



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas**  
**Departamento de Geología**

**EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA BASADA EN EL ESTUDIO DE  
UNA ESTALAGMITA, CAVERNA “PERTE DU TEMPS”, ISLA  
MADRE DE DIOS, PATAGONIA, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

**FERNANDA CAROLINA ÁLVAREZ AMADO**

**PROFESOR GUÍA:**  
**Francisco Hervé Allamand**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**  
Luisa Pinto Lincoñir  
Jacobus Le Roux

Santiago de Chile  
2009

## RESUMEN

En este trabajo se muestra el potencial para establecer una evolución climática en una estalagmita perteneciente a la caverna “Perte du Temps”, Isla Madre de Dios. El objetivo es interpretar el registro paleoclimático almacenado en ella, a través del estudio petrográfico de la muestra. Se pretende establecer un modelo cronoestratigráfico utilizando como proxy climático las variaciones de espesor de láminas en función de la temperatura y precipitación.

Se recolectaron muestras de rocas, estalagmitas y agua, se estudió en detalle la petrografía de la estalagmita EMD01. Para construir el modelo cronoestratigráfico se realizó un conteo y caracterización de bandas, luego se definieron dominios en base a diferencias de espesor y naturaleza de éstas, color y fábrica de la calcita y/o discontinuidades en el crecimiento.

A lo largo de la muestra se observa la repetición de la secuencia: lámina clara gruesa – lámina oscura delgada, lo cual sugiere la misma unidad de tiempo. Se propone que es de un año, ya que existe una ritmicidad anual del clima en superficie, la cual es transmitida a la estalagmita. Las variaciones en el color y espesor de las capas, coincidirían con las estaciones verano/otoño e invierno/primavera, que presentan cambios en tasas de precipitaciones y temperatura, factores relacionados con tasas de goteo, vegetación sobre la caverna y concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  en el agua, que finalmente son los que controlan la tasa de crecimiento de la calcita. Se plantea que la mayor concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  en el agua ocurriría en verano/otoño, por lo que las láminas claras se desarrollarían en estas estaciones y las láminas oscuras durante el invierno.

En la estalagmita se definieron 13 dominios, cuyos límites coinciden con máximos y mínimos en las tasas de crecimiento. Para delimitarlos se utilizaron criterios que dependen del clima, por lo tanto los límites entre cada dominio se asocian a cambios climáticos de orden mayor a los registrados al interior de cada uno. Los dominios con mayor tasa promedio de crecimiento (C, E y L) indican que la estalagmita creció bajo condiciones de temperatura media mayor a los otros.

A una escala mayor, es posible dividir la estalagmita en dos partes en base a la fábrica de los cristales, la primera se habría formado en un ambiente de menor temperatura que el de la segunda parte, donde las láminas crecieron bajo una temperatura mayor. Debido a que el cambio en la fábrica es gradual se piensa que el cambio de temperatura también lo es.

# AGRADECIMIENTOS

Gracias a toda mi familia, la cual quiero mucho, en especial a mis padres por el apoyo en todos los ámbitos de mi vida, gracias por su cariño y educación, estoy orgullosa de ustedes. A mis hermanos, Natalia, Loreto, Javier y a mi Siste porque sé que tengo su apoyo siempre.

Gracias a mis profesores, los que me formaron como geóloga, en especial a Pancho por el apoyo y confianza que puso en mí desde el inicio de mis estudios. Quiero agradecer a los funcionarios del departamento, en especial a María Rosa por tener la mejor voluntad del mundo.

Por el apoyo en las malas, por la sonrisa en las buenas, por la nobleza que tienen... Gracias:

A mis amigos de la infancia, Marcela, te quiero amiga, gracias por tus sabias palabras, por tu apoyo incondicional, Thiare, Milu, Cote, Nicole, Natys, gracias por estar siempre, por hacerme saber que puedo contar con ustedes, Caro, Yuki y Roka por todos los momentos alegres que hemos vivido. A mis amigos de la universidad les agradezco los hermosos recuerdos. Paula, gracias por animarme, Caro, gracias por acompañarme en tantos momentos, Chalis, gracias por tu preocupación, Vivi, gracias por ser tan linda persona con todos, Chicho, gracias por tu generosidad y humor, Pajarillo, gracias por hacerme reír demasiado, Feña, gracias por enseñarme mucho, Chica, gracias por tu amistad, Feli, gracias por entender mis caras, Mary, gracias por escuchar mis problemas, Seba, gracias por acompañarme en el mejor viaje de mi vida. Gracias a mis compañeros de curso por las risas, la dispersión, por ser tan buenos en mis momentos malos, los quiero, en especial Coni, por ser una gran amiga y persona, Feña por estar siempre a mi lado, Sur y Tomi por la alegría entregada. Jorge, gracias por enseñarme, escucharme y aconsejarme. Catalina gracias por compartir tanto tiempo junto a mí. Gracias Stefano, Juan, Churris y todos los amigos que conocí en mi primer año de universidad. Caro, gracias por soportarme, por apoyarme cuando más lo necesite, Lajis, gracias por las pilsen compartidas. A mis amigas y amigos de basket, gracias por disfrutar conmigo el deporte que amo.

Gracias Centre Terre “Última Patagonia 2008” y proyecto Fondecyt 1050431, gracias a toda la gente que me acompañó en el hermoso viaje, en especial a Marta y Alan. Gracias a Fer, Pelao y al profesor Rolf Kilian por la importante ayuda.

Finalmente gracias a todas las personas que estoy dejando en el tintero y que fueron muy importantes en todos estos años de aprendizaje.

# TABLA DE CONTENIDOS

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1 Formulación General del Proyecto .....	1
2 Objetivos .....	5
2.1 Objetivo General .....	5
2.2 Objetivos Específicos .....	5
3 Hipótesis de Trabajo .....	5
4 Metodología General.....	5
4.1 Referente al Objetivo Específico 1. ....	6
4.2 Referente al Objetivo Específico 2. ....	6
4.3 Referente al Objetivo Específico 3. ....	7
5 Limitaciones Metodológicas .....	8
<b>I. ZONA DE ESTUDIO: CAVERNA “PERTE DU TEMPS” Y SU ENTORNO .....</b>	<b>9</b>
1 Geología del Área de Estudio .....	9
1.1 Complejo Denaro .....	10
1.2 Calizas Tarlton .....	12
1.3 Complejo Duque de York .....	14
2 Geografía y Descripción de la Caverna Perte du Temps.....	15
3 Clima y Vegetación de la Zona .....	17
3.1 Información Climática.....	17
3.2 Vegetación Predominante .....	18
<b>II. MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>19</b>
1 Ambiente y Génesis de Espeleotemas.....	19
2 Análisis Petrográfico y Microestratigráfico.....	20
2.1 Petrografía de la Calcita.....	21
2.2 Laminación en Estalagmitas.....	24
2.2.1 Laminación Anual .....	24
2.2.2 Espesor de Láminas.....	25
2.2.3 Cambios en la Tasa de Crecimiento e Hiatus .....	26
3 Análisis Geoquímico .....	27
3.1 Elementos Trazas .....	27
3.2 Análisis de Isótopos Estables.....	28
3.2.1 Isótopos de Oxígeno ( $d^{18}O$ ).....	29

3.2.2	Isótopos de Carbono ( $d^{13}C$ ) .....	30
3.3	Dataciones Radiométricas en Estalagmitas.....	30
3.3.1	Datación por Series de Uranio .....	31
3.3.2	Datación por Radiocarbono ( $^{14}C$ ).....	32
<b>III.</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>33</b>
1.	Análisis Petrográfico y Microestratigráfico.....	33
2.1	Descripción Macroscópica.....	33
2.2	Descripción Microscópica.....	34
2.2.1	Laminación de la Estalagmita EMD01 .....	34
2.2.2	Dominios y Fábrica de la Estalagmita EMD01 .....	37
2.2.3	Cronoestratigrafía: Tasas de Crecimiento.....	42
2.	Análisis Geoquímico .....	44
2.1	Elementos Trazas .....	44
2.2	Muestra de Agua.....	44
<b>IV.</b>	<b>DISCUSIONES .....</b>	<b>45</b>
1.	Variaciones Climáticas: Escala Interanual.....	45
2.	Variaciones Climáticas: Dominios en la Estalagmita .....	47
3.	Investigaciones Futuras .....	50
<b>V.</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>51</b>
<b>VI.</b>	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>53</b>
<b>ANEXOS:</b>	<b>.....</b>	<b>64</b>
	Anexo A: Fábricas de la Calcita en Espeleotemas.....	64
	Anexo B: Isotopía .....	68
	Anexo C: Métodos Radiométricos en Dataciones de Estalagmitas .....	70
	Anexo D: Espesores de Láminas.....	76
	Anexo E: Análisis de Muestra de Agua.....	81

# INTRODUCCIÓN

## 1 Formulación General del Proyecto

La paleoclimatología es la ciencia que estudia el clima y el cambio climático previo al período de mediciones instrumentales. El conocimiento de la variabilidad climática en el pasado resulta fundamental para entender el cambio global actual y predecir posibles consecuencias, a escala local o regional, de éste.

El clima es el resultado de la interacción del sol (fuente de radiación), océanos, continentes y atmósfera, la que generalmente resulta ser compleja y por lo tanto, establecer consecuencias de cambio climático no resulta sencillo (Bernal, 2008). Se sabe que el clima varía dependiendo de la zona geográfica y de la estación, pero también sufre cambios a través de los años.

Actualmente existen archivos históricos e instrumentales (como termómetros y satélites meteorológicos) que entregan información sobre el clima, lamentablemente son bastante limitados, ya que el tiempo de almacenamiento no es suficiente para comprender el comportamiento del clima. Entonces se requiere archivos de mayor alcance temporal que permitan conocer causas y efectos del cambio climático en el presente, es decir que la información queda almacenada en archivos “geológicos”.

Existen diversos sistemas naturales dependientes del clima, de los cuales se puede extraer importante información paleoclimática, tales como: sedimentos marinos, sedimentos lacustres, testigos de hielo y espeleotemas.

Los espeleotemas son formaciones minerales que se generan en cuevas carbonatadas, los tipos principales son estalactitas y estalagmitas, estos depósitos pueden suministrar una información muy útil sobre los cambios climáticos pasados y, en lo fundamental, sobre las paleotemperaturas, cuando se han originado bajo condiciones de equilibrio isotópico (Dulinsky & Glazek, 1993). La información almacenada en espeleotemas (así como en todos los archivos naturales) se puede obtener mediante diferentes indicadores paleoclimáticos, conocidos como *proxies* climáticos.

Un *proxy* es una fuente indirecta de información que contiene una señal climática, la cual almacena condiciones ambientales del pasado y las transforma en un registro relativamente permanente. Los *proxie* climáticos comúnmente utilizados para el estudio de espeleotemas son:

(1) Intervalos de crecimiento, determinados por métodos de series de uranio, son utilizados para diferenciar períodos climáticos, por ejemplo: intervalos fríos de cálidos, o lluviosos de secos (e.g., Ayliffe et al., 1998; Spötl et al., 2002).

(2) Isótopos de oxígeno (e.g.  $d^{18}O$ ), mediante ellos se pueden interpretar variaciones de temperatura dentro de la caverna y estudiar propiedades de la lluvia (McDermott et al., 2004).

(3) Isótopos de carbono (e.g.  $d^{13}C$ ), mediante ellos se puede obtener información de la vegetación suprayacente, como por ejemplo el tipo o la densidad. (Dorale et al., 1998; Baldini et al., 2008).

(4) Espesor anual de bandas, este *proxie* es utilizado para obtener datos de la cantidad de lluvia (Polyak et al., 2001; Fleitmann et al., 2004) y de la temperatura anual promedio (Frisia et al., 2003; Tan et al., 2003).

(5) Elementos trazas, se utilizan para realizar interpretaciones de lluvias, tasas de crecimiento y vegetación. Si son medidos con instrumentos de alta resolución, se pueden obtener características del clima a escala anual o incluso estacional (e.g., Treble et al., 2003; Johnson et al., 2006).

Este trabajo se basa en el estudio de estalagmitas como archivo paleoclimático y se utilizará el espesor y descripción de bandas y estudio de elementos trazas como *proxie* para obtener información paleoclimática.

Las estalagmitas se definen como formaciones principalmente compuestas de calcita ( $CaCO_3$ ) formadas por la infiltración de aguas meteóricas a través de rocas ricas en calcio (como la caliza y dolomía), las cuales crecen desde el suelo hacia el techo de la caverna. El agua se filtra a través de grietas y disuelve algunos compuestos de la roca caja. Cuando esta solución penetra en la cueva, los minerales disueltos reaccionan químicamente precipitando el material.

Las estalagmitas son uno de los archivos paleoclimáticos más confiables:(1) poseen gran variedad de indicadores químicos, físicos y biológicos (Bernal, 2008), (2) al crecer al interior de

cuevas están protegidas de factores (naturales y antropogénicos) que alteren su registro, por ejemplo, las estalagmitas son sensibles a cambios climáticos, pero no a eventos meteorológicos (Chivelet et al., 2004), (3) la cronología de crecimiento se puede fechar con precisión mediante técnicas radiométricas, (4) la resolución cronológica puede ser anual, lo que permite alcanzar una resolución temporal superior a la mayoría de los otros indicadores (Chivelet et al., 2004).

Se espera que en las zonas con fuerte estacionalidad crezcan estalagmitas con laminación anual (Tan et al., 2006), como en el caso de la zona estudiada en este trabajo: El Archipiélago Madre de Dios se ubica entre los 50° y 52°S, zona que se es dominada por el régimen frontal del oeste, esto resulta en una alta frecuencia (más del 70%) de días nublados y con precipitaciones (Lamy et al., 2001; Carrasco et al., 2002).

Las estalagmitas con estructura laminada se reconocen como un depósito común, también pueden presentar otro tipo de estructuras, en la Figura 1 se observan algunas de ellas.

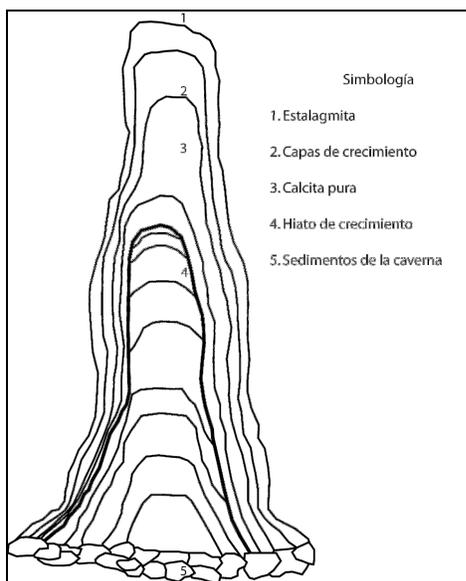


Figura 1. Esquema general de estalagmita y sus estructuras.

La laminación en espeleotemas puede ser observada mediante luz ultravioleta o luz visible, o reconocidas vía elementos trazas, sin embargo, para que esta laminación sea continua es necesario que ocurra alguna mezcla de fuentes de agua en su ambiente de formación (Tan et al., 2006). Este tipo de estalagmitas se utilizan para reconstruir el clima.

Para realizar un estudio paleoclimático es necesario conocer que tipo de laminación presenta la estalagmita. Si la muestra contiene láminas de crecimiento anual es posible construir un modelo cronológico a partir del conteo de éstas y proseguir con el estudio paleoclimático.

A pesar del gran potencial como indicadores paleoclimáticos de las estalagmitas existen problemas en el estudio de éstas, que van desde la elección de una zona y muestras adecuada hasta los costosos procesos de análisis de datos (Chivelet et al., 2004).

En el último tiempo los estudios paleoclimáticos han adquirido gran importancia y cada vez son más numerosos. Sin embargo la información recolectada sobre la variación climática en el Holoceno (11.500 *yr* B.P) es escasa, puesto que la mayoría de los estudios realizados se centran en la fluctuación climática del último intervalo glacial (Mayewski, 2004).

En Patagonia chilena no son abundantes los trabajos realizados sobre paleoclima, se conoce más sobre la evolución climática de la Antártica. Los trabajos que existen en la zona utilizan, generalmente, otras metodologías, por ejemplo, testigos de hielo, dendrocronología o palinología.

En este sentido este trabajo pretende ser un aporte en la evolución climática de Patagonia, tanto en el conocimiento, como en la aplicación de una nueva metodología para la zona, es por esto que se realizará una revisión de los principales *proxies* paleoclimáticos en estalagmitas.

## **2 Objetivos**

### **2.1 Objetivo General**

Interpretar el registro paleoclimático almacenado en la estalagmita EMD01 perteneciente a la caverna "Perte du Temps", Archipiélago Madre de Dios, Chile.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Realizar una reconstrucción paleoclimática a partir del estudio físico y geoquímico de la estalagmita EMD01, entender como crece y reconstruir su ambiente de formación.
- Construcción de un modelo cronoestratigráfico de las estalagmitas a partir del conteo de bandas. De existir material carbonoso se pretende realizar dataciones por radiocarbono. También se pretende apoyar este modelo por futuras dataciones U/Th.
- Realizar una caracterización geoquímica de la roca en la que se encuentra la caverna y del agua que circula dentro de ella.

## **3 Hipótesis de Trabajo**

El estudio propuesto se enmarca dentro de las siguientes hipótesis de trabajo:

- Es posible realizar una reconstrucción paleoclimática a partir del estudio de las características petrográficas y/o geoquímicas de una estalagmita.
- Los parámetros anteriores se relacionan con factores climáticos de orden general y local.

## **4 Metodología General**

El presente estudio se desarrolla sustancialmente mediante la descripción petrográfica de la muestra de estalagmita EMD01, recolectada en terreno, bajo el marco del proyecto Fondecyt

1050431, con el apoyo de Centre Terre, en la expedición “Última Patagonia 2008” realizada durante el mes de febrero del año 2008. A continuación se menciona la metodología general utilizada y los tipos de estudios realizados.

Se realizó una campaña de terreno en localidades específicas de la Isla Madre de Dios, entre los días 06 y 29 de febrero de 2008. Se recolectaron muestras de rocas, estalagmitas (EMD01, EMD02 y EMD03) y agua. Las muestras de rocas corresponden a areniscas y conglomerados del Complejo Duque de York (CDY), calizas de la Formación Tarlton (CT) y lavas del Complejo Denaro (CD) a las cuales se les realizaron cortes transparentes, para estudiar su petrografía, en el Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

#### **4.1 Referente al Objetivo Específico 1.**

Las muestras de estalagmitas fueron extraídas de una misma caverna, Perte du Temps, la cual se sitúa en la Fm. Tarlton, cerca del contacto con el CDY. Fueron cortadas en dos partes iguales. Sólo la muestra EMD01 no fue disgregada durante el proceso, por lo que este trabajo se basa, casi en su totalidad, en el estudio en detalle de esta muestra.

Una mitad se usó para describir la estalagmita, es decir, se realizó una caracterización macroscópica y microscópica de EMD01: estudio de espesor de bandas, contenido orgánico (cambios de colores), variación de tamaño de grano, laminación interna y mineralogía, para este último punto se realizó Difracción de Rayos X en el Laboratorio de Física de la Universidad de Chile.

La otra mitad fue analizada por capas. Se intentó conocer la concentración de elementos mayores y trazas, mediante un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) LEO 1420VP, en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de la Facultad de Física de la Pontificia Universidad Católica de Chile. Lo que sobre de muestra se guardará para futuros análisis.

#### **4.2 Referente al Objetivo Específico 2.**

De las tres estalagmitas se seleccionó una, EMD01, para ser estudiada en detalle y construir un modelo cronológico. Se procedió a realizar un conteo y caracterización de bandas de la

estalagmita, a través de imágenes digitalizadas de cortes transparentes. A partir de esta información se construyó la cronoestratigrafía de EMD01.

Por otro lado, mediante cortes transparentes se detectaron inclusiones oscuras en EMD01, se pretende identificar si corresponden a material orgánico, para posteriormente ser datado. Para comprobar que corresponde a materia carbonosa, la muestra de corte transparente fue cortada en pequeños trozos (menor a 3 mm de diámetro), que luego fueron pegados a placas de cobre, posteriormente las muestras fueron sometidas a un adelgazador mecánico (Dimpler) hasta alcanzar 10  $\mu\text{m}$  de espesor. Luego se introducirían a un adelgazador iónico (Ion Mill), lamentablemente por problemas y finalmente serían analizadas con el TEM para verificar su origen, lamentablemente el procedimiento quedó incompleto debido a problemas instrumentales. La etapa de preparación se realizó en el Laboratorio TEM del departamento de Geología de la Universidad de Chile. Si el origen de este material resulta ser el esperado las muestras podrán ser datadas por medio de  $^{14}\text{C}$ .

Finalmente se esperan resultados de dataciones U/Th, que se realizarán en el Departamento de Geología de la Universidad de Heidelberg, Alemania, para completar el registro.

### **4.3 Referente al Objetivo Específico 3.**

Para caracterizar la roca en la que se encuentra la caverna, se recopiló información previa de la Fm. Tarlton y CDY. Para caracterizar el agua de la caverna se estudiaron las concentraciones de cationes mayores (Na, K, Ca, Mg), aniones mayores (Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ ), alcalinidad y pH en la muestra, para lo cual se utilizó AAS, IC, Potenciometría y Volumetría ácido-base respectivamente. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería.

## **5 Limitaciones Metodológicas**

Si bien se prepararon muestras para analizar la existencia de material carbonoso al interior de la estalagmita, por problemas técnicos del adelgazador iónico y del TEM, no se pudo continuar con este análisis.

Por otro lado las dataciones por el método U/Th si bien serán realizadas, los resultados no se obtendrán a tiempo para ser incluidos en este informe.

# I. ZONA DE ESTUDIO: CAVERNA “PERTE DU TEMPS” Y SU ENTORNO

## 1 Geología del Área de Estudio

El archipiélago Madre de Dios se ubica entre los 50° 00`S y 50° 50`S, en Patagonia chilena. En él afloran rocas que forman parte importante de los afloramientos occidentales del Basamento Patagónico (Figura I.1), y constituyen fragmentos del prisma de acreción construido en el margen paleo-pacífico de Gondwana en el Paleozoico tardío - Mesozoico Temprano (Forsythe & Mpodozis, 1979; Dalziel, 1982).

Las características estratigráficas y geoquímicas de estas unidades fueron estudiadas por Forsythe & Mpodozis (1979, 1983), quienes distinguieron: (1) Complejo Denaro (CD), constituido por metabasaltos, matachert, metapelitas y metacalcarenitas; (2) Calizas Tarlton (CT), secuencia de calizas macizas con microfósiles que indican un rango de edad entre pensilvaniana media a pérmica temprana (Ceccioni, 1956; Douglass & Nestell, 1976); (3) Complejo Duque de York (CDY), compuesto por areniscas, lutitas y conglomerados polimícticos (Lacassie et al., 2006). Todas estas unidades están intruidas por el Batolito Patagónico (Figura I.1).

Las relaciones estratigráficas entre el CDY, CT y CD están obliteradas debido a complejas imbricaciones tectónicas entre ellas, las que serían el resultado de dos eventos de deformación (Forsythe y Mpodozis, 1983).

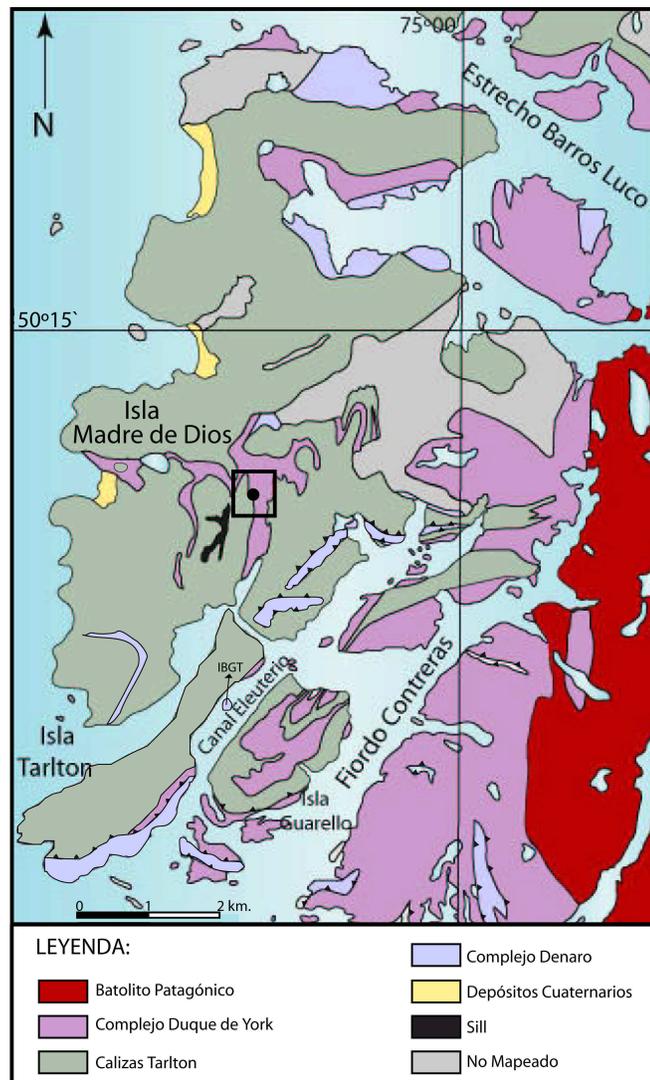


Figura I.1. Mapa Geológico del archipiélago Madre de Dios, la principal isla que lo compone lleva el mismo nombre, está comprendida entre los 50° 05' S y 50° 25' S. El cuadrado negro indica la zona estudiada y el punto marca la ubicación de la caverna "Perte du Temps". Modificado de Forsythe & Mpodozis, (1983 citado en Sepúlveda et al., en revisión).

## 1.1 Complejo Denaro

El Complejo Denaro está constituido por una sucesión de *pillow* lavas metamorfoseadas (Figura I.2), metahyaloclastitas, metacherts, metapelitas y metacalcarenitas (Sepúlveda et al., 2008). El espesor de esta unidad se desconoce.

El CD subyace estratigráficamente al CDY, el contacto entre estas unidades varía dependiendo de la zona, en la isla Duque de York, al sur de Isla Tarlton, se observan rocas del CDY

descansando en forma normal sobre metacherts del CD, sin embargo al sur de la isla Guarello (Figura I.1, se observa invertida esta secuencia y el contacto es por fallamiento inverso (Forsythe & Mpodozis, 1983).

Los campos de estabilidad de la paragénesis mineral metamórfica y determinaciones termobarométricas preliminares indican que el metamorfismo del CD se desarrolló bajo las condiciones P-T de la facies pumpellyita-actinolita, posteriormente las rocas del CD fueron modificadas en algún grado por la intrusión del Batolito Patagónico Sur en el Cretácico Temprano, provocando metamorfismo de contacto (Sepúlveda et al., 2008).

El contacto entre afloramientos de rocas del CD y de las CT corresponde, la mayoría de las veces, a fallas y/o zonas de cizalle (Forsythe & Mpodozis, 1983). Sin embargo, en el sitio IBGT, ubicado entre las islas Tarlton y Guarello (Figura I.1), se observa que afloramientos de rocas de las CT yacen en contacto depositacional sobre rocas del CD, ambas unidades se habrían formado como resultado del depósito de material detrítico, producto de erosión submarina de una plataforma carbonatada (Forsythe & Mpodozis, 1983).

Forsythe & Mpodozis (1983) identificaron que metacalcarenitas del CD poseen fósiles similares a aquéllos encontrados en las CT, esto junto a que ambas unidades se habrían formado en un ambiente oceánico coetáneo indicaría una edad carbonífera tardía a pérmica temprana para el CD (ver Ling et al., 1985).

De acuerdo a datos geoquímicos, el CD representa fragmentos de un fondo oceánico que migró a partir de una dorsal activa y fue cubierto, progresivamente, por detritos planctónicos silíceos (Forsythe & Mpodozis, 1983 citado en Sepúlveda et al., 2008). Sepúlveda et al. (2008) concluyen que el proceso acrecionario que sufrió el CD borró cualquier evidencia dejada por metamorfismo del fondo oceánico.

Actuales reconstrucciones paleogeográficas del CD y de las CT (Veevers, 2004) posicionan el margen de Gondwana, donde se emplaza actualmente el archipiélago Madre de Dios, en una alta latitud austral, muy lejos de la zona tropical en donde se espera encontrar calizas marinas con asociaciones faunísticas similares a las de las CT (Lacassie, 2003). Este antecedente, junto al ambiente oceánico para el depósito coetáneo de las CT y del CD (Ling et al., 1985), llevan a concluir que tales unidades representan un terreno alóctono originado en una latitud menor (20° S) y acrecionado mediante procesos de subducción a Gondwana después del Pérmico (Hervé et al., 2000).



Figura I.2. *Pillow* lavas del Complejo Denaro. Pequeña isla ubicada al S de isla Denaro.

## 1.2 Calizas Tarlton

Según Sepúlveda et al. (2006), las Calizas Tarlton están formadas principalmente por calizas marinas masivas, recrystalizadas en zonas de contacto con el Batolito Patagónico Sur. En la mayoría de los afloramientos no se distingue disposición alguna, sin embargo en algunas zonas es posible reconocer planos de estratificación (Figura I.3a) que según Forsythe & Mpodozis (1983), corresponden a pequeños cambios litológicos. Ya que no existe ninguna disposición evidente de las calizas (Figura I.3b), es difícil conocer la potencia de esta unidad, sin embargo Forsythe & Mpodozis (1983) estiman un espesor de 500 m.

Las CT subyacen en contacto normal al CDY (Forsythe & Mpodozis, 1983), sin embargo este contacto varía en algunas zonas: en la costa oeste de Seno Soplador y al norte de esta área, la sucesión estratigráfica está tectónicamente invertida (Figura I.4), donde una discordancia de erosión separa el Complejo Duque de York de una superficie paleo-kárstica de las Calizas Tarlton (Hervé et al., 1999a; Lacassie et al., 2006). Por otro lado el contacto entre las CT y el CD, corresponde, en la mayoría de los casos, a fallas y/o zonas de cizalle (Forsythe & Mpodozis, 1983). En el sitio IBGT, este contacto es normal, se observan afloramientos de las CT sobreyacendo en contacto depositacional a rocas del CD, ambas unidades se habrían formado como resultado del depósito de material detrítico, producto de erosión submarina de una plataforma carbonatada (Forsythe & Mpodozis, 1983).

Debido al contenido fosilífero reconocido en las CT (fusulínidos), la edad de esta unidad está mejor acotada con respecto a las otras litologías que afloran en el archipiélago Madre de Dios, abarca desde el Pensilvaniano medio hasta el Carbonífero Tardío (Ceccioni, 1956; Douglass y Nestell, 1976).

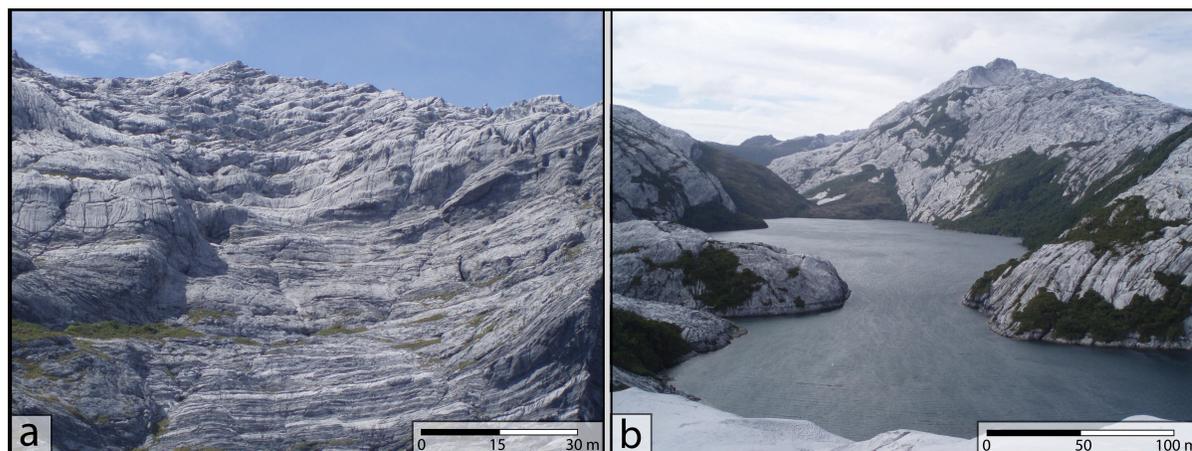


Figura I.3. Afloramiento de calizas pertenecientes a la unidad Calizas Tarlton, a: calizas subhorizontales observadas en la costa S del estrecho Barros Luco, b: calizas sin estratificación distinguible en la zona de seno Soplador.

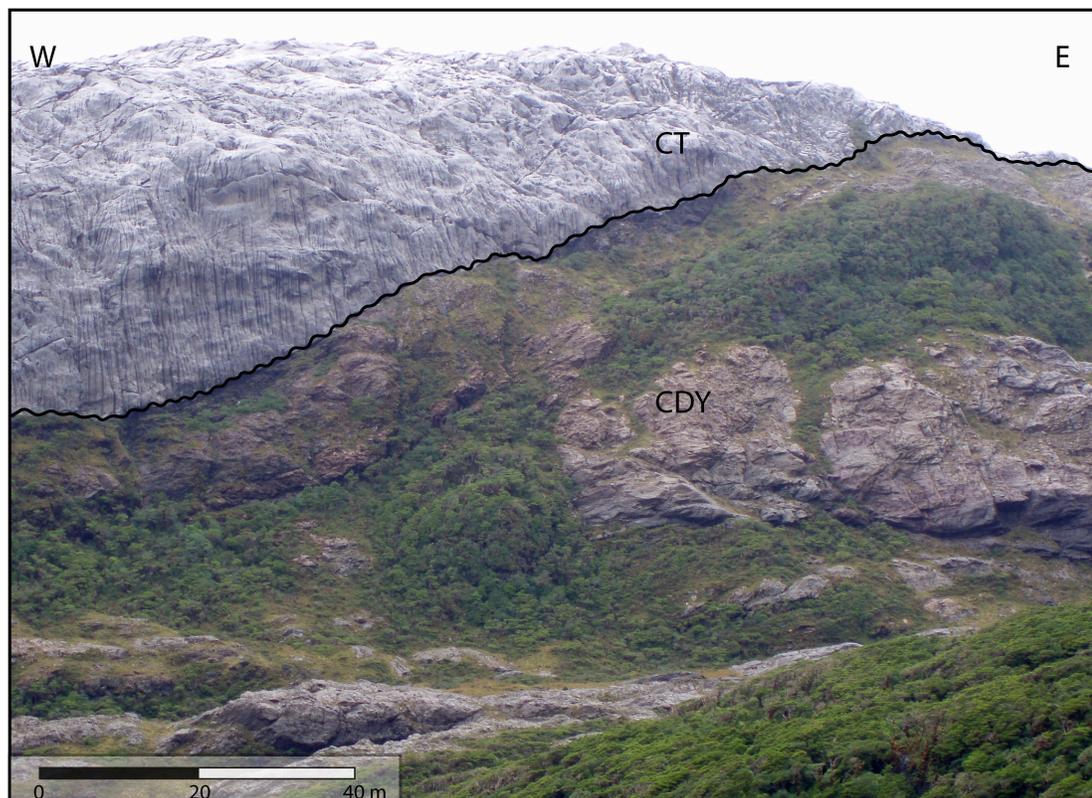


Figura I.4. Secuencia tectónicamente invertida entre CDY y CT. Contacto discordante. Zona norte del Seno Soplador.

### 1.3 Complejo Duque de York

Según Lacassie et al. (2006) el Complejo Duque de York corresponde a metaturbiditas de muy bajo grado metamórfico, compuestas por intercalaciones rítmicas de areniscas color gris claro y fangolitas negras a grises ubicadas entre gruesos estratos de conglomerados polimícticos (Figura I.5).

Las rocas del DYC muestran una paragénesis mineral de muy bajo grado compatible con metamorfismo de la facies sub-esquistos verdes y con una deformación heterogénea expresada en bandas estilolíticas y en minerales detríticos bandeados, principalmente biotita y muscovita (Lacassie et al., 2006).

El Complejo Duque de York sobreyace al Complejo Denaro y a las Calizas Tarlton. El contacto entre las unidades se observa distinto dependiendo de la zona; en la isla Tarlton (Figura I.1) pareciera ser concordante (Forsythe & Mpodozis, 1983), mientras que en la costa oeste de Seno Soplador y al norte de esta área, se observa la sucesión estratigráfica tectónicamente invertida (Figura I.4), donde una discordancia de erosión separa el Complejo Duque de York de una superficie paleo-kárstica de las Calizas Tarlton (Hervé et al., 1999a; Lacassie et al., 2006).

La edad del depósito del DYC está acotada por la edad carbonífera tardía - pérmica temprana de las Calizas Tarlton (Douglass & Nestell, 1976; Lacassie et al., 2006) y por la intrusión cretácica temprana del Batolito Patagónico. Edades U-Pb SHRIMP en circones detríticos de areniscas pertenecientes al CDY revela que la población más abundante es del Pérmico Temprano (Hervé et al., 2003; Sepúlveda et al., 2008).

El CDY derivaría de erosión continental, donde el material detrítico generado fue depositado discordantemente sobre las otras dos unidades a medida que estas se aproximaban al margen continental (Forsythe & Mpodozis, 1983). Posteriormente las tres unidades se habrían acrecionado al borde continental de Gondwana por procesos tectónicos asociados a subducción, antes de la intrusión cretácica temprana del Batolito Patagónico. La edad de esta acreción está acotada por el depósito del CDY (Faúndez et al., 2002) y la edad mínima de metamorfismo (Thomson & Hervé, 2002; Sepúlveda et al., 2008).



Figura 1.5. Afloramientos del Complejo Duque de York en el norte de Seno Soplador, a: conglomerado polimíctico, b: areniscas grano gruesas intercaladas con conglomerados.

## 2 Geografía y Descripción de la Caverna Perte du Temps

La Caverna Perte du Temps está situada en la Isla Madre de Dios, aproximadamente 1,5 km al norte de Seno Soplador (Figura 1.1), la roca caja que la almacena corresponde a la unidad Calizas Tarlton.

Es una caverna poco explorada que posee, al menos, 5 entradas en un largo de 1 km y alcanza una profundidad máxima de 200 m (Legoupil, 2000), está dividida en sub-cavernas, que en la mayoría de los casos se conectan por conductos demasiado delgados que impiden el acceso humano por el interior de la caverna, solo permiten el flujo de aire y agua.

No se conoce con exactitud las variaciones de temperatura al interior de la caverna, pero al momento de recolectar las muestras (aproximadamente a las 11:00 am) la temperatura ambiente era de 8°C, por mediciones en cavernas cercanas se piensa que esta temperatura podría variar entre 0°C y 10°C.

Las muestras fueron recogidas aproximadamente a 10 m de profundidad desde la entrada más oriental (50° 18`S - 75° 23`W), en esta zona la caverna se encuentra cubierta por vegetación (Figura 1.6a). Los primeros metros de acceso consisten en una especie de grieta bastante estrecha (menor a 1 m de ancho) y de superficie irregular, bastante inclinada (Figura 1.6b) y

donde se observa una influencia del viento, puesto que solo se desarrollan estalactitas que crecen con una notable inclinación (Figura I.6c).

A unos cinco metros de profundidad existe un desnivel a partir del cual cambian las condiciones al interior de la caverna, es decir, los espeleotemas que crecen en esta zona lo hacen derechos sobre una superficie (base o techo) menos inclinada (Figura I.6d).

De esta área fueron tomadas las muestras de estalagmitas para este estudio, debido a que a mayor profundidad la señal climática almacenada podría ser muy débil y a menor profundidad, podrían dominar en el registro eventos climáticos de pequeña duración sobre cambios mayores.

Si bien, como se menciona anteriormente, la caverna se desarrolla al interior de las CT, la ubicación de ésta es inmediatamente al lado de una zona de contacto con el CDY. De hecho, observaciones en terreno, permiten reconocer una serie de cavernas formadas en zonas de contacto entre estas unidades.

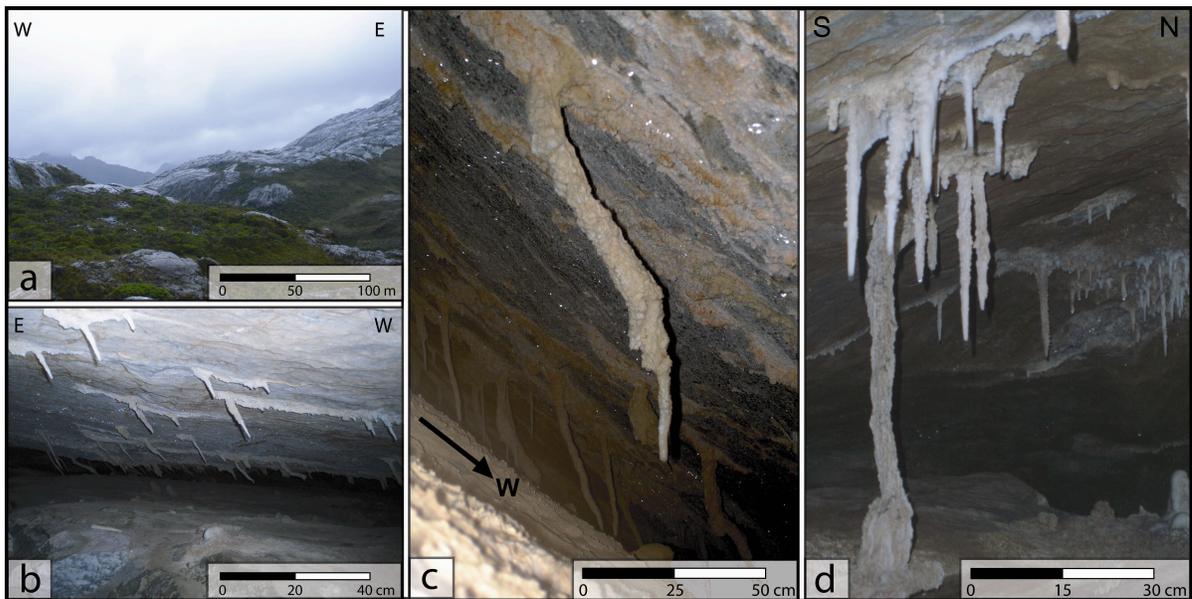


Figura I.6. Descripción de la caverna Perte du Temps, a: vista general del ambiente donde se forma la caverna, en la imagen es posible observar que crece vegetación sobre la roca caja, b: estalactitas que crecen inclinadas por efecto del viento, c: base y techo inclinados de la caverna en los primeros metros de acceso, d: caverna a mayor profundidad, se observa crecimiento derecho de estalagmitas y estactitas sobre una superficie relativamente plana.

### **3 Clima y Vegetación de la Zona**

#### **3.1 Información Climática**

Lamentablemente la información climática de la zona estudiada no es muy abundante, si bien existe una base meteorológica ubicada en la isla Guarello, no fue posible acceder a los datos recogidos por ésta, de todas formas a continuación se presenta los antecedentes de la zona estudiada.

Según la Dirección Meteorológica de Chile (2009), el clima de la parte occidental y suroccidental de Patagonia se caracteriza por abundantes precipitaciones y una cobertura nubosa permanentemente cerrada, generalmente son afectadas por vientos del oeste y el paso de frecuentes sistemas frontales, ya que se encuentran relativamente próximas a la latitud 60°, zona en la que se ubica el cinturón de bajas presiones o ciclones subpolares, donde confluyen masas de aire subtropical y polar, y por lo tanto es una zona de alta formación de sistemas frontales.

Zamora & Santana (1979) plantean que las precipitaciones en la zona estudiada alcanzan los 7.330 mm/año. Espeleólogos españoles han medido tasas de lluvia de 8.000 mm/año y una tasa de disolución de la calcita de 16 mm/siglo. Por último, se han registrado datos más recientes, los cuales indican que en el archipiélago Madre de Dios se alcanzan las máximas cantidades de precipitación del país, con registros cercanos a 9.000 mm/año, en años particularmente lluviosos (Dirección Meteorológica de Chile, 2009).

Las precipitaciones ocurren durante todo el año, sin embargo existe una tendencia a que sean mayores en verano y otoño, según la Dirección Meteorológica de Chile, lo que precipita en los 4 meses más lluviosos equivale al 40% del total anual. Según R. Kilian (Com. verbal, 2009), en el archipiélago Madre de Dios, las tasas de precipitaciones en veranos son en promedio un 20% más altas que en invierno, alcanzando diferencias de hasta 300 mm/mes.

En lo que respecta al viento, éste sopla en borrascas, forma tornados y sobrepasa frecuentemente los 150 y 200 km/h (Dirección Meteorológica de Chile, 2009). Las estadísticas de Guarello señalan una velocidad promedio anual del viento de 70 km/h, con dirección predominante del norte.

Finalmente cabe destacar que la nubosidad atmosférica en la zona estudiada también es bastante alta, la cantidad de días despejados es muy escasa y la cercanía del océano y los vientos hacen que las amplitudes térmicas sean reducidas. La oscilación anual es del orden de 4°C, alcanzando en verano una temperatura media de 13°C (Dirección Meteorológica de Chile, 2009).

### **3.2 Vegetación Predominante**

La vegetación que crece en el archipiélago Madre de Dios tiene características muy singulares que la distinguen de otras partes de Patagonia, esto se debe al clima y al tipo de roca sobre la cual se desarrolla.

A bajas alturas y lugares protegidos del viento, se extiende un bosque primario, difícilmente penetrable, compuesto principalmente por *Nothofagus*, sobre estos árboles crece una espesa capa de musgo. En terreno se observa que este bosque puede crecer sustentándose directamente sobre la roca calcárea (unidad Calizas Tarlton) o sobre una masa de troncos con materias vegetales y humus, alcanzando varios metros de altura. Este bosque se clasifica como hidropónico, pues no es necesaria la existencia de suelo, ya que obtiene nutrientes de la atmósfera húmeda y confinada, la que le proporciona el CO<sub>2</sub> (Legoupil, 2000). Por otro lado las raíces penetran a través de fracturas de la caliza, facilitando el traspaso de minerales y gases, de esta manera es posible obtener al interior de cavernas un elevado contenido de CO<sub>2</sub>, proveniente de respiración de plantas y de desintegración de materia orgánica (Fairchild et al., 2006).

## II. MARCO TEÓRICO

### 1 Ambiente y Génesis de Espeleotemas

Los espeleotemas se desarrollan preferentemente en ambientes cavernosos, específicamente en acuíferos carbonatados y karstificados. Estos acuíferos se forman en masas de rocas que desarrollan extensas cavidades, causadas por procesos de disolución, por lo tanto existe una muy pequeña o nula superficie de drenaje (Fairchild et al., 2006). Las rocas más comunes que conforman este tipo de acuíferos son las calizas y las dolomías.

El  $\text{CO}_2$  juega un papel muy importante en la formación de estos ambientes, debido a la alta solubilidad de la roca caja en presencia de este gas. La cantidad de  $\text{CO}_2$  en el agua del sistema dependerá de la concentración en la atmósfera, de la temperatura ambiental (existe una relación inversa) y de la presencia de materia orgánica en el suelo, la que aumenta notablemente la concentración de este gas.

El suelo del entorno sobreyace una región altamente fisurada, llamada zona epicárstica, la cual funciona como un acuífero superior, alimentando tanto los conductos principales como las fisuras de menor transividad de agua, los que a su vez tienden a alimentar zonas de goteos de agua al interior de las cavernas (Fairchild et al., 2006).

Es posible reconocer dos zonas con funciones geoquímicas distintas en el ambiente de formación de espeleotemas (Figura II.1). La zona de disolución abarca desde el suelo hasta la parte superior de la zona epicárstica, se denomina así por los procesos de disolución de carbonatos que ocurren, donde la roca está en contacto con agua de relativamente alta presión de  $\text{CO}_2$  ( $\text{PCO}_2$ ); el elevado contenido de  $\text{CO}_2$  deriva de respiración de plantas y desintegración de materia orgánica (Fairchild et al., 2006). La zona de precipitación es aquella en que existe sobresaturación de carbonato y precipitación inducida de espeleotemas por desgasificación del  $\text{CO}_2$  de aguas descendentes al interior de la caverna y de fisuras de aire (Fairchild et al., 2006). Las reacciones químicas principales, que dominan cada una de estas zonas y que finalmente permiten la formación de espeleotemas, se especifican en la Figura II.1.

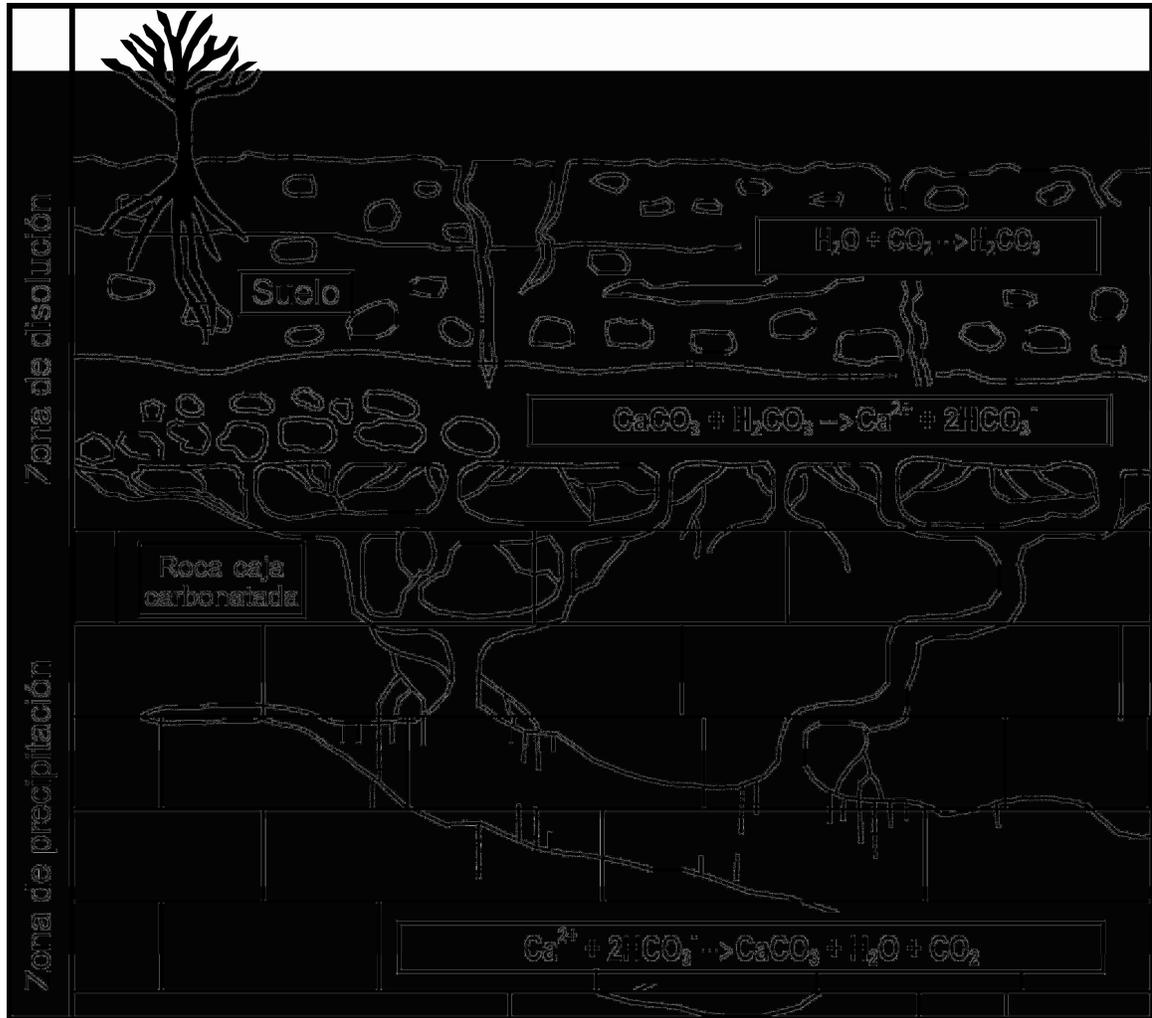


Figura II.1. Zonas de disolución y precipitación en un ambiente kárstico. Se especifican las reacciones típicas asociadas a la precipitación de espeleotemas en cada una de las zonas (adaptado de Tooth, 2000; Fairchild et al., 2006).

## 2 Análisis Petrográfico y Microestratigráfico

La descripción petrográfica de espeleotemas carbonatados, principalmente de estalagmitas, es una herramienta fundamental en estudios de interpretación paleoambiental (Gascoyne, 1992; Lauritzeb & Lundberg, 1999). El análisis de la mineralogía, fábrica y modo de ocurrencia de la estalagmita es una herramienta muy útil para complementar el registro climático de una zona determinada (Bertaux et al., 2002).

## 2.1 Petrografía de la Calcita

El mineral más común encontrado en estalagmitas es la calcita, por lo que la mayoría de los estudios petrográficos se centran en la descripción de ésta y las posibles relaciones con factores ambientales.

Kendall & Broughton (1978) describen seis facies de calcita en función del tipo de laminación, inclusiones presentes y las texturas que forman, Muñoz (2007) los resume en su trabajo de tesis:

Tipo 1. Láminas suavemente curvadas compuestas por inclusiones lineales paralelas o subparalelas al eje óptico del cristal, incluso cuando este es oblicuo a la superficie del espeleotema.

Tipo 2. Láminas suavemente curvadas formadas por una concentración de inclusiones submicrométricas. Confieren pseudopleocroismo a la calcita que varía de color al girar la platina entre incoloro y marrón.

Tipo 3. También está definido por calcita pseudopleocroica pero, en lugar de formar suaves líneas curvadas, define caras cristalinas de calcita romboédrica o escalenoédrica.

Tipo 4. También define posiciones de caras cristalinas pero por medio de concentraciones de inclusiones alargadas como las de la calcita tipo 1.

Tipo 5. Esta microfacies de calcita se caracteriza por presentar gran cantidad de impurezas, de modo que la fábrica del cristal está en parte o totalmente oscurecida. Estas láminas pueden separar zonas con hábitos cristalinos diferentes.

Tipo 6. Corresponde a calcita transparente pobre en inclusiones fluidas que aparece entre láminas de otros tipos de calcita.

El tránsito horizontal y vertical entre estos tipos de calcita descritos puede ser neto o gradual.

Los factores que controlan la morfología y fábrica de los cristales de calcita son: cinética de procesos de crecimiento, tasa de goteo, sobresaturación del fluido, desgasificación, presencia de inhibidores de crecimiento en la solución, los mecanismos de transporte de iones desde la

solución a la superficie del cristal y temperatura (Prieto et al., 1981; Boistelle, 1982; Rodriguez-Clemente 1982; Chernov & Nishinaga, 1987; Kuroda et al., 1987; Sunagawa, 1987; Gonzalez et al., 1992; Jones & Kahle, 1993; Jones & Renaut, 1995).

González et al. (1992) relacionan el hábito y fábrica de la calcita con el agua de la cual precipita en función del nivel de sobresaturación existente en el fluido (Tabla 1). La principal limitación de este estudio es que, la mayoría de las veces, sólo es aplicable a espeleotemas actuales, ya que en los inactivos las caras cristalinas no se observan claramente debido a procesos de alteración.

Tabla II.1. Relación del nivel de sobresaturación en el fluido con el hábito de la calcita (González et al., 1992).

<b>Nivel de sobresaturación en el fluido (S)</b>	<b>Cristalografía de la calcita</b>
S < 6	Romboedros
6 < S < 12	Romboedros maclados (pseudoescalenoedro)
12 < S < 19	Escalenoedros
19 < S	Cristales con caras curvas

Frisia et al. (1997) definen cinco fábricas típicas de espeleotemas recientes: columnar, fibrosa, microcristalina, dendrítica y tobácea, relacionándolas con la tendencia de isótopos estables.

Frisia et al. (2000) identifican la génesis de las fábricas mencionadas previamente, en base a características morfológicas y microestructurales (Anexo A), y las relaciona con distintos factores ambientales. En ambientes cavernosos es difícil saber cual es el factor que más afecta en la formación de una fábrica en particular. Frisia et al. (2000) plantean que la correlación de parámetros ambientales con petrográficos, permitiría reconocer el rol que factores ambientales tienen en la formación de cristales en crecimiento activo.

A continuación se especifica la relación entre las fábricas identificadas por Frisia et al. (2000) y el fluido del cual precipita la calcita:

- La fábrica columnar como la fibrosa se observan cuando los espeleotemas están cubiertos continuamente por agua con baja sobresaturación. Estas fábricas se forman en equilibrio isotópico. Los cristales de calcita presentan un bajo número de imperfecciones. Según Folk (1974) se consideran cristales de fábrica columnar aquéllos que tienen una relación

longitud/ancho  $< 6$  y de fábrica fibrosa a los que tienen una relación longitud/ancho  $> 6$ . Algunos autores plantean que cuando existe Mg en las aguas los cristales crecen con fábrica fibrosa por sobre columnar (Folk & Assereto, 1976).

- La fábrica microcristalina presenta gran cantidad de imperfecciones en la red cristalina. Se forma con sobresaturaciones bajas, igual que la fábrica columnar y la fibrosa, sin embargo la descarga de agua es variable y existen inhibidores del crecimiento. La fábrica microcristalina sólo es claramente diferenciable con el microscopio electrónico de barrido.
- La fábrica dendrítica presenta la mayor cantidad de imperfecciones en la red cristalina. Precipita a partir de aguas con alta sobresaturación, como resultado de exolución de  $\text{CO}_2$  muy prolongada en el tiempo o evaporación.
- La fábrica tobácea se observa cuando los cristales de calcita crecen bajo condiciones de desequilibrio isotópico.

La calcita de fábrica columnar es el tipo más común en espeleotemas, algunos autores la han descrito como primaria y además apta para estudios isotópicos (Kendall & Broughton, 1978; Frisia et al., 1997; Frisia et al., 2000) mientras que otros interpretan que en la mayoría de los casos los cristales son producto de reemplazo o recristalización (González et al., 1992; Railsback et al., 2002).

Conocer que tipos de calcita precipitan más cerca del equilibrio isotópico es muy importante, ya que es una condición necesaria para que la estalagmita sea utilizable en estudios paleoambientales. Kim & O'Neil (1997), demostraron que el fraccionamiento isotópico fuera del equilibrio tiene lugar cuando los cristales crecen a alta sobresaturación

Investigaciones más recientes (Bertaux et al., 2002) publicaron la primera columna microestratigráfica de una estalagmita, de composición aragonítica, relacionando la fábrica del aragonito con la tasa de crecimiento y la disponibilidad de agua.

En este trabajo la calcita se clasificará según el criterio de Frisia et al., (2000).

## 2.2 Laminación en Estalagmitas

### 2.2.1 Laminación Anual

Las estalagmitas pueden contener laminación anual al igual que otros archivos paleoclimáticos: testigos de hielo, anillos de árboles, varvas en depósitos lacustres, etc. El primero en observar el crecimiento anual de capas fue Allison (1926). Baker (2008) propone ciertas condiciones que deben existir en el ambiente de formación de una estalagmita para que ésta presente laminación anual: (1) el clima en superficie debe tener una ritmicidad anual, (2) esta ritmicidad debe ser transferida a la estalagmita, por interacción entre el clima de superficie y la atmósfera de la caverna o por medio de aguas subterráneas, (3) la estalagmita debe estar ubicada de tal manera que sea capaz de percibir variaciones climáticas anuales, es decir, ni tan profunda, porque la señal puede ser muy suave, ni muy cercana a superficie, ya que pueden dominar eventos subanuales sobre variaciones anuales.

Si se cumplen estas condiciones es esperable que las estalagmitas presenten laminación anual, y la cronología puede ser establecida por conteo de capas, sin embargo la mayoría de los espeleotemas no crecen bajo estos tres requerimientos simultáneamente, por lo que las estalagmitas pueden no presentar laminación anual completa, solo en algunas secciones (e.g., Genty et al., 1996). Otro inconveniente con el conteo de capas, es que puede conllevar a edades inciertas, debido a la existencia de laminación subanual (Tan et al., 2006), o ausencia de algunas láminas (Treble et al., 2005).

Para verificar si una estalagmita presenta laminación anual se conocen cuatro métodos (Tan et al., 2006):

- Un método que ha sido ampliamente informado es comparar el número de capas contadas con la edad de capas datadas, esto mediante métodos de dataciones radiométricos como U-Th/He (e.g., Baker et al., 1993).
- Observación de ritmicidad en la laminación en muestras someras de estalagmitas, ya que esto permite suavizar las señales intra-anales que producen cambios fuertes de estacionalidad y que afectan aguas subterráneas (aumento de lluvia, humedad del suelo, derretimiento de hielo).

- Comparación del ancho de la laminación observada con el teóricamente calculado. Se modelan los factores que influyen en el crecimiento de la estalagmita; presión de aire CO<sub>2</sub> en la caverna, concentración del ión Ca, temperatura del agua de goteo y tasa de aporte de agua (Spötl et al., 2005).
- Finalmente, a través de un experimento in situ, se puede reconocer la formación anual de las láminas (Tan et al., 2006).

Se diferencian cuatro tipos de laminación anual: (1) laminación fluorescente, formada por variaciones anuales en el contenido de materia orgánica, (2) laminación visible o petrográfica, formada por variaciones anuales en la textura y/o fábrica de la calcita, (3) laminación calcita-aragonito, (4) laminación de electos trazas. Estos tipos de laminación no son exclusivos, es decir una estalagmita puede contener más de un tipo de laminación durante su crecimiento.

La muestra estudiada presenta laminación anual visible, la cual puede observarse utilizando luz microscópica de transmisión y reflexión (Genty, 1992). Para que exista este tipo de laminación se requiere una alternancia regular (generalmente estacional) del arreglo espacial de cristales de calcita, según textura y fábrica (Kendall & Broughton, 1978; Onac, 1997; Frisia et al., 2000). Otra causa que permite observar crecimiento anual de bandas, es la alternancia de calcita oscura compacta con calcita blanca porosa (Genty, 1992; Genty & Quinif, 1996).

### **2.2.2 Espesor de Láminas**

El espesor de bandas de crecimiento anual es utilizado frecuentemente como un *proxie*, debido a que está controlado por la tasa de goteo, la cual a su vez se relaciona a la precipitación en superficie (Baker et al., 1993; Genty & Quinif, 1996; Holmgren et al., 1999; Qin et al., 1999). Qin et al. (1999) sugiere que el espesor en bandas de crecimiento anual es un *proxie* útil para estimar variaciones en tasas de goteo y precipitaciones en superficie, cuando la roca caja que sobreyace a la caverna no es muy potente.

El crecimiento anual de láminas, que típicamente varía entre 10 a 1000  $\mu\text{m}$  (Baker et al., 2008), dependiendo de factores climáticos y geológicos, en la mayoría de los casos resulta de una fuerte estacionalidad en la cantidad de agua de goteo y precipitaciones (Tan et al., 2006).

Para utilizar el espesor de láminas de crecimiento anual como un *proxie* climático, se debe suponer que el ancho de una banda, en cualquier punto de la estalagmita, es representativo de toda la muestra, por lo tanto, las estalagmitas con forma cónica son más aptas para ser estudiadas, debido a que en muestras con formas más irregulares, la variabilidad de espesor de cada una de las láminas puede ser mayor a la variabilidad entre láminas (Baker et al., 2008)

Finalmente, se puede decir que para reconstruir la cronología, basándose en el crecimiento de láminas de una estalagmita, la metodología a seguir se enfoca en: (1) tipo de división de láminas, (2) cuándo y por qué se forman las distintas divisiones, (3) establecer la cronología de espesor de láminas (Tan et al., 2006).

### **2.2.3 Cambios en la Tasa de Crecimiento e Hiatus**

Previo a establecer un modelo geocronológico, a través del estudio de una estalagmita, es necesario detectar los posibles *hiatus* y cambios en las tasas de crecimiento, ya que pueden introducir importantes errores en el registro del *proxie*, esto debido a que la medición de este último posee, generalmente, una resolución mucho más fina que las dataciones por los métodos U/Th y conteo de bandas, de hecho, puede ser 100 veces mayor, en el caso del isótopo  $^{18}\text{O}$  (Fleitmann et al., 2009)

Por lo tanto *hiatus* y/o cambios en la tasa de crecimiento que no sean detectados entre horizontes datados conllevan un error apreciable en el registro *proxie* resultante. Además cuando se extrae material de una estalagmita para ser datado, es importante considerar la posibilidad que la muestra extraída contenga polvo de diferentes períodos de tiempo, el caso extremo sucede cuando el horizonte de datación coincide con un *hiatus* desconocido, y la edad obtenida es el promedio de ambos períodos.

Para evitar estos inconvenientes es necesario:

- Realizar dataciones U/Th con un espaciado relativamente pequeño, lo cual reducirá el impacto de cualquier fecha obtenida e indicará características de crecimiento no lineal.
- Identificación cuidadosa de *hiatus*, estos se pueden reconocer, petrográficamente, por discontinuidades en la laminación, cambio en la textura de la calcita, cambios en el régimen de laminación o color, y geoquímicamente, reconociendo concentraciones

anómalas de Al, ya que un evento de no precipitación de calcita va acompañado, típicamente, por depósitos de sedimentos detríticos con mayor contenido de Al al interior de la caverna.

- Interpretar registros climáticos de un determinado lugar, independiente del *proxie* utilizado, en múltiples muestras de estalagmitas.

Una vez identificados *hiatus* y cambios en las tasas de crecimiento, puede ser útil estudiarlos, para interpretar el registro en términos de fuerzas climáticas, siempre cuando exista un buen conocimiento de los procesos locales al interior de la caverna (Fleitmann et al., 2009; Wang et al 2004).

### **3 Análisis Geoquímico**

#### **3.1 Elementos Trazas**

Las estalagmitas representan un importante archivo para reconstruir paleotemperaturas y paleoprecipitaciones (e.g., Henderson, 2006), si bien los *proxies* químicos más utilizados son los isótopos, también se puede obtener importante información de la relación existente entre parámetros climáticos y elementos trazas.

Muchas investigaciones estudian cambios en la concentración de elementos como el Mg, Sr, Ba, Na, P, U en estalagmitas de calcita o aragonito (Zhibang et al., 2003). La detección de ciclos anuales en estos elementos es un claro avance hacia el entendimiento de estalagmitas como archivadores climáticos (Treble, 2003).

Los elementos más utilizados, cuando la estalagmita crece bajo condiciones de equilibrio, son el Mg y el Sr (ya que están controlados por procesos hidrológicos), de hecho, se utilizan las razones geoquímicas Mg/Ca y Sr/Ca, puesto que tienen el potencial de revelar cambios en procesos del sistema kárstico que pueden estar relacionados con el clima (Cruz et al., 2007).

Robert et al. (1998) descartan que variaciones en la temperatura de la caverna puedan controlar cambios demasiado grandes en las concentraciones de Mg y Sr. Sin embargo existen otros

estudios que demuestran que el contenido de Mg en una estalagmita de calcita es directamente proporcional a la temperatura de la caverna (Gascoyne, 1983; Goede, 1991; Fuchtbauer, 1976; Zhibang, 2003), no así el contenido de Sr el cual no se considera sensitivo a la temperatura, pero como el comportamiento geoquímico de éste es similar al del Mg, puede ser utilizado para corregir cambios de Mg en el sistema (Zhibang, 2003).

La concentración de elementos trazas depende de factores como: cambios composicionales en aguas de goteo, variaciones en la tasa de goteo, cambios en la temperatura superficial y en intensidades de las precipitaciones (Zhibang, 2003).

Estudios recientes (Fairchild et al., 2000; Tooth & Fairchild, 2003; Musgrove & Banner, 2004; McDonald et al., 2004) plantean que las razones geoquímicas de Mg/Ca y Sr/Ca reflejarían tasas de infiltración de aguas meteóricas al interior de la zona vadosa de la caverna y que por lo tanto podrían ser utilizadas para estimar variaciones relativas de la cantidad de lluvia caída.

Existen otros elementos que son estudiados, como Y, Yb, Zr, Al los cuales, la mayoría de las veces, son introducidos a la estalagmita debido a la incorporación de material detrítico, por lo tanto son indicadores de sedimentos en la muestra, lo cual puede depender exclusivamente del flujo de agua sobre la estalagmita o indicar un período de no precipitación de calcita.

En este trabajo se pretende conocer las concentraciones de Mg, Sr y Al.

### **3.2 Análisis de Isótopos Estables**

Los principales isótopos utilizados como *proxies* en estudios paleoclimáticos son de oxígeno y de carbono; específicamente, se trabaja con las razones isotópicas  $d^{18}O$  y  $d^{13}C$ , las que permiten grabar señales climáticas (Hendy & Wilson, 1968; Dorale et al., 1992) y pueden ser datadas por el método de series de uranio y/o por conteo de bandas. En el Anexo B se explica con mayor detalle, en que consisten los isótopos y como saber si existió equilibrio isotópico al momento de formarse la estalagmita.

### 3.2.1 Isótopos de Oxígeno ( $d^{18}O$ )

Las razones isotópicas estables de oxígeno en estalagmitas carbonatadas, ofrecen un registro potencial de los cambios climáticos ocurridos en superficie. Esto se debe a que, a partir del estudio de éstas, es posible obtener información de alta resolución y/o de una extensión temporal considerable en muestras bien datadas entre el Pleistoceno Tardío y Holoceno (Gascoyne, 1992; Lauritzen & Lundberg, 1999). La señal climática capturada por el  $d^{18}O$  de la estalagmita (o cualquier otro espeleotema), es principalmente generada por razones isotópicas de aguas meteóricas (Cruz et al., 2005). Debido a que el depósito de carbonatos al interior de cavernas generalmente ocurre en condiciones isotópicas de equilibrio, mediante filtración de aguas a partir de las que precipitan los espeleotemas, es posible asociar el  $d^{18}O$  de la estalagmita con procesos climáticos que afecten la composición isotópica del agua de lluvia (Linge et al., 2001).

Sin embargo, la interpretación a partir de este *proxie* puede ser complicada, debido a que existen varios factores que influyen en el  $d^{18}O$  de la estalagmita. Como se mencionó anteriormente, en la mayoría de las cavernas los isótopos de oxígenos están principalmente controlados por la composición isotópica de aguas infiltradas y precipitación meteórica, mientras que el  $d^{18}O$  de las precipitaciones está climáticamente controlado. En escalas de tiempo estacionales variaciones de éste último surgen de cambios en la fuente de precipitaciones y sus características (e.g., frecuencia, duración, intensidad) y de la temperatura promedio del aire, además a mayores escalas de tiempo (decenas a miles de años), existen otros factores adicionales, por ejemplo cambios en el  $d^{18}O$  del océano, en la estacionalidad de las precipitaciones y variaciones de humedad (Fleitmann et al., 2009).

El tipo de información paleoclimática contenida en el registro de  $d^{18}O$  en estalagmitas varía regionalmente y debe ser determinada en cada caso para identificar la importancia relativa de todos los factores que afectan la composición isotópica de las aguas de lluvia durante las precipitaciones y los subsecuentes eventos de recarga en el sistema kárstico (Cruz et al., 2005).

A pesar de las complicaciones, el  $d^{18}O$  de estalagmitas es, actualmente, uno de los *proxies* en más utilizados, de hecho series de tiempo de  $d^{18}O$  pueden combinarse con otros *proxies*, por ejemplo con isótopos estables de carbono,  $d^{13}C$  (Dorale et al., 1998), estudio de elementos trazas (Baldini et al., 2002), tasas de crecimiento (Baker et al., 1998; Polyak et al., 2004) y propiedades fluorescentes de materia orgánica (Charman et al., 2001). Un estudio multi-*proxie*

para una misma estalagmita, permitiría una determinación más precisa de variaciones climáticas en el tiempo, y la información estaría integrada en un mismo archivo.

### **3.2.2 Isótopos de Carbono ( $d^{13}C$ )**

Los isótopos de carbono también son utilizados para inferir variaciones climáticas, sin embargo son bastante menos utilizados que los isótopos de oxígeno debido a que interpretar datos de  $d^{13}C$  es relativamente complejo (e.g., Baker et al., 1997). De todas formas cambios en los valores de  $d^{13}C$  se deberían, en la mayoría de los casos, a variaciones del clima en superficie. Efectos climáticos como el fraccionamiento isotópico debido a desgasificación de  $CO_2$  o el tiempo de residencia del agua en el suelo pueden afectar significativamente el  $d^{13}C$  de la calcita, y de esta forma debilitar la señal climática (Mattey et al., 2008; Fleitmann et al., 2009). Además, muchos estudios han relacionado la variabilidad del  $d^{13}C$  de la estalagmita con procesos de enriquecimiento en  $d^{13}C$  del agua de goteo, que son propios del interior de la caverna (Fairchild et al., 2001; Fleitmann et al., 2009).

A pesar de estos problemas, existen bastantes estudios sobre estalagmitas de diferentes áreas con diferentes ambientes climáticos que sugieren que el  $d^{13}C$  a menudo refleja el grado de actividad biogénica sobre la caverna y/o la proporción de vegetación: C3 (árboles y arbustos) sobre C4 (sequía y pastos grasosos). Generalmente, las actividades biogénicas más altas y/o mayor cantidad de vegetación tipo C3 (que se desarrolla debido a mayores precipitaciones) resultan en valores negativos de  $d^{13}C$  en la calcita. En este caso estos valores podrían proveer información adicional sobre condiciones hidroclimáticas.

### **3.3 Dataciones Radiométricas en Estalagmitas**

Una de las ventajas de estudiar estalagmitas, es la precisión que se puede llegar a obtener en la cronología de crecimiento de éstas. Actualmente se utilizan dos métodos isotópicos para la datación absoluta de espeleotemas, datación por series de uranio y, en menor medida, por radiocarbono ( $^{14}C$ ). Además, en estalagmitas que presentan laminación anual es posible establecer un modelo geocronológico a partir del conteo de bandas (e.g., Tan et al., 2003).

En este trabajo se realizará un modelo geocronológico en base de este último método, el cual se detalla en el punto anterior.

A continuación se explicarán las ventajas y limitaciones de estos métodos aplicados en estalagmitas: En el Anexo B, se describe detalladamente como funcionan los dos métodos isotópicos, con el objetivo de que esta información sirva para futuros trabajos en la zona estudiada.

### 3.3.1 Datación por Series de Uranio

Este método es el más usado en la actualidad para la datación absoluta de espeleotemas, debido a su precisión y a su rango de aplicabilidad, relativamente amplio en comparación con otros métodos utilizados para datar rocas cenozoicas.

En las series de uranio se incluyen varios métodos de datación, basados en la desintegración de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ . El método más utilizado en la datación de espeleotemas es el que conforman los isótopos  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  que corresponden a pasos intermedios de la serie de desintegración del  $^{238}\text{U}$ .

Si la estalagmita no posee  $^{230}\text{Th}$  inicial, las edades obtenidas por el método serán absolutas y no necesitarán ser corregidas. Sin embargo es complicado utilizar este método para estalagmitas menores a 2000 años, debido al que la concentración de  $^{230}\text{Th}$  es baja y cercana al límite de detección de los instrumentos de medición. Por lo tanto, la incertidumbre de la edad en estalagmitas jóvenes, con bajo contenido de uranio, varía entre el 5 y 10% de la edad absoluta, lo que limita la capacidad de correlacionar estudios de estalagmitas basados en series de tiempo con otros tipos de registro, tales como crecimiento anual de anillos en árboles.

Cuando la incertidumbre de la edad calculada es muy grande, se asocia a la presencia de  $^{230}\text{Th}$  inicial, el que sería incorporado junto a otras impurezas durante la formación de la estalagmita, entonces la edad calculada por medio del método  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  sería mayor a la real. Por lo que es conveniente trabajar con estalagmitas que contengan baja concentración de  $^{230}\text{Th}$  inicial, sin embargo no siempre es posible conseguir las muestras deseadas.

Si las muestras contienen  $^{230}\text{Th}$  inicial, es posible corregir la edad midiendo la concentración de  $^{232}\text{Th}$  y junto con estimaciones, ya conocidas, de la razón  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  en fases contaminantes, es posible corregir la edad calculada mediante  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (Fleitmann et al., 2009). Razones de  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  pueden ser obtenidas mediante técnicas de isocrona, o midiendo directamente en

fases detríticas (Dorale et al., 1992). Sin embargo, son relativamente pocas las estimaciones de esta relación, y es muy probable que varíe de un sitio a otro a través del tiempo en un lugar determinado, por este motivo edades corregidas de esta manera pueden llevar asociados errores muy grandes.

### 3.3.2 Datación por Radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ )

Datar cualquier tipo de espeleotema carbonatado utilizando este método resulta bastante difícil, ya que en la mayoría de los casos no se puede estimar la proporción de  $^{14}\text{C}$  que se debe utilizar.

Por ejemplo, se sabe que el agua de la cual precipita la calcita contiene  $\text{CO}_2$  disuelto que fue heredado de la roca caja carbonatada, la cual en muchos casos, es lo suficientemente antigua como para haber perdido prácticamente todo el contenido de  $^{14}\text{C}$ . También el  $\text{CO}_2$  disuelto en el agua puede ser de origen de material orgánico viejo, de suelos sobreyacentes a las cavernas.

Sin embargo, mediciones a través de este método, en estalagmitas modernas, han sido utilizadas para identificar en 1964 el *peak* de carbono que fue liberado a causa de ensayos nucleares (Genty et al., 2001), obteniendo una cronología precisa en las partes más jóvenes de la estalagmita, lo cual es un prerrequisito para calibrar mediciones de algún *proxie*, esto resulta particularmente útil en muestras donde se ausenta la laminación anual.

### III. RESULTADOS

#### 1. Análisis Petrográfico y Microestratigráfico

##### 2.1 Descripción Macroscópica

La estalagmita EMD01 fue recogida a 240 m sobre el nivel base bajo un goteo activo. Tiene forma cilíndrica ligeramente cónica, sus dimensiones aproximadas son 130 mm de longitud y 50 mm de diámetro promedio, el cual disminuye continuamente hasta llegar a 25 mm en la parte superior, el ápice es cóncavo y liso (Figura III.1).

La parte externa de la estalagmita es ligeramente irregular, de color gris claro y blanco. Por otro lado, el interior de la estalagmita presenta un aspecto laminado, donde alternan bandas, generalmente de espesores mayores a 1 cm, de colores blanco, amarillento, café claro, también es posible observar bandas más delgadas translúcidas, estos colores están dados por los cristales milimétricos de calcita que conforman la estalagmita.

La laminación se observa continua a lo largo de la estalagmita EMD01, las capas se disponen subhorizontales al centro de la muestra y hacia los costados se van verticalizando, es decir siguen la geometría externa de la estalagmita. Sin embargo a 88 mm de la base se presenta una capa cuyo eje de crecimiento, al centro de EMD01, deja de ser vertical, se presenta inclinado  $18^\circ$  en sentido antihorario (Figura III.1), luego a los 104,3 mm de la base, el eje vuelve a tornarse vertical.

A lo largo de toda la estalagmita es posible observar que los cristales de calcita crecen perpendiculares a la laminación.

Otro rasgo importante presente en la estalagmita, es la existencia de una zona de color café claro y espesor variable, la cual se observa en la parte izquierda de la muestra entre los 87,3 y 91 mm, la cual se acuña hacia la derecha y subyace a la zona descrita en el párrafo anterior (Figura III.1).

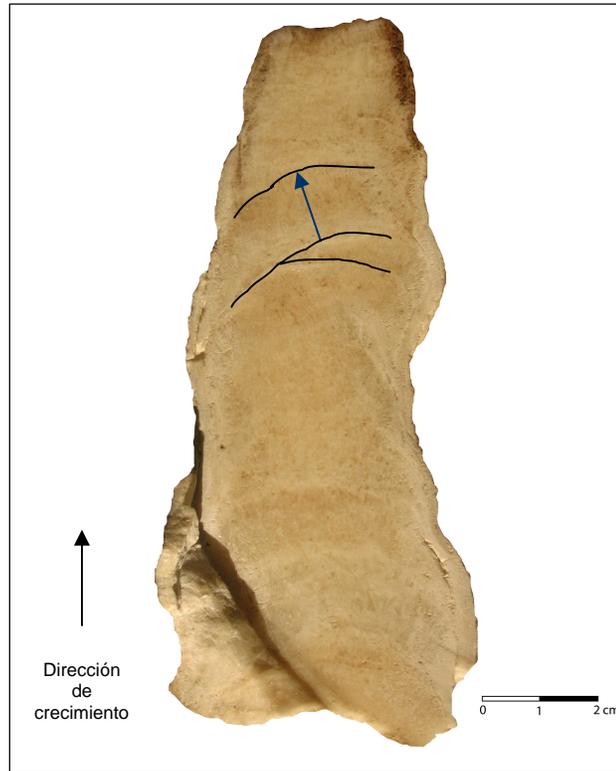


Figura III.1. Corte longitudinal de la estalagmita EMD01. La flecha negra indica la dirección de crecimiento y por ende hacia donde se encuentra la parte más joven de la muestra. Las líneas negras al interior de la estalagmita marcan zonas con características distintivas: la de más abajo corresponde a una zona que se está acuñando, se diferencia por su color, sobreyacendo a ésta se observa una zona en la que las láminas se disponen con una geometría diferente, la flecha azul indica el eje de crecimiento.

## 2.2 Descripción Microscópica

Se han examinado detalladamente cortes transparentes de la estalagmita EMD01, mediante microscopio de luz transmitida y a través de fotografías. Con estos análisis es posible distinguir la fábrica de la calcita y características de la laminación que no se observan macroscópicamente.

### 2.2.1 Laminación de la Estalagmita EMD01

Las láminas presentes en la estalagmita EMD01 pueden ser observadas y estudiadas con más detalle mediante fotografías de cortes transparentes, las que permiten tener una mejor aproximación a las características de la muestra.

A grandes rasgos, se observan dos tipos de láminas distintas: capas claras y capas oscuras, las cuales alternan a lo largo de toda la estalagmita (Figura III.2).

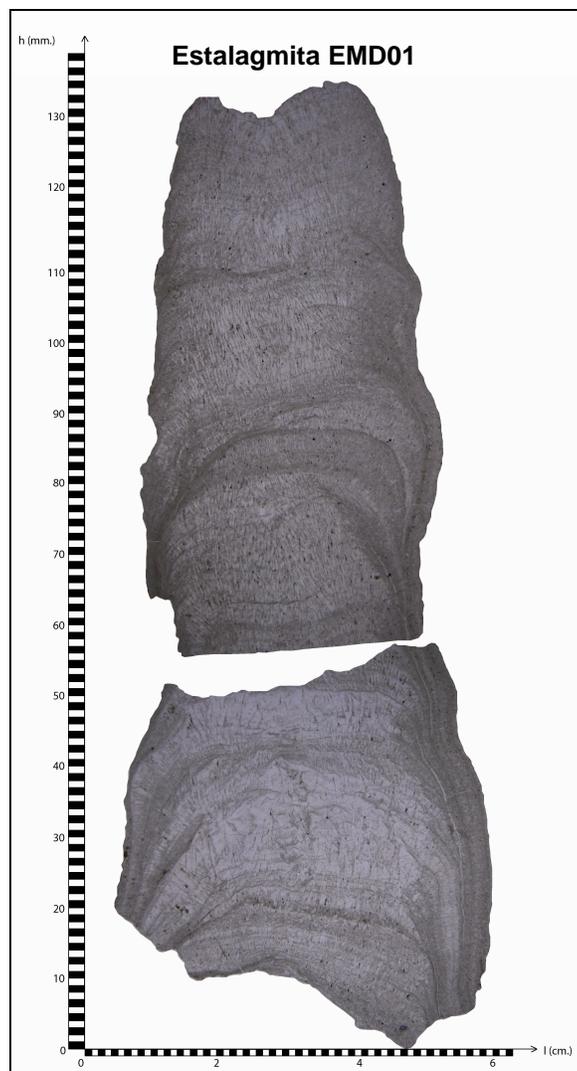


Figura III.2. Fotografías digitales de secciones delgadas de la estalagmita EMD01. Se aprecia la diferencia de color y la alternancia entre láminas claras y oscuras. Se perdió aproximadamente 1 mm de registro al momento de realizar los cortes transparentes, sin embargo la información de esta parte será extrapolada a partir de cortes en otro nivel de la muestra.

No sólo el color permite distinguir estas dos familias de capas, sino que también la diferencia de espesores. El espesor de las láminas claras, a lo largo de casi la totalidad de la estalagmita EMD01, supera notoriamente el espesor de las láminas oscuras (Figura III.3).

El espesor promedio de las láminas claras es 0,390 mm, lo cual triplica el de las láminas oscuras que es de 0,128 mm, esta diferencia también se observa con los máximos y mínimos (Tabla III.1).

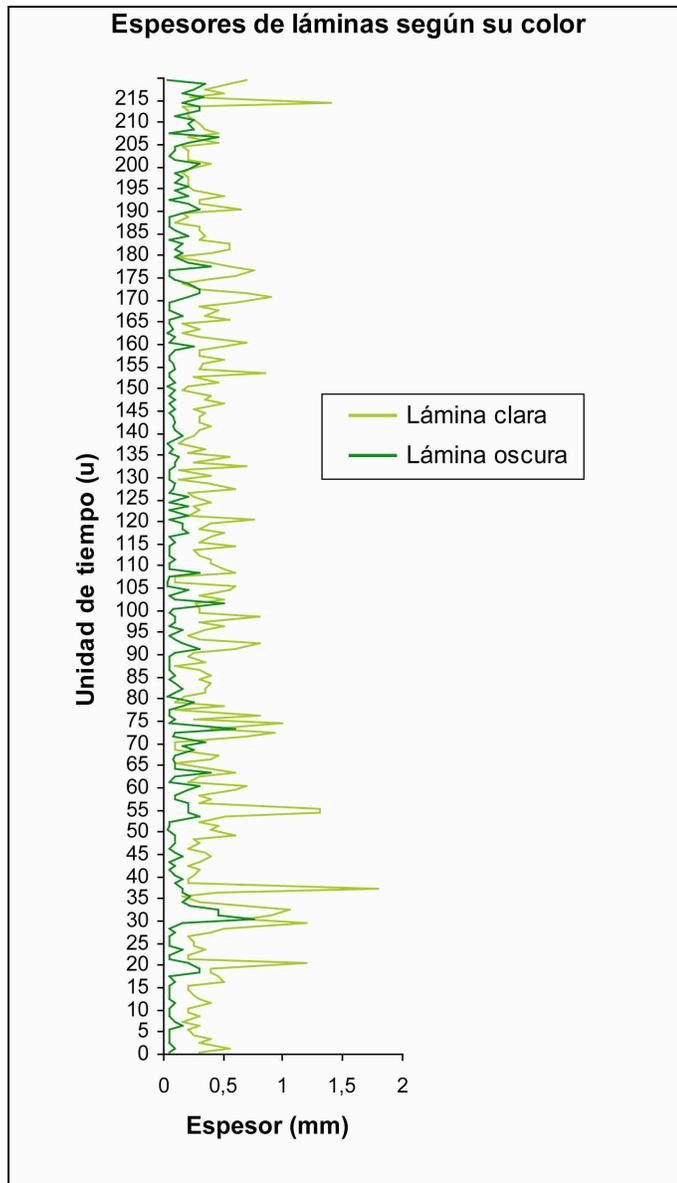


Figura III.3. Gráfico de relación comparativa de espesores entre láminas claras y oscuras. Eje x: Espesor de láminas en milímetros. Eje y: unidad de tiempo, cada par capa clara - capa oscura representa una. Se observa que para una misma unidad de tiempo el espesor de la lámina clara supera, en casi la totalidad de la muestra, al espesor de la lámina oscura.

Tabla III.1. Máximos y mínimos de láminas según su color.

<b>Color de lámina</b>	<b>Máximo (mm)</b>	<b>Mínimo (mm)</b>
Clara	1,800	0,100
Oscura	0,750	0,025

El estudio de los espesores y el conteo de láminas serán revisados más adelante; para mayor detalle ver Anexo D.

### **2.2.2 Dominios y Fábrica de la Estalagmita EMD01**

En base a características petrográficas se han definido trece dominios (desde el A hasta el M) en la estalagmita EMD01, cada uno de ellos se distingue o divide de los restantes, por presentar diferencias en el espesor y naturaleza de la laminación, en el color, en la fábrica de la calcita y/o por la existencia de una capa con rasgos distintivos que separa dos dominios. En la Figura III.4 es posible observar la ubicación, área y geometría de cada uno de ellos.

Un rasgo repetitivo en todos los dominios es la dirección que presentan los cristales visibles de calcita, independientemente del tipo de fábrica, en la Figura III.4 se indica mediante flechas rojas la dirección de crecimiento de éstos, la cual es perpendicular a las líneas de laminación.

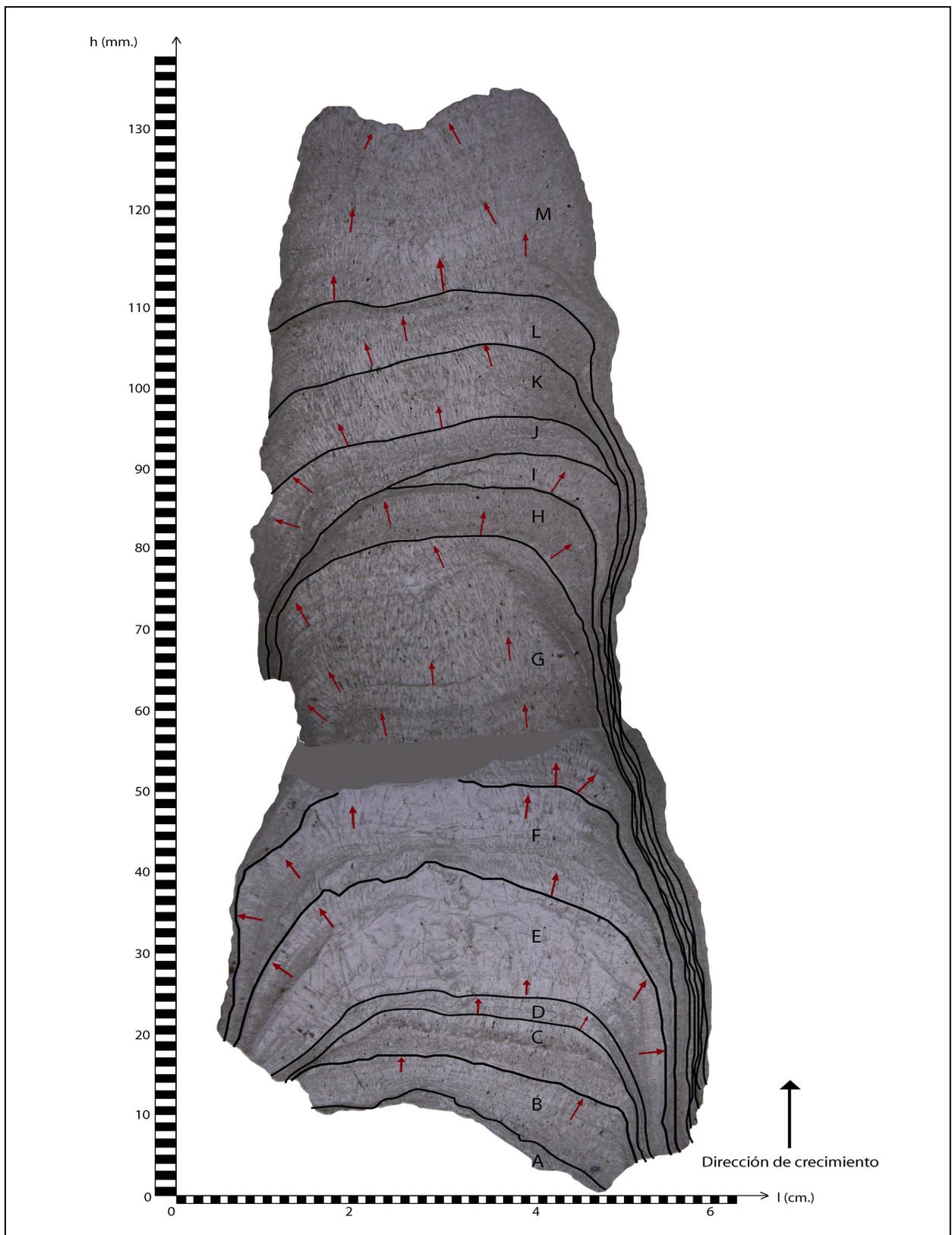


Figura III.4. Dominios de la estalagmita EMD01, desde el más antiguo al más joven: A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M. Las flechas rojas indican el crecimiento de los cristales de calcita en las zonas donde éstos se observan mejor, cabe destacar que en todos los dominios los cristales crecen perpendiculares a las líneas de laminación, exceptuando el dominio A.

En la Tabla III.2 se observa la cantidad de láminas que posee cada dominio, sus respectivos espesores totales y los espesores promedio de láminas claras y láminas oscuras.

Tabla III.2. Espesores promedios y número de láminas por dominio.

Dominio	Nº de par de láminas	Espesor total (mm)	Espesor promedio láminas claras (mm)	Espesor promedio láminas oscuras (mm)
<b>A</b>	---	3,00	-----	-----
<b>B</b>	11	4,40	0,296	0,071
<b>C</b>	9	5,50	0,433	0,128
<b>D</b>	8	2,90	0,294	0,069
<b>E</b>	9	15,50	0,800	0,300
<b>F</b>	18	9,80	0,435	0,110
<b>G</b>	58	29,83	0,385	0,129
<b>H</b>	12	6,10	0,388	0,121
<b>I</b>	9	3,70	0,369	0,078
<b>J</b>	15	5,60	0,293	0,080
<b>K</b>	20	9,35	0,391	0,075
<b>L</b>	15	6,05	0,463	0,170
<b>M</b>	35	18,00	0,326	0,171

A continuación se presenta una descripción de cada dominio con el tipo de fábrica que presenta la calcita y otros rasos distintivos, para mayor detalle revisar las observaciones del Anexo D.

### **Dominio A**

En este dominio no se observan líneas nítidas de laminación, al contrario presenta un aspecto relativamente caótico. Se compone por material detrítico, en el cual es posible distinguir cierta orientación que coincide con la topografía de la caverna, es decir, el material se deposita paralelo o subparalelo a la disposición del suelo en donde crece la muestra (hacia la derecha en la Figura III.4).

### **Dominio B**

Es uno de los dominios que presenta laminación más fina, tanto las capas claras como las oscuras están bien delimitadas. Se observan cristales de calcita columnares, según la clasificación de Frisia et al. (2000).

### **Dominio C**

Dominio de un color levemente más oscuro (Figura III.4), en el primer milímetro es posible observa laminación fina, la cual aumenta de espesor a medida que crece la estalagmita, de hecho, las láminas de este dominio duplican en espesor a las del anterior. Las capas no se distinguen al centro del dominio, sólo se observan claramente hacia los costados, por lo mismo, resulta complicado identificar la fábrica de la calcita, los cristales se observan relativamente alargados por lo que podrían corresponder a columnares o fibrosos según Frisia et al. (2000).

### **Dominio D**

Corresponde al dominio con menor espesor promedio de láminas, se separa del anterior por una capa de color negro, muy marcada, irregular y más gruesa que las otras láminas oscuras. Según la clasificación de Frisia et al. (2000), los cristales de calcita presentan fábrica columnar.

### **Dominio E**

Es el dominio que presenta la laminación mas gruesa, también posee gran variabilidad de espesor al interior una misma lámina. Al igual que en el dominio C, resulta difícil observar líneas de laminación en el centro. Es posible distinguir cristales de calcitas más alargados que en el resto de los dominios previamente descritos, sin embargo la razón largo/ancho no es lo suficientemente alta para ser clasificados como fibrosos, por lo tanto según Frisia et al. (2000) también corresponderían a cristales de fábrica columnar.

### **Dominio F**

Los primeros 4 mm de este dominio presentan laminación fina que se observa a lo ancho de la estalagmita, luego gradualmente aumenta levemente el espesor de las láminas que no se observan en el centro del dominio. Los cristales de calcita son bastante alargados y según la clasificación de Frisia et al. (2000) correspondería a fábrica fibrosa.

### **Dominio G**

Es el dominio de mayor espesor, a diferencia de los anteriores la laminación se observa claramente en toda el área que abarca, se separa del anterior por una nítida y oscura lámina. Al centro del dominio las láminas presentan una leve concavidad la cual se acentúa en los últimos milímetros. En algunos escasos tramos de este dominio el espesor de las láminas oscuras

supera al de las claras (Anexo D). Los cristales de calcita son de fábrica columnar según el criterio de Frisia et al. (2000). Al momento de realizar las secciones delgadas hubo pérdida de registro al centro del dominio, sin embargo se logró completar esta información extrapolando datos de los costados de la sección y de cortes transparentes de otro plano longitudinal.

### **Dominio H**

El cambio de color en este dominio, que es más oscuro, con respecto al anterior es la principal razón para separarlos, aunque también se nota una diferencia en las características de la laminación, en este dominio cuesta distinguir capas individuales y se ve más homogeneizado (Figura III.4). Por esta misma razón se logran distinguir pocos cristales individuales, los cuales se observan bastante elongados como para clasificarse como fibrosos según Frisia et al. (2000).

### **Dominio I**

Este dominio presenta laminación bastante fina, se separa del anterior por una capa oscura, bastante irregular, es de color más claro que el anterior y es posible distinguirlo a escala macroscópica. No presenta continuidad en todo el ancho de la estalagmita EMD01, las láminas se truncan hacia la izquierda (Figura III.4) formando una espesa zona oscura en el límite con el dominio siguiente. Según el criterio de clasificación de Frisia et al. (2000), los cristales se clasificarían como columnares.

### **Dominio J**

Se separa del dominio anterior por una espesa e irregular capa oscura y porque la laminación vuelve a presentarse en todo el ancho de la muestra, la primera parte del dominio (3,6 mm), posee laminación caótica, esta zona disminuye de espesor hacia la derecha (Figura III.4), hasta alcanzar 0,8 mm, sobreyaciendo el dominio I. Un rasgo distintivo es que las láminas están inclinadas, aproximadamente 18°. Según Frisia et al. (2000) los cristales son de fábrica fibrosa.

### **Dominio K**

Este dominio es muy similar al anterior, de hecho, las láminas continúan teniendo la misma disposición, pero tienen en promedio un espesor un poco mayor, otra diferencia es que presenta un color más claro. Los cristales de este dominio son los más alargados de toda la estalagmita y corresponden, según el criterio de Frisia et al. (2000) a cristales de fábrica fibrosa.

## **Dominio L**

Este dominio se divide del anterior por una marcada capa oscura solo observable a la derecha de la estalagmita (Figura III.4); presenta un cambio gradual en la orientación de las láminas, hasta que llegan a ser subhorizontales al centro de la muestra. Los cristales continúan siendo bastante alargados y con fábrica fibrosa según el criterio de Frisia et al. (2000).

## **Dominio M**

Se separa del dominio anterior por una capa oscura la cual es cóncava en el centro, esta característica se acentúa hacia el techo de la estalagmita hasta adquirir la geometría del ápice; en este dominio las láminas crecen subhorizontales. Los cristales siguen siendo muy parecidos a los dominios anteriores, por lo que se clasifican, según Frisia et al. (2000) como fibrosos.

### **2.2.3 Cronoestratigrafía: Tasas de Crecimiento**

A partir de un detallado conteo de bandas y medición de sus respectivos espesores (Anexo D) se ha podido obtener las tasas de crecimiento promedio por dominio (Tabla III.3) y para cada unidad de tiempo (Figura III.5).

Se definió una unidad de tiempo como cada par de láminas clara-oscura, en el siguiente capítulo se discutirá y tratará de cuantificar a cuánto equivale cada una de ellas.

Tabla III.3. Tasas de crecimiento promedio por dominio.

<b>Dominio</b>	<b>Tasa de crecimiento promedio (mm/u)</b>
<b>A</b>	-----
<b>B</b>	0,183
<b>C</b>	0,281
<b>D</b>	0,181
<b>E</b>	0,550
<b>F</b>	0,272
<b>G</b>	0,257
<b>H</b>	0,254
<b>I</b>	0,224
<b>J</b>	0,187
<b>K</b>	0,233
<b>L</b>	0,317
<b>M</b>	0,249

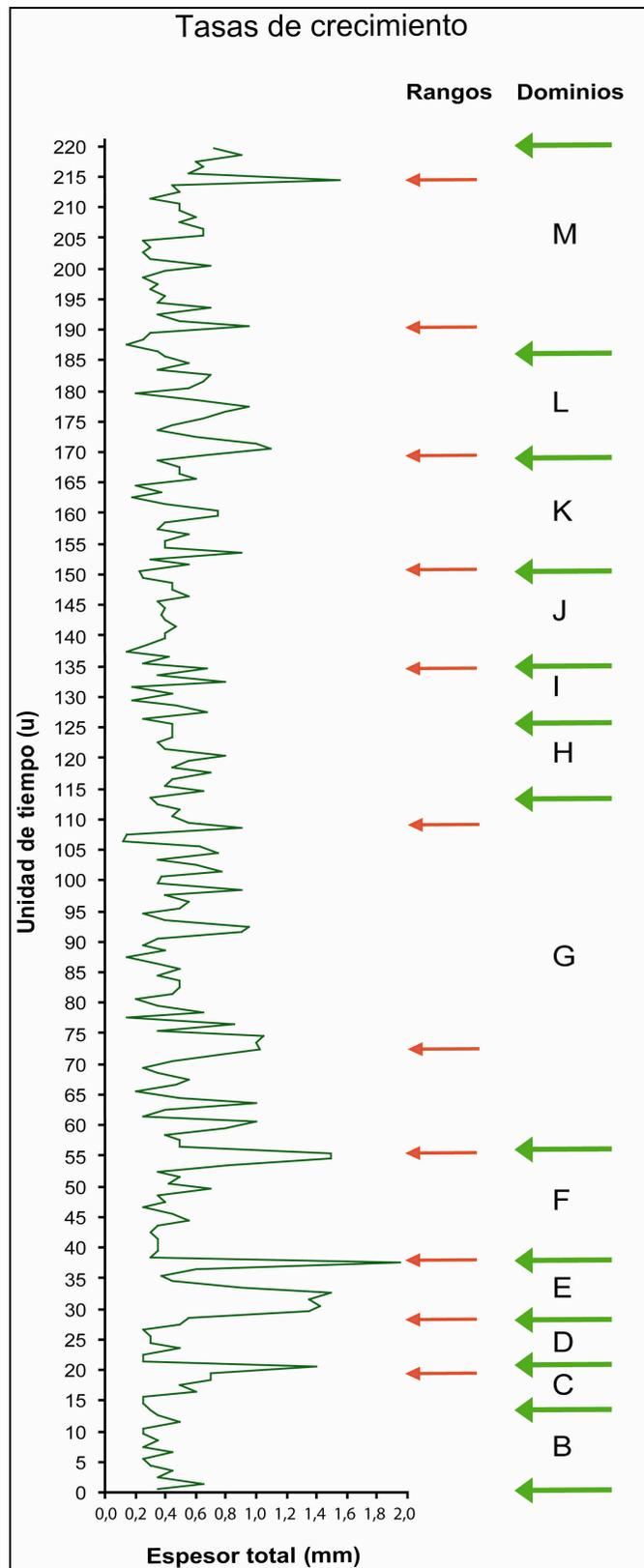


Figura III.5. Tasa de crecimiento de la estalagmita EMD01 para cada unidad de tiempo. Las flechas verdes marcan los límites entre dominios, exceptuando el A que no fue graficado, ya que no se presenta laminación. Las flechas rojas delimitan rangos con similar comportamiento en los espesores de las láminas.

A partir de los resultados obtenidos del cálculo de tasas de crecimiento, se han definido rangos que corresponden a zonas de la estalagmita en que los espesores de láminas poseen un patrón similar. Por ejemplo, diferencias pronunciadas en la tasa de crecimiento entre una zona u otra, separarían dos rangos o una misma zona con alta variabilidad de espesor correspondería a uno solo (Figura III.5). Esto se diferencia de los dominios, ya que éstos últimos se definieron en base a más características petrográficas.

De la Figura III.5 se extrae directo que la mayoría de los límites entre rangos de espesores corresponden a límites entre dominios o están muy cerca de éstos, de hecho sólo una división entre rangos no se aproxima, la cual se ubica dentro del dominio G. También se observa que más de un dominio puede estar en el mismo rango, esto quiere decir que esos dominios no presentan gran diferencia en los espesores de láminas, sino que en otras características petrográficas.

Por último, cabe destacar que la mayoría de los límites entre dominios coinciden con *peaks* de máximo o mínimo espesor.

## **2. Análisis Geoquímico**

### **2.1 Elementos Trazas**

Ninguno de los elementos que se pretendían obtener para ser utilizados de *proxies* paleoclimáticos (Mg, Sr y Al) superó el límite de detección del microscopio electrónico de barrido utilizado (revisar metodología) por lo que no se pudo obtener datos para la discusión en base a la geoquímica de la estalagmita.

### **2.2 Muestra de Agua**

Los resultados de la muestra de agua se adjuntan en el Anexo E. Debido a la escasa cantidad de agua analizada no fueron considerados en el siguiente capítulo.

## IV. DISCUSIONES

Para que una estalagmita sirva como archivo paleoclimático es necesario que haya crecido bajo equilibrio isotópico (McCrea, 1950), en este caso no fue posible demostrar por métodos geoquímicos esta condición, sin embargo el estudio petrográfico y las características del ambiente en que se recogió la muestra apoyan el supuesto de que las condiciones de equilibrio isotópico están dadas.

Por ejemplo, los cristales de calcita que se observan en todos los dominios de la muestra no presentan texturas de desequilibrio, por el contrario ambas fábricas observadas, columnar y fibrosa, crecen en condiciones de equilibrio isotópico (Frisia et al., 2000). Por otro lado las condiciones al interior de la caverna son de alta humedad y tasa de goteo permanente, ambas necesarias para que el fraccionamiento isotópico ocurra bajo equilibrio (Kilian, R., comunicación verbal, 2009). Una vez establecido esto es válido continuar con el resto de la discusión.

### 1. Variaciones Climáticas: Escala Interanual

La repetición de la secuencia lámina clara - lámina oscura a lo largo de toda la muestra sugiere la existencia de una misma unidad de tiempo, es decir, cada par de láminas correspondería al mismo período transcurrido. Se propone que esta unidad de tiempo es de un año por dos razones. La primera es que, aunque no sea muy marcada, existe una ritmicidad anual del clima en superficie, la cual es transmitida directamente al interior de la caverna, debido a la interacción de la atmósfera de ésta con el clima en superficie y a la ubicación de la estalagmita EMD01 que la hace sensitiva a estos cambios.

Otra razón que apoya la teoría de la unidad de tiempo anual son las variaciones sistemáticas en el color y espesor de las láminas de calcita, las cuales coincidirían con cambios estacionales entre verano/otoño e invierno/primavera, ambos períodos presentan cambios en las tasas de precipitaciones y en la temperatura media, que se relacionan con factores locales como las tasas de goteo al interior de la caverna, concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto en el agua y desarrollo

de vegetación sobre la caverna (Baker et al., 1993; Qin et al., 1999), que finalmente controlan la tasa de crecimiento de la calcita y las características de ésta (fábrica y textura).

Entonces la siguiente pregunta a resolver es qué tipo de calcita corresponde a cada estación; para encontrar la respuesta es necesario analizar como se comportan las precipitaciones y temperaturas durante el año y que implicancia tienen sobre los factores mencionados anteriormente.

Ambos tipos de calcita se pueden correlacionar a los tipos definidos por Genty (1992) y Genty & Quinif (1996), donde las láminas claras corresponderían a calcita blanca porosa alternando con las láminas oscuras equivalentes a calcita oscura compacta. Las láminas claras son más gruesas que las oscuras, esto indica que durante el período en que crecieron, el agua de la cual precipitaron tenía mayor concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto que en el que se desarrollaron las láminas oscuras, lo que depende principalmente del contenido de  $\text{CO}_2$  disponible en el suelo que sobreyace la caverna, el cual aumenta si las temperaturas crecen y/o si las precipitaciones disminuyen, ya que se desarrolla más vegetación (Proctor et al., 2000).

Entonces el problema está en que en la zona estudiada tanto la temperatura como las precipitaciones son mayores en verano/otoño, por lo tanto hay que determinar cual de estos dos factores es más influyente en la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto en el agua y por ende en el contenido de  $\text{CO}_2$  disponible en suelo que determinará el espesor de las láminas.

Para continuar con el análisis es necesario establecer un supuesto, el cual se basa en que el cambio estacional de un año a otro se considera similar en cuanto a variaciones relativas de temperaturas y precipitaciones, es decir, se asume que en todos los años de crecimiento de la estalagmita, el período verano/otoño fue más cálido y lluvioso que el período invierno/primavera.

Se piensa que aunque las precipitaciones sean mayores en verano, la vegetación del área estudiada no se ve mayormente afectada por esta variación, debido a que durante todo el año está sometida a un fuerte régimen pluvial causado por las altísimas tasas de lluvias. Además en algunos meses de invierno, como las temperaturas son menores, la superficie suele cubrirse de granizo o una delgada capa de hielo, lo cual limita el crecimiento de la vegetación, no así en verano que, aunque las lluvias sean mayores, existen más días despejados con temperaturas más cálidas.

Con estos antecedentes se plantea que la mayor concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto en el agua ocurriría en verano/otoño, por lo que las láminas claras corresponderían a cristales crecidos en estas estaciones y las oscuras se desarrollarían durante el invierno, el color estaría dado por concentraciones de sustancias húmicas, provenientes de la capa superficial de suelo, las cuales se desarrollan en períodos más húmedos (Lauritzen et al., 1986; White & Brennan, 1989) lamentablemente no se pudo comprobar la existencia de material orgánico, a través del TEM.

## 2. Variaciones Climáticas: Dominios en la Estalagmita

Aparte de existir cambios interanuales en la estalagmita, se observan variaciones de mayor escala, tanto abruptas como gradacionales, las cuales están delimitadas por los dominios definidos (Figura III.4) y por las variaciones en las tasas de crecimiento que se observan a lo largo de la muestra (Figura IV.1).

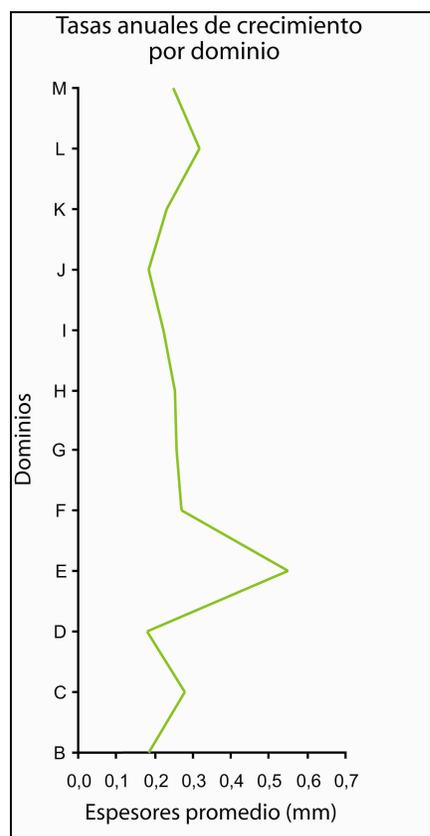


Figura IV.1. Tasa de crecimiento promedio de cada dominio en la estalagmita EMD01. El dominio A no fue graficado, ya que no se presenta laminación.

El primer dominio definido, el más antiguo, corresponde al dominio A, el cual no aporta información al registro paleoclimático, ya que no presenta laminación ni cristales visibles de calcita.

Como se mencionó en el capítulo anterior los límites de los dominios que sí presentan laminación, en su mayoría, corresponden a máximos y mínimos de las tasas de crecimiento, y más aún la extensión de cada dominio se relaciona con rangos donde los espesores de láminas tienen comportamientos similares (Figura III.5), se descarta la idea de que esto sea una coincidencia. La explicación yace en que los criterios utilizados para delimitar dominios dependen de factores climáticos, es decir, diferencias en el espesor y naturaleza de la laminación, en el color, en la fábrica de la calcita y discontinuidades de la laminación se producen en respuesta a variaciones climáticas que la estalagmita es capaz de registrar. Por lo tanto cada uno de estos dominios se asocia a cambios climáticos superficiales de orden mayor a los registrados al interior de cada uno y el espesor de láminas sería la característica petrográfica más afectada por estos cambios.

Los dominios presentan laminación visible a lo largo de toda la estalagmita (aunque no a través de todo el ancho). En la Figura IV.1 se observan tres *peaks* que representan a los dominios con mayores tasas de crecimiento (C, E y L), estos máximos indicarían que el agua del cual precipitó la calcita en ese tiempo tenía mayor concentración de  $\text{Ca}^{2+}$ , y por lo tanto en estos períodos la estalagmita creció bajo condiciones de temperatura media mayor a la de los adyacentes.

A lo largo de la estalagmita hay ciertos dominios que resaltan, por ejemplo el dominio E presenta tasas de crecimiento que al menos duplican al resto, y se dispone sobre el dominio D donde se observa laminación más fina, entonces se piensa que el período en que precipitó este último dominio fue el de menor temperatura media durante el tiempo registrado en la estalagmita, y que durante el período de formación de E la temperatura fue mucho más alta permitiendo las más altas tasas de crecimiento, que podrían estar acentuadas por el contraste entre ambos dominios.

Un rasgo muy importante que presenta la muestra ocurre entre los dominios I y J, donde el límite entre ellos es una lámina muy oscura e irregular que no presenta continuidad, sino que se acuña hacia la izquierda en la Figura III.4, provocando un punto en que se juntan tres dominios (H, I, L), esto se interpreta como una posible superficie de disolución que representa un hiato en el crecimiento (el cual se espera corroborar con resultados de dataciones U/Th), la existencia de

este hiato imposibilita la construcción de un modelo cronoestratigráfico de las variaciones climáticas exacto en el tiempo, ya que al no tener dataciones absolutas es imposible saber cuánto tiempo está representado en la lámina divisora, por lo tanto el modelo generado a partir del conteo de bandas solo permite posicionar de forma relativa en el tiempo las variaciones climáticas interpretadas.

La causa de esta discontinuidad en el crecimiento puede estar dada por dos razones. La primera es que la tasa de goteo pudo haber sido muy baja o nula, luego no existe agua suficiente para que precipite la calcita. Otra teoría es que la superficie de la caverna se encontraba cubierta por hielo, el cual imposibilitaba el registro de la señal climática al interior de la caverna. Al no tener edades absolutas no se puede relacionar este evento con alguna glaciación de orden mayor, sin embargo partiendo de la base que la estalagmita presenta laminación anual, esta teoría se puede descartar debido a que el conteo de láminas de la parte superior al hiato (asumiendo que el techo de la estalagmita, al estar bajo goteo activo, corresponde al presente) no coincide con ningún período de glaciación.

Las tasas de crecimiento del dominio I y J son similares, lo que apoya la teoría de un cese en la tasa de goteo más que una importante disminución de la temperatura media durante el hiato. Esto ya que como se planteó anteriormente la temperatura es el factor que más afecta las tasas de crecimiento en la zona estudiada, entonces una disminución y posterior aumento de ésta causaría una diferencia mayor en los espesores de láminas de ambos dominios, puesto que los cambios de temperaturas no pueden ser tan abruptos como para descender repentinamente y volver a su valor original causando tasas de crecimiento tan similares.

Sin embargo no se descarta que más de un factor causara esta discontinuidad, es decir, que temperaturas muy bajas, capaces de disminuir considerablemente la vegetación sobre la zona estudiada y conducir a un congelamiento local sobre la superficie de la caverna, en conjunto con bajas tasas de goteo puedan provocar que no exista precipitación de calcita sobre la superficie de discontinuidad.

Finalmente, se observa una tendencia en la fábrica de la calcita a lo largo de toda la estalagmita, hasta antes del dominio J predominan los cristales columnares, posterior a éste la fábrica dominante es la fibrosa, el cambio entre ambas zonas es gradual. Algunos autores plantean que cuando existe Mg en las aguas de infiltración los cristales crecen con fábrica fibrosa por sobre columnar (Folk & Assereto, 1976).

Entonces, suponiendo que las aguas de infiltración efectivamente fueron más ricas en Mg durante la precipitación de calcita en la parte superior de la estalagmita, se piensa que este período de tiempo fue más cálido en comparación al anterior (dominios del B al I), esto ya que estudios demuestran que el contenido de Mg en una estalagmita formada por láminas de calcita es directamente proporcional a la temperatura de la caverna, la cual será mayor si la temperatura media atmosférica es más alta (Gascoyne, 1983; Goede, 1991; Fuchtbauer, 1976; Zhibang, 2003).

### **3. Investigaciones Futuras**

Se considera sustancial para completar el presente estudio, integrar resultados de dataciones U/Th que se esperan obtener a fines de agosto, de esta manera el registro climático podrá ser situado con exactitud en el tiempo. También permitirían corroborar la teoría de existencia de laminación interanual (estacional) y la existencia de al menos un hiato de crecimiento en la estalagmita.

El estudio de elementos trazas, específicamente la determinación del contenido de Mg en la estalagmita EMD01 (con un instrumento de mejor resolución al utilizado) permitiría corroborar o desechar la teoría planteada de que existió un aumento de la temperatura en el período de tiempo que registra la parte superior de la muestra.

Si bien el estudio a partir de una muestra de estalagmita es sustentable por sí solo, analizar otras muestras de la misma caverna permitiría establecer correlaciones temporales - climáticas a escala local y estudiar estalagmitas de otras cavernas del archipiélago Madre de Dios se convertiría en una herramienta bastante completa para extrapolar eventos climáticos a una escala mayor y correlacionarlos con otros estudios en la Patagonia chilena.

## V. CONCLUSIONES

La estalagmita EMD01 se considera válida como archivo paleoclimático, ya que tanto su ambiente de formación como sus características petrográficas indican que creció bajo condiciones de equilibrio isotópico.

A lo largo de toda la muestra se observa una alternancia de láminas claras y láminas oscuras, se propone que un par de éstas representa una unidad de tiempo equivalente a un año, y que cada tipo de lámina se desarrolla en estaciones distintas.

En la zona estudiada el factor que domina las tasas de crecimiento es la temperatura existente en superficie, ya que ésta afecta más que las precipitaciones el desarrollo de vegetación sobre la caverna, la que genera el CO<sub>2</sub> en el suelo, el que luego determinará la cantidad de Ca<sup>2+</sup> disuelto en el agua del cual precipita la calcita (Baker et al., 1993; Qin et al., 1999). De esta manera las mayores tasas de crecimiento se desarrollan en períodos más cálidos, por lo tanto las láminas de calcita clara que sistemáticamente presentan un espesor mayor a las oscuras crecerían durante el verano/otoño y las otras durante el invierno/primavera.

En base a los dominios definidos y a las tasas de crecimiento medidas en la estalagmita EMD01 se llega a la conclusión de que las variaciones en el espesor y naturaleza de la laminación, los cambios de color, las diferencias en la fábrica de la calcita y las discontinuidades de la laminación, son características que responden a variaciones climáticas ocurridas en la atmósfera sobre la caverna (siendo el espesor de láminas el rasgo más sensitivo a estos cambios). Cada uno de estos dominios se asocia a cambios climáticos superficiales de orden mayor a los registrados al interior de cada uno.

El dominio D representa un período de baja temperatura en comparación al resto de los dominios, por el contrario el dominio E representa un tramo de tiempo más cálido donde hubo un importante aumento de temperatura con respecto a D.

Existe un hiato entre los dominios I y J, el cual imposibilita situar de manera exacta en el tiempo a las variaciones climáticas detectadas. El modelo generado a partir del conteo de bandas solo

permite posicionar de forma relativa estas variaciones. La duración de este hiato no ha podido ser estimada aún.

La causa más probable que pudo haber provocado esta discontinuidad es un cese o fuerte aminoramiento en la tasa de goteo sobre la estalagmita EMD01, sin embargo no se descarta la idea de que durante este período también haya existido una disminución de la temperatura media superficial sobre la caverna.

Por último a una escala mayor que la de los dominios, es posible dividir la estalagmita en dos partes en base a la fábrica que presentan los cristales de calcita, la primera y más antigua, se habría formado en un ambiente de menor temperatura que el de la segunda parte, donde las láminas crecieron bajo una temperatura en promedio mayor a la anterior. Debido a que el cambio en la fábrica es gradual se piensa que el cambio de temperatura también lo es.

## VI. REFERENCIAS

Allison, V., 1926. The antiquity of the deposit in Jacob's Cavern: American Museum of Natural History, Anthropological Papers, 19, 204 - 225.

Ayliffe, L., Marianelli, P., McCulloch, M., Mortimer, G., Hellstrom, J., Moriarty, K., Wells, R., 1998. 500 ka precipitation record from southeastern Australia: Evidence for interglacial relative activity. *Geology*, 26, 147 - 150.

Baker, A., Smart, P.L., Edwards, R.L., Richards, D.A., 1993. Annual growth banding in a cave stalagmite. *Nature*, 364, 518 - 520.

Baker, A., Ito, E., Smart, P., McEwan, R., 1997. Elevated and variable values of C-13 in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, 136, 263 - 270.

Baker, A., Genty, D., Dreybrodt, Barnes, W., Mockler, N., Grapes, J., 1998. Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with recent annually laminated samples: implication for past stalagmite deposition. *Geochimica et Cosmochimica*, 62 (3), 393 - 404.

Baker A., Asrat A., Fairchild I.J., Leng M.J., Thomas, L., Van Calsteren P., 2008. A Holocene, high resolution, seasonal rainfall reconstruction from Ethiopia, KR5 Conference, 2-5 June 2008, China.

Baldini, J., McDermott, F., Fairchild, I., 2002. Structure of the 8200 year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science*, 296, 2203 - 2206.

Baldini, J., McDermott, F., Hoffmann, D., Richards, D., Clipson, N., 2008. Very high frequency and seasonal cave atmosphere P-CO<sub>2</sub> variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 118 - 129.

Bernal, J. 2008. Los procesos de cambio climático global vistos desde las cuevas. Programa Cuevas, Universidad Autónoma de México.

Bertaux J., Sondag F., Santos R., Soubies F., Causse C., Plagnes V., Le Cornec F., Seidel A, 2002. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central-West Brazil. *Quaternary International*, 89, 3 - 16.

Boistelle, R., 1982. Mineral crystallization from solutions. *Estudios Geológicos*, 38, 135-153.

Carrasco, J., Casassa G., Rivera, A., 2002. Meteorological and climatological aspects of the southern Patagonia icefield. In Casassa, G., Sepúlveda, F., and Sinclair, R. *The Patagonian ice fields: a unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. New York, Kluwer Academic /Plenum Publishers, 29 - 41.

Ceccioni, C., 1956. Primeras noticias sobre la existencia del Paleozoico Superior en el Archipiélago Patagónico entre los 50° y 52°S. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. *Anales*, 13, 183 - 202.

Charman, D., Caseldine, C., Baker, A., Gearey, B., Hatton, J., Proctor, C., 2001. Paleohydrological records from peat profiles and speleothems in Sutherland, Northwest Scotland. *Quaternary Research*, 55, 223 - 234.

Chernov, A., Nishinaga, T., 1987. Growth shapes and their stability at anisotropic interface kinetics: theoretical aspects for solution growth. En Sunagawa, I., ed., *Morphology of Crystals*, Part A. Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, 207-267.

Chivelet, J., Turrero, M., Muñoz, M., Villar, D., 2004. Los espeleotemas como indicadores de cambio climático. *Cubia, Boletín* 7, 29 - 34.

Cruz, F., Burns, S., Karmann, I., Sharp, W., Vuille, M., Cardoso, A., Ferrari, J., Dias, P., Viana, O., 2005. Insolation driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63 - 66.

Cruz, F., Burns, S., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W., Vuille, M., 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brasil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 2250 - 2263.

Dalziel, I., 1982. The early (pre-Middle Jurassic) history of the Scotia arc region: a review and progress report. En *Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). Univ. Wisconsin Press, Madison, 111 - 126.

Dorale, J., González, L., Reagan, M., Pickett, D., Murrell, M., Baker, R., 1992. A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, 258, 1626 -1630.

Dorale, J., Edwards, R., Ito, E., González, L., 1998. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 282, 1871 - 1874.

Douglas, R., Nestell, M., 1976. Late Paleozoic foraminifera from southern Chile. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 858, 47.

Dulinsky, M., Glazek, J., 1993. Speleothems as indicators of past climatic changes – Limitations in the interpretation of data derived from single samples. An example from the Tatra Mountains, Poland. *International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere*. IAEA Proc. Series, Vienna, 551 - 554.

Fairchild I. J., Borsato A., Tooth A. F., Frisia S., Hawkeswirth C., Huang Y., McDermot F., and Spiro B., 2000. Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, 166, 255 - 269.

Fairchild, I., Baker, A., Borsato, A., Frisia, S., Hinton, R., McDermott, S., Tooth, A., 2001. Annual to sub-annual resolution of multiple trace-element trends in speleothems. *Journal of the Geological Society*, 158, 831 - 841.

Fairchild, I., Smith, C., Baker, A., Fuller, I., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F., 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, 75, 105 - 153.

Faúndez, V., Hervé, F., Lacassie, J.P., 2002. Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(4), 411 - 425.

Fleitmann, D., Burns, S., Neff, U., Mudelsee, M., Mangini, A., Matteret, A., 2004. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews*, 23, 935 - 945.

Folk, R., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 40 - 53.

Folk, R., Assereto, R., 1974. Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(3), 486 - 496.

Forsythe, R., Mpodozis, C. 1979. El Archipiélago Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del Basamento prejurásico. *Revista Geológica de Chile*, 7, 13 - 29.

Forsythe, R., Mpodozis, C., 1983. Geología del Basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 39, 1 - 63.

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I., Longinelli, A., 1997. Aragonite precipitation at Grotte de Clamouse (Herault, France): role of magnesium and drip rate. En Jeannin, P.-Y., ed., *Physical Speleology and Karst Geomorphology. 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Proceedings*, 1, 247 - 250.

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I., McDermott, F., 2000. Calcite fabrics, growth mechanisms and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1183 - 1196.

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, 411 - 424.

Fuchtbauer, H., Hardie, L., 1976. Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesium calcites: application to marine carbonate cements. *Abstr. Geol. Soc. Am., Annual Meeting, Denver, Colo.*

Gascoyne, M., 1983. Trace-elements partition coefficients in the calcite-water system and their paleoclimatic significance in caves studies. *Journal of Hydrology*, 61, 213 – 222.

Gascoyne, M., 1992. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews*, 11, 609 - 632.

Genty, D., Quinif, Y., 1996. Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites - importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 275 - 288.

Genty, D., Baker A., Massault M., Proctor C., Gilmour M., Pons-Branchu E., Hamelin B., 2001. Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for C-13 variations in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 3443 - 3457.

Goede, A., Vogel, J., 1991. Trace element variations and dating of a late Pleistocene Tasmanian speleothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 88, 121 - 131.

González, L., Carpenter, S., Lohmann, K., 1992. Inorganic calcite morphology: Roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 382 - 399.

Henderson, G., 2006. Caving in to new chronologies. *Science*, 313, 620 - 622

Hendy, C., Wilson, A., 1968. Palaeoclimatic data from speleothems. *Nature*, 219, 48 - 51.

Hendy, C., 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, 801 - 824.

Hervé, F., Fanning, M., Bradshaw, J., Bradshaw, M., Lacassie, J.P., 1999a. Late Permian SHRIMP U-Pb detrital zircon ages constrain the age of accretion of oceanic basalts to the Gondwana margin at the Madre de Dios archipelago, southern Chile. En 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen. *Resúmenes expandidos*, 327 - 328.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R.J., Suárez, M., 2000. The Southern Andes. In Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, DA.; editors). En International Geological Congress, 31, 605 - 634. Rio de Janeiro.

Hervé, F., Fanning, C., 2003. Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes*, 26(4), 285-,289.

Hervé, F., & Mpodozis, C., 2005. The western Patagonia terrane collage: new facts and some thought-provoking possibilities. Gondwana 12 Conference (Mendoza), Proceedings, Abstracts: 199, Córdoba.

Holmgren, K., Karlen, W., Lauritzen, S., Lee-Thorp, J., Partridge, T., Piketh, S., Repinski, P., Stevenson, C., Svanered, O., Tyson, P., 1999. A 3000-year high-resolution stalagmite-based record of palaeoclimate for northeastern South Africa, *The Holocene*, 9 (3), 295 - 309.

Huang, Y., Fairchild, I., 2001. Partitioning of  $\text{Sr}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  into calcite under karst-analogue experimental conditions, *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 65, 47 - 62.

Huang, Y., Fairchild, I., Borsato, A., Frisia, S., Cassidy, N., McDermott, F., Hawkesworth, C., 2001. Seasonal variations in Sr, Mg and P in modern speleothems (Grotta di Ernesto, Italy), *Chemical Geology*, 175, 429 - 448.

Johnson, K., Hu, C., Belshaw, N., Henderson, G., 2006. Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: The potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 394 - 407.

Jones, B., Kahle, C., 1993. Morphology, relationship, and origin of fiber and dendrite calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1018 - 1031.

Jones, B., Renaut, R., 1995. Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Journal of Sedimentary Research*, A 64, 154 - 169.

Kendall, A., Broughton, P., 1978. Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 519 - 538.

Kim, S., O'Neil, J., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 3461 - 3475.

Kuroda T., Irisawa T., Ookawa, A., 1987. Transition from polyhedral to dendritic morphology. En Sunagawa I., ed., *Material Science of the Earth's Interior*. Tokyo, Tokyo Scientific Publishing Company, 589 - 612.

Lacassie, J.P., 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46°-51° Lat. S) mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Tesis (Doctor en Ciencias, mención Geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 204.

Lacassie, J., Roser, B., Hervé, F., 2006. Sedimentary provenance study of the post-Early Permian to pre-Early Cretaceous metasedimentary Duque de York Colmes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 33(2), 199 - 219.

Lamy, F., Hebbeln, D., Rohl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: A marine record of latitudinal shifts of the southern westerlies, *Earth and Planetary Science Letter*, 185, 369 - 382.

Lauritzen, S., Ford, D., Schwarz, H., 1986. Humic substances in a speleothem matrix. *Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Congress of Speleology*, 77 - 79. Barcelona.

Lauritzen, S., Lundberg, J., 1999. Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene*, 9, 659 - 669.

Legoupil, D., 2000. Un primer balance arqueológico muy positivo. En: *Ultima Patagonia 2000*. Association Centre Terre 33760 Escoussans, 25 - 30.

Ling, H., Forsythe, R., Douglass, C., 1985. Late Paleozoic microfaunas from southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development. *Geology*, 13, 357 - 360.

Linge, H., Lauritzen, S., Lundberg, J., Berstad, I., 2001. Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 167, 209 - 224.

Martín-Chivelet, J., Turrero, M. J., Muñoz, M. B., Domínguez Villar, D., 2004. Los espeleotemas como indicadores de cambio climático. *Cubía*, 7, 29 - 32.

Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., Frisia, S., 2008. A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: Reconstructed drip water and relationship to local precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 80 - 95.

Mayewski, P. A., Rohling, E., Stager, J., Karlén, W., Maasch, K., Meeker, L., Meyerson, A., Gassef, F., 2004. Holocene climate variability, *Quaternary Research*, 62, 243 - 255.

McCra, J., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18, 849 – 857.

McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 901 - 918.

McDonald J., Drysdale R., Hill D., 2004. The 2002–2003 El Niño recorded in Australian cave drip waters: implications for reconstructing rainfall histories using stalagmites. *Geophysical Research Letters*, 31. doi:10.1029/2004GL02085.

Muñoz-García, M., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D., Schwarcz, H., 2007. Chronology of Termination II and the Last Interglacial Period in north Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia) *Journal of Iberian Geology*, 33, 17 - 31.

Musgrove M., Banner J., 2004. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1007 - 1020.

Onac, B.P., 1997. Crystallography of speleothems. En: Hill, C.A., Forti, P., eds., *Cave Minerals of the World*, 2<sup>nd</sup> edition. National Speleological Society, Huntsville, Alabama.

Polyak, V., Rasmussen, J., Asmerom, Y., 2004. Prolonged wet period in the southwestern United States through the Younger Dryas. *Geology*, 32 (1), 5 - 8.

Prieto, M., García-Ruiz J., Amorós, J., 1981. Growth of calcite crystals with non-singular faces. *Journal of Crystal Growth*, 52, 864 - 867.

Proctor C., Baker A., Barnes W., Gilmour M., 2000. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*, 16, 815 – 820.

Qin, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T., Lu, J., 1999. Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance, *The Holocene*, 9, 689 – 694.

Railsback, L., Dabous, A., Osmond, J., Fleisher, C., 2002. Petrographic and geochemical screening of speleothems for U-series dating: an example from recrystallized speleothems from Wadi Sannur Cavern, Egypt. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62(2), 108 - 116.

Roberts, M., Smart, P., Baker, A., 1998. Annual trace element variations in a Holocene speleothem, *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 237 - 246.

Roberts, M., Smart, P., Hawkesworth, C., Perkins, W., Pearce, N., 1999. Trace element variations in coeval Holocene speleothems from GB Cave southwest England. *Holocene*, 9, 707 - 713.

Rodríguez-Clemente R., 1982. The crystal morphology as geological indicator. *Estudios Geológicos*, 38, 155 - 171.

Sepúlveda, F., Hervé, F., Calderón, M., Lacassie, J. P., 2006. Petrology of the Late Palaeozoic Denaro Complex in the allochthonous Madre de Dios Terrane, archipelago Madre de Dios, Magallanes, Chile. VI Reunión Chilena de Investigaciones Antárticas y II Simposio Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Concepción, Agosto.

Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Calderón, M., Lacassie, J.P., 2008. Petrological and geochemical characteristics of metamorphic and igneous units from the allochthonous Madre de Dios Terrane, Southern Chile. *Gondwana Research*, 13, (2), 238 - 249.

Sepúlveda, F.A., Palma-Heldt, S., Hervé, F., Fanning, C.M., (en revisión). Constraints for the depositional age and the palaeoclimatic setting of the Duque de York Complex, southern Chile: combining U-Pb SHRIMP dating and palynology. *Andean Geology*.

Spötl, C., Mangini, A., 2002. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 507 - 518.

Spötl, C., Fairchild, I.J., Tooth, A.F., 2005. Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2451 - 2468.

Sunagawa, I., 1987. Morphology of minerals. In Sunagawa, I., ed., *Morphology of Crystals*. Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, 509 - 587.

Tan, M., Liu, T., Hou, J., Qin, X., Zhang, H., Li, T., 2003. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophysical Research Letters*, 30: doi:10.1029/2003GL017352.

Tan, M., Baker, A., Genty, D., Smith, C., Esper, J., Binggui, C., 2006. Applications of stalagmite laminae to paleoclimate reconstructions: Comparison with dendrochronology /climatology. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2013 - 2117.

Thomson, S., Hervé, F., 2002. New time constrains for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 255 - 271.

Tooth, A., 2000. Controls on the geochemistry of speleothem forming karstic drip waters. PhD thesis, Keele University, UK.

Tooth A., Fairchild I., 2003. Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. *Journal of Hydrology*, 273, 51 - 68.

Treble, P., Shelley, J., Chappell, J., 2003. Comparison of high resolution sub-annual records of trace elements in a modern (1911-1992) speleothem with instrumental climate data from southwest Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 141 - 153.

Treble, P., Chappell, J. Shelley, J., 2005. Complex speleothem growth processes revealed by trace element mapping and scanning electron microscopy of annual layers. *Geochimica et Cosmochimica*, 69, 4855 - 4863.

Veevers, J., Powell, C., Collinson, J., López Gamundi, O., 1994. Synthesis. En (Veevers, J.J.; Powell, C.; editors) Permian-Trassic Pangean Basin and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. Geological Society of America, Memoir 184, 11 - 171. Boulder, Colorado.

Wang, X., Auler, A., Edwards, L., Cheng, H., Cristalli, P., Smart, P., Richards, D., Shen, C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432(7018), 740 - 743.

White, W., Brennan, E., 1989. Luminescence of speleothems due to fulvic acid and other activators. *Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Congress of Speleology*, 212 - 214.

Zamora, E., Santana, A., 1979. Oscilaciones y tendencias térmicas en Punta Arenas entre 1888 y 1979. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 10, 147 - 154.

Zhibang, M., Hongchun, L., Ming, X., Tehlung, K., Zicheng, P., Yushu, C., Zhaofeng, Z., 2003. Paleotemperature changes over the past 3,000 years in eastern Beijing, China: a reconstruction based on Mg/Sr records in a stalagmite. *Chinese Science*, 48, 395 - 400.

## ANEXOS:

### Anexo A: Fábricas de la Calcita en Espeleotemas

#### Fábrica Columnar

Consiste en cristales compuestos que poseen una relación largo/ancho muy similar a 6/1 (e.g., Folk 1965), límites rectos, extinción uniforme, eje C perpendicular al substrato y elongación a lo largo de este eje (Figura 1a, 1b). Este tipo de fábrica casi no presenta marcas de crecimiento (Figura 1b), se logran observar sobre hiatos deposicionales (Frisia et al., 2000).

Los cristales pequeños poseen la misma orientación dentro del cristal mayor y el hábito más común que presentan es el rombroédrico (Frisia et al., 2000).

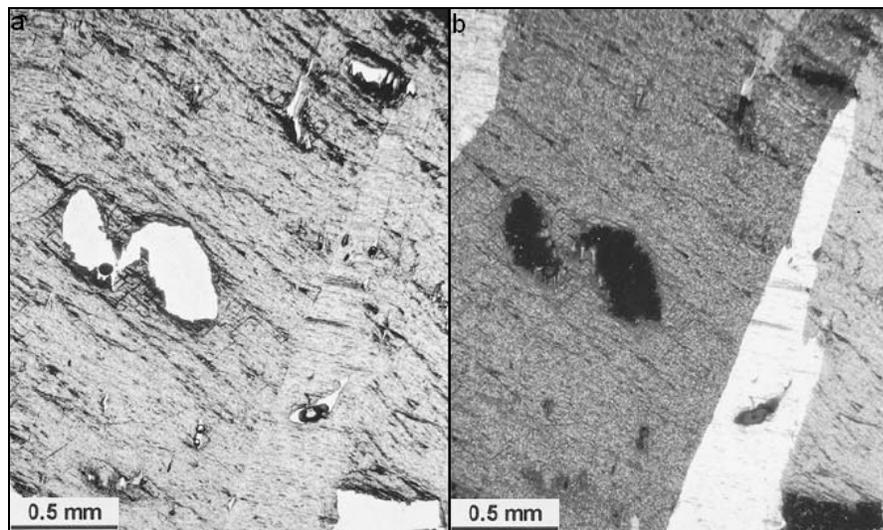


Figura 1. Fábrica columnar cortes transparentes. Se observan los límites rectos en los cristales y ausencia de laminación visible, 1a: nicoles paralelos, 1b: nicoles cruzados. Se observa extinción uniforme, como resultado del crecimiento de cristales en continuidad cristalográfica con el substrato. Modificado de Frisia et al. (2000).

## Fábrica Fibrosa

Consiste en cristales compuestos con una relación, generalmente, largo/ancho  $> 6$  (Folk 1965). Se caracteriza por presentar marcas de crecimiento (Figura 2a, 2b).

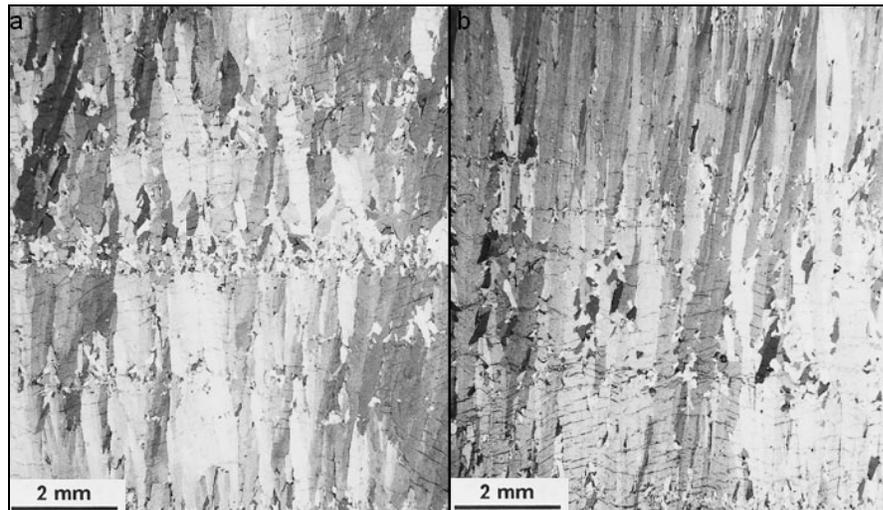


Figura 2. Fábrica fibrosa: cortes transparentes, 2a: nícoles cruzados. Se observan láminas de calcita, cada capa está marcada por microesparita. Se observan pequeños cristales elongados paralelos e inclinados con respecto al substrato, 2b: nícoles cruzados. Cristales inclinados con respecto al substrato, disminuyen continuamente durante el crecimiento. Modificado de Frisia et al. (2000).

## Fábrica Microcristalina

Forma capas opacas, de aspecto lechoso y porosas, se observa típicamente en estalagmitas holocenas (Frisia et al., 2000), que alternan capas claras y oscuras (Figura 3a, 3b), éstas últimas generalmente contienen filosilicatos, dolomita detrítica, óxidos de hierro (Frisia et al., 2000).

Los cristales pequeños que forman las presentan extinción ondulosa (Frisia et al., 2000).

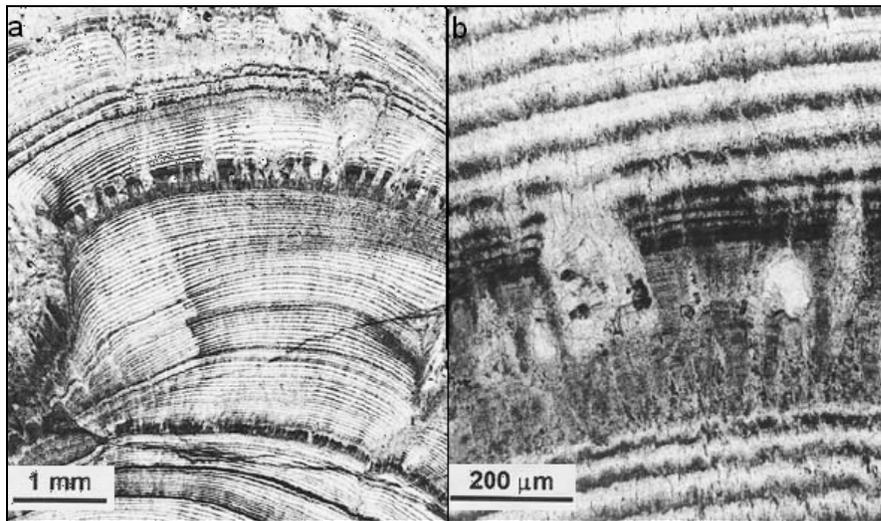


Figura 3. Fábrica microcristalina: cortes transparentes, 3a: nícoles cruzados. Se observan láminas claras y oscuras de una estalagmita, 3b: láminas oscuras presentan espacios rellenos por microesparita. Modificado de Frisia et al. (2000).

### Fábrica Dendrítica

Consiste en ramas policristalinas, formadas por pequeños cristales romboedrales apilados (Figura 4a, 4b). Esta fábrica posee el mayor número de defectos en la red cristalina, presenta porosidad intercristalina e intracristalina. Los cristales se orientan en varias direcciones (Frisia et al., 2000).

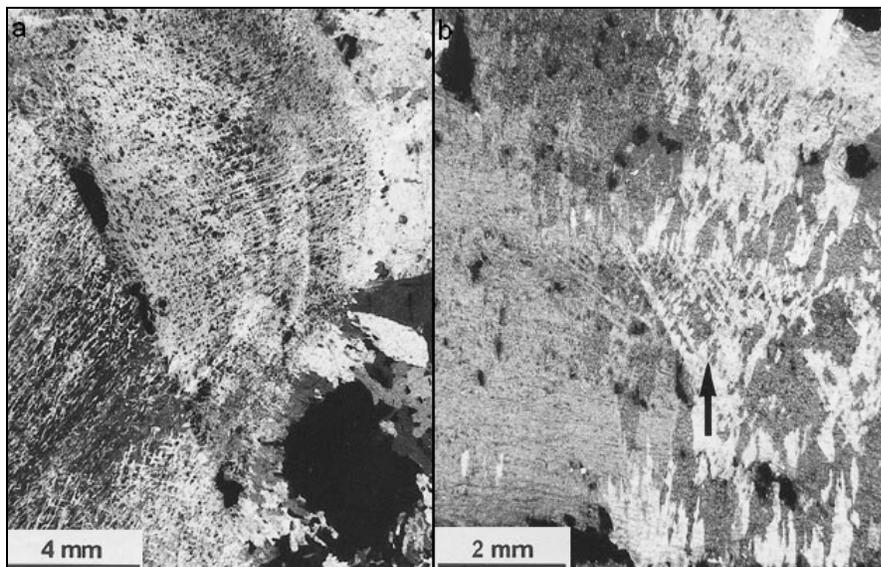


Figura 4. Fábrica dendrítica: cortes transparentes, 4a: nícoles cruzados. Se observa fábrica de una estalagmita pre-Holoceno, 4b: nícoles cruzados. La flecha indica fábrica dendrítica. Modificado de Frisia et al. (2000).

## **Fábrica Tobácea**

Se presenta bien laminada (Figura 5). Los cristales pueden agruparse formando columnas individuales transversales a la laminación (Frisia et al., 2000). En la red cristalina observa alto porcentaje de porosidad intracristalina, dislocaciones y láminas.

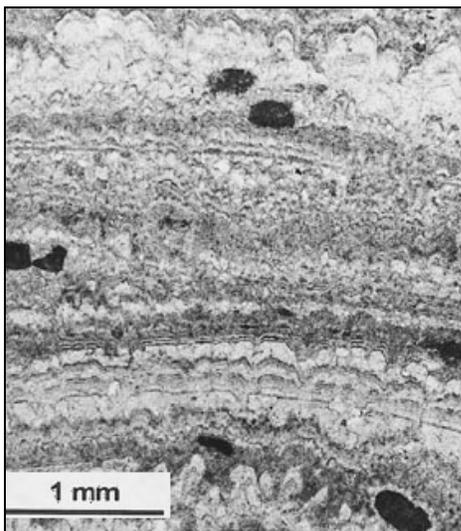


Figura 5. Fábrica tobácea: cortes transparentes.

## **Referencias**

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I., McDermott, F., 2000. Calcite fabrics, growth mechanisms and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1183 - 1196.

## Anexo B: Isotopía

Los isótopos son aquellos elementos químicos que poseen el mismo número de protones y distinto número de neutrones, es decir tienen distinta masa y volumen, otras propiedades también cambian, por ejemplo, la densidad, la velocidad de reacción, difusión y la energía de enlace. Se llaman isótopos estables a los elementos cuya vida media, es lo suficientemente grande para no ser medible.

La abundancia relativa de los isótopos en la naturaleza ha sido estudiada por varios autores, para este trabajo se utilizaran los datos de Faure (1998):

$^1\text{H}$ - 99,985 %	$^{12}\text{C}$ - 98,900%	$^{16}\text{O}$ - 99,762 %
$^2\text{H}$ (D) - 0,015 %	$^{13}\text{C}$ -1,100 %	$^{17}\text{O}$ - 0,038 % (no se utiliza)
		$^{18}\text{O}$ - 0,200 %

Sin embargo la relación entre isótopos pesados y livianos no siempre es constante, puede cambiar durante procesos físico-químicos, ya sean reacciones químicas o cambios de fase, este proceso es conocido como fraccionamiento isotópico el cual puede ocurrir en condiciones de equilibrio o no.

Cuando la calcita precipita en condiciones de equilibrio isotópico, la magnitud del fraccionamiento es predecible y depende de la temperatura, cuando no precipita en equilibrio isotópico (reacción incompleta o en un solo sentido) el fraccionamiento no es cuantificable, y en este caso la muestra no sirve como indicador paleoambiental (McCrea, 1950).

Para expresar composiciones isotópicas se utiliza la siguiente fórmula, donde d se expresa en porcentaje:

$$d_{\text{muestra}} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}}{R_{\text{estándar}}} * 1000$$

$R_{\text{muestra}}$ : Razón isotópica del elemento pesado con respecto al liviano.

$R_{\text{estándar}}$ : Corresponde a la misma razón anterior pero de un estándar.

## Equilibrio Isotópico

Existen distintas maneras de comprobar si una estalagmita se formó en condiciones de equilibrio isotópico con el agua, uno de los primeros métodos y hasta el día de hoy uno de los más utilizados es el de Hendy (1971) quien plantea que si la calcita precipitó en equilibrio se produciría el mismo fraccionamiento de oxígeno por la superficie de la estalagmita, como la composición del agua y la temperaturas son las mismas, entonces  $d^{18}O$  será el mismo en toda la lámina.

Luego de verificar esto se comprueba como varía el oxígeno con respecto al carbono en la misma lámina, si covarían es porque probablemente ha existido algún proceso cinético que ha afectado a los dos fraccionamientos paralelamente (Hendy, 1971).

La principal limitación de este método es que es complicado muestrear exactamente una lámina debido a que generalmente son muy delgadas en comparación al aparato de muestreo y disminuyen su espesor hacia los costados de la estalagmita

Normalmente ocurre fraccionamiento isotópico en equilibrio cuando en el interior de la caverna, tanto la humedad y la tasa de goteo que origina la estalagmita son altas (R. Kilian, comunicación verbal, 2009).

## Referencias

Faure. G., 1998. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, Nueva York, 589.

Hendy, C., 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, 801 - 824.

McCrea, J., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18, 849 - 857.

## Anexo C: Métodos Radiométricos en Dataciones de Estalagmitas

Actualmente se utilizan dos métodos isotópicos para calcular la edad absoluta en espeleotemas, datación por series de uranio y por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ).

### Datación por Series de Uranio

Este método es el más usado en la actualidad para la datación absoluta de espeleotemas, debido a su precisión y a su rango de aplicabilidad, relativamente amplio en comparación con otros métodos utilizados para datar rocas cenozoicas.

En las series de uranio se incluyen varios métodos de datación, basados en la desintegración de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ . El uranio y el torio se desintegran de manera natural generando isótopos hijos que también son radioactivos y de vida media relativamente corta. Así, se forma una cadena de desintegración, que finalmente da origen a isótopos estables de plomo ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ , y  $^{208}\text{Pb}$ ). Combinando distintos pares de isótopos se pueden datar materiales en un rango que varía desde sólo unos días a más de un millón de años, como el método  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ .

En estos métodos si el sistema permanece inalterado durante un cierto intervalo de tiempo, se alcanza un estado de equilibrio secular, en el que la tasa de desintegración o actividad de isótopos padres e hijos se iguala, marcando el límite de aplicación de cada método:

$$dN/dt = N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2 = \dots = N_n \lambda_n$$

siendo  $\lambda_i$  igual a la constante de desintegración del isótopo  $i$  y  $N_i$  el número de átomos del isótopo  $i$  presente en ese momento.

Por lo tanto, la abundancia de cada nucleido será proporcional a su vida media e inversamente proporcional a su constante de desintegración.

El método más utilizado en la datación de espeleotemas es el que conforman los isótopos  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  que corresponden a pasos intermedios de la serie de desintegración del  $^{238}\text{U}$ .

## Principios y Supuestos

El uranio inicia su ciclo sobre la superficie terrestre como elemento traza en silicatos y óxidos en forma de ión tetravalente  $U^{4+}$  relativamente insoluble. Durante la meteorización se oxida a  $U^{6+}$ , elemento que forma complejos hidrosolubles con bicarbonato, fosfato y otros ligandos (por ejemplo,  $UO_2(2CO_3)$  y  $UO_2(3CO_3)$ ).

Por el contrario el torio es muy insoluble y permanece adsorbido sobre la superficie de las arcillas y las moléculas orgánicas o coprecipita con hidróxidos y permanece prácticamente inmóvil durante todo el proceso de meteorización. Esto implica que las aguas a partir de las que precipita la calcita de espeleotemas pueden contener algo de uranio disuelto pero no suelen contener torio ya que el tiempo de permanencia del agua en el acuífero es corto en relación a la vida media del  $^{234}U$ .

El torio sólo puede entrar a formar parte de un espeleotema ligado a la materia orgánica o adsorbido sobre algunos minerales detríticos insolubles. El uranio, en cambio, entra en la calcita como elemento traza y a partir de ese momento la cantidad de  $^{230}Th$  aumenta en función del tiempo como producto de la desintegración del uranio hasta alcanzar el equilibrio secular.

## Cálculo de la Edad

Khlapin (1926), asume que el  $^{234}U$  y  $^{238}U$  están en equilibrio secular y que todo el torio presente en la muestra proviene directamente del  $^{238}U$ . Luego obtiene la ecuación de desintegración utilizada para datar y que, normalizada respecto a  $^{234}U$ :

$$^{230}Th/^{238}U = 1 - e^{-\lambda_{230}t} \quad (1)$$

En la actualidad es conocido que  $^{234}U/^{238}U$  ocasionalmente están en equilibrio secular en aguas naturales, (1) es el primer miembro de la actual ecuación de datación. La relación  $^{234}U/^{238}U$  puede variar desde 1 (equilibrio secular) hasta 10 ó más. Para analizar el estado de desequilibrio secular se mide la relación entre los dos isótopos hijos  $^{230}Th/^{234}U$  y además la de éstos respecto al isótopo padre  $^{238}U$ . Para obtener una edad a partir de las relaciones medidas de  $^{230}Th/^{234}U$  y  $^{234}U/^{238}U$  se aplica la siguiente ecuación:

$$^{230}Th/^{234}U = ((1 - e^{-\lambda_{230}t}) / (^{234}U/^{238}U)) + ((1 - (1 / (^{234}U/^{238}U))) (\lambda_{230} / (\lambda_{230} - \lambda_{234})) (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}) \quad (2)$$

Donde:

$^{230}\text{Th}$  se refiere sólo a la parte radiogénica del  $^{230}\text{Th}$ .

$\lambda_{230}$  es igual a la constante de desintegración del  $^{230}\text{Th}$ .

$\lambda_{234}$  es igual a la constante de desintegración del  $^{234}\text{U}$ .

$t$  es igual a la edad de la muestra.

El primer miembro de la derecha de (2) corresponde al  $^{230}\text{Th}$  formado por desintegración del  $^{234}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , si éstos estuvieran en equilibrio secular, y el segundo miembro, más largo, corresponde a la cantidad de  $^{230}\text{Th}$  formada por el exceso de  $^{234}\text{U}$  presente en desequilibrio (Dickin, 2002). La ecuación (2) puede resolverse iterativamente o gráficamente.

En la solución gráfica (Kaufman & Broecker, 1965), la línea de calibración  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$  (equilibrio secular) señala las edades en función del aumento de  $^{230}\text{Th}$  mientras que las isocronas verticales añaden la corrección debida al uranio que está en desequilibrio. Como se puede ver, esta corrección es innecesaria para muestras con edades menores de 30 ka.

## **Datación por Radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ )**

Este método se basa en la desintegración radioactiva de  $^{14}\text{C}$  (vida media de 5.730 años) a  $^{14}\text{N}$ . El radiocarbono se produce por la interacción de rayos cósmicos con nitrógeno y oxígeno. Las primeras medidas de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera fueron realizadas por Libby en el año 1940, posteriormente Arnold & Libby (1949), demostraron el uso de este elemento como herramienta de datación. En 1960 Libby gana el premio Nobel de química por su trabajo en el desarrollo de este método. En los últimos cuarenta años el radiocarbono ha comenzado a ser el método de datación más común para la arqueología, la paleoclimatología y la sismología.

### **Principios y Supuestos**

En la atmósfera se presentan tres isótopos de carbono, los dos más abundantes son estables  $^{12}\text{C}$  (98,89%) y  $^{13}\text{C}$  (1,11%). El radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) con una abundancia menor a  $10^{10}$  %, es inestable debido a que se desintegra a  $^{14}\text{N}$  con una vida media de 5.730 años.

El  $^{14}\text{C}$  está presente en la tierra debido a que es producido constantemente por la interacción, en la atmósfera superior, de rayos cósmicos con átomos de nitrógeno y oxígeno. La tasa de producción global de  $^{14}\text{C}$  es de 2 átomos  $\text{cm}^{-2}$  por segundo (Lingenfelter, 1963). Aproximadamente, el 75% de los átomos se forman en la estratosfera y el resto en la troposfera superior. El  $^{14}\text{C}$  es oxidado en horas a  $^{14}\text{CO}$  que tiene una vida media en la atmósfera de varios meses antes de oxidarse a  $^{14}\text{CO}_2$ , el cual tiene una vida media en la atmósfera cercana a 100 años lo que permite que se distribuya a través de la tropósfera. El contenido de  $^{14}\text{C}$  de la atmósfera está determinado por el intercambio de carbono en  $\text{CO}_2$  con el del océano y reservorios biosféricos.

El  $^{14}\text{C}$  se desintegra en  $^{14}\text{N}$  según la reacción  $^{14}\text{C} = ^{14}\text{N} + \text{electrón} + \text{neutrino}$ . Las plantas asimilan el C del  $\text{CO}_2$  atmosférico durante la fotosíntesis y lo expulsan durante la respiración. De esta forma, los tejidos de plantas vivas y de animales que se alimentan de éstas, intercambian continuamente  $\text{CO}_2$  con la atmósfera, lo cual ocurre relativamente rápido, por lo que la razón  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  contenida en los tejidos orgánicos de los seres vivos es, aproximadamente, igual a la de la atmósfera (luego que ha sido corregida la razón  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  debido a que existe fraccionamiento isotópico). Cuando organismos vegetales o animales mueren, cesa el intercambio con la atmósfera y el reemplazo de C en sus tejidos. Luego el  $^{14}\text{C}$  de la materia orgánica comienza su desintegración radioactiva a  $^{14}\text{N}$ . Si el tejido orgánico permanece intacto y aislado de intercambio, el decrecimiento en su contenido de  $^{14}\text{C}$  (expresado por la razón  $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ ) puede ser utilizado para indicar el tiempo de muerte del organismo. Este es el principio base para utilizar el radiocarbono como método de datación.

Para calcular la edad con este método se requiere asumir que el contenido de  $^{14}\text{C}$  del carbono original fijado en el tejido del organismo es igual contenido en el  $\text{CO}_2$  atmosférico (durante tiempos preindustriales), este supuesto implica dos problemas principales:

(1) Las reacciones químicas y biológicas fraccionan isótopos de acuerdo a su masa, la razón  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  en  $\text{CO}_2$  atmosférico diferirá del carbono orgánico, para solucionar esto se mide el grado al cual el fraccionamiento, dependiente de la masa, afecta el contenido isotópico estable de  $^{13}\text{C}$  de una muestra y se asume que el fraccionamiento de  $^{14}\text{C}$  será aproximadamente el doble que  $^{13}\text{C}$ .

(2) La concentración  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera ha variado en el tiempo, esto se produce por variaciones en el flujo de rayos cósmicos, en el campo magnético terrestre y por cambios en la distribución de la cantidad de carbono en el océano, biósfera y reservorios atmosféricos (Stuiver et al., 1991). Para solucionar este problema existen factores de corrección para calcular las

edades, basados en estudios de dendrocronología (Stuiver & Kra, 1986; Stuiver et al., 1993), microfósiles en varvas de sedimentos lacustres (Hajdas et al., 1993), y dataciones en terrazas de corales (Bard et al., 1990). Cambios más recientes en la concentración de  $^{14}\text{C}$  en el  $\text{CO}_2$  atmosférico han ocurrido por la dilución de combustibles fósiles (Stuiver & Quay, 1981) y por la producción de  $^{14}\text{C}$  durante pruebas atmosféricas de armas termonucleares.

### Rango de Aplicabilidad

La datación por radiocarbono es aplicable a material orgánico formado a partir de la fijación de carbono durante el proceso de fotosíntesis dentro de los últimos 50.000 a 60.000 años. La utilidad de este método está limitada por varios factores: (1) variaciones de precisión total del análisis  $^{14}\text{C}$  en  $\text{CO}_2$  atmosférico en el pasado, (2) la precisión total del análisis, incluyendo contaminación de fondo, (3) selección de muestras en terreno. En general el rango de aplicabilidad esta acotado a más de 300 años y menos de 55.000.

### Cálculo de la Edad

El formato para este cálculo fue realizado por Stuiver & Polache (1977). La razón  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  de la muestra es dividida por la misma razón en el estándar (ácido oxílico) y se expresa con el coeficiente F:

$$F = \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}}}{0.95 \times (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{OXI}}}$$

Luego la edad por radiocarbono se expresa de la siguiente forma:

$$^{14}\text{C}_{\text{edad}} = -t \ln F, \text{ donde } t \text{ corresponde a la vida media del } ^{14}\text{C}.$$

### Referencias

Arnold, J., Libby, W., 1949. Age determinations by radiocarbon content: Checks with samples of known age". Science, 110 (2869), 678 - 680

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R., Zindler, A., 1990. Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 405 - 410.

Dickin, A., 2002. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge.

Hajdas, I., Ivy, S., Beer, J., Bonani, G., Imboden, D., Lotter, A., Sturm, M., Suter, M., 1993. AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee: 6000 to 12000  $^{14}\text{C}$  years BP. *Climate Dynamics*, 9, 107 - 116.

Kaufman, A., Broecker, W., 1965. Comparison of  $^{230}\text{Th}$  and  $^{14}\text{C}$  ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research*, 70, 4039 - 4054.

Khlapin, V., 1926. Dokl. Akademia Nauka SSRR, 178.

Lingenfelter, R., 1963. Production of carbon 14 by cosmic-ray neutrons, *Reviews of Geophysics*, 1, 35 - 55.

Stuiver, M., Polache, H., 1977. Reporting of  $^{14}\text{C}$  data. *Radiocarbon*, 19, 355 - 363.

Stuiver, M., Quay, P., 1981. Atmospheric  $^{14}\text{C}$  changes resulting from fossil  $\text{CO}_2$  release and cosmic ray flux variability. *Earth Planet Science Lett.*, 53, 349 - 362.

Stuiver, M., Kra, R., 1986. Radiocarbon calibration issue. *Radiocarbon*, 28, 805 - 1030.

Stuiver, M., Braziunas, T., Becker B, Kromer, B., 1991. Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change. *Quaternary Research*, 35, 1 - 24.

Stuiver, M., Long, A., Kra. R., 1993. Calibration issue. *Radiocarbon*, 35, 1 - 244.

## Anexo D: Espesores de Láminas

Tabla 1. Datos de la laminación en la estalagmita EMD01.

Dominio	Rango del Dominio (mm)	Espesor capa clara (mm)	Espesor capa oscura (mm)	Unidad de tiempo (u)	Espesor total (mm/u)	Observaciones
A	0-13					Material detrítico, la topografía del piso controla el depósito. No se observa laminación.
B	13-17,4	0,300	0,050	0	0,350	
		0,550	0,100	1	0,650	
		0,300	0,050	2	0,350	
		0,400	0,050	3	0,450	
		0,250	0,050	4	0,300	
		0,200	0,050	5	0,250	
		0,300	0,150	6	0,450	
		0,150	0,100	7	0,250	
		0,300	0,050	8	0,350	
		0,200	0,050	9	0,250	
		0,200	0,050	10	0,250	
		0,400	0,100	11	0,500	
C	17,4-22,9	0,300	0,050	12	0,350	
		0,250	0,050	13	0,300	
		0,200	0,050	14	0,250	
		0,200	0,050	15	0,250	
		0,500	0,100	16	0,600	
		0,450	0,050	17	0,500	
		0,400	0,300	18	0,700	No se observa laminación en el centro de la muestra, solo en los costados.
		0,400	0,300	19	0,700	
		1,200	0,200	20	1,400	Lámina más oscura que el resto, irregular.
D	22,9-25,8	0,200	0,050	21	0,250	La laminación observada es más fina que los dominios adyacentes.
		0,200	0,050	22	0,250	
		0,350	0,150	23	0,500	
		0,250	0,050	24	0,300	
		0,250	0,050	25	0,300	
		0,200	0,050	26	0,250	
		0,400	0,100	27	0,500	
		0,500	0,050	28	0,550	
E	25,8-41,3	1,200	0,150	29	1,350	Alta variación del espesor de las láminas, por lo que la suma de los espesores promedio no equivale al rango del dominio.
		0,675	0,750	30	1,425	
		0,900	0,450	31	1,350	
		1,050	0,450	32	1,500	
		0,675	0,225	33	0,900	
		0,300	0,150	34	0,450	
		0,150	0,225	35	0,375	

		0,450	0,150	36	0,600	
		1,800	0,150	37	1,950	
<b>F</b>	<b>41,3-51,1</b>	0,200	0,100	38	0,300	
		0,200	0,150	39	0,350	
		0,250	0,100	40	0,350	
		0,300	0,050	41	0,350	
		0,200	0,100	42	0,300	
		0,300	0,050	43	0,350	
		0,400	0,150	44	0,550	
		0,350	0,100	45	0,450	
		0,200	0,050	46	0,250	
		0,300	0,100	47	0,400	
		0,250	0,100	48	0,350	
		0,600	0,100	49	0,700	
		0,400	0,025	50	0,425	
		0,450	0,050	51	0,500	Lámina oscura bastante irregular.
		0,300	0,050	52	0,350	No se observa laminación en el centro de la muestra, espesores medidos en el costado y extrapolados.
		0,525	0,300	53	0,825	
		1,300	0,200	54	1,500	
		1,300	0,200	55	1,500	Lámina muy oscura y nítida.
<b>G</b>	<b>51,1-80,93</b>	0,300	0,200	56	0,500	
		0,400	0,100	57	0,500	
		0,300	0,100	58	0,400	
		0,600	0,200	59	0,800	
		0,700	0,300	60	1,000	
		0,200	0,050	61	0,250	
		0,300	0,100	62	0,400	
		0,600	0,400	63	1,000	
		0,400	0,100	64	0,500	
		0,100	0,100	65	0,200	
		0,400	0,075	66	0,475	
		0,450	0,100	67	0,550	
		0,100	0,250	68	0,350	Láminas oscuras de mayor espesor que láminas claras.
		0,100	0,150	69	0,250	
		0,100	0,350	70	0,450	
		0,700	0,075	71	0,775	
		0,925	0,100	72	1,025	
		0,400	0,600	73	1,000	
		1,000	0,050	74	1,050	
		0,250	0,100	75	0,350	
		0,800	0,050	76	0,850	
		0,100	0,050	77	0,150	
		0,500	0,150	78	0,650	
		0,100	0,250	79	0,350	
		0,175	0,025	80	0,200	
		0,350	0,100	81	0,450	
		0,350	0,150	82	0,500	Lámina oscura bastante irregular.
		0,400	0,100	83	0,500	
		0,300	0,050	84	0,350	

		0,400	0,100	85	0,500	
		0,300	0,050	86	0,350	
		0,100	0,050	87	0,150	
		0,350	0,050	88	0,400	
		0,200	0,050	89	0,250	
		0,250	0,100	90	0,350	
		0,600	0,300	91	0,900	
		0,800	0,150	92	0,950	
		0,300	0,100	93	0,400	
		0,200	0,050	94	0,250	
		0,350	0,150	95	0,500	
		0,500	0,050	96	0,550	
		0,300	0,100	97	0,400	
		0,800	0,100	98	0,900	
		0,300	0,050	99	0,350	
		0,300	0,075	100	0,375	
		0,275	0,500	101	0,775	
		0,500	0,100	102	0,600	
		0,300	0,050	103	0,350	
		0,550	0,200	104	0,750	
		0,600	0,025	105	0,625	
		0,100	0,025	106	0,125	
		0,100	0,050	107	0,150	
		0,600	0,300	108	0,900	
		0,500	0,050	109	0,550	
		0,400	0,050	110	0,450	
		0,400	0,100	111	0,500	
		0,300	0,050	112	0,350	
		0,250	0,050	113	0,300	
<b>H</b>	<b>80,93-87,03</b>	0,600	0,050	114	0,650	Dominio de color más oscuro lo que dificulta el conteo de láminas. Se observa mayo número de inclusiones carbonosas.
		0,300	0,100	115	0,400	
		0,400	0,050	116	0,450	Es probable, que exista una laminación más fina.
		0,500	0,200	117	0,700	
		0,300	0,150	118	0,450	
		0,400	0,150	119	0,550	
		0,750	0,050	120	0,800	
		0,200	0,200	121	0,400	
		0,300	0,050	122	0,350	
		0,250	0,200	123	0,450	
		0,400	0,050	124	0,450	Última capa notoria e irregular, hacia los bordes es difusa.
		0,250	0,200	125	0,450	
<b>I</b>	<b>87,3-91</b>	0,200	0,050	126	0,250	Este dominio se acuña hacia la izquierda de la estalagmita, los cristales de calcita son (como en el resto de la muestra) perpendiculares a la laminación.
		0,600	0,075	127	0,675	
		0,375	0,100	128	0,475	
		0,125	0,050	129	0,175	
		0,400	0,050	130	0,450	
		0,125	0,050	131	0,175	
		0,700	0,100	132	0,800	
		0,250	0,100	133	0,350	

		0,550	0,125	134	0,675	
<b>J</b>	<b>91-96,6</b>	0,200	0,050	135	0,250	La primera parte del dominio (3,6 mm), posee laminación caótica, esta zona disminuye hasta alcanzar 0,8 mm de espesor, sobreyacendo el dominio I,
		0,350	0,075	136	0,425	
		0,125	0,025	137	0,150	
		0,175	0,100	138	0,275	El espesor es muy variable alcanza un máximo de 4 mm.
		0,250	0,150	139	0,400	
		0,300	0,100	140	0,400	La laminación del dominio es inclinada aproximadamente 18°, cristales crecen perpendiculares a las láminas.
		0,400	0,075	141	0,475	
		0,300	0,100	142	0,400	
		0,300	0,075	143	0,375	
		0,350	0,050	144	0,400	
		0,250	0,100	145	0,350	
		0,500	0,050	146	0,550	
		0,350	0,100	147	0,450	
		0,400	0,050	148	0,450	
		0,150	0,100	149	0,250	Última lámina nítida y muy oscura.
<b>K</b>	<b>96,6-105,95</b>	0,200	0,025	150	0,225	Dominio de color más claro, mantiene la orientación del anterior. Zona menos condensada.
		0,450	0,100	151	0,550	
		0,250	0,050	152	0,300	
		0,850	0,050	153	0,900	
		0,300	0,100	154	0,400	
		0,325	0,075	155	0,400	
		0,500	0,050	156	0,550	
		0,300	0,050	157	0,350	
		0,300	0,100	158	0,400	
		0,500	0,250	159	0,750	
		0,700	0,050	160	0,750	
		0,300	0,100	161	0,400	
		0,150	0,025	162	0,175	
		0,300	0,075	163	0,375	
		0,150	0,050	164	0,200	
		0,550	0,050	165	0,600	
		0,350	0,150	166	0,500	
		0,450	0,050	167	0,500	
		0,300	0,050	168	0,350	
		0,600	0,050	169	0,650	
<b>L</b>	<b>105,95-112</b>	0,900	0,200	170	1,100	Cambio gradual en la orientación de las láminas, hasta que llegan a ser subhorizontales.
		0,700	0,300	171	1,000	
		0,300	0,300	172	0,600	
		0,150	0,200	173	0,350	Capas más gruesas hacia la izquierda, a medida que crecen van adquiriendo espesor más constante.
		0,350	0,100	174	0,450	
		0,600	0,050	175	0,650	
		0,750	0,050	176	0,800	
		0,550	0,400	177	0,950	
		0,400	0,200	178	0,600	
		0,100	0,100	179	0,200	
		0,400	0,150	180	0,550	

		0,550	0,100	181	0,650	
		0,550	0,150	182	0,700	
		0,300	0,050	183	0,350	Última lámina aumenta de grosor hacia las orillas (máximo 0,4 mm).
		0,350	0,200	184	0,550	
<b>M</b>	<b>112-130</b>	0,300	0,100	185	0,400	En este dominio las láminas crecen subhorizontales, pero en la parte superior presentan una leve concavidad en el centro, que se hace mas notoria acercándose al techo de la estalagmita.
		0,300	0,050	186	0,350	
		0,100	0,050	187	0,150	
		0,200	0,050	188	0,250	
		0,150	0,150	189	0,300	
		0,650	0,300	190	0,950	
		0,300	0,200	191	0,500	
		0,300	0,050	192	0,350	
		0,500	0,200	193	0,700	
		0,250	0,100	194	0,350	
		0,200	0,200	195	0,400	
		0,200	0,100	196	0,300	
		0,200	0,150	197	0,350	
		0,150	0,100	198	0,250	
		0,200	0,200	199	0,400	
		0,400	0,300	200	0,700	
		0,200	0,100	201	0,300	
		0,200	0,050	202	0,250	
		0,200	0,100	203	0,300	
		0,150	0,100	204	0,250	
		0,450	0,200	205	0,650	
		0,200	0,450	206	0,650	
		0,450	0,050	207	0,500	
		0,350	0,250	208	0,600	
		0,300	0,200	209	0,500	
		0,250	0,250	210	0,500	
		0,200	0,100	211	0,300	
		0,200	0,300	212	0,500	
		0,150	0,300	213	0,450	
		1,400	0,150	214	1,550	
		0,225	0,325	215	0,550	
		0,500	0,150	216	0,650	
		0,350	0,250	217	0,600	
		0,550	0,350	218	0,900	
		0,700	0,025	219	0,725	

## Anexo E: Análisis de Muestra de Agua

Tabla 1. Informe de ensayo en muestra de agua.

Muestra de agua	
Tipo de agua	Cruda
Temperatura	20 ± 2 °C
Determinación pH	
pH	7,3
Determinación conductividad	
Conductividad (µS/cm)	240
Determinación carbonatos, bicarbonatos y/o hidróxidos	
Hidroxidos (OH <sup>-</sup> )	----
Carbonatos (CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> )	----
Bicarbonatos (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	114
Determinación de acidez	
ión Hidrogeno	----
Determinación concentración fluoruro	
Flúor	n.d.
Determinación de la concentración de cationes mayores	
Calcio	43
Magnesio	1,1
Sodio	6,3
Potasio	0,34
Litio	< 0,02
Determinación de la concentración de aniones	
Sulfatos	1,4
Cloruros	7,8
Nitratos	< 3,0
Parámetros	
<i>Valores expresados como CaCO<sub>3</sub></i>	
Alcalinidad total	----
Acidez total	----
Dureza total	111,8
Dureza carbonatada	93,5
Dureza no carbonatada	18,3
Suma sólidos disueltos	116
Sólidos disueltos por evaporación a 103°C	122,5

Observaciones: n.d: no determinado.  
Volumen de agua insuficiente para el análisis.