La presencia de los ciclos centenales comienza a jugar un papel más importante para este periodo ya que en los análisis espectrales aparecen con bastante intensidad.

El periodo pre-MCA se ve caracterizado por una fase positiva de NAO, así como una fase cálida de ENSO (El Niño), acompañado de un incremento en la actividad convectiva. Las lluvias, aunque variables no tienen picos tan contrastantes que alcanzan un máximo cerca de los 1200 años y que comienza a descender hasta entrar al MCA.

6.6 Anomalía climática medieval

El MCA fue un periodo entre los 1000 y 1300 años de la era común, más cálido y seco descrito por primera vez para Europa en los años 60: Sin embargo, es cada vez son más los trabajos que encuentran señales de este evento climático en otras partes del mundo (Diaz et al., 2011; Mann et al., 1998, 2009).

Gracias a los registros de Los Ángeles se puede hacer una descripción detallada de este periodo. La primera parte del MCA comienza con temporada de una posición más al norte de la ITCZ que alcanza su máximo cerca de los 1000 años B. P. mismo tiempo que ocurre un cambio de fase en NAO hacia una fase SST cálida. La tendencia de las lluvias comienza a indicar una disminución en de la lluvia por convección. De los 1000 a los 850 años B. P. ocurren los fenómenos más marcados del registro, una posición más al sur de la ITCZ que se conjuga con una fase fría de NAO. Resultando en un periodo de menor convección, lo que provocó patrones de lluvias diferentes, con contrastes muy marcados entre temporada de lluvias de verano y de invierno. Con un evento seco bastante marcado entre los 850 y 900 años B. P. (ver Figura 41).

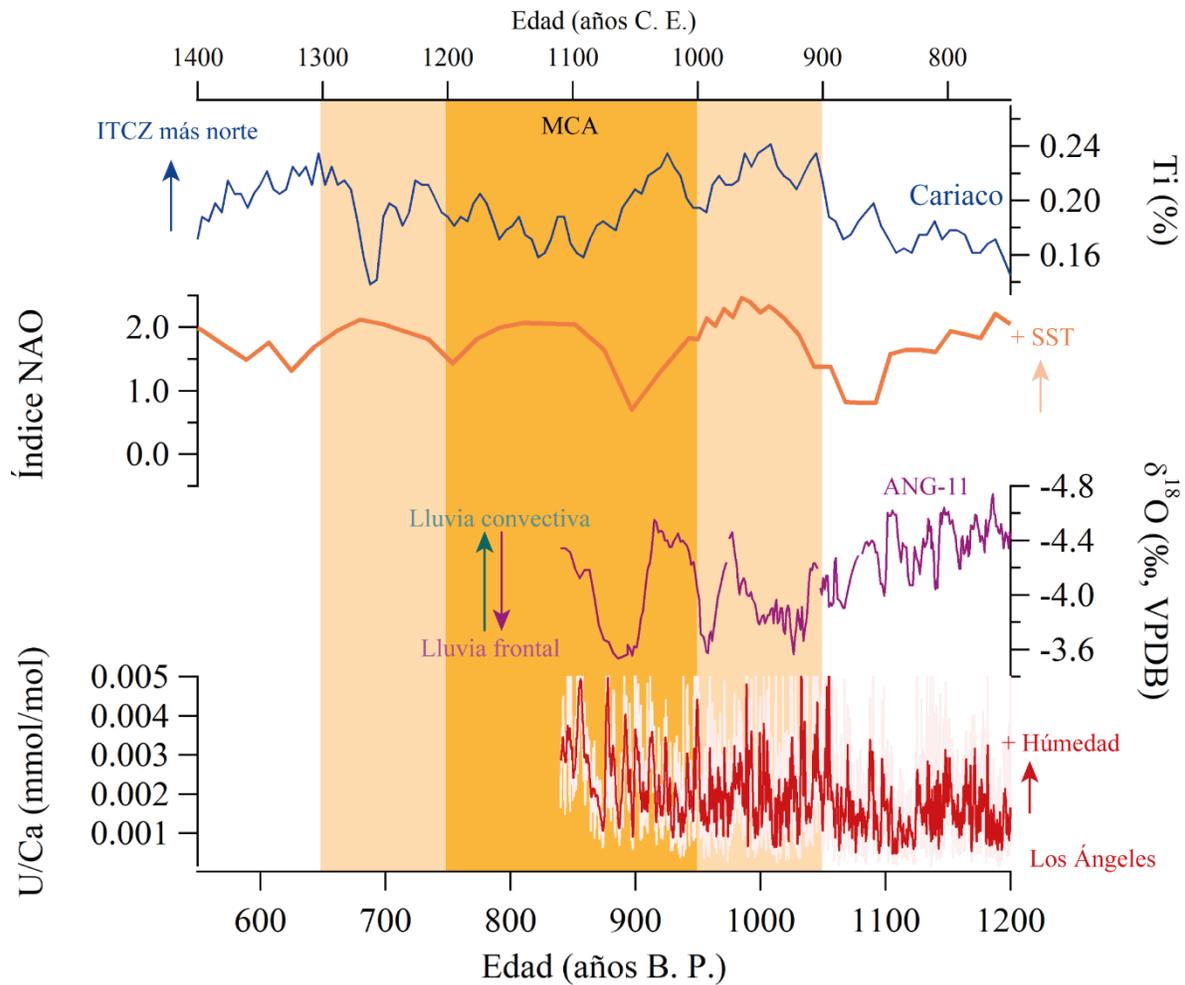


Figura 41 Comparación de los registros durante el MCA de Cariaco (azul); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Ángeles de este estudio (ANG-10 magenta y rojo). El eje inferior está referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.).

La segunda mitad del MCA comienza con un ligero aumento de las lluvias convectivas que se ve mermado rápidamente de nuevo ocasionando un segundo momento de sequía. Comienza a aumentar la SST del Atlántico norte y la posición de la ITCZ también tiene una

tendencia más al norte. Cerca de los 750 años se presenta una temporada de lluvias más alta que la de los años anteriores. Al término de la MCA existe un evento más seco cercano a los 680 años B. P. (Figura 42). La etapa post-MCA tiene baja cobertura en el registro analizado, por lo que no sería posible hacer una interpretación de los datos que aportara más información de la que existe en la literatura.

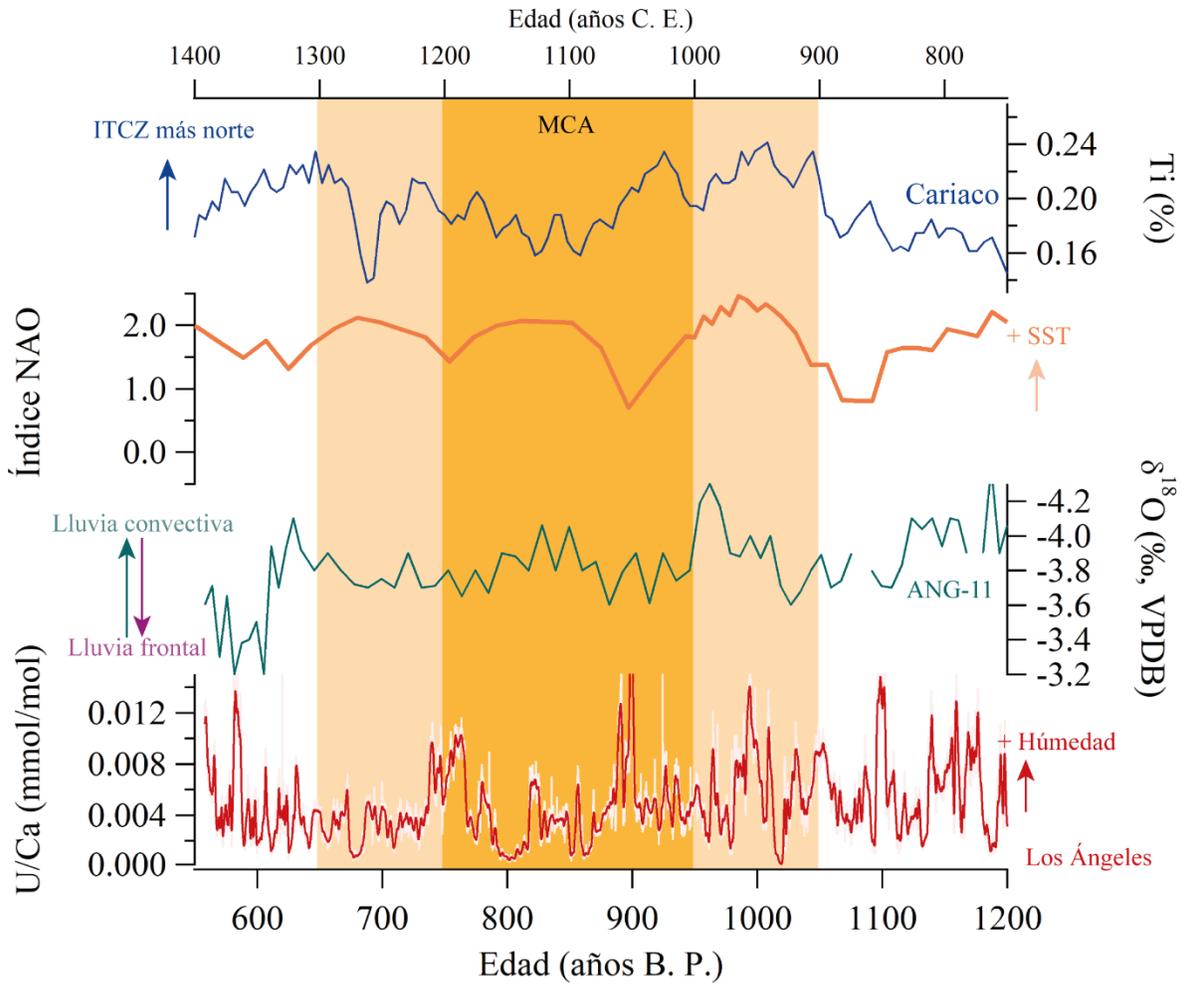


Figura 42 Comparación de los registros durante el MCA de Cariaco (azul); el índice de NAO (naranja); y la cueva de Los Angeles de este estudio (ANG-11 índigo y rojo). El eje inferior está referenciado a años antes del presente (B. P.); el eje superior se referencia en la escala de años de la era común (C. E.).

Añadiendo que de acuerdo con los análisis de onduletas, el MCA se también se vio conjugado con una fase cálida de ENSO muy marcada cercana entre los 1010 y 1040 años

B. P. Esto lo podemos interpretar así debió a que en la composición isotópica los valores son menos negativos y así como una menor cantidad de lluvias en ese periodo.

Capítulo 7 Conclusiones

El registro de la composición de $\delta^{18}\text{O}$ puede ser un indicador de condiciones más regionales, donde la sensibilidad en el registro responde a cambios en la actividad convectiva, o respondiendo a la fuente de la lluvia. Indicando que los valores más negativos corresponden a una mayor proporción de lluvia convectiva y los valores menos negativos corresponden a lluvia frontal invernal.

El registro de la relación U/Ca tiene una alta resolución que permite ver las periodicidades anuales. Después del suavizado mantiene los ciclos anuales de buena manera, lo que permite utilizarlo como indicador de condiciones de humedad local para estalagmitas de aragonita. Sin embargo, existe la posibilidad de que los fenómenos de PCP y PAP afecten el registro, por lo que realizar un monitoreo de cueva, particularmente del agua de goteo puede ayudar a identificar de mejor forma los efectos de PCP y PAP.

Los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de Los Ángeles son más sensibles que los registros cercanos de la región. Permiten observar detalles que en los otros registros no se pueden observar, que combinados con los registros de relaciones elementales son una herramienta muy robusta para las interpretaciones paleohidroclimáticas.

En la región, ENSO ha sido un factor bastante influyente en los últimos 2000 mil años, particularmente durante el MCA. La influencia de condiciones El Niño parece ser clara cuando usamos en conjunto los indicadores de humedad y de fuente de humedad, lo que permiten reconstruir y hasta la posibilidad de indicar un evento de manera precisa.

Eventos como el MCA pueden ser descritos a mayor detalle gracias a la alta resolución de los registros de elementos traza. Que permite hacer una descripción por etapas para entender como los fenómenos climáticos se conjugan para influir en los patrones climáticos de una región. Y como estos pueden aportar información para los estudios antropológicos concernientes a una región.

Bibliografía

- Ahrens, C. D. (2012). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* (10th ed). Cengage Learning, Inc.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., & Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 101–142. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>
- Asmerom, Y., Baldini, J. U. L., Pruffer, K. M., Polyak, V. J., Ridley, H. E., Aquino, V. v., Baldini, L. M., Breitenbach, S. F. M., Macpherson, C. G., & Kennett, D. J. (2020). Intertropical convergence zone variability in the Neotropics during the Common Era. *Science Advances*, 6(7), 3644–3658. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax3644>
- Berger, A., Mesinger, F., & Sijacki, D. (2012). Climate change: Inferences from paleoclimate and regional aspects. En *Climate Change: Inferences from Paleoclimate and Regional Aspects*. Springer-Verlag Vienna. <https://doi.org/10.1007/978-3-7091-0973-1>
- Bernal, J. P., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M. C. a., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Edwards, R. L., & Auler, A. S. (2016). High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Bernal, J. P., Lachniet, M., McCulloch, M., Mortimer, G., Morales, P., & Cienfuegos, E. (2011). A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 75(1), 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.09.002>
- Bernal, J. P., Revolorio, F., Cu-Xi, M., Lases-Hernández, F., Piacsek, P., Lachniet, M. S., Beddows, P. A., Lucia, G., López-Aguiar, K., Capella-Vizcaíno, S., López-Martínez, R., & Vásquez, O. J. (2023). Variability of trace-elements and $\delta^{18}\text{O}$ in drip water from Gruta del Rey Marcos, Guatemala; seasonal and environmental effects, and its implications for paleoclimate reconstructions. *Frontiers in Earth Science*, 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1112957>

- Blanchon, P., Richards, S., Bernal, J. P., Cerdeira-Estrada, S., Ibarra, M. S., Corona-Martínez, L., & Martell-Dubois, R. (2017). Retrograde Accretion of a Caribbean Fringing Reef Controlled by Hurricanes and Sea-level Rise. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00078>
- 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(5341), 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bradley, R. S. (2000). Past global changes and their significance for the future. *Quaternary Science Reviews*, 19(1–5), 391–402. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00071-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00071-2)
- Bradley, R. S. (2008). Holocene perspectives on future climate change. En *NATURAL CLIMATE VARIABILITY AND GLOBAL WARMING: A HOLOCENE PERSPECTIVE* (Número 2006, pp. 254–258). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781444300932.ch10>
- Bradley, R. S. (2015). Paleoclimatic Reconstruction. En *Paleoclimatology* (3a ed., pp. 1–11). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00001-6>
- Braithwaite, C. J. R. (2016). Coral-reef records of Quaternary changes in climate and sea-level. *Earth-Science Reviews*, 156, 137–154. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.002>
- CONAP. (2008). *Guatemala y su biodiversidad: un enfoque histórico, cultural, biológico y económico* (C. Azurdia Pérez, F. García Barrios, & M. M. Ríos Palencia, Eds.). Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas.
- Corona Martínez, L. (2017). *Dinámica del monzón de Norteamérica durante el último periodo glacial*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Cronin, T. M. (2009). *Paleoclimates Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press.
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., & Ferrari, J. A. (2006). A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the

- Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 25(21–22), 2749–2761. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.019>
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A. S., & Nguyen, H. (2009). Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2(3), 210–214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Davis, R. E., Hayden, B. P., Gay, D. A., Phillips, W. L., & Jones, G. V. (1997). The North Atlantic Subtropical Anticyclone. *Journal of Climate*, 10(4), 728–744. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<0728:TNASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0728:TNASA>2.0.CO;2)
- Denniston, R. F., Villarini, G., Gonzales, A. N., Wyrwoll, K.-H., Polyak, V. J., Ummenhofer, C. C., Lachniet, M. S., Wanamaker, A. D., Humphreys, W. F., Woods, D., & Cugley, J. (2015). Extreme rainfall activity in the Australian tropics reflects changes in the El Niño/Southern Oscillation over the last two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(15), 4576–4581. <https://doi.org/10.1073/pnas.1422270112>
- Diaz, H. F., Trigo, R., Hughes, M. K., Mann, M. E., Xoplaki, E., & Barriopedro, D. (2011). Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(11), 1487–1500. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-10-05003.1>
- Dorale, J. A., & Liu, Z. (2009). Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of caves and karst studies*, 71(1).
- Dreybrodt, W., & Scholz, D. (2011). Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: From soil water to speleothem calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(3), 734–752. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.002>

- Duarte, E., Obrist-Farner, J., Correa-Metrio, A., & Steinman, B. A. (2021). A progressively wetter early through middle Holocene climate in the eastern lowlands of Guatemala. *Earth and Planetary Science Letters*, *561*, 116807. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116807>
- Evangelista, H., Godiva, D., Sifeddine, A., Leão, Z. M. A. N., Rigozo, N. R., Segal, B., Ambrizzi, T., Kampel, M., Kikuchi, R. K. P., & Cornec, F. Le. (2007). Evidences linking ENSO and coral growth in the Southwestern-South Atlantic. *Climate Dynamics*, *29*(7–8), 869–880. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0271-8>
- Evans, M. E. K., Seftigen, K., Girardin, M. P., Zhang, Z., Record, S., Turton, R. H., Poulter, B., Dawson, A., Friend, A. D., Dietze, M. C., Bodesheim, P., DeRose, R. J., Bouriaud, O., Charney, N., Mahecha, M. D., Björklund, J., Trouet, V., Frank, D. C., Enquist, B., ... Klesse, S. (2018). When tree rings go global: Challenges and opportunities for retro- and prospective insight. *Quaternary Science Reviews*, *197*, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.009>
- Fairchild, I. J., & Baker, Andy. (2012). *Speleothem Science: From Process to Past Environments*.
- Fairchild, I. J., Borsato, A., Tooth, A. F., Frisia, S., Hawkesworth, C. J., Huang, Y., McDermott, F., & Spiro, B. (2000). Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, *166*(3–4), 255–269. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00216-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00216-8)
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., & McDermott, F. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, *75*(1–4), 105–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.003>
- Fairchild, I. J., & Treble, P. C. (2009). Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, *28*(5–6), 449–468. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.007>
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A. A., Buettner, A., Hippler, D., & Matter, A. (2007). Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra).

Quaternary Science Reviews, 26(1–2), 170–188.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.012>

Frisia, S., Borsato, A., Preto, N., & McDermott, F. (2003). Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(3), 411–424.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00515-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00515-6)

Giannini, A., Chiang, J. C. H., Cane, M. A., Kushnir, Y., & Seager, R. (2001). The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas*. *Journal of Climate*, 14(24), 4530–4544. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4530:TETTTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4530:TETTTT>2.0.CO;2)

Giannini, A., Kushnir, Y., & Cane, M. A. (2000). *Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean**.

Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>

Hammer, Ø., Harper, D. A. T., & Ryan, P. D. (2001). *PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis* (3.x; p. 9 pp). Palaeontologia Electronica.

Hasanean, H. M. (2004). Variability of the North Atlantic subtropical high and associations with tropical sea-surface temperature. *International Journal of Climatology*, 24(8), 945–957. <https://doi.org/10.1002/joc.1042>

Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>

Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194(4270), 1121–1132.
<https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>

- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35(8), 801–824. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(71\)90127-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(71)90127-X)
- Hernández-Mendiola, E., Bernal, J. P., Lounejeva, E., Mortimer, G. E., & McCulloch, M. T. (2011). U-series dating of carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Quaternary Geochronology*, 6(6), 564–573. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.09.001>
- Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0>
- Holmgren, M., Scheffer, M., Ezcurra, E., Gutiérrez, J. R., & Mohren, G. M. J. (2001). El Niño effects on the dynamics of terrestrial ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution*, 16(2), 89–94. [https://doi.org/10.1016/S0169-5347\(00\)02052-8](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)02052-8)
- Huang, Y., & Fairchild, I. J. (2001). Partitioning of Sr²⁺ and Mg²⁺ into calcite under karst-analogue experimental conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(1), 47–62. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00513-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00513-5)
- Inamuddin, Ahamed, M. I., Boddula, R., & Altalhi, T. (Eds.). (2021). *Geochemistry*. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119710134>
- INSIVUMEH. (2016). *Variabilidad y cambio climático Variabilidad ilidad ambio y cambio co climático*. https://insivumeh.gob.gt/wp-content/uploads/2020/06/Variabilidad_y_cambio_climatico.pdf
- Jamieson, R. A., Baldini, J. U. L., Brett, M. J., Taylor, J., Ridley, H. E., Ottley, C. J., Pruffer, K. M., Wassenburg, J. A., Scholz, D., & Breitenbach, S. F. M. (2016). Intra- and inter-annual uranium concentration variability in a Belizean stalagmite controlled by prior aragonite precipitation: A new tool for reconstructing hydro-climate using aragonitic speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 190, 332–346. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.037>

- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D. E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D. A., Günther, D., &ENZWEILER, J. (2011). Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397–429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>
- Knight, J. R., Allan, R. J., Folland, C. K., Vellinga, M., & Mann, M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(20), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Lachniet, M. S. (2009). Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28(5–6), 412–432. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.021>
- Lachniet, M. S., Asmerom, Y., Bernal, J. P., Polyak, V. J., & Vazquez-Selem, L. (2013). Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(23), 9255–9260. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222804110>
- Lachniet, M. S., Asmerom, Y., Polyak, V., & Bernal, J. P. (2017). Two millennia of Mesoamerican monsoon variability driven by Pacific and Atlantic synergistic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 155, 100–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.012>
- Lechleitner, F. A., Baldini, J. U. L., Breitenbach, S. F. M., Fohlmeister, J., McIntyre, C., Goswami, B., Jamieson, R. A., van der Voort, T. S., Pruffer, K., Marwan, N., Culleton, B. J., Kennett, D. J., Asmerom, Y., Polyak, V., & Eglinton, T. I. (2016). Hydrological and climatological controls on radiocarbon concentrations in a tropical stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 194, 233–252. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.08.039>

- LeGrande, A. N., & Schmidt, G. A. (2008). Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. *Paleoceanography*, 23(3). <https://doi.org/10.1029/2008PA001610>
- Li, Z. H., Driese, S. G., & Cheng, H. (2014). A multiple cave deposit assessment of suitability of speleothem isotopes for reconstructing palaeo-vegetation and palaeo-temperature. *Sedimentology*, 61(3), 749–766. <https://doi.org/10.1111/sed.12078>
- Liu, W. T., & Negrón Juárez, R. I. (2001). ENSO drought onset prediction in northeast Brazil using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 22(17), 3483–3501. <https://doi.org/10.1080/01431160010006430>
- Ludwig, P., Gómez-Navarro, J. J., Pinto, J. G., Raible, C. C., Wagner, S., & Zorita, E. (2019). Perspectives of regional paleoclimate modeling. En *Annals of the New York Academy of Sciences* (Vol. 1436, Número 1, pp. 54–69). Blackwell Publishing Inc. <https://doi.org/10.1111/nyas.13865>
- Lutgens, F. K., & Tarbuck, E. J. (2016). *The atmosphere : an introduction to meteorology* (Thirteenth). Pearson Education, Inc.
- Machorro Sagastume, R. (2005). *Evaluación Hidrogeológica de Alta Verapaz*.
- Magaña Rueda, V., Pérez, J. L., & Conde, C. (1998). El fenómeno de El Niño y la oscilación del sur. Sus impactos en México. *Ciencias 51*, 14–18.
- Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577–1588. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2)
- Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392(6678), 779–787. <https://doi.org/10.1038/33859>
- Mann, M. E., & Park, J. (1994). *Global-scale modes of surface temperature*. 99.

- Mann, M. E., Steinman, B. A., Brouillette, D. J., & Miller, S. K. (2021). Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. *Science*, *371*(6533), 1014–1019. <https://doi.org/10.1126/science.abc5810>
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., & Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, *326*(5957), 1256–1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Martinez, C., Goddard, L., Kushnir, Y., & Ting, M. (2019). Seasonal climatology and dynamical mechanisms of rainfall in the Caribbean. *Climate Dynamics*, *53*(1–2), 825–846. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04616-4>
- Martínez Izquierdo Dyrzo, H. B. (2010). *Análisis espectral de una estalagmita bandeada como indicador paleoclimático*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mayewski, P. A., Carleton, A. M., Birkel, S. D., Dixon, D., Kurbatov, A. V., Korotkikh, E., McConnell, J., Curran, M., Cole-Dai, J., Jiang, S., Plummer, C., Vance, T., Maasch, K. A., Sneed, S. B., & Handley, M. (2017). Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic and Southern Hemisphere climate changes. *Quaternary Science Reviews*, *155*, 50–66. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.017>
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. *Quaternary Science Reviews*, *23*(7–8), 901–918. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.021>
- 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. *Journal of Quaternary Science*, *20*(5), 423–433. <https://doi.org/10.1002/jqs.943>
- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. *Science*, *314*(5806), 1740–1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>

- Ministerio de Agricultura Ganadería y Alimentación. (2001). *Mapa Fisiográfico-Geomorfológico de la República de Guatemala, a escala 1:250,000-Memoria Técnica*. [https://www.maga.gob.gt > download > fisiografia](https://www.maga.gob.gt/download/fisiografia)
- Misra, P., Tandon, S. K., & Sinha, R. (2019). Holocene climate records from lake sediments in India: Assessment of coherence across climate zones. *Earth-Science Reviews*, 190(August 2018), 370–397. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.017>
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Karmann, I., Burns, S. J., Stríkis, N. M., Vuille, M., Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Santos, R. V., Frigo, E., & Barreto, E. A. S. (2012). Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, 39(23), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>
- Olsen, J., Anderson, N. J., & Knudsen, M. F. (2012). Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5(11), 808–812. <https://doi.org/10.1038/ngeo1589>
- Philander, S. G. (1990). The Southern Oscillation: Variability of the Tropical Atmosphere. En *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation* (Vol. 46, Número 100, pp. 9–57). International Geophysics Series. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)60172-2](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60172-2)
- Railsback, L. B., Xiao, H., Liang, F., Akers, P. D., Brook, G. A., Dennis, W. M., Lanier, T. E., Tan, M., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2014). A stalagmite record of abrupt climate change and possible Westerlies-derived atmospheric precipitation during the Penultimate Glacial Maximum in northern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393, 30–44. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.10.013>
- Ridley, H. E., Asmerom, Y., Baldini, J. U. L., Breitenbach, S. F. M., Aquino, V. v., Pruffer, K. M., Culleton, B. J., Polyak, V., Lechleitner, F. A., Kennett, D. J., Zhang, M., Marwan, N., Macpherson, C. G., Baldini, L. M., Xiao, T., Peterkin, J. L., Awe, J., & Haug, G. H. (2015). Aerosol forcing of the position of the intertropical convergence zone since ad 1550. *Nature Geoscience*, 8(3), 195–200. <https://doi.org/10.1038/ngeo2353>

- Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G. H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, *513*(7516), 45–53. <https://doi.org/10.1038/nature13636>
- Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, *28*(3), 421–426. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00044-9)
- Sinclair, D. J. (2011). Two mathematical models of Mg and Sr partitioning into solution during incongruent calcite dissolution. Implications for dripwater and speleothem studies. *Chemical Geology*, *283*(3–4), 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.022>
- Sinclair, D. J., Banner, J. L., Taylor, F. W., Partin, J., Jenson, J., Mylroie, J., Goddard, E., Quinn, T., Jocsos, J., & Miklavič, B. (2012). Magnesium and strontium systematics in tropical speleothems from the Western Pacific. *Chemical Geology*, *294–295*, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.10.008>
- Sinclair, D. J., Kinsley, L., & McCulloch, M. T. (1998). High resolution analysis of trace elements in corals by laser ablation ICP-MS. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *62*(11), 1889–1901. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00112-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00112-4)
- Stoll, H. M., Müller, W., & Prieto, M. (2012). I-STAL, a model for interpretation of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca variations in speleothems and its forward and inverse application on seasonal to millennial scales. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(1), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2012GC004183>
- Stuiver, M., & Braziunas, T. F. (1989). Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations. *Nature*, *338*(6214), 405–408. <https://doi.org/10.1038/338405a0>
- Tang, B. H., Fang, J., Bentley, A., Kilroy, G., Nakano, M., Park, M.-S., Rajasree, V. P. M., Wang, Z., Wing, A. A., & Wu, L. (2020). Recent advances in research on tropical cyclogenesis. *Tropical Cyclone Research and Review*, *9*(2), 87–105. <https://doi.org/10.1016/j.tcr.2020.04.004>

- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra Una introducción a la geología física* (Octava edi). Pearson Educación S. A.
- Taylor, M. A., Stephenson, T. S., Chen, A. A., & Stephenson, K. A. (2012). Climate Change and the Caribbean: Review and Response. *Caribbean Studies*, 40(2), 169–200. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=39226915007>
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Zagorodnov, V. S., Howat, I. M., Mikhaleenko, V. N., & Lin, P. N. (2013). Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~1800 years. *Science*, 340(6135), 945–950. <https://doi.org/10.1126/science.1234210>
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science* (Second Edi). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-00034-8>
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
- Wang, C., & Enfield, D. B. (2003). A Further Study of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool. *Journal of Climate*, 16(10), 1476–1493. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2)
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C.-C., & Dorale, J. A. (2001). A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550), 2345–2348. <https://doi.org/10.1126/science.1064618>
- Wassenburg, J. A., Immenhauser, A., Richter, D. K., Jochum, K. P., Fietzke, J., Deininger, M., Goos, M., Scholz, D., & Sabaoui, A. (2012). Climate and cave control on Pleistocene/Holocene calcite-to-aragonite transitions in speleothems from Morocco: Elemental and isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92, 23–47. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.06.002>

- Wassenburg, J. A., Immenhauser, A., Richter, D. K., Niedermayr, A., Riechelmann, S., Fietzke, J., Scholz, D., Jochum, K. P., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzrau, A., Sabaoui, A., Riechelmann, D. F. C., Schneider, L., & Esper, J. (2013). Moroccan speleothem and tree ring records suggest a variable positive state of the North Atlantic Oscillation during the Medieval Warm Period. *Earth and Planetary Science Letters*, *375*, 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.048>
- Wassenburg, J. A., Riechelmann, S., Schröder-Ritzrau, A., Riechelmann, D. F. C., Richter, D. K., Immenhauser, A., Terente, M., Constantin, S., Hachenberg, A., Hansen, M., & Scholz, D. (2020). Calcite Mg and Sr partition coefficients in cave environments: Implications for interpreting prior calcite precipitation in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *269*, 581–596. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.11.011>
- Wassenburg, J. A., Scholz, D., Jochum, K. P., Cheng, H., Oster, J., Immenhauser, A., Richter, D. K., Häger, T., Jamieson, R. A., Baldini, J. U. L., Hoffmann, D., & Breitenbach, S. F. M. (2016). Determination of aragonite trace element distribution coefficients from speleothem calcite–aragonite transitions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *190*, 347–367. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.036>
- Webb, E. J., & Magi, B. I. (2022). The Ensemble Oceanic Niño Index. *International Journal of Climatology*, *42*(10), 5321–5341. <https://doi.org/10.1002/joc.7535>
- White, W. M. (2015). *Isotope Geochemistry*. Wiley-Blackwell. <https://www.wiley.com/en-mx/Isotope+Geochemistry-p-9781118902103>
- Winter, A., Zanchettin, D., Lachniet, M., Vieten, R., Pausata, F. S. R., Ljungqvist, F. C., Cheng, H., Edwards, R. L., Miller, T., Rubinetti, S., Rubino, A., & Taricco, C. (2020). Initiation of a stable convective hydroclimatic regime in Central America circa 9000 years BP. *Nature Communications*, *11*(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14490-y>
- Xie, S.-P. (2024). Coupled feedbacks and tropical climatology. En *Coupled Atmosphere-Ocean Dynamics* (pp. 189–210). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-95490-7.00008-4>

Bibliografia

- Yan, Y. Y. (2005). Intertropical Convergence Zone (ITCZ). En *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 429–432). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_110