

UNIVERSIDAD DE OVIEDO

REVISTA DE
CIENCIAS



Segunda Serie

Julio-Diciembre

Tomo III N.º 2

OVIEDO

1953

Estudio hidrogeológico de la vertiente meridional de Montserrat (prov. de Barcelona)

POR

N. LLOPIS LLADO Y JOSE M.^a THOMAS CASAJUANA

INTRODUCCION

Los relieves de Montserrat, situados a a 35 km. al NW. de Barcelona, son bien conocidos de los geólogos nacionales y extranjeros, a consecuencia de su originalidad. No obstante, los estudios morfológicos escasean (12) (13) (25) y no existe ninguno que trate seriamente de la hidrología subterránea (*) a pesar del interés de orden práctico que tienen estas investigaciones para el abastecimiento de agua, siendo así que varias aldeas de los alrededores, como Collbató, Els Brucs, no poseen captaciones regulares y el propio Monasterio eleva el agua del Llobregat a 500 m.

Desde años conocemos estos relieves hasta el punto que en buena parte nos sirvieron de escuela geológica en los años difíciles de nuestra formación científica. Por esto ahora al escribir estas

(*) Una bibliografía completa puede encontrarse en la Memoria explicativa del Mapa geológico de España a 1:50.000, n.º 392, Sabadell.

líneas, sentimos una íntima satisfacción al divulgar algunas ideas y conocimientos nuevos sobre estos territorios que nos son tan queridos y con mayor entusiasmo que otras veces cogemos la pluma para llenar estas cuartillas con la esperanza de que puedan ser útiles.

Estas observaciones hidrogeológicas representan, por consiguiente, el fruto de muchos años de trabajos realizados a largos intervalos. No obstante, el estudio especial de las cuevas del Salitre, se ha realizado en cuatro campañas sucesivas, en enero de 1946, abril del mismo año, noviembre de 1947 y enero de 1950.

Han sido utilizadas como bases cartográficas, el mapa topográfico nacional a 1:50.000, hojas 391 y 392, el mapa de la Montaña de Montserrat a 1:10.000 y el Mapa de Montserrat de R. de Semir a 1:10.000. En algunas de estas campañas hemos ido acompañados por miembros del G. E. S. del Club Montañés Barcelonés, a los que damos las gracias por la ayuda prestada.

GEOLOGIA

I. CARACTERISTICAS TOPOGRAFICAS Y GEOLOGICAS

A) *Generalidades*

La vertiente meridional de Montserrat está integrada por una imponente muralla de unos 400 m. de elevación, que se eleva casi perpendicularmente sobre el pueblecito de Collbató, hasta la cumbre de la Serra de las Garrigoses que constituye la estribación más meridional del macizo de Sant Joan.

Collbató se halla emplazado en la cabecera del Barranco de la Salut pequeña arteria afluyente del Llobregat orientada casi rígidamente de W. a E. que tributa a este cerca de El Cairat. La excavación de este barranco aísla por el S. el pequeño relieve de la Serra dels Gatells, o de la Salut (347 m.) cuyas estribaciones occidentales mueren en Collbató.

dos en el Bunt, el Muschelkalk y el paleozoico, que son a su vez los elementos de segundo orden de la gran cabalgadura de la cordillera prelitoral que se extiende desde el Penedés, al Montseny (24). Este conjunto de pliegues cabalga pues hacia el N., a los materiales eocenos que integran las vertientes meridionales de Montserrat. La cabalgadura es bien clara en la carretera de Montserrat entre Collbató y la Capilla de La Salut; al pie de esta capilla aparece el flanco normal viéndose el paleoceno apoyarse normalmente sobre el langobardiense que dibuja una ligera charnela anticlinal, pero unos metros más al S. E. en la misma carretera aparecen el propio langobardiense y las calizas anisiense-fasanien-ses cabalgando claramente las margas paleocenas.

B) *La vertiente meridional de Montserrat*

La vertiente meridional de Montserrat está formada íntegramente por materiales eocenos en las que se pueden distinguir dos niveles bien claros.

Paleocenos: 200-250 m. Margas y areniscas rojo-vinosos. En la base del tramo de la Salut, las margas contienen *Bulimus Gerundensis* Vid.

Luteciense: 350-400 m. Pudingas grises de cemento calizo. Esta potencia se ha calculado solo hasta la cumbre del Serrat de Les Garrigoses.

La edad luteciense de estas pudingas está bien determinada por la presencia de cuñas margosas marinas con *Nummulites*, más hacia el N., en Monistrol (1) (2) (3) (14) (15) (20) (24) (26) (43).

Un buen corte de este eoceno puede obtenerse precisamente desde la ermita de La Salut a las Cuevas del Salitre, a lo largo de la carretera. La sucesión de capas que puede observarse de una manera muy clara, es la siguiente:

En la base:

Paleoceno: 50-60 m: Conglomerados, areniscas y margas rojas alternantes.

20 m. Margas rojas.

150 m. Alternancia de areniscas gruesas y finas y bancos de conglomerados de 1 a 2 m. de potencia.

5 m. Margas rojas y calizas claras.

5 m. Conglomerado poco coherente.

Luteciense: 350-400 m. Pudingas grises de cemento calizo.

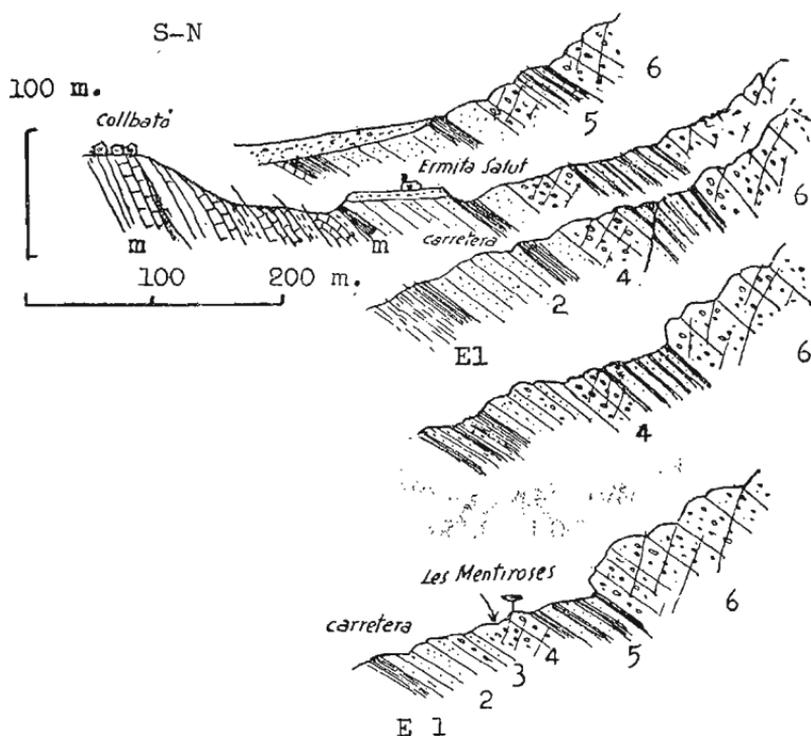


Figura 2.—Cortes geológicos seriados de la vertiente meridional de Montserrat
m-Serie de calizas, dolomitas y margas abigarradas muy accidentadas del triásico medio y superior

E1.—Margas rojas (nivel de *Bulimus Gerundensis* del Paleoceno)

2.—Areniscas rojas vinosas; 3. Conglomerados y areniscas.

4.—Conglomerados de Les Mentiroses.

5.—Alternancia de margas rojas, areniscas rojas y conglomerados grises.

6.—Masa de conglomerados lutecienses.

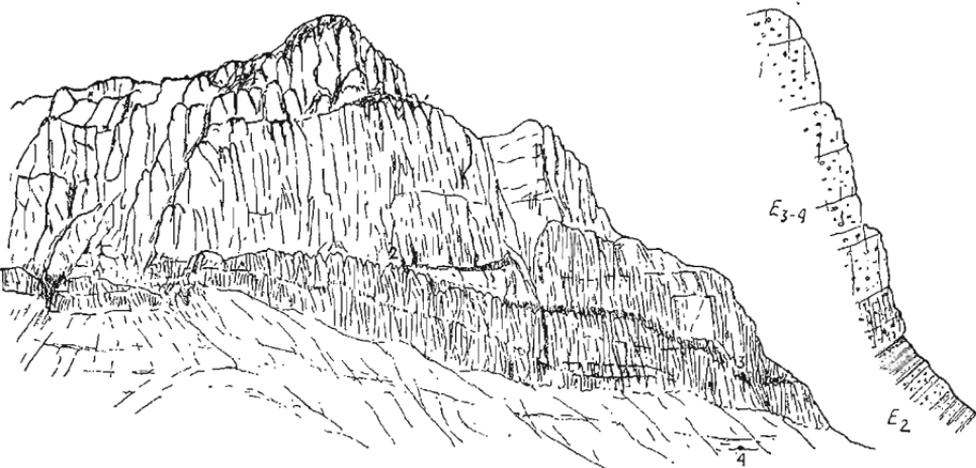
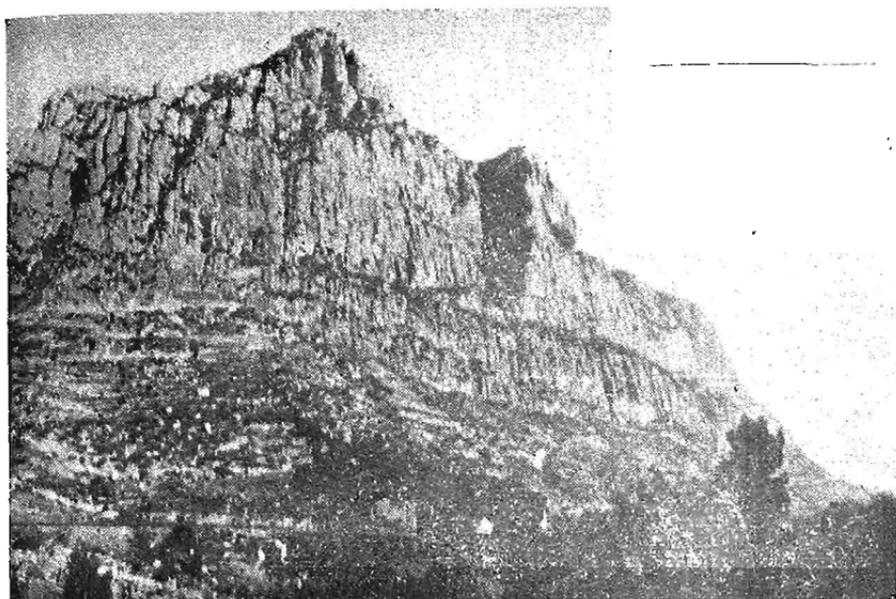
La serie basal paleocena tiene frecuentes variaciones en sus detalles lo que puede observarse dibujando cortes seriados a lo largo de la base del cantil luteciense. Así, desde la carretera de Montserrat, al cantil de la fuente intermitente llamada de Les Mentiro-ses se reconocen de abajo a arriba las siguientes capas:

- 6 m. Areniscas rojas.
- 2 m. Conglomerados compactos.
- 2 m. Arenisca roja.
- 7 m. Conglomerado de cemento calizo muy compacto.
- 5 m. Conglomerado de cemento arcilloso rojo donde se abren las Mentinosas.
- 20 m. Conglomerado gris algo incoherente.
- 1 m. Margas.

Todas estas capas pueden darse como paleocenas; sobre las margas rojas más altas se desarrolla el cantil de pudingas.

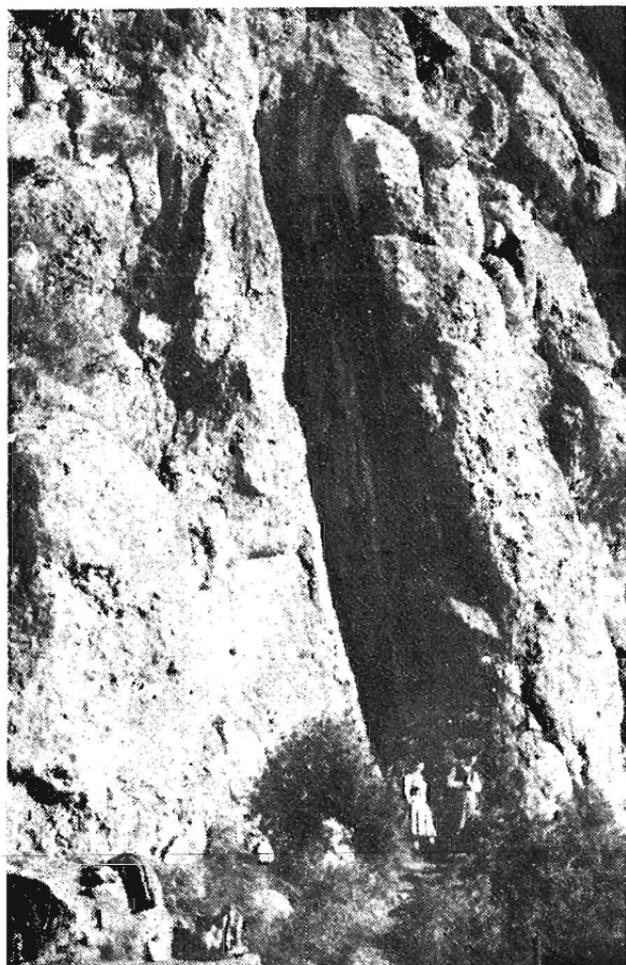
C) *Textura y estructura de las pudignas lutecienses*

La masa de pudingas de la vertiente meridional de Montserrat está formada por una roca tenez, extremadamente resistente a la erosión, integrada por una masa de cantos de tamaño muy vario, oscilando entre 0,01 m. y 1 m. o mas, pero dominando los cantos del tamaño del puño 0,1—0,15 m. Estos cantos están formados en un 85 % de calizas dominando las aptienses análogas a las del vecino macizo de Garraf y algunas triásicas y aún dolomias fasanien-ses y langobardienses; 10 % de pizarras paleozoicas y 5 % de cuarcitas del Arenig y rocas eruptivas diversas dominando el granito y los pórfidos graníticos. Estos elementos están reunidos por un cemento integrado en un 40 % de arenas de hasta 2 a 3 mm. de diámetro de los mismos materiales que los cantos, dominando los de procedencia paleozóica y el 60 % de caliza precipitada, lo que dá a este conglomerado una enorme compacidad y resistencia al par que una marcada isotropía para la erosión. A este respecto es de notar, el perfecto pulimento de las superficies expuestas a la



La vertiente meridional de Montserrat desde Collbató.

- 1.—Cova Freda. 2.—Cuevas del Salitre. 3.—Cova del Duc. 4.—Les Mentiroses.
 E_2 .—Luteciense. Conglomerados, margas rojas y areniscas alternando. E_{3-4} —Pudingas auversienne-bartoniense.



Diaclase N 30 E. en las puddingas lutecienses de la Vertiente S. de Montserrat. Una de las entradas del sumidero múltiple plioceno de las cuevas del Salitre
(Fot. Thomas)

erosión turbillonar en las Cuevas del Salitre; en ellas puede apreciarse la perfecta homogeneidad de esta masa de puddingas para la acción mecánica del agua en la que no destaca ninguno de sus elementos. No ocurre lo propio para la acción química de la atmósfera: el cemento es atacado mucho mas facilmente que los cantos, los cuales destacan netamente en las superficies libres del roquedo.

Ello puede explicarse por la acción disolvente del agua carbónica que ataca mas facilmente la materia caliza del cemento que los propios cantos, aun los calizos; a esta circunstancia se debe también probablemente, la ausencia de formas cársticas superficiales puesto que la disolución está condicionada por la textura del conglomerado mas que por la fisuración.

A consecuencia de la cabalgadura de los materiales paleozoicos y triásicos de la Cordillera Prelitoral, las capas paleógenas y los conglomerados lutecienses aparecen inclinados hacia el N. NNE. y NNW. En las proximidades del contacto los buzamientos son del orden de los 70 - 80° como los que aparecen en los alrededores de la ermita de la Salut, pero a medida que nos alejamos hacia el N. van perdiendo valor hasta reducirse a 25 - 30° en las Cuevas del Salitre, en la masa de conglomerados lutecienses. La rigidez de estas rocas se opone enérgicamente a un plegamento intenso, pero en cambio se formaron varios sistemas de litoclasas que tanta importancia han tenido en el desarrollo morfológico ulterior de estos relieves, puesto que todos los accidentes morfológicos (monolitos de las cumbres y vertientes, valles y canales, cuevas y simas), han evolucionado condicionados por estos sistemas de litoclasas.

El sistema dominante es el N.10-30.E. con inclinaciones desde la vertical a 80° SSW. La máxima frecuencia corresponde a los individuos N 20° E. buzando 8° SSW. Este sistema es perfectamente perceptible desde el exterior, observando en su conjunto, la

muralla de la Serra de Les Garrigoses desde Collbató. Algunas de estas diaclasas han actuado como mesofallas, moviéndose por el plano de litoclasa y teniendo generalmente hundidos los labios occidentales; la Cova Freda, situada cerca de la Canal del Xacó, está emplazada sobre una de estas fracturas.

El otro sistema dominante es su ortogonal W 40-45 N. de planos verticales, pero la frecuencia es ya muchísimo menor, aproximadamente en la proporción de 10/2 en relación con el anterior.

Los sistemas secundarios tienen poca frecuencia, aparece el N-S. y el E-W correspondiendo probablemente al «sistema en aspa», ambos de planos verticales; el sistema E-W varía hasta W 10 N. y el N-S. hasta N 10 W.

Otro sistema N 30 W. vertical. Algunas «diaclasas solitarias» W. 30° N. buzando 80° SE., N.20 W buzando 80° SSE.; N.40° W, buzando 45 SE. y N. 30 E. buzando 50 SSW. De todos los sistemas satélites destaca por su frecuencia el N.40-45 E. cuyos buzamientos oscilan entre la vertical y 70° SW.

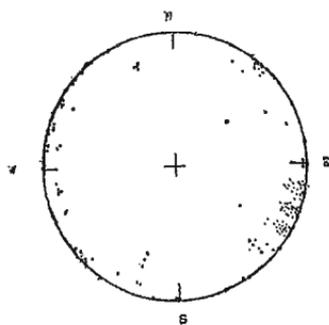


Fig. 3.—Proyección estereográfica de las diaclasas de la masa de pudingas lutecienses de la vertiente meridional de Montserrat

II. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS ALREDEDORES DE COLLBATO

En 1942 (25) se definió ya el modelado de la vertiente meridional y occidental de Montserrat, como un relieve invertido provocado por la erosión diferencial entre la dura masa de pudingas montserratinas y las pizarras paleozoicas y capas miocenas mucho más plásticas separadas por una gran falla, cuya continuación se encontraba en el valle inferior del Llobregat. No se precisaron en cambio, los detalles morfológicos de esta vertiente, que tienen

gran importancia para el conocimiento paleo-hidrológico de las pudingas lutecienses.

El elemento morfológico más destacado es evidentemente la masa de pudingas montserratinas; no obstante es una masa rocosa sin historia pues en ella no se distinguen claramente huellas de los ciclos de erosión que aparecen en la mayor parte de las vertientes de la depresión tectónica Vallés-Penedés.

Únicamente los suaves rellanos, ligeramente inclinados hacia el S. que cortan los conglomerados del Serrat de Les Garrigoses y Serrat dels Monjos entre 750 y 800 m., así como los valles muertos suspendidos encajados en ellos entre 50 y 100 m. de los cuales más hacia el N. existe el mucho más conocido ejemplo del Vall Mal (12), deben interpretarse como huellas de un ciclo de erosión muy degradado que debe remontarse por lo menos al pontiense. Pero no existen pruebas bastantes, por el momento que permitan decidirse en algo concreto sobre este respecto. Únicamente se puede admitir la existencia de un ciclo de erosión pre-plioceno que alcanzaría el reborde meridional de Montserrat, ciclo totalmente destruido por la erosión ulterior, excepto en la dura masa de pudingas montserratinas cuya resistencia al modelado lo ha preservado de la demolición.

En cambio, en la base del relieve montserratino aparecen huellas de una historia algo más explícita.

Los relieves de los alrededores de Collbató, parecen derivar de una penillanura parcial desarrollada al pie de Montserrat, de la que serían restos la gipfelflur de las cumbres de la Sierra de La Salut, cuyas alturas máximas alcanzan los 437 m. Al otro lado del Llobregat aparecen formas planas y alturas semejantes (463 m., Pla de Las Bruixes) aunque sobre formas estructurales; también hacia el W. en el término de El Bruch aparecen formas maduras de alturas análogas. Por otra parte, en la depresión del Penedés, sobre los materiales pontienses plegados aparecen residuos de formas seniles entre 450 y 500 m. inclinados ligeramente hacia el SE. de manera que no parece aventurado asimilar este ciclo a una penillanu-

ra parcial post-pontiense desarrollada en la cuenca del Penedés, cuyos bordes alcanzaron los materiales triásico-paleozoicos de la Sierra de La Salut a 440-460 m., cota máxima de este relieve llegando hasta los 500 m. a 1 km. más hacia el N., al pie de Montserrat.

Esta penillanura debe de ser pliocena, puesto que decapita al pontiense y está emplazada a 350 m. sobre el actual talweg del Llobregat. La orientación de la red hidrográfica de esta penillanura debió ser N-S., es decir aproximadamente paralela al Llobregat. Es posible que los valles suspendidos a unos 100 m. más arriba, funcionaran todavía durante la morfogénesis de esta penillanura.

La excavación del valle actual del Llobregat se hizo en varias etapas pliocenas y cuaternarias, ciclos y epiciclos, algunos de ellos muy desarrollados como el correspondiente al valle maduro y muerto de 360-365 m. del E. de Collbató que actualmente forma un collado por donde pasa la carretera a Montserrat. Este valle no es sino la cabecera de otro más importante que corría hacia el S. en relación con los relieves seniles de la cuenca del Penedés situados a 350 m. de altitud que forman retazos bastante desarrollados de una penillanura encajada en los relieves residuales de 400-450 m.

Un poco más hacia el N., al pie de Montserrat, aparecen hombros a la misma altura recubiertas de depósitos detríticos muy gruesos y fuertemente cementados integrados exclusivamente por elementos del conglomerado luteciense que forman una terraza sobre la que está edificada la ermita de La Salut. Al W. del Torrent de Fontseca aparecen restos más extensos de estos sedimentos ocupando buena parte del cordal por donde se asciende a Cova Gran. Estos depósitos continúan hacia el S. y W. por el W. de Collbató formando superficies ligeramente inclinadas hacia el S. y ocultando los materiales subyacentes, paleozoicos y triásicos primero y pontienses después.

Las características morfológicas del depósito son análogas a las de los pediments de los países áridos; si pudiera simularse a un pediment pues, la penillanura de 350-400 m., el depósito sería un

fanglomerado aunque de características muy particulares, puesto que a consecuencia de que sus elementos proceden de la pudinga montserratina, están mucho más rodados de lo que les correspondería por el escaso arrastre porque pasaron desde las vertientes de la Sierra de los Garrigoses hasta el llano de Collbató

Estos depósitos son evidentemente anteriores al establecimiento de la Riera de la Salut, de tal modo que la penillanura de 400 m. se extendía sobre esta Riera hasta el pie de la masa de pudingas de Montserrat aislando probablemente a manera de monadnocks los cerros de la Sierra de la Salut. Al W. de la Salut, allí donde no ha alcanzado todavía la excavación de la cabecera de esta Riera, las formas y los depósitos se han conservado intactos y todavía los barrancos que descienden de Montserrat tributan a la cuenca del Penedés; pero allí donde ha alcanzado la excavación de la Riera de la Salut se han producido sucesivas capturas de los primitivos cursos orientados de N. a S. incorporándose así más rápidamente al Llobregat. El último de los barrancos capturados fué el de Font Seca cuyo codo de captura es todavía bien patente.

Todas estas observaciones permiten vislumbrar algunos episodios de la evolución morfológica de los alrededores de Collbató y vertiente meridional de Monserrat durante el plioceno y cuaternario:

1. Relieves residuales y valles muertos suspendidos de 700-800 m. en la vertiente meridional de Monserrat, correspondientes posiblemente a relieves pontienses.

2. Penillanura parcial post-pontiense de 450-550 m. de la que constituyen una gipfelflur las cumbres de la sierra de La Salut.

3. Penillanura parcial de 350-400 m., con características de pediment y depósitos de fanglomerados.

4. Excavación del talweg de la Riera de La Salud y captura de los valles tributarios del Penedés.

El primer episodio es evidentemente preplioceno y probablemente pontiense dado que existen relieves de esta edad a alturas semejantes en zonas próximas a Montserrat (25) (24).

Los dos segundos son evidentemente Pliocenos y el último es probablemente en parte plioceno y en parte cuaternario. La fase erosiva que engendró el pediment y los fanglomerados de Collbató, puede tal vez, dada su posición en relación con las otras fases morfogenéticas, asimilarse al villafranquiense, puesto que durante esta época se depositaron sedimentos detríticos gruesos de características análogas en otras regiones del Pirineo y Cataluña (10) (27). En este caso la penillanura de 450-500 m. anterior a esta, sería astiense o a lo mas plasenciense-astiense.

HIDROLOGIA

I. LA CIRCULACION SUBTERRANEA ACTUAL

A) *Características generales*

La masa de pudingas lutecienses atravesadas por diaclasas se comporta como una masa permeable por fisuración y la circulación se realiza como en los macizos calizos, es decir que estamos en presencia de una verdadera circulación cárstica. No obstante, se diferencia bien claramente del Karst típico de las calizas, por: 1. Ausencia de formas superficiales de absorción; 2. Ausencia de formas superficiales de erosión (lenar); 3. Carácter mucho más local y aislado de las formas subterráneas de conducción.

No obstante, el Karst de Montserrat representa el tipo más puro de Karst desarrollado en pudingas, a consecuencia de la naturaleza eminentemente caliza del cemento y del predominio de cantos calizos en su composición. No ocurre lo propio con los conglomerados de Sant Llorens del Munt, cuyas formas describimos en otra ocasión por tener cemento predominantemente arcilloso y menor porción de cantos calizos (23).

La absorción y circulación en la masa de conglomerados se realiza sobre todo por las diaclasas, condicionada por los niveles de base cársticos determinados por la presencia de capas de mar-

gas, intercaladas en la masa de pudingas. Por esto, en su conjunto, desde el punto de vista hidrogeológico la mitad meridional de Montserrat puede dividirse en dos zonas:

1.—Zona meridional de absorción y circulación y

2.—Zona septentrional de emersión y surgencia de manantiales.

Geológicamente, la primera se caracteriza por la compacidad, uniformidad y figuración de la masa de pudingas, la segunda por la intercalación de cuñas de margas marinas impermeables que multiparten las aguas cársticas en varios niveles formados por pudingas y areniscas fisuradas, separados por capas margosas que provocan las emergencias. Como las cuñas margosas están localizadas en las vertientes, N. y NE., la máxima concentración de aguas se realiza en este sentido a diferentes niveles. Las aguas tienden a polarizarse, pues, hacia el N. y NW. siguiendo las intersecciones de las diaclasas con los planos de estratificación; las capas hidrológicamente fértiles, son las pudingas y areniscas, es decir las capas compactas que poseen el máximo de frecuencia en la fisuración.

HIDROGEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DE MONISTROL

La profunda entalladura del Torrent de Les Guilleumes que desde el Llobregat en Monistrol penetra casi dos kilómetros en el macizo, corta multitud de estas capas fértiles determinando varios afloramientos de aguas que de otro modo proseguirían hacia el N. Este barranco es verdaderamente un «Valle drenaje» por el que se escurren las tres cuartas partes de las absorciones que se realizan en la mitad meridional del relieve montserratino.

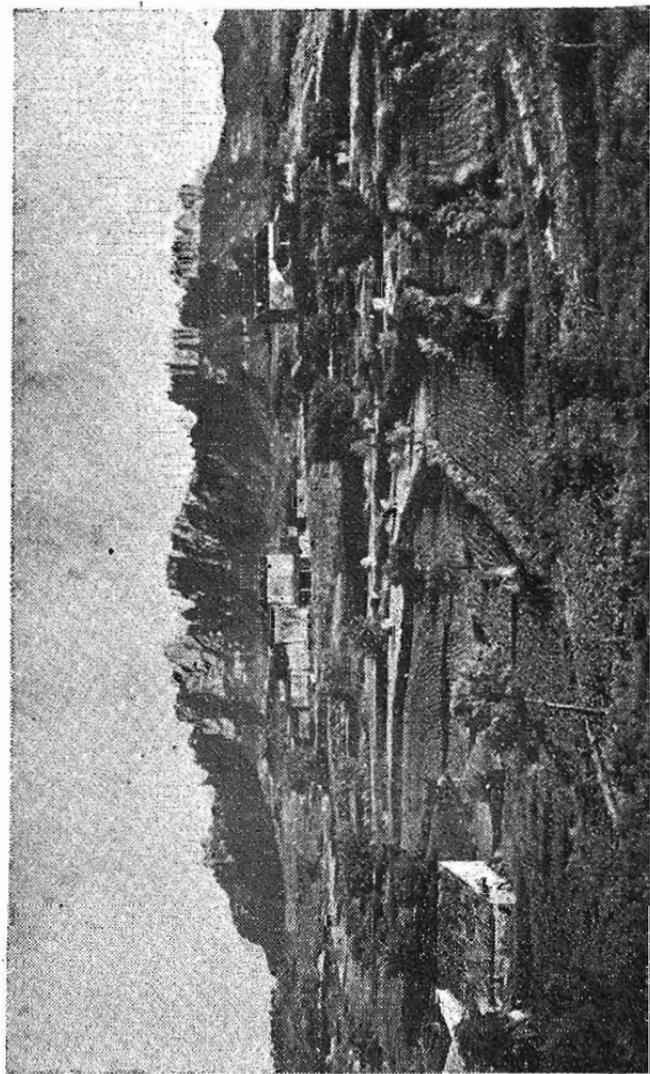
Todos los afloramientos hídricos sin excepción están localizados en la vertiente meridional del Barranco, lo que corrobora nuestra teoría de la procedencia meridional de estas aguas. Las fuentes ordenadas por alturas se reúnen en el siguiente cuadro;

NOMBRE	ALTURA	AFLORAMIENTO	CAUDAL
Font de Gat.	610.	Conglomerados grises	Pobre
F. de Coll Cabiró.	470.	id.	id.
Fuente (sin nombre).	460.		id.
» del Pastor.	410.	Conglomerados	id.
» del Janón.	390.	Conglomerados	id.
» de los Guilleumes.	350.	Derrubios de pendiente	30 l./hora
» Coll de Vaca.	220.	Arenisca	Pobre
Font de la Graella.	210.	Conglomerados grises	id.
La Mentirosa.	180.	Arenisca gris	Intermitente pero muy grande
Font Gran.	170.	Derrubios cubriendo areniscas gris amarillentas	125 a 150 l/ h. (1947)
Fon Canaleta.	145.		
Font dels Pasaires.	168.	Coluviones sobre areniscas gris amarillentas	Muy constante

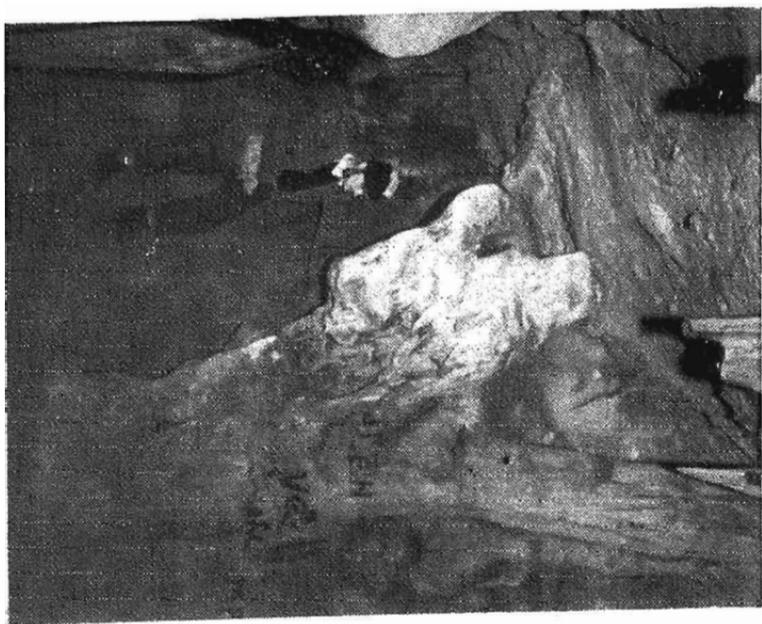
Estas fuentes, permiten dividir al Barranco de los Guilleumes desde el punto de vista hidrogeológico, en cuatro niveles hídricos:

- 1.—Nivel de los Guilleumes del que forman parte las fuentes del Coll Cabiró, Pastor, Janón y Guilleumes.
- 2.—Nivel del Coll de Vaca, formado por las fuentes de este nombre.
- 3.—Nivel de Font Gran, integrado por esta fuente, La Graella, La Mentirosa y la Font dels Pasaires.
- 4.—Nivel de Font Canaleta.

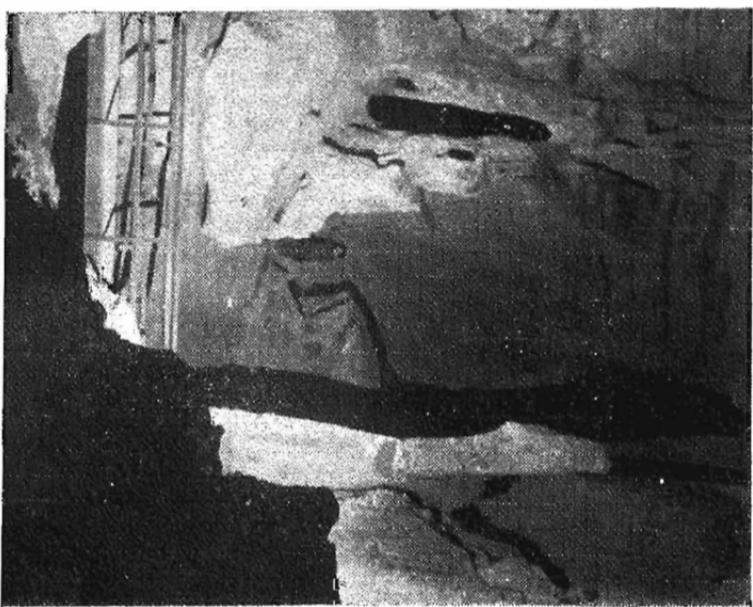
Cada uno de estos niveles está integrado por una o varias capas fértiles de conglomerado o areniscas fisuradas y otras tantas capas estériles impermeables de margas inclinadas todas al NW. que provocan las emergencias. El nivel más importante por los caudales emitidos es el de Font Gran y sus accesorios el cual está desarrollado en la siguiente estructura dada por un corte desde el



Panorámica de Montserrat desde el N. E.
(Fot. C. E. de Bages)



*Sala de las columnas.—Estalagmitas inclinadas cur-
biertas por otras del nuevo proceso reconstructivo
(Fot. Thomas)*



*Cueva del Mansueto y puente sobre el talweg
muerto. Pseudostalagmitas
(Fot. Thomas)*

Llobregat a la Graella pasando por la Bastorra, en el cual de abajo a arriba se reconocen tres hiladas.

1. Hilada inferior continental que aflora en el Llobregat en la Font de la Llofresa y entre el Colegio de las Escuelas Pías y la fábrica Puig y Font formada por las siguientes capas:

- 4 m. Areniscas compactas.
- 0,4 m. Capas nodulosas rojas.
- 1,2 m. Conglomerado gris de elementos de hasta 2 cm.
- 2 m. Arenisca rojiza con huellas de fucus (?)
- 0,3 Margas.
- 4 m. Arenisca roja, en la base conglomerado de grano fino.
- 0,5 Marga arcillosa roja de la Font de la Llofresa.
- 8 m. Areniscas y margas rojas.

2. Hilada media marina integrada por una serie de conglomerados areniscas y margas que aparecen enmascarados por la edificación en Monistrol, pero que pueden estudiarse muy bien al otro

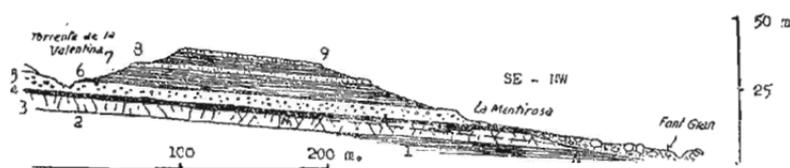


Fig. 4.—Corte hidrogeológico del sistema Font Gran-Mentiroses
1-2. Margas grises; 3. Areniscas grisáceas, 5 m.; 4. Margas, 3 m.; 5. Conglomerados, 5 m.; 6. Margas abigarradas; 7. Conglomerados; 8. Margas abigarradas; 9. Conglomerados

N-N' Nivel piezométrico.

lado del Llobregat en el Cerro cota 229, donde de abajo a arriba se la ve constituida por las siguientes capas:

- 2,2 m. Areniscas claras amarillentas compactas.
- 5-5 m. Areniscas amarillentas, en lajas, con un lantejón de margas,
- 0,3 m. Margas azuladas arenosas.
- 0,8 m. Areniscas amarillentas en lajas.

- 2,1 m. Margas arenosas azuladas.
- 0,8 m. Conglomerado cuarzoso amarillento claro de cantos de hasta 0,05 m.
- 0,2 m. Margas muy claras.
- 3,8 m. Areniscas amarillentas en lajas.

La cumbre del cerro está integrada por las capas continentales de la tercera hilada. Esta hilada varía algo en sus detalles a uno y otro lado del Llobregat. En el camino de las Escuelas Pías al pueblo, la base de la serie marina está formada por:

- 2 m. Conglomerados grises calizo.
- 8 m. Margas grises muy arenosas.
- 6 m. Areniscas grises y conglomerados calizos en la parte alta.

En el cerro de La Bastorra puede verse la terminación superior de la hilada marina integrada de abajo a arriba por las siguientes capas:

- 4,5 m. Areniscas gris amarillentas.
- 3, - m. Margas azules.

Sobre ellas aparecen las de la 3. Hilada formada por las siguientes capas continentales:

- 5 m. Conglomerado gris claro calizo.
- 8 m. Margas abigarradas.
- 2 m. Conglomerados.
- 5 m. Margas abigarradas.
- 3 m. Conglomerados.

Estos últimos conglomerados se encuentran en la base de Rasquera en el espolón rocoso que se continúa hacia el N. E. hasta la Bastorra.

Cada una de estas hiladas que integran el nivel hidrogeológico de Font Grant, puede subdividirse en varios sub-niveles hídricos puesto que en realidad cada capa de conglomerados o areniscas compactas constituye un nivel hidrológico sostenido por las mar-

gas entre las que se hallan intercaladas. Así, en la hilada inferior continental se registra la emergencia de la *Font de la Llofresa*, que aflora en el contacto de 0,5 m. de margas arcillosas rojas con una capa arenisca roja fisurada por diaclasas NE. SW. buzando 80° SE., E. 10-20° N. buzando 80-85° SSW. y 40 W. buzando 80° SW. Todas estas diaclasas, tienen señales de emersión de aguas y algunos depósitos de toba. La fuente da un caudal de 2.500 a 3.000 l. hora (aforo de novbre. 1947). No obstante, estas aguas han de ser utilizadas con circunspección puesto que la capa de arenisca por la que afloran, soporta derrubios y eluviones que sirven de cultivos y por los cuales se pierde una cloaca.

En la hilada media marina, también emergen algunas fuentes:

Font de la Capella. Aparece por una diaclasa N-S. en el contacto de los conglomerados, areniscas amarillentas y margas arcillosas en la base de la serie marina. Tiene una galería de captación de unos 10 m. de longitud y según datos del constructor proporciona un caudal de 2.500 l/hora que se utiliza en parte para abastecer para la bebida a la Fábrica Puig y Font (10-I-47).

Font de Cirerer, que no hemos visitado pero que por los datos obtenidos suponemos pertenece a esta hilada.

Font Canaleta, id. que la anterior.

En las cercanías del contacto de la hilada media marina con la hilada inferior continental se encuentra la emergencia más importante representada por la *Font Gran de Monistrol*, y sus accesorios. *La Font dels Pasaires* y *La Mentirosa*.

La *Font Gran*, es una importante resurgencia que aflora en el talweg del Barranco de Les Guilleumes, en el extremo SW. de Monistrol y abastece de agua a la villa. Las aguas aparecen entre depósitos aluviales formados por lechos de enormes elementos de los conglomerados de las capas eocenas cementadas por arcillas y cantos de menor tamaño que rellenaron la zona inferior del Barranco de les Guilleumes. Pero en realidad, estos coluviones enmascaran la verdadera emergencia que no es visible, pero que por

su posición, situamos en la base de los 5 m. de areniscas gris-amarillentas marinas, situadas casi en el techo de la hilada media.

Según aforo practicado en 1947 (año de persistente sequía) el caudal de Font Gran es de 25 a 150.000 l/hora, pero sufre importantes oscilaciones con las lluvias.

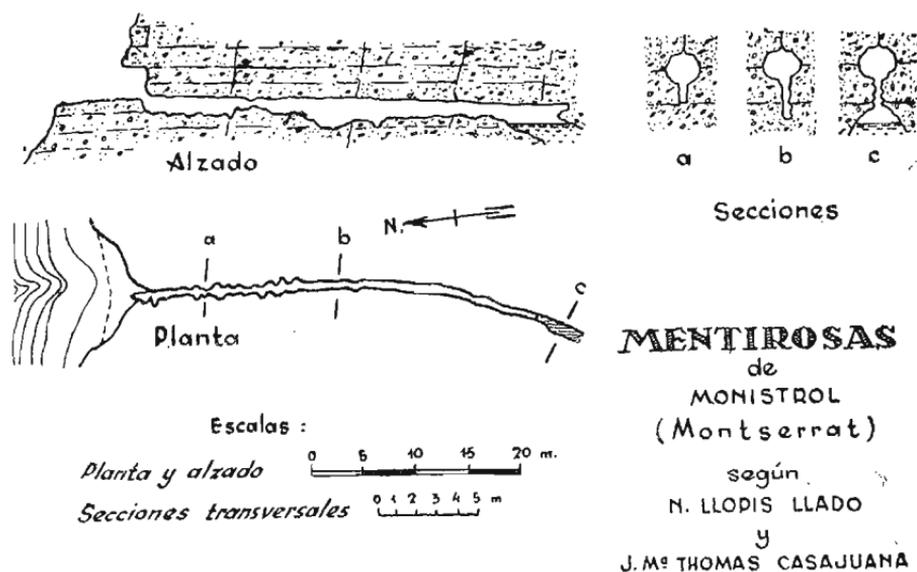
Font Gran tiene un «trop-plein» denominado *La Mentirosa* el cual está situado al nivel de la carretera que desde Monistrol asciende al Monasterio y a unos 10 m. por encima de Font Gran. Este manantial intermitente está constituido por una caverna excavada en el techo de la misma capa de areniscas gris amarillentas de Font Gran inclinadas 4° al NW, utilizando una diaclasa vertical N-S. y los planos de estratificación. Cuando las precipitaciones son muy grandes, y después de haber aumentado abundantemente la Font Gran, emerge bruscamente por La Mentirosa durante varias horas un caudal muy importante no aforado; la importancia del mismo puede deducirse tanto de la erosión y excavación del talweg que se inicia a la entrada de la caverna como de la cuneta de la carretera construída sobre el mismo para evitar los consiguientes desperfectos durante las avenidas.

En las descripciones hidrológicas y espeleológicas sobre Cataluña (17) (18) (19) (21) se confunden frecuentemente La Mentirosa de Monistrol con Les Mentiroses de Collbató, de que más adelante hablaremos.

La caverna es un tubo de erosión, largo y estrecho, orientado constantemente sobre la diaclasa N-S, que tuerce un poco hacia el W. cerca de su terminación a los 40 m. A esta distancia de la entrada se encuentra un nivel hidrico que debe corresponder al nivel de la Font Gran. Las huellas de erosión a presión hidrostática son bien patentes puesto que toda la caverna es una sucesión de marmitas conjugadas. Tiene carácter ligeramente ascendente de manera que debe tratarse de un rebosadero del nivel hidrostático general que nutre a Font Gran. El suelo es arenoso de grano hemirodado, brechoide, de hasta 0,01 m. de diámetro, formado por

95 % de caliza y 5 % de cuarzo. La temperatura del agua es de 17,5° C.

Unos pocos metros por debajo de Font Gran emerge la Font dels Pasaires entre los mismos coluviones que la Font Gran, de la que probablemente es una pequeña filtración, resultado de la dis-



(Fig. 5)

persión que debe sufrir el agua de la emergencia al penetrar en la masa coluvial.

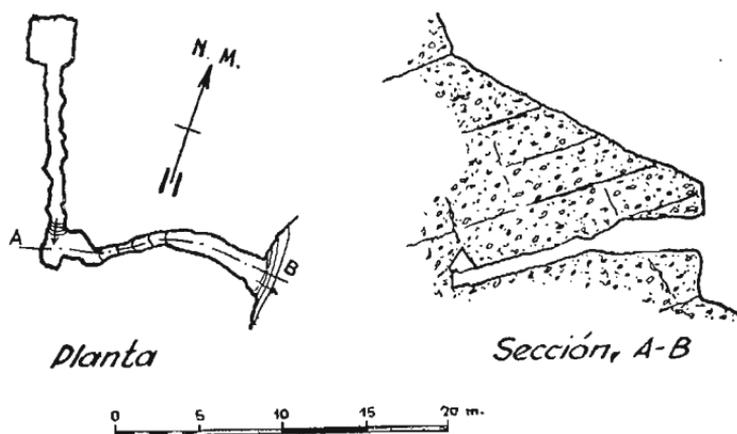
La tercera hilada de materiales continentales tiene también algunas emergencias, aunque de mucha menor importancia: *Font de la Graella*, nutrida por una capa de 2 m. de conglomerados, que aflora en La Bastorra.

Font d' en Baldiri, al N. de la cueva de Les Guilleumes, en el llamado Barranc del Salt, que proporciona un caudal de unos 100.000 l/ día. Emerge por una diaclasa N-S. en una capa de 3 m. de conglomerado claro calizo superpuesta a 3 m. de margas abigarradas, a 205 m. de altitud.

C) HIDROGEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DE COLLBATO

Contrastando con la riqueza hídrica de la vertiente NE. gracias a las razones geológicas ya indicadas y a la excavación del Torrent de les Guilleumes, la vertiente meridional, es decir la zona de Coballtó, es muy pobre en aguas, pues el único y aun pobre afloramiento hídrico que aparece en los conglomerados lutecienses es la *Font de la Guineu*, en el Barranco de Bellasona.

En cambio en la base de los conglomerados y cerca del contacto con la serie roja paleocena se encuentra la fuente intermitente llamada *Les Mentiroses*, que como ya se ha indicado no hay que confundir con *La Mentirosa de Monistrol*. Esta surgencia está situada a unos 15-20 m. por encima del Km. 2,5 de la carretera de Coballtó a Monistrol, emergiendo en una capa de conglomerado de cemento arcilloso rojo situado estratigráficamente a unos 25 m. de la base de los conglomerados lutecienses. La surgencia se realiza pues, en el techo del paleoceno, en sentido contrario al buza-

**MENTIROSA DE COLLBATO**

Montserrat

(Fig. 6)

mento, puesto que las capas buzan 30° al N. $10W$. y la boca está orientada al SSE. de manera que la primera impresión es de que se trata de una fuente ascendente.

En la boca no hay señal alguna de diaclasación, dando la impresión de tratarse de un tubo de erosión turbillónar aprovechando tal vez leptofisuras. Los 30 m. penetrables de esta caverna muestran fuertes señales de erosión turbillónar y depósitos estalactíticos de relleno, apareciendo en el interior, diaclasas N. $20^\circ W$. buzando $80^\circ ESE$ y N. $10^\circ-30^\circ E$. cuyos buzamientos oscilan entre la vertical y 70° .

A los 25 m. no es ya practicable, pero continúa claramente por un estrecho tubo de unos 5 m., estalagmatizado en parte, al final del cual se oye un ruido continuo que tanto puede asimilarse a una corriente de aire, como de agua, pero que en todo caso indica la presencia de otras cavidades inaccesibles.

En épocas de fuertes precipitaciones, emergen por esta surgencia hasta 2 «moles» (cerca de 500 l) de agua durante algunas horas.

D) MECANISMO DE LA CIRCULACION SUBTERRANEA

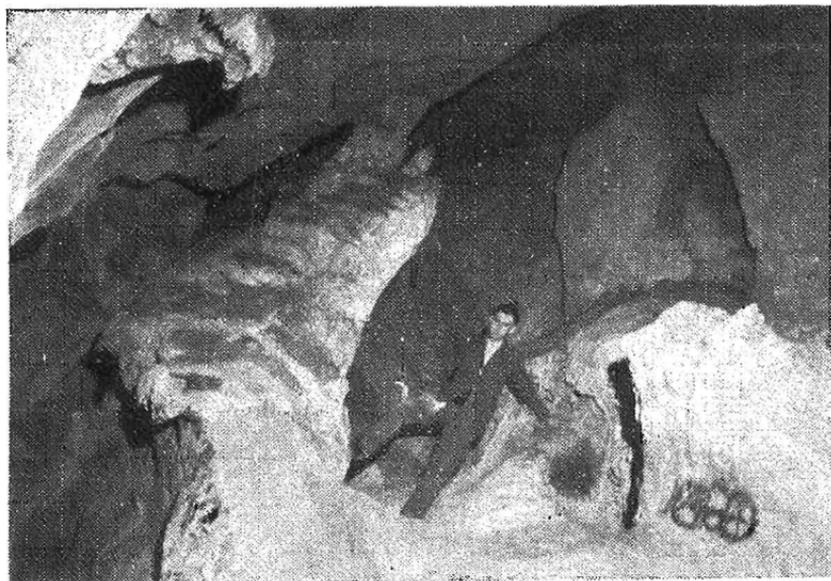
Según se desprende de las observaciones realizadas en las emergencias de las zonas de Monistrol y de Coballtó, la circulación en las pudíngas montserratinas es totalmente de tipo cárstico. Diaclasas y planos de estratificación son los determinantes de la circulación de un Karst en el que solo encontramos «formas de conducción» y de «emisión» faltando por consiguiente las «formas de absorción». La penetración del agua en el macizo debe realizarse pues, única y exclusivamente a través de las diaclasas. Observaciones ya antiguas (34) nos documentan acerca de los escasos caudales, que aún en épocas de grandes lluvias, circulan por los valles y barrancos de Montserrat, lo que acredita que la circulación epigea es casi nula y de tipo totalmente torrencial, mientras que la absorción del agua caída es, en cambio, considerable, de tal mo-

do que para nuestros cálculos la evaluaremos en un 50 por 100 del total precipitado. Las masas de vegetación que cubren en gran parte los valles situados en la parte alta del relieve deben ejercer un papel importante en la retención de las aguas caídas y deben actuar de regularizadores de la infiltración.

En la zona de Monistrol, los detalles de la circulación se realizan de manera distinta que en la zona de Collbató, pues mientras en la primera, los planos de estratificación desempeñan el principal papel, en la segunda corre este a cargo de las diaclasas a consecuencia de la mayor compacidad y diaclasación de la masa de pudingas de Collbató. En sus líneas generales y para el conjunto de Montserrat, hay que considerar dos zonas hidrogeológicas diferentes: 1) Una zona superior diaclasada correspondiente a la masa de pudingas inestratificada y 2) Una zona inferior de composición petrográfica heterogénea donde las aguas se distribuyen según los niveles petrográficos. El contacto entre ambas está jalonado por una serie de fuentes aunque la mayoría de caudales precarios.

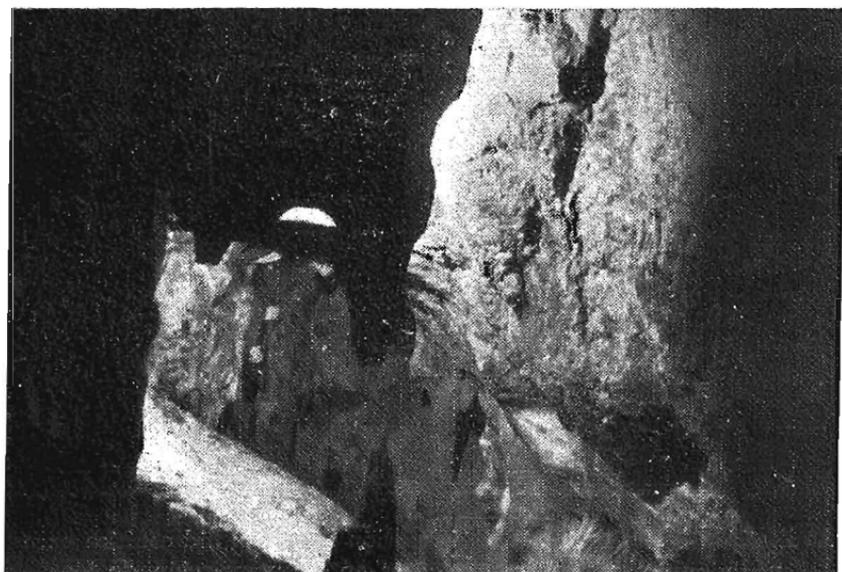
En la mitad meridional de Montserrat, es decir en la zona de Coballtó no existen estas dos zonas hidrogeológicas, porque todo el roquedo está formado por pudingas, desde el paleoceno al lu-diense, este último inclusive, de manera que aquí absorción, circulación y emisión se realizan dentro de la masa de pudingas y la surgencia viene determinada por la proximidad del contacto con las margas paleocenas, como en el único caso de Les Mentiroses. No obstante, ya hemos visto que Les Mentiroses de Collbató son un fenómeno hidrológico completamente accidental en la hidrología actual, puesto que las aguas se escurren todas hacia el N. conducidas por los planos de estratificación.

La superficie libre para la absorción en la mitad meridional de Montserrat, puede calcularse en unos 3 Km.² es decir, 9 millones de metros cuadrados. Teniendo en cuenta la abundancia de pendientes escarpadas muy aptas para el escurrimiento. Calculando sobre una precipitación media anual de 600 mm. y solamente una



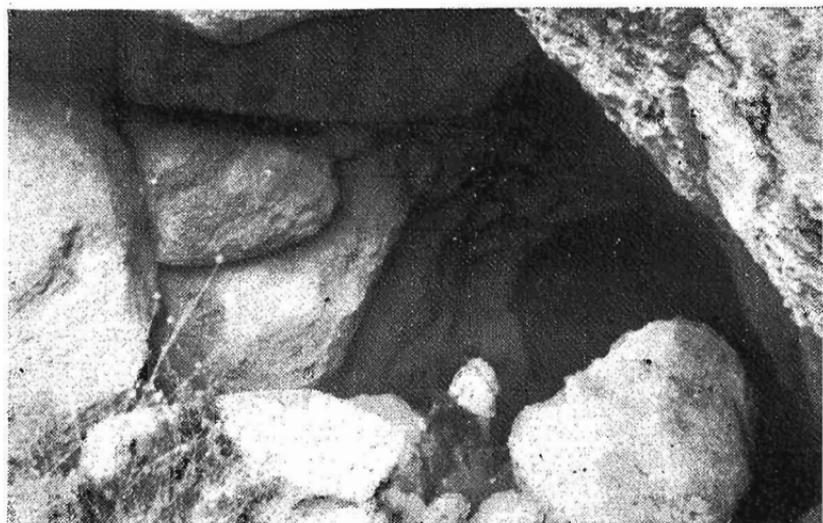
El Camaril. Estalagmita erosionada por su base. (La fotografía está muy inclinada hacia la derecha)

(Fot. Thomas)



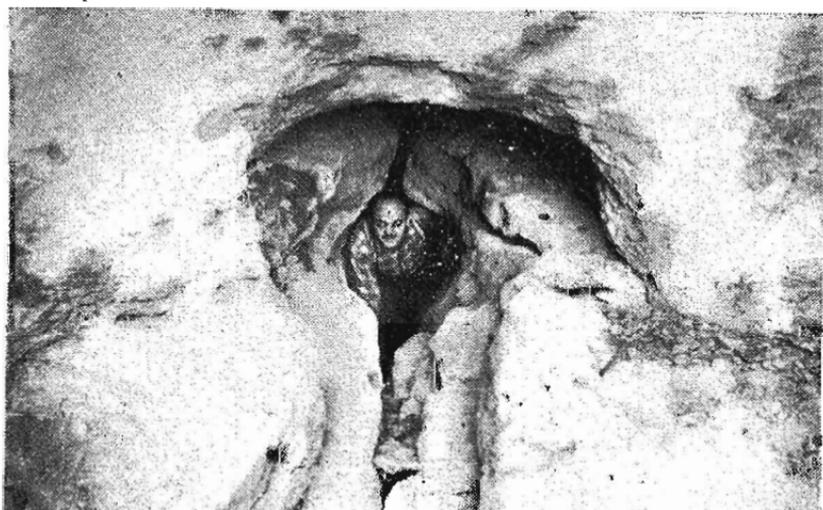
Detalle de El Camaril. Las estalagmitas del primer término muestran perfiles erosionados

(Fot. Thomas)



Cova Gran.—Grandes bloques de la entrada

(Fot. Thomas)



La Mentirosa de Manistrol.—Tubo de erosión a presión hidrostática excavado en las areniscas lutecienses en la intersección de los planos de estratificación y las diaclasas

(Fot. Thomas)

absorción del 50 por 100, es decir de 300 mm. anuales nos da la cifra de 2.700 millones de litros absorbidos anualmente, de los cuales solo 1.314 millones emergen por la Font Gran de Monistrol calculándose el ya indicado caudal de 150 mil litros/hora. Resulta pues, que aparece un exceso de 1.386 millones de litros anuales que debe representar forzosamente la suma de caudales de todas las surgencias dependientes del régimen subterráneo meridional más las enormes cantidades de agua eyaculadas durante las avenidas, por La Mentirosa de Monistrol y Les Mentiroses de Collbató.

La absorción de las aguas que emergen en Monistrol se realiza a nuestro juicio, en la zona de Collbató, donde las condiciones de infiltración son óptimas, por las razones geológicas, ya indicadas; en cambio las aguas absorbidas en el Vall Mal y en la parte central de Montserrat, no llegan a la base del relieve por impedirlo las zonas margosas sobre las que se apoya la masa de conglomerados superiores.

En la zona de Monistrol, la circulación epigea coincide en sus líneas generales con la subterránea, puesto que ambas se dirigen hacia el N. es decir aparece un fenómeno de verdadera «concordancia hidrológica» mientras que en la zona de Collbató la circulación hipogea y superficial son «discordantes» ya que la primera se dirige hacia el N. y la segunda netamente hacia el S.

Aunque no puede existir relación directa entre las emergencias de Monistrol y Les Mentiroses de Collbató, a consecuencia de lo complicado de la red subterránea es evidente que estas últimas funcionarían solamente cuando el nivel piezométrico es muy elevado, es decir durante las fuertes transgresiones. La Mentirosa de Monistrol en cambio, funciona mucho antes porque está muy próxima al nivel piezométrico y es suficiente una pequeña elevación del mismo para que comience su funcionamiento. Aunque no existen observaciones precisas a este respecto, parece deducirse de los interrogatorios efectuados a los «pagesos» observadores, que cuando Les Mentiroses de Collbató, comienzan a funcionar, llevan ya horas funcionando las de Monistrol y que no siempre que



(Fig. 7).—Cortes hidrogeológicos de la vertiente meridional de Montserrat.

E_1 = *Palaeoceno*, Margas rojas con B. *Gerundensis* + areniscas

E_2 = *Luteciense*, Conglomerados + margas rojas + areniscas alternando, E_2^1 = Cuña marina de margas grises de Monistrol

E_3 = *Auversienne-Bartoniense*.—Pudingas grises, E_3^1 = Cuña marina auversienne del Hotel Marçet. E_3^2 = Cuña marina de La Calsina, que pasa a continental en el Monasterio

E_4 = *Bartoniense-Ludienense*.—Pudingas

$N - N^1 - N^2$ = Nivel piezométrico actual

1. Les Mentiroses de Collbató; 2. Font de L' Esquiroi; 3. Fuente sin nombre;
4. Font de la Covay; 5. Font del Gat; 6. Font de Coll Cabiró; 7. Font del Pastor;
8. La Mentirosa de Monistrol; 9. Font Gran; 10. Font del Lluny; 11. Font del Barraquer; 12. Cuevas del Salitre

Todas las fuentes han sido proyectadas sobre el perfil general pero no forman parte de él

funcionan éstas funcionan también las de Collbató, lo que parece corroborar las conclusiones a que se llega con el estudio hidrogeológico.

Así pues, en la vertiente meridional de Montserrat, puede darse como definitivamente establecida la existencia de una circulación subterránea de S. a N. cuyas aguas son eyaculadas en gran parte por el «valle-drenaje» de Monistrol, sobre todo por la Font Gran. Durante las épocas de fuertes precipitaciones el nivel piezométrico asciende en pocas horas, suficientemente para provocar al funcionamiento del trop-plein de Font Gran, La Mentirosa de Monistrol y más tarde el de Les Mentiroses de Collbató. Cuando las precipitaciones no son excesivamente fuertes, el nivel piezométrico no llega hasta la altura de Les Mentiroses de Collbató y solo funciona el trop-plein de Monistrol.

II. LA CIRCULACION SUBTERRANEA MUERTA

Las profundas diferencias hidrogeológicas existentes entre las vertientes S. y W. de Montserrat se acusan también en la edad de la actividad hidrológica, puesto que mientras la zona de Monistrol es una región de circulación y emersión actual, la de Collbató es una región de circulación y emisión muerta o casi muerta y de aquí su riqueza en formas de conducción y emisión antiguas pertenecientes a otros ciclos cársticos.

Por esto, la vertiente meridional es muy rica en fenómenos cársticos muertos mientras en la zona de Monistrol no se conoce ninguno. Los más importantes y a su vez los más asequibles son las cuevas situadas al NE. de Collbató en mitad del cantil de la Serra de Les Garrigoses, conocidas de antiguo con el nombre de *Cuevas del Salitre o de Collbató*. En los alrededores de esta caverna y en relación más o menos directa con ella, hemos estudiado también la *Cova del Duc*, la *Cova Freda* y las cuevas fósiles de *Canal del Xacó* y *Cova Gran*, todas ellas ya conocidas aunque no estudiadas.

A) LAS CUEVAS DEL SALITRE O DE COLLBATO

a) *Historia*

Esta caverna es una de las que mayor fama goza en Cataluña, no por sus proporciones, mejor medianas que grandes, ni por su ornamentación no muy vistosa, sino por encontrarse ubicada en pleno Montserrat, por la serie de leyendas con que, mitad la historia, mitad la fantasía popular la han adornado y sobre todo por las poéticas descripciones que de la misma hizo nuestro insigne Víctor Balaguer (*). Estas cuevas son, pues, muy conocidas de todos, turistas y peregrinos, casi desde las ya legendarias exploraciones del P. Joana a quien debe considerarse como el verdadero precursor de la Espeleología científica española, ya que se deben a él atinadísimas observaciones acerca de la hidrología de Montserrat, si nos situamos en su época a fines del siglo XVIII; el P. Joana observó la importancia de la infiltración en el Vall Mal y otros puntos de Montserrat y creía en la existencia de un río subterráneo que circulaba por debajo de las cuevas de Collbató de NNW. a SSE. emergiendo el sobrante de sus aguas en Les Mentiroses. En sus expediciones a las cuevas, parece que encontró una ruta que le permitió llegar hasta bajo la ermita de Santa Magdalena, obstruyéndole el paso una ancha sima por la que circulaba un río subterráneo. La ruta del P. Joana, no ha vuelto a encontrarse quedando la duda de si se trata solo de una fantasía propia del siglo o si son una realidad sus descubrimientos. Los habitantes de Collbató creen firmemente que las cuevas no han sido totalmente reconocidas y que su extensión es muchísimo mayor, pero esta creencia se encuentra en todos los lugares donde existen cuevas de una cierta importancia.

(*) El curioso encontrará una descripción acabada de las leyendas y folklore general de estas cuevas y de otras de Montserrat en: M. Muntadas: Montserrat, su pasado, su presente y su porvenir, 1896 y un extracto en B. Serradell L'avenc dels Pouetons de les Agulles a la montanya de Montserrat, Sota Terra, I. pág. 117-171, 13 figs. Barna. 1909.

No obstante; a pesar de tan interesantes prolegómenos pocas noticias tenemos acerca de la geología de estas cuevas y aun de Montserrat en general.

Martel (30) en sus exploraciones en la región catalana, fué el primero en darse cuenta de la importancia hidrológica de esta caverna. Más tarde fueron visitadas por todos los espeleólogos catalanes, Font y Sagué (21), Faura y Sans (16) (17) (18) (19). Serradell (36) (37) habla de una exploración muy completa y Maheu (29) da algunas ideas no muy afortunadas, sobre la morfología montserratina en general. Faura (19) las califica de «Cuevas de hundimiento» y las supone en relación con los movimientos de la falla del borde septentrional del Penedés durante el terciario.

b) *Situación y características exteriores*

La boca de la caverna se abre hacia el S. en mitad del cantil meridional de la Sierra de Les Garrigoses a 535 m. de altitud y a 240 sobre el talweg del Torrente de La Salut. Las capas de pudingas lutecienses buzan en la entrada 25° NNE. y están atravesadas por diaclasas N. 30° W. buzando 70° SW.; N. 30° W. verticales; N. 30° W. buzando 50° NE.; N. 30° E. buzando 80° SE.; W. 30° N. buzando 80° SW. y E. 40° N. buzando SE. A unos 130 m. por debajo de la entrada hay el contacto de la masa de pudingas luteciense con las capas rojas paleocenas; este contacto buza hacia el NNE 25° como toda la serie y desciende suavemente hacia el E. hasta colocarse al nivel de Les Mentiroses en la carretera a Monistrol (Fig. 8).

La cueva del Salitre es en realidad un elemento de un conjunto de fenómenos hidrogeológicos antiguos que aparecen en toda la vertiente S. del Serrat de Les Garrigoses, desde la canal del Xacó hasta el Torret Fondo y que de W. a E. son:

- 1.—Cova Gran.
- 2.—Cova Freda.
- 3.—Dos cuevas poco profundas, sin nombre, situadas a poca distancia

de la entrada de las del Salitre, que llamaremos respectivamente, C_1 y C_2 .

4.—Cova del Salitre o de Collbató.

5.—Sima pequeña sin nombre a pocos metros de la entrada del Salitre en el camino a la cueva Santa; que llamaremos S_1 .

6.—Una cueva poco profunda situada a unos 20 m. por encima del camino de la cueva Santa, que llamaremos C_3 .

7.—Cova dels Ducs situada en el Torrent Fondo.

y finalmente como representante actual de estos fenómenos antiguos, Les Mentiroses.

Los fenómenos C_1 , C_2 , S_1 y C_3 , son verdaderos elementos accesorios de la cova del Salitre y por tanto los describiremos conjuntamente con ellos.

c) Descripción topográfica y morfológica

La topografía de esta caverna es bastante compleja; para un análisis detallado es necesario considerar tres regiones:

1. Cavidades superiores situadas aproximadamente al nivel de la entrada.

2. Pozo del Diablo, de 16 m. de profundidad.

3. Cavidades inferiores situadas entre 18 y 25 m. por debajo del nivel de la entrada.

Las cavidades superiores son las más amplias y pueden concentrarse en tres cámaras bien delimitadas: Vestíbulo, Gruta de 'Esperança y Gruta de Les Papellones.

Vestíbulo.—Tiene planta triangular; el lado E. es una diaclasa N. 20° E. en la que se ha abierto una caverna que actualmente sirve de bar. En el techo aparecen también otras diaclasas N-S. y N. 20-40 E. verticales o inclinadas 80° E. Entre bloques se desciende fácilmente a la

Gruta de l'Esperança o de la Catedral, que constituye la sala de máximas dimensiones de esta caverna, pues tiene 110 m. de longitud máxima y alturas de bóvedas de 15 a 20 m. La forma es muy irregular pues se adapta enteramente a un sistema de litoclasas para-

lelas N. 20° E. sobre las cuales se han excavado las cámaras laterales que en su conjunto son de planta fusiforme. En todo el techo aparecen fuertes señales de erosión turbillonar y en algunos puntos está formado por la conjugación de marmitas. Las diaclasas del techo están jalonadas por tubos acuíferos. El suelo está ocupado por un enorme caos de bloques algunos de ellos de varios metros de lado; estos bloques son en su mayor parte de conglomerados, pero los hay también de estalagmitas, lo que acredita que el hundimiento es posterior a una fase de estalagmitización.

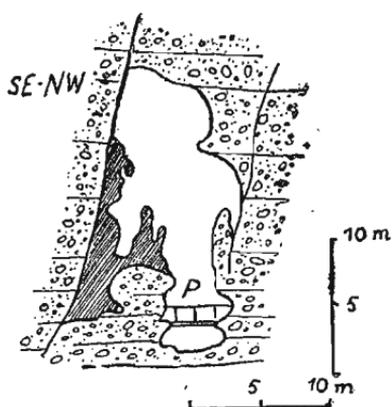


Fig. 9.—Entrada a la Cueva del Mansueto. P.—Puente sobre el talweg hipogeo del Mansueto. Al SE. estalagmitas erosionadas. Al NW., una pseudoestalagmita modelada sobre conglomerados

presentan también señales de erosión.

Las estalactitas son rarísimas y muy escasas las estalagmitas, pero éstas son algo más abundantes, siempre fuertemente erosionadas. En el barranco del Mansueto hay bellos ejemplos de falsas estalagmitas modeladas por la erosión, indistintamente sobre los conglomerados y sobre las estalagmitas, de lo que se deduce que en la cueva de l'Esperança han existido tres fases morfogenéticas:

En el centro de esta cámara hay un talweg seco excavado en el conglomerado a lo largo de una diaclasa N. 20-E., el cual se cruza por un puente de madera. En este talweg, formado por conjugación de marmitas, el sentido de la corriente parece haber sido de SW. a NE. En el extremo SW. aparece la llamada cueva del Mansueto (*) elevada unos 7.8 m. sobre el talweg donde termina la caverna. El talweg continúa hacia el NE. por debajo de los bloques, los cuales

(*) Véanse en Montades (loc. cit.) las leyendas sobre el Mansueto.

1. Fase de estalagmitización; 2. Fase de hundimientos, y 3. Fase de erosión turbillonar primero y fluvial después. Estas tres fases aparecen en todos los ámbitos de la cueva.

La pared NW., camino del Pou del Diable, permite ver la estratificación inclinada 25-30° al N. y NNE. y algunas diaclasas E 20° N., buzando 70° S.

Atravesando por encima del Pou del Diable, se llega a la

Cova de Les Papellones, larga y estrecha diaclasa N-10-20 E. buzando al E. 80°, de 160 m. de longitud total; la zona NE corresponde probablemente a lo que los primeros exploradores llamaron *cocina*. Esta diaclasa se prolonga hasta el piso inferior, pero está separada de él, por otro piso intermedio de bloques cementados por arcilla. En las paredes y en la bóveda hay fuertes señales de erosión. A 30 m. de la entrada aparecen diaclasas N-20-W. inclinadas 80 E. y W-20-N. inclinadas 80 S. Esta caverna termina por el NW. en una zona fuertemente estalagmitizada, llamada *Templo gótico*, a la que se penetra por un estrecho paso entre las estalactitas. Hacia el W. el corredor presenta unos divertículos de incómoda penetración que solo son cavidades entre bloques, como el *Jocador de las Silfides* y la *Catedral pequeña*.

Pou del Diable.—Este pozo permite el acceso a la zona inferior de la caverna. Una escala de madera muy bien colocada permite descender cómodamente los 16 m. que separan ambos pisos. En sus paredes se aprecian fuertes señales de erosión turbillonar que ha cortado también los rellenos estalagmíticos. Se ven muy bien los planos de estratificación buzando al NNW 30° y diaclasas N-10 E. inclinadas al E. 80° En el fondo SSW hay un conducto acuífero sobre una diaclasa N-10-E. En el piso hay bloques desprendidos, también erosionados y un depósito de sedimentos en el que se aprecian las siguientes capas de arriba a bajo:

- 0,95 m. costra de estalagmita.
- 0,0 m. depósito nitroso alternando con arcilla carbonosa.
- 0,3 m. arcilla carbonosa con abundantísimos restos de *Helix*, *Rumina*, *Cyclostoma* y huesos de murciélagos formando brecha.
- 0,6 m. visibles de arcillas oscuras, continuando el depósito.

COVA DEL SALITRE

o de Collbató Montserrat

Plano geomorfológico

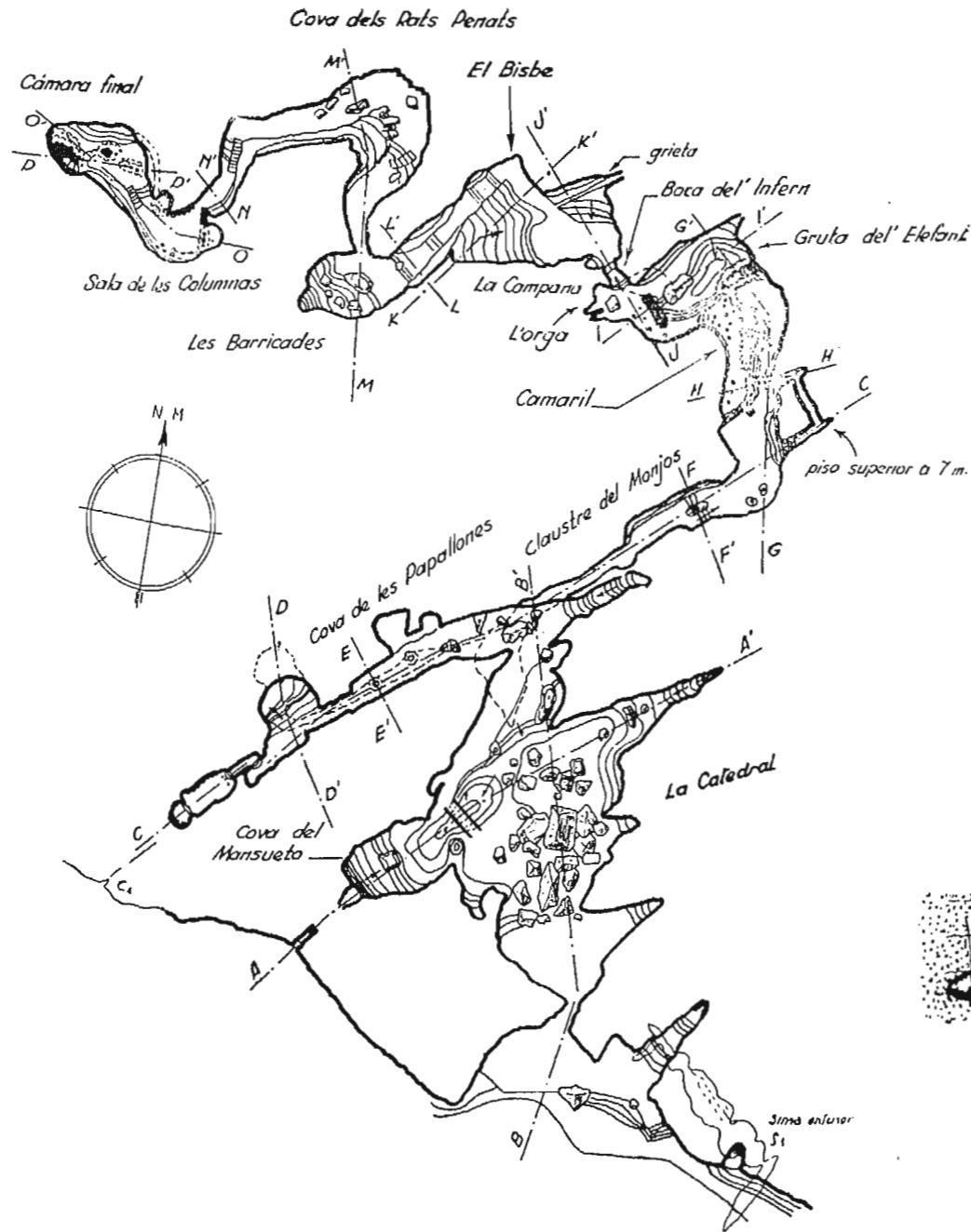
levantado por

N. LLOPIS LLADÓ

Y

J. M^a THOMAS CASAJUANA

1952



Signos convencionales.

- PLANTA**
- a - Sentido de la pendiente.
 - b - Coladas
- Derrubios de grandes bloques**
- a - Pared desnuda, b - Crosta estalactítica.
 - c - Cortinas, d - Estalagmitas, e - Columnas aisladas
- Sima**
- a - Sima
- Buzamiento**
- ALZADOS**
- a - Diaclasas, b - Planos de estratificación
 - c - Columnas (en corte), d - Columna, e - Macizo estalagmítico
- a - Grandes bloques de derrubio, b - id camantados
 - c - Paso a otra cavidad.

Escala gráfica

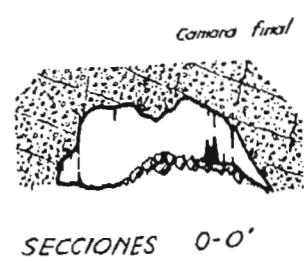
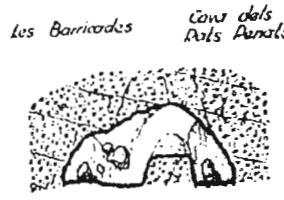
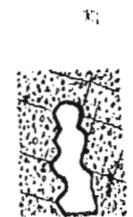
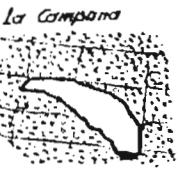
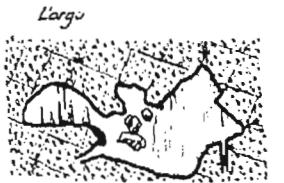
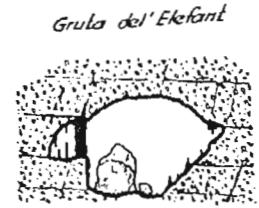
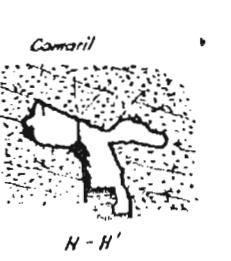
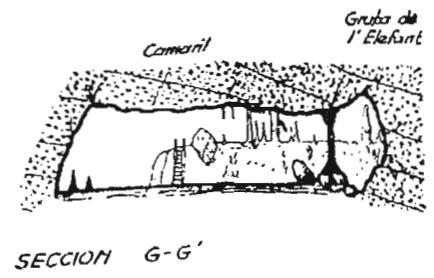
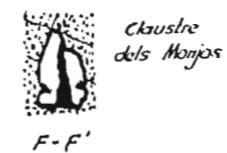
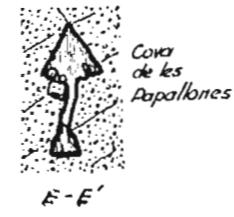
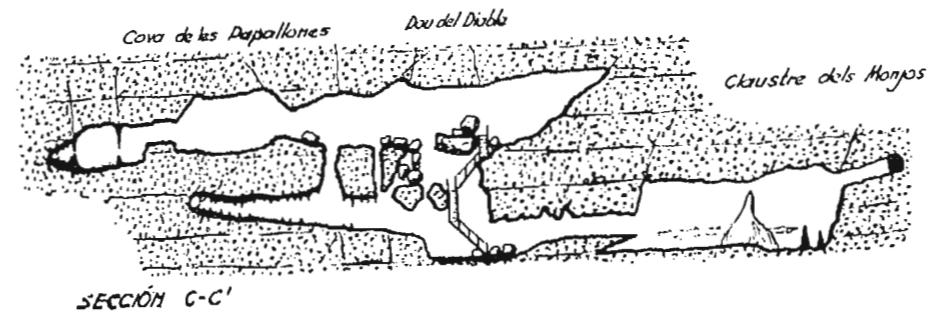
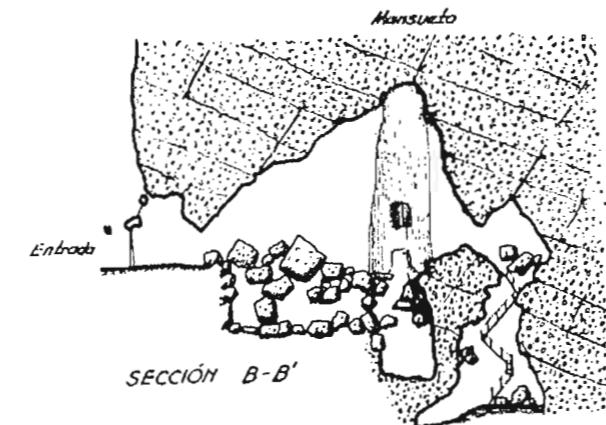
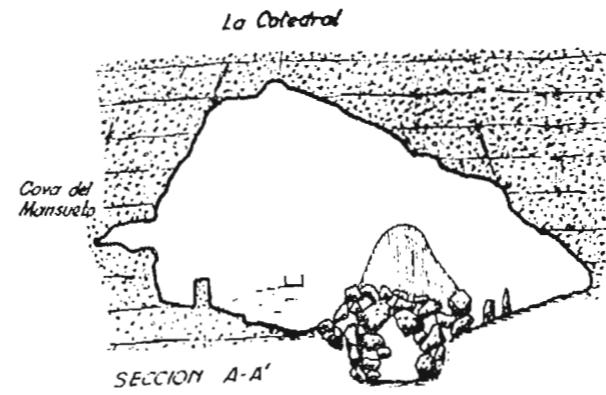


Figura 8

Sobre estas capas se apoyan bloques de conglomerados formando un caos.

La sucesión de los sedimentos puede verse bien gracias a una calicata que la corta. Son probablemente los depósitos del famoso nitro que dió nombre a la cueva.

El Pou del Diabale tiene salida hacia el SW. y hacia el NE. Hacia el SW. continúa por una estrecha grieta que no es sino la zona inferior de la cueva de Les Papellones del piso superior. Es una grieta estrecha y húmeda con abundante arcilla roja desbaladiza, sin duda procedente del cemento de los bloques del piso de la cueva de Les Papellones.

La misma diaclasa N. 20-30 E. continúa hacia el NE. formando el llamado *Pasillo* y luego el *Claustre dels Monjos*. Este corredor es extremadamente interesante por su morfología: su altura es de 6 m. por 3 de anchura máxima, pero sus paredes presentan fuertes señales de erosión, especialmente las NE. tienen huellas de erosión turbillonar y fluvial, desarrollada en dos ciclos sucesivos, separados por una terraza a 2 m. sobre el piso, formada por arcillas rojas con «varvas» cubiertas por un depósito de calcita fibrosa; la pared SE., en cambio, es menos expresiva, pues no presenta terraza, sino únicamente coladas estalagmíticas recientes. El piso es arcilloso y plano.

Al final del *Claustre* se descienden los 3 m. entre una columna estalactítica de 6 m. de altura, la cual presenta fuertes señales de erosión producidas en el segundo ciclo, puesto que la columna se



Fig. 10.—Depósitos del fondo del Pou del Diabale

1. Arcillas oscuras estériles.
2. 0,3 m. Arcilla carbonosa con abundantísimos restos de *Helix*, *Rumina*, *Cyclostoma* y huesos de quirópteros, formando brecha.
3. 0,2 m. Arcilla carbonosa con lechos blancuecinos (nitro ?).
4. 0,05 m. Crosta estalagmítica.

eleva por encima de la terraza y debió formarse, por lo tanto, en época posterior.

Estas cavidades están excavadas en un haz de diaclasas N. 10-20 E. todas paralelas. El suelo es arcilloso, con algunos bloques producidos por hundimientos recientes; la terraza del *Claustre dels Monjos* continúa muy constante y corta los estratos. Las estalactitas que lo adornan pertenecen a dos procesos reconstructivos diferentes: uno antiguo, con formas fuertemente erosionadas, del que forman parte las columnas centrales y otro más reciente, sin huellas de erosión, representado sobre todo, por las coladas parietales.

La caverna tuerce bruscamente hacia el NW. sobre una diaclasa NW-SE. inclinada 35° E. pero a los 6 m. vuelve a tomar su primitiva dirección sobre un nuevo haz de diaclasas N. 20 E. La zona NW. de este nuevo corredor, está elevada de 5 a 6 m. sobre el piso y corresponde exactamente al nivel de la terraza del *Claustre*. No obstante, en su génesis, han intervenido otros factores además de la erosión, pues se encuentran bloques desprendidos de la bóveda y cementados por arcilla. Hay también depósitos de arcillas con «varvas» como en la terraza del *Claustre*. Una escala de madera permite ascender fácilmente a esta región denominada el *Camaril* por la riqueza en concreciones que en él se encuentran; estas estalactitas, pertenecen también a dos ciclos quimiolitogénicos; las grandes columnas están, como siempre, erosionadas, mientras que las estalactitas del segundo ciclo están intactas. En las primeras puede distinguirse muy bien que la cara NW. está fuertemente desgastada hasta el extremo de quedar al descubierto las capas concéntricas sucesivas de que está formada la columna; la cara SE. en cambio, está casi intacta y en ocasiones es angulosa como las de las estalactitas sin erosiones; este fenómeno se presenta en casi todas las columnas de *Camaril* e indica que el sentido de la corriente que produjo la erosión, era hacia el SE. pues las caras desgastadas son siempre las NW. Este sentido de la corriente está de acuerdo también, como ya veremos, con las demás

características hidrogeológicas de esta caverna, de manera que la observación de las estalactitas erosionadas, puede ser, a nuestro modo de ver, un medio excelente para reconocer el sentido de la corriente en los casos dudosos. Las estalactitas del segundo ciclo, forman cortinas, siendo de notar una magnífica sobre un diaclasa NW-SE.

El *Camaril* termina en la gruta del *Elefant*, amplia caverna de elevada bóveda que se atraviesa por un puente en la actualidad intransitable por su estado de deterioro. A la gruta del *Elefant* puede llegarse también por el corredor que contornea el *Camaril* y asciende a él por otra escala de madera situada en su extremo NW. En mitad de este corredor hay una abertura en el borde NNE. por la cual pueden descenderse 4 m. hasta el fondo de una excavación que en parte parece una calicata y que permite obtener una sección de la estructura del piso, cortándose de arriba a abajo las siguientes capas:

- 1 m. bloques cementados con arcilla.
- 0,4 m. costra estalactítica.
- 0,2 m. conglomerado cuarzoso.
- 2,4 m. visibles de arena en estratificación cruzada.

Este depósito es un sedimento de la última fase fluvial de esta caverna que debe haberse conservado en este punto, probablemente por relleno de una cavidad del talweg a manera de bolsada.

Cerca del extremo SW. de la gruta del *Elefant* se levanta un enorme macizo estalagmítico denominado *L'Orgue*. Las dimensiones de esta cámara son debidas a su situación sobre dos grandes diaclasas paralelas del sistema N. 10-20 E. que han producido el hundimiento de un enorme bloque delimitado por ella. El borde E. tiene el techo a 4 m. de altura solamente y tiende a soldarse con el suelo por una colada estalagmítica de 2 m. de espesor. El suelo es en su mayor parte un caos de bloques formado en época anterior a la primera fase de estalagmitización, puesto que las con-

creciones se apoyan sobre los bloques y la erosión fluvial ulterior ha erosionado indistintamente bloques y concreciones.

Por la *Boca del Infern* se asciende suavemente a una nueva cámara de techo irregular determinado por las diaclasas, cuya altura máxima no llega a 10 m. Las diaclasas visibles pertenecen a los sistemas N. 20 E. y E. 40 N., siendo las primeras las que determinan la orientación general de la cámara y su compartimentación; la morfología estructural es aquí muy clara y no ha sido enmascarada por las formas de erosión establecidas entre las diaclasas a pesar de haberse formado marmitas invertidas y conjugadas por sus bases. La cámara es pues una *forma compuesta* resultante de la conjugación de cuatro *formas simples* complicadas en el margen SE. por los hundimientos de la Boca del Infern y gruta del Elefant. A 4 m. sobre el suelo actual, hay una terraza de arcilla roja de 0,2 m. de potencia con señales de agrietamiento por desecación.

Un corredor situado sobre una diaclasa N. 30 E. conduce hasta la cámara de *Las Barricadas*. Grandes bloques forman el borde occidental de corredor procedentes de un importante hundimiento; la pared primitiva es la oriental y muestra señales de erosión turbillonar condicionada por los planos de estratificación.

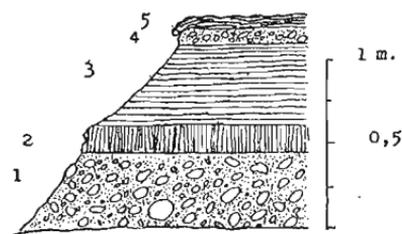


Fig. 11

1. Aluvión con elementos del conglomerado eoceno cementados con arcilla roja.
2. Costra de calcita fibrosa.
3. Arcilla roja listada con «varvas».
4. Aluvión con elementos del conglomerado eoceno cementados por arcilla roja.
5. Costra estalagmítica.

La cámara de las Barricadas tiene 11 m. de diámetro y está formada por un caos de bloque especialmente desarrollado en el borde SE. en el que hay elementos de las estalactitas antiguas erosionadas, inclinadas hacia el E. La superficie de este caos forma rampa cubierta de «terra rosa»; en el techo se forman cortinas de estalactitas bajo las diaclasas; en el borde N. hay grandes bloques inestables cementados en parte por estalactitas.

Otro corredor ortogonal al de la entrada permite salir de las Barricadas y conduce a la cova *dels Rats Penats* llamado así por los primeros exploradores por haber observado abundancia de murciélagos, que no se encuentran en la actualidad. Esta cámara es en realidad un enorme meandro orientado sobre diaclasas N-S. y N. 20° E. que destacan muy bien en el techo. En el borde N., correspondiente a la concavidad del meandro, se ha conservado la primitiva morfología de erosión, por existir pocos bloques que la enmascaran; en cambio en la forma convexa del meandro, la morfología es totalmente clástica. Los bloques se decalcifican rápidamente estando cubiertos de una capa de 10 cm. de «terra rosa». Sobre este caos se encuentra un sedimento fluvial formado, de arriba a bajo, por:

0, 1 m. «terra rosa».

0, 12 m. aluvión cementado formado por cantos de conglomerado eoceno.

0, 4 m. arcilla roja con «varvas».

0, 15 m. costra de calcita fibrosa.

0, 4 m. aluvión arcilloso.

Suelo formado por bloques de conglomerado eoceno.

Se sale de la cova *dels Rats Penats* por un corredor con cortinas estalactíticas transversales que emergen por diaclasas NW. SE. En la parte superior de este corredor hay otro sedimento formado de arriba a bajo por:

Corteza estalagmítica.

0,2 m. calcita fibrosa.

0,2 m. arcilla roja.

Suelo formado por bloques de conglomerado eoceno.

El corredor continúa tomando orientación N-S. hasta la *sala de las columnas* llamada así por las numerosas columnas estalactíticas de la fase moderna, algunas de las cuales se apoyan sobre antiguas columnas de la primera fase derruidas o inclinadas y sobre

un caos de bloques que forma el suelo de la sala aunque enmascarado por «terra rosa».

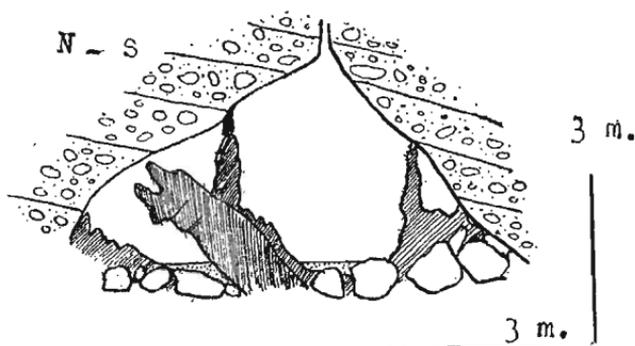


Fig. 12.—Sala de las Columnas
Estalactitas correspondientes a dos procesos reconstructivos
separados por una fase de hundimiento

Un nuevo y último corredor, primeramente ascendente hacia el NW., conduce a la cámara final excavada sobre una diaclasa NE-SW. que determinó la formación de una bóveda ojival de 11 m. de altura; la parte central está ocupada por un caos de bloques cementados y enmascarados en parte, por el proceso de estalagmitización actual; este caos se eleva unos 3 m. sobre los bordes de la sala; el margen SW. está ocupado por una enorme colada que obstruye la continuidad de la caverna. Se encuentran restos de depósitos fluviales a 2-3 m. por encima del suelo. En los fondos que rodean el caos de bloques central, hay pequeños «gours» secos.

El recorrido total de la caverna sobrepasa poco los 500 m. correspondiendo su longitud máxima a la cueva de Les Papellones-Claustre dels Monjos, que tiene un total de 100 m. La profundidad máxima alcanzada es de -20 m. (0 m. en la entrada) y las bóvedas más altas corresponden a la Catedral con una altura de 25 m.

d) *Morfología subterránea y tipos de formas*

La anterior descripción nos ilustra acerca de la existencia en la Cueva del Salitre de varios tipos de formas subterráneas:

1) *Formas estructurales*.—La morfología de conjunto y de detalle de esta caverna, está rígidamente regida por la estructura, puesto que todas las cámaras y corredores se orientan sobre diaclasas, dominando las de los sistemas N. 30° E. y NE-SW. y de aquí que sea esta la dirección general de los elementos topográficos. El más típico de estos elementos estructurales, es el corredor Cova de Les Papellones-Claustre dels Monjos que conserva casi intactas estas formas primitivas. Las demás cavidades del piso superior, están también orientadas en la misma dirección, pero se encuentran más evolucionadas especialmente la Catedral que ha resultado de la conjugación de formas estructurales primitivas cuyos elementos se distinguen todavía muy claramente en el plano. Génesis semejante, aunque menos espectacular, tiene en el piso inferior la gruta del Elefant y El Bisbe, como ya hemos dicho anteriormente.

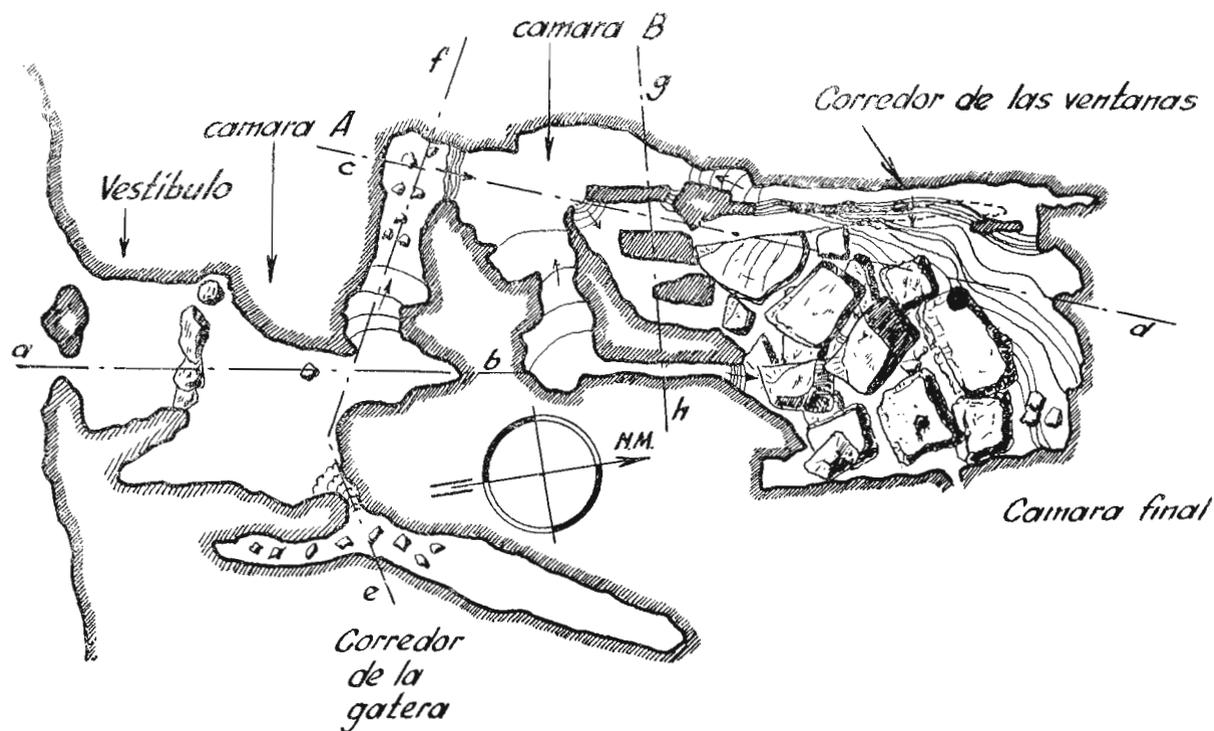
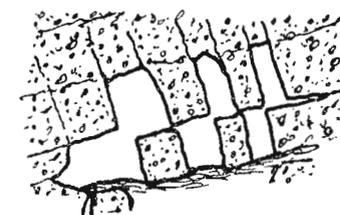
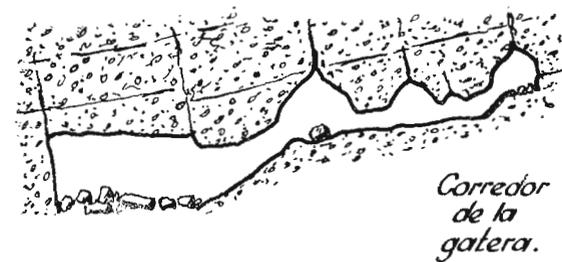
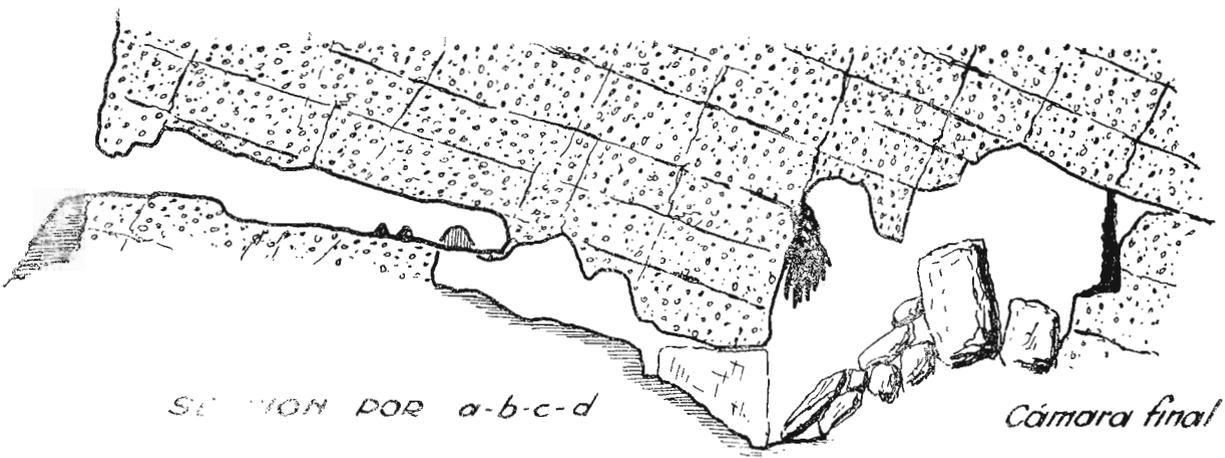
2) *Formas de erosión*.—Adaptándose a la estructura determinada por las diaclasas y los planos de estratificación, aparecen las formas de erosión, tanto mejor conservadas cuanto mayor es su altura sobre el actual suelo de cada cavidad. En las zonas donde los hundimientos han tenido menos importancia, aparecen *formas antiguas de erosión turbillonar*, especialmente bien representadas en las bóvedas de algunas cámaras del piso inferior, como en Las Campanas y Las Barricadas. En el piso superior, aparecen también estas formas en las inmediaciones de las bóvedas. En ambos pisos la erosión turbillonar desempeñó un papel importante en los orígenes de la cueva.

Pero el mayor desarrollo de este tipo morfológico, corresponde a las *formas de erosión fluvial* ampliamente desarrolladas en ambos pisos de la caverna. Las formas típicas aparecen excepcionalmente evolucionadas en la Cueva del Mansueto y su prolongación hacia el NE. a través del caos de bloques del suelo de la Catedral.

La cueva del Mansueto es un talweg hipógeo que cae en cascada a su salida a la Catedral; varias marmitas escalonadas jalonan la evolución del frente de esta cascada que debió comenzar en el actual emplazamiento del puente de madera que facilita el paso hacia la Cova de Les Papellones. En las cavidades inferiores, la erosión fluvial, debió desempeñar un papel importante en la espeleogénesis puesto que las columnas estalactíticas del Camaril, tienen huellas de erosión hasta más de 1 m. sobre su base, lo que indica que la superficie del río hipógeo debió de llegar a más de 7 m. sobre el suelo actual. En el Pou del Diable se encuentran también fuertes señales de erosión turbillonar, pues está constituido por una serie de marmitas superpuestas; pero estas formas han sido originadas en la fase fluvial de la caverna sin intervención alguna de la presión hidrostática (*). En el piso inferior las formas de erosión fluvial son las dominantes y en ellas pueden reconocerse varias etapas de excavación, como en la cámara de Las Campanas engendrada en tres fases: una superior y muy fugaz, otra media con depósito de aluviones de arcillas y otra inferior enmascarada por el suelo actual. La Cova dels Rats Penats presenta la típica morfología de meandro. En la mayor parte de estos corredores y cámaras inferiores aparecen depósitos fluviales que acreditan la existencia de una fase fluvial estable y bien desarrollada.

3) *Formas clásticas.*—La morfología clástica está tan ampliamente desarrollada, especialmente en las cámaras superiores, que hasta cierto punto justifica la hipótesis de Faura (17) que calificaba estas cuevas como «cavernas de hundimiento». Las formas detríticas más aparatosas se encuentran en La Catedral y en el Ves-

(*) Estas formas son muy semejantes a las originadas a presión hidrostática. Creemos que la erosión turbillonar no precisa, en realidad, de la presión hidrostática, tal como podemos observar en las formas de transición de cascadas a rápidos en los ríos epígeos. Este nombre es pues aplicable a todas las formas «en marmita» de las cavidades horizontales, pero no a todas las cavidades verticales, puesto que pueden producirse formas idénticas en las fases esencialmente fluviales.



COVA FREDA

Montserrat

según

N. LLOPIS LLADO

y

J. M^o THOMAS CASAJUANA

Escala gráfica

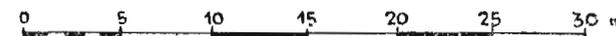


Figura 13

tíbulu, es decir en el piso superior, de tal modo que casi todo el suelo de este piso es un enorme caos de bloques, sedimento correlativo de la bóveda parabólica que ha dado nombre a la Catedral. También el suelo de la Cova de Les Papellones, está constituido por bloques cementados por arcilla, que a nuestra manera de ver, se han originado por decalcificación del suelo de la caverna: en efecto la cueva de Les Papellones está abierta en una diaclasa N. 20° E. que se prolonga hacia el piso inferior donde constituye la prolongación morfológica y estructural del Claustre dels Monjos; la decalcificación del suelo de la Cova de Les Papellones, debió comenzar cuando el Claustre dels Monjos estaba ya excavado, lo que facilitó la infiltración y determinó la separación de bloques y su ulterior desplazamiento hacia abajo; el hundimiento no se produjo por ser muy estrecho el corredor inferior, de manera que los bloques quedan acuñados entre los labios de la diaclasa todavía no decalcificados (*).

En el piso inferior los depósitos clásticos están enmascarados en gran parte por la estalagmitización, como ocurre en el Camaril asentados sobre un caos de bloques cubiertos totalmente de estalagmitas.

4) *Morfología de reconstrucción y sus modificaciones por la erosión.* — Las formas de reconstrucción no están muy desarrolladas, pero ofrecen en cambio un interés muy grande, por corresponder por lo menos, a tres etapas de estalagmitización, dentro del desarrollo general de la caverna. Ello hace que sea necesario distinguir por lo menos dos grupos de formas:

Formas actuales vivientes, producto de las escasas infiltraciones que actualmente atraviesan la masa de conglomerados, y que aparecen especialmente concentradas en el piso inferior de la caverna,

(*) En este caso no pueden aplicarse las ideas de Montoriol Pous (33) a pesar de encontrarnos ante formas como las descritas por dicho autor, originadas por los que llama «procesos glyptoclásticos», puesto que aquí sólo puede invocarse la decalcificación para explicar la discordancia morfológica entre techo y suelo.

sobre todo en su terminación donde se encuentra una colada estalagmítica que obstruye su continuidad hacia el S. A parte de esta colada, una de las pocas de formación reciente que se encuentran en la caverna, pueden observarse algunas estalactitas colgantes y parietales formando banderas y en el suelo una corteza estalagmítica en vías de fosilizar caos de bloques. También en la Cova dels Rats Penats y en algunos otros escasos puntos de la cueva, se observan algunos elementos de este proceso reconstructivo reciente, todovía en actividad.

Formas muertas.—La escasa importancia de la estalagmitización actual, está compensada por la presencia de un proceso reconstructivo, actualmente muerto, que en otras épocas tuvo un desarrollo muy grande. En ambos pisos se encuentran numerosos restos de coladas, costras, columnas y estalactitas colgantes y parietales, de colores pardos y rojizos, con señales evidentes de decalcificación y superficie cubierta de una pátina de arcilla arenosa. En el piso superior, este proceso tiene relativamente poca importancia encontrándose concentrado en la cueva del Mansueto y sus inmediaciones y en la cueva de Les Papellones donde las formas se han conservado casi intactas. En el piso inferior está muy desarrollado y allí puede apreciarse que la estalagmitización se realizó en dos etapas separadas por un proceso clástico, pues se encuentran estalagmitas rotas y basculadas sobre las que se apoyan otras en posición normal.

En la cueva del Mansueto y en el Camaril, principalmente, puede observarse, como ya se ha mencionado en la descripción morfológica, que las estalactitas pertenecientes a este primer proceso reconstructivo, están fuertemente erosionadas por sus bordes SW.; en algunos casos la erosión ha actuado tan intensamente que ha socavado las cortezas estalagmíticas sobre que se asientan, dejando al descubierto los materiales subyacentes; cuando éstos son depósitos fluviales, como ocurre en las inmediaciones del Camaril, las coladas estalagmíticas, gracias a su mayor dureza, quedan en saliente tomando pintorescas posiciones; cuando por el contrario

estas coladas se asientan sobre el conglomerado eoceno, éste es también erosionado y modelado por la erosión dando formas imitativas de estalactitas, es decir, verdaderas «pseudoestalactitas». En la entrada de la cueva del Mansueto, estas pseudoestalactitas se han modelado exclusivamente sobre conglomerado eoceno; en este caso son asimilables a verdaderos elementos de un lenar subterráneo.

El principal interés que presentan estas formas, desde el punto de vista hidrológico, es el de permitir reconocer el sentido de la corriente que las engendró, puesto que puede observarse muy bien en el Camaril, como ya se ha indicado, que los bordes erosionados son precisamente los SW., es decir, que la corriente debió discurrir de SW. a NE. Lo propio pasa en la cueva del Mansueto.

e) *Espeleogénesis*

1) *Evolución hidromorfológica.*—El rasgo morfológico más sobresaliente de la Cueva del Salitre, es la existencia de huellas de una hipocirculación fluvial que discurrió siempre de SW. a NE. estando fundamentalmente condicionada por las diaclasas y desempeñando un papel algo más secundario los planos de estratificación. En las cámaras superiores, esta circulación hacia el NE. es evidente, tanto por los restos de talwegs descendentes (cueva del Mansueto), como por la orientación general NE.-SW. de las cavidades. Estas observaciones hacen suponer que la Cueva del Salitre funcionó siempre como el sumidero de un valle situado a 450-480 m. de altitud absoluta en las circunstancias morfológicas que se expondrán más adelante.

Esta circulación tenía que proceder forzosamente del exterior y se hacía hacia adentro de la masa de conglomerados de tal modo que la entrada de la caverna debió de funcionar forzosamente como un sumidero, probablemente, como *sumidero múltiple* puesto que los distintos compartimentos que integran el piso superior

(Cueva de Les Papellones, Mansueto-Catedral, Vestíbulo, etc.). debieron funcionar al principio independientemente y por lo tanto tenían comunicación directa con el exterior. De todas ellas, la que mejor a conservado la disposición primitiva es la Cueva del Mansueto-Catedral, puesto que la primera está solamente a unos 10 m. de la caverna C₁, la cual fué evidentemente, una antigua entrada de la caverna del Salitre. El extremo SW. de la Cova de Les Papellones, tampoco está separado del exterior por más de 20 m. En cuanto a la entrada actual es debida a un fenómeno de retroceso de la cuesta general del frente meridional del Montserrat, que determinó un hundimiento de bloques dejando al descubierto la actual entrada, que tiene por lo tanto un origen totalmente clástico y mucho más reciente, probablemente sincrónico a los grandes hundimientos de la Catedral.

Hasta este momento la evolución hidrológica se había desarrollado exclusivamente en las cavidades superiores de las cavernas, por corresponder a un nivel de base mucho más elevado que el actual, pero a continuación sobrevino un descenso muy marcado del nivel de base, que provocó la huida de las aguas hacia la profundidad, buscando el equilibrio hídrico en el nivel de base recién constituido. A consecuencia de este fenómeno se excavó el Pou del Diable y el antiguo talweg de la Cova de Les Papellones quedó abandonado y muerto, iniciándose en cambio un activo régimen fluvial en el Claustre dels Monjos que continuaba probablemente hasta la Gruta de l'Elefant donde continuaba por la grieta del ángulo del NE.

Al propio tiempo que se desarrollaba esta evolución en las cavidades superiores, se iniciaba la excavación de otro talweg hipógeo procedente también del SW. que se desarrollaba entre la cámara final y la Boca de l'Infern, continuando también por la grieta NE. probablemente a confluír con el talweg anterior de tal modo que la confluencia tendría lugar a 40 o 50 m. más hacia el NE. fuera de la zona accesible de la caverna.

A partir del establecimiento del talweg inferior, las cavidades

superiores solo debieron de tener un funcionamiento accidental, cuando el nivel hidrostático, transgresivo, remontaba hasta la cueva del Mansueto. La Cueva de Les Papellones-Claustre dels Monjos, se transforma pues en un talweg hipógeo de régimen torrencial, mientras en el talweg inferior se desarrolla una activa circulación permanente.

Pasada su fase de juventud, el río subterráneo inicia un período de franco aluvionamiento, representado por la capa inferior de conglomerados de la terraza de 2-3 m. de la Cova dels Rats Penats, del Camaril, de la Campana y del Claustre dels Monjos. Este período de aluvionamiento es testigo del envejecimiento de la red fluvial hipógea próxima a alcanzar su perfil de equilibrio; la circulación cesa y se deposita una corteza de calcita, testigo de una fase seca en el microclima de la caverna.

No obstante, los depósitos de arcillas con «varvas» que cubren esta corteza de calcita, indican evidentemente el establecimiento de un lago de aguas muy tranquilas capaces de engendrar este sedimento. Este episodio lacustre puede interpretarse de dos modos: 1. Reanudación de la actividad fluvial con obstrucción del emisario, representado por la estrecha grieta de La Campana, generando el depósito lacustre, o 2. Embalsamiento de simples aguas de infiltración por la bóveda de la caverna, sin reanudación de la actividad fluvial. Ambas hipótesis pueden explicar la presencia de arcillas con «varvas»; no obstante cuando se analizan concienzudamente las características del depósito se hecha de ver la existencia de un ritmo en la sedimentación, puesto que ésta comienza con depósitos fluviales y termina también con aluviones fluviales. Esta circunstancia puede hacer suponer que después del depósito de los aluviones inferiores sobrevino un período seco durante el cual se depositó la corteza de calcita, pero cuando se reanudó la actividad fluvial la grieta de La Campana, de si sumamente estrecha, estaba obstruida por los aluviones del primer ciclo, lo que dió origen al estancamiento temporal de las aguas engendrándose un lago de umbral rocoso con emisario sublacustre; en este mo-

mento el talweg inferior de las Cuevas del Salitre debía de tener un aspecto muy semejante aunque de menores proporciones al río subterráneo de Padirac (Francia). La desobstrucción del talweg, trajo consigo el vaciado del lago con lo que sobrevino la reanudación de la sedimentación fluvial, muy fugaz, representada por los conglomerados superiores.

En este momento sobreviene un período seco, de larga duración durante el cual el talweg queda transitoriamente inactivo, comenzando en cambio un importante proceso litoquímico que acredita una activa infiltración en la bóveda. Es en este momento cuando se forman las masas de concreciones cuyos restos se encuentran en el Camaril, en La Campana; en el Mansueto, las cuales llegaron a fosilizar buena parte de la caverna; después de este proceso de *penefosilización*, continúa la infiltración, originando un proceso de decalcificación y consiguiente hundimiento, formándose una fase clástica que originó los caos de bloques de la Catedral así como los de las cámaras inferiores. La estalagmitización continúa y algunos de estos caos de bloques especialmente los situados en las cámaras inferiores son fosilizados por el proceso re-constructivo.

La caverna, muy avanzada su senilidad tiende a morir. Pero en estas circunstancias sobreviene un brusco rejuvenecimiento, provocado seguramente, por un cambio climático. Un período de fuerte pluviosidad con lluvias torrenciales determina una brusca transgresión del nivel hidrostático que no solo ocupa el talweg inferior, sino que invade también las cavidades superiores. Esta transgresión tiene un máximo de 40 m. sobre el nivel piezométrico anterior. Esta circunstancia provoca un brusco rejuvenecimiento hidrológico en la Cueva del Salitre. Las estalactitas y estalagmitas, son violentamente erosionadas y destruidas en gran parte, mientras en los conglomerados se modelan pseudoestalagmitas. Es probable haya un momento en que, incluso se resucite la erosión a presión hidrostática.

Este período torrencial tiene evidentemente una cierta dura-

ción; en el transcurso del mismo se producen probablemente varias transgresiones con períodos regresivos intermedios durante los cuales solamente funcionan las cavidades inferiores hasta el momento en que el régimen de circulación inferior se hace estable y sobreviene la muerte definitiva de las cavidades superiores.

En el talweg inferior se inicia el terrazamiento y relleno fluvial que termina con el depósito de las arenas del suelo del corredor de El Camaril. Después de esta última fase fluvial se depositan los sedimentos subaéreos del Pou del Diable a los que sucede una última fase de estalagmitización, momentáneamente interrumpida por un nuevo proceso clástico, contemporáneo probablemente del hundimiento de la actual entrada de la caverna.

2) Fases morfogenéticas.

La historia morfológica de la Cueva del Salitre nos ilustra acerca de la complejidad morfogenética epígea de la cual dependió constantemente. Su compleja evolución puede resumirse en las siguientes fases; distribuidas en dos ciclos:

Primer ciclo:

1. Fase de sumidero múltiple funcionando a presión hidrostática.
2. Fase fluvial, de sumidero múltiple, durante el cual funcionan solamente las cavidades superiores.
3. Descenso del nivel de base. Fase de regresión del nivel hidrostático. Excavación del Pou del Diable y formación del talweg inferior hasta la Gruta de l' Elefant.
4. Fase de aluvionamiento. Depósito de los conglomerados inferiores de la terraza de 2-3 m.
5. Período seco. Fase de colmatación. Depósito de la corteza de caliza fibrosa.
6. Episodio lacustre. Depósito de las arcillas con «varvas».
7. Período húmedo. Segunda fase fluvial. Depósito de los conglomerados superiores. Fase muy fugaz que representa un epiciclo hipógeo.
8. Fase de estalagmitización y penefosilización.
9. Fase clástica. Hundimiento de la Catedral. Prosigue el proceso re-constructivo.

Segundo ciclo:

10. Período húmedo. Fase torrencial. Transgresión del nivel hidrostático, terrazamiento y excavación. Erosión de estalactitas. Rejuvenecimiento de la caverna.
11. Fase de aluvionamiento. Depósito de las arenas del talweg actual.
12. Período seco. Depósitos subaréticos del Pou del Diable.
13. Fase de estalagmitización.
14. Fase clástica por decalcificación.

B) CUEVAS ACCESORIAS A LAS DEL SALITRE

Son tres pequeñas cavernas y una sima, de poca importancia topográfica en su conjunto, pero estrechamente relacionadas con la morfogénesis de las cuevas del Salitre y del reborde meridional de Montserrat en general por cuyo motivo las describiremos sucintamente, denominándolas respectivamente C_1 , C_2 , C_3 y S_1 .

a) *Las cavernas C_1 y C_2 .*

Estas cavidades están situadas al W. de la entrada de la Cueva del Salitre, a unos metros por encima de esta entrada y a 50 y 30 m. respectivamente de dicha entrada. C_1 es una cavidad impenetrable, casi totalmente fosilizada por depósitos estalagmíticos, formados por capas de calcita fibrosa superpuestas y sensiblemente horizontales, separadas por otras capas más arcillosas. Las paredes presentan fuertes señales de erosión, habiéndose excavado sobre una diaclasa del sistema NE.-SW. Sobre el levantamiento topográfico realizado en el exterior esta caverna fósil, coincide con gran aproximación con la prolongación hacia el SW. de la diaclasa de la cueva de Les Papellones, por lo que no puede dudarse que se trata de una primitiva entrada de las cuevas del Salitre es decir la entrada del sumidero correspondiente al primer ciclo fluvial.

C_2 , es solamente penetrable 5,5 m. No presenta huellas de depósito litoquímico alguno, pero sí, en cambio de fuerte erosión a presión hidrostática, puesto que se la ve constituida por una serie

de marmitas conjugadas y superpuestas. La boca tiene 5 m. de altura y el suelo está ocupado por arcilla de decalcificación («terra rossa»). Se trata como la anterior de un sumidero descendente hacia el NE. excavado sobre una diaclasa N. 30°E. y la intersección con los planos de estratificación buzando hacia el NE. En el levantamiento topográfico realizado, esta caverna coincide exactamente con la prolongación hacia el SW. de la cueva del Mansueto por cuyo motivo no dudamos que se trata de la antigua entrada principal de las Cuevas del Salitre, puesto que el talweg Mansueto Catedral constituyó la corriente más importante durante el primer ciclo hidrogeológico de estas cavernas.

b) *La sima S₁*

Es una cavidad de muy poco interés situada en la misma entrada de las Cuevas del Salitre, un poco hacia el E., allí donde se inicia el camino del Monasterio. La entrada es muy estrecha, circular, de unos 0,6 m. ofreciendo dificultades al paso. Franqueado éste se descienden 5 m. hasta un corredor NW SE. de 25 m. de longitud con coladas estalagmíticas procedentes del NE. que enlaza dos pequeños corredores transversales excavados en diaclasas N. 30°E.

c) *La caverna C₃*

Se trata de una pequeña caverna situada a unos 25 m. al E. de la entrada de las Cuevas del Salitre y a unos 10 m. por encima de la misma. Está excavada en una diaclasa N. 20 E. inclinada 80° al E. teniendo una profundidad de 6 a 7 m. La diaclasa está en buena parte rellena de depósitos estratiformes de calcita y arcilla, análogos a los que fosilizan C₁. Estos depósitos tiene señales de una violenta erosión de tal modo que la caverna actual está en parte excavada en estos depósitos. A nuestro modo de ver esta caverna es la entrada de otro antiguo sumidero, fosilizado al final del pri-

mer ciclo morfogenético y rejuvenecido por la fase de erosión torrencial con que se inició el segundo ciclo.

C) COVA FREDA

a) *Situación y características externas*

La Cova Freda se abre a unos 400 m. al W. de las cuevas del Salitre y sensiblemente a la misma altura, pero cerca ya de la divisoria de la vertiente oriental de la canal del Xacó. En la entrada hay dos rótulos en uno de los cuales se lee «Antrum Frigidum» y en otro «Cova Freda».

Los conglomerados buzando 25° al NNE en los que se ha excavado toda la caverna, están atravesados por una zona de microfallas cuyos extremos orientales aparecen cortados por la curva más alta de la carretera de las cuevas del Salitre; las direcciones dominantes en estas dislocaciones son las N 30° E. buzando 80° E. y como satélites las N. 10° W. buzando 80 E.; la mayor parte de estas microfallas son accidentes satélites a una dislocación más importante que sigue la dirección dominante en las diaclasas de la vertiente meridional del macizo, es decir, la N. 10-20 E. buzando 80 al W. Algunas de las dislocaciones satélites están cicatrizadas por depósitos de calcita.

b) *Descripción topográfica y morfológica*

1. *Vestíbulo y corredor de La Gatera.*—La cavidad comienza con un vestíbulo bien iluminado en cuyo suelo hay un caos de bloques que no procede del hundimiento del techo actual, puesto que allí aparece la roca desnuda y erosionada a lo largo de un diaclasa N. 30° E. El vestíbulo continúa hacia adentro por un corredor que sigue a la indicada diaclasa, variando algo hacia el N. hasta N. 10° E. Este corredor conserva bellas señales de erosión.

Hacia el E. hay otros dos talwegs semejantes muy bien con-

servados, el más oriental de los cuales está excavado sobre otra diaclasa del mismo sistema N. 30° E. y está parcialmente fosilizado por una colada estalagmítica procedente del E. y completamente fragmentada. Este corredor sólo es asequible por una estrecha gatera (Corredor de La Gatera). El talweg principal se ensancha lateralmente especialmente hacia el W. y tiene relleno de bloques y estalagmitas secas y con claras señales de erosión.

2) *Cámaras transversal y B*: Se entra hacia W. en pendiente y aparece un caos de bloques hundidos que enmascaran completamente la primitiva morfología. El paisaje cambia bruscamente, pasándose de una morfología de erosión al dominio de las formas clásticas.

Por un umbral entre un caos de bloques se entra en la cámara B, también de morfología clástica en el suelo, pero apareciendo en cambio en el techo claras huellas de erosión favorecidas por una diaclasa N. 10° E. Hacia el E. tiene un divertículo que conduce a una cámara en forma de tejado que por otra diaclasa del mismo sistema comunica con dificultades con la cámara final descendiendo hacia el N.

El fondo de la cámara B es una rampa muy pronunciada entre un caos de bloques inestables que tienen señales de haberse movido en época muy moderna. (Fig. 13).

3) *Sala final y sus accesorios*.—Ascendiendo hacia la derecha por una colada muy fragmentada se prosigue hacia el N. por un corredor elevado entre bloques, entre los cuales se avizora hacia el E. y en un plano inferior, la sala final. En el fondo de este corredor hay nuevas señales de erosión.

La sala final es el dominio de la morfología clástica puesto que, el suelo está ocupado por enorme caos de bloques que impiden la continuidad hacia abajo y que dividen en este punto a la caverna en tres pisos: a. Piso superior, que corresponde al corredor antes descrito presentando fuertes señales de erosión; b. Piso medio formado por el caos de bloques y c. Piso inferior inasequible que se vislumbra por debajo del caos de bloques.

El 30 por 100 de los bloques del caos de esta cámara son formaciones estalagmíticas de un proceso reconstructivo muy antiguo, presentando claras señales de decalcificación y de erosión posterior a la decalcificación. Esta cámara final tiene una pequeña cavidad accesoria hacia el NW. donde se ha conservado mucho mejor, la primitiva morfología de erosión. En las zonas más amplias de esta cámara, en cambio, junto a las señales de erosión aparecen también huellas de rotura y de desprendimientos de la bóveda que enmascaran las formas primitivas.

4) *Conclusiones topográficas.*—La Cova Freda es pues una caverna de topografía algo accidentada integrada por una sucesión de corredores y salones algo más amplios con un recorrido total de unos 150 m.; siendo el techo más alto de unos 10 m. y la mayor profundidad de 12 m. bajo el nivel de la entrada; la longitud máxima es de 60 m.

c). *Tipos morfológicos y su génesis*

La observación de las formas de la caverna «Cova Freda» llama inmediatamente la atención por predominar un rasgo morfológico claramente visible: la existencia de caos de bloques más o menos desarrollados en todos los suelos en contraposición de las formas de erosión que dominan en los techos; a esta aparente paradoja de modelado hay que añadir la marcada diaclasación que presentan todas las coladas estalagmíticas y que casi siempre conduce a una total fragmentación.

Pocas cavernas presentan una morfología semejante, por lo menos presentando tan vivos contrastes entre ambos tipos de formas; no obstante Montoriol Pous que ha observado fenómenos semejantes en la cueva del Agua (41) hace con estas particularidades morfogenéticas un grupo de fenómenos que denomina *procesos glyptoclásticos* (33) en los cuales los hundimientos tendrían lugar por una acción conjunta de la erosión y de la decalcificación (33). No creemos que dicha hipótesis pueda aplicarse al caso de la Co-

va Freda aún cuando las características morfológicas son idénticas a las descritas por Montoriol, puesto que aquí dichas aparentes contradicciones morfológicas pueden explicarse de otra manera más sencilla.

La zona más interesante a este respecto es la cámara final puesto que allí las formas están más desarrolladas y por tanto pueden realizarse mayor número de observaciones. En esta cámara pueden comprobarse las siguientes observaciones:

1. Las formas de erosión están concentradas en el techo de la caverna, pero ésta presenta también huellas de hundimiento. El dominio corresponde a las primeras, y de aquí el carácter primitivo que en su conjunto presenta la bóveda. Ella indica evidentemente que la mayor parte de los bloques del caos no proceden de la bóveda actual.

2. Las formas clásticas están localizadas en el suelo de la cavidad pero el 30 por 100 de los bloques, son estalagmitas antiguas correspondientes a un proceso reconstructivo cuyas formas presentan huellas de erosión en otros puntos de la cueva, pero no los hemos visto en cambio en los bloques del caos, lo que permite suponer que el proceso clástico fué anterior a la segunda fase de erosión de la caverna. En este caso la interferencia de las morfologías clástica y de erosión puede explicarse de dos maneras distintas:

a) Las formas de erosión del techo corresponden al segundo ciclo de erosión y son por tanto posteriores al hundimiento, lo que explica la ausencia de formas estructurales en el techo.

b) Las formas de erosión del techo corresponden al primer ciclo de erosión y son anteriores al hundimiento en cuyo caso este puede explicarse por un retardo en el proceso de decalcificación en el techo de la caverna en relación al del suelo de la misma. Una vez terminada toda circulación hídrica en Cova Freda, el agua discurriría por cavidades más profundas situadas por debajo de las actuales y el proceso de decalcificación, hundiendo el techo de estas últimas, determinaría los procesos clásticos del suelo de Cova Freda, dejando intacta la bóveda de la misma. En este caso no es

pues posible evocar con Montoriol un proceso de decalcificación simultáneo al de erosión, puesto que entre erosión y hundimientos media un proceso reconstructivo que no hubiera podido formarse en una cavidad activa funcionando a presión hidrostática.

Finalmente, cabe advertir que nada se opone tampoco a suponer que el rejuego reciente del haz de microfallas donde se halla excavada la caverna, haya podido favorecer el hundimiento de las zonas más débiles puesto que, la diaclasación y rotura de las coladas estalagmíticas no pueden explicarse en este caso por fenómenos de soliflucción.

d) *Espeleogénesis*

Por sus características morfológicas, la Cova Freda parece corresponder a un talweg hipogeo que drenaba la zona SW. de la Serra de Les Garrigoses. La boca actual correspondería a una surgencia normal ligeramente descendente, cuyo talweg se encuentra actualmente en el piso superior o zona alta de la caverna. La línea colectora de aguas la constituyó un haz de diaclasas N. 10 E., satélite a una mesofalla general de la misma orientación.

Esta fase de actividad, debió estar en relación con la penillanura del 450 m. cuyos restos forman una «gipfelflur» de la que forman parte la Serra dels Gatells y es probable que en sus orígenes, cada diaclasa del haz ya indicado, permitiera la excavación de un talweg funcionando fugazmente a presión hidrostática para alcanzar enseguida la fase fluvial. El progresivo ensanchamiento de estos conductos primitivos determinaría su conjugación transformándose en talweg único. En la sala final existen huellas bastante claras de este fenómeno, puesto que las naves laterales aparecen casi separadas de la principal por paredes rocosas con fuertes señales de erosión. Se trataría pues del mismo fenómeno descrito en la Catedral de las Cuevas del Salitre aunque en menor escala.

Esta primera fase activa fué seguida de un período xerotérmico, durante el cual Cova Freda dejó temporalmente de funcionar

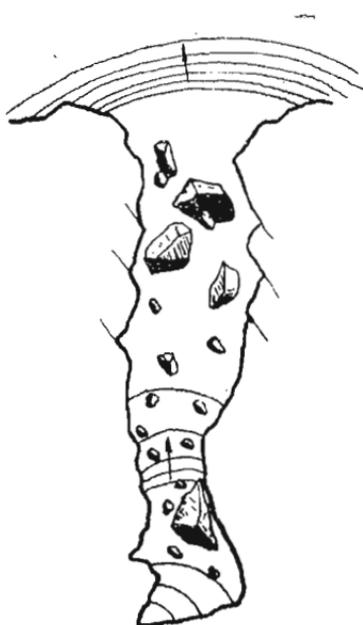
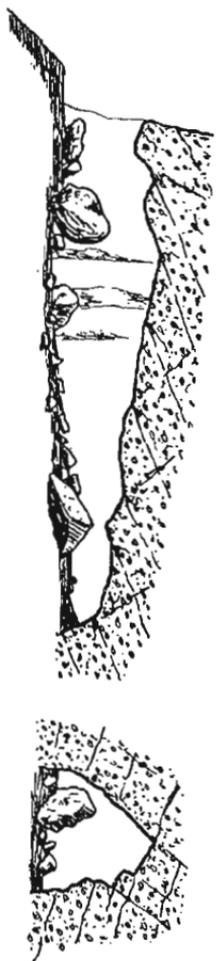
comenzando en este momento el proceso reconstructivo que llegó a fosilizar casi totalmente la caverna alcanzando su estabilidad morfológica hasta el comienzo de un nuevo período húmedo que devolvió su actividad a Cova Freda, produciendo una segunda fase glyptogenética, durante la cual fueron erosionadas las formas de reconstrucción depositadas anteriormente. Esta segunda fase fluvial fué probablemente sincrónica de la excavación del Barranc de la Salut, lo que aumentó la capacidad erosiva, puesto que el agua solicitada por un nivel de base muy bajo abandonó rápidamente las cavidades primitivas excavando otras más profundas que hoy están cegadas probablemente por los hundimientos. Al final de este segundo ciclo cárstico, comienza la decalcificación del suelo de Cova Freda, que culmina con los procesos clásticos responsables de la morfología actual.

La evolución de la Cova Freda en sus relaciones con la paleo-hidrología superficial, puede resumirse en las siguientes fases:

1. Fase fluvial en relación con la penillanura de 450 500 m.
2. Fase de estalagmitización y fosilización correspondiente a un período xerotérmico.
3. Segunda fase fluvial con erosión de los rellenos de la fase anterior. Excavación simultánea del Barranc de la Salut, cuya evolución superficial se desarrolla paralelamente a la hipógea de Cova Freda.
4. Fase clástica por decalcificación de los suelos de las cavidades antiguas ayudada probablemente por el rejuego de las microfallas que facilitaron la excavación.

D) *Cova Gran*

Es una caverna poco profunda y bien iluminada que alcanza solamente 12 m. de longitud, aunque tiene 8 m. de anchura en su boca. Es la mayor de un nivel de surgencias muertas y fosilizadas que aparecen en el Barranco de la Font Seca. Probablemente se trataba de una surgencia ascendente pues los depósitos de arcillas



COVA GRAN

Montserrat

según

N. LLOPIS LLADO

y

J. M.^{re} THOMAS CASAUJANA

Escala gráfica



(Fig. 14)

y bloques que la fosilizan alcanzan el techo en su terminación, lo que parece indicar un corredor en rampa descendente. (Fig. 14).

La excavación de esta caverna se ha producido a lo largo de planos de estratificación buzando 25° NNW. y de diaclasas N. 40° W. inclinados 45° NE. y N. 30° E. buzando 70° SE. El suelo está cubierto de un sedimento seco y de bloques.

E) *Cuevas fósiles del Barranc del Xacó*

En la vertiente occidental el Barranc del Xacó entre Cova Gran y La Codolosa y aproximadamente a la misma altura se encuentran tres cuevas fosilizadas totalmente por sedimentos rojizos. La oriental es la que permite apreciar una sedimentación más clara. En ella se reconocen de abajo a arriba los siguientes niveles perfectamente estratificados e individualizados:

- 1 m. Conglomerado de cantos pequeños con cemento arenoso.
- 0,15-0,2 m. Costra de calcita fibrosa.
- 0,6 m. Areniscas rojizas.
- 0,2 m. Costra de calcita fibrosa.
- 2 m. Areniscas rojizas.
- 1 m. Arcillas margosas rojas.

Esta caverna tiene todo el aire de una surgencia fósil, puesto que su sección es ampliamente arqueada, de fondo horizontal, orientado sobre un plano de estratificación y con señales de erosión a presión hidrostática en el techo. Es probable que se trate de una forma residual de una caverna más extensa que se prolongaba hacia el S., destruída por el retroceso del talweg del Barranco de La Codolosa. La posición de los sedimentos que la fosilizan parece corroborar esta hipótesis, puesto que su base se prolonga más de 2 m. fuera del techo de la caverna actual y tiene el aspecto de haber sido cortado por la erosión epigea.

Estas cavernas acreditan la existencia de un Karst antiguo, probablemente plioceno, sincrónico a las primeras fases evolutivas de

las cuevas del Salitre. La naturaleza de los sedimentos indica un carácter marcadamente «regresivo» en las aportaciones hídricas, realizado en tres etapas separadas por las costras de calcita, verdaderos suelos de exudación.

La primera fase con el depósito de conglomerados revela una cierta intensidad fluvial interrumpida bruscamente por un período muy seco durante el cual se depositó la primera costra de exudación. La segunda fase corresponde a una corriente fluvial de me-

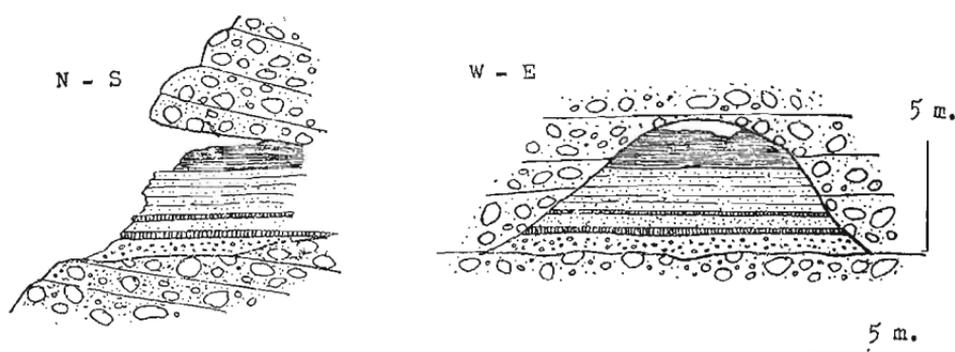


Figura 15.—Cueva fósil del barranco del Xacó

1. Conglomerado de elementos pequeños.
 2. Costra de calcita fibrosa.
 3. Arenisca roja.
 4. Costra de calcita fibrosa.
 5. Arenisca roja.
 6. Arcillas rojas
- C. Conglomerado luteciense

nor intensidad, que depositó las areniscas inferiores, interrumpida de nuevo por un segundo período seco responsable de la segunda costra de calcita. La tercera fase es de mayor duración y comienza con una corriente fluvial de intensidad análoga a la anterior, la cual va disminuyendo progresivamente hasta quedar casi inmóvil para permitir el depósito de las arcillas superiores que coronan el relleno.

Estos rellenos deben ser sincrónicos a los superiores de las Cuevas del Salitre y por lo tanto contemporáneos de la penillanura de 340 m.

F) *Cova del Duc.*

Es una pequeña caverna situada a 468 m. de altitud, a 550 m. en línea recta, al E. de las Cuevas del Salitre y a unos 100 m. por encima de Les Mentiroses. Su longitud asequible gateando es escasamente de unos 10 m., a lo largo de un corredor estrecho, ocupado por una colada estalagmítica descendente hacia fuera. La excavación de este corredor se ha realizado a presión hidrostática siguiendo la intersección de diaclasas NNE-SSW. con los planos de estratificación.

Esta pequeña caverna es probablemente una antecesora pliocena de las actuales Mentiroses, que funcionaba a presión hidrostática, drenando parte de las aguas infiltradas en el Serrat de Les Garrigoses. (Fig. 16).

III PALEOHIDROLOGIA

En este breve capítulo se pretenden recopilar todas las observaciones realizadas en las cuevas del Salitre y sus accesorias de la vertiente meridional de Montserrat para tratar de reconstruir las características hidrológicas pretéritas de este sector montserratino. En él trataremos de determinar sucesivamente la edad de las cavidades estudiadas, sus relaciones con la morfogénesis epigea, los ciclos climáticos que se sucedieron durante la espeleogénesis y las características de la paleocirculación cárstica. La Cueva del Salitre es a este respecto altamente ilustrativa, puesto que su riqueza en sedimentos permite sacar una serie de conclusiones del mayor interés relativas a la morfología epigea, que por desarrollarse en un lapso de tiempo relativamente pequeño, no han quedado marcadas en el modelado epigeo o han sido borradas por los epiciclos posteriores. Por este motivo este capítulo, constituirá al mismo tiempo una especie de ensayo de morfología hipo y epigea comparadas que permita vislumbrar las posibilidades que puede

ofrecer un método de estudios hidrogeológicos aplicados a la morfología externa.

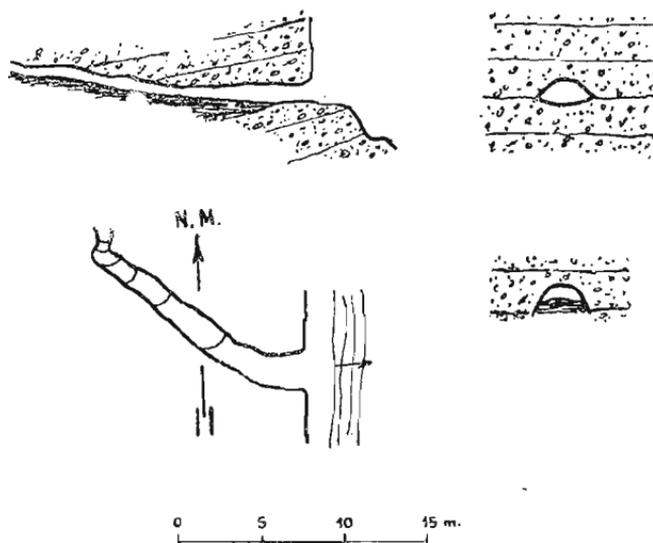
A) *Edad de las cavidades*

Excepción hecha de los sedimentos subaéreos de la base del Pou del Diable, que contienen restos de moluscos terrestres sub-actuales, los demás depósitos estudiados, tanto en la cueva del Salitre como en las cavernas fósiles del Torrent del Xacó, son estériles y no es posible por lo tanto recurrir al método paleontológico para una posible determinación cronológica. No cabe por lo tanto otra posibilidad que establecer una comparación entre las formas subterráneas y las epígeas para llegar a una determinación lo más cercana posible a la real.

La circunstancia de que las Cuevas del Salitre han actuado de sumidero múltiple durante las primeras fases de su desarrollo hidrológico implica forzosamente la existencia de un valle a la misma altura de su boca actual, cuyas aguas discurrirían sensiblemente de W. a E., es decir un antecesor del actual barranco de la Salut, situado a unos 550 m.

Este valle tiene que ser anterior a la penillanura desarrollada sobre los depósitos pontienses del Penedés, puesto que una vez formada ésta, los valles estuvieron orientados de N. a S. como lo acreditan los restos de los mismos que actualmente aparecen en esta penillanura. Tanto por su altura como por decapitar depósitos pontienses, la penillanura ha de ser forzosamente pliocena y probablemente del plioceno superior, tal vez astiense. No hemos podido establecer las relaciones precisas entre esta penillanura y los depósitos pliocenos de Papiol (4) (5) (6) (7) (31) (32) perfectamente datados, puesto que ello requeriría un estudio morfológico de la cuenca Vallés-Penedés, que se aleja de nuestro objetivo principal. El día que dicho estudio haya sido realizado se conocerá la edad exacta de esta penillanura, punto de partida de la espeleogénesis del sistema hidrogeológico de Collbató.

Por el momento hemos de contentarnos con aceptar provisionalmente una edad astiense para esta penillanura, en cuyo caso el valle antecesor de la Salut ha de ser anterior y por lo tanto hay que situar en el límite plasenciense-astiense o a lo más astiense in-



COVA DEL DUC

Montserrat

(Fig 16)

ferior, la época en que la cueva del Salitre comenzó a funcionar como sumidero.

Con la peneplanización de 450-550 m. la cueva del Salitre dejó de funcionar definitivamente como sumidero puesto que las condiciones topográficas no eran favorables para la absorción. A partir de este momento pues, comienza la agonía del sistema hidrogeológico del reborde meridional de Montserrat, de manera que toda la completa espeleogénesis descrita en las Cuevas del Sa-

litre debe situarse forzosamente dentro del plioceno. Durante el pleistoceno solamente pudieron tener lugar fugaces episodios hidrológicos a consecuencia de las transgresiones y regresiones del nivel piezométrico general condicionadas por las de las oscilaciones climáticas y estacionales del cuaternario.

Esta conclusión parece estar corroborada por la presencia de los depósitos de can Paloma (1) en el Llobregat, que forman una terraza a poco más de 100 m. sobre el talweg y que deben de ser forzosamente pliocenos sin más precisión, puesto que no están afectados por la falla del Penedés que corta al Pontiense y están mucho más elevados que las terrazas cuaternarias más altas que sólo alcanzan 80 m. de altura. Estos depósitos ocupan un nivel más bajo que el de las cuevas del Salitre, de manera que entre la espeleogénesis de aquéllas y la sedimentación de éstos, debió mediar un lapso de tiempo de cierta importancia. Aún cuando estos depósitos fueran muy modernos no pueden situarse en modo alguno por encima del siciliense, lo que nos permite llegar a la conclusión de que los fenómenos hidrogeológicos muertos de la vertiente meridional de Montserrat (Cueva del Salitre) y sus accesorias) son totalmente pliocenas y que el primer ciclo espeleogenético es probablemente astiense y el segundo villafranquiense.

B) *La circulación cárstica en el plioceno y cuaternario y la evolución morfológica epigea*

Durante el funcionamiento activo de la Cueva del Salitre, la topografía del reborde meridional de Montserrat no era muy distinta de la actual puesto que, si eleváramos unos 200 m. todo el relieve del S. de Montserrat, dejando inmóvil la mole montserratina tendríamos una idea bastante exacta del aspecto que tenía el territorio a mediados del plioceno.

A consecuencia de la evolución morfológica ulterior que ha destruído la casi totalidad de las formas pliocenas, es difícil reconstruir las características hidrológicas de este reborde; no obs-

tante no cabe duda que el rincón donde confluyen los torrentes de Font-Seca y del Xacó era un «valle drenaje» análogo al actual del Monistrol que drenaba aguas procedentes del NW. Estas aguas surgían por los manantiales que debían existir en La Codolosa, cuevas fósiles de Font Seca, Cova Gran y Cova Freda. Los caudales que emergían debían ser muy grandes a juzgar por las dimensiones de las cavidades excavadas a presión hidrostática. Estas aguas corrían hacia el E. y eran absorbidas, total o parcialmente, a algo más de 1 km. de su emergencia, por el sumidero de las cuevas del Salitre. La circulación tenía pues lugar en sus líneas generales hacia el N. tal como ocurre en la actualidad.

Este régimen hidrológico funcionó hasta la peneplanización de 450-550 m. Este momento debió coincidir con un período seco durante el cual tuvo lugar la penefosilización de todas las cavidades terminando con ello las nueve primeras fases del primer ciclo hipogeo del Salitre. En el villafranquiense se produjo un descenso del nivel de base, con la consiguiente reanudación de la actividad erosiva acompañado de un período húmedo que originó una transgresión del nivel hidrostático determinando el rejuvenecimiento de la red subterránea y consiguiente reanudación de la circulación. Pero este segundo ciclo fué muy fugaz terminando probablemente antes de la peneplanización de 350-400 m. momento en que las cuevas del Salitre quedaron «suspendidas» por encima del talweg epigeo que fué excavado progresivamente hasta la completa peneplanización.

Mientras en las cavernas se inician los procesos clásticos y lietoquímicos, precursores de su muerte definitiva, los últimos espasmos erosivos villafranquienses determinarían el depósito de los conglomerados de la Salut y de Collbató que más tarde fueron «recementados» puesto que estos depósitos dada su posición deben ser algo anteriores a las capas de can Paloma. La «recementación» puede muy bien ser coetánea del episodio lacustre probablemente desarrollado bajo un clima seco que depositó los travertinos de can Paloma.

La excavación del barranco de la Salut, es posterior a todas estas vicisitudes y debe situarse en pleno cuaternario siendo coetáneo al establecimiento definitivo del Llobregat y debe de corresponder a una importante depresión del nivel de base ocurrida con posterioridad a los depósitos de can Paloma. Es en este momento cuando se excava la cabecera del barranco de la Salut hasta Collbató.

Es difícil de determinar el papel hidrológico que desempeñaron las cuevas del Salitre durante esta excavación, pero es muy probable que a consecuencia de las variaciones climáticas y estacionales el nivel piezométrico sufriera transgresiones durante las cuales se inundarían las cavidades inferiores de las cuevas del Salitre estableciéndose un régimen torrencial cuyas características son difíciles de precisar puesto que no se encuentra huella alguna del mismo. Esta hipótesis es tanto más verosímil cuanto que el nivel piezométrico actual está situado a poco más de 100 m. por debajo de las cámaras más profundas del salitre de manera que es de suponer que durante la excavación del barranco de La Salut los sucesivos niveles piezométricos establecidos durante las etapas de dicha excavación, estarían muy próximos a las cámaras más profundas del Salitre, las cuales serían, por consiguiente, inundadas durante las transgresiones de dicho nivel, ocurriendo con las Cuevas del Salitre un fenómeno muy semejante al que pasa actualmente con Les Mentiroses de Collbató.

El estudio de los sedimentos de las Cuevas del Salitre, permite matizar, en cambio, las vicisitudes morfológicas epigeas durante las postrimerías del plioceno, puesto que el análisis morfológico normal, sólo nos indica la existencia de un ciclo de erosión separado por dos fases de estabilidad representadas por las penillanuras de 450-500 y 350-400 m. respectivamente. No obstante antes de modelarse la penillanura de 450-500 m. el relieve epigeo tuvo dos epiciclos representados en los sedimentos del Salitre por las dos capas de conglomerados inferior y superior respectivamente.

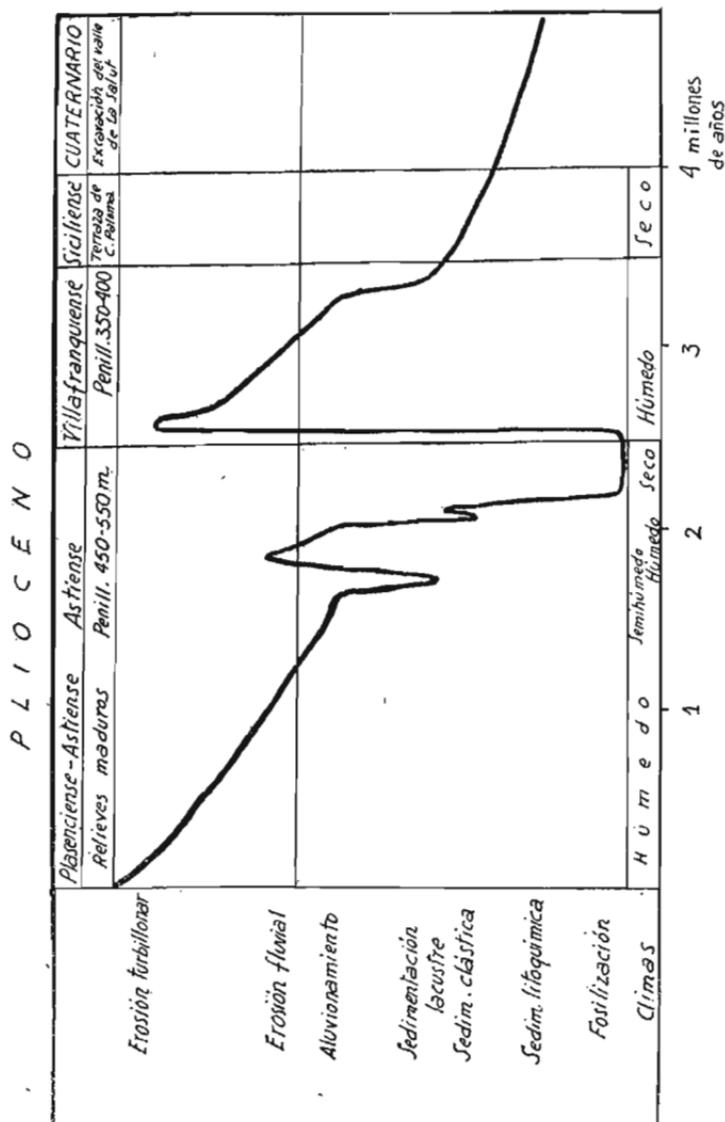


Fig. 17.— Síntesis espeleo y morfológica de la vertiente meridional de Montserrat

Estos epíclidos han sido totalmente borrados del modelado epigeo por la morfogénesis ulterior.

La fase de erosión y terrazamiento del villafranquiense se percibe también en el modelado epigeo por la morfogénesis de la penillanura de 350-400 m. encajada en la anterior, pero es mucho más ostensible en las cuevas del Salitre a consecuencia de la erosión, excavación del talweg y aluvionamiento final.

C) *Los ciclos climáticos*

Los ciclos y epíclidos de erosión pliocenos fueron acompañados de ciclos climáticos responsables en buena parte de la espeleogénesis, puesto que durante las épocas húmedas, de precipitaciones abundantes, la red hidrográfica funcionaba activamente permaneciendo en reposo durante los períodos secos, en los que se producían procesos de decalcificación y sedimentación clástica y litoquímica.

Las formas de erosión turbillonar primero y fluvial después con que se inició la morfogénesis de la cueva del Salitre, acreditan la presencia de un clima con precipitaciones del orden de los 1500-2000 m. pues de lo contrario no hubieran podido excavarse los conductos subterráneos del Salitre y de Cova Freda; por otra parte, la flora encontrada en las margas astienses del valle inferior del Llobregat y Barcelona (4) (5) (6) (7) (31), corresponde a un clima templado y lluvioso de tal modo que todo hace creer en una fase húmeda desarrollada durante el astiense medio y superior.

Este régimen se mantuvo ligeramente decreciente hasta el astiense superior en que decrece rápidamente pasando a un período semihúmedo, durante el cual se establece la laguna en las cámaras inferiores del Salitre, donde se depositan las arcillas con «varvas». A este período lacustre puede calcularse una duración de unos 400 años si nos atenemos a los microclimas estacionales revelados por las varvas (44).

Un nuevo período húmedo muy fugaz sucede al período semi-

húmedo anterior que bien pronto degenera y pasa rápidamente a una época xerotérmica que culmina con la penefosilización de la caverna del Salitre, por la sedimentación litoquímica. Este período corresponde al final del astiense y es coetáneo de la peneplanización de 450-500 m.

En el villafranquiense aparece un período de lluvias de grande intensidad, autor del rejuvenecimiento general de la red cárstica y de las erosiones de las estalagmitas de las cuevas del Salitre; es en este momento cuando se modela el pediment del pie de Montserrat y se depositan los fanglomerados de Collbató y de La Salut. En este momento las cuevas del Salitre quedan *suspendidas* y por tanto sin conexión con el relieve. La red hidrográfica de la vertiente meridional de Montserrat se desliga de la morfogénesis general, para evolucionar independientemente pasando por las últimas fases de su desarrollo. A partir de este momento las cuevas del Salitre quedan al abrigo de las variaciones climáticas y dejan de suministrar datos de interés para la evolución epígea.

Estas variaciones climáticas referidas al tiempo, nos hablan de una violenta oscilación ocurrida entre el astiense y el villafranquiense puesto que hasta esta época solo existía una lenta variación secular, ligeramente creciente hacia un clima cada vez menos húmedo. Los pequeños ciclos astiense-villafranquienses son en realidad el prelude de las oscilaciones periódicas que caracterizan los tiempos pleistocenos.

CONCLUSIONES

El estudio de la hidrogeología actual y muerta de la vertiente meridional de Montserrat, permite llegar a las siguientes conclusiones:

- 1.^a La circulación actual, la pleistocena y la pliocena son *concordantes*, puesto que todas se realizaron en el mismo sentido y en idénticas condiciones.
- 2.^a Dicha circulación se mantuvo y sigue manteniéndose con

las aguas absorbidas en la vertiente meridional de Montserrat, en especial el Serrat de les Garrigoses hasta el Vall Mal.

3.^a El origen de esta circulación se remonta al plioceno medio o inferior.

4.^a Los fenómenos cársticos del S. de Montserrat son los más antiguos perfectamente datados que se conocen por ahora en España.

5.^a Cuando se pueden establecer relaciones entre los sedimentos hipógeos y la morfología epígea pueden obtenerse datos de muchísimo interés para el conocimiento de detalles de la morfogénesis que normalmente escapan al análisis morfológica ordinario.

Instituto de Geología de la Universidad de Oviedo.
Sección de Tectónica del Instituto «Lucas Mallada» del C. S. I. C.

RÉSUMÉ

Montserrat (près de Barcelone) est un relief dissymétrique modelé sur les poudingues eocènes de la bordure méridionale du bassin de l'Ebre. Le Llobregat parcourt son rebord oriental à 1.000 m. au pied des sommets (Sant Geroni (1.193 m.) Le relief actuel a derivé de la karstification d'une ancienne «mesa»; les crêtes et monolites des sommets actuels sont, donc, les restes d'un Karst résiduel tres ancien, peut être oligocène ou bourdigalien.

Sur le versant méridional on trouve les restes d'une pénéplaine partielle d'âge pliocène, entre 360-460 m. qui a été dissequé par l'établissement du Llobregat. La circulation karstique actuelle est dirigée vers le N. et le NE. par les diaclases et les joints de stratification ce qui fait que les sources se polarisent dans ces sens-là; la plus importante est la Font Gran de Monistrol avec un débit de

150 m.⁸ à l'heure. Mais pendant les époques de pluies, le niveau piezométrique peut remonter considérablement ce qui permet le fonctionnement de sources intermittentes dans le versant Sud. (Mentiroso de Collbató).

Au dessus du système actuel on trouve les restes d'un réseau hypogé pliocène et quaternaire. L'élément le plus important sont les «Coves del Salitre» près de Collbató, ancienne perte d'une rivière épigée qui coulait sur la pénéplaine de 350-450 m. Au point de vue topographique on reconnaît deux étages séparés par un aven, le «Pou del Diable». Le creusement a été bicyclique; le premier cycle a abouti à une fossilisation partielle par des dépôts stalagmitiques; l'érosion du deuxième cycle a presque détruit les du premier; on y trouve de belles formes d'érosion sur les stalactites, permettant de reconnaître le sens du courant.

SUMMARY

Montserrat (near Barcelona) has a dissymmetrical relief modelled on the eocene conglomerate of the southern border of the Ebro basin. The Llobregat flows along its eastern edge at the foot of the peaks (Sant Geroni, 1,193 m.), at 1,000 m. The present relief has been formed by the karstification of a former mesa; the crest and monoliths of the actual peaks are, therefore, the remains of a very ancient residual Karst, perhaps oligocene, or bourdigalian.

On the southern slope, the remains of a pliocene partial peneplain are found between 360 and 460 metres. This has been dissected by the formation of the Llobregat. The present karstic circulation is directed by the diaclases and joints in the stratification towards the N and the NE, so that the springs are polarized in this direction. The most important of these is the Font Gran de Monistrol, with a flow of 150 c. m. per hour. During rainy periods, however, the water table often rises considerably, bringing into

operation the intermittent springs on the southern slope (Mentiroses de Collbató).

Underneath the present system, the remains of a pliocene and quaternary system are found. The most important feature of the latter is the «Coves de Salitre», near Collbató, which was formerly part of an epigeous river that flowed over the 350 to 450 m. peneplain. From the topographical point of view, two stages separated by a swallow-hole, the «Pou del Diable», can be discerned. The erosion took place in two cycles, the first culminating in a partial fossilization by stalagmitic deposits, the second having almost completely destroyed the deposits left by the first. Fine examples of erosion are found on the stalactites, revealing the direction of the current.

BIBLIOGRAFIA

1. *Álmela, A. y Llopis, N.*: Memoria explicativa de la Hoja n. 392, Sabadell, del Mapa Geológico de España a 1:50.000. 1 vol. 106 pág., 11 figs., 20 láms., 3 map. Madrid, 1947.
2. *Almera, J.*: Estudis geològics sobre la constitució, origen, angüetat y pervenir de la Muntanya de Montserrat. Barcelona, 1880.
3. *Idem*: Geología de la muntanya de Montserrat. Crónica Científica. t. IV, Barcelona, 1884.
4. *Idem*: Descubrimiento de tres floras terciarias de nuestros alrededores. Crónica Científica. t. XIV, n. 339. Barcelona, 1891.
5. *Idem*: De Montjuich al Papiol a través de las épocas geológicas. Mem. R. Ac. Cienc. Art. Barcelona, 1880.
6. *Idem*: Memoria sobre los terrenos pliocenos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. Bol. R. Ac. Cienc. Art. Barcelona, 1894-1907.
7. *Idem*: Apuntes sobre los terrenos pliocénicos de los alrededores de Barcelona. Mem. R. Ac. Cienc. Art. Barcelona, 1919.
8. *Balaguer, V.*: Guía de Montserrat y sus cuevas. Barcelona, 1859.
9. *Bataller, J. R.*: Geología de Montserrat. Butll. C. E. de Catalunya, 1935.
10. *Boissevain, R.*: Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de l' Haute Segre. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse t. LXVI, páginas 33-170, 1 map. Toulouse, 1934.
11. *Carreras Candi, F.*: Geografía General de Catalunya, 6 volúmenes. Barcelona, 1909.
12. *Chevalier, M.*: Sur la morphologie de Montserrat. Butll. I. Cat. Hist. Nat. vol. XXXIV, n. 8-9, págs. 212-220, 3 figs., 2 láms. Barcelona. 1934.
13. *Idem*: El paisatge de Catalunya. 1 vol. 199 págs., 22 láms., Enc. Cat. vol. VI. Barcelona, 1928.
14. *Deperet, Ch.*: Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone. Bull. Soc. Geol. Franc. 3 ser. vol. XXVI, págs. 853-858, París, 1899.

15. *Faura Sans, M.*: El Tibidabo y Montserrat. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. t. XLVI, n. 6, ser. 3, Madrid, 1926.
16. *Idem*: Mr. J. Maheu à Catalunya (Avenc de Sant Joan, Avenc dels Pouetons de les Agulles, Avenc de Costa Dreta y Coves de Montserrat. La Veu de Cat. 18-VIII-1908.
17. *Idem*: La Espeleología en Cataluña. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid 1918.
18. *Idem*: Espeleología. Index espeleológico de Catalunya. Geogr. de Cat. vol 1. Barcelona, 1909.
19. *Idem*: Recull espeleológico de Catalunya. Sota Terra. vol. 1, págs. 1-26. Barcelona, 1909.
20. *Font i Sagué, N.*: Curs de geologia dinámica y estratigráfica aplicada à Catalunya. 1 vol. 370-2 págs. 306 figs. Barcelona, 1926 (2 ed.).
21. *Idem*: Catálech espeleológico de Catalunya. But. C. E. de Cata. año II, n. 24, 25, 26, 27, 29, 31, 32, 33 y 35 y en rolleto aparte. Barcelona, 1897.
22. *Llopió Lladó, N.*: La estructura de la sierra de Les Pedritxes (Tarrasa) Est. Geol. n. 1, págs. 169-238, 3 láms., 1 map., 10 fig. Madrid, 1945.
23. *Idem*: Morfología de los relieves de pudíngas de Sant Llorens del Munt sierra de l' Obac (prov. Barcelona). Est. Geogr., año V, n. 17, págs. 687-814, 28 figs., 10 láms., 1 map. Madrid, 1945.
24. *Idem*: Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. 1 vol. 374 pág., 40 figs., 4 maps. Premio Juan La Cierva 1944. Barcelona, 1947.
25. *Idem*: Tectomorfolología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat. Est. Geogr. Año III, n. 7, págs. 331-333. Madrid, 1942.
26. *Idem y Masachs, V.*: El problema de los conglomerados del borde meridional de la depresión del Ebro. Not y Com. Inst. Geol. Min. Esp. n. 11, págs. 63-103, 9 figs., 5 fot. Madrid, 1943.
27. *Idem y Ribera, J. M.*: Memoria explicativa de la Hoja n. 366, San Feliú de Guixols, del Mapa Geológico de España a 1: 50.000 (in lit.).
28. *Marcel, A.*: Coves del Collbató. Avench dels Pouetons de les Agulles. Co'rreo Catalán, 29-VII, 1908.
29. *Mabeu, J.*: Les cavernes de la Catalogue et des iles Baleares. Spelunca, t. VIII, n. 67-68, 108 págs., 26 figs., 2 láms. París, 1912.
30. *Martel, E. A. y Puig Larraz, L.*: Exploraciones subterráneas en Cataluña y Baleares. Bol. Com. Map. Geol. Esp. t. XXIV, págs. 229-258-1898.
31. (sin autor): Memoria explicativa de la Hoja n. 420, San Baudilió de Llobregat, del Mapa Geológico de España a 1: 50.000, 1 vol. 119 págs., 15 fot. 3 láms. Madrid, 1930.

32. (sin autor): Memoria explicativa de la Hoja n. 421. Barcelona, del Mapa Geológico de España a 1: 50.000. 1927.
33. *Montoriol Pous, J.*: Los procesos clásticos hipógeos. *Rass. Sp. Ital.* Anno III fasc. 4, págs. 119-129, 17 figs. 1951.
34. *Muntades, M.*: Montserrat, su pasado, su presente y su porvenir. 1 vol. Barcelona, 1866 (2 ed. 1871).
35. *Puig y Larraz, L.*: Cavernas y simas de España. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* t. XXI, págs. 3-391, Madrid, 1896.
36. *Serradell, B.*: L' Avench dels Pouetons de les Agulles a la montanya de Montserrat (terme del Bruch). *Sota Terra*, I, págs. 117-168. Barcelona, 1909.
37. *Serradell, B.*: Completa exploració de les Coves del Mansueto o del Salitre (Collbató) y descensió al avench dels Pouetons de les Agulles (Montanya de Montserrat y terme de El Bruch.) *La Veua de Cat.*, 22-VIII-1908.
38. *Semir, R. de*: Mapa de Montserrat, a 1: 10.000. Barcelona, 1949.
39. *Soldá, M.*: Montserrate subterránea: sus cuevas. V. Castaños. Barcelona, 1852.
40. *Termes Inglés, F.*: Catálogo espeleológico de los alrededores de Barcelona y catálogo espeleológico del macizo de Montserrat. *Speleon* t. III, n. 4, páginas 183-190. Oviedo, 1952.
41. *Thomas, J. M.* y *Montoriol, J.*: La Cueva del Agua (Granada). *Speleon*, vol. II, n. 1, págs. 5-46, 10 figs., 2 láms. Oviedo, 1951.
42. *Ursul, J. J.*: Hidrología de la montanya de Montserrat (copiado de Faura Sans en «La Espeleología de Cataluña», sin más datos).
43. *Vidal, L. M.*: Montserrat, su constitución geológica. *Ibérica*, vol. XII, página 65. Barcelona, 1920.
44. *Zeuner, F. E.*: *Dating the Past*. 1 vol. 195, pág., 101 figs., 24 láms. Londón, 1952.

Hidrogeología actual y muerta de los alrededores de Oseja de Sajambre (León)

POR

M. JULIVERT

INTRODUCCION

Se estudian en esta nota los fenómenos hidrogeológicos en relación con la Cueva del Buseco. Dicha cueva se halla en las proximidades de Oseja de Sajambre, pueblo de la provincia de León, en su parte lindante con Asturias. La cueva se abre junto al río Buseco, afluente del Sella, por su margen derecha. Su situación, muy próxima al pueblo y lo visible de su entrada, hace que sea muy conocida en el lugar.

El presente trabajo es resultado de las exploraciones llevadas a cabo durante la segunda quincena de septiembre de 1953, con la colaboración de D. Virgilio Díaz, a quien me complazco en dar las gracias al iniciar esta nota.

Para facilitar el trabajo descriptivo, se han numerado las diversas salas de la cueva a falta de una nomenclatura popular en este sentido.

I GEOLOGIA

A. Características geológicas de la región

La zona de Oseja de Sajambre está constituida principalmente por silúrico y carbonífero, formado éste por la caliza de montaña a la que se superpone una serie pizarrosa con algunas intercalaciones calizas.

La sucesión estratigráfica que se observa desde Peña Ten hasta Ribota, es la siguiente de arriba a bajo:

Pizarras	100 m.
Calizas.....	3 m.
Pizarras alternando con areniscas en la parte baja...	60 m.
Caliza de montaña.....	200 m.
Caliza griotte .. .	20 m.
Pizarras y areniscas.	15 m.
Cuarcitas.....	200 m. visibles

Las cuarcitas deben situarse en el arenig (1). Los niveles superiores del ordoviciense, así como el gothlandiense, faltan totalmente. El devónico queda limitado a los 15 m. de pizarras y areniscas sobre las que se apoya la caliza griotte. La atribución de estas capas al devónico, está basada en razones de orden estratigráfico y de facies (7). La caliza de montaña es de potencia muy variable. En líneas generales ésta aumenta hacia el N. Las intercalaciones calizas en las pizarras son también más numerosas en este sentido pudiendo observarse cómo las pizarras se acuñan entre las capas de calizas cada vez más numerosas. La caliza griotte, debe considerarse de edad visense, según los estudios de Delepine (5). El mismo autor considera la caliza de montaña perteneciente al namuriense e incluso al westfaliense inferior (5). Sin embargo, si bien el límite inferior de la caliza de montaña queda bien señalado por la presencia de las capas de caliza griotte, no ocurre lo propio con el límite superior. El techo de las calizas ocupa probablemente posición estratigráfica distinta, según las diversas localidades (10). El cambio de facies observado en esta zona, podría ser, pues, un

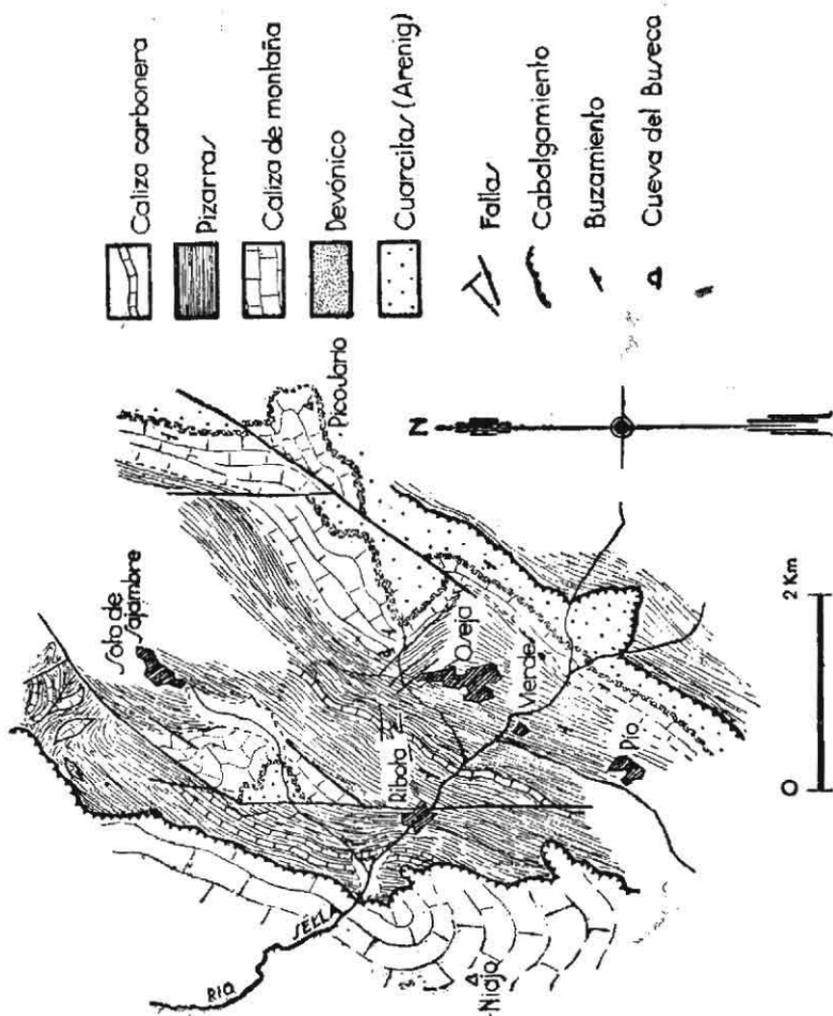
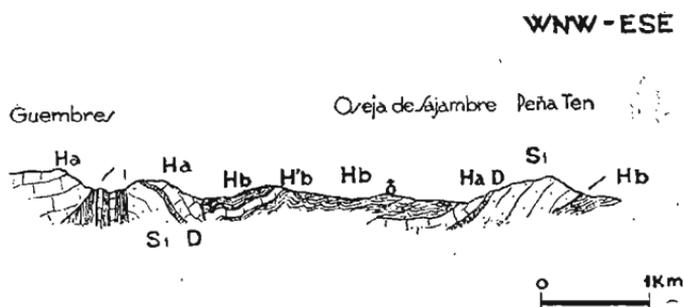


Fig. 1.—Esquema geológico de los alrededores de Oseja de Sajambre

fenómeno general. Esto hace que puedan existir dudas respecto a la edad de la parte alta de la serie caliza, y por tanto de la serie pizarrosa que se le superpone (7).

Todos estos terrenos se hallan orientados según una alineación NE-SW. buzando hacia el NW. En conjunto existen dos cabalgamientos vergentes al SE.: El más meridional, de las cuarcitas silúricas sobre las pizarras carboníferas y otro, más septentrional, de



(Fig. 2)

Hb: Pizarras. —H'b: Caliza carbonera.—Ha. Caliza de montaña.—
D: Devónico —Si: Cuarcita silúrica
Corte general por Oseja de Sajambre

la caliza de montaña sobre la franja de pizarras de Pío, Oseja y Soto de Sajambre. Estas pizarras forman en líneas generales, un sinclinal cabalgado en su flanco septentrional, por la caliza de montaña y roto en su parte media por un afloramiento de caliza de montaña y aún de la cuarcita, debido a un pliegue anticlinal secundario, cortado y levantado por las fallas alpídicas.

B. Estructura de detalle en las proximidades de la cueva

La cueva del Buseco se encuentra en la franja caliza que se extiende desde Pico Jario hacia el SW. Esta franja, que junto Peña Ten no tiene complicaciones tectónicas, se rompe entre Oseja y Pico Jario en una serie de dovelas, en la más oriental de las cua-

les, se abre la cueva del Buseco. El retazo calizo en que se encuentra la cueva, se hunde por el NW. bajo las pizarras, mientras que por el SE. termina al aflorar el devónico y las cuarcitas silúricas; al NE. y SW. queda cortado por dos fallas de orientación N-S y NW-SE. respectivamente.

La masa caliza se halla atravesada por multitud de diaclasas con dos sistemas dominantes: N. 5.º E.-S. 5.º W. y E. 5.º S.-W. 5.º N., y dos en aspa: NW-SE. y NE-SW. Es de notar la desviación hacia la derecha de todos estos sistemas, ya que también en el sistema en aspa, hay desviaciones en este sentido; en algunos individuos del sistema NE-SW. existe una desviación hacia el E. Las diaclasas, por lo general, son verticales. En los sistemas N. 5.º E.-S. 5.º W. y NE-SW., existen a veces inclinaciones de 80º en sentido E. y SE., es decir, contrario al buzamiento de los planos de estratificación.

El lapiaz sigue direcciones W-E., favorecido por este sistema de diaclasas y por el buzamiento de los estratos.

Desde el punto de vista estratigráfico, la dovela caliza en que se encuentra la cueva del Buseco, no es tampoco uniforme. Si se estudia la zona por donde discurre la riega del Albor, se encuentran unas capas de areniscas e incluso cuarcitas, capas que aumentan en potencia hacia el SE. Estas areniscas y cuarcitas, están interestratificadas con la caliza de montaña. Hacia el N. estas formaciones detríticas desaparecen, mientras que hacia el S. hay un cambio lateral de facies pasándose de la caliza de montaña a estas capas arenosas. Las areniscas están poco cementadas explotándose en algunos puntos como arenas.

II GEOESPELEOLOGIA

A. Generalidades

La cueva del Buseco se abre junto al arroyo del mismo nombre, unos 15 a 20 m. por encima de su cauce. Su longitud máxima es de 90 m. siguiendo una galería que se separa hacia el N. del

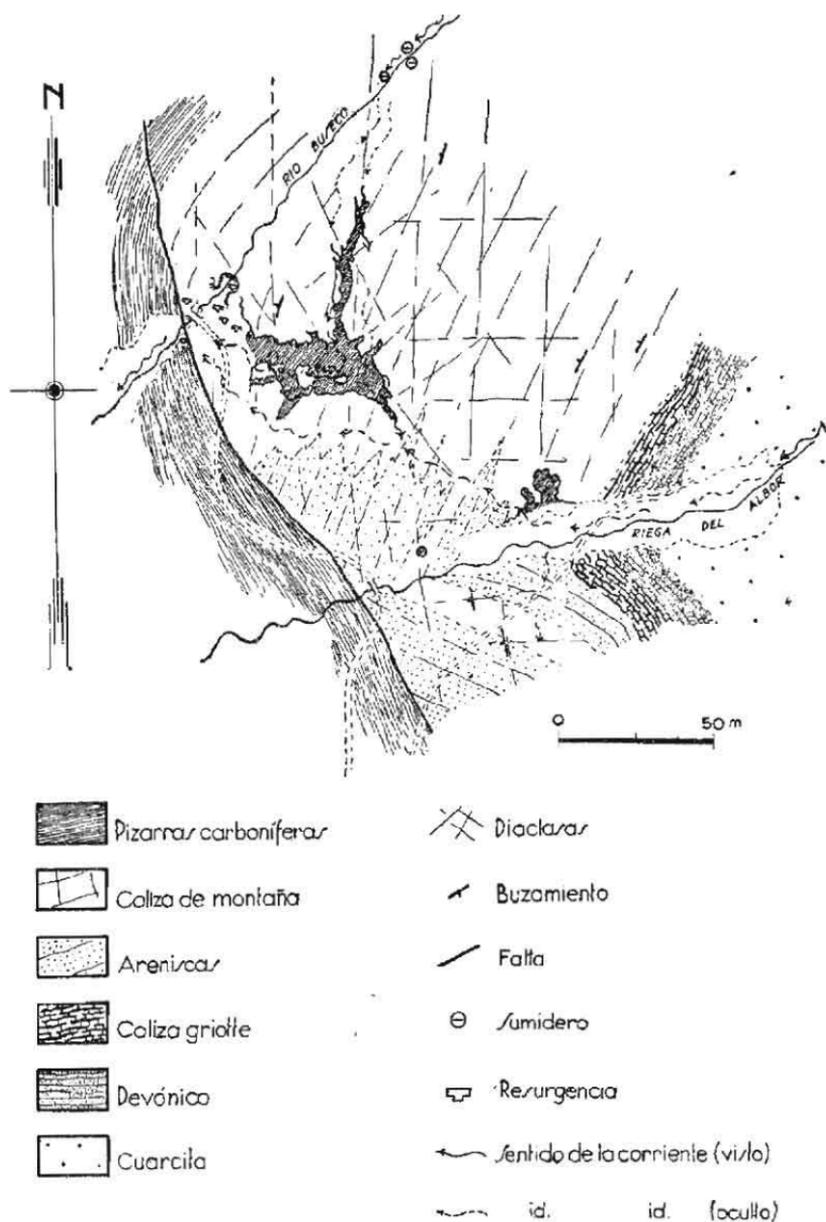
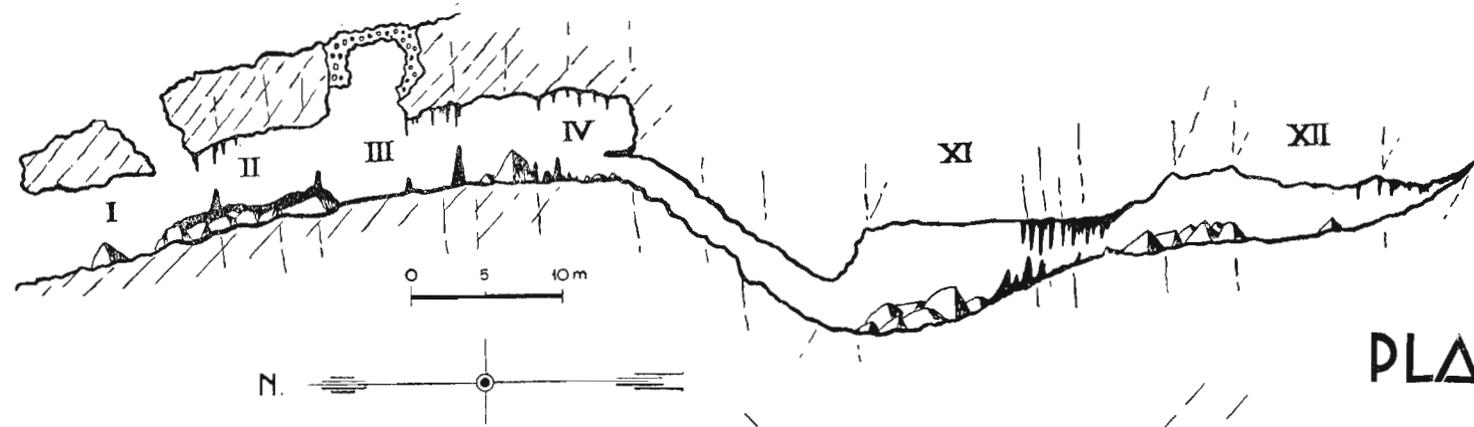
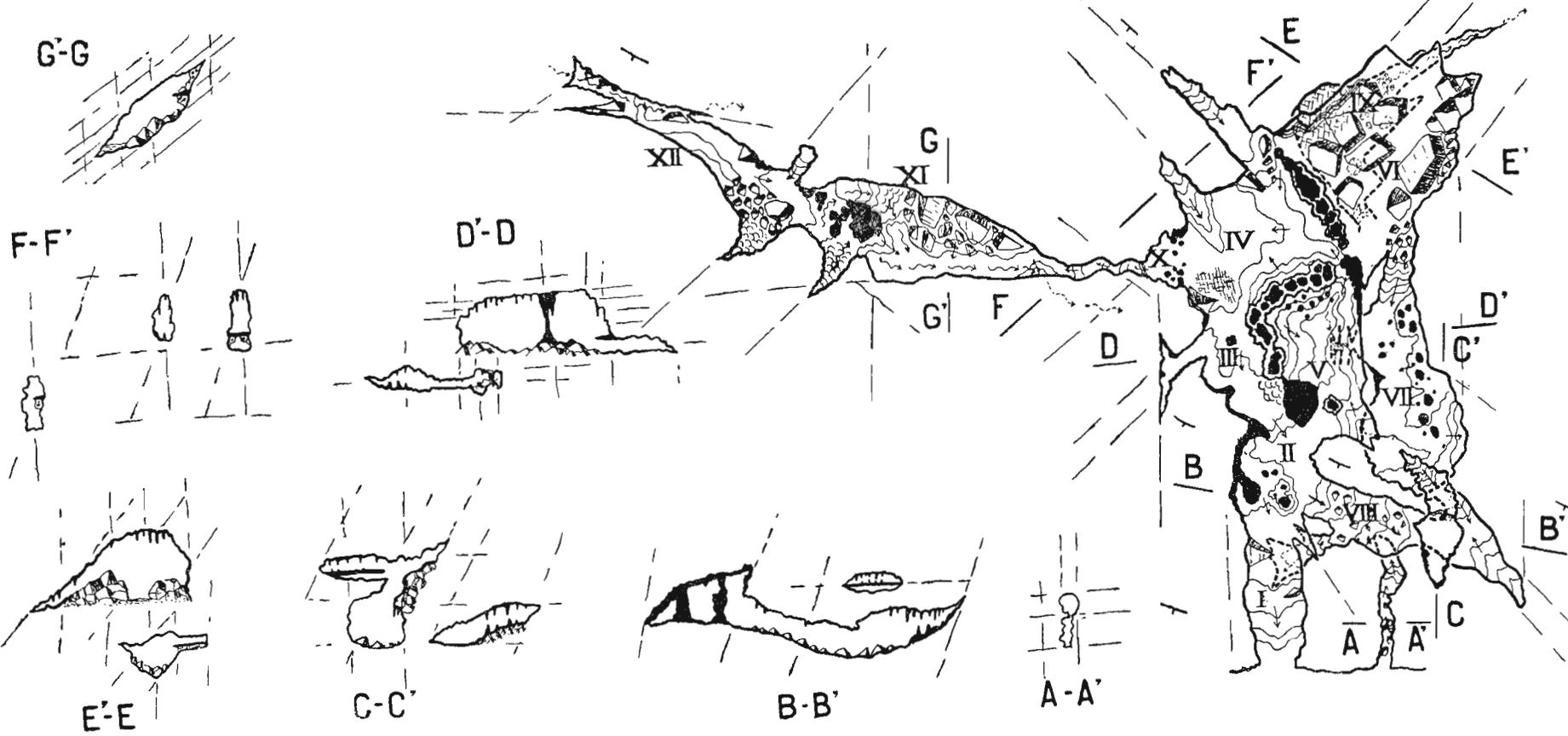


Fig. 3.—Situación de la Cueva del Buseco en la geología regional. (El rayado en la caliza de montaña, corresponde a las cavidades de la caverna).



PLANO DE LA CUEVA DE BUSECO

POR
M. JULIVERT
 1953



- Bloques
- Estalagmitas
- Sentido de la pendiente
- Colada estalagmítica
- Escarpe
- Corriente de agua

Figura 4

conjunto de salas agrupadas que forman la parte S. de la cueva. El estudio del plano permite distinguir en la cueva dos zonas: la meridional, formada por un conjunto de salas a veces superpuestas, espaciosas todas y con una alineación general E-W. y una zona N. formada por una galería de dirección N-S. que está en comunicación con el resto de la cueva por un estrecho pasadizo descendente hacia el N.

La zona S. de la cueva está a su vez formada por dos partes: una amplia galería orientada E-W., dividida actualmente en varias salas por los procesos litoquímicos (I-IV, fig. 4) y un conjunto de sumideros abiertos en esta galería (VII-IX, fig. 4).

Considerando su desarrollo vertical existen en la cueva dos pisos: una planta superior, formada por la galería W-E y unas galerías inferiores que son: la N-S. y algunos conductos a los que se tiene acceso por los sumideros. Relacionando estos dos pisos se encuentran los sumideros antes citados. El conducto que pone en comunicación la planta superior con la galería N-S. no es más que uno de esos sumideros: (Fig. 4).

B. *Las formas subterráneas*

1) *La planta superior*: Está formada por una galería de dirección W-E. secundariamente dividida en varias salas por los procesos litoquímicos. En esta galería abundan las formas de erosión, si bien enmascaradas por la estalactitización y los procesos clásticos. Sin embargo, allí donde la pared rocosa queda al descubierto las formas de erosión son perfectamente visibles; éstas alcanzan incluso al techo de la caverna, excepto en los lugares donde ha habido hundimientos recientes. Las formas de reconstrucción predominan especialmente en las salas I a la IV (fig. 4) llegando a enmascarar en gran parte los procesos clásticos. En la sala VI, la importancia de la estalagmitización es menor. El suelo de la cavidad está ocupado por grandes bloques. Entre ellos se encuentran frecuentes fragmentos de estalactitas. Existe pues una interferencia

entre las formas de erosión, litoquímicas y clásticas. Las primeras se encuentran por toda la cavidad y son visibles en la medida que lo permiten las otras. Las formas litoquímicas predominan en las salas I a la V y las clásticas en la sala VI.

Por último debe señalarse la presencia de una serie de conductos ascendentes. En el techo de la sala III existe una galería vertical taponada en su parte superior por aluviones. Otros dos conductos del mismo tipo se encuentran en la sala IV. Ambos son de escasa longitud, y están orientados de NE. a SW. Estas dos galerías, aunque de carácter ascendente, están lejos de la vertical.

2) *Los sumideros*: Las formas que en ellos se observan son muy frecuentemente idénticas a las de la planta superior. Abundan los procesos litoquímicos y clásticos que, al igual que en la planta superior, enmascaran una primitiva morfología de erosión. Tan solo el sumidero X conserva las formas juveniles de erosión turbillonar. Es un caso de forma juvenil muerta. En el sumidero IX existe, a unos 4 m. sobre el fondo, una costra estalagmítica que se apoya sobre 40 cm. de arcillas. Por la parte más baja del sumidero IX, circula en la actualidad un pequeño curso de agua que nace entre unos bloques y se sume por su extremo SE. después de un recorrido visible de unos 7 m. En el sumidero VII existen asimismo, en su parte N., unos conductos con agua que circula de E. a W. Finalmente existe otro sumidero, el VIII, que comunica además, por su parte superior, con una pequeña sala orientada E-W. con gran predominio de las formas litoquímicas; tanto por su altura como por la importancia de los procesos litoquímicos, esta sala debe relacionarse con la planta superior. En líneas generales, se observan dos sentidos en estos sumideros: uno hacia el SSE. (IX, fig. 4) y otro al W. (VII, fig. 5). Sobre este punto se insistirá al estudiar la circulación hopógea.

3) *La Galería N.*: Esta galería tiene orientación N-S., es decir, perpendicular a la planta superior. En ella existen formas parecidas a las descritas en las cavidades superiores. Su orientación es según las diaclasas N-S. y los planos de estratificación, lo que le

da frecuentemente una inclinación al W. o al WNW. Un grupo de estalactitas separa en esta galería dos partes: la XI y la XII, de idénticas características. En esta cavidad existen restos de aluvionamiento. Sobre este punto ya se insistirá más adelante. Por la galería N-S. circula una corriente de agua en sentido S. Esta corriente es de poca importancia. Por la zona más septentrional (XII, fig. 4) circula otra pequeña corriente junto a la pared W. visible unos 20 m.

4) *Comparación entre las distintas partes de la cueva:* Las orientaciones de las galerías de la cueva del Buseco, reflejan perfectamente la estructura de las calizas en que se encuentran. Dos direcciones principales existen en la cueva: la E-W y la N-S. coincidiendo ambas con los dos sistemas dominantes de diaclasas. La planta superior se orienta de E. a W. según este sistema de diaclasas y el sentido del buzamiento de los estratos; es frecuente que en ella el techo esté formado por un estrato. Los sumideros E.-W. siguen idénticas directrices. Por su parte la galería N-S. se ha orientado siguiendo la dirección de estas diaclasas y la de los planos de estratificación. El buzamiento de estos es el responsable de la inclinación de esta galería hacia el W. Los sistemas de diaclasas en aspa, menos importantes, han dado lugar a los sumideros y resurgencias hipogeos que se abren en la cueva según estas direcciones; éstos no llegan a formar nunca galerías de importancia. En la inflexión al SE. que sufre la galería W-E. en su parte final, hay que tener en cuenta la influencia del buzamiento de las calizas, que aunque llega a ser al WNW. es por lo general al NW. Considerada la cueva en su desarrollo horizontal, se hará referencia a continuación a su desarrollo vertical; desde este punto de vista hay que considerar en la cueva dos plantas. En la superior la dirección predominante es la E W. En la inferior la N-S; esta dirección hacia el S. presenta una divergencia, pues mientras en el sumidero IX se mantiene igual, por el VII se alcanzan unos conductos con circulación activa orientados E-W.

C. *Los procesos de fosilización y sus fases*

A partir de una primitiva fase erosiva, que da lugar a una caverna juvenil, se han sucedido una serie de procesos durante los cuales se han sedimentado en la caverna materiales de muy diversa índole, materiales que han conducido a una fosilización más o menos completa de la cueva durante las distintas etapas por las que han atravesado hasta llegar a su estado actual. A continuación va a hacerse el estudio de estos materiales así como del orden en que se ha depositado. Para ello deberán estudiarse sucesivamente los materiales detríticos, los materiales clásticos y los materiales litoquímicos.

1) *Los materiales detríticos*: Son muy abundantes, si bien con carácter residual, tanto en la planta superior como en la galería N-S. y aún en los sumideros. En la planta superior el aluvionamiento debió dar lugar a una fosilización total, por lo menos en algunas salas, ya que son frecuentes los restos de aluviones cementados en el techo de la caverna. Una costra estalagmítica situada a una altura de uno a dos metros del suelo de la caverna divide en dos partes al conjunto de aluviones que se encuentran en ella. La costra estalagmítica está marcadamente ondulada, lo que indica que cuando se depositó los aluviones que formaban el suelo de la caverna no estaban distribuidos uniformemente sino que existían acumulaciones locales de acuerdo con la topografía de la cueva. Los cantos son principalmente de calizas aunque los hay también de cuarcitas y arenisca, siendo de señalar la presencia de fragmentos de estalactitas entre los cantos rodados. En la galería N-S. existen también restos de aluviones cementados en las paredes, así como una costra estalagmítica. Las características de los aluviones son las mismas, pero la costra no coincide con la descrita en la planta superior. El sumidero X se abre por debajo de una costra estalagmítica, lo que indica su posterioridad. En los sumideros existen también materiales de relleno de origen aluvial. Donde queda más de manifiesto la existencia de depósitos, testigos de

una fase de actividad de estos sumideros, es en el sumidero IX; en él, existe una capa de 40 cm. de arcilla recubierta por una costra estalagmítica, costra que puede sincronizarse con la existente en la galería N-S. En resumen, puede considerarse la fase de aluvionamiento constituida por dos etapas separadas por una costra estalagmítica depositada durante una interrupción de la sedimentación aluvial. Esta fase de aluvionamiento dió lugar a lo que Llopis denomina una merofosilización aluvial (9). El significado de los aluviones y costras existentes en los sumideros y galería N-S. se discutirá al tratar de la evolución de la caverna. Sin embargo, puede adelantarse que su importancia es secundaria.

2) *Los materiales litoquímicos.*—Tienen gran importancia en la planta superior si bien son frecuentes también las estalactitas en los sumideros y galería N-S.; todas las formaciones litoquímicas de la caverna tienen idénticas características; todas ellas se encuentran sin huellas de una acción erosiva y todas ellas se siguen a una y otra parte de la costra estalagmítica citada. Las coladas estalagmíticas así como las estalagmitas recubren los bloques desprendidos y también los restos de aluviones cementados; todo ello es claro indicio de lo reciente de este proceso. Sin embargo en la planta superior se pone de manifiesto la existencia de un proceso litoquímico más antiguo, proceso atestiguado por la presencia de algunas estalactitas entre los caos de bloques sobre las que se extiende la estalagmitización actual y también por la existencia ya citada de estalactitas entre los cantos rodados de los aluviones. Esto permite a su vez datar la primera de estas fases litoquímicas. Sin pretender hacer un estudio de los diversos tipos de estalactitas existentes en la cueva del Buseco y de su formación, lo cual se sale del objeto de este trabajo, cabe señalar la presencia de estalactitas orientadas en la planta superior. Estas estalactitas son perfectamente visibles en la sala III donde se presentan en grupos en el techo de la caverna (fig. 5).

Su crecimiento tiene lugar en dos sentidos, según el buzamiento de los estratos y según la vertical. El agua circula por los pla-

nos de estratificación por lo que se deposita entre los estratos un reborde de carbonato cálcico que crece en el mismo sentido del buzamiento. Por otra parte el agua no descargada aún totalmente

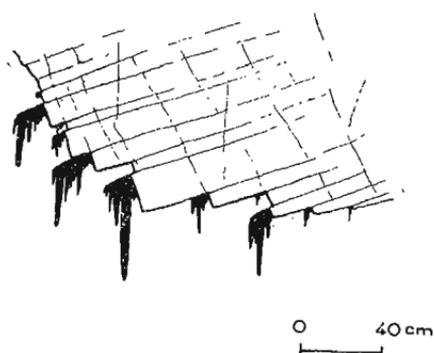


Fig. 5.—Estalactitas orientadas de la cueva del Buseco

de carbonato cálcico resbala por este reborde y forma estalactitas normales. Así se obtienen grupos de estalactitas cuyas bases se encuentran despegadas de la pared rocosa formando una superficie plana, continuación del plano de estratificación. Esto tiene interés para el estudio de la circulación hipógea por lo que se insistirá más adelante sobre ello.

3) *Los materiales clásticos*: Son muy abundantes aunque en parte enmascarados por los procesos litoquímicos. Los caos de bloques son particularmente visibles en la sala V. Muchas veces se encuentran cementados y recubiertos por estalagmitas. Por otra parte se apoyan sobre los restos del relleno aluvial. La época de su formación queda pues comprendida entre el depósito de los aluviones y la última fase litoquímica. No se han encontrado vestigios de bloques erosionados que indiquen otra fase clástica anterior pero su existencia debe admitirse. De una parte la presencia de arcillas en la sala IV indican una complicación del talweg que permitió que se instalara un régimen lacustre. Por otra parte la presencia de aluviones en el suelo y techo de la caverna ponen de manifiesto el desarrollo alcanzado por la cueva antes de la fase de aluvionamiento. Ambas consideraciones conducen a admitir una fase clástica antigua, anterior al aluvionamiento.

4) *Fases litogenéticas*: Del estudio de los materiales de relleno se deducen una serie de fases distintas por las que ha pasado la cueva. En la planta superior se observan dos fases litoquímicas,

anterior la una y posterior la otra, al aluvionamiento. A su vez se deducen dos fases clásticas anteriores a cada una de las fases litoquímicas. En conjunto las fases por las que ha atravesado la cueva son:

- 1) 1.^a fase clástica.
- 2) 1.^a » litoquímica.
- 3) aluvionamiento en dos estapas separadas por una costra estalagmítica.
- 4) 2.^a fase clástica.
- 5) 2.^a » litoquímica.

Estas fases se encuentran representadas todas ellas en la planta superior. En los sumideros y en la galería N-S. debió existir una sola fase litoquímica y una sola fase clástica. Sobre este punto se insistirá al hablar de la evolución de la caverna.

Las cuevas satélites de la Riega del Albor

Son dos cuevas de pequeño tamaño que sirven para guardar el ganado (fig. 6). Su situación es de 15-20 m. sobre el talweg y su longitud máxima de unos 10 m. Presentan claras formas turbillonares, de circulación a presión. La más occidental está formada por un conducto orientado SSE-NNW. La más oriental, que es la mayor, está formada por la fusión de tres conductos circulares con sus aristas de separación bien visibles en la parte superior. Por encima de las cuevas, la pared externa tiene signos de erosión, lo que permite suponer que se trate de una sima residual cortada por la erosión del talweg epigeo. Su altura sobre este talweg, igual que la cueva del Buseco, hacen que deban considerarse ambas cavidades de la misma edad y con una evolución estrechamente relacionada. Las relaciones entre ambas formaciones se estudiarán al hablar de la evolución subterránea.

III. HIDROLOGIA

En la zona estudiada, y desde el punto de vista hidrológico, hay que considerar dos niveles permeables: Las cuarcitas y la caliza de montaña. Las capas de caliza intercaladas entre las pizarras tienen potencia muy escasa para tener importancia en este sentido. Entre la caliza de montaña y las cuarcitas se intercala el nivel de pizarras devónicas, impermeables; este nivel aísla la caliza de montaña de la cuarcita subyacente. La cueva del Buseco se abre en una dovela de caliza de montaña al N. de Oseja. El estudio hidrológico se limitará a la zona en que se halla enclavada la cueva del Buseco. Esta se encuentra en una dovela caliza que por el W.

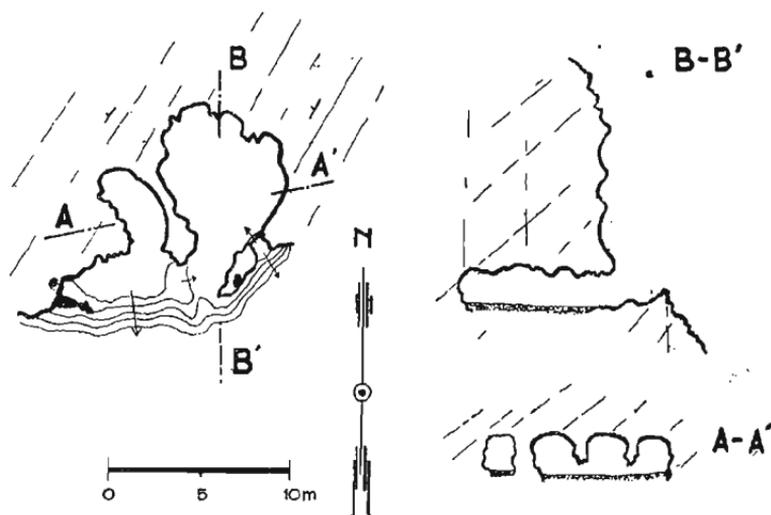


Fig. 6.—Cuevas de la Riega del Albor

se hunde bajo las pizarras carboníferas y por el E. termina al aflorar el devónico subyacente. Por el N. y S. queda limitada por dos fallas. Esta zona constituye una pequeña unidad hidrológica. La cueva del Buseco permite observar en parte la circulación hipógea actual y a la vez es testigo de una circulación antigua. A conti-

nuación se estudiará la circulación antigua por la cueva y su evolución hasta las condiciones actuales.

A) *La circulación hipógea antigua*

Hay que considerar la circulación por la galería superior así como el significado de los sumideros hipógeos ya que las galerías inferiores están aún en período activo. Por otra parte debe buscarse el significado de las cuevas de la Riega de Albor. La galería superior E-W. tiene la significación de talweg muerto. Su desarrollo tiende a ser ascendente hacia el W. Por otra parte los conductos ascendentes relacionados con ella lo son también en este sentido. La entrada de la cueva coincide con un grupo actual de resurgencias. Todo esto unido a la dirección que sigue la cueva y al sentido de la circulación hipógea actual permite deducir que la entrada de la cueva corresponde a una antigua resurgencia. Respecto a las galerías ascendentes antes citadas deben considerarse como restos de las primeras fases de actividad de la cueva, en que llegaban a ella las aguas que emigraban de niveles superiores. Las formas juveniles que en ellos, se encuentran atestiguan este carácter.

Los sumideros hipógeos por el contrario representan el principio del abandono de la cavidad por las aguas.

Hay que tener en cuenta la existencia de dos direcciones en estos sumideros: una dirección E-W., como la observada en la galería superior y una dirección NNW-SSE. Esto pone de manifiesto una difluencia en la circulación del agua sumida de la planta superior; de manera que la circulación, únicamente en sentido W. por la galería superior, difluje al ahondar en una etapa posterior apareciendo un nuevo sentido, el SSE, a la vez que algunos sumideros mantienen aún la circulación en sentido W. La existencia de corrientes de agua actuales en la parte más baja de los sumideros IX y VII, de distinto sentido, indica la persistencia de estos sentidos de circulación en la actualidad.

Queda, para terminar, ver el significado de las cuevas de la Rie-

ga del Albor. Su carácter de sima residual hace que deban considerarse como un sumidero. Por otra parte hay que tener en cuenta que la circulación en la galería superior tuvo lugar hacia el W. o NW., es decir coincidiendo con el sentido del buzamiento de los estratos, y que las cuevas de la Riega del Albor se hallan situadas en la prolongación de la cueva del Buseco y a su misma altura sobre los cauces actuales. Por tanto la interpretación más lógica es considerar a las cuevas de la Riega del Albor como la zona de absorción de la cueva del Buseco.

B) *Génesis y evolución de la caverna*

En la evolución de la caverna deben considerarse dos ciclos. Uno desde su formación hasta su fosilización por aluvionamiento y otro que comprende su rejuvenecimiento hasta el abandono de las cavidades superiores.

1) *Primer ciclo. La planta superior.* La circulación es principalmente según el buzamiento de los estratos. El agua llega de niveles superiores dando lugar a una fase de circulación a presión, creándose las formas de erosión turbillonar que se observan aún en algunos puntos de la cueva del Buseco y en las cuevas de la Riega del Albor. A esta etapa sigue una fase clástica; con ella la cueva alcanza unas proporciones como las actuales. Por otra parte el agua infiltrante dió lugar a la primera fase litoquímica, de vida efímera y que estuvo supeditada a las etapas de escasa circulación por la cueva. Estas dos fases pueden haberse superpuesto algo ya que la litoquímica no alcanzó un desarrollo pleno sino que representa en realidad el principio de una fase que no alcanzó un total desarrollo puesto que tuvo lugar en un talweg todavía activo. El desarrollo alcanzado por la caverna permite instalarse un régimen fluvial normal, de carácter torrencial puesto de manifiesto por la importancia del aluvionamiento. La presencia de arcillas, por otra parte, indica una circulación tranquila con episodios lacustres determinados por la presencia de bloques que dan lugar a lagos de um-

bral clástico. Así, pues, la circulación alternó su carácter torrencial con fases más tranquilas. Una costra estalagmítica, testigo de una época de circulación mínima separa en dos etapas el relleno aluvial de la cueva. Los materiales depositados en la segunda etapa se apoyan sobre la costra estalagmítica sin que haya existido erosión durante la etapa de circulación mínima que representa la costra, ni la haya producido tampoco la nueva etapa torrencial que se le superpone. Con el aluvionamiento la cueva llega a un grado de fosilización que en algunos puntos llega a ser total. Con ello termina el primer ciclo en su actividad.

2) *Segundo ciclo. Formación de las galerías inferiores:* En la actualidad, del antiguo aluvionamiento de la cueva quedan solo vestigios constituídos por aluvionos cementados junto a las paredes y techo de la cueva. Es decir que existió un segundo ciclo durante el que tuvo lugar el rejuvenecimiento de la caverna. Sin embargo esta etapa de actividad duró poco, ya que casi simultáneamente se abrieron los sumideros que habían de llevar el agua a cauces más profundos. Es entonces cuando se abren las galerías inferiores. La presencia de sedimentos y costras en ellos indica varias etapas de tránsito hasta llegar al estado actual. La circulación por los sumideros fué asimismo torrencial e intermitente. En los sumideros se originaron conos de deyección hipógeos sobre los que en algunos puntos se depositaron asimismo costras en las etapas de escasa circulación. A continuación se produce la segunda fase clástica seguida de la segunda fase litoquímica. Estas fases son las que dan sus características actuales a la planta superior. En los sumideros y galería N-S. existe una morfología parecida a la que se encuentra en la planta superior; la única diferencia estriba en la menor intensidad de los procesos clásticos y litoquímicos. En los sumideros esto tiene fácil explicación ya que al cesar la circulación por la planta superior ellos fueron asimismo abandonados, de manera que su evolución siguió iguales directrices que la planta superior. Lo mismo puede decirse para la galería N-S. tan solo que la causa de la existencia de procesos litoquímicos no es debido al aban-

dono de la cavidad sino a una disminución de la circulación. Todas estas fases son sincrónicas con la segunda fase clástica y segunda fase litoquímica de la planta superior.

C) *La circulación hipógea actual*

Para llegar al conocimiento de la circulación hipógea actual hay que tener en cuenta los datos que proporciona el estudio de la cueva y además la circulación por el río Buseco y la Riega del Albor, así como, las resurgencias relacionadas con esta zona. Estas pueden reunirse en dos grupos: las resurgencias del Buseco, próximas a la cueva y las resurgencias de Oseja, situadas en el mismo pueblo.

1) *La circulación actual en la cueva*: El curso subterráneo actual es visible en tres partes de la cueva; en la galería N-S. y en los sumideros VII y IX. La circulación actual tiene lugar en dos sentidos; de N. a S. y de E. a W. El primero de estos dos sentidos de circulación se observa en la galería N-S. y en el sumidero IX; el segundo, en el sumidero VII. Existe pues, una difluencia en el sentido de la corriente. No puede hablarse propiamente de difluencia en el curso de agua ya que éste no es único, como se pone de manifiesto en la galería N-S. en la que existen dos cursos paralelos, pero distintos, que deben coincidir tan sólo en las grandes avenidas. Sin embargo, sí puede hablarse de difluencia en el sentido de la corriente, ya que éste es único en la galería N-S. En conjunto existen pues dos sentidos en la circulación: de N. a S. y de E. a W; es decir según las dos direcciones dominantes de diaclasas y según la dirección o el buzamiento respectivamente de los planos de estratificación. Otros datos interesantes también a este respecto son: el lenar y las estalactitas orientadas. El lenar observado en superficie sigue una dirección E-W., favorecido en gran parte por el buzamiento. Las estalactitas orientadas de la cueva del Buseco (fig. 5) indican, con su crecimiento según el buzamiento de los estratos,

además del crecimiento vertical, la importancia de la circulación en este sentido.

Hechas estas consideraciones sobre la circulación hipógea puede abordarse el problema del origen y resurgencia de estas aguas.

2) *La circulación en los cursos epígeos:* Los arroyos, epígeos que pueden estar relacionados con la circulación de la cueva son dos: el río Buseco y la Riega del Albor. El Buseco se sume unos cien metros antes de la cueva en la prolongación de la galería N-S. y a poca distancia de su extremo; con esto queda aclarado el origen del agua circulante por la caverna. El otro curso es la Riega del Albor. Su cauce está ocupado en gran parte por un importante espesor de bloques rodados de gran tamaño. Estos constituyen un espeso manto aluvial extremadamente permeable que es la causa de que excepto en sus máximas precipitaciones aparezca seco la mayor parte del año. El agua se pierde entre estos aluviones antes de salir de la zona de cuarcitas. Este cuaternario no es sin embargo continuo, sino que queda interrumpido en un espacio de unos 30 m. junto al camino a Oseja, donde aflora la caliza de montaña y las pizarras carboníferas. El agua que en la zona de cuarcitas se pierde en el cuaternario no resurge en esta zona, lo cual indica la existencia de una zona de absorción en las calizas, que debe estar situada en las proximidades de las cuevas de la Riega de Albor. Estas aguas pueden seguir dos caminos, según se deduce del estudio de la cueva del Buseco y de la estructura de las calizas: el ESE-WNW, en cuyo caso irían a confluír con las que circulan por las cuevas del Buseco o el N-S. Los caudales observados en estos arroyos son muy escasos, del orden de unos 2 l/s. existiendo coincidencia entre el caudal circulante por la cueva y el del río Buseco. Sin embargo, los caudales observados son probablemente bastante inferiores a los reales, es decir que el agua sumida en el río Buseco es probablemente muy superior a 2 l/s., pero, debido a la gran fisuración de las calizas; la absorción se realiza sobre un largo recorrido con lo que el caudal del Buseco aparece considerablemente disminuído. Los sumideros que se observan a unos 100

m. de la cueva se ponen de manifiesto por absorber el resto de las aguas del Buseco. En cuanto a la Riega del Albor, cuyo cauce está ocupado por una capa de cantos rodados cuyo espesor varía entre 0,5 y varios m., debe de tener también un caudal superior al observado.

Finalmente debe tenerse en cuenta la probable existencia de otros conductos paralelos a los puestos de manifiesto por la cueva, que conduzcan el agua sumida en zonas más superiores del Buseco.

3) *Las resurgencias*: Las más directamente relacionadas con la cueva estudiada son las resurgencias del Buseco. Se hallan agrupadas en las proximidades de la cueva y están formadas por un manantial importante, situado en el contacto con las pizarras y un grupo de resurgencias trop-plein, situadas entre la cueva y el puente del camino a Oseja. La única resurgencia con un caudal importante es la que se encuentra en el contacto con las pizarras. El Buseco, después de esta zona con resurgencias lleva un caudal de unos 80 l/s., es decir, muy superior al que llevaba antes de sumirse. Siguiendo la falla hacia el SE. no se encuentra ninguna resurgencia que pueda relacionarse con la Riega del Albor. Cuando ésta cruza las fallas, aparecen algunos charcos que indican pequeñas resurgencias, pero el agua no llega a circular. El otro grupo de manantiales, es el del pueblo de Oseja. Se encuentran todos ellos en plena zona pizarrosa y su aparición debe relacionarse con una serie de pequeñas fallas de orientación NW-SE es decir, paralelas a la que origina la fuente del Buseco.

4) *La circulación hipógea*. Con todos los datos expuestos pueden deducirse unas conclusiones sobre la circulación hipógea. El problema planteado tiene tres aspectos: El origen epígeo del agua, su circulación por las calizas y su resurgencia al exterior. Los dos principales colectores son: el Buseco y la Riega del Albor; sin embargo, no debe descartarse tampoco la importancia del agua absorbida antes de llegar al cauce de alguno de estos cursos. El área de absorción del agua es la superficie de la caliza en la dovela

antes citada. Esta agua, no debe, sin embargo, correr en su totalidad hacia Oseja. El buzamiento de los estratos es el NW. Esto tiene gran importancia en la circulación, especialmente del agua absorbida en pequeña cantidad por la superficie rocosa, como lo demuestra la orientación del lenar y las estalactitas orientadas de la cueva del Buseco. Por todo esto puede considerarse que el agua absorbida en superficie en la zona N. de la dovela, al NW. del Buseco, circula en este sentido hacia Soto de Sajambre.

El agua del Buseco se absorbe y sigue dirección N-S., según las diaclasas de este sistema y la dirección de los planos de estratificación. La circulación hipógea no se concentra en un curso único sino que se realiza por una serie de conductos paralelos orientados de N. a S. El agua absorbida en los campos de lenar entre el Buseco y la Riega del Albor debe seguir hacia el NW. según el

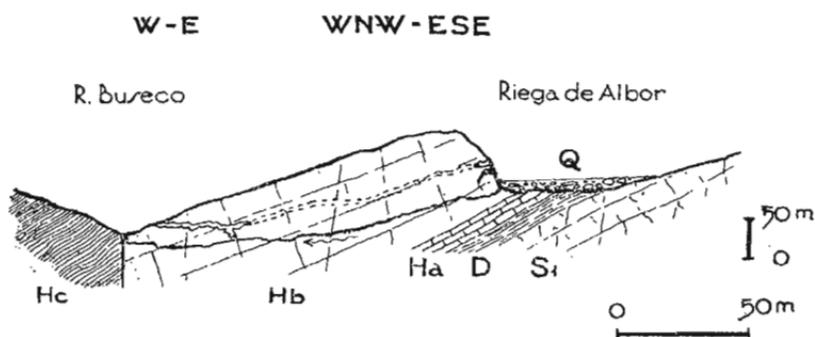


Fig. 7.—Hc: Pizarras.—Hb: Caliza de montaña.—Ha: Caliza griotte.—
D: Devónico.—Sl: Cuarcita silúrica.

Esquema de la circulación hipogea entre la Riega del Albor y el río Buseco

buzamiento de los estratos, uniéndose con el agua procedente del Buseco. En los sumideros VII y IX los sentidos de la circulación son distintos. En el primero el agua corre hacia el W. en el segundo hacia el S. El agua que circula por el sumidero VII se dirige hacia la zona de resurgencias del Buseco. Esta agua no basta sin embargo para explicar el caudal de este manantial.

El otro de los cursos epígeos es la Riega del Albor. El agua que por ella circula debe sumirse cerca de las pequeñas cuevas citadas en este arroyo. El camino que siguen es más difícil de determinar. El talweg muerto, que representa la planta superior de la cueva del Buseco, indica una relación entre la Riega del Albor y la zona de resurgencias del Buseco. Esto, unido al excesivo caudal de la resurgencia permite suponer una circulación hacia el W. (fig. 3 y 7). El agua procedente de la Riega del Albor se uniría así a la del sumidero IX para resurgir en el Buseco. El mayor caudal del sumidero VII en relación con el IX parece apoyar esta suposición, indicando la importancia que adquiere la dirección E-W frente a la N-S. El agua de la Riega del Albor no debe dirigirse al W. exclusivamente. La presencia de algunos charcos junto al contacto con las pizarras indica una cierta circulación, aunque muy escasa, en sentido WSW. Puede admitirse por tanto una circulación más importante hacia el S. según el sistema de diaclasas N-S., que iría a unirse al agua que circularía más al SE. según el buzamiento de los estratos. Esta agua se hunde bajo las pizarras carboníferas, quedando así englobada entre dos niveles pizarrosos impermeables, el devónico y las pizarras carboníferas. Al encontrar la zona de fracturas de Oseja estas aguas ascienden dando lugar a las resurgencias del pueblo. En conjunto pues, la circulación, aunque se efectúa según dos direcciones dominantes está determinada por la presencia del nivel devónico inclinado hacia el NW.

IV. CONCLUSIONES

En la cueva del Buseco deben distinguirse, una parte superior con el carácter de talweg muerto y una inferior activa en la actualidad.

En la evolución de la cueva se han sucedido las siguientes fases: erosiva, clástica, litoquímica—aluvionamiento—erosiva, clástica y litoquímica. El aluvionamiento separa pues dos ciclos en la actividad de la caverna. Durante el 2.º ciclo se excavaron las galerías inferiores.

La evolución de la caverna es paralela a la evolución del curso epígeo del Buseco teniendo por tanto los aluviones que en ella existen el carácter de una terraza hipogea.

Dos procesos distintos de fosilización existen en la cueva; el aluvial y el litoquímico, procesos que se han sucedido en el tiempo ya que la verdadera fosilización litoquímica no ha tenido lugar hasta el abandono de la cavidad por las aguas.

La estalagmitización responde a una interrupción de la actividad hídrica; la primera fase litoquímica en las cavidades superiores y la actual en las inferiores son debidas a una reducción en la circulación. La segunda fase en la galería superior tiene por causa el abandono de la cavidad por las aguas. Los procesos litoquímicos adquieren importancia en el segundo caso ya que en el primero su desarrollo está siempre condicionado a la actividad de la caverna.

La circulación hipogea actual tiene lugar según pequeños conductos orientados en dos direcciones; de N. a S. y de ESE a WNW. Estas direcciones coinciden con los principales sistemas de diaclasas y con la dirección de los estratos o su buzamiento respectivamente.

No existen cursos hipogeos únicos en esta zona sino una red que confluye y difluye frecuentemente. Sin embargo, puede hablarse de una confluencia hipogea por lo menos parcial del Río Buseco y la Riega del Albor. Esta confluencia tuvo carácter más definido en la época de actividad de las cavidades superiores.

Las resurgencias se encuentran en fallas orientadas NW-SE, unas en el contacto entre pizarras y calizas, otras en zona pizarrosa.

RÉSUMÉ

On étudie les phénomènes hydrogéologiques de la Cueva del Buseco et des environs de Oseja de Sajambre (León). La grotte de Buseco s'ouvre dans le calcaire carbonifère d'âge viséen-namurien dit «calcaire de montagne». L'entrée est placée à 20 m. sur le cours épigé de la rivière de Buseco. L'ensemble des galeries comprend deux étages: l'étage supérieur actuellement mort et l'inférieur actif. Dans le premier on y trouve les empreintes d'une ancienne fossilisation par alluvionnement. L'ancienne rivière coulait très nettement de ESE à WNW. A présent on trouve deux sens de circulation: de N. à S, et de ESE à WNW. à travers un réseau de petits couloirs anastomosés. Il y a une confluence hypogée, au moins partielle, entre la Riega del Albor et la rivière de Buseco, actuels cours épigés de la région.

SUMMARY

A study of the hydro-geological phenomena of the Cueva del Buseco, and the environs of Oseja de Sajambre (Léon). The Buseco cave opens in the carboniferous limestone of the viséen-namurian age, known as mountain limestone. The entrance is 20 metres along the epigene course of the Buseco river. The galleries of the cave comprise two stages, the upper, at present dead, and the lower, which is active. In the first, traces can be found of old fossilization by alluvial action. The former river clearly flowed from ESE to WNW. At present, circulation is in two directions, from N to S, and ESE to WNW. through a network of small anastomatic passages. There is a hypogene confluence, partial at least, between the Riega del Albor and the Buseco river, the present epigous courses of the region.

BIBLIOGRAFIA

1. *Adaro (L. de) y Junquera (G.)*: «Criaderos de hierro de España». T. II. Hierros de Asturias». Mem. Inst. Geol. Esp.; I vol. texto; 610 págs.; 33 figuras; I vol. láms. ; X láms.; Madrid 1916.
2. *Barrois (Cb.)*: «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice»; Thèse. doct.; Mem. Soc. Geol. du Nord.; T. II; núm. 1; 630 páginas; XX pl.; Lille 1882.
3. *Bourgin (A.)*: «Hydrogéographie karstique La question du niveau, de base»; Rev. Geogr. Alp.; T. XXXIII; fasc. I; págs. 99-108; 1 fig.; II láms., Grenoble 1945.
4. *Cvijic (?)*: «Hydrogéographie souterraine et evolution morphologique du karst»; Trav. Inst. Geogr. Alp. Grenoble; vol. VI; núm. 4; 56 pág.; III láminas; Grenoble 1918.
5. *Delepine (M. G.)*: «Las faunas marines del Carbonífero de Asturias (España)». (Apéndice sobre los Fusulinidos por J. Gubler); Mem. Acad. Scienc. de l'Inst. de France.; T. 66; 122 pág.; 15 figs.; VI láms.; París 1943.
6. *Geze (B.)*: «Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes»; I Congr. Nat. Speleologie; 12 pág.; 6 figs.; Nimes 1939.
7. *Julivert (M.)*: «Observaciones sobre la Geología de los alrededores de Oseja de Sajambre».—En publicación.
8. *Llopis Lladó (N.)*: «Sobre algunos fenómenos de sedimentación fluvio-lacustre en las cavernas». Speleon; año I; núm. 1; págs. 23-37; 4 figs.; Oviedo 1950
9. *Llopis Lladó (N.)*: «Karst holofossile et merofossile».—En publicación en I Congreso Esp. París.
10. *Llopis Lladó (N.)*: «Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias».—En publicación en Estudios Geológicos.

Resultados de una campaña geoespeleológica en la isla Ibiza (Baleares)

POR

JOSE M.^a THOMAS CASAJUANA

Y JOAQUIN MONTORIOL POUS

INTRODUCCION

Los que estas líneas suscriben han desembarcado con frecuencia en las islas Baleares, con el fin de estudiar sus antros subterráneos; unas veces teniendo como objetivo la exploración de cavernas o simas recientemente descubiertas, otras para llevar a cabo investigaciones en cavidades ya conocidas, pero no estudiadas en lo que respecta a su génesis y evolución. Cinco visitas a Mallorca y a Menorca nos habían permitido conocer una gran cantidad de cavidades, más o menos importantes, y hacernos cargo de los tipos de karst de ambas islas (8) (17) (18).

Todas nuestras campañas en las Baleares se desarrollaron bajo un plan de exploraciones previamente establecido; bien basado en noticias obtenidas directamente de los naturales del país, bien en trabajos de otros autores. Por el contrario, al iniciar la campaña

de 1952 en la isla de Ibiza teníamos únicamente noticias poco concretas de la existencia de algunas cavernas, no habiendo encontrado ningún trabajo sobre geoespeleología de esta isla, salvo las breves indicaciones de Puig y Larraz (14), que nos fueron complementadas verbalmente por nuestro buen amigo el distinguido bioespeleólogo Francisco Español.

Es por todo ello que, en un principio, no nos propusimos estudiar a fondo ninguna región determinada, o grupo de oquedades geoespeleológicamente relacionadas entre sí, si no únicamente efectuar una prospección general de toda la isla. El plan adoptado nos permitió abarcar una idea de conjunto sobre las posibilidades e interés de los fenómenos kársticos de Ibiza, sin poder, claro está, llegar a conclusiones sobre el funcionamiento de los diferentes aparatos kársticos, debido al poco tiempo disponible para el estudio de detalle de cada zona.

Siguiendo esta norma de conducta, efectuamos las exploraciones en forma intensiva, a base de una o dos cavidades diarias, habiendo llegado a las conclusiones que en este modesto trabajo exponemos, que no tienen otra finalidad que servir de orientación para otras campañas, ni otro mérito que ser el primer estudio geoespeleológico que se ha realizado sobre la isla de Ibiza.

La exploración de cavernas y simas es siempre fruto de una labor de equipo, habiendo sido posible realizar este trabajo gracias a la activa colaboración de nuestros compañeros del G. E. S. del C. M. B., Arturo Brusotto, Fernando Termes y Luis Gasull, a quienes, desde estas líneas, nos complace expresar nuestro agradecimiento. También nos es grato hacer constar la excelente acogida que hallamos por parte de los propietarios de los predios en que se enclavan las cavidades, todos los cuales hicieron honor a la caballerosidad y hospitalidad que es norma entre las gentes de esta bella y acogedora isla.

NOTAS SOBRE LA GEOMORFOLOGIA DE IBIZA

La isla de Ibiza forma una unidad morfológica con su vecina Formentera y el cúmulo de islotes que emergen a poca distancia de sus costas S. y W.: son los Pitiusas de los antiguos navegantes.

Topográficamente Ibiza es un país de colinas, en el que por no haberse desarrollado una bien definida red hidrográfica, se presentan éstas con aparente desorden (Fig. 1). Sin embargo, pueden apreciarse varias regiones con características peculiares. Al SW. existe un macizo bastante compacto en el que se levanta la Atalaya de San José, punto culminante de la isla. La erosión marina ha destacado algunos retazos de este macizo aislándolos en forma de abruptos islotes; tales son el Vedrá y el Vedranell, el primero de los cuales, verdaderamente notable, tiene una extensión superficial que no llega al kilómetro cuadrado, levantando no obstante sus casi verticales paredes a 380 m. sobre el nivel del mar.

Al N. de la isla se agrupa un segundo aunque menos compacto grupo de colinas, esbozando dos alineaciones paralelas a la costa, mientras que en la región SE., aquéllas se presentan más aisladas y con menores alturas.

Las dos zonas de colinas principales antes citadas, vienen separadas por la depresión que va desde la bahía de Ibiza hasta la de San Antonio, la cual se prolonga hacia el SW., rodeando por su parte meridional al primer macizo y separándolo de las colinas del cabo Falcó.

Los materiales que forman las zonas montañosas son principalmente mesozoicos, mientras que las llanuras están constituídas por materiales miocénicos y cuaternarios.

Una formación muy interesante y característica es el llamado «marés», arenas consolidadas procedentes de antiguas dunas, el cual se encuentra por doquier de la isla, a distancias de más de cinco kilómetros de la línea actual de costa y a alturas de más de 300 m.

La geología de Ibiza ha sido estudiada por Fallo (2) (3) y Spi-

ker y Haanstra (15). Según estos autores los terrenos más antiguos son los triásicos, sobre los que descansan las calizas jurásicas y el Cretácico calizo y margoso. Sobre este zócalo previamente emergido y erosionado, se depositaron sedimentos del Mioceno. En esta misma época se produjeron los movimientos orogénicos alpinos, que tuvieron gran importancia en la isla, originando tres grandes imbricaciones o corrimientos con vergencia NW., al igual de lo que sincrónicamente ocurría en Mallorca.

Ahora bien, si desde el punto de vista estratigráfico y tectónico, Ibiza tiene gran semejanza con la Sierra Norte de Mallorca, morfológicamente hemos apreciado notables diferencias, ya que a pesar de que su constitución litológica eminentemente caliza presupone unos relieves abruptos y escarpados, no son éstos frecuentes, pudiéndose mejor decir, como hemos ya citado, que Ibiza es un país de colinas. Ello parece significar una acción erosiva más continuada en Ibiza que en Mallorca, ya que en la primera apenas pueden verse en la topografía las alineaciones tectónicas, tan claras por el contrario en la mayor de las Baleares. Lo mismo podría decirse al comparar las formas del relieve de Ibiza con las montañas Béticas del Levante peninsular, de las que geológicamente parece ser su continuación.

Esta impresión sobre la senectud del relieve viene corroborada por las observaciones espeleológicas efectuadas en nuestra campaña, ya que, como se verá, la mayoría de las cavidades son simas residuales o restos de antiguos fenómenos kársticos hoy día fosilizados.

REGIONES KARSTICAS

Al contrario de lo que sucede en Mallorca, donde es fácil diferenciar por zonas los distintos tipos de Karst, así como las diversas regiones (Sierra Norte, Montañas de Artá, Plataformas mio-cénicas) en donde se ubican éstas, en Ibiza tal división presenta serias dificultades.

La gran complejidad tectónica de esta isla y la repetición de las series estratigráficas debido a las tres escamas de corrimiento, dan por resultado la existencia en casi toda el área de la misma de terrenos con litología apropiada a la karstificación, pero casi en ningún lugar lo suficientemente extensos como para formar una zona kárstica definida y con características especiales.

Por otra parte, no hemos visto más que un sólo tipo de karst, siendo este muy evolucionado, por lo que tampoco puede establecerse una división basándose únicamente en el tipo de las cavidades.

A pesar de ello, hemos creído que para facilitar el estudio se deben considerar zonas distintas, para lo cual establecemos provisionalmente una división algo artificial en tres zonas, basada simplemente en motivos topográficos y litológicos (fig. 2).

DESCRIPCION, ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS CAVIDADES EXPLORADAS

REGION SW.

Comprende los macizos Sur-Occidentales de la isla, en los que se hallan las mayores elevaciones - Serra Grossa (401 m.), Serra Boniferri (306 m.), Puig del Avenc (349 m.), Atalaya de San José (475 m) (cima culminante de Ibiza), Llentrisca (414 m.) y Sierra de la Cova Santa—. Esta región queda perfectamente separada de las restantes; al N. por los llanos miocénicos de San Rafael y cuaternarios de San Antonio y al E. por la llanura de Ibiza.

Desde el punto de vista litológico contiene gran diversidad de terrenos: calizas triásicas, calizas y dolomitas jurásicas, calizas urgonienses y del Cretáceo superior, y gran diversidad de arcillas y margas correspondientes a estos pisos e intercaladas entre las calizas.

Los terrenos del SE. de esta zona corresponden a la serie de Ibiza, y los del NW. a la serie de Cirer-Rey, siguiendo la clasifica-

ción establecida por Spiker y Haanstra (15). Sin embargo, la característica tectónica, a pesar de existir las referidas capas de corrimiento, es de pliegues suaves.

En esta zona, hemos explorado las siguientes cavidades:

1) *Cova Santa*

a) *Situación*.—La Cova Santa se halla situada en la vertiente N. de la Serra del Lloro, o Serra de la Cova Santa, abriéndose su boca a unos 400 m. al S. de la carretera de Ibiza a San José, entre los kilómetros 9 y 10. La cota de su entrada es de unos 100 m. sobre el nivel del mar, y el terreno se halla constituido por calizas del Jurásico superior.

b) *Descripción y morfología*.—Se penetra en la caverna por dos bocas, ensanchadas artificialmente, alineadas según la dirección N-S., y aunque cerca de las mismas se localizan algunos escasos signos de erosión, nada tienen que ver con la absorción hídrica de la cavidad, siendo su origen puramente clástico. Viene en apoyo de ello el hecho de que al SE. de la segunda boca pueden observarse diversos estratos en forma de xigas cantilever (1), a punto de desplomarse y ampliar la comunicación con el exterior.

Después de un descenso vertical de 6 m. se llega a una amplia sala de 20 m., según la dirección N-S., por 14 m., cuyo piso, en suave declive desciende hasta los 15 m. Al N. de esta primera oquedad existe una ancha abertura a la que sigue una fuerte rampa, formada por una caótica acumulación de materiales clásticos, por los que se llega a una profundidad de 20 m. Entre los estratos semidesprendidos que forman el techo, pueden observarse una serie de conductos hídricos de aportación, cuyos restos son visibles asimismo, aunque en una escala mucho menor, en los productos clásticos del piso.

Hacia el S., la amplia sala, después de presentar bellas formaciones estalagmíticas, una de las cuales alcanza los 4 m. de altura, termina en un brusco escalón vertical de 16 m., que puede ser sal-

COVA SANTA

Ibiza

según

J.M. THOMAS CASAJUANA

J. MONTORIOL POUS

1953



Sección longitudinal



Sección A-B



Sección C-D

Figura 3

vado sin ayuda de material gracias a un paso existente al W. del mismo, entre las manifestaciones litogénicas. Al fondo de la mencionada vertical, se halla una oquedad de 20 m. por 14 m. cuyo techo se eleva a 20 de altura. El piso se halla ocupado por grandes bloques, entre los cuales se halla, a 34., el punto más profundo de la caverna.

La sala presenta un buen desarrollo del proceso quimiolitogénico. El salto de 16 m. se halla recubierto por una magnífica colada, mientras que en dirección S, se observan grandes estalactitas. Al E. puede apreciarse una colada rota, notablemente estratificada, formada a expensas de un plano de estratificación por el que se efectuaba un cierto aporte hídrico y que posteriormente se vino abajo. Hacia el centro se hallan algunos bloques «encapuchados» por formaciones litogénicas, claro indicio de otros aportes hídricos a través del techo.

Hacia el S., y después de una estrecha galería de 6 m. de longitud entre concreciones, se inicia una sala ascendente de 32 m. de longitud, según la dirección N-S., cuya anchura máxima alcanza los 14 m. El piso, de una inclinación oscilando alrededor de los 30°, se halla totalmente ocupado por arcilla, que se ha acumulado en considerable espesor en la parte inferior de la misma. Una cata de 2,5 m. de profundidad da la siguiente sucesión de arriba a bajo:

- 0,25 m.—Derrubios modernos.
- 1,00 m.—Alternancia de capas de arcillas y arenas, perfectamente estratificadas.
- 1,25 m.—Arena con brechas de cantos calizos.

Además de la significación de estas arcillas estratificadas (5) hay que hacer notar que existen estalagmitas in situ, englobadas en la masa arcillosa, cosa perfectamente visible en la cata efectuada, que ha puesto al descubierto una estalagmita que solo asoma por encima de la misma.

c) *Espeleometría*

Recorrido total	160 m.
Profundidad máxima.	34 m.
Area.	820 m. ²

El perímetro y el área de todas las cavidades las daremos reducidas a la horizontal.

d) *Origen y evolución.*—El avanzado estado evolutivo en que se halla la cavidad, hace difícil la investigación de las primeras fases de la misma. Sin embargo, la disposición general topográfica y morfológica, así como el buzamiento de los estratos, ponen de manifiesto que su origen hay que buscarlo en un pretérito curso hídrico subterráneo de dirección y sentido S. N.

La substitución de la circulación activa por una fase de lentas infiltraciones, dió lugar a un gran hundimiento en la porción septentrional del talweg hipógeo, que, a la par que desorganizó el sistema, puso la cavidad en comunicación con el exterior.

Posteriormente se produjo una nueva fase de aguas fluyentes, de importancia mucho menor que la primera. Estas aguas, que llevaban en suspensión una considerable carga arcillosa, se estancaban debido al barraje que hay en la porción terminal de la sala S., formando un pequeño lago que desaguaba por un emisario constituido por la galería S. N., existente en la porción W. En el embalse se producía la sedimentación de las arcillas, dando lugar al depósito que ya hemos descrito, en el que se aprecian los períodos de calma y las fases de crecida. Como ya indicamos, el depósito arcilloso engloba formaciones quimiolitogénicas, lo que pone de manifiesto que entre el período clástico y la nueva fase de aguas fluyentes, se desarrollaron los procesos de reconstrucción observables en la cavidad.

Debido al lago intercalado, el agua del emisario proseguía su camino libre de arcilla, lo cual fué la causa de la no existencia de la misma en el depósito de bloques de la gran sala central. Pero

el agua del lago no era sólo evacuada por el emisario, sino que se infiltraba por muy diversos puntos, circulando posteriormente bajo el cúmulo de bloques citado, socavando sus cimientos y dando lugar a un progresivo hundimiento del mismo (subsistencia) (7) que originó la gran sala central, cuyo techo se halla a 20 m. sobre el piso.

Resumiendo pues, en la evolución de la Cova Santa se han sucedido las siguientes fases:

1) *Fase erosiva*.—Formación de un talweg hipógeo de dirección y sentido S. E.

2) *Fase clásica*.—Hundimiento sobre la porción septentrional del talweg. Se abre la comunicación con el exterior.

3) *Fase litogénica*.—Desarrollo de las formaciones reconstructivas de la cavidad.

4) *Sedimentación de arcillas y subsistencia del caos de bloques*.—Una suave fase de aguas fluyentes, de poca importancia, y por el mecanismo del lago intermedio ya descrito, da lugar a ambos fenómenos conjuntamente.

2) *Avenc des Puig de S' Avenc*

a) *Situación*.—A 2,25 Km. al WNW. de San José, se halla uno de los vértices más elevados de la isla, cuyo nombre es altamente demostrativo: Puig de S' Avenc. En la misma cima de este monte constituido por calizas triásicas, y a 339 m. de altitud, se abre la boca de la sima.

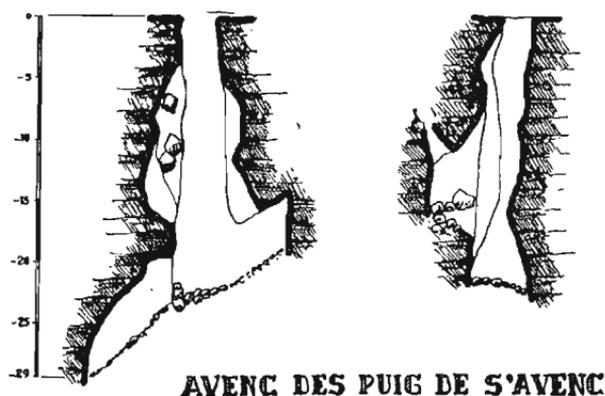
b) *Descripción y morfología*.—La sima se halla constituida por un único pozo de 22 m. de profundidad, asentado sobre una diclisa NW.-SE, a lo largo del cual se observan manifiestos signos de erosión. El fondo se halla ocupado por materiales clásticos mezclados con arcilla.

A los 18 m., en dirección W., el pozo se expansiona en una pequeña oquedad con algunos bloques en precario equilibrio, en

cuyo extremo occidental existe una chimenea de exiguas dimensiones.

En el fondo se abre una galería hacia el NW, en la que se ha realizado intenso trabajo artificial, por la que se desciende hasta los -29 m., punto de máxima profundidad de la sima.

c) *Origen y evolución.*—La morfología de esta cavidad es claro exponente de su antiguo funcionamiento como sumidero, debiendo su desarrollo a una pérdida originada a expensas de una diaclasa N. 45 W. Sin embargo, no toda el agua era colectada por el pozo principal, existiendo una parte lateral a través de la chimenea W., que confluenciaba en el punto -18 m.



AVENC DES PUIG DE S'AVENC

Ibiza

según

J. M. THOMAS CASAJUANA

y

J. MONTORIOL PONS

Figura 4

La situación de la boca, en el mismo vértice del Puig de S'Avenc, indica claramente que su origen se halla en relación con un relieve preactual, tratándose de una «sima residual» (4).

Al quedar el sumidero muerto, éste debió ser bruscamente privado de cualquier manifestación hídrica, por cuanto la primitiva

morfología no ha sido enmascarada en lo más mínimo por el efecto de la fase de lentas infiltraciones (litogénesis, procesos clásticos), que suele seguir al fin de un período de absorción activa. En efecto, no se observa prácticamente el menor desarrollo de la morfología de reconstrucción y la clástica se halla sólo representada, con escaso desarrollo, en la pequeña cavidad W.

3) *Cova dels Set Fumarals*

a) *Situación.*—Las bocas de la Cova dels Set Fumarals se abren en las calizas del Jurásico superior, y a unos 100 m. sobre el nivel del mar. Su emplazamiento se halla, aproximadamente, a 3 Km. al WEW. de la ciudad de Ibiza.

b) *Descripción y morfología.*— Tal como indica claramente su toponimia («fumaral» en dialecto ibicenco significa chimenea), se trata de un conjunto de cavidades comunicando con el exterior mediante siete aberturas, más o menos verticales. Dichas bocas se hallan alineadas según dos direcciones: N. S. las 1, 2 y (ver plano); y E.-W. las 4, 5, 6 y 7. Penetrando por ellas se alcanzan diversas cavidades intercomunicadas entre sí, que forman dos grupos aislados: el N., enlazando las bocas 5, 6 y 7; y el S., enlazando las bocas 1, 2, 3 y 4.

El grupo N. es de reducidísimas dimensiones, hallándose formado por un pozo de entrada y dos galerías de 7 m. (E.-W.) y 5 m. (SE.-NW) respectivamente. Su máxima profundidad es de .8 m. y la única morfología presente es la de erosión.

El grupo S. es de mayores dimensiones. Al E. de las bocas 1, 2 y 3 se halla una cavidad de 14 m. según la dirección E.-W., por 12 m. según la dirección N.-S., a la que siguen una galería horizontal de 15 m. (dirección SW.-NE.) y dos galerías ascendentes de unos 14 m. cada una, que conducen a la base del pozo que comunica al exterior mediante la boca 4. La morfología clástica se halla muy escasamente representada, la litogénica se presenta algo más desarrollada y denotando ser antigua; pero la morfología amplia-

mente denominante, y que alcanza elevada importancia es, al igual que en el conjunto N., la de erosión. El punto de mayor profundidad se halla a -20 m., contados a partir de la boca 4.

b) *Espeleometría*

Recorrido total..	90 m.
Profundidad máxima.....	-20 m.
Area.....	310 m. ²

c) *Origen y evolución.*—Se trata de un conjunto de cavidades relacionadas con un antiguo campo de lapiaz, borrado en la actualidad gracias a la acción de la erosión epigea normal. En efecto, se trata de un fenómeno muy corriente el hecho de existir en las formaciones de lenar, series de conductos absorbentes, que desembocan en cavidades comunes producto de su propia intercomunicación.

El fenómeno es muy claro entre las bocas 5 y 6, pudiéndose apreciar claramente como la común cavidad subyacente es el producto de la intersección producida durante el desarrollo de los dos pequeños pozos contiguos. Un ejemplo de idéntico fenómeno, abortado por cese brusco del mecanismo, lo tenemos entre las vecinas bocas 4 y 5. Debemos hacer notar, no obstante, que el progreso de la intercomunicación no es el factor exclusivo en el desarrollo de la cavidad, por cuanto no se puede afirmar que la oquedad principal sea el producto de tal intersección entre los colectores 1, 2, 3 y 4, sino, más propiamente, de la acción de las aguas colectadas por todos ellos obrando a través de las fisuras preexistentes en la roca caliza. La morfología de erosión dominante corresponde a esta primera fase de la evolución de la caverna.

Al ser arrasado el campo de lapiaz, por un mayor desarrollo de la erosión normal sobre la kárstica, cesó el funcionamiento del conjunto de cavidades, por cuanto la absorción hídrica provenía sólo en parte del agua de precipitación colectada por las fisuras

del campo y en mayor proporción de las condensaciones internas que tenían lugar en las mismas, incluso en ausencia de una serocirculación hacia una boca inferior (12).

Al cesar los mecanismos de condensación y colector, no sólo cesó la fase de absorción activa, sino que incluso las infiltraciones

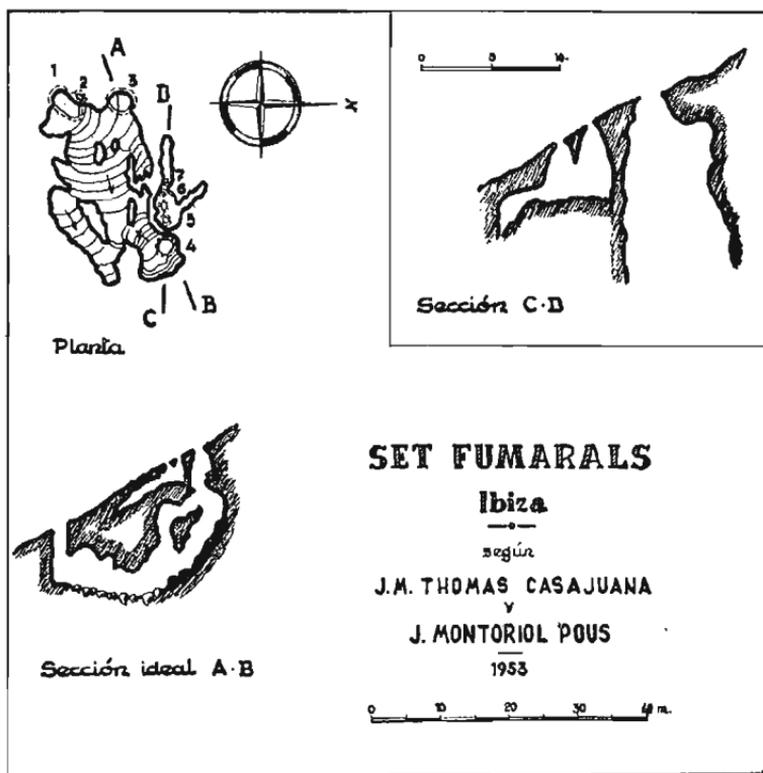


Figura 5

de tipo lento fueron muy escasas, lo que explica claramente el gran predominio de la morfología de erosión sobre los demás tipos.

Resumiendo pues, en la evolución de la cueva de Set Fumarals se han sucedido las siguientes fases:

1) Tanto las precipitaciones, como los fenómenos de condensación producidos en las fisuras de un pretérito campo de lapiaz, dan lugar a una absorción hídrica múltiple a través de varios conductos, cuya intercomunicación final da lugar a la caverna. *Morfología de erosión dominante*

2) La erosión epigea normal da lugar al arrasamiento de la formación de lenar, cesando los anteriores fenómenos, que fueron sustituidos por escasas infiltraciones. *Morfologías secundarias.*

REGION SE.

Topográficamente incluye sólo los pequeños relieves cercanos a Ibiza ciudad (Guixa, 280 m.), a Sta. Eulalia (219 m.) y a San Carlos (230 m.), separados por llanuras con terrenos miocenos y cuaternarios.

Los montes citados están constituidos por calizas triásicas y jurásicas, faltando los terrenos cretácicos. Estructuralmente toda esta zona está comprendida en la serie de Ibiza, formando pliegues con vergencia NW.

En esta región hemos explorado las siguientes cavidades:

1) *Cova Regals*

a) *Situación.*—Al E. de la rada de Ibiza se levanta un macizo montañoso de escasa importancia, cuyas últimas estribaciones mueren junto al mar. En las calizas triásicas de las vertientes orientales del monte Guixa, que forma parte de dicho macizo, se abren las bocas de la Cova Regals, a unos 130 m. de altura sobre el nivel del mar,

b) *Descripción y morfología.*—La primera sala de la caverna, de 16 m. por 16 m., comunica con el exterior mediante dos aberturas orientadas al E. Esta primera oquedad presenta el piso ocupado por un acúmulo de materiales clásticos, sobre los que, en algunos puntos, se ha desarrollado un proceso litogénico. Este mismo pro-

ceso, aunque ampliamente representado en paredes y techo, no consigue enmascarar ni los antiguos conductos hídricos que desembocan en la sala, ni las alineaciones de los restos de otros conductos con sus características marmitas invertidas.

Hacia el W., y formando un brusco recodo de casi 90°, se inicia una exigua galería, antiguo conducto hídrico bajo presión, que presenta magníficos signos de erosión.

A los 9 m. se desemboca en un balcón que domina la segunda cavidad de la caverna, cuyas máximas dimensiones son 25 m. por 24 m., según las direcciones N.-S. y E.-W. respectivamente. La morfología litogénica se halla ampliamente representada en paredes y techo (coladas, estalactitas, estalagmitas y columnas, alguna de las cuales mide 6 m. de altura), mientras que el piso se halla exclusivamente formado por una ingente capa de productos clásicos, en parte cementados por el proceso litoquímico.

El gran desarrollo de las formas de reconstrucción impide ver la primitiva morfología en la mayor parte de la oquedad (pueden apreciarse no obstante algunas diaclasas NE.-SW. y NW.-SE.). Sin embargo, en el ángulo NE. de la misma, ésta es claramente observable (ver extremo superior izquierdo de la sección A-B del plano de la cueva). Estudiando la tal zona desde la sala, se aprecia como una característica galería de erosión (galería de entrada) penetra en la oquedad en forma de tubo y aguantándose sobre vacío, hallándose su suelo y su pared S. formados por una delgada lámina de roca que la aísla de la cavidad. Tanto a su lado y a idéntico nivel, como debajo, aislados sólo por las delgadas láminas rocosas descritas, se aprecian retazos de otros conductos, siendo por lo tanto el conjunto sólo el resto de una formación de varios planos reticulares superpuestos. Unos metros más abajo comienza el gran caos de bloques, hallándose en los mismos claros restos de conductos hundidos y fracturados, mientras que a escasa distancia, y frente a los descritos conductos aun sin destruir, se aprecian restos de la continuación de los mismos en la roca firme de las paredes. (Hemos descrito minuciosamente esta porción de la cueva por

COVA REGALS

Ibiza

según

J. M. THOMAS CASAJUANA

y

J. MONTORIOL PONS

1953



Figura 6

el gran interés espeleogénico que presenta y que veremos en el respectivo apartado).

En el extremo S. de la amplia oquedad pueden ascenderse 14 m. por una fuerte rampa totalmente recubierta por una colada. La parte superior presenta una sorprendente riqueza de estalactitas, estalagmitas y columnas, algunas de ellas rotas y desplazadas por un movimiento de soliflucción (7) (8) (16). La disposición de las estalactitas indica la presencia de diaclasas N.-S.

Descendiendo por entre los materiales clásticos puede alcanzarse una complicada red de galerías, formada por los espacios que han quedado libres entre los bloques, por las que se alcanza el piso autóctono, recubierto por una capa de arena fina, que se halla a 22 m., punto de mayor profundidad de la cueva. En los bloques la litogénesis muestra pretéritos niveles acuíferos.

c) *Espeleometría*

Recorrido total.....	150 m.
Profundidad máxima.....	22 m.
Area.....	580 m. ²

d) *Origen y evolución.*—La descripción de la porción NE. de la segunda cámara de la caverna, que hemos efectuado con todo detalle, pone ya de manifiesto el origen glyptoclástico (11) de la formación, cosa que aparece reafirmada por la disposición general de la misma. Se trata del primer proceso glyptoclástico no totalmente concluído que hemos hallado, ya que las múltiples cavernas obedeciendo a tal origen, por nosotrosexploradas, se encontraban en la última fase de tal ciclo evolutivo, por lo que las fases intermedias deducidas no pasaban de ser una conclusión teórica (11), que se ha visto confirmada durante la exploración de la presente cavidad.

Posteriormente a la descrita primera fase, la caverna fué parcialmente inundada por aguas tranquilas, cuyos niveles pone de manifiesto la litogénesis desarrollada en los laberintos inferiores del caos de bloques.

La sustitución de las corrientes hídricas por una fase de lentas infiltraciones, dió lugar al magnífico desarrollo de los y rocosos de reconstrucción, observables principalmente en la segunda sala, bellamente ornamentada por las formaciones litogénicas, que culminan con una columna de 6 m. de altura.

Después de la fase litoquímica se ha desarrollado un movimiento de soliflucción en el sentido S. N., claramente observable en la rampa S. de la segunda sala, que ha producido la fractura de numerosas columnas seguida de desplazamiento de su parte inferior.

Resumiendo pues, en la evolución de la Cova Regals se han sucedido las siguientes fases:

1) Primitiva disposición polirreticular con circulación a presión, seguida de intercomunicación por hundimiento, con formación de espaciosas oquedades. *Fase glyptoclástica.*

2) Lentas infiltraciones que dan lugar a un gran proceso reconstructivo, a la par que inundan las porciones inferiores de la caverna. *Fase litogénica.*

3) Desplazamiento de los materiales clásticos, ya cementados (rampa S.), con rotura y desplazamiento de columnas. *Fase de soliflucción.*

2) *Avenc des Ramells*

a) *Situación.*—El avenc des Ramells, la cavidad más importante que estudiamos durante nuestra campaña espeleológica en la isla de Ibiza, abre su boca a 100 m. de altura sobre el nivel del mar y a 300 m. de la carretera Ibiza-San Carlos, entre los kilómetros 25 y 26. La caverna se desarrolla en las calizas del Trias, hallándose emplazada en las vertientes del Puig Argentera.

b) *Descripción y morfología.*—Se penetra en la sima por una boca alargada de unos 5 m. de longitud, en la que se aprecian signos de erosión, a la que sigue una rampa casi vertical que se hunde hasta los 14 m. Al fondo de la misma se halla una cavidad en forma de delta que mide 20 m. según la dirección N. S., por 18 m. según la dirección SE.-NW. El piso se halla ocupado por una importante capa de materiales clásticos, algunos de gran tamaño, que forman suave pendiente descendente hacia el N., hasta los 20 m.

Hacia el S. de la descrita oquedad, y detrás de un amontona-

miento artificial de productos clásticos, existe una pequeña sala y algunos pesadizos que no son más que espacios libres entre los bloques. Por el contrario, hacia el N. y el NE. la caverna se continúa en importantes galerías.

Hacia el N. Se desarrolla una galería, extraordinariamente accidentada, de 42 m. de longitud y 5 m. a 6 m. de anchura media, cuyo techo llega a elevarse a 12 m. de altura. Apenas iniciada, se halla en medio de la misma, un pozo de 8 m. de profundidad (fondo a 28 m.) con muestras de intenso trabajo artificial, abierto totalmente en una gruesa capa de arcillas algo margosas. A 8 m. del mismo, y presentando idénticas particularidades, se encuentra otro pozo, que se inicia como fuerte rampa, cuyo fondo alcanza los 32 m. Poco después la bóveda comienza a elevarse y el piso aparece cubierto por productos clásticos de gran tamaño, recubiertos por formaciones litogénicas posteriores, que culminan en un bloque de 15 m. + 4 m. + 7 m. que divide en dos la galería (ver sección C-D). Por entre las paredes occidentales y el citado bloque (es de notar la existencia de un proceso litoquímico anterior al clástico, puesto de manifiesto por estalactitas horizontales en restos clásticos) se asciende por fuerte rampa, y tras forzar un estrecho paso entre concreciones, se desemboca en una sala cuyas paredes presentan un magnífico desarrollo de la quimiolitogénesis. En el extremo de la oquedad hay un paso por el que puede descenderse hasta un laminador ciego, de 7 m. de longitud, y la boca de un pozo de 6 m. de profundidad, que se continúa por otro pozo y una minúscula galería que alcanza los -33 m., punto de máxima profundidad de la cavida. Esta última zona es de peligrosa exploración debido a la presencia de elevada concentración de dióxido de carbono.

Hacia el NE, se inician dos galerías. La más oriental, que se puede alcanzar bien sea fácilmente desde el fondo de la primera sala o a través de un difícil paso que se indica al E. del mismo pozo de entrada, tiene una longitud de 27 m.

La galería restante, se desarrolla rectilíneamente, según la dirección SW.-NE., durante 35 m., al término de los cuales gira hacia

el E. y muere, fosilizada por la quimiolitogénesis, 6 m., después. Todo el tramo final presenta un marcado desarrollo de los procesos reconstructivos, pudiéndose observar coladas en forma de cascada (dirección del agua: fondo galería boca), estalactitas, estalagmitas y gours. Su tramo inicial es muy interesante por el hecho de existir en el mismo dos niveles de costra estalagmítica, aguantada sobre el vacío, a las alturas de 3 m. y 5 m.

A los 20 m. de recorrido, la citada galería atraviesa una pequeña sala de la que parte otra galería hacia el SE., a la que se llega después de escalar, y descender por el lado opuesto, una especie de collado formado por un macizo litogénico. Su recorrido, que alcanza los 37 m., presenta muchas dificultades, hallándose su terminación (-22 m. de profundidad) colmatada por la arcilla.

c) *Espeleometría*

Recorrido total.	267 m.
Profundidad máxima.....	-33 m.
Area.....	590 m. ²

d) *Origen y evolución.*—Se trata de un importante aparato de drenaje, residual, relacionado con un relieve pretérito. Las aguas discurrían por un talweg hipógeo, cuyos restos constituyen la galería principal de la cavidad, siguiendo el sentido S.-N. Un importante aporte hídrico lo constituía lo que es hoy pozo de entrada, cuyas abundantes muestras de erosión ponen de manifiesto se trata de un antiguo sumidero.

En lo que actualmente es parte terminal de la Galería Principal, y en su porción superior, se aprecian claros indicios de aportes hídricos secundarios en sentido contrario al primeramente citado. Las aguas absorbidas eran evacuadas por el sistema S. de pozos y galerías.

En cuanto a las galerías orientales, la disposición de las formaciones litogénicas (coladas y gours) indica claramente que la co-

riente hídrica seguía el sentido NE.-SW., o sea que se trataba de un curso afluente del principal. Sin embargo, la circulación intermitente que dió origen a tales manifestaciones reconstructivas, nada tiene que ver con el origen de las galerías: es más, las costras estalagmíticas aguantadas sobre el vacío desarrolladas en ellas, ponen de manifiesto la existencia de dos fases de colmatación arcillosa, con posterior sedimentación litogénica, intercaladas entre la circulación hipógea responsable del origen de las galerías, y la circulación intermitente que dió origen a los gours. No obstante, nada podemos afirmar respecto a la antigua circulación hídrica, que pudo ser afluente, al igual que la más moderna, o difluente, habiéndose producido una inversión.

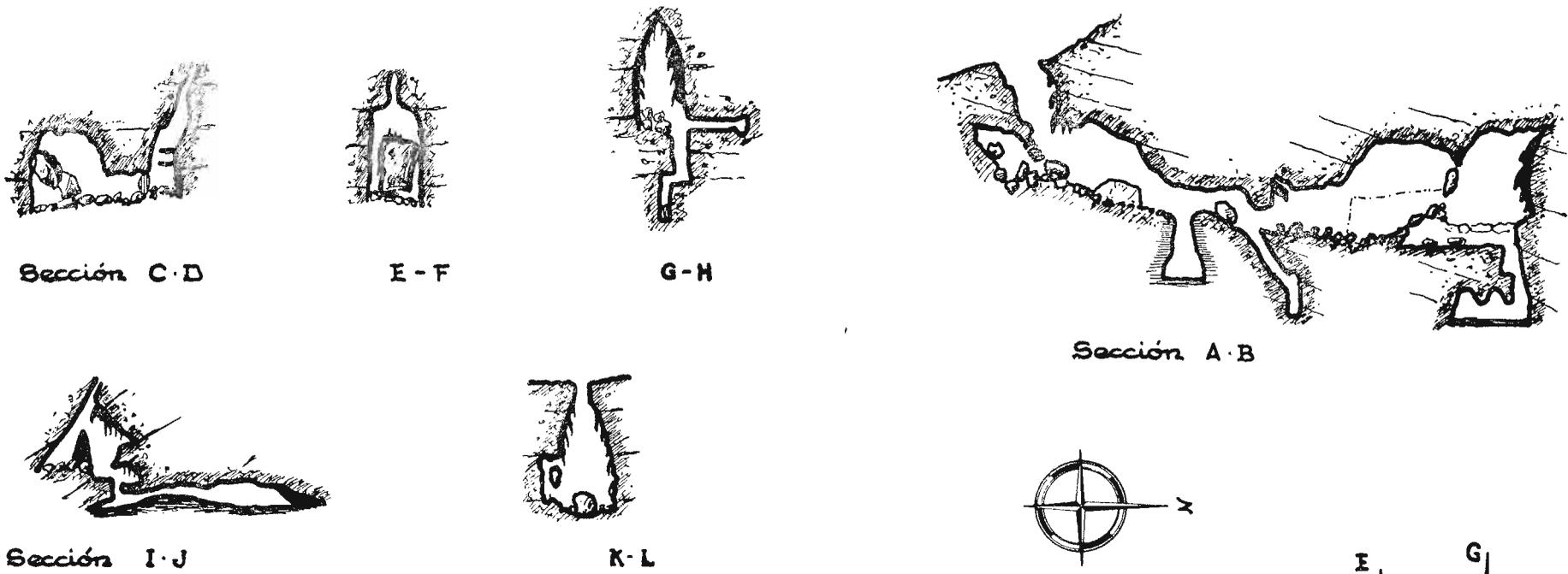
Al ser sustituida definitivamente la circulación activa por la fase de lentas infiltraciones, comenzó en gran escala el desarrollo de los procesos clásticos y litogénicos. En las galerías laterales solo se observa un proceso reconstructivo continuo, mientras que en la Galería Principal la quimiolitogénesis fué dividida en dos fases por importantes procesos clásticos: en efecto, se observan sobre los bloques restos estalactíticos dispuestos horizontalmente o con inclinaciones diversas (fase reconstructiva anterior al hundimiento), y formas estalagmíticas de desarrollo perfectamente vertical (fase reconstructiva posterior al hundimiento).

La evolución de la sima se resume pues, en las siguientes fases:

1) *Primera fase de circulación activa.* Establecimiento de un talweg hipógeo principal de dirección y sentido S. N., y de otros secundarios, cuya circulación no puede precisarse si era afluente o difluente del principal.

2) *Fases de colmatación.* Colmatación arcillosa de la cavidad en varias fases, separadas por períodos litogénicos (costras a 3 m. y 5 m. de altura).

3) *Segunda fase de circulación activa.* Desmantelamiento (total en las galerías laterales, parcial en la principal) de los depósitos arcillosos, no quedando más que las costras estalagmíticas. La fase final fué de circulación intermitente (gours).



AVENC DES RAMELLS

Ibiza

Plano geomorfológico levantado por

J.M. THOMAS CASAJUANA

y

J. MONTORIOL PONS

1933

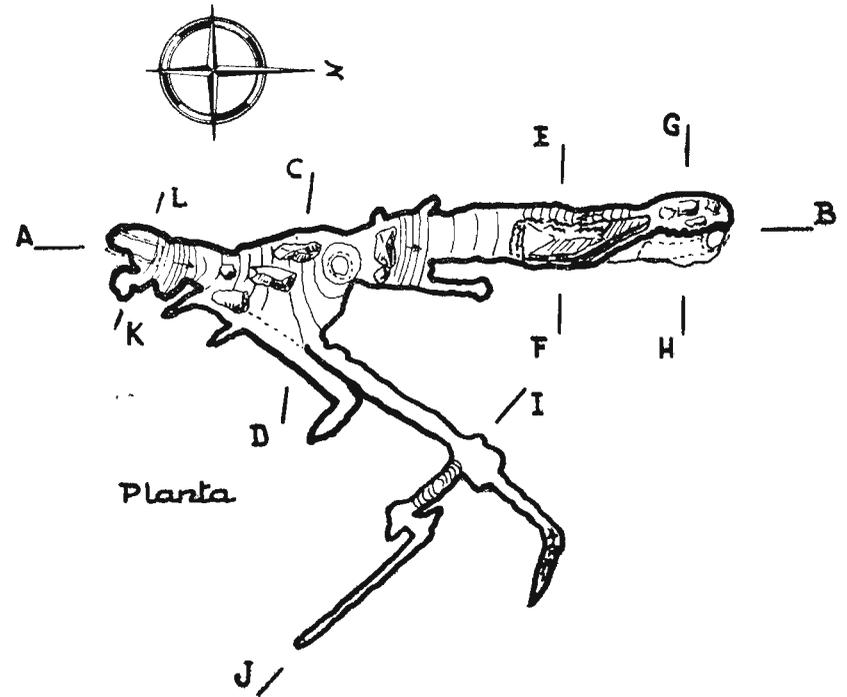


Figura 7

4) *Fase de lentas infiltraciones.* a) Primer período litogénico (restos en bloque). b) Período clástico. c) Segundo período litogénico.

REGION N.

Topográficamente está constituida por dos alineaciones montañosas paralelas a la costa. La alineación principal, que es la más interior, se extiende desde la Cala Salada, al N. de la bahía de San Antonio, hasta la cala de San Vicente, en la costa NE. de la isla. Las alturas principales están en su terminación E. (Sierra de la Mola Turnos, 409 m.), siendo curioso notar que los torrentes que atraviesan perpendicularmente esta alineación de colinas, vierten sus aguas hacia la costa S., que dista en promedio unos 8 a 10 km.

La alineación más septentrional se levanta junta a la misma costa, dando lugar a ingentes acantilados, y extendiéndose desde el promotorio del Cabo Nonó hasta la Punta de Serra.

Entre ambas alineaciones montañosas no se abre una depresión continua, sino solamente unos collados de menos altitud y, en algunos puntos, unas depresiones aisladas recubiertas de cuaternario. Nosotros sólo hemos visitado la depresión de Corona (o de Sta. Inés) pudiendo apreciar que se trata de un extenso polje de unos 3 km.² de extensión, con desagüe por sumideros. El citado polje se halla en vías de ser cortado por la erosión marina.

En el mapa geológico a escala 1: 50.000 de Spiker y Haanstra, se marcan otros dos manchones de cuaternario, de forma asimétrico circular, en San Mateo y San Juan. Su situación similar a la de Corona, nos hace creer, especialmente para el llano de San Mateo, que también se trata de poljes. Sería interesante comprobar este extremo, que demostraría la existencia de un extenso Karst, ubicado en las depresiones entre las dos alineaciones montañosas del N. de la isla, hoy día en vías de decapitación por la erosión ascendente de los arroyos que desaguan al S. de la isla, y por la erosión marina que bate energicamente la costa N.

1) *Es Pouás*

a) *Situación.* La grandiosa boca de la sima de Es Pouás se abre a 125 m. sobre el nivel del mar, en las calizas urgonienses de los montes del ENE. de Santa Inés (Corona), a 1,5 km. de la costa N. de la isla.

b) *Descripción y morfología.* Atravesada la boca, cuyo diámetro oscila alrededor de los 14 m., se descienden verticalmente unos 13 m., hasta alcanzar el piso del pozo, ocupado por materiales clásticos mezclados con arcilla. Hacia el S. se desarrolla una estrecha galería de 10 m. de longitud, mientras que hacia WNW. se abre un amplio pórtico que comunica con las cavidades principales.

Al SW. existe una gran oquedad cuyo piso se hunde en dirección SE., alcanzado los 22 m., punto de máxima profundidad de la sima. Casi la totalidad de la rampa se halla formada por una acumulación de grandes bloques, sobre los que se ha desarrollado una intensa litogénesis, la cual culmina hacia el N. con la formación de una columna de 4 m. de diámetro. En el extremo W., punto superior de la oquedad, se aprecian restos de una antigua fase erosiva anterior a los procesos clásticos, mientras que hacia el N. se observan bloques erosionados. Las dimensiones del conjunto son de 31 m., según dirección NW.-SE., por 20 m., según la dirección NE.-SW.

La dirección opuesta, o sea al NE, se desarrolla una galería de 22 m. de longitud por 4 de anchura, en cuya porción terminal se observa un depósito de sedimentación en el que alternan las capas de arcilla con las costras calizas.

c) *Espeleometría*

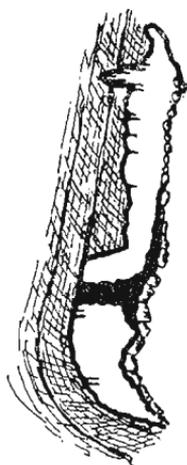
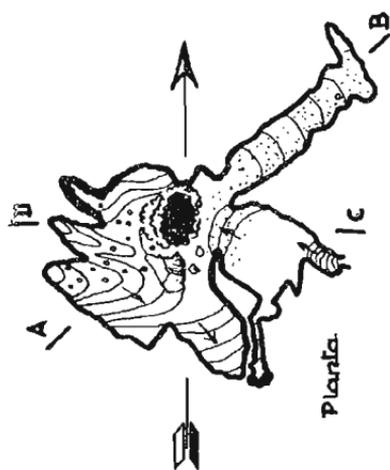
Recorrido total.	115 m.
Profundidad máxima.....	22 m.
Area.....	525 m. ²

ES POVAS

Ibiza

según

J.M. THOMAS CASAJUANA
y
J. MONTORIOL POU



Sección A.P.



Sección C.P.

Figura 8

d) *Origen y evolución.*—El origen de Es Pouás hay que buscarlo en el escurriamiento hídrico, adaptado a la estructura del paraje, que seguía aproximadamente el sentido WNW. ➤→ESE. Esta circulación tenía lugar a través de los planos de estratificación, descendiendo hacia la porción oriental, y presentando una anchura notable.

El progresivo desarrollo del sistema de anchura, ayudado por la decalcificación, fué precisamente lo que acabó determinando un hundimiento sobre el talweg, formándose con ello el pozo de entrada—que no es por lo tanto un pozo de absorción, aunque se observen en él algunos localizados signos de corrosión debido al agua de lluvia que se escurre por sus paredes—, y entrando la cavidad en comunicación con el exterior. Este hundimiento contribuyó a dar a las galerías terminales el aspecto que presentan en la actualidad, falseando en parte su orientación aparente, al rellenar parcialmente la base de las mismas que se expansionaba enlazando el conjunto.

Las lentas infiltraciones que siguieron al período activo continuaron empleando la misma vía para su descenso, dando lugar a un amplio proceso quimiolitogénico que cementó el caos de bloques de la gran cámara occidental. Se produjeron asimismo infiltraciones a través de las fisuras de las bóvedas, dando lugar a numerosas formaciones estalactíticas y al importante macizo estalactítico-estalagmítico que existe en la entrada de la citada cámara.

Resumiendo pues, en la evolución de la sima de Es Pouás se sucedieron las siguientes fases:

- 1) *Fase erosiva.*—Circulación según el sentido WNW. ➤→ESE.
- 2) *Fase clásica.*—Hundimiento sobre el talweg hipógeo. Formación del pozo de entrada.
- 3) *Fase litogénica.*—Cementación del caos de bloques y formación de estalactitas y columnas.

2) *Avenc des Torrent de Sa Mortera*

a) *Situación.*—A escasos metros de desnivel con respecto al talweg del torrente de Sa Mortera, y a 1,5 km. de la cabecera del mismo, se abren las dos bocas de la sima de idéntico nombre. La

cavidad se halla enclavada en las calizas jurásicas, a unos 175 m. sobre el nivel del mar.

a) *Descripción y morfología.*—Penetrando en la sima por la boca sur-oriental, se desciende 8 m. llegándose a la cima de una gran rampa, ocupada por productos clásticos de origen externo, por la que se desciende hasta los 22 m., punto de máxima profundidad.

A los -16 m., atravesando un laminador, se desemboca en una cavidad vecina, cuya primera porción se halla ocupada por productos clásticos autóctonos, con signos de haberse hallado sumergidos, pues sobre ellos se han desarrollado pequeños estalagmitas «en seta». El espacio no ocupado por los bloques se presenta recubierto por una espesa capa de arcilla, resultado asimismo del estancamiento de aguas.

En el extremo de la oquedad existe una rampa formada por materiales clásticos externos, por la que se ascienden 7 m., llegándose a 7 m. debajo de la boca nor-occidental del sistema.

La morfología de erosión es la única que se aprecia sobre el techo y paredes.

c) *Espeleometría*

Recorrido total.....	75 m.
Profundidad máxima.....	22 m.
Area.....	375 m. ²

d) *Origen y evolución.*—Se trata de dos antiguos sumideros, cuyo desarrollo se halla íntimamente ligado con el del talweg del torrente de Sa Mortera. En efecto, durante la época de su activo funcionamiento, las bocas de ambas cavidades, entonces totalmente independientes, se abrían en el mismo talweg, que se desarrollaba unos metros por encima de su nivel actual.

La morfología de erosión dominante data de esta época, siendo un magnífico ejemplo de ella la galería descendente que sigue al pozo SE., con su característica sección semicircular, por hallarse

la mitad inferior de la misma invadida por materiales clásticos de origen puramente externo, que fueron arrastrados al interior por las aguas absorbidas.

Al ir progresando ambos sumideros independientemente, en extensión y profundidad, llegó un momento que se produjo la intercomunicación. La mayor profundidad y disposición del aparato SE., indica que fué el sumidero NW. el que desembocó en el mismo.

La descrita fase de erosión finalizó debido al desplazamiento

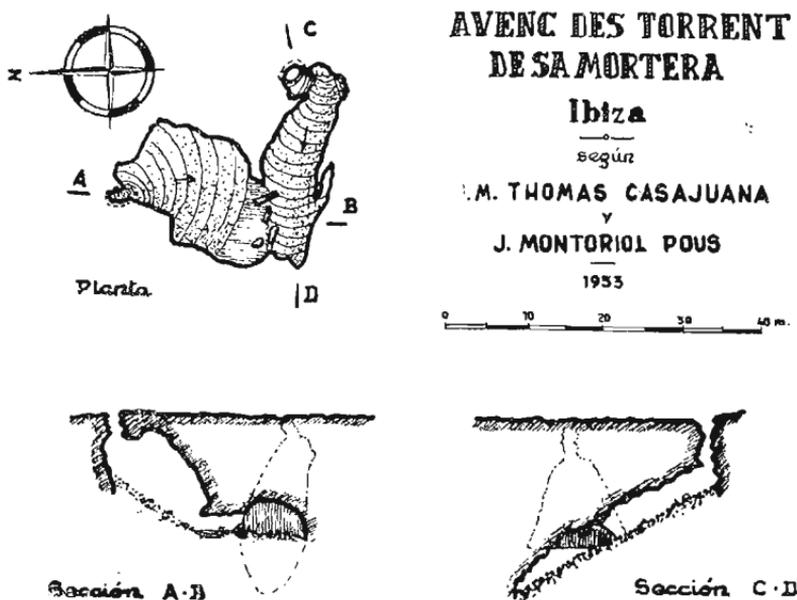


Figura 9

del talweg epigeo, que dejó las bocas de ambos sumideros colgadas unos metros sobre el mismo, siendo sustituida la absorción activa por una fase de lentas infiltraciones (9) (10). Estas dieron lugar al pequeño proceso clástico que se observa en los alrededores del punto de conjunción de ambas formaciones.

Aun en la actualidad, y sólo en períodos de máximas precipita-

ciones, existen abundantes infiltraciones hídricas en la cavidad, que dan lugar a un estancamiento de aguas en el fondo de la gran cámara del primitivo sumidero NW., que han dado lugar a un importante depósito de arcillas. Estas aguas, en períodos más húmedos, llegaron a cubrir los materiales clásicos de la zona de enlace, como lo prueban las características estalagmitas «en ésta» desarrolladas sobre los mismos.

Resumiendo pues, en la evolución de la sima cabe distinguir las siguientes fases:

1) Las bocas de los dos sumideros se abren en el mismo talweg del torrente, funcionando activamente. Las aguas arrastran al interior gran cantidad de materiales clásticos externos. Por sucesivo desarrollo ambas formaciones se intercomunican. *Morfología de erosión y conos de derrubios de naturaleza epigea.*

2) El talweg del torrente se desplaza dejando las bocas colgadas. Las lentas infiltraciones producen hundimientos en la zona de intercomunicación. *Morfología clástica.*

3) En época de fuertes precipitaciones se infiltra, aún en la actualidad, abundante agua en la caverna. *Estalagmitas «en seta» y depósitos de arcilla.*

MEDICIONES TERMICAS

Debido al poco tiempo disponible para la campaña, éste se empleó exclusivamente para el estudio topográfico y geomorfológico de las cavidades exploradas, no efectuándose investigación espeleometeorológica alguna sobre dinámica o distribución (12), y sólo una única medición térmica en cada caverna, cuyos resultados transcribimos a continuación:

- 1) *Cova Santa* (centro sala, a -28 m.), $t.^a=14.^{\circ}$ C.
- 2) *Avenc des Puig de s'Avenc* (fondo del pozo, a -21 m.), $t.^a=17.^{\circ}$ C.
- 3) *Cova dels Set Fumarals* (centro sala, a -18 m.), $t.^o=19.^{\circ}$ C.
- 4) *Cova Regals* (extremo W. de la 2.^a sala, a -12 m.), $t.^o=17.^{\circ}$ C.

- 5) *Avenc des Ramells* (centro de la gran galería, a -20 m.), t.^o=14.^o C.
- 6) *Es Pouás* (Centro sala a -15 m.), t.^o=17.^o C.
- 7) *Avenc des Torrent de Sa Mortera* (centro sala del sistema NW., a-14 m.), t.^o=17.^o C.

CONSIDERACIONES GENERALES

Resumiendo las observaciones realizadas en las diferentes cavidades exploradas, se pueden exponer las siguientes consideraciones:

a) Todas las cavidades pertenecen a la zona de absorción, no habiéndose hallado ninguna surgencia. Ello puede ser debido simplemente a casualidad, pero es más probable que se deba a que las zonas de surgencia están actualmente recubiertas por la sedimentación cuaternaria, o se hallen sumergidas bajo el nivel del mar.

b) El factor común a todas las cavidades exploradas es su gran antigüedad y parcial fosilización. En efecto, ninguna de ellas tiene funcionamiento activo actual, pudiéndose dividir las en dos grupos: 1) Cova Santa, Cova Regals, *Avenc des Ramells*, *Es Pouás* y *Set Fumarals*, con gran complejidad de procesos, fruto de una larga evolución; y 2) *Avenc des Puig de S'Avenc* y *Avenc des Torrent de Sa Mortera*, que si bien carecen de complicada morfología, ello es únicamente debido a haber sufrido una brusca interrupción durante su primera fase evolutiva, a causa de haber quedado colgados.

c) El *Avenc des Puig de S'Avenc*, que abre en boca en la misma cima de un monte a 339 m. de altitud, demuestra lo muy evolucionado del relieve de la isla, tanto más cuando hoy día las cotas máximas sobrepasan en muy poco los 400 m.

d) El poljé de Corona está a punto de desaparecer debido, por una parte, a la erosión marina que tiene lugar en la costa que lo secciona por su parte N., y por otra, a la erosión ascendente de los torrentes que atacan su barrera meridional, amenazando con

una próxima captura que llevaría las aguas al litoral S. de la isla.

e) Casi todas las cavidades exploradas parecen ser restos de aparatos kársticos muy localizados y adaptados a la estructura geológica local. Se trata de un karst de montaña (6), en el que, dada la gran complejidad tectónica, formando imbricaciones, las corrientes acuíferas han seguido indistintamente las diaclasas o los planos de estratificación, según sean unos u otros los que presentan mayor ángulo con la horizontal.

De las anteriores consideraciones podemos llegar a las conclusiones siguientes:

I. La existencia en tiempos pretéritos, posiblemente pliocénicos, de relieves mucho más acusados que los actuales, lo que no es de extrañar teniendo en cuenta la intensidad con que actuaron las fuerzas orogénicas alpinas en la isla, durante el mioceno superior.

II. Estos relieves, de naturaleza eminentemente caliza, sufrieron una fuerte karstificación adaptada a la complicada estructura geológica (karst de montaña), que tuvo la máxima importancia en las alineaciones montañosas del N. de la isla.

III. Una preponderancia de la acción erosiva normal sobre la kárstica, acabó por destruir la mayor parte del karst superficial y dejar «colgadas» las abandonadas formaciones hipógeas.

IV. En la parte N. de la isla, precisamente por tener más importancia la circulación hipógea, se desarrolló con menos intensidad la erosión normal, de manera que mientras los arroyos que desaguan al S. cortan las mismas sierras del N., los arroyos que desaguan al N. apenas tienen longitudes mayores de 2 km.

COMENTARIOS Y NOTAS ADICIONALES

Las conclusiones expuestas se basan en el estudio de las cavidades reseñadas y de los fenómenos kársticos de superficie observados durante nuestra campaña; no pretendemos que sean definitivas, ya que es de suponer existen muchas más cavernas y simas y

probablemente algún aparato de drenaje subterráneo en actividad, que puedan modificar, aunque sólo sea en parte, nuestros puntos de vista.

A fin de facilitar la labor de los espeleólogos que quieran continuar la tarea por nosotros iniciada, anotamos a continuación una serie de cavidades de las que tuvimos noticia en el curso de nuestra estancia en Ibiza, y que no exploramos por falta de tiempo:

En la vertiente S. del Puig de S'Atalaya de San José, parece ser existe una sima de boca pequeña, pero de gran profundidad. Entre San Antonio y San Agustín dicen abre su boca otro abismo. En las cercanías de San Miguel se hallan dos simas; una en el Puig de la Creu y otra en la Atalaya de San Miguel. En la base del Puig de Sa Roca existe la Cova de Sa Descuberta, de la que la tradición dice se sacaba oro, lo cual nos hace suponer que quizá no se trate de una cavidad natural sino de una mina. En el Puig Nonó se abre la cueva de los Fontanellos, que parece ser de grandes magnitudes, siendo ya citada por Puig y Larraz (14). En las islas de Formentera, y Tagomago se abren asimismo cavidades que parecen ser importantes.

Por el contrario, la llamada Cova de Santa Inés, en las cercanías de San Antonio, y que según los naturales del país es de las más importantes de la isla, por lo que fué objeto de nuestra visita, no es más que una cavidad completamente artificial, bastante extensa y laberíntica, excavada por el hombre aprovechando como techo un estrato de roca dura. En su interior se hallan una serie de construcciones completamente en ruinas, que pueden presentar cierto interés arqueológico.

Y por último, bajo un punto de vista turístico, debemos indicar que las cavernas de Ibiza distan mucho de tener la grandiosidad y belleza de las cuevas de la vecina isla de Mallorca. Si bien para el espeleólogo todas las cavidades son interesantes, por facilitar material de estudio y comparación, para el turismo, que da preferencia a la belleza de los procesos reconstructivos, sólo existirá una caverna que merezca la pena de ser urbanizada: la Cova

Regals. Esta justifica una excursión partiendo de Ibiza ciudad, ya que, aparte presentar una cámara con una riqueza estalactítica notable, el trayecto hasta ella es de elevado interés, gracias a los magníficos puntos de vista sobre la bellísima bahía de Ibiza.

Tampoco queremos terminar sin citar el hecho de que, en los sedimentos arcillosos del interior del Avenc des Puig de S'Avenc, Avenc des Ramells y Cova Santa, hayamos apreciado profundas excavaciones realizadas por la mano del hombre, relativamente modernas ya que en algunos puntos se aprecian huellas de barrenos. Asimismo pueden observarse muretes de protección contra corrimientos de bloques. En el Avenc des Ramells podría explicarse el hecho por la proximidad de unas minas, pero en el Avenc des Puig de S'Avenc no encontramos explicación alguna. La tradición de la isla es rica en leyendas de tesoros escondidos en cavernas. ¿Serán las huellas de su búsqueda? Excavar arcillas bajo una vertical de 20 m., y en una sima cuya boca se abre en lo alto de un monte, es algo misterioso y que no hemos podido aclarar, a pesar de haber interrogado a multitud de personas de las localidades respectivas.

RÉSUMÉ

Ce travail a pour but une étude hydrogéologique préliminaire de l'île d'Ibiza, dont on ne connaît rien jusqu'à présent. On a exploré dix cavités entre grottes et avens, ce qui a permis d'émettre quelques hypothèses sur les cycles de karstification de l'île.

La plupart des cavités d'Ibiza appartiennent à une karstification très ancienne en rapport avec un relief pré-actuel. Exception faite de quelques avens avortés en pleine jeunesse et actuellement «suspendus», presque toutes les cavités présentent une morphologie très compliquée comme résultat d'une longue et complexe évolution. Les avens «résiduels» (Avenc del Puig de S'Avenc a 339 m.

d'altitude, au sommet d'une des collines les plus élevées de l'île) sont des preuves convaincantes d'un Karst très ancien,

Mais a coté de ces phénomènes du passé karstique de l'île on trouve le Karst actuel, révélé par les importantes sources karstiques et les poljes, comme celui de Corona à Santa Inés au NW. de l'île qui a 3 Km.²

SUMMARY

This work was undertaken with a view to making a preliminary hydrogeological survey of the Island of Ibiza, of which, up till now, nothing has been known from this point of view. Ten cavities, caves and swallow-holes, were explored, which has permitted the formulation of certain hypotheses concerning karstification cycles on the Island.

The majority of the caves of Ibiza belong to a very ancient karstification, corresponding to an earlier relief than the present. Except for some abortive swallow-holes, halted in their young development, and at present «suspended», almost all the caves have had a long and complex evolution, which has given them a very complicated morphology. The «residual» swallow holes (Avenc del Puig de S'Avenc, at 339 m., at the top of one of the highest hills on the Island) are convincing proof of a very ancient Karst.

But alongside these evidences of the karstic past of the Island, the present Karst is manifested in important karstic springs and poljes, such as that of Corona, at Santa Inés, in the NW of the Island, which covers 3 sq kms.

BIBLIOGRAFIA

1. *Davis, W. E.* «Mechanics of cavern breakdown», Bulletin of National Speleological Society, número 13, págs. 36-43, 6 figs., 5 fots., Washington 1951.
2. *Fallot, P.* «Sur la geologie de l'île Ibiza, Comptes rendus sommaires Academie des Sciences, T. CLXIV, Paris 1917.
3. *Fallot, P.* «Esquisse morphologique des îles Baleares», Revue de Geographie Alpine, vol. XI, fasc. 2, Grenoble 1923.
4. *Llopis Lladó, N.* «Morfología y hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cárstico de Garraf», Estudios Geográficos, número 4, páginas 413-466 13 figs., 4 lám., Madrid 1941.
5. *Llopis Lladó, N.* «Sobre algunos fenómenos de sedimentación fluvioacustre en las cavernas», Speleon, T. I, número 1, págs. 23-37, Oviedo 1950.
6. *Llopis Lladó, N.* «Sobre algunos principios fundamentales de hidrología y morfología cárstica», Estudios Geográficos, número 41, págs. 643-679, 7 figuras, 6 lám., Madrid 1950.
7. *Llopis Lladó, N.* «Sobre algunos fenómenos de subsidencia y de soliflucción en las cavernas», Speleon, T. II, número 4, págs. 217-224, Oviedo 1951.
8. *Llopis Lladó, N.* y *Thomas Casajuana, J. M.^a*, «La hidrología cárstica de los alrededores de Campanet», Miscelánea. Almera, VII, 2.^a parte, págs. 39-60, 3 figs., Barcelona 1948.
9. *Montoriol Pous, J.* «Estudio geoespeleológico de dos simas en el macizo de Garraf» Speleon, T. I, número 1, págs. 39-53, 3 figs., Oviedo 1950.
10. *Montoriol Pous, J.* «Estudio geoespeleológico del Forat de les Gralles», Speleon, T. II, números 2-3, págs. 165-175, 2 figs., Oviedo, 1951.
11. *Montoriol Pous, J.* «Los procesos clásticos hipógeos», Rassegna Speleológica Italiana, año III, fasc. 4, págs. 119-129, 7 figs., 10 fots., Como 1951.

12. *Montoriol Pous, J.* «Meteorología hipógea», *Urania*, órgano de la Sociedad Astronómica de España y América y de la Unión Nacional de Astronomía y Ciencias afines, número 228, págs. 225-246, 14 figs., Tarragona 1951.
13. *Montoriol Pous, J.* «Estudio hidrogeológico del Fondo de les Tarradelles», *Speleon*, T. III, números 1-2, págs. 3-31, 7 figs., Oviedo 1952.
14. *Puig y Larraz, G.* «Cavernas y simas de España», Instituto Geológico y Minero de España, Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, T. XXI, 392, págs., Madrid 1896.
15. *Spiker, E. Th. N. und Haanetra, V.* «Geologie von Ibiza», *Geologie de la Méditerranée Occidentale*, T. III, número 3, 89 pág., 5 figs., 9 lám., 1 mapa, Barcelona 1935.
16. *Thomas Casajuana, J. M.^a y Montoriol Pous, J.* «La Cueva del Agua», *Speleon*, T. II, número 1, págs. 5-46, 10 figs., 2 lám., Oviedo 1951.
17. *Thomas Casajuana, J. M.^a y Montoriol Pous, J.* «Son Pou», *Speleon*, T. III, número 2, págs. 109-129, 3 figs., 2 lám., Oviedo, 1952.
18. *Thomas Casajuana, J. M.^a y Montoriol Pous, J.* «Estudio geoespeleológico de las formaciones hipógeas de Sa Teulada», *Speleon*, T. III, número 4, páginas 159-181, 7 figs., Oviedo, 1952.

El Avenc de Cuatretonda

Anotaciones para su estudio geospeleológico

POR

GONZALO PLA SALVADOR

INTRODUCCION

Queremos hacer notar las dificultades que ha ofrecido el citado «Avenc» (sima), para su conquista definitiva, y excusarnos con ello de la poca información científica que de él podemos dar.

Fueron necesarias tres tentativas en un intervalo de 14 meses con una organización de gran envergadura para poder mancillar la virginidad de su cota más profunda.

El espeleólogo ha de tener al menos un 50 por 100 de deportista, y en los asaltos a lo desconocido, en la conquista de lo ignorado, en la lucha cuerpo a cuerpo contra la naturaleza, todo su esfuerzo se concentra en lo físico de la empresa, y apenas queda lugar en la mente para la ciencia, que, por su parte, exige una reconcentración de la inteligencia y los sentidos que en estas ocasiones no se le puede conceder.

Así pues, nos excusamos con ello de la poca labor científica desarrollada en el Avenc y creemos, sin embargo, que ya es sufi-

ciente haber abierto el camino para posteriores expediciones de investigación.

Situación.—Provincia de Valencia, Valle de Albaida. Término municipal de Cuatretonda. A 5 Km. de la población por caminos de herradura, en dirección N. E. Aproximadamente, en las acor-denadas X-887850 Y-491500.

Alrededores.—Se denomina el paraje, Barranco del Avenc. Se abre ésta en la ladera N. de la barrancada, a unos 30 m. sobre el fondo actual del barranco, y a 400 m. sobre el nivel del mar.

En lo alto de la ladera en que se abre la sima, existe una cueva horizontal, inundada, (Cova de la Font del Avenc), cuyas aguas fluyen cercanas, a 50 m. de desnivel, en la iniciación del Barranco de la Font del Avenc, ramificación del Barranco del Avenc. Esto se supo por coloración de las aguas, no sabemos por quien, pero de lo que dan fé los habitantes de Cuatretonda. Parece ser que no tenga ninguna relación geológica esta cueva y la Fuente del Avenc, con el propio Avenc.

Observaciones estratigráficas.—En el exterior, estratos horizontales de un espesor medio de 1,5 a 3 m.

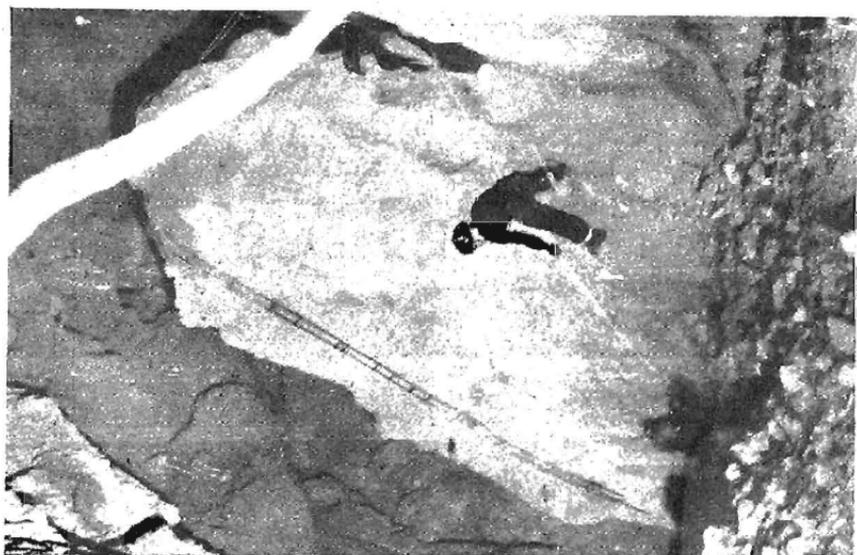
En el interior se aprecian claramente a lo largo del tubo de Benavent, hasta la cota 108, las juntas de separación de los estratos, todos horizontales, excepto una a -29 m. con un buzamiento de unos 30° al N. E. Es precisamente aquí donde se inicia la bóveda de la Sala del Gos. Estas juntas de estratificación se observan a intervalos de 3 a 6 m. La caliza parece ser semejante en todo el recorrido.

A partir de la cota -108 no se tomaron datos. Pero en la sala de la Conquista, el techo horizontal de su parte más profunda, recuerda las estratificaciones horizontales de toda la masa caliza.

Proceso clástico.—Grandes bloques clásticos, no corroidos, más o menos paralelepédicos, forman la parte N. E. de la Sala del Gos, después de la Sima Podrida. La continuación de bloques bajo la cúpula de Caparrós, (Sala de los Murciélagos) son también parale-



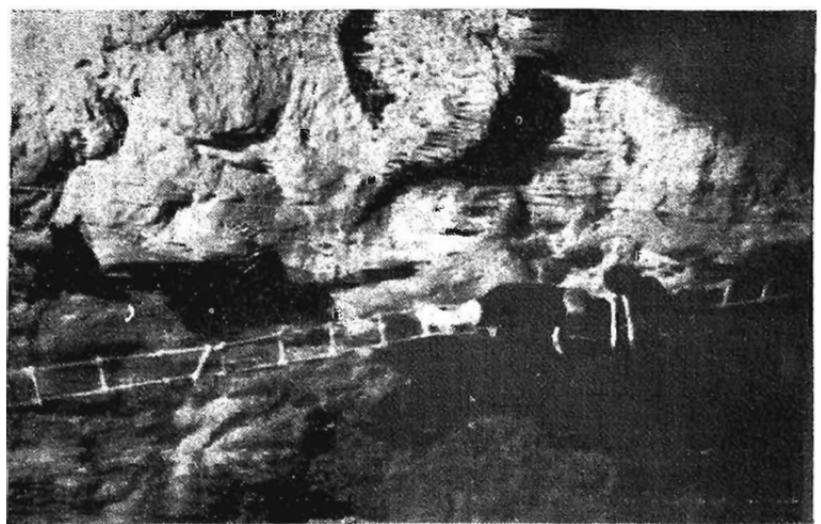
Sala del «gos». Cumbre del declive de derrubios



Bloque clásico en la iniciación de la Sima Podrida



Estalactitas y Estalagmitas en la Sala de los Murciélagos, bajo la Gran Cúpula de Caparós.



Final del Tubo de Benavent

pipédicos, pero presentan muestras de corrosión química y decalcificación.

Bajo estas salas y a -130 m. se abre una cavidad que llega hasta la cota -163 m. y en su mitad queda aprisionado un bloque inmenso, paralepipédico, sin muestras de corrosión ni erosión, que divide la cavidad en dos, superpuestas.

Otros bloques se desparraman al principio de la Sala de la Conquista, paralepipédicos, algunos de ellos con signos de decalcificación.

Proceso litogénico.—Desde que comienza la bóveda de la Sala del Gos a -30 m. de profundidad, se observan formaciones calcáreas muy desarrolladas y que contrastan con los signos de erosión de todo el conjunto. Unas estalactitas de más de 15 m. de longitud, y formando una masa de unos 2 m. de diámetro cementadas en la pared, dan comienzo a la citada bóveda y separan la chimenea F. P. V. del tubo de Benavent.

La cúpula de Caparrós es un barroquismo calcáreo con grandes «orejas», estalactitas y coladas estalagmíticas blancas, traslúcidas, rojas, brillantes y mate sucio. Destacan dos estalagmitas de 10 cm. de diámetro y 1'5 metros de altas, y otras de menor altura pero de casi medio metro de anchas con un orificio en la cúspide.

En la Sala de la Conquista, dos columnas adornan el conjunto bastante cargado de formaciones calcáreas.

Bajo la Sima Podrida, una abertura de 1 m.² da paso a una pequeña sala de 3 por 4 m. y 2 m. de altura. Su techo horizontal, calcáreo, presenta estalactitas normales y un rincón, estalagnitas blancas gruesas y con pocillo en su cúspide. Las paredes de arcilla roja, se ven en muchos lugares recubiertas de una costra caliza de unos 2 m. de espesor, resquebrajada como un barrizal cuando se seca. Y en el fondo, las arcillas rojas han formado como una filigrana de estalactitas que en sus bordes son blancas semejando un pastel de chocolate y nata.

Estas estalactitas, pequeñas, tienen algunas un ánima calcárea;

otras, como un esqueleto óseo a manera de piedra pomez y otras en fin, se deshacen en los dedos como la espuma.

En la Sala de la Conquista, el derrubio de piedras se encuentra socavado por avenidas de agua como un cauce torrencial en seco; y sobre las márgenes quedan restos de una costra calcárea como la descrita anteriormente en la «Salita del Chocolate».

Meteorología bipógea.—En el segundo asalto efectuado el 30 de marzo de 1952, se tomaron las siguientes temperaturas del tubo de Benavent:

Temp. externa a 10 m. de la boca y a la sombra, a las 11 horas	24 °C.		
Temp. a los -6 metros a las 11'15 horas	-19°C		
» » » -12 » » » 11'25 »	-18°C		
» » » -18	11'35	-17'5°C	} Comienzo bóveda Sala Gos y chime- nea F. P. V.
-24	11'45	-17°C	
-30	11'55	-19°C	
-60	12,05	-16°C	

No se continuó por rotura del termómetro.

En el tercero y definitivo asalto, se observó la temperatura de 13°C. sin variación apreciable durante 24 horas en la Sala del Gos.

En la Sala de la Conquista la temperatura fué de 14°C.

Se ha de hacer notar el día caluroso que hacía en el exterior, que probablemente llegará a los 80°C y la noche fría, quizás, menos de 10°C.

Hidrología subterránea.—Goteos en la Sala del Gos y de los Murielagos. Mucho goteo en toda la cavidad inferior a la Sima Podrida.

Dos brazos de agua como la muñeca, sobre las arcillas y arenas depositadas del fondo de la Sala de la Conquista, que con fuerte corriente desaparecen en dos aberturas redondas y pequeñas de la pared.

Un chorro de agua, como una ducha, que cayendo del techo, es absorbido por el pedregal precedente a las arenas y arcillas mencionadas.

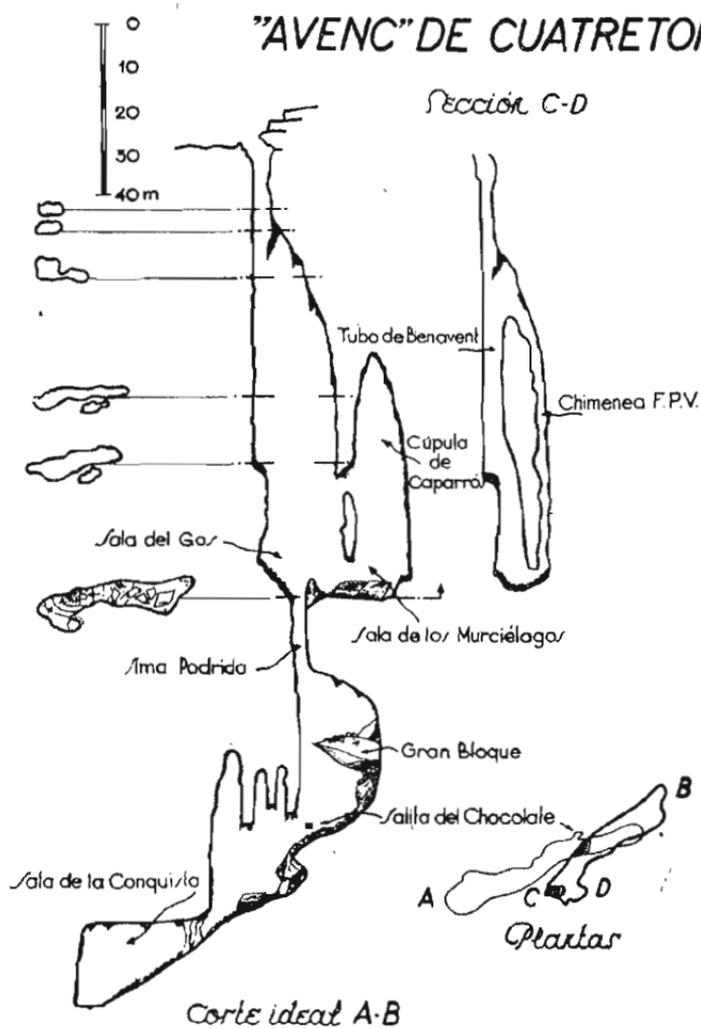


Figura 1

Es de notar que, los restos de los animales, camas, ropas y utensilios de enfermos contagiosos que era costumbre arrojar a esta sima, llegan hasta lo más profundo de ella, arrastrados por soliflucción y por las grandes avenidas de aguas, cuyas huellas son indiscutibles. El agua atraviesa todo este caso de podredumbre y basuras, que sin duda influirá en su potabilidad.

Planimetría.—Para el levantamiento del plano de la planta de la Sala del Gos, se efectuaron dos radiaciones y un transporte de estación.

Para la Sala de la Conquista, un itinerario.

Se tomaron los desniveles con eclímetro, y se dedujo la distancia topográfica.

Las medidas de profundidad se tomaron con sonda, poco aproximado por la elasticidad del bramante.

Conclusión.—Poco se puede deducir de estas observaciones. Sin embargo, son suficientes para adquirir un concepto aproximado del tipo de sima a estudiar.

La Geología de los alrededores de Cuatretonda ha sido estudiada por el eminente geólogo René Nicklès, cuya publicación en el tomo 20 del Boletín Geológico, «Investigaciones Geológicas del Sud-Este de España» pueden dar una orientación al interesado.

Su situación próxima al cauce de un pretérito río, la falla N. E.-S. O. que se observa en su exterior, la estratificación no horizontal que inicia la bóveda de la Sala del Gos, etc., dan ya una idea de su génesis. La distribución del proceso clástico, podría completar la historia geológica de la sima. Pero es aun pronto para más deducciones.

Quedamos pues, en que esto no son más que unos datos preliminares que podrían servir a quienes más tarde completen su estudio.

RÉSUMÉ

Ce travail est le résultat d'une première exploration de l'Avenc de Cuatretonda, dans la vallée d'Albaida (Valencia). Les difficultés de cette première exploration jusqu'à 201 m. de profondeur ont empêché d'obtenir des observations scientifiques complètes.

L'aven s'ouvre sur une faille NE-SW, dans des calcaires crétaeux horizontaux. Le fond de l'aven est parcouru par un ruisseau à faible débit; on a observé un processus clastique et un processus lithogénétique.

SUMMARY

This work is the result of a first exploration of the Avenc de Cuatretonda, in the Albaida valley (Valencia). Owing to the difficulties encountered on this first expedition, which reached a depth of 201 metres, it was impossible to make complete scientific observations.

The Avenc de Cuatretonda opens in a NE-SW fault in the horizontal cretaceous limestone. A stream with a very small flow passes through the bottom of the swallow-hole, and clastic and lithogenous developments were noted.

SECCION DE EXPLORACIONES

ASTURIAS

Campaña hidrogeológica en Meré (Llanes)

—Con la colaboración de D. J. González Prado, se ha realizado una campaña hidrogeológica por los alrededores de Meré para estudiar los fenómenos cársticos relacionados con el río de Las Cabras. Este río corta perpendicularmente los pliegues hercinianos alineados de E. a W., en los cuales desempeñan un papel importante las calizas de montaña, únicos elementos carstificables. La circulación subterránea tiene lugar en estas calizas a lo largo de los pliegues. Las cuevas de Cosagra, La Cámara y Palacio tienen el significado de afluentes hipogeos del río de Las Cabras. En la cueva de Cosagra se observan varias entradas que son antiguas resurgencias abandonadas; actualmente funcionan como trop-plein.

La cueva del Palacio está formada por una larga galería de más de 200 m. con formas juveniles y funcionando también como trop-plein. Tanto en la cue-

va de Cosagra como en la del Palacio la circulación es ascendente.

Las cuevas de la Cámara son resurgencias muertas y están a mayor altura sobre el río.

Fué explorado igualmente el Pozo del Acebal, sumidero muerto de 25 m. de profundidad.

Exploración de las Cuevas de Balmori (Llanes).—En colaboración con D. J. G. Prado, D. J. Madariaga, D. J. Ortiz y D. C. García, se hizo una primera exploración de esta caverna que tiene orientación general SE. NW.; está formada por tres galerías superpuestas que comunican entre sí y que son otros tantos talwegs sucesivamente abandonados. La longitud recorrida en esta primera exploración fué de más de 500 m. En un relleno arcilloso fueron encontrados restos de mamíferos, que proceden probablemente del hundimiento de alguna dolina relacionada con esta caverna.

Campaña hidrogeológica en la Sierra de la Coruxera.—En colaboración con D. J. IAR

bide, D. I. Pedregal y D. V. Huidobro, se ha realizado una campaña hidrogeológica en el arroyo de las Xanas para estudiar la circulación subterránea en este sector de la Sierra de la Coruxera. El arroyo de las Xanas está orientado de SE. a NW. cortando perpendicularmente dos anticlinales de la caliza de montaña con núcleo devónico; estos núcleos actúan de barrera para las aguas que circulan por la caliza de montaña, especialmente el más meridional y en el que se forma un curso hipógeo que corre de NE. a SW. desembocando en las Xanas allí donde el arroyo corta dicho núcleo devónico. En este punto se abre una cueva en la que se observan interesantes rellenos aluviales, restos de una fosilización más completa, puesto que algunas de las galerías se abren íntegramente en los aluviones. Se observaron estalagmitas fosilizadas por dichos aluviones, fenómeno poco corriente. En el fondo de la caverna aparece el río subterráneo visible unos 60 m. y navegable en algunos puntos.

M. JULIVERT (Oviedo)

Estudios hidrogeológicos y prehistóricos en Posada (Llanes).—Continuando los estudios hidrogeológicos comenzados por M. Julivert en la cueva de Balmori, por dicho Sr. Julivert conjuntamente con F. Jordá y N. Llopis, se inició un estudio de los sedimentos de las conocidas Cuevas del Cueto de la Mina y de la Riera, con objeto de intentar la coordinación de los métodos geológicos con los pre-

históricos. Por el momento se llegó a la conclusión provisional de que los depósitos asturianos eran alóctonos y que había mediado una fase erosiva de cierta intensidad entre las capas magdalenenses y los depósitos anteriores a ellas. Se procedió al levantamiento topográfico de los alrededores del Cueto de La Mina y se hizo la exploración y estudio de la sima del Cueto de la Mina, en el cual a consecuencia de la extremada sequía reinante, el nivel piezométrico del río subterráneo era muy bajo, lo que permitió el reconocimiento de varias cavidades hasta ahora inexplorables,

N. LLOPIS LLADO (Oviedo)

NAVARRA

Exploración de la Cueva de Basaula y de la Sima de Itxako.—Por los Sres. A. Erasó, J. Ruíz de Alda y J. L. Sanz, pertenecientes a la Sección de Espeleología del Club Montañero Estella, el día 27 de agosto del año en curso, se realizó la exploración de dicha Cueva de Basaula situada en el monte Liquidación de la Sierra de Laquiz, propiedad del Ayuntamiento de Amezcoba Baja, a 400 m. de la margen derecha del río Urederra, en las proximidades del Km. 12 de la carretera a Olazagutia. La descomunal entrada de la cueva de Basaula está a 528 m. de altura y a 505 m. sobre el manantial de la población de Estella. Esta cueva tiene grandes proporciones y una longitud de cerca de 200 m. encontrándose dos sa-

**PLANO DEL
FONDO DE LA SIMA
DE "ITXAKO"**
(CUEVA DE BASAULA)



las de notable altura (24 y 30 m.) y precisamente en el punto donde termina la cueva se abre la boca de la Sima de Itxako. Esta sima desciende por una chimenea vertical hasta 20 m. desde donde todavía continúa la pared muy inclinada hasta llegar al fondo. Cerca de este punto se encuentra un agujero (1 del plano) que da a una gran sala (3) a la que se llega siguiendo una cascajera (2) de fuerte pendiente. Esta sala es la más grande y espaciosa del fondo de la sima y tiene una altura media de unos 10 m. La continuación se halla obstruida por una gran piedra que se salva sin dificultad, entrándose en otra sala (4) que se va estrechando y adquiriendo pendiente; tiene forma de V y desemboca a dos pequeños lagos de cortas proporciones sin duda por la extremada sequía (5 y 6).

Otro lago poco profundo se encuentra a continuación (7) totalmente colmatado por sedimentos arcillosos; después de atravesarle se salva un pequeño repecho resbaladizo que conduce (7 bis) a una gran sala ocupada por un gran lago; la bóveda siempre alta se pierde a ras de agua (8). Este lago es muy profundo y dada su posición parece ser que sea un trop-plein del manantial de Itxako. La profundidad desde la boca de la sima hasta la superficie del lago final es de unos 40 a 50 m.

L. G. DE SEGURA (Estella, Navarra)

Exploración de la Sima de Arleces.—Esta exploración fué llevada a cabo por A. Eraso y J. Castejón de la Sección Espe-

leología del Club Montañero Estella, el día 13 de septiembre de 1953.

La Sima de Arleces se abre en los altos donde se juntan las Sierras de Urbasa y Andía a 1.000 m. de altitud. Está situada aproximadamente a una hora de camino del túnel de Lizarraga (km. 25 de la carretera de Estella a S. Sebastián); la boca se abre en el fondo de una gran dolina. Las dos primeras salas van al NW. en sentido descendente y son muy parecidas, con fuerte pendiente, de unos 45°; el piso está lleno de grandes piedras a modo de cascajeras, resbaladizas por la humedad. En la galería A (véase plano) orientada al N., la morfología es muy semejante a las dos salas anteriores; en el techo se reconocen estratos horizontales algo disimulados por los depósitos estalactíticos. La pendiente continúa siendo muy pronunciada como en 1 y 2. Al final de esta sala hay una grieta que da acceso a la sala 4 cuyo suelo tiene también cascajo y en el fondo estalagmitas bajas y gruesas, terminando aquí la galería A, cuya distancia a la boca de la sima es de 250 m. siendo el punto más bajo de la misma, situado a menos 180 m. de la entrada.

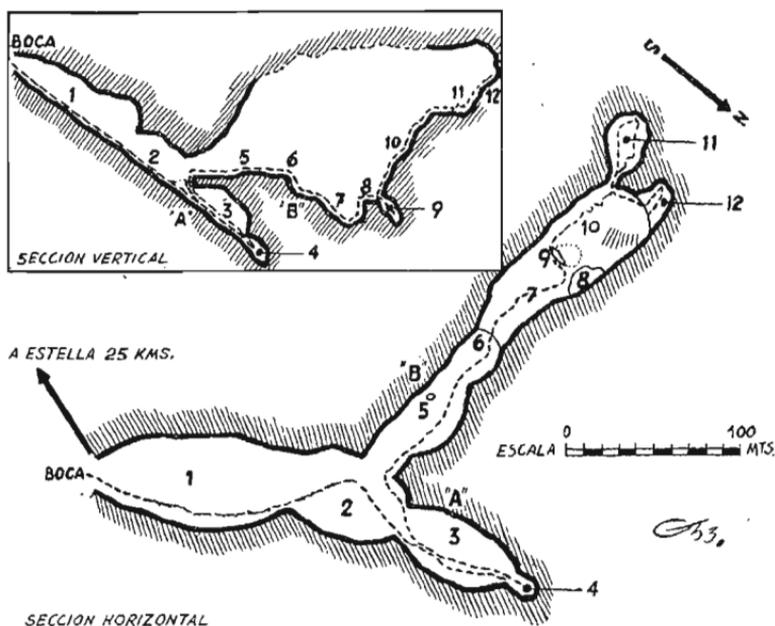
Al comienzo de la galería A se inicia la galería B, orientada hacia el W. cuyo techo se levanta enormemente hasta perderse de vista; se llega en 5 a una especie de sala de fondo plano si se exceptúa una masa o estalagmita en formación que sobresale un m. del suelo. Un poco más adelante la galería da un salto brusco (6) que hay que salvar con una cuerda continuando descendiendo la galería hasta llegar a 7, que consti-

tuye el punto más bajo de las cámaras B, situado a menos 140 m. de la entrada y en cuyo fondo hay señales de un lago.

Entre 7 y 9 se encuentra un caos de bloques desprendidos de la bóveda; en este punto la filtración es muy grande de tal modo que dicho caos de bloques

comienza a ser fosilizado por una enorme estalagmita a manera de domo (8) cuya parte más elevada tiene forma de púlrito.

Al terminar los bloques hay una grieta longitudinal descendente en cuyo fondo hay un pequeño lago de poca profundidad por ser época de estiaje. A



partir de este punto la galería asciende bruscamente subvertical en grandes escalones de 6 a 8 m. de altura, de difícil ascensión. Al final de esta zona hay una galería (11), a la que se entra por una grieta adornada por esbeltas estalagmitas largas y afiladas como agujas; vibran al golpearlas con la mano abierta. Un

poco a la derecha (12) hay un escalón de unos 6 m. debajo del cual termina la caverna.

La máxima distancia desde la boca al extremo de la galería B es de unos 400 m.

L. G. DE SÉGURA (Estella-Navarra).

CATALUÑA

Cursillo de Geoespeleología organizado por el Grupo de Exploraciones Subterráneas del C. M. Barcelonés.—Durante los meses de marzo y abril del pasado año, el G. E. S. llevó a cabo el mencionado Cursillo, de inscripción totalmente libre, por lo que fué seguido por más de un centenar de cursillistas. Las lecciones teóricas, que fueron ilustradas con la proyección de más de doscientas diapositivas, y las salidas al campo, se ajustaron al siguiente desarrollo.

El día 6 de marzo, D. José M.^a Thomas desarrolló el tema «*Topografía*», no solamente bajo su aspecto teórico, sino que explicó prácticamente el funcionamiento de los más modernos aparatos. Como ejemplos, presentó gran número de planos levantados por el G. E. S. durante sus campañas, detallando los diferentes métodos empleados en cada caso particular.

El día 8 de marzo, y dirigida por el propio conferenciante, tuvo lugar una salida de aplicación práctica a la Cova Freda (Montserrat).

El día 12 de marzo, D. Joaquín Montoriol disertó sobre «*Principios generales de Geomorfología*». Explicó el modelado de erosión normal, extendiéndose sobre el ciclo de erosión y dando algunas nociones de cómo influyen las diferentes naturalezas petrográficas sobre el modelado.

El día 18 de marzo, D. Francisco Vicens, después de una introducción en la que trató de los distintos sistemas de diaclasas, prosiguió sobre la «*Morfología*

del Karst», describiendo los diversos tipos de formaciones epígeas (lapiaz, trincheras kársticas, dolinas, uwalas, poljes, hum, etc.) existentes en las calizas, terminando con la explicación de los mecanismos que dan origen a las mismas.

El día 22 de marzo, y dirigida por don Fernando Termes, tuvo lugar la segunda salida de aplicación práctica, a la zona del Plá de les Basses (Macizo de Garraf), en donde los cursillistas pudieron observar gran parte de los hechos explicados en las dos conferencias anteriores.

El día 26 de marzo, D. Fernando Termes disertó sobre la «*Quimiolitogénesis*», desarrollando y sometiendo a crítica las diversas teorías que se han emitido para explicar el origen de las formas de reconstrucción (estalactitas, estalagmitas, anemolites, coladas, gours, perlas de las cavernas, mond-milch calcite-bubbles, etcétera).

Los días 9 y 16 de abril, D. Joaquín Montoriol desarrolló dos conferencias sobre «*Erosión y decalcificación*», abordando los problemas de la génesis y evolución de las cavernas. Comenzó tratando el problema de la circulación en las calizas, citando las primeras teorías de Martel y Grund, y pasando a las modernas concepciones de Cvijic y Lehmann. Explicó luego los diferentes tipos morfológicos a que dan lugar las circulaciones «en conducción libre» (erosión gravitacional) y «bajo presión», tanto en las cavidades horizontales como verticales, así como las concepciones de Matucci sobre «cavidades directas» y «cavidades inversas». Luego se extendió sobre el mecanismo de los procesos quimioclásticos, haciendo una breve alusión a

la existencia de otros tipos de mecanismos clásicos hallados durante sus exploraciones. Terminó con una visión de conjunto de la evolución kárstica, exponiendo los distintos tipos de Karst descritos por Llopis Lladó.

El día 19 de abril, tuvo lugar la ter-

cera salida de aplicación práctica, dirigida por el propio conferenciante, a las distintas cavidades radicadas en la Vall de Joan-Fondo de les Tarradelles (Macizo de Garraf), haciéndose observaciones relativas a los temas expuestos en las dos conferencias anteriores.

BIBLIOGRAFIA

KOWALSKI (K.).—**Jaskinie Polski**; tom. I; Państwowe Muzeum Archeologiczne; 466 pp.; 108 figs.; XXVII láms.; 1 map. f. t.; Warszawa 1951.

En este volumen se hace el estudio de las cavernas polacas situadas en la meseta que se extiende entre Krakow y Wieluń. Empieza este tomo con un resumen histórico de los estudios realizados. A continuación se estudia el origen y desarrollo de las cavernas. Estas se desarrollan principalmente en la caliza jurásica. Las calizas triásicas y carboníferas han suministrado un escaso número de cuevas. Al margen de los fenómenos cársticos se encuentra un pequeño número de cavernas primitivas, entre ellas la caverna en los pórfidos de Nowa Góra y la caverna en travertino en el valle de Raclawka, ambas destruidas actualmente. En la zona caliza, además de las cavernas se encuentran multitud de otros fenómenos cársticos, dolinas, resurgencias, etc. Las cavernas actualmente conocidas están fuera del alcance de las aguas cársticas a excepción de la gruta de Krysplinów que sufre una inunda-

ción periódica. El pleno desarrollo de los fenómenos cársticos se produce en el terciario.

Respecto a los fenómenos de relleno, todos los materiales reconocidos pertenecen al cuaternario. Pueden distinguirse dos tipos de relleno: arenosos y de loess. Los primeros se encuentran en la parte N. de la meseta, es decir sobre los depósitos fluvio-glaciares risienses. Los segundos se limitan al S. de la meseta. Generalmente hay abundancia de restos animales. Ha sido hallada fauna en dos cavernas. La de Weze cerca de Dziatczyn, con fauna pliocena y la de Podlesice, cerca de Kroczyce con brechas osíferas de edad incierta, pero sin duda precuaternaria. La fauna pleistocena es abundante. Asimismo se encuentra flora pleistocena en forma de carbón procedente de hogares paleolíticos. Se hace también un estudio microclimático de las cavernas y de la flora y fauna cavernícolas. Asimismo se hace referencia a los hallazgos arqueológicos y a las relaciones entre el hombre actual y las cavernas. La primera parte del trabajo acaba con unos datos históricos sobre

las exploraciones de las cavernas de la meseta Kraków-Wieluń y una lista bibliográfica. En una segunda parte se estudian y se dan los planos de 508 cuevas y abrigos. El volumen acaba con dos resúmenes: en ruso y francés.

M. JULIVERT (Oviedo)

HOUSLEY (R.) **The Occurrence the Quartz Stalactites in the Rock Creek District of Douglas County, Oregon.**; *The American Caver*; Bull. fourteen of the Nat. Sp. Soc.; pp. 24-29; 6 figuras.

Se estudian unas estalactitas de cuarzo descubiertas en cuatro localidades del distrito de Rock Creek (Oregón). Estas estalactitas han sido halladas en pequeñas cavidades en zonas diabásicas. Las cavidades pueden alcanzar dimensiones de $50 \times 30 \times 8$ cm. En ellas se encuentra un relleno de calcedonia, cuarzo y calcita. El orden de formación de estos minerales varía. Las estalactitas son de tamaño variable aunque no exceden de unos cms. Se estudian sucesivamente las distintas estalactitas halladas en las cuatro localidades. Estas se presentan aisladas o en grupos; algunas en formas planas de 1 a 2 cms. de ancho, estas láminas estalactíticas parecen estar formadas por estalactitas aisladas unidas entre sí por una delgada capa de calcedonia recubierta por drusas de cuarzo. En algunas estalactitas es visible un centro de calcedonia. Son frecuentes las formas ramificadas así como las formas angulosas. Otras se dividen en dos ramas divergentes en ángulo agudo. Existen estalactitas que salen en ángulo de las paredes y en menor número existen también estalagmitas. Dos de las es-

talactitas poseen cristales de cuarzo negativo en el centro. Algunas de las estalactitas poseen un centro hueco. Su formación puede explicarse por precipitación de cuarzo o calcedonia alrededor de los orificios por los que penetró la solución en las cavidades. Para esta hipótesis es necesaria la existencia de una cavidad central en todas las estalactitas. Esta cavidad puede permanecer abierta o ser posteriormente rellenada por cuarzo u otro material. Con esta hipótesis las formaciones estalactíticas pueden crecer desde las paredes o el suelo de la cavidad igual que desde el techo. Las formas laminares pueden explicarse por resquebrajaduras que permitieran que la solución penetrara más fácilmente. Las desviaciones que se observan pueden ser debidas a obturaciones que desviarán la solución infiltrante. La distinta composición de las estalactitas (cuarzo, calcedonia, etc.), depende de la naturaleza química y física de la disolución de la que derivaron.

Esta hipótesis no explica sin embargo la presencia de cuarzo negativo así como algunas formas curvadas.

M. JULIVERT (Oviedo)

CHARLES J. KUNDERT.—**The Origin of the Palette, Lehman Caves National Monument, Baker Nevada.** *The American Caver*; Bull. fourteen of the Nat. Sp. Soc.; pp 30-33; 5 figs.

En este trabajo se estudian unas formaciones litoquímicas observadas en las Lehman Caves (Baker, Nevada). Dichas cuevas se abren en las calizas del Cámbrico medio. Estas calizas se encuentran por encima de unas formaciones cuarcí-

ticas pertenecientes al Cámbrico inferior y tal vez al pre-cámbrico. Un granito de edad desconocida ha hecho intrusión a lo largo del contacto entre las calizas y las cuarcitas. En esta zona se encuentran señales de glaciario cuaternario. La gran humedad que debió existir durante el pleistoceno inició probablemente el desarrollo de estas cuevas. Las Lehman Caves son notables por la presencia de «palettes» que son unas formaciones generalmente circulares, de 15 cm. a 1,5 m. de diámetro por 1 a 3 cm. de grosor. Estos «palettes» están generalmente unidos a la pared rocosa e inclinados en ángulo. Algunos están completamente libres de las rocas circundantes y unidos al suelo por medio de una base estalactítica. Las estalactitas enmascaran generalmente en parte estas formaciones. Estos «palettes» parecen ser rellenos estalagmíticos a lo largo de las diaclasas de la pared rocosa. La disolución posterior de esta pared rocosa dejó libre el relleno de las diaclasas formándose los «palettes». Se adjunta a continuación un mapa y unas tablas en las que se estudia la distribución de las diaclasas y «palettes». Para su estudio se ha dividido la caverna en nueve unidades. El examen del mapa y la tabla demuestran una concordancia entre los «palettes» y las diaclasas excepto tal vez en la zona 2. Esta discrepancia es debida probablemente a la escasez de diaclasas tomadas debido a estar enmascaradas por una gruesa capa estalactítica. Se estudian cuarenta y seis «palettes», de ellos diez y ocho están enmascarados por las estalactitas; los otros veinte y ocho se encuentran junto a zonas extremadamente fisuradas. Puede considerarse el siguiente origen para los «palettes»: la caliza se encuentra cortada por una

serie de diaclasas maestras así como por otras diaclasas secundarias asociadas a ellas. En un período inicial el agua circula por las grandes diaclasas depositándose en ellas un relleno litoquímico. En las áreas muy fisuradas tiene lugar un período posterior de disolución a través de las grietas secundarias disolviéndose así lentamente las rocas que rodean al primitivo relleno de las grandes diaclasas. Las formas redondeadas de los «palettes» son debidas probablemente a su ataque en menor grado por las aguas filtrantes. El relleno estalagmítico es más soluble que la roca circundante, así, sin una circulación por los conductos secundarios, el material primitivo de relleno habría sido rediseuelto. Este tipo de formaciones son conocidas tan solo en las Lehman Caves, que son las estudiadas y en las Grand Caverns (Virginia). La ausencia de «palettes» en otras cavernas puede ser debida a la escasez de áreas con una fisuración favorable.

M. JULIVERT (Oviedo)

KOWALSKI (K.) — **Jaskinie Polski.** Tomo II. Panstwowe Muzeum Archeologiczne; 186 pp; 23 figs., VI maps., XX láms., Warszawa, 1953.

En esta segunda parte de las cavernas de Polonia se hace el estudio de las cuevas de los Tatras. Este se inicia con el estudio de los fenómenos cársticos. El karst de los Tratas polacos presenta tres características principales. En primer lugar la diversidad de las formas cársticas en relación con la masa rocosa; las dolomias no contienen cavernas ni lapiaz aunque la hidrología sea netamente cárstica. En segundo lugar la di-

versidad en el origen del agua que produce las formas cársticas; las capas calizas apropiadas para el desarrollo del Karst forman una estrecha franja al pie de la zona de máximas alturas, formadas por rocas cristalinas; el agua del macizo cristalino forma, al llegar a la zona caliza, galerías que se reconocen por su relleno de arenas graníticas. La tercera característica del Karst es su relación con las formas glaciares. Los fenómenos cársticos de los Tatras se desarrollan ya en el terciario, si bien la glaciación pleistocena borró la mayoría de sus huellas. En algunas cuevas se encuentran restos de fauna pleistocena pero la mayoría de las cavidades son seguramente holocenas. El Karst de los Tatras está en plena actividad. La forma de relieve calizo más común es el lapiaz que se encuentra en todo el terreno calizo, tanto en la superficie como en las paredes inclinadas de las cuevas; es independiente de la altura. Las dolinas son raras. La red hidrográfica es una red cárstica típica. El número de cavernas conocidas se eleva a setenta. La gruta de mayor longitud alcanza los 1.650 m.; la caverna más profunda, la de Mietusia, alcanza los 200 m. de profundidad. Las cavidades pueden clasificarse en dos grupos: las abiertas por los arroyos del macizo cristalino al atravesar zonas calizas y las originadas por las aguas subterráneas procedentes de las calizas. Todas las cavernas atestiguan una clara disposición tectónica. Es frecuente encontrar partes de la misma cueva pertenecientes a distintos grados de evolución. Las formas de concreción no están desarrolladas aunque no son raras. Su presencia es bajo dos formas distintas: como masas de «mondmilch», a menudo masivas, pero amorfas y como concreciones cris-

talinas; ambas formas pueden producirse juntas.

A continuación se pasan a estudiar los procesos de relleno. Su conocimiento en la actualidad es sólo fragmentario. Existen dos tipos principales de relleno: De una parte, en las galerías formadas por la acción del agua procedente tan solo de las zonas calizas, hay un relleno predominantemente arcilloso; de otra parte, en las galerías formadas por las aguas procedentes de los macizos cristalinos, existe un relleno predominantemente alóctono y puede contener rocas de la antigua cobertera de Tatras hoy totalmente erosionada. El examen detallado de estos aluviones, permitirá establecer la edad de las cavernas en relación con la historia de la denudación de la montaña. En las proximidades del exterior, especialmente en lugares expuestos a la acción de las heladas, existen frecuentes bloques angulosos, procedentes de la desintegración mecánica de las paredes. Solo se han encontrado vestigios de fauna pleistocena en dos cavernas: en la Poszukiwaczy Skarbów donde se han descubierto restos de *Ursus spelaeus* y en la caverna Magura donde se han encontrado, asimismo, restos de *U. spelaeus* y además de *Canis lupus* y *Felis leo* var. *spelaea*. En la proximidad de la superficie los rellenos han dado faunas holocenas.

Se hace también el estudio climático. Se estudia el límite de penetración de la luz y las variaciones anuales de temperatura, así como la disminución de la temperatura media con la altura de las cavernas. Condiciones especiales existen para aquellas cuevas en las que la temperatura media es sensiblemente inferior a la media externa. Estas cavernas son denominadas por el autor ca-

vernas glaciares, pudiendo dividirse en dos tipos: estáticas cuando la temperatura es uniforme todo el año, y dinámicas. En éstas la disminución de temperatura puede atribuirse a la formación de hielo. Estas cavernas solo se hallan en los lugares donde puede formarse una gran cantidad de hielo. En la latitud de Polonia, este tipo de cavernas se encuentra sólo en las montañas. La única cueva que contiene durante todo el año grandes cantidades de hielo, es la de Lodowa en Ciemniak, a 1.715 m. Muchas cavernas están en el dominio de las aguas freáticas, encontrándose periódicamente inundadas. El estado higrométrico, tiene su mínimo en los inviernos rigurosos y su máximo durante los deshielos.

A continuación se estudian las características tanto en el aspecto botánico como zoológico, para tratar a continuación de la importancia de las cavernas desde el punto de vista humano. Seguidamente se hace una exposición histórica de las exploraciones realizadas en las cuevas.

Una lista alfabética de las cavernas de los Tatras polacos y un resumen en ruso y otro en francés, completan esta publicación.

M. JULIVERT (Oviedo)

LOMBARD (A.) ET VAN DEN EECKHOUDT (J. P.).— **Note sur les phénomènes Karstiques dans les Pyrénées.**— (Bracas et Camp-Long, B. P.) Bull. Soc. Belge de Geol. Paleont. et d'Hydrol. Tom. LXII; fasc. 1; pp. 9-17; 9 figs., Bruxelles, 1953.

En esta comunicación se presentan diversas observaciones sobre algunas es-

tructuras en las calizas carstificadas. Entre las estructuras originadas por las aguas en movimiento, se estudia el campo de lapiaz de Camp-Long, de unos 10 km², entre la frontera española y St. Engrâce. Este campo de lapiaz se encuentra entre los 1.650 y los 2.000 m. de altura. Otro tipo de estructura se encuentra en las paredes abruptas; se trata de profundos canales paralelos que se atenuan al cortar, capas margosas y por tanto menos solubles. En las superficies horizontales las figuras de disolución se orientan según una red convergente hacia las zonas más bajas; así se forman una serie de depresiones separadas unas de otras por crestas surcadas de canales verticales; estos canales se corresponden de una y otra parte de una cresta común. La red es muerta. Es una red testigo de un período activo que cesó a causa de una insuficiente alimentación. En las superficies moderadamente inclinadas, se forman una serie de terrazas cuyos rellenos son independientes de la estratificación. En los pequeños surcos se observa con frecuencia una meandrificación. El estudio de detalle de estos meandros muestra la repetición de los hechos conocidos para los valles de mayor escala. Los meandros se van ensanchando, pero un descenso del nivel de base puede rejuvenecerlos. Cuando alguno de estos canales corta una veta de calcita, más fácilmente soluble, se produce un orificio que lleva el agua a algún conducto profundo. Una parte del surco queda en seco, la otra continúa su evolución. El agua estancada produce otro tipo de figuras. En una pendiente suave, se forman una serie de terrazas sucesivas con fondo plano en hemicírculo. Cuando la superficie es horizontal se forman cavidades

planas; sobre ellas pueden a su vez producirse cubetas de segundo o tercer orden, hasta dar lugar finalmente a una gran cubeta de fondo: encajonados. Al llegar a este caso se acumula una mayor cantidad de agua por lo que tarda más en evaporarse. Puede llegarse a llenar totalmente la cubeta y verterse el agua por sus bordes con lo que se excava un canal de desagüe. Para explicar todas estas estructuras no es posible invocar partículas que actuaran mecánicamente, sino que debe buscarse su origen en la acción corrosiva del CO_2 y de los ácidos húmicos, es decir que el mecanismo de la disolución explica suficientemente todas estas formas.

M. JULIVERT (Oviedo)

GALVANI (A.), E PERNA (G.).— **Contributo alla morfología dei prodotti argilloso-sabbiosi di riempimento delle caverne.**— *RasS. Spel. Italiana*; anno V, fasc. 3; pp. 89-101; 15 figs. Como, 1953.

Se estudian en este trabajo una serie de formaciones observadas en el terreno arcilloso-arenoso en las grutas de la Bigonda y del Calgeron, en Valsugana (Trentino, Italia septentrional). La primera de estas cuevas se encuentra en las dolomías del triás superior y se compone de una galería principal de 1520 m. de dirección N-S. y de otras galerías secundarias. En conjunto se encuentra formando tres pisos. En esta gruta el depósito arcilloso-arenoso es escaso y de poco espesor. La «Grotta del Calgeron» se encuentra asimismo en las dolomías del triásico superior, está formada por una galería principal de 1.136 m. con dirección predominante N-S. y por al-

gunas galerías laterales. Esta caverna presenta grandes depósitos de arcilla, arenas, limos y cantos rodados. El conjunto de formaciones estudiadas pueden dividirse en dos grandes grupos: formaciones originadas en el suelo de la gruta, y formaciones originadas en las paredes. Entre las primeras se citan las cavidades de estilicidio consistentes en orificios de profundidad entre 5 cm. originados por el goteo sobre el suelo arcilloso. Las salpicaduras de las gotas de agua alcanzan las paredes, y al resbalar al fondo forman surcos verticales. En los casos normales no se presentan nunca surcos anulares, pero si los orificios no profundizan, sea por el poco espesor de la capa arcillosa o por formación de una costra en el fondo, las salpicaduras alcanzan al exterior y el orificio adquiere el carácter de un pequeño cráter. Otro tipo de formaciones son las pirámides arcilloso-arenosas, originadas por un goteo muy fino sobre un depósito situado sobre un plano inclinado. El agua corre según la línea de máxima pendiente y origina estas estructuras. Si el sedimento es muy plástico y compacto, las formaciones resultan más agudas. Son frecuentes también las grietas por desecación de las arcillas, lo cual provoca una fracturación en poliedros. Otro tipo de formaciones son las estalagmitas de arcilla, su altura oscila entre 2 y 15 cm. y su diámetro en la base entre 3 y 5 m. En sección presentan anillos de crecimiento, y en el ápice existe un pequeño cráter. La distinta coloración de los anillos es debida a un mayor predominio de la arcilla o de la arena. Esta distinta composición puede relacionarse con variaciones en el goteo, cuando éste es intenso se arrastra la arcilla. Rompiendo la estalagmita en sentido vertical se obser-

va una columna central compuesta de arcilla, limo y arena, a su alrededor existe un manto espeso de material abandonado por el agua procedente del orificio. Estas formaciones se encuentran donde la pendiente de los estratos arcilloso-arenosos es de 35° a 45°, siendo frecuente que estén situadas en divisoria inclinada de dos laderas de los acúmulos de arcilla. El origen de estas estalagmitas debe buscarse en el goteo que origina los orificios ya citados. El agua que se vierte del orificio deposita a su alrededor las partículas arcillosas en suspensión, formándose un anillo que va creciendo y que da lugar a las estalagmitas. El crecimiento es no solo por elevación de las estalagmitas sino también por arrastre de la arcilla que la rodea, es decir, por descenso del suelo en que se apoya. Otro tipo de formaciones son las que se producen por las paredes, tales son las concreciones coraloideas y las cavidades inversas que se encuentran en el techo. El agua que llenó toda la cavidad, al retirarse poco a poco, depositó la arcilla y limo. Otro tipo de concreciones arcilloso-limosas se presentan en formas troncocónicas superpuestas, con la base menor hacia abajo. Las bases son horizontales. Tanto este tipo como el anterior se han originado bajo el agua. El agua turbia que penetra en la galería queda estancada al cesar la circulación, depositándose la arcilla al ir retirándose poco a poco. En las formas troncocónicas, las bases circulares representan diversos niveles en el descenso del agua que se retira. Al final del trabajo se dan algunas indicaciones sobre la técnica fotográfica empleada.

M. JULIVERT (Oviedo)

MAUCCI (W).—«L' ipotesi dell' «erosione inversa» come contributo allo studio della speleogenesi». Boll. Soc. Adriatica. di Sc. Nat., Vol. XLVI pp. 1-60; 26 figs.; Trieste 1951-1952.

Este trabajo, como indica su autor, es un intento de encuadrar sintéticamente el problema speleogenético a fin de llegar a una teoría que permita interpretar de un modo unitario la génesis y evolución de las cavidades cársticas. Para ello debe estudiarse el karst como fenómeno viviente. El criterio evolutivo que se afirma en todas las ciencias de la naturaleza debe referirse aplicado al karst no solo a la historia geológica de una región, sino también a las manifestaciones particulares de éste. Así se plantea el problema de la existencia de grutas embrionales; si se considera la hipótesis corriente, según la cual las cavidades se forman de arriba a abajo, estas cavidades embrionales deben ser pequeñas cavidades horizontales o verticales abiertas en superficie, es decir, deben tener el carácter de microgrutas; esto no se encuentra confirmado por la observación, lo cual puede ser debido a que no existan en la actualidad grutas embrionales o a que su estructura no sea la de una microgruta en cuyo caso no puede aceptarse la hipótesis de un ensanchamiento de las fisuras de arriba a abajo. En este sentido hay que tener en cuenta que con mucha frecuencia las grutas se abren en superficie por causa accidental, lo que indica que la cavidad estaba ya formada en profundidad; se da una lista de 29 cavidades de este tipo abiertas en la Venezia Giulia en poco más de sesenta años, se da la fecha en que tuvo lugar su abertura al exterior. A continuación se aborda el estudio sis-

temático; para ello se toma un sólo carácter, medible y capaz de expresarse numérica y gráficamente: el ángulo formado por eje longitudinal de las cavidades con el plano horizontal. En muchas grutas el eje es único y continuo, por tanto existe un solo ángulo de inclinación, en otras ocurre lo contrario; a las primeras se les puede llamar cavidades simples, a las segundas compuestas. Se da un diagrama de la inclinación de 525 cavidades simples de la Venezia Giulia; casi la mitad de ellas son absolutamente verticales, un buen número se agrupa alrededor de unas inclinaciones comprendidas entre 0° y 30° , y son rarísimas las que presentan inclinaciones de 35° a 60° . En otras regiones la relación entre grutas verticales y horizontales puede variar, pero siempre son raras las de inclinación media entre 35° y 70° ; tenemos pues, dos tipos de cavidades netamente distintas: pozos y galerías. Para las grutas compuestas se observa que la distinción entre galería y pozo permanece plenamente válida referida a los elementos simples de que están formadas. Esta distinción no es solamente morfológica sino también genética y por tanto natural y sistemáticamente válida. Los pozos son fenómenos cársticos subterráneos, no pueden considerarse como un tipo particular de dolina; esto es más claro observando que los pozos internos, que forman parte de una gruta compuesta, y que están situados en profundidad no presentan diferencias morfológicas con los abiertos al exterior. Los pozos simples son generalmente verticales, su forma es de embudo inverso, el fondo está generalmente ocupado por un cono detrítico. Las galerías, a diferencia de los pozos, presentan gran variedad. Considerando la sección transversal, pueden

distinguirse tres tipos: galerías a presión, galerías gravitacionales y galerías inversas. En el primer caso el agua actúa sobre todas las paredes de la cavidad. En el segundo tan solo sobre la base. En el tercero se trata de galerías cuyo techo varía mucho en altura, es decir que están formadas por grandes bóvedas separadas por trechos en que la altura de la galería es escasa; el suelo relleno de arcilla o aluviones recubiertos por una concreción, es uniforme; estas galerías son breves y se encuentran como elementos de grutas compuestas. Las galerías directas pueden responder a tres tipos: 1) con carácter de sumidero, en relación con un valle ciego; 2) formando parte de un sistema de grutas compuestas; 3) con carácter de resurgencia. En los sumideros pueden distinguirse dos tipos: directos e inversos; su principal diferencia la da el desarrollo de la cavidad: en los directos tiene la misma dirección del curso de agua epigeo, en los inversos existe una retroversión del curso, ya que la cavidad se desarrolla en sentido contrario al curso de agua superficial; por otra parte el tipo directo tiene un desarrollo sub-horizontal, en el tipo inverso el curso es más variado alternando los tramos verticales con las galerías horizontales; los sumideros directos son casi siempre grutas simples, los inversos compuestas. En la evolución de las cavidades pueden distinguirse varias fases; en primer lugar hay que considerar su formación en la cual pueden distinguirse: la preparación tectónica y la corrosión; en segundo lugar el ensanchamiento de la cavidad. En este sentido puede enunciarse que excepto en los sumideros directos, que se originan en superficie y prosiguen su ensanchamiento en profundidad todos los otros tipos

de cavidad encuentran su origen en profundidad y su apertura al exterior es secundaria y a veces accidental. De formarse los pozos en superficie las formas deberían ser estrechas en profundidad y anchas en superficie, siendo así, que la observación indica precisamente lo contrario. Así pues, puede afirmarse que las grutas embrionarias existen en la actualidad, pero su estructura no es la de una microgruta, asimismo su génesis no puede explicarse por la hipótesis de un ensanchamiento de las fisuras de arriba a abajo. El hecho de que las grutas embrionales falten en superficie es debido a que se forman sin comunicación accesible con el exterior. Su formación tiene lugar en puntos de las diaclasas donde la resistencia es menor; si esto tiene lugar en superficie se forma una dolina, no una gruta; si tiene lugar en profundidad, se forman cavidades fusiformes que tienden a ensancharse. Puede tener lugar un relleno de la parte baja de la cavidad, entonces mientras su crecimiento hacia abajo se dificulta, se favorece en cambio su crecimiento hacia arriba; tiene lugar una decalcificación del techo y la cavidad se aproxima a la superficie pudiendo llegar a abrirse, entonces se presenta la forma característica de embudo inverso con un cono detrítico en la base, es una gruta juvenil; es frecuente que esta abertura se realice en el fondo de una dolina. Si varias cavidades fusiformes paralelas se unen tendremos una galería inversa o pseudo-galería, ya que su génesis se relaciona con las cavidades fusiformes verticales, es decir con los verdaderos pozos. Todos estos tipos de cavidades son cavidades inversas. Las cavidades directas son más raras (por lo menos en el Karst de Giulia). Para su formación es necesario que el agua posea

una gran fuerza dinámica ya que no solo debe vencer la resistencia de la roca sino también a la gravedad que tiende a una circulación en sentido vertical. La formación de galerías directas próximas al nivel de base es más fácil de explicar por cuanto el agua ya no tiende a profundizar. El fenómeno de retroversión del curso, típico de los sumideros inversos, no puede explicarse más que a través de la teoría genérica expuesta. El agua que discurre por un curso epigeo, en una zona caliza, se pierde en parte por las diaclasas; éstas dan lugar a cavidades fusiformes hasta que una de ellas se abre al exterior y forma un sumidero que llega a absorber toda el agua del curso epigeo; entonces, aguas abajo del sumidero, la circulación cesa, las cavidades que allí se formaban ya no crecen mientras continúan ensanchando las situadas aguas arriba; así pues, llega un momento en que tiene lugar la fusión de dos o más de esas cavidades fusiformes, en este caso esto ocurre con las cavidades situadas aguas arriba del sumidero y se produce la retroversión del curso; este fenómeno puede aún repetirse en profundidad. Una vez formadas, las cavidades cársticas sufren una evolución, así puede hablarse sucesivamente de unas fases: embrional, juvenil, de madurez y senil. Acaba este trabajo con un capítulo dedicado a la clasificación de las cavidades.

M. JULIVERT (Oviedo)

ELLENBERGER (P.).—«**Sur les anciennes grottes de la Coruiche de Sete (cap de Lazaret) et leur faune villafranchienne**». Bull. Soc. Geol. France. (6.^a serie) Tom. III; fasc. 1-3; pp. 85-98; 3 figs.; París 1953.

Describe un importante yacimiento inédito de vertebrados villafranchienses, encontrado en el relleno de unas grutas; en ellas existe un relleno de brechas huesosas y de loes endurecidos. Con posterioridad ha existido un arrasamiento por un pediment antiguo. Se hace un ensayo cronológico de las fases morfológicas y climáticas.

M. JULIVERT (Oviedo)

PELLETIER (R.).—«**La grotte de Solborde, près Vesoul**».—Les Cahiers de Speleologie. Año 1953; fasc. 1-3; pp. 7-15; 3 figs.; Vesoul, 1953.

La gruta de Solborde es una cueva precedida por enormes cascadas de tobos por la que resurge un curso de agua. Esta resurgencia no da durante casi todo el año más que un pequeño caudal e incluso llega a quedar seca totalmente. En épocas de crecida sale sin embargo por la cueva un verdadero río con un caudal de varios mts. cúbicos por segundo. Esta cueva está obstruida por aluviones por lo que el agua sale infiltrándose a su través. Como no ha sido posible encontrar ninguna vía de acceso practicable que conduzca a la red subterránea que debe alimentar esta resurgencia, se intentó en 1943 abrir un túnel a través de los aluviones, propósito que fué abandonado, reanudándose los trabajos en 1953. Si bien no se ha alcan-

zado todavía la galería que se supone existe más allá del relleno aluvial; los trabajos actuales permiten entrever la continuación de la galería. Por otra parte pueden adelantarse algunas conclusiones de tipo hidrológico. La gruta de Solborde no forma un sifón sino simplemente una galería rellena por materiales depositados en orden a su densidad. Así, la capa más inferior está formada por cantos; a esta capa se le superpone una de gravas y arenas y finalmente una de arcillas de decantación y decalcificación. Este relleno es reciente, ya que existen englobadas en él, estalagmitas de altura hasta de 1 m., sin que se observen en ellas señales de decalcificación. El curso de agua circula infiltrándose por el relleno grosero de la base, aunque parece hacerlo por un surco excavado en el suelo de la gruta. Del régimen del manancial se deduce la ausencia de sifón, si bien debe existir una retención parcial del agua en cavidades situadas más allá de la zona rellena por aluviones. Cuando la fuente cesa de fluir puede encontrarse agua 50 cm. por debajo del nivel normal de resurgencia. Esto permitiría probablemente restablecer el caudal de la fuente durante todo el año. La obturación debe datar probablemente de unos pocos siglos; el relleno continúa en la actualidad hacia el interior. La presencia de grandes estalagmitas en la masa de relleno prueba que esta galería estuvo libre durante mucho tiempo. Los materiales de relleno están depositados en orden granulométrico. Para ello debe admitirse una importante y rápida disminución del caudal; esta fué la causa de que el agua fuera incapaz de mantener libre la galería. Actualmente en época de crecida un gran caudal sale de la cueva. No puede explicar-

se que este caudal haya permitido la obstrucción de la galería sino admitiendo una desviación de su curso, aguas arriba del punto de relleno. Esta desviación debió ser debida al ensanche de alguna grieta en su cauce, hasta permitir la absorción de la mayor parte del agua durante el período de estiaje a favor de otras resurgencias situadas más aguas abajo en el valle de Echenoz. La «Fontaine su Diable» captada por la ciudad de Vesoul, puede ser una de estas resurgencias. Así el caudal de la resurgencia de Solborde ha ido disminuyendo gradualmente a la vez que los aluviones han empezado a rellenar la cavidad.

M. JULIVERT (Oviedo)

RENAULT, PH.—**Distinction de deux types d' avens sur les Plans de Canjuers (Var)**. Comp. Rend. Sc. de l'Ac. de Sciences. vol. 235, págs. 1519-1520. París, 1952.

El autor considera la existencia de dos tipos de simas desde el punto de vista genético: 1 Simas excavadas totalmente en el interior de la caliza, sin salida al exterior, formadas por corrosión química debida sobre todo a las oscilaciones del nivel hidrostático y 2. Simas abiertas al exterior y con fuertes señales de erosión, a manera de marmitas superpuestas, que considera como simas de disolución ensanchadas por fenómenos de erosión posteriores.

Compara esta interpretación con la «Two Cycle Theorie» de Davis que admite dos tipos genéticos semejantes a los descritos en Canjuers, indicando que estas ideas se alejan cada vez más de la primitiva hipótesis de Martel que creía

en una génesis eminentemente erosiva de las simas. Indica como conclusión la necesidad de considerar tres tipos de simas: de hundimiento, de corrosión y de erosión, siendo a veces difícil situar una sima en uno de estos grupos puesto que es frecuente que las tres acciones hayan intervenido en la génesis de una misma cavidad.

N. LLOPIS LLADO (Oviedo)

MAURICE LAURES.—**«Les plongées souterraines d' Henri Lombard dans la région de Montpellier»**. Annales de Spéléologie, T. VII, fasc. 1, pp. 13-30, 8 figs. París 1952.

El 8 de octubre de 1950, el entusiasta espeleólogo Henri Lombard halló la muerte en el curso de su segundo forzamiento del Gran Sifón de la resurgencia de Lirou. Este buceo era el noveno de una campaña que estaba realizando en la región de Montpellier: de sus ocho buceos anteriores quedaron diversas anotaciones y croquis, que junto con los cambios de impresiones que había tenido con el autor de la memoria de que tratamos, han permitido llegar a algunas interesantes conclusiones.

1) La existencia de sistemas hipógeos activos descendiendo francamente por debajo de los niveles de base correspondientes (Grotte-exurgence des Cent Fonts, Exurgence de Gourneyras). Ello representa la confirmación de un hecho que tiende cada vez a ser menos excepcional, al aumentar paulatinamente el número de ejemplos conocidos.

2) Las fuentes de tipo vaclusiano puro, con lago al aire libre (Exurgence de Gourneyras, Exurgence de Gourney-

rou, Foux de Pompignan), presentan sifones de gran importancia, cuyo forzamiento debe considerarse como extraordinariamente hipotético. Ello concuerda con las observaciones llevadas a cabo anteriormente por otros espeleólogos (Fontaine des Chartreux, Source du Lez, Fontaine de Vaucluse, Source de la Touvre, etc.)

3) Referente a las resurgencias que presentan sifones después de trayectos penetrables, más o menos desarrollados, deberemos distinguir dos casos: a) Los que se hallan en relación directa con una corriente hipógea perenne, poseen sifones prácticamente impenetrables, que las hacen parecidas a las vauclusianas puras (Exsurgence des Cent Fonts, Grotte-exsurgence de Fontanilles, Perte du Second Barrage); b) Aquellas de las que solo se conoce su función de trop-plein temporal, presentan sifones que han sido forzados (Grotte-exsurgence de l'Avenca, Grotte-exsurgence du Lirou, aunque en el caso de esta última hay fundamento para suponer la existencia de un torrente hipogeo perenne). Cabe citar que existen numerosas excepciones al apartado «a»; incluso la existencia de sifones atravesables, sobre el mismo trayecto de ríos hipógeos perennes.

J. MONTORIOL Pous (Barcelona)

BERNARD GEZE, JACQUES DU CAILAR ET ALEX BOURNIER.--«L' Event des Rognès». *Annales de Spéléologie*, T. VII, fasc. 2, páginas 67-77, 3 figs. Paris 1952.

La boca del Event des Rognès se abre en el borde N. de la Causse de Blandas-Montdardier (Larzac Est), en el centro del circo de Rognès, punto en donde

confluyen varios talwegs, que, reunidos ya en caudal único, desembocan en el Arre. En el límite septentrional de la Causse, el valle del Arre (afluente del Hérault) se halla excavado en las formaciones areniscosas y arcillosas del Trias, que pueden considerarse impermeables; sobre ellas, y con ligero buzamiento S., existen los terrenos jurásicos, calizos o dolomíticos, que pueden ser totalmente atravesados por las aguas subterráneas: faltan pues aquí los niveles de margas negras impermeables (especialmente en el Toarciense-Aalenense) que se hallan normalmente en las Causses. La superficie de la Causse presenta vastas depresiones, como la Plaine de Campels, ocupadas en general por pedregales cuarzosos (albarons), resultado de las corrientes superficiales provenientes de las Cévennes, anteriores a los valles actuales, en especial del del Arre. Junto con los «albarons» se hallan numerosos residuos arcillosos y mucha limonita, más o menos pisolítica, índice de la acción de un clima subtropical, tendiendo a la laterización del suelo; el tal proceso, frecuentemente realizado en el Eoceno y Oligoceno, llevaría su edad a principios del Terciario. Las porciones más antiguas del Event des Rognès no serían anteriores al Cuaternario, ya que el valle del Arre se hallaba ampliamente excavado cuando comenzó a formarse la cavidad.

Esquemáticamente, la caverna se compone de: 1) Una galería inferior de difícil recorrido (Galerie Vénizet), de 773 m. de longitud, poseyendo dos ramas colaterales (Galerie du Siphon, Galerie de la Colonne); 2) Una galería superior (Galerie des Boueux), que se prolonga por la Galerie de Joly, de 1.850 m. de longitud y de más fácil recorrido. Su porción septentrional se halla fosilizada (en toda

su longitud se presenta tapizada por las formas litogénicas); su porción meridional ofrece varias ramas colaterales (Galerie du Poin 804, Galerie du CAF, Galerie du Groupe Cévenol), una de las cuales (Galerie du Groupe Cévenol) presenta un río hipogeo activo de un caudal de 10 l-12 l. por segundo (en 1948). En conjunto, la cavidad presenta una longitud de 4 km.

En cuanto a su origen cabe distinguir las siguientes partes: 1) Red fósil de la Galerie des Boueux. Se formó por la confluencia de las galerías CAF, Gèze, de Glory y Groupe Cévenol, que drenaban las aguas de la superficie de la Causse; viene en apoyo de ello el hallazgo, en dichas galerías, de «alborons» y arena limonítica. Las aguas resurgían en el circo de Rognès por el extremo N. de la galería, hoy obstruido por los hundimientos. 2) Red subactiva de la galería Vèzinet. En su extremo N., junto con la Galerie du Siphon y la Galerie de la Colonne, toma el aspecto de un delta subterráneo: es evidente que existían muchas salidas al circo de Rognès. Una parte de ella (Grande Diaclose) ha sido fraguada en conducción libre, mas el resto manifiesta claros signos de conducción forzada. El origen de las aguas que circulan por esta galería en los períodos de crecida, cabe buscarlo en los llanos de la superficie de la Causse (principalmente la Plaine de Campels). La unión entre la red 1 y la red 2, es el resultado de un fenómeno de captura, debido a la erosión regresiva en la bóveda de la galería Vèzinet: cuando tuvo lugar, el agua circulaba aún por la red superior, ya que se formó una pequeña garganta de enlace, en el suelo de la ramificación ascendente de la Galerie des Boueux. 3) Red perenne actual. De modesta importan-

cia en comparación con las circulaciones pretéritas. La Galerie Vénizet presenta aún circulación temporal. En la Galerie des Boueux (cerca del punto 1.460), la Galerie de CAF y principio de la Galerie Gèze, los lagos se hallan alimentados por el degoteo de las bóvedas, pero parece que no existe verdadera circulación. No puede afirmarse si la galería Glory corresponde a un antiguo afluente remontante hacia la galería de Joly, o bien, por el contrario, se formó más recientemente, conduciendo las aguas de la misma hacia la red actual más profunda. En los lagos terminales de las galerías Gèze y de Joly, parece se presenta una actividad permanente, hallándose los tres en conexión probable y escurriéndose, sin duda, hacia la Galerie du Groupe Cévenol. Esta última galería pertenece a la red fósil primitiva, pero, hacia el SSW., en una zona de reducidas dimensiones, presenta, por el contrario, la única corriente perenne del conjunto de Rognès. El origen del agua es el mismo que el de la red fósil: infiltraciones en la Plaine de Campels, que posee una gran fisuración por sus campos de lapiaz, y en donde el manto de arcillas y gravas asegura una relativa permanencia de la alimentación subterránea.

El buzamiento S. de los estratos induce a buscar la salida de las aguas en aquel sentido; pero las resurgencias más próximas en tal dirección se hallan en las Gorges de la Vis, distantes 8 km.-12 km., lo cual, si no imposible, parece poco probable para un caudal de 10 l. por segundo. Siendo la totalidad del Jurásico, como ya indicamos, totalmente caliza, y aunque las grandes cavidades parece que no se desarrollan en el Lias, el agua no halla ninguna dificultad en descender a contra-estrato, con lo que ve-

rosimilmente las Sources de Lasfonds o el Event de Brun (en el valle del Arre, a 1 km.-3 km.), sustituyen las surgencias de las aguas de la Galerie du Groupe Cévenol. La pequeña corriente (S. a N.) de la Galerie Verinet, debe alimentar una pequeña fuente situada al pie del circo.

J. MONTORIOL POUS (Barcelona)

HENRI SCHOELLER.—«**Les galets ronds. Nouvelle forme d'usure par un nouveau mécanisme**». *Annales de Spéléologie*, T. VII, fasc. 1, pp. 7-12, 3 fig. París 1952.

Se trata de un estudio realizado en la Source du viaduc d'Escot, que se abre en el borde E. de la carretera 618, cerca del viaducto del ferrocarril, a 303 m. de altura sobre el nivel del mar y 20 m. sobre el torrente. La cavidad se halla constituida por un tramo horizontal y dos grandes chimeneas verticales de más de 15 m. de altura, rellenas hasta cierto nivel por aluviones, y presentando sus paredes pequeñas oquedades cupuliformes.

El 25 agosto 1950, las cavidades no presentaban ningún caudal, pero 25 m. al N., en el borde del torrente, existía una surgencia entre los cantos que daba 20 l./seg., hallándose el agua a 9,4 °C. El 26 octubre del mismo año, después de abundantes lluvias, la cavidad horizontal y la chimenea S. daban 1.000 l./seg., habiendo aumentado el caudal de la surgencia del torrente; las temperaturas del agua eran idénticas en todos los puntos (9,4 °C). Al día siguiente la chimenea daba sólo 5 l./seg. y la cavidad 100-200 l./seg. Los grandes caudales

aparecen siempre bruscamente. Todo ello indica se trata de una fuente de depresión de una capa en retículos, que, durante el verano, evacua las reservas contenidas en las pequeñas fisuras, y, durante las grandes lluvias, da un caudal proveniente del agua expulsada por las crecidas: de ahí la constancia de temperaturas.

Los aluviones que hemos citado se hallan constituidos por cantos calizos, areniscosos, de cuarzo y de ofita, perteneciendo a los antiguos aluviones del torrente, hallándose a un nivel muy superior a los actuales, lo cual atestigua su permanencia en la chimenea desde largo tiempo. Existen cantos de formas planas, ovoideas, más o menos aplastadas, de 3 ejes y ovoideas irregulares. Su particularidad consiste en que, algunos de ellos, presentan en su superficie una o más oquedades cupuliformes, o bien superficies gastadas por frotamiento, más o menos cóncavas y bien delimitadas unas, convexas otras.

Las superficies cóncavas, circulares o alargadas, pueden ser escasas o bien numerosas, adquiriendo el canto un aspecto poliédrico. En los cantos aplastados se sitúan sobre las superficies planas: en las ovoideas en cualquier lado. Su diámetro es de 1 cm. a 6 cm.; su profundidad de 1 mm. a 15 mm. En las alargadas es corriente que la concavidad sea mucho más pronunciada siguiendo el sentido del eje mayor. No presentan nunca estricción neta.

Las superficies convexas, siempre completamente lisas, poseen dimensiones variando desde pocos milímetros a los 94 mm. Es de notar que en todos los cantos no esféricos se localizan siempre sobre las zonas de mayor convexidad

(en los esféricos es indistinta).

El origen de tales formas hay que buscarlo en el desgaste por frotamiento, debido a la acción de los cantos con superficies convexas sobre los que poseen oquedades cupuliformes. El hecho de que las superficies, en especial las convexas, se presentan completamente lisas, pulidas y sin estriaciones, indica que el desgaste se hace por frotamiento sin presión. El alargamiento de ciertas formas concavas y la concavidad mayor respecto al eje mayor, indican que el desgaste no se produce por rotación sino por balanceo. Luego, los cantos móviles son los que poseen superficies convexas: ello concuerda con el hecho de que los más pequeños (más móviles) ofrecen superficies convexas, y los mayores (dificilmente desplazables) superficies cóncavas; los de tamaño mediano presentan los dos tipos de superficie.

Para comprender el mecanismo es preciso tener presente que las aguas de la fuente pueden presentar una importante fuerza ascensional. Con el caudal registrado de 300 l./seg., a través de una sección de 7 m² ocupada por los cantos, con porosidad del 38 por 100, la velocidad directa en las venas líquidas es de 10 cm./seg., y la intergranular de 13 cm./seg. Además, según datos recogidos, la fuente puede ofrecer un caudal 2 o 3 veces superior, habiendo también observado el autor que en ciertos puntos de la masa hay pasos más fáciles en los que el agua alcanza superior velocidad, arrastrando incluso los cantos. Pueden formarse depresiones en la parte superior. Se comprende pues que en ciertos puntos puedan producirse disminuciones de carga que dejan más o menos libres dentro de la masa algunos de los cantos, produciéndose el mecanismo descrito.

El autor concluye, pues, que se trata de un mecanismo totalmente diferente del que engendra los «galets impressionnés»; proponiendo el nombre de «galets rodés» a los que resultan de la acción del mecanismo de que hemos tratado, o sea por uso recíproco por frotamiento, sin fricción.

J. MONTORIOL PONS (Barcelona)

GUY DE LAVAUUR.—**Le gouffre et la rivière souterraine de Padirac. Enseignements de l'expédition de 1951.**—Annales de Spéléologie, T. VII, fasc. 2, pp. 78-84, 2 figs. París 1952.

La Barrière de l'Avenir, término de la expedición de 1949, forma parte de una enorme colada estalagmítica que sale de un amplio orificio, totalmente colmatado, situado en la pared izquierda, cerca de la bóveda. Esta colada es signo de la actividad de una afluyente, que contribuyó activamente a la desorganización de la galería principal. A partir de este punto, la citada galería, que parece se desarrolla en la dolomía subcristalina de la base del Bajociense, presenta una morfología torturada por la erosión y la corrosión, que no se halla en ningún otro lugar de las galerías de Padirac. En el lecho del río existen numerosos cantos rodados de aspecto normal, pero que, examinados, aparecen transformados en arcilla clara: algunos poseen en su centro un nódulo de caliza.

A unos 300 m. de la Barrière de l'Avenir, se desemboca en un ensanchamiento considerable de la galería. Aquí la roca aparece aún mayormente atormentada: numerosas marmitas de gigante, verdaderos pozos cilíndricos de un metro

de diámetro y de uno a cinco metros de profundidad, a veces tangentes, ocupan el fondo. Por la parte inferior de la sala se penetra en una galería, en donde la existencia de pozos semejantes a los descritos, pero de bordes descompuestos, constituye un obstáculo prácticamente invencible: nos hallamos a unos 5.500 m. del pozo de entrada y a unos 185 m. de profundidad. Encima del descrito conducto se abre un corredor, asimismo desorganizado por los pozos que comunican con el piso inferior, que tampoco pudo ser explorado,

Los estudios realizados durante esta última expedición, han permitido ampliar los conocimientos adquiridos anteriormente sobre el funcionamiento hidrológico del río hipógeo, precisando el mecanismo de los distintos tramos y el papel desempeñado por las «barrières», que poseen rebosaderos a diversas alturas que permiten el paso a caudales diferentes.

En la Sala Beamish existe un conducto inclinado (Toboggan), que conduce a un río activo que corre por un nivel inferior; era propósito del autor efectuar una coloración del mismo, pero, por accidente, 16 l. de fluoresceína al 50 por 100 fueron echados poco después del lugar denominado el Chaos (19 agosto, 22h), y el resto (hasta 35 l.) no pudo ser llevado hasta la Sala Beamish, debido a la violencia de una crecida, siendo echados 750 m. más abajo del lugar primeramente citado (20 agosto, 20h 30m). El colorante apareció primero en la resurgencia central de Lombard (23 agosto, 7h 30m) y luego en la resurgencia de Saint Georges (9 septiembre). Ello indica, contrariamente a lo que el autor había primeramente pensado, que Lombard representa la resurgencia del

río activo de Padirac y particularmente del río inferior de la Sala Beamish.

Comparando la experiencia con la de 1947, es evidente que la fluoresceína entonces empleada no llegó al río inferior a través del Toboggan. La rápida coloración de la resurgencia de Lombard, lograda en 1951, es atribuible a la velocidad de escurrimiento de las aguas, debido a la crecida, por las Galerías 1948, entre el Chaos y el Toboggan. Lo lento de la coloración en 1948, es lógico suponer se debió a serlo únicamente por pérdidas situadas hacia arriba del Chaos.

J. MONTORIOL PONS (Barcelona)

ROBERT LACROUX.—**Le gouffre de Roque de Corn.**—Annales de Spéléologie, T. VII, fasc. 2, pp. 85-90, 2 figs. Paris 1952.

La sima de Roque de Corn se abre en el Bajociense de la Causse de Gramat (Lot), 400 m al SW. del paso a nivel en que la carretera D. 70 corta el ferrocarril Capdenac-Brievé. Se trata de un pozo de 70 m. de diámetro y de 38 m. de profundidad, pérdida temporal del río de la Cazelle. El antiguo lecho subaéreo del mismo puede reconocerse en un valle seco, que serpentea más allá de la sima, en dirección NNE. En la parte S. del pozo el río ha entallado un cañón que termina con un salto vertical de 20 m. Ya dentro de la sima, efectúa un giro de 90° y se hunde bajo tierra, en dirección E., a través de un pórtico ancho y bajo.

Sigue una bien desarrollada galería, explorada ya en sus primeros 400 m. por Martel, hasta un lago que parece sin salida. Atravesado el mismo, se hallan tres

continuaciones, las cuales terminan en sendos pozos que comunican con la red inferior activa del sistema. Cabe mencionar que, durante las fuertes lluvias, grandes masas de agua discurren por las galerías superiores, ya que el pozo de intercomunicación P2 (el que se abre a menor cota), a pesar de sus regulares magnitudes, no puede evacuar el agua que entra en el lago, elevándose aquélla en un nivel de 3 m., hasta alcanzar la galería que desemboca en otro pozo de intercomunicación situado a cota más elevada (P3).

Las galerías inferiores activas son de menores dimensiones y se hallan en curso de formación, siendo inundadas totalmente durante las crecidas. Se observan testimonios de un lecho superior, incluso a veces puentes rocosos que unen las paredes, en el fondo del cual el río ha excavado un cañón por el que actualmente circula.

La cavidad se caracteriza pues, como buen número de las formaciones similares de la Causse de Gramat, por una red superior de grandes dimensiones, utilizada únicamente durante las crecidas, la cual se halla superpuesta a una red activa en curso de formación, de magnitudes mucho más modestas. Una línea de fractura orientada NW-SE intercomunica las dos porciones. Las galerías inferiores presentan tramos en conducción forzada, que por su insuficiencia provocan elevaciones de nivel de 30 m.

Si bien las galerías superiores deben su origen al río epigeo de la Calzelle, es posible que la red inferior no haya sido engendrada exclusivamente por el mismo. En cuanto a la resurgencia de las aguas, el colorante lanzado el 24-12-1950 por Lavaur (6 kg. de fluoresceína) apa-

reció en la resurgencias de Saint Georges (25-12) y Lombard (26-12), y, después de violentas lluvias, en la de La Finou (15-1-1951). El río subterráneo de Roque de Corn posee pues los mismos puntos de resurgencia que el de Padirac. La pendiente del trazado hipotético de las galerías que quedan inexploradas, puede calcularse del 1 por 100, o sea asimismo semejante al de Padirac.

J. MONTORIOL PONS (Barcelona)

J. ROGER ET G. ROGER. — «**Les grottes des Andelys**». Annales de Spéléologie. T. VII, fasc. 2, pp. 97-98, 1 fig. París 1952.

Dominando desde 150 m. el margen derecho del Sena, desde Chateau-Gaillard hasta los Andelys y el Thuit, existe un despeñadero en el que se desarrollan cierto número de cavernas. La vertiente forma dos resaltes sucesivos y una inclinada pendiente que alcanza la cima de la plataforma: las dos cavidades estudiadas se hallan en el frente del resalte más elevado.

El piso de las cuevas, sensiblemente horizontal, se halla ocupado por tierra amarillenta o negruzca, cuyo espesor es superior a los 25 cm. Las paredes se hallan constituidas en ciertos tramos por yeso blando del Santoniense, con algunos fósiles y bancos de sílex, mientras que en otros se hallan formadas por rocas detríticas, comprendiendo sílex, generalmente cavernoso y negruzco en superficie, y bloques de yeso friables de contornos poligonales (escaso transporte), todo ello englobado en la tierra o

arena fina que ocupa el piso de las cavidades. En ciertos niveles, especialmente margosos, los elementos finos presentan lechos hojosos y contorneados (soliflución).

En diversos puntos se observan muestras de erosión química y, probablemente, mecánica (cúpulas, agujeros redondeados, púas de erizos dejadas en relieve, etc.) Las costras calizas son escasas, no existiendo depósitos en forma de estalactitas o estalagmitas.

En la evolución de la cavidad se suponen las siguientes fases: 1) Durante el Terciario inferior se desarrollaron una serie de cavidades kársticas, dando lugar a grietas y surcos encajados, formando una red de espacios vacíos; 2) Esta red fué seguidamente colmatada por los bloques provenientes de la destrucción del resalte superior y de los aportes glaciares y continentales diversos; 3) Debido principalmente a la acción de las aguas de infiltración, parte de los materiales fueron arrastrados nuevamente, lo que, junto con la intervención ulterior y secundaria del hombre, dió a las cavidades su aspecto actual.

J. MONTORIOL PONS (Barcelona)

W. MAUCCI.—«**Relazione sul primo ciclo di ricerche svolte dalla Sezione Speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali sul corso sotterraneo del Timavo**». Rassegna Speleologica Italiana, anno V, fascículo 2, pp. 67-74, 2 figs., 3 fots. Como 1953.

Después de algunas consideraciones sobre el material empleado en las explo-

raciones subacuáticas, el autor expone los resultados obtenidos en las tres cavidades objeto de tales investigaciones: Pozzo sopra S. Giovanni di Duino, resurgencia del Timavo y sima de Trebiciano.

La primera de las citadas cavidades se halla formada por un pozo de 43 m. de profundidad, al cual sigue una inclinada pendiente detrítica hasta 49 m., en donde se halla un lago triangular de 10 m. de lado. La inmersión efectuada puso de manifiesto que el fondo era constituido por la continuación de la pendiente detrítica, que alcanza 5 m. bajo el agua. Se confirmó pues la suposición de Boegan, de que la unión con la red hídrica hipogea era indirecta.

Durante las exploraciones de la resurgencia del Timavo se descubrieron varios conductos sumergidos, intercomunicados entre sí, lográndose seguir 57 m. del conducto principal. Del estudio de la sección de la citada galería se concluyó que, en cierta fase anterior, el río la recorrería en conducción libre, ampliándose según una típica erosión gravitacional. Probablemente ello ocurrió durante la regresión würmiense, ya que el más bajo nivel del mar permitía un drenaje de las aguas a niveles inferiores.

En el abismo de Trebiciano se efectuó un intenso trabajo, a fin de descubrir el sifón de entrada a la caverna Lidner (-329 m.), sobre el que tanto se ha discutido sin haberse podido localizar. Después de varias tentativas (durante las cuales se descubrieron dos pequeñas cavernas; una unida al resto de la oquedad a través de dos aberturas de solo

10 cm. de altura sobre el nivel del agua, y la otra tras una bóveda sifonante), dificultades aumentadas grandemente por hallarse muy turbia el agua, se logró descubrir el sifón. Este se presenta formado

por una galería sumergida, de orientación E25S, cuya bóveda, 3 m.-4 m. de agua, ofrece sección angular, habiéndose seguido 23 m. de la misma.

J. MONTORIOL Pous (Barcelona)

SOCIEDAD METALURGICA
"DURO-FELGUERA"

==== (COMPañIA ANONIMA) ====

CAPITAL SOCIAL: 125.000.000 DE PESETAS

CARBONES gruesos y menudos de todas clases y especiales para gas de alumbrado --: COK metalúrgico y para usos domésticos --: Subproductos de la destilación de carbones: ALQUITRAN DESHIDRATADO, BENZOLES, SULFATO AMONICO, BREA, CREOSOTA y ACEITES pesados LINGOTE al cok --: HIERROS Y ACEROS laminados --: ACERO moldeado --: VIGUERIA, CHAPAS Y PLANOS ANCHOS --: CHAPAS especiales para calderas --: CARRILES para minas y ferrocarriles de vía ancha y estrecha TUBERIA fundida verticalmente para conducciones de agua, gas y electricidad, desde 40 hasta 1.250 mm. de diámetro y para todas las presiones --: CHAPAS PERFORADAS VIGAS ARMADAS --: ARMADURAS METALICAS DIQUE SECO para la reparación de buques y gradas para la construcción, en Gijón.

Domicilio Social: MADRID --: Barquillo. 1 --: Apartado 529
Oficinas Centrales: LA FELGUERA (Asturias) " 1



FABRICA DE
MIERES
SOCIEDAD ANÓNIMA

MIERES - (ASTURIAS) - Apartado 2º
Telf. 5 - MIERES - Telog. "Fabricaciones" - Mieres.

CARBONES - Gruesos, menudos
y finos, para todas las aplicaciones.

COK - Metalúrgico y para uso doméstico.

SUBPRODUCTOS - Sulfato
amónico, Alquitrón, Brea, Creosotas,
Naftalina, Antraceno, Benzoles y Tolueno.

SIDERURGIA - Lingotes de fundición
y de afinado, Acero Siemens-Martin, Palan-
quilla, Laminados, Vigas, Us, Angulares, Tés,
Redondas, Cuadrados, etc. Carriles de mina.

METALURGIA - Construcciones,
metálicas: armaduras, columnas, postes,
y todo clase de estructuras. Forja y
Eslampación, Tornillería, Piezas de
hierro fundido, Acero moldeado.

PROYECTOS Y PRESUPUESTOS



ACADEMIA ALLER

MOREDA (Asturias)

PREPARACION. TECNICOS INDUSTRIALES, BACHILLER,
COMERCIO, TAQUIGRAFIA, CAPATACES Y VIGILANTES
DE MINAS, ETC.

*Toda la correspondencia relacionada con donativos
anuncios, suscripciones, etc., debe ser diri-
gida al Secretariado de Publica-
ciones de la Universidad
de Oviedo*

Número suelto 25,00 pesetas

Fué impreso en los Talleres Tipográfico de la Imprenta «La Cruz», sita en la calle de San Vicente, de la Ciudad de Oviedo, en el mes de noviembre de 1953.

REVISTA DE CIENCIAS

DE LA UNIVERSIDAD DE OVIEDO (ESPAÑA)

DIRECCIÓN.

Prof. Dr. Lucas R. Pire

VICERRECTOR

Prof. Dr. Carlos del Fresno

DECANO

REDACCION:

Prof. Dr. Antonio Espurz *Prof. Dr. José Manuel Pertierra*

Prof. Dr. N. Llopis Lladó

La suscripción anual es de 50 ptas. para España y de 60 ptas. para el extranjero
(comprendidos los gastos de envío)

La correspondencia y suscripciones deben dirigirse al Prof. Dr. N. Llopis Lladó

UNIVERSIDAD DE OVIEDO

(ESPAÑA)