



**ISMMMM**  
**INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALÚRGICO DE MOA**

Desde su fundación, el Instituto Superior Minero Metalúrgico ha laborado por una proyección académica significativa al desarrollar no sólo la formación de pregrado, sino también nuevas formas de superación e investigación continua de profesionales, con un relevante papel en la formación posgraduada de Masters y Doctores en Ciencias, el desarrollo de investigaciones y servicios científico-técnicos de excelencia nacional y competitividad internacional para la rama geólogo-minero-metalúrgica y en la protección del medio ambiente, sobre la base de una estrecha relación con la industria.

## SERVICIOS QUE BRINDA

### Servicios Científico-Técnicos:

- Asesoría en diseño de programas académicos de Maestrías e Ingenierías geológica, minera, medio ambiente, metalúrgica y electromecánica.
- Tutoría de Tesis de Ingenierías, Maestrías y Doctorados vinculados con las temáticas antes relacionadas.
- Investigaciones relacionadas con las líneas siguientes:
  - Perfeccionamiento de tecnologías de procesos metalúrgicos.
  - Determinación de calidad de las aguas superficiales y subterráneas.
  - Geoquímica y metalogenia de complejos ofiolíticos.
  - Exploración de yacimientos.
  - Aprovechamiento integral de los minerales.
  - Automatización industrial.
  - Explotación de yacimientos minerales a cielo abierto.
  - Voladuras con explosivos.
  - Construcciones subterráneas.
  - Ingeniería de materiales.
  - Soldadura y conformación de metales con el uso de explosivos
  - Eficiencia energética en la industria minero-metalúrgica.
  - Petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica.
  - Mineralogía y geoquímica de los concentrados pesados.
  - Estudios de impacto ambiental y protección del medio.
  - Tratamiento de residuales en la industria.
- Ofertas de especialistas de alto nivel académico y científico para la ejecución y evaluación de proyectos científico-técnicos en las esferas antes mencionadas.
- Desarrollo de pasantías y turismo científico-estudiantil para docentes, estudiantes universitarios e investigadores.

## Espeleothemas y niveles marinos pleistocénicos en la unidad litoestratigráfica Canímar, norte de Matanzas, Cuba

Jesús Martínez Salcedo\* \*Instituto de Geología y Paleontología, MINBAS.

### INTRODUCCIÓN

Es conocido que al norte de la provincia de Matanzas, en la región comprendida entre los ríos Canímar y Camarioca, y en las terrazas costeras desarrolladas a expensas de la Fm. Canímar ( $N_2$ ) se abre la caverna freática Santa Catalina en las coordenadas X: 457 706, Y: 361 800, hoja topográfica a escala 1:50 000 No. 3985-III; Varadero. En esta caverna y en una galería seca que ocupa una posición elevada (nivel superior) en relación con el resto de la cavidad, existen con relativa abundancia numerosos hongos de zinolita (Figura 1), tan variados por sus dimensiones como por sus proporciones. Con este nombre en el año 1973 se publicó un artículo de los autores N. Viña, A. Graña y E. Vento, donde se daban a la publicidad y se intentaban aclarar aspectos relacionados con la génesis de los mismos. Observaciones posteriores realizadas por el colectivo del GET. «Carlos Darwin» sobre estas formaciones diferían en parte de las conclusiones de los autores de referencia. Así, se procedió durante el año 1997 a desarrollar una investigación basada en muestreos y descripciones muy precisos a expensas de ejemplares de hongos partidos por el desplome de los techos de las galerías al formarse las dolinas y posterior análisis de estas muestras macroscópicas y de secciones pulidas en lupa binocular, así como secciones delgadas en microscopio de luz polarizada. El principal método de estudio ha sido la sistematización-generalización de las informaciones geólogo-carsológicas y de los procesos reconstructivos litoquímicos.

Como principal resultado de esta investigación se ha aclarado la estructura del hongo y se ha deducido una nueva hipótesis genética más cercana a los hechos y basada en un modelo evolutivo compatible y aplicable a la Geología del cuaternario y en específico a las oscilaciones marino-freáticas pleistocénicas del territorio cubano. Durante estas recurrencias no sólo se formó el paisaje costero, sino que también se depositaron secuencias carbonatadas y terrígenas. Se evidencian estas oscilaciones por la presencia de las formaciones subfreáticas hongos de zinolita, ya que las mismas deben su aparición a repetidos ciclos de anegación-drenado del nivel freático regional en el tiempo de evolución de la cavidad subterránea bajo condiciones muy específicas. En este trabajo se intenta precisar.

La zinolita es un depósito pobremente estratificado, color amarillo-blancuzco, mal consolidado y friable, conformado al cementarse infinidad de láminas de calcita flotante que han caído al fondo de los embalses freáticos al hundirse por su peso producto de la ruptura de la tensión superficial que las sostenía flotando sobre las aguas. A su vez estas láminas quedan en la superficie del agua al cristalizar y acrecionarse sobre estas millones de cristales de calcita durante el mecanismo de evaporación del agua sobresaturada de bicarbonato de calcio en ambientes de gran quietud.

**RESUMEN:** En regiones cársicas a expensas de rocas carbonatadas, morfologías llanas y cercanas a las costas, el nivel freático oscila, en general, en relación directa con el nivel marino. Es conocido que este nivel del mar durante el pleistoceno cubano cambió con frecuencia creando formas de relieve y accidentes geográficos típicos que en muchos casos no han perdurado debido a la intensa meteorización que han sufrido en ambientes hipergénicos y que en otros no han podido formarse por las condiciones propias de las regiones costeras, no obstante haber ocurrido el proceso de oscilación marina. Sin embargo, en ambientes hipógeos cársicos, dentro de la formación Canímar ( $N_2$ ), estas oscilaciones del nivel marino-manto freático han condicionado la formación de espeleothemas muy específicos, entre ellos el denominado *hongo de zinolita* [1], que por su carácter único evidencia la presencia de al menos tres de estas oscilaciones, a partir del pleistoceno inferior, lo cual se infiere de las conclusiones del estudio de la estructura interna del hongo y de las características estratigráficas de la región. Esto, sin considerar un paleo-nivel freato-marino en el plioceno superior que en zonas emergidas causó el cavernamiento inicial portador de esta formación secundaria, mientras se sedimentaba en otras áreas aledañas, aún anegadas, la formación Vedado ( $N_2^3-Q_1$ ). Se estima que el comienzo de la formación de los hongos en el pleistoceno inferior es coincidente con la deposición de las últimas secuencias ( $Q_1$ ) de la formación Vedado, y durante el resto del pleistoceno con las formaciones Versalles ( $Q_2$ ) y Jaimanitas ( $Q_3$ ), en la región costera del norte de Matanzas.

**ABSTRACT:** In carbonaceous carstical region, near to the shore zones, there is a remarkable relationship between sea's and freatic levels. These oscillations during the Cuban Pleistocene occurred very often and controled the level of underground freatic lakes in caves of the Matanzas north coastal terraces. Into these lakes, under subfreatic conditions, were formed a lot of unique and specific speleothemes which remained as testimonies of at least three anegation episodes during Pleistocene. This results are well known from his internal structure study. These secondary formations are named «Hongos de Zinolita» (Zinolite Mushrooms), which appear only in the Santa Catalina Cave, Matanzas province.

### Análisis factográfico

Este análisis parte de la premisa de que se han podido clasificar una serie de hechos relacionados con los hongos, lo que unido al análisis morfológico-estructural ha llevado a la creación de un modelo evolutivo que se detalla en el acápite de Génesis. Aleatoriamente estos hechos son:

- I. Hasta la fecha los hongos sólo han sido reportados en la caverna Santa Catalina y no en ninguna otra cavidad del entorno o de la región, abiertas en la misma Fm. Canímar. Por su gran extensión y varios niveles se deduce que es una caverna antigua, que ha pasado por la mayoría de los eventos geológico-carstológicos de la región, lo que ha podido no ocurrir en el resto de las espeluncas. De ahí la posible ausencia de hongos en otras localidades.
- II. Esta espelunca freática se desarrolla en secuencias biocalcareónicas de la Fm. Canímar. Roca con granulometría mediana-gruesa, color blanco-amarillento a crema, porosa, blanda, microagrietada y muy pura por su contenido de  $\text{CaCO}_3$ . Presenta suaves buzamientos ( $10-18^\circ$ ) de dirección general Norte con dislocaciones tectónicas locales. La estratificación está poco definida. En sectores aparecen calizas biodeétricas [2]. Roca muy soluble, lo que facilita la alta concentración de  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  en el agua freática de los lagos y en las vadósas descendentes, y favorece la rápida cristalización de calcita flotante y zinolita.
- III. Todos los hongos están contenidos dentro de grandes hoyas cársicas excavadas profundamente en la roca del suelo de la cavidad. Estas contienen varios ejemplares de hongos y en ocasiones sobrepasan la decena. En realidad las hoyas contienen a los hongos, ya que estos han aflorado por la reexcavación de las hoyas al ser barrida la zinolita-1 que le servía de molde al talus y de superficie de deposición a la umbella.
- IV. Existen hoyas cársicas en el nivel superior que no tienen hongos, pero sus secciones altas contienen *gours* de muy poca altura que llegan hasta el borde mismo de las hoyas. Cabe la posibilidad de que en estos sectores cesara el goteo y no se formaran los cilindros en la zinolita-1, siendo esta barrida a posteriori al final del segundo ciclo. Los *gours* indican el flujo.
- V. Existe relación entre los hongos y las paredes de las hoyas cársicas. Numerosos hongos están pegados a las paredes sobresaliendo de ellas la mitad del espeleothema (semiaflorados por la vertical); en otros casos están tan próximos a las paredes como si hiciera poco se hubieran "separado" y en otras ocasiones están en el centro de las hoyas, algo más lejos de las paredes, como si hubieran quedado "rezagados", pero próximos a otros de su propio género y estos cercanos a las paredes. Los hongos facilitan el barrido de la zinolita-1 y así la reexcavación

de las hoyas, y al mismo tiempo controlan su ampliación areal con los individuos más extremos. Podría suceder que se pudieran hallar hongos aún enterrados en la zinolita antigua.

- VI. Normalmente los hongos ocurren en grupos familiares en tamaño y proporciones. Con excepción se presentan como individuos aislados. Esto ocurre producto del goteo de varias estalactitas en un área relativamente pequeña. A mayor cantidad de estalactitas goteando mayores posibilidades de formarse hongos y viceversa.
- VII. Todos los especímenes, sin importar la talla, tienen elementos morfológicos específicos (ver Morfología) comunes (Figura 1) y estructurales (Figura 2). Incluso existen talus [1] sin umbella y viceversa que ocasionalmente coexisten con hongos completos asociados a un área restringida de la galería. De hecho realmente son domos y "obeliscos" de zinolitas. Esto demuestra una ley general de formación, un mismo principio, de modo que cuando falla algún factor no se forman los hongos.  
Los "obeliscos" (talus sin umbella) tienen diferentes alturas y se producen al interrumpirse por zonas el goteo estalactítico antes de formarse la umbella e incluso sin siquiera terminar la formación del talus. La punta puntiaguda ocurre por la erosión del obelisco durante el proceso de desagüe del segundo ciclo (ver Génesis), al parecer en hoyas que experimentaron mayor fuerza de corrientes. Este proceso se nota en grupos de hongos que muestran un adelgazamiento de sus cuellos, algunos de los cuales son correlacionables en altura con las puntas de los obeliscos. Los domos (umbellas sin talus) están siempre colgando del techo mediante su unión con una estalactita. El goteo en general se reactivó tardíamente a finales del primer ciclo en el período de desagüe y principios de la inundación del segundo ciclo (ver Génesis). El goteo no formó el agujero del talus y sí formó el domo, por lo que quedó el ápice muy cerca de la estalactita que lo generó, y se unieron ambos al continuar el goteo, al desaguarse la cavidad. Para los obeliscos y los domos-umbellas se cumple el resto del esquema genético evolutivo en cada caso separadamente (ver Génesis).
- VIII. La base de las umbellas [1] tiene aproximadamente el mismo nivel en cada hoya, aunque en cada una tienen su propio nivel, rasgo indicador del nivel alcanzado por la zinolita de primera generación (ver Génesis). Esta potencia (que es lo que le controla la altura al talus) depende de la masa de zinolita depositada y esto, a su vez, depende del área del embalse, velocidad de evaporación del agua, capacidad-profundidad del embalse, nivel hipsométrico y potencia de la masa de agua, grado de saturación de bicarbonato de sodio del agua, etcétera.
- IX. La presencia de la zinolita es abundantísima en toda la caverna y aunque los hongos están formados de ella, estos están confinados a un solo sector de la

cavidad, que corresponde a las galerías altas del nivel superior. Se deduce que esta galería alta sea la única que haya sufrido tres ciclos de inundación-desagüe (inundaciones parciales que dejan el techo libre de aguas). Las galerías más profundas en esos momentos de seguro estaban anegadas.

- X. Existen reducidos restos de zinolita adheridos a las paredes estructurales de las hoyas, a modo de capas, buzando bajo ángulos de  $10-12^\circ$  hacia el centro de las depresiones. Por su posición sólo pueden corresponderse con las zinolitas de primera generación, las cuales heredaron su inclinación del relieve de la roca estructural de los pisos y paredes de las hoyas. Zinolita barrida durante el desagüe del segundo ciclo.
- XI. La formación de zinolita es un fenómeno universal para toda la caverna, bien difundido en tiempo y espacio, representado por potencias de zinolitas de al menos 2 m, arena de calcita (1,5 m) y espeleothemas subfreáticos de zinolita tales como domos, fungiformes y hongos. Incluso el sedimento aparece en niveles más profundos donde se observan «zinoacrosmitas»; estalagmitas en las cuales de toda su longitud al menos una tercera parte de su punta está constituida por la zinolita, moldeada, soldada y sellada al contexto general por una colada estalagmítica del goteo procedente del techo [3]. Todo indica prolongadísimas inundaciones y aguas muy carbonatadas, saturadas de  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Aun hoy día se forma zinolita, cíclicamente, en los laguitos vadósos de niveles superiores. En niveles más profundos hay zinolitas, pero no hongos de zinolita.
- XII. Existen cortinas freáticas colgantes (Figura 5) directamente bajo una cierta cantidad de hongos. Otros ejemplares de cortinas unen hongos con los bordes de las hoyas, unen hongos entre sí y unen diferentes partes de las hoyas por sus bordes. Inclusive existe una gran cortina de 2 m de amplitud vertical, con trayectoria oscilante de unos 4 m, que corre colgando del techo de un salón. Estas cortinas freáticas se forman por cristalización de calcita en los accidentes de superficies salientes que tienden a la horizontal y que contactan con la superficie libre oscilante del manto freático, donde al ser humedecidas cíclicamente, se va depositando el carbonato en cristalizaciones superpuestas en capas ordenadamente horizontales. Estas van creciendo en sentido vertical descendente a medida que se deprime el nivel acuífero. En algunos sectores el tope alto de las cortinas marca el nivel máximo alcanzado por la inundación del tercer ciclo.
- XIII. Cada hongo tiene su estalactita (o su grupo) asociada, más desarrollada que las restantes del entorno. En general, el techo está repleto de gruesas y cortas estalactitas del tipo climático (caudal relativamente

abundante y  $\text{CO}_2$  relativamente escaso). Corroboran que existían coaliciones climáticas para la formación de zinolitas.

- XIV. Hongos completamente corroídos a lo largo del eje vertical que muestran estructura interna o incipientemente agujereando el ápice de la umbella. El corte zinolítico es de 1 s 0 m de potencia y 0,50 m de biocalcarenita (roca estructural). Cambio de acidez en el agua vadosa después del tercer ciclo, o sea, recientemente. ☺.

### Morfología

Estas formas pétrasas clasifican como algo único debido a su excepcional icnografía teniendo comúnmente la apariencia de un hongo hongo (champiñón) con alturas de 0,5-2,0 m erguido sobre suelo arcilloso. En ocasiones esta forma tiende a aburrirse a causa de los depósitos dejados en ella por escurrimientos superficiales, goteo y salpicaduras de agua contra el piso, que causa la exagerada elevación del ápice de la umbella y engrosan la base de esta y de algunos sectores del talus. La umbella y el talus forman parte de un todo, pero con evoluciones distintas.

La umbella es la parte superior a modo de "sombrija" maciza que de hecho es un domo de zinolita [4], pero con una estructura interna diferente de este (Figura 7C). Su superficie es rugosa con microrrazaduras de la colada estalagmítica que la recubre y presenta en sus bordes variadas y múltiples estalactitas, esponjiformes, dripstones, colgantes, cotenas freáticas (Figura 5) y concreciones botroidales. Cdeplian el conjunto huellas de surcos y una concavidad en el ápice, indicios de disolución incipiente, aunque en otras localidades sobre el ápice ha crecido desde una fuerte estalagmita hasta una gruesa columna.

El talus (Figura 1) es el "tronco" macizo que sostiene la umbella; es de aspecto cilíndrico y su superficie comúnmente presenta múltiples protuberancias semiesféricas y sobre esta una fina colada estalagmítica que en muchos casos está arrancada o disuelta exhibiendo sus finas capas superpuestas. También es frecuente que a causa de las aguas descendentes de la umbella, el conjunto se cubra por concreciones botroidales, coladas y por los concebidos surcos en algunas localidades. Esta huella de la disolución en ocasiones alcanza niveles altísimos al poder observarse ejemplares completamente oradados y vaciados en todo su interior a lo largo de su eje vertical, quedando a veces sólo la armazón incompleta, muy delgada y disueta de las paredes del talus y un anillo cerrado del borde de la umbella, que dejan a la vista su composición zinolítica e inclusive la biocalcarenita que como lecho rocoso conforma la cavidad en el piso. En ocasiones el conjunto queda recubierto internamente por una colada calcítica. Este fenómeno indicador de la variabilidad del pH del agua a goteo.

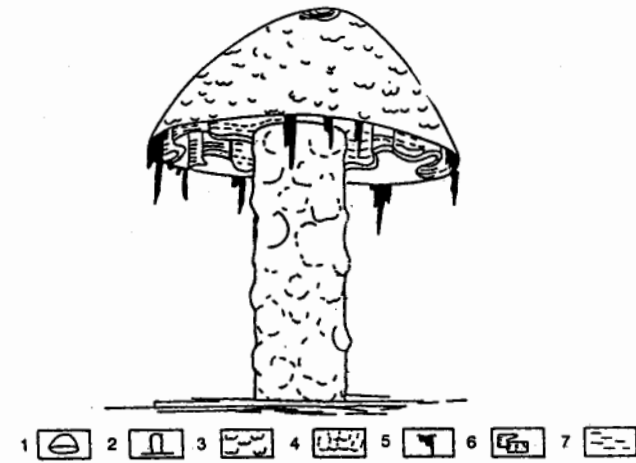


FIGURA 1. Morfología general (apariencia externa esquematizada). 1. Umbrella; 2. Talus; 3. Rizaduras de la colada estalagmítica; 4. Protuberancias semiesféricas del forro externo; 5. Dripstones, esponji-formes, estalactitas, colgantes, concreciones botroidales; 6. Cortinas freáticas; 7. Arcillas.

#### Estructura

En muchos aspectos la estructura es la causa directa de la morfología del hongo. La umbella (Figura 2) presenta dos capas bien definidas: la zinolita y la colada estalagmítica (Figura 4).

La *capa zinolítica* comprende desde el núcleo hasta la parte inmediata al forro externo (colada estalagmítica). Este núcleo mantiene la forma de umbella compuesto por diminutas láminas de zinolitas perpendiculares a los radios que parten del centro inferior de la umbella, o sea, su punto de unión con el talus [1]. Esta zinolita tiene una cierta estratificación, indicadora de que en el sector basal de la umbella el depósito forma un cono con buzamiento deprimido hacia su centro (Figura 7B); mientras que alrededor de este forma un anillo anticlinal y las capas más externas llegan a buzarse hacia el borde exterior de la umbella (Figura 2). Este cono cambia a cono normal [1] hacia el ápice de la umbella, y las capas de zinolita buzarse hacia el borde exterior de la umbella (Figura 7C). Esta zinolita del núcleo es más blanda y friable con cemento calcítico de contacto, pero en la zona más próxima a la colada estalagmítica (Figura 4) el material está recristalizado con cemento de relleno compuesto por pequeños agregados aciculares esférico-semiesféricos de cristales de calcita; además, encajona las "raíces" [1] de la colada estalagmítica, que son sus infiltraciones en la zinolita, y crea en conjunto una zona más dura y compacta, pero irregular en potencia. La

zinolita de la umbella es isocrónica con parte de la del talus y son más jóvenes; se le denomina zinolita-2 (ver Génesis). De hecho el núcleo es un domo de zinolita con estructura interna aberrada.

La *colada estalagmítica* de grosor variable y compuesta por varias capas finas superpuestas, duras y compactas, recubren la zinolita y hacia el contacto con esta presenta un límite irregular producto de infiltraciones que crean cristalizaciones que encajan la zinolita (Figura 4). Toda la colada se compone de agregados sacaroideos escalenoédricos con ocasionales agregados aciculares semiesférico-esféricos de cristales de calcita. Toda esta colada forma parte del forro externo que se continúa en el talus.

El *talus* (Figura 2) presenta cuatro capas que de adentro hacia afuera son: zinolita-2, zinolita-1, agregados aciculares y colada estalagmítica (Figuras 3 y 6).

La *capa de zinolita-2* por su composición es igual a la de la umbella, pero forma el núcleo del talus (Figura 6) con cristales más pequeños y es blanda y friable con infinidad de espacios y poros interzinolíticos abiertos; sus depósitos tienen estratificación de cruzada a «caótica» y buzarse en cualquier dirección.

La *capa de zinolita-1* (Figura 3) es de primera generación (ver Génesis) y rodea exteriormente al núcleo. Macroscópicamente no se observa cambio brusco entre esta y la zinolita-2, aunque sí se nota un cambio en sus propiedades físicas dado en específico por una mayor dureza. Su composición es igual a la de la zinolita-2, pero el material componente está recristalizado con cemento de relleno de pequeños agregados aciculares esférico-semiesféricos de cristales de calcita que cierran gran parte de los espacios interzinolíticos. Esta banda aparece rápidamente con una potencia promedio de 3-4 cm y viene a ser como un forro interno (periferia del talus) que va desde la intersección con la umbella hasta el extremo final enterrado del talus (Figura 2).

La *capa de agregados aciculares* semiesféricos de cristales de calcita (Figura 3) tiene como promedio un grosor de 2 cm y rodea a la zinolita-1 (Figura 6). Es parte del forro externo del talus (Figura 2) y parte desde la base de la umbella hasta el nivel del suelo. Bajo este no continúa. Es una capa compacta, maciza, que va creando ondulaciones en su superficie libre al ir uniéndose los diferentes mazos de cristales de diversas longitudes (aspecto exterior como protuberancias semiesféricas). Se observa que la cristalización ha crecido a partir de la zinolita-1 hacia el exterior libre que ahora ocupa la colada estalagmítica. Este crecimiento se ha desarrollado según la ley de la Selección Geométrica (Figura 3) y bajo condiciones físicas, químicas e hídricas muy específicas (ver Génesis). Estos agregados cristalinos aciculares sólo han podido crecer en ambiente subacuático, a expensas de líquidos sobresaturados de bicarbonato de calcio y bajo condiciones térmicas y de quietud del medio acuoso muy estables.

La formación de agregados esferulíticos obedece, al igual que en los agregados de drusas, a la ley de la Selección Geométrica [5]. En este caso cada esferulita se comporta como un individuo mineral. Los individuos desordenadamente orientados se forman a partir de una multitud de gérmenes cristalinos con fijación casual en las paredes porosas irregulares de las cavidades de la zinolita-1 recristalizada. Los cristales se desarrollan y crecen a cuenta de los individuos donde su dirección máxima de crecimiento es normal a las paredes de las minúsculas cavidades. Así, la orientación de los individuos es influida por la base sobre la cual crecen. En el caso de los mazos cristalinos se observa una estructura concéntrica zonal que parte de un punto común y abre en abanico (Figura 3).

La *colada estalagmítica* (Figura 3), como última capa formada, cubre irregularmente los mazos de cristales aciculares, es también parte del forro externo (Figura 6) y tiene la misma estructura que la de la umbella (exceptuando las "raíces" y su zona de transición); pero aquí su grosor es de 4-5 mm, o sea, mucho menor, aunque en ocasiones se complican por grandes y potentes masas de varios centímetros de espesor de concreciones botroidales de calcita de hábito escalenoédrico.

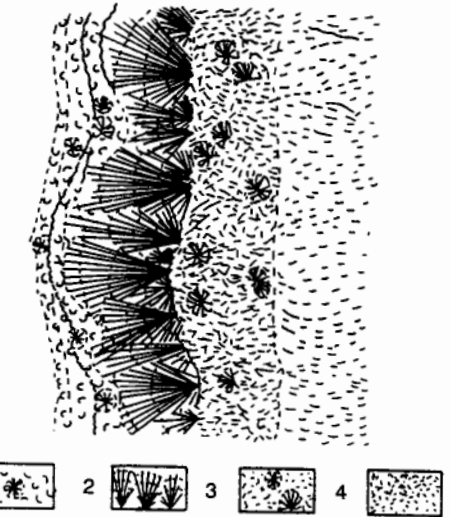


FIGURA 3. Estructura detallada del forro externo y periferia del talus (paredes).

(1-2) Forro externo; 1. Agregados sacaroideos romboédricos con ocasionales agregados aciculares esférico-semiesféricos (colada estalagmítica); 2. Agregados aciculares semiesféricos; 3. Periferia del talus, zinolita de primera generación recristalizada con agregados aciculares esférico-semiesféricos; 4. Zinolita de segunda generación, friable (núcleo).

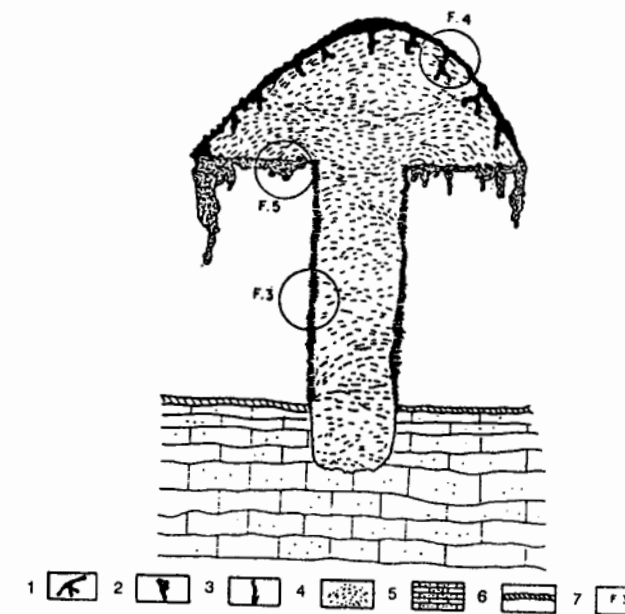


FIGURA 2. Estructura general (corte longitudinal esquemático). 1. Colada estalagmítica; 2. Dripstones, esponji-formes, estalagmitas, cortinas; 3. Forro externo; 4. Zinolitas; 5. Biocalcarenititas de la formación Canimar ( $N_2-Q_1$ ); 6. Arcillas recientes; 7. Figuras detalladas.

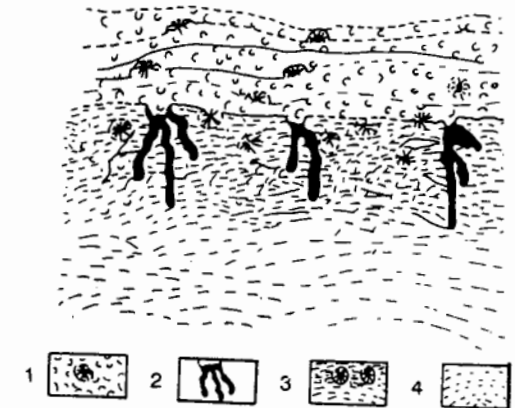


FIGURA 4. Estructura detallada de la colada estalagmítica y periferia de la umbella.

(1-2) Colada estalagmítica; 1. Agregados sacaroideos romboédricos con ocasionales agregados aciculares esférico-semiesféricos; 2. Infiltraciones de la colada en la zinolita; 3. Periferia de la umbella, zinolita de segunda generación recristalizada con agregados aciculares esférico-semiesféricos; 4. Zinolita de segunda generación, friable (núcleo).

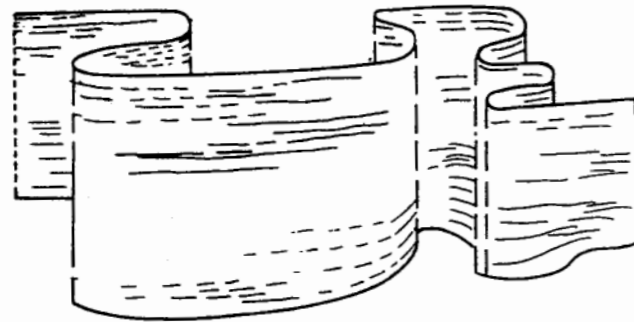


FIGURA 5. Cortinas freáticas.

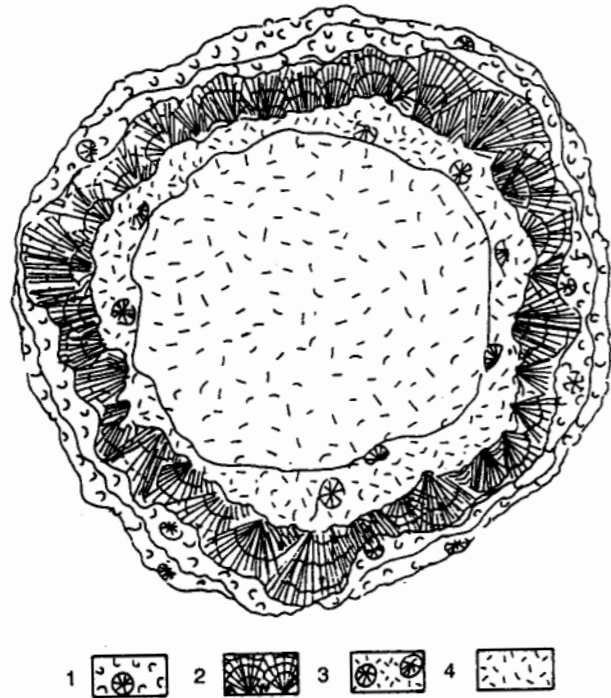


FIGURA 6. Estructura detallada del talus (corte transversal). (1-2) Forro externo (ver Fig. 3); 3. Periferia del talus (ver Fig. 3); 4. Núcleo, zinolita de segunda generación (ver Fig. 3).

**Génesis**

**Hipótesis**

En el plioceno superior comienza a surgir la caverna Santa Catalina (I), mayormente a expensas de las biocalcarenitas (II) que constituyen parte de la formación Canimar (N<sub>2</sub>). El proceso inicial tiene lugar a partir de la disolución de estas rocas en la superficie libre del antiguo manto freático de la región y posteriormente en el seno de sus aguas, dejando tras de sí distintos niveles de galerías, al ir bajando el nivel freático en el tiempo geológico. Este retiro inicial de las aguas freáticas no fue un proceso de un solo sentido en el tiempo, sino que fue seguido de ciclos de nuevas inundaciones-drenado que volvieron a anegar y vaciar alternativamente galerías altas secas ya conformadas, donde empezaban a crecer estalactitas desde sus techos. Esta recurrencia marina comenzó presumiblemente a partir del pleistoceno inferior, deducido por la presencia en forma concordante de la formación Vedado en el tope de la Fm. Canimar, en

algunas localidades. Significa que el nivel freato-marino era el mismo tanto durante la deposición de las últimas litologías (Q.) de la formación Vedado como durante la cristalización de los hongos.

Así, en el pleistoceno inferior, en la más alta de estas galerías, en el nivel superior, red laberíntica de salones y pasadizos de techos no muy altos, habían quedado conformadas curiosas formas a modo de hojas producto de la fortísima corrosión reogénica. Estas hojas cársicas quedaron por debajo del nivel general del piso de la galería. En este momento, en una galería seca con hoyas cársicas y estalactitas en pleno crecimiento, comienza el gran ciclo de la formación de los hongos de zinolita bajo tres premisas casi invariables en el tiempo: 1) goteo relativamente abundante y continuado con quimismo estable de sus aguas; 2) las inundaciones no alcanzarán el techo en aquella galería donde se desarrollarán los hongos y 3) cada inundación se prolongará por milenios en la escala del tiempo geológico.

**Ciclo de la primera inundación**

Se eleva el nivel freático regional y la galería queda inundada por un prolongadísimo tiempo geológico (Figura 8A). Comienza a depositarse la zinolita de primera generación (Figura 8B) llenando las hoyas cársicas, correspondiéndose con las zonas de mayor goteo. Posterior a esto la galería queda desaguada al bajar el nivel freático regional, y quedan aflorando los depósitos de la zinolita-1 (Figura 8C). El goteo forma los tubos en la zinolita-1, llegando incluso hasta el substrato biocalcarenítico (Figura 8D). La zinolita alcanza hasta espesores de 2 m (XI). Esta potencia es relativa y propia de cada hoyo (VIII). El tubo será el molde del futuro talus. Esta zinolita-1 es el único sedimento suficientemente soluble y poroso como para dejarse taladrar un grueso y uniforme cilindro hueco hasta esa profundidad.

**Ciclo de la segunda inundación**

Un nuevo ascenso del nivel freático inunda la galería y con ella las hoyas y los agujeros cilíndricos (Figura 8E). Esta nueva anegación pudo alcanzar más o menos el nivel de su antecesora [1]. Lo que sí está claro es que el agua estuvo por encima del tope de la zinolita-1, al menos 0,8 m, ya que de otro modo no se hubieran formado los domos de zinolita con la altura que se observa en los ejemplares.

Los cilindros, al estar llenos de agua sobresaturada de bicarbonato de calcio y en ambiente de gran quietud, en los espacios interzinolíticos de sus paredes (compuestos por zinolita-1) comienzan a crecer agregados cristalinos calcíticos, los que recrystalizan una banda de 3-4 cm de la masa de la zinolita-1 alrededor de todo el tubo partiendo de su borde libre hacia adentro (ver Estructura). Así queda conformado el forro interno del futuro talus (Figura 2), mientras comienza y se prolonga la deposición de la zinolita de segunda generación (Figura 8F) que va rellenando el núcleo del futuro talus (Figura 7A) hasta que lo colmata (Figura 7B) y culmina rebosándolo, generando un domo de zinolita con estructura interna particular: la umbella (Figura 7C). De esta forma quedan el talus y la umbella (Figura 1), pero sin su estructura, ni apariencia

final. Un descenso del nivel freático deja al descubierto a la zinolita-1 y a la umbella de zinolita-2. El goteo estalactítico forma sobre la umbella una capa de colada estalagmítica (Figura 8G) que recrystaliza la parte más exterior de la zinolita-2 con cemento de relleno de agregados cristalinos, y se forman en profundidad las «raíces» al penetrar el agua en profundidad y recrystalizar masas de agregados cristalinos de calcita (ver Estructura). A poco de formarse la colada estalagmítica, comienza a drenar agua por el piso de la cavidad sobre la zinolita-1. Este flujo constante es laminar y con cierta fuerza (IV); ocasiona la corrosión-erosión de la zinolita-1 y abre surcos iniciales por líneas preferenciales donde el flujo es más fuerte y por donde proseguirá el ensanchamiento. El flujo, al tropezar con las umbellas protegidas por la colada, hace cambiar el flujo a régimen turbulento favoreciendo aún más la remoción de la zinolita-1 en profundidad y dejan al descubierto los talus. El proceso denudativo es frenado en la periferia de los talus, a consecuencia de la capa recrystalizada de zinolita-1, del forro interno, que protege a la zinolita-2 del núcleo. Este forro interno, aunque siempre pierde algún volumen de material zinolítico, conserva la forma cilíndrica del talus. Así, paulatinamente va desapareciendo la zinolita-1 contenedora de los hongos y van aflorando estos (Figura 8H). Los hongos favorecen la reexcavación de las hoyas cársicas y a su vez limitan el desarrollo areal de estas. La corriente pierde fuerza hacia los bordes de las hoyas, la cual es frenada aún más por la presencia de otros hongos y así el flujo no tiene poder para continuar ampliando lateralmente las hoyas. Los hongos tienen la doble función de favorecer y limitar la reexcavación de las hoyas (V). Al final sólo quedan relictos de zinolita-1 en las paredes y en el piso de las hoyas (X).

Después de esto, grupos de hongos o elementos solitarios quedan aflorando («desenterrados») dentro de las hoyas (III), donde el goteo estalactítico engrosa más la capa estalagmítica de la umbella y en esta surgen algunas formas botroidales por el escurrimiento en sus bordes (Figura 8H).

**Ciclo de la tercera inundación**

Por tercera vez se inunda la galería, presumiéndose que el nivel llega aproximadamente al borde de la base de

las umbellas, o sea, no las cubre puesto que las características estructurales difieren por completo entre el talus y la umbella (Figura 8I). En este estadio crecen en condiciones subacuáticas las masas de agregados de cristales aciculares calcíticos (forro externo) alrededor de la parte exterior del forro interno del talus (Figura 3). En la umbella emergida continúa creciendo la colada estalagmítica. La inundación se prolonga un gran tiempo geológico (donde en otras áreas también se forman domos de zinolita, los que hoy en día se ven erosionados) hasta que comienza a descender el manto freático monótonamente lento, y crea tras de sí en su superficie libre, bajo la umbella, curiosas cortinas freáticas (Figura 5) y espongiiformes. Incluso estas cortinas llegan a unir entre sí umbellas de hongos, umbellas con paredes de hoyas y hasta las mismas hoyas (XII). El tope superior de las cortinas marca el nivel máximo alcanzado por el manto freático. Un rápido desagüe finaliza todos estos procesos freáticos (Figura 8J). Incluso esta brusca interrupción es visible en la rápida terminación del borde inferior de las cortinas y de los fungiformes atípicos en algunos salones. Ahora se engrosa y recrece en ocasiones la capa estalagmítica de la umbella con más escurrimiento y más complicaciones bajo esta con formaciones estalactíticas. El escurrimiento finaliza la formación del forro externo del talus con la colada estalagmítica (Figura 3) en varias generaciones superpuestas. El hongo adquiere su forma general de champiñón.

En algunos sectores de la caverna el goteo estalactítico puede tener un cambio de acidez y perforar incipientemente el hongo en el ápice de la umbella. En ocasiones todo el hongo es disuelto y vaciado a lo largo de su eje vertical, llega incluso hasta la roca estructural del piso cavernario, donde quedan sólo los restos del mismo (XIV). Lo normal es que prosiga el recrecimiento estalagmítico, el cual, en algunos ejemplares, puede formar extrañas uniones con sus correspondientes estalactitas (XIII).

Finalmente las arcillas autógenas y las exógenas (acarreadas por eventos atmosféricos) cubren la zinolita-1 del suelo de la cavidad.

En la actualidad, los hongos son formaciones secas que sólo reciben agua de goteo en épocas muy lluviosas o en eventos atmosféricos excepcionales.

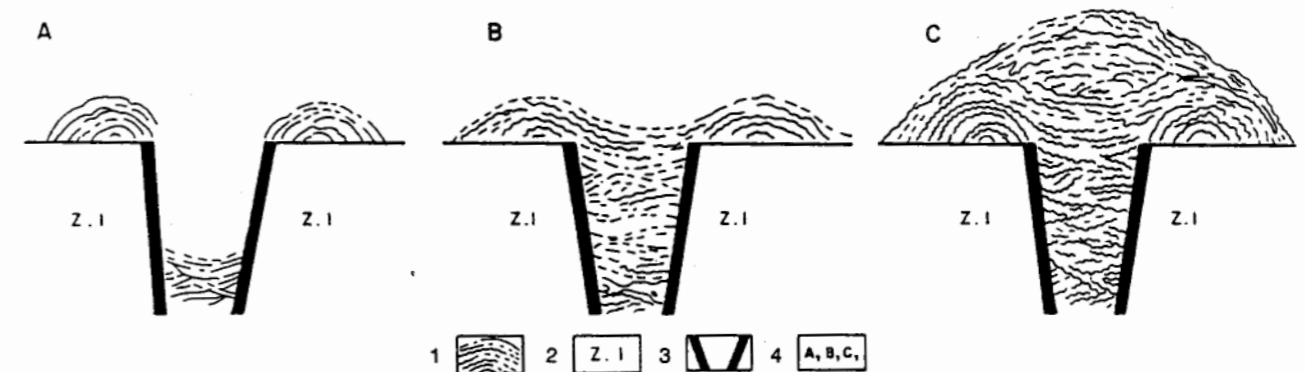


FIGURA 7. Proceso de formación de la estructura de la zinolita de segunda generación (corte longitudinal). (Adaptado de Vña, 1980.) 1. Zinolita de segunda generación; 2. Zinolita de primera generación; 3. Zinolita de primera generación recrystalizada; 4. Estadios de formación.

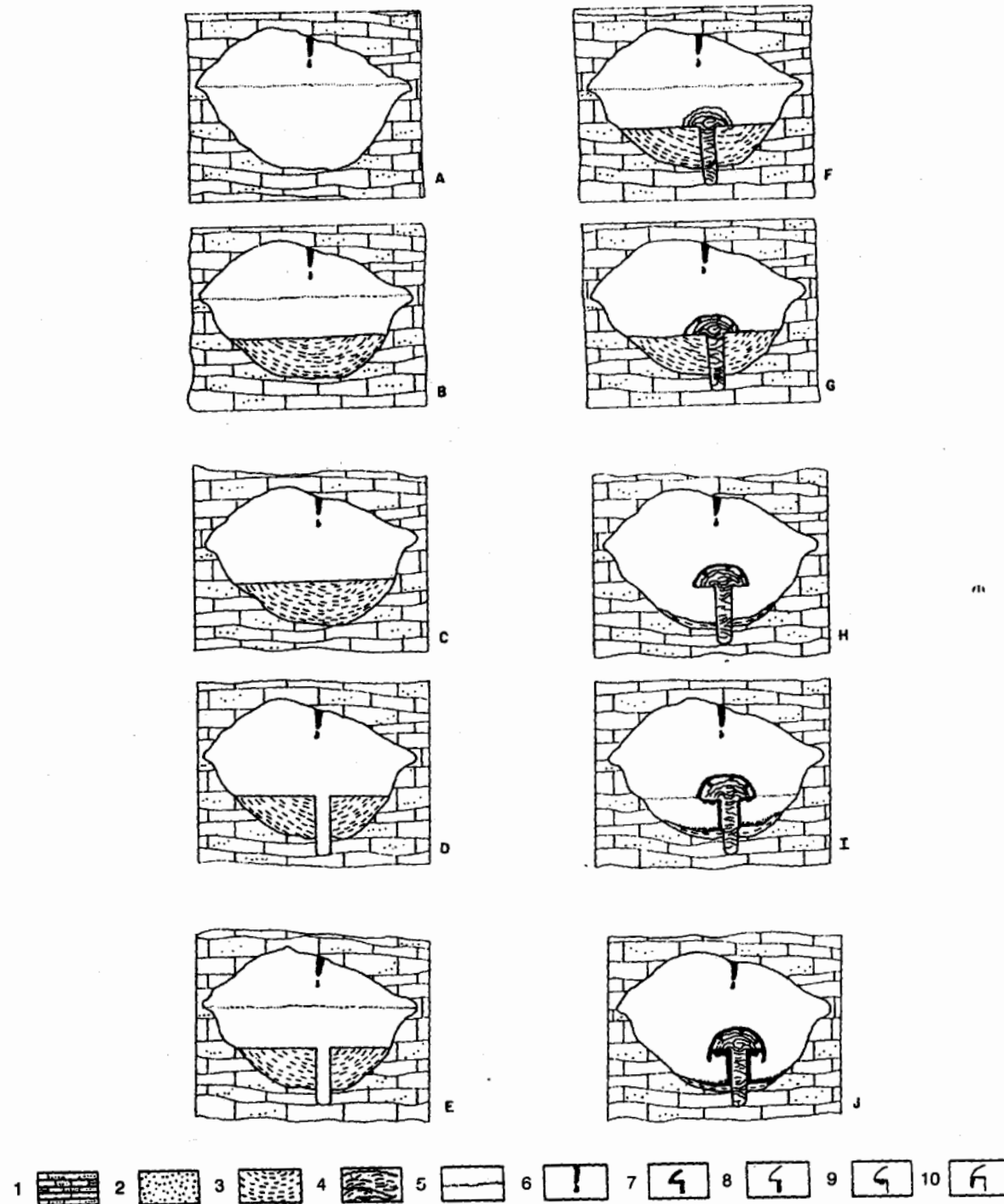


FIGURA 8. Esquema genético-evolutivo de los hongos de zinnolita (corte transversal).

1. Fm. Canimar (biocalcarenitic); 2. Arcillas; 3. Zinnolita de primera generación; 4. Zinnolita de segunda generación; 5. Nivel freático (lago); 6. Estalactitas con goteo; 7. Colada estalagmítica; 8. Forro externo; 9. Cortinas y esponjiformes; 10. Estalactitas y dripstones.

#### Oscilaciones freato-marinas pleistocénicas

La relación entre el nivel marino-manto freático y los espeleothemas ya fue establecida con el estudio de las fungiformes, formaciones cristalizadas a expensas del manto freático oscilante que humecta los alrededores de estalactitas o columnas. Este nivel de fungiformes de 4,52 m s.n.m. indica que hace 15 000 años los mares pleistoceno-holocénicos alcanzaron ese nivel. Estos datos se corroboraron por dataciones radiométricas en la Cueva Grande de Caguanes [6], en la provincia de Sancti Spiritus.

Estas oscilaciones, aparte de permitir la acumulación de series de sedimentos marinos y aluvio-marinos, también han modelado el paisaje de nuestras costas, sobre todo referido a las terrazas marinas. Ocasionalmente estos accidentes y formas típicas del relieve se observan hoy día como el producto final (total) de un proceso, pero el mismo puede haber sufrido diferentes estadios, los cuales no han quedado registrados en el producto total, ya sea por su insuficiente duración y(o) porque fueron procesos que crearon accidentes poco relevantes y se borraron del contexto final general por el intemperismo (accidentes morfológicos y(o) capas sedimentarias). En la región de Camarioca, en cavernas como 'El Quinto, La Chucha, Quintanal, Los Quintana, entre otras, se observan antiguos espeleothemas de génesis aérea y pavimentaria típica (estalagmitas, *gours*, coladas pavimentarias, etcétera) hoy inundados. Incluso hoy se conoce de la existencia en los niveles inferiores de galerías inundadas, lo que sugiere que se formaron, al igual que en las cuevas de Bahamas y Filipinas, durante un evento de fuerte depresión del nivel marino (-10 a -15 m) durante el pleistoceno tardío [7]. En la formación Jaimanitas se conoce de la existencia de una terraza marina, aún sumergida, varios metros bajo el nivel del mar actual.

En la región de terrazas costeras del norte de Matanzas se observa que a partir del plioceno superior las litologías calcáreas están representadas por las formaciones Canimar (N<sub>2</sub>), Vedado (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>), Versalles (Q<sub>2</sub>) y Jaimanitas (Q<sub>3</sub>).

Cerca de Bacunayagua, la formación Canimar está sobreyacida concordantemente por la formación Vedado y esta última discordantemente por la formación Jaimanitas, en tanto que en otras regiones la formación Versalles sobreyace a la formación Canimar con discordancia de igual modo que la formación Jaimanitas a la formación Canimar. En el área de estudio, comprendida entre los ríos Canimar y Camarioca, sobre la formación Canimar sólo sobreyace discordantemente la formación Jaimanitas, faltando las secuencias del pleistoceno superior y medio.

De los datos de la estratigrafía de la región y del mecanismo genético de los hongos se infiere la siguiente hipótesis evolutiva: la región ha pasado por tres inundaciones diferentes después del plioceno superior cuan-

do al retirarse el mar emergen las zonas más elevadas de la formación Canimar y comienza su erosión y cavernamiento inicial (plioceno superior tardío-pleistoceno inferior temprano) portador del espeleothema; mientras que en otras áreas de la región, aún anegadas, se sedimentaba la formación Vedado, la cual es concordante con la formación Canimar.

Hipóticamente se puede estimar que el nivel freato-marino en el pleistoceno inferior estuvo tan alto como para comenzar la formación de los hongos y que durante el período osciló tres veces como para completar la formación y desarrollo de los mismos. Este primer nivel pleistocénico (Q<sub>1</sub>), cristizador de la zinnolita de primera generación, es coincidente con la deposición de las últimas secuencias (Q<sub>1</sub>) de la formación Vedado. Entre el pleistoceno inferior tardío y el pleistoceno medio temprano son erosionadas las formaciones Vedado y Canimar mientras se perforaban los agujeros del proto-talus en la zinnolita-1.

El nuevo nivel del pleistoceno medio facilita la cristalización de la zinnolita de segunda generación en tanto se sedimentaba la formación Versalles discordantemente sobre la formación Canimar. En el área, la formación Versalles no existe actualmente, sólo se observan las formaciones Canimar y Jaimanitas discordantemente. Esto puede ser interpretado de dos modos: 1) el área estuvo emergida y no se depositó la formación, entonces se originaron los agujeros del proto-talus durante casi todo el pleistoceno medio y solamente al final de este y principio del pleistoceno superior cristalizó la zinnolita-2; así, la formación Versalles sólo se depositó en las zonas alejadas y más deprimidas del río Canimar; o 2) en el área se sedimentaron pocas potencias de sedimentos (isocrónicos con la cristalización de la zinnolita-2), los que fueron barridos quedando nada más relictos en el río Canimar. Entre el pleistoceno medio tardío y el pleistoceno superior temprano son erosionadas las formaciones Versalles, Vedado y Canimar, mientras se formaba la colada estalagmítica de la umbella y un evento de fuerte erosión desnuda a la zinnolita-1 y posiblemente a toda la formación Versalles en el área.

El último nivel del pleistoceno superior cristaliza los agregados aciculares y las cortinas freáticas, así como algunos domos de zinnolita de última generación, mientras se sedimentaba la formación Jaimanitas discordantemente sobre las formaciones Versalles, Vedado y Canimar. Hay varias oscilaciones rápidas con paso a condiciones subaéreas, las que quedan marcadas por finísimas capas de sales recristalizadas y alteradas dentro de la capa de los agregados aciculares. Ya a finales del pleistoceno superior y principio del holoceno es erosionada la formación Jaimanitas y el resto de las demás formaciones, mientras cristalizaba el sínter estalagmítico de la umbella y del talus, así como se producía en el tiempo el vaciado de algunos hongos por el cambio de acidez del agua de goteo producto de la formación de los suelos sobre el techo de la espelunca.

## CONCLUSIONES

1. Los hongos de zinolita evidencian tres niveles diferentes de los mares del pleistoceno por encima del nivel actual del mar, indicando tres recurrencias marinas para la región Camarioca-Canímar.
2. Los hongos en su formación han pasado por estadios subfreáticos y subaéreos, que les han causado una morfología característica: umbella y talus, y una estructura zonada: zinolita-1, zinolita-2, agregados aciculares y colada estalagmítica (depósito subaéreo).
3. Las distintas inundaciones freáticas están marcadas por sus depósitos subfreáticos: zinolita-1 (primera inundación), zinolita-2 (segunda inundación), agregados aciculares y cortinas freáticas (tercera inundación). Como depósito subaéreo está la colada estalagmítica.
4. Sin el auxilio de las dataciones radiométricas se asume que con cada inundación se sedimentaron las formaciones Vedado (últimas capas), Versalles y Jaimanitas, respectivamente.
5. La regresión marina de finales del pleistoceno superior fue muy rápida, lo que causó la súbita interrupción del crecimiento de las cortinas freáticas y de los fungiformes; además, favoreció el surgimiento de las galerías más profundas de la región y de la terraza más baja de la formación Jaimanitas, ambas anegadas en la actualidad. Igual sucede con las cavernas

bahamenses conocidas como Lucayas, en la isla de Gran Bahama.

6. Los hongos se formaron en el período pleistocénico, partiendo del pleistoceno inferior y no más allá del pleistoceno superior temprano. No se incluye la colada estalagmítica holocénica que sólo complica su aspecto exterior.

## BIBLIOGRAFÍA

1. VIÑA, N.; A. GRAÑA y E. VENTO: «Hongos de zinolita», *Cuevas de Cuba*, pp. 83-89, Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 1980.
2. MARTÍNEZ, J.: «Estudio de un espeleothema denominado molduras de calcita en la caverna El Quinto, Matanzas», revista *Espelunca*, Año 1, (1): 34-37, Ciudad de La Habana, enero, 1995.
3. ———: «Zinoacrosmitas. Reporte de un caso singular de estalagmita», 1997 (inédito).
4. VIÑA, N. y A. GRAÑA: «Contribución al estudio de las formaciones secundarias subfreáticas», *Cuevas de Cuba*, pp. 107-117, Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 1980.
5. MILOVSKI, A. y O. KÓNONOV: *Mineralogía*, 320 pp., Editorial Mir, Moscú, URSS, 1988.
6. NUÑEZ, A.: «Las formaciones fungiformes y su importancia para conocer las fluctuaciones del mar», *VI Congreso Internacional de Espeleología*, pp. 519-527, Olomouc, Checoslovaquia, 1973.
7. LUNDBERG, J. and D.C. FORD: «Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem», *Quaternary Science Reviews*, 13: 1-14, Editorial Pergamon, 1994.

# Rasgos petrológicos y sedimentológicos del relleno sedimentario eocénico de la cuenca Vertientes, Cuba centro-meridional

Reinaldo Rojas Consuegra\*  
Kenya Núñez Cambra\*\*

\*Museo Nacional de Historia Natural.  
\*\*Instituto de Geología y Paleontología.

**RESUMEN:** El presente trabajo contiene la caracterización de los sedimentos flyschoides eocénicos que rellenan la cuenca Vertientes, situada en la parte centro-meridional de la provincia de Camagüey. Se brindan los resultados del estudio de las características petrológicas y geoquímicas de los sedimentos. Mediante el análisis secuencial y de la ciclicidad de las asociaciones de facies y secuencias de facies, se revelan los rasgos típicos de una turbidita.

La secuencia de facies de la turbidita Vertientes (Tvs) comienza con un estrato basal de ruditas-areniscas, transicionando a lutitas arenoso-limosas (predominantes en la sucesión estratigráfica general), y finaliza con un estrato poco potente, de pelitas calcáreas, que constituye una secuencia grano-decreciente positiva, todo lo cual es comparable a la clásica secuencia de Bouma.

El análisis secuencial revela cinco secuencias principales para la sección estratigráfica estudiada, mediante el sondeo Pe-4 y la interpretación de las diagráficas, que muestran coincidencia de las electrofacies con las litofacies establecidas en los testigos y en los afloramientos. Cada secuencia principal está compuesta por secuencias menores (de 3-5 unidades), y estas, a su vez, por varias secuencias elementales.

El estudio de la ciclicidad revela: 5 ciclos de 2do orden (con potencias de 50-80 m); ciclos de 3er orden (10-30 m) y numerosos ciclos de 4to orden (<1-10 m).

El mapa facial (no cuantitativo) de la parte septentrional de la cuenca muestra un patrón de distribución areal de las facies, comparable morfológicamente con los abanicos submarinos formados por corrientes de turbidez.

Utilizando el conjunto de la información obtenida sobre las Tvs y de la constitución geológica del área, se establece el modelo paleoambiental de la región, donde se muestra el desarrollo de la Fm. Vertientes, en los ambientes de talud y hemipelágico; mientras que los carbonatos (Fm. Florida, isocrona) se originan en el ambiente de plataforma somera. La denudación de las rocas del arco volcánico y su cobertura sedimentaria constituyen la fuente de aporte.

Los resultados obtenidos pueden ser utilizados en la correlación estratigráfica con otras regiones del territorio cubano y el Caribe.

**ABSTRACT:** This paper content the description of the flyschoids eocenic sediments that refill the Vertientes basin, located on the central southern part of the Camagüey province. The results of sediments petrological and geochemical characteristics are given. By means of the sequential analysis and the cyclicity of the facies association and facies sequences, the more tipic aspects of a turbidite are shown.

The facies sequence of the Vertientes turbidite (Tvs) starts with a basal layer of rudits-sandstones, transitional to sandy and silt-lutites (predominants in the general stratigraphic sequence) and finish with thin layers of calcareous pelites, been a positive growing-grain sequence, all similar to the classic Bouma sequence.

The secuencial analysis reveals five mainly sequences for the stratigraphical section studied using the Pe-4 drill, and the diagraphics interpretation, that shows coincidence of the electrofacies with the established litofacies on the cores and the outcrops. Every main sequence is compound by smaller sequence (3 to 5 units) and this at their time by some elemental sequence.

The cyclicity study shows: 5 cycles of second order (with 50-80 m thick) cycles of third order (10-30 m).

The not quantitative facial map of the northern part of the basin shows a patron of facial areal distribution morphologically comparable with the submarin cone deposits builded up by muddy currents.

Using all the ensemble information obtained from the Tvs and of geological constitution of the area the paleoenviromental region model is given, where it's demonstrated the development of the Vertientes Formation in the talus and hemipelagic environment, while the carbonates (Florida Formation, isochron) is created on the shallow platform environment. The volcanic arch rock denudation and the sedimentary covering constitute the source of sediments. The results can be used on the stratigraphic correlation with others regions on the Cuban territory and the Caribbean.

## INTRODUCCIÓN

Durante el levantamiento geológico 1:50 000 (Piñero y otros, 1990) fue estudiada, de acuerdo con la escala de trabajo, la cuenca sedimentaria Vertientes, situada en la parte centro-meridional de la provincia de Camagüey, que corresponde a las unidades litoestratigráficas Vertientes (P<sub>2</sub><sup>2</sup>) y Florida. Los sedimentos turbidíticos eocénicos que componen el relleno de la cuenca Vertientes (Tvs), se caracterizan por presentar una asociación de facies de ruditas-arenitas, lutitas y pelitas. Hacia los bordes de la cuenca se sitúan los carbonatos someros de plataforma de la Fm. Florida.

La cuenca Vertientes por su situación durante la evolución geológica de la región formó parte de las cuencas superpuestas o piggy-back (Iturralde-Vinent, 1994). Esta cuenca se encuentra situada sobre las rocas del arco volcánico cretácico, representado por las formaciones Camujiro y Piragua e intrusivos, además de su cobertura campaniano-mastrichtiana, formaciones Durán y presa Jimaguayú (Piñero y otros, 1990).

Un gran volumen de información contenida en la documentación de cientos de sondeos de distintas profundidades, así como de los afloramientos, ha sido reevaluada con el objetivo de estudiar las características de los sedimentos que rellenan esta cuenca, en su porción septentrional, correspondiente a su área de distribución en las hojas topográficas Vertientes (4579-I) y parcialmente El

## CENTRO NACIONAL DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA

### Productos Informativos y Servicios

- Búsqueda bibliográfica sobre información geológica almacenada en nuestro Centro.
- Confección de paquetes informativos de temáticas definidas de la especialidad que usted solicite.
- Traducciones de los idiomas Inglés y Ruso al Español y viceversa.
- Reproducción de documentos: fotocopias y copias en portadores magnéticos.
- Venta de productos informativos, libros, folletos, informes, mapas y otros.
- Se ofrece asistencia técnica en organización y dirección del trabajo, así como entrenamientos y elevación de la calificación en la actividad de información científica y sus sistemas automatizados.
- Edición de publicaciones científicas.

Estos productos informativos y servicios le conceden al usuario una valiosa e importante información geológica sobre trabajos publicados y no publicados de documentos nacionales y extranjeros que se encuentran en nuestro Instituto.

El procesamiento y traducción de la información, que ofrecemos, se lleva a cabo por un personal de experiencia y altamente calificado en el campo de la información científica y geológica.

Via Blanca s/n ent. Línea de Ferrocarril y Carretera Central, Ciudad de La Habana, Cuba.  
CP 11000 Teléf. 55 7232, 55 7079 Fax: (537) 3 3871 Télex: 51 1325, 51 1558