

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.

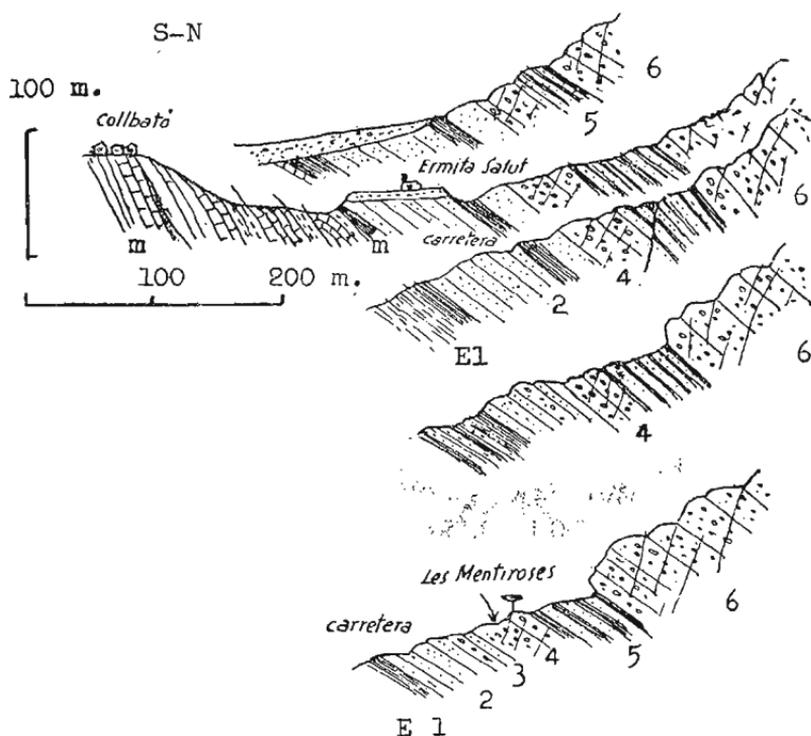


Figura 2.—Cortes geológicos seriados de la vertiente meridional de Montserrat
m-Serie de calizas, dolomitas y margas abigarradas muy accidentadas del triásico medio y superior

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.

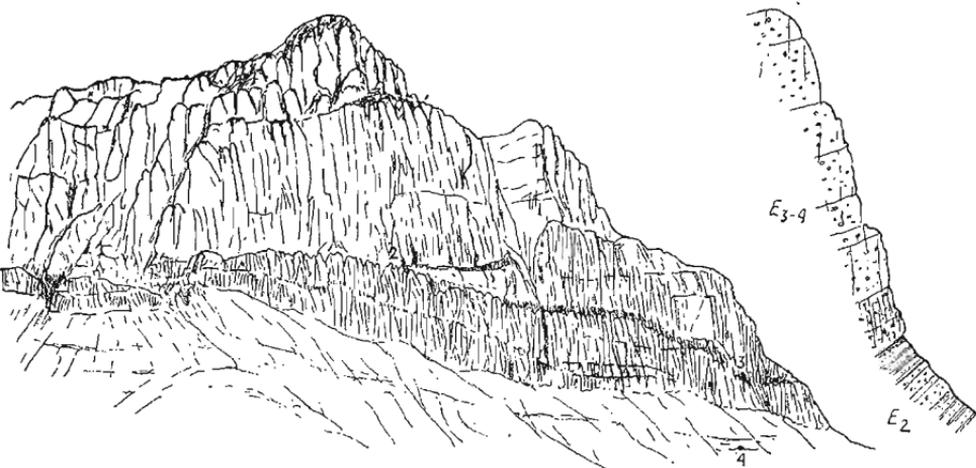
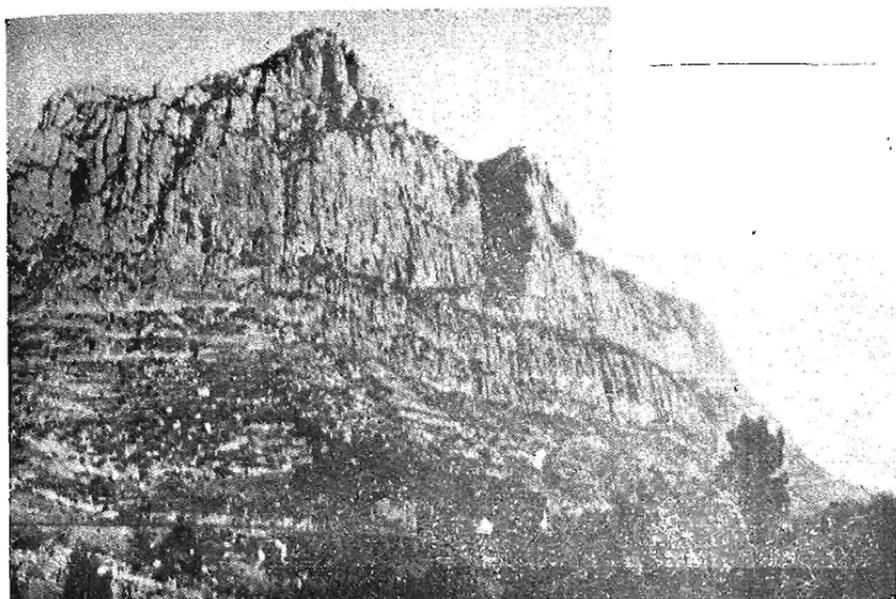
La serie basal paleocena tiene frecuentes variaciones en sus detalles lo que puede observarse dibujando cortes seriados a lo largo de la base del cantil luteciense. Así, desde la carretera de Montserrat, al cantil de la fuente intermitente llamada de Les Mentiro-ses se reconocen de abajo a arriba las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

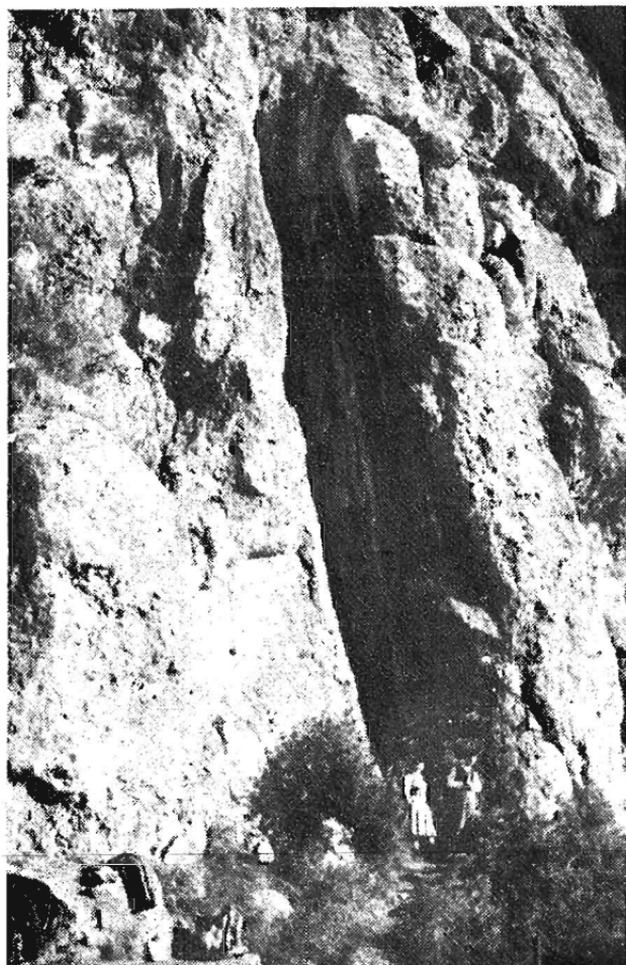
C) *Textura y estructura de las pudignas lutecienses*

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.

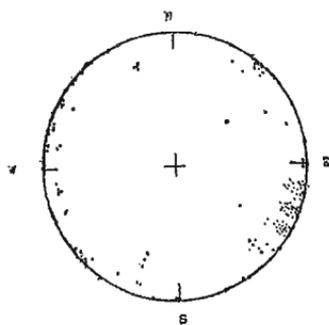


Fig. 3.—Proyección estereográfica de las diaclasas de la masa de pudingas lutecienses de la vertiente meridional de Montserrat

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-hidroológico 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.

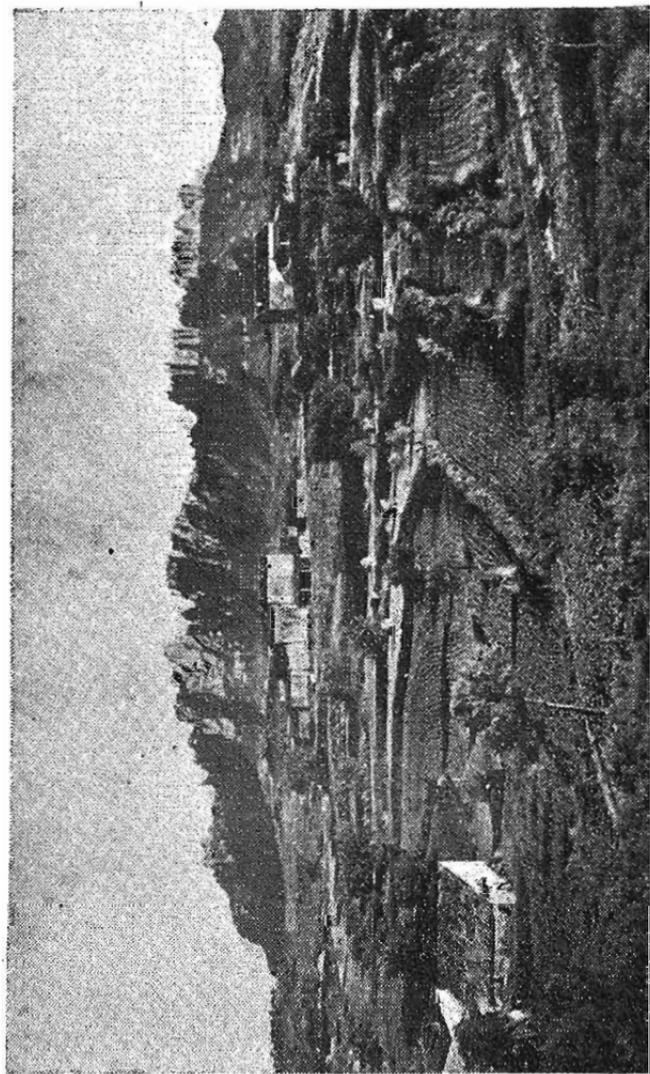
Todos los afloramientos hídricos sin excepción están localizados en la vertiente meridional del Barranco, lo que corrobora nuestra teoría de la procedencia meridional de estas aguas. Las fuentes ordenadas por alturas se reúnen en el siguiente cuadro;

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

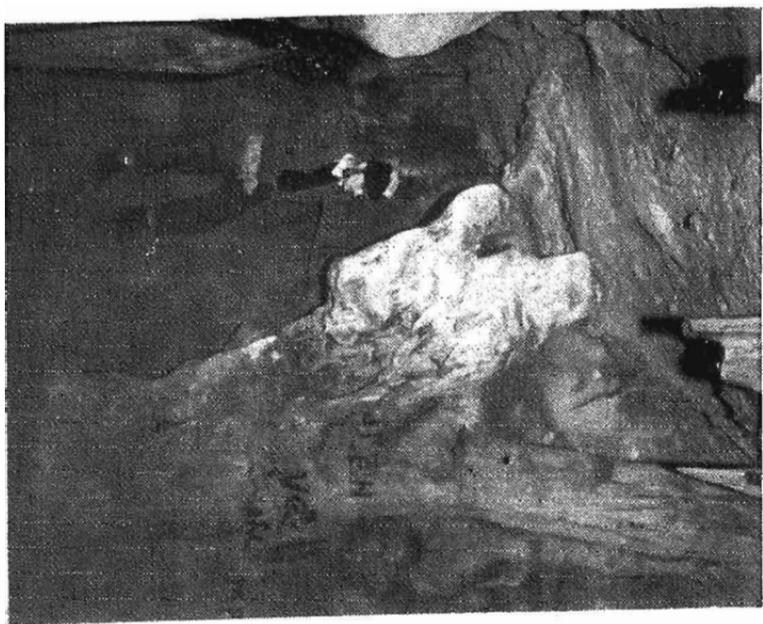
Estas fuentes, permiten dividir al Barranco de los Guilleumes desde el punto de vista hidrogeológico, en cuatro niveles hídricos:

- 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.

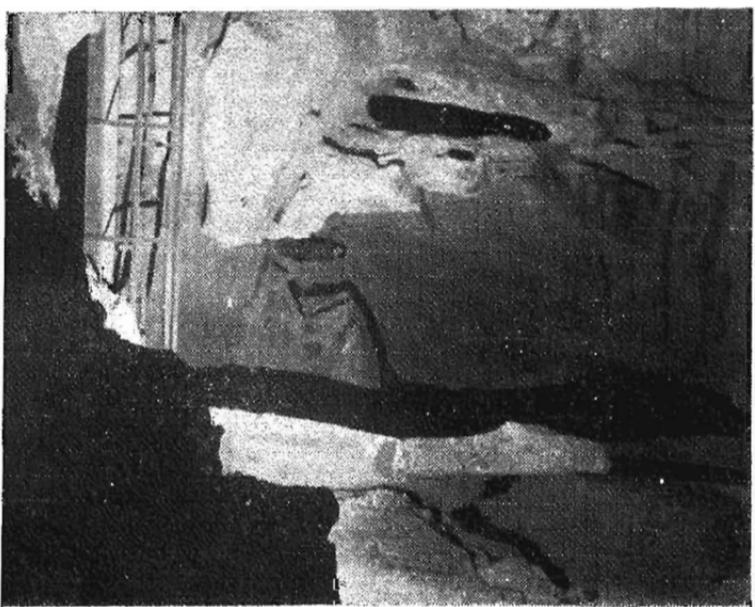
Cada uno de estos niveles está integrado por una o varias capas fértiles de conglomerado o areniscas fisuradas y otras tantas capas estériles impermeables de margas inclinadas todas al NW. que provocan las emergencias. El nivel más importante por los caudales emitidos es el de Font Gran y sus accesorios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

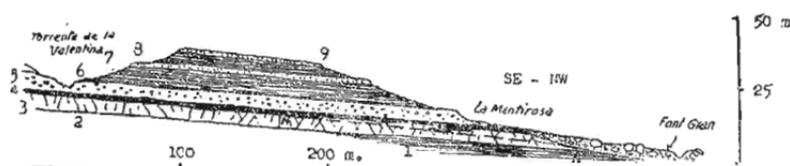


Fig. 4.—Corte hidrogeológico del sistema Font Gran-Mentiroses
1-2. Margas grises; 3. Areniscas grisáceas, 5 m.; 4. Margas, 3 m.; 5. Conglomerados, 5 m.; 6. Margas abigarradas; 7. Conglomerados; 8. Margas abigarradas; 9. Conglomerados

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.

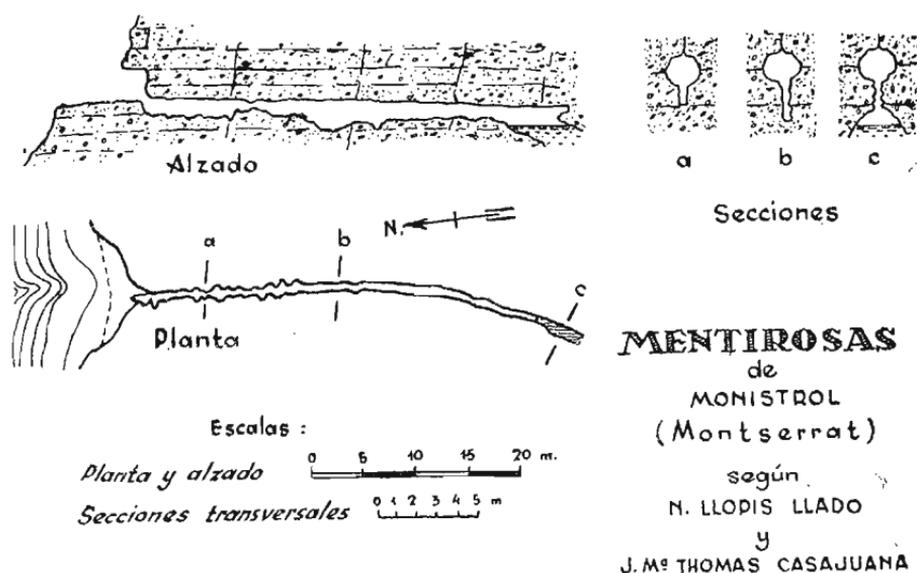
Font Gran tiene un «trop-plein» denominado *La Mentirosa* el cual está situado al nivel de la carretera que desde Monistrol asciende al Monasterio y a unos 10 m. por encima de Font Gran. Este manantial intermitente está constituido por una caverna excavada en el techo de la misma capa de areniscas gris 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.

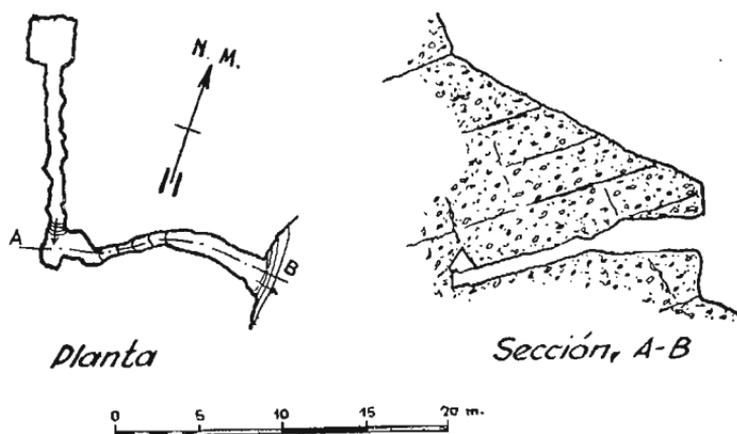
La tercera hilada de materiales continentales tiene también algunas emergencias, aunque de mucha menor importancia: *Font de la Graella*, nutrida por una capa de 2 m. de conglomerados, que aflora en La Bastorra.

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 turbillonar aprovechando tal vez leptofisuras. Los 30 m. penetrables de esta caverna muestran fuertes señales de erosión turbillonar 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

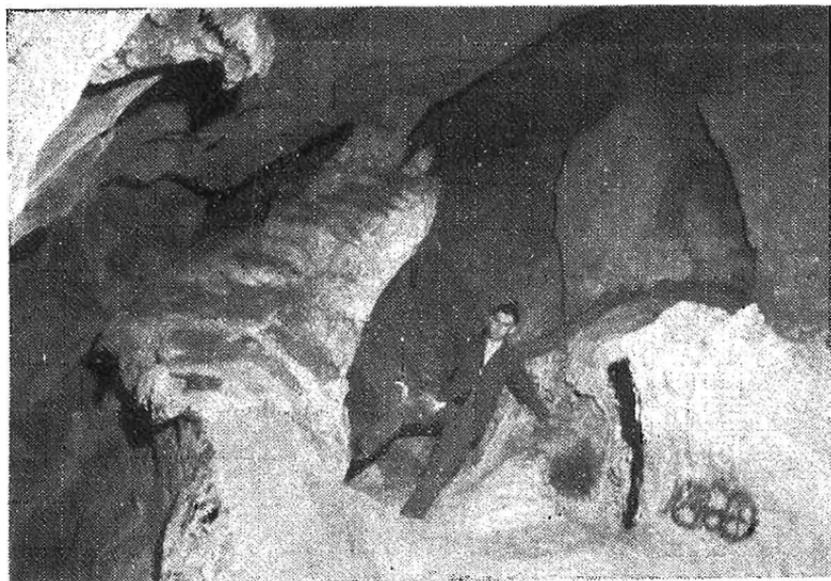
Según se desprende de las observaciones realizadas en las emergencias de las zonas de Monistrol y de Coballtó, la circulación en las pudíngas montserratinas es totalmente de tipo cárstico. Diaclasas y planos de estratificación son los determinantes de la circulación de un Karst en el que solo encontramos «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 jalado por una serie de fuentes aunque la mayoría de caudales precarios.

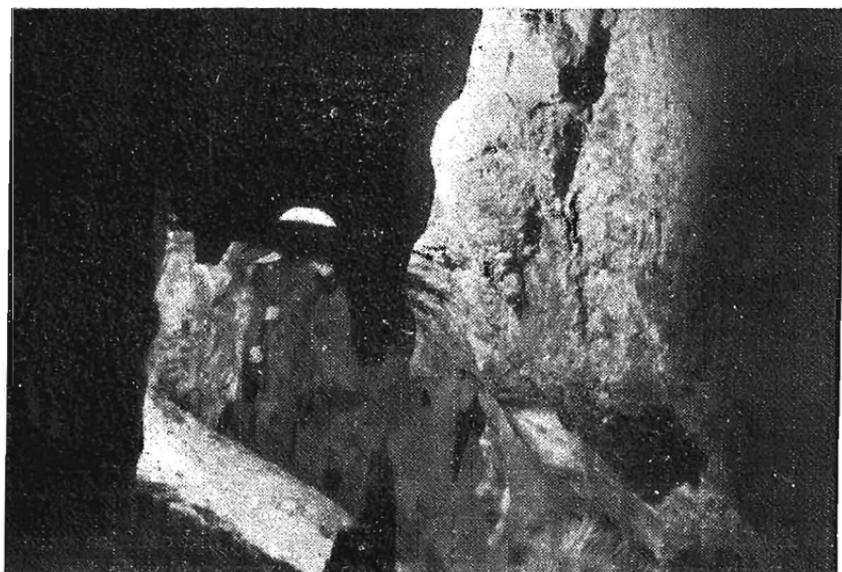
En la mitad meridional de Montserrat, es decir en la zona de Coballtó no existen estas dos zonas hidrogeológicas, porque todo el roquedo está formado por pudingas, desde el paleoceno al lu-diense, este último inclusive, de manera que aquí absorción, circulación y emisión se realizan dentro de la masa 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



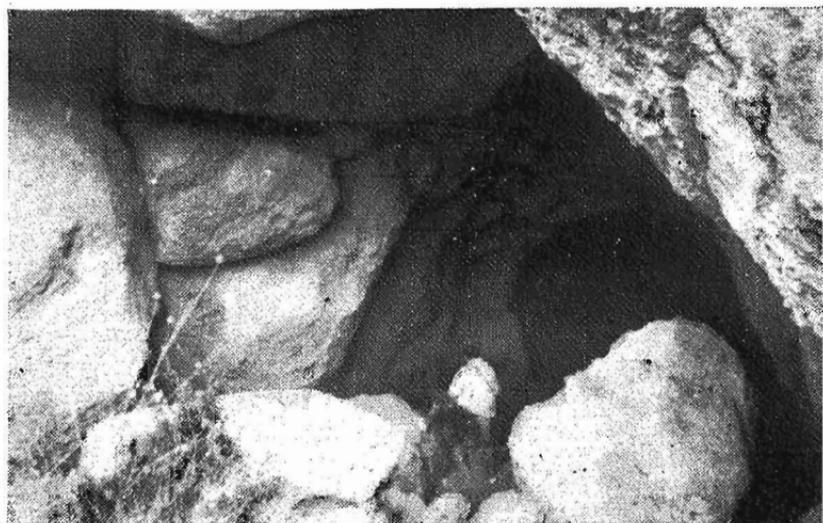
El Camaril. Estalagmita erosionada por su base. (La fotografía está muy inclinada hacia la derecha)

(Fot. Thomas)



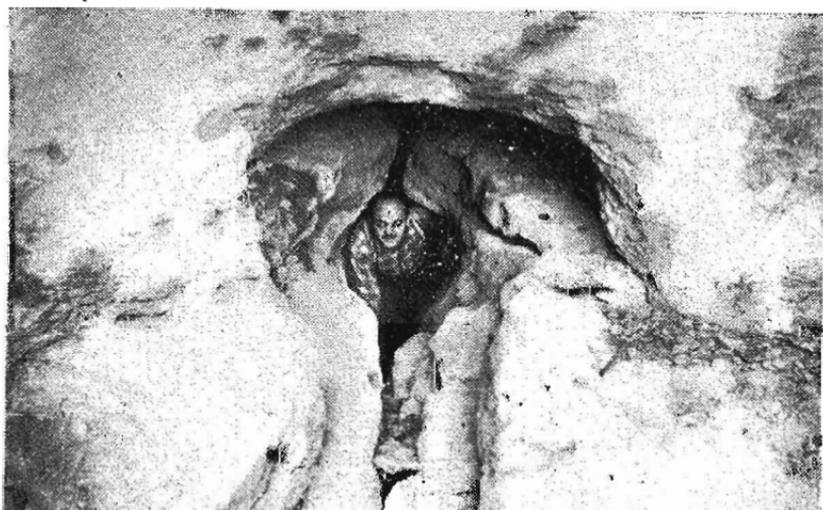
Detalle de El Camaril. Las estalagmitas del primer término muestran perfiles erosionados

(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 = *Auversien-Bartoniense*.—Pudingas grises, E_3^1 = Cuña marina auversienense del Hotel Marçet. E_3^{2-2} = 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.

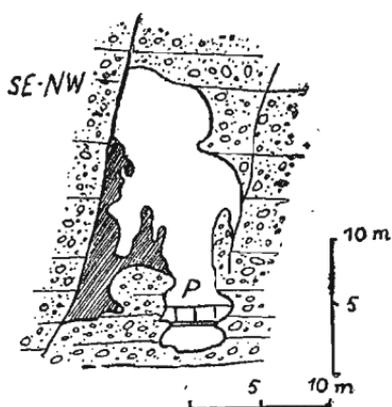


Fig. 9.—Entrada a la Cueva del Mansueto. P.—Puente sobre el talweg hipogeo del Mansueto. Al SE. estalagmitas erosionadas. Al NW., una pseudoestalagmita modelada sobre conglomerados

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 morfogénicas:

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 *Tocador 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

de Collbató Montserrat

Plano geomorfológico

levantado por

N. LLOPIS LLADÓ

Y

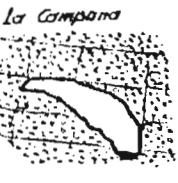
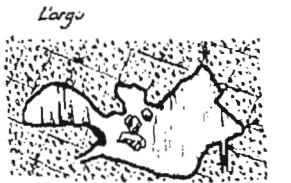
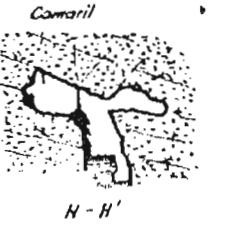
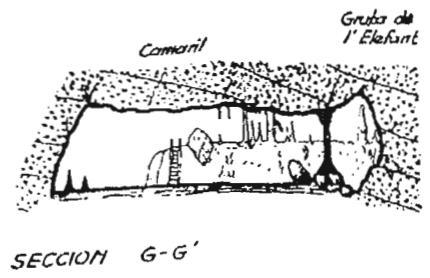
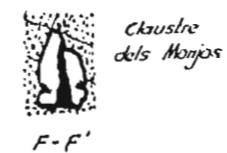
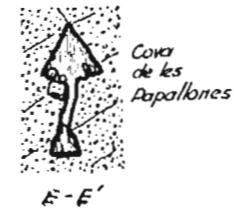
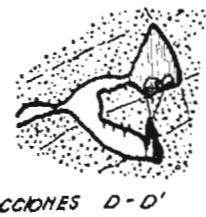
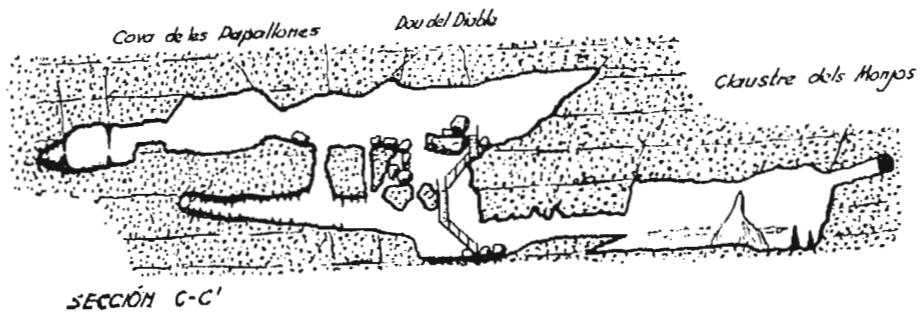
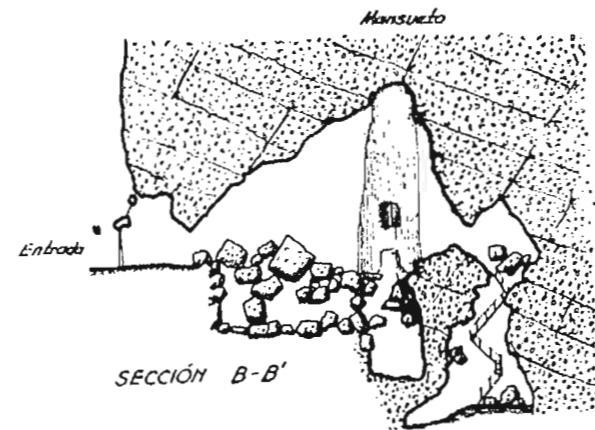
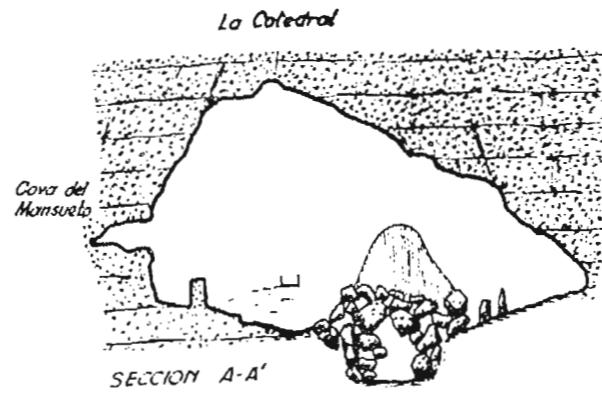
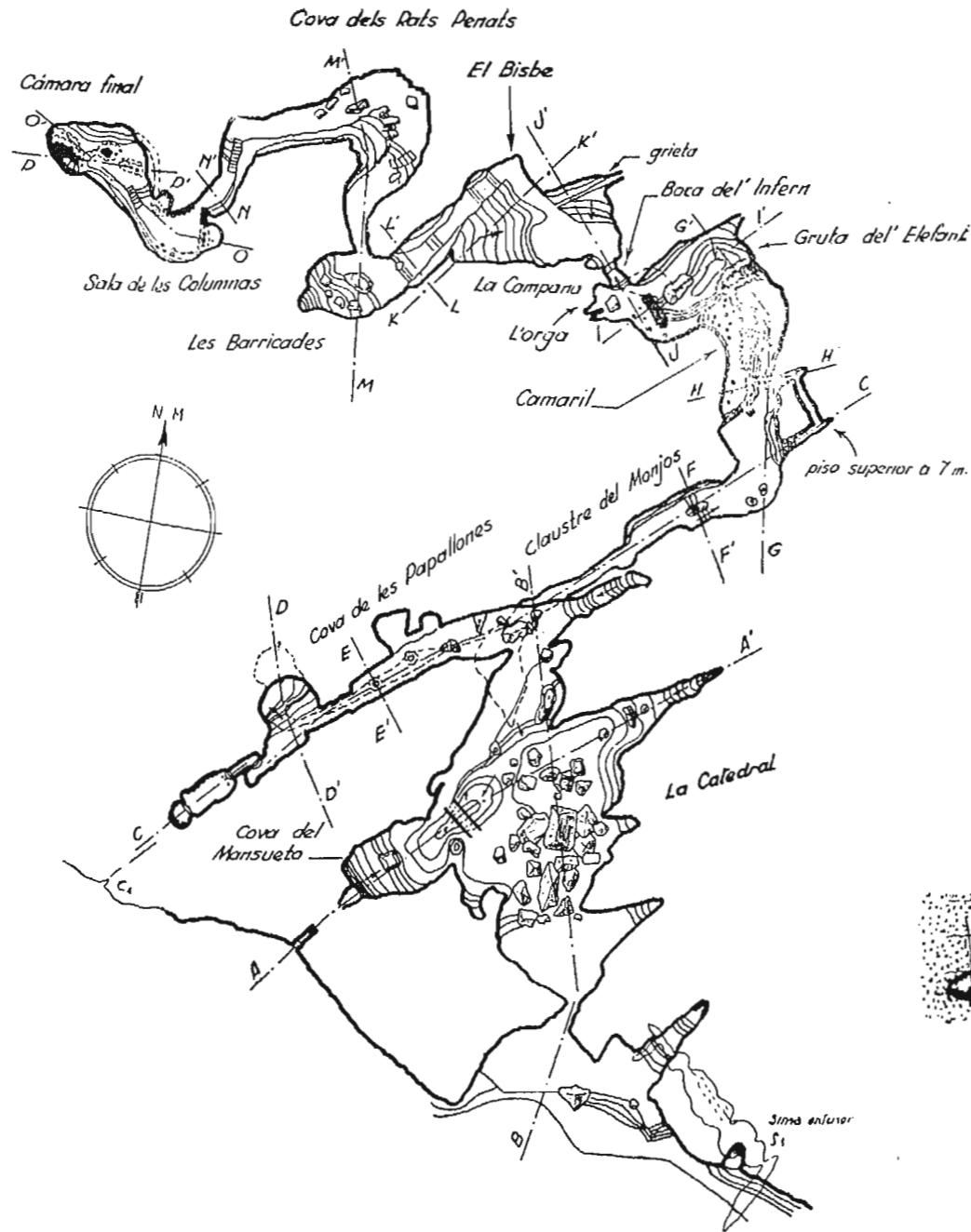
J. M^{te} THOMAS CASAJUANA

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
- 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.

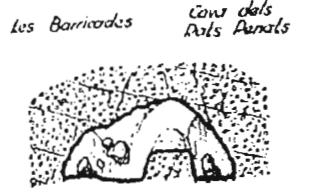
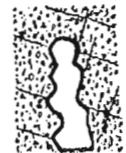
Escala gráfica



SECCIONES I-I'

J-J'

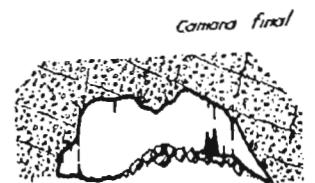
K-K'



SECCIONES L-L'

M-M'

N-N'



SECCIONES O-O'

P-P'

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

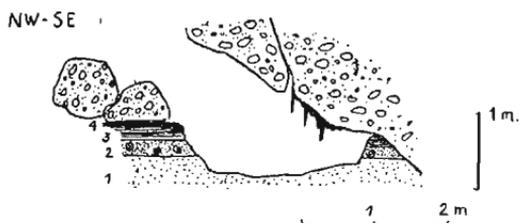


Fig. 10.—Depósitos del fondo del Pou del Diabale

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.

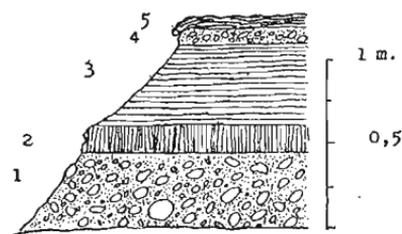


Fig. 11

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 clásica. 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».

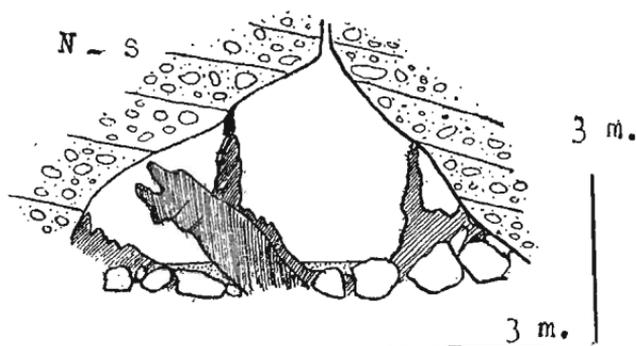


Fig. 12.—Sala de las Columnas
Estalactitas correspondientes a dos procesos reconstructivos
separados por una fase de hundimiento

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.

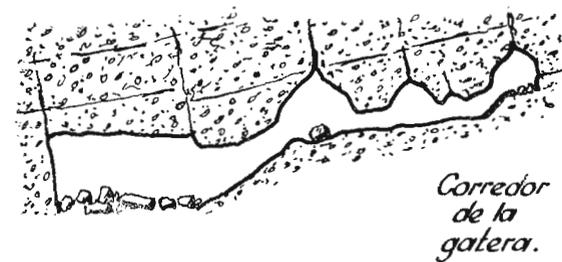
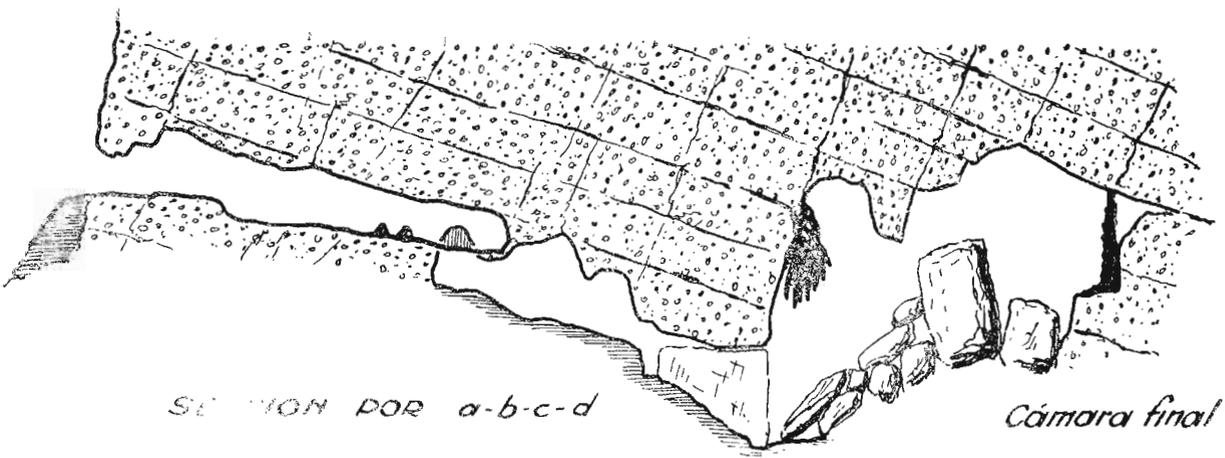
2) *Formas de erosión*.—Adaptándose a la estructura determinada por las diaclasas y los planos de estratificación, aparecen las formas de erosión, tanto mejor conservadas cuanto mayor es su altura sobre el actual suelo de cada cavidad. En las zonas donde los hundimientos han tenido menos importancia, 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.

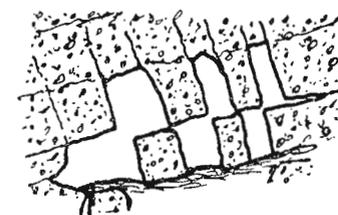
La cueva del Mansueto es un talweg hipógeo que cae en cascada a su salida a la Catedral; varias marmitas escalonadas jalonan la evolución del frente de esta cascada que debió comenzar en el actual emplazamiento del puente de madera que facilita el paso hacia la Cova de Les Papellones. En las cavidades 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-

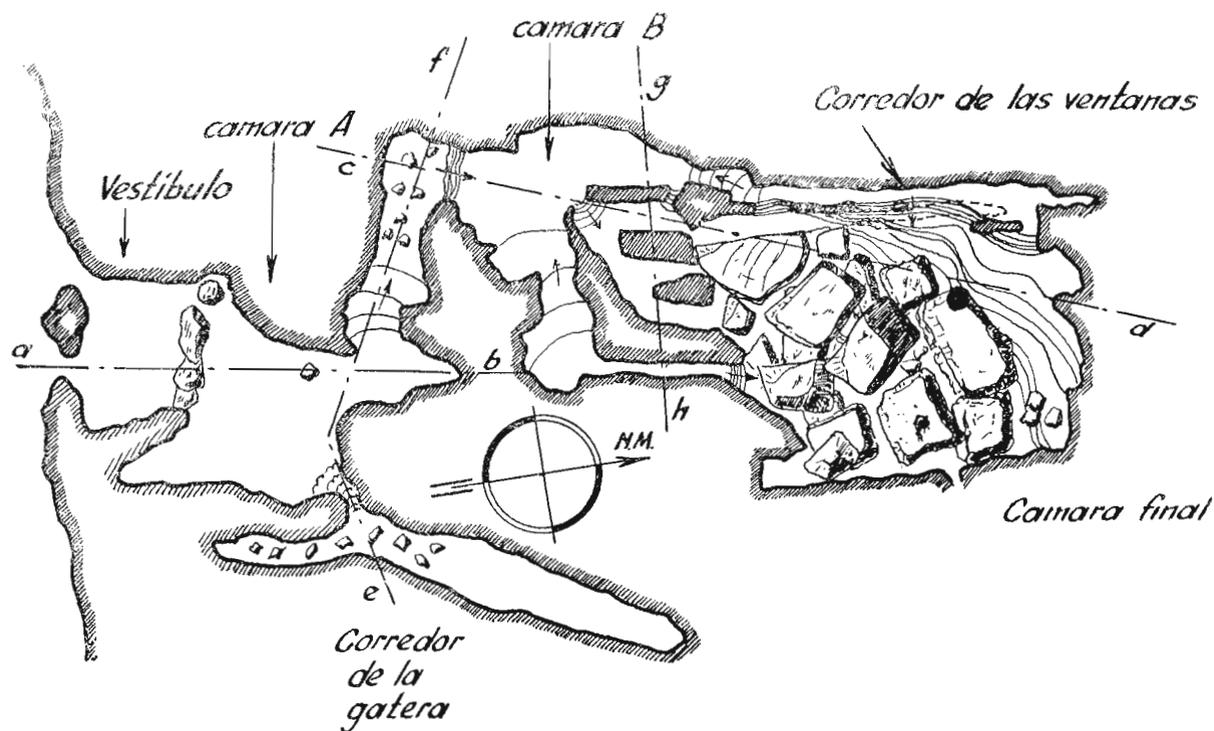
(*) Estas formas son muy semejantes a las originadas a presión hidrostática. Creemos que la erosión turbillonar no precisa, en realidad, de la presión hidrostática, tal como podemos observar en las formas de transición de cascadas a rápidos en los ríos epígeos. Este nombre es pues aplicable a todas las 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.



SECCION POR f-e



SECCION POR g-h



COVA FREDA

Montserrat

según

N. LLOPIS LLADO

y

J. M^o THOMAS CASAJUANA

Escala gráfica



Figura 13

tíbulo, 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, todavía 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

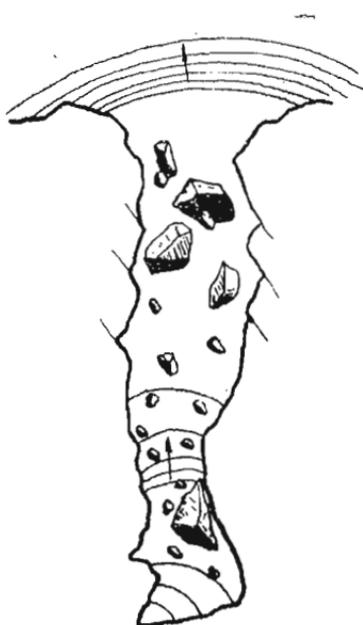
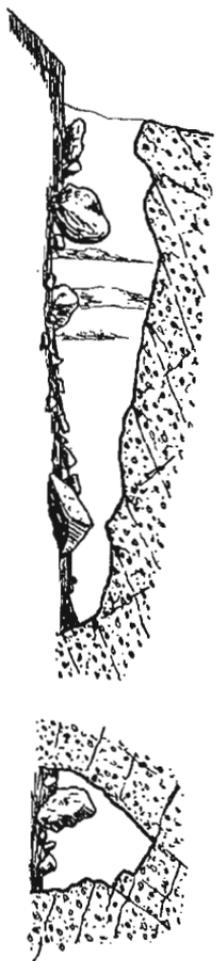
comenzando en este momento el proceso reconstructivo que llegó a fosilizar casi totalmente la caverna alcanzando su estabilidad morfológica hasta el comienzo de un nuevo período húmedo que devolvió su actividad a Cova Freda, produciendo una segunda fase glyptogenética, durante la cual fueron erosionadas 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-

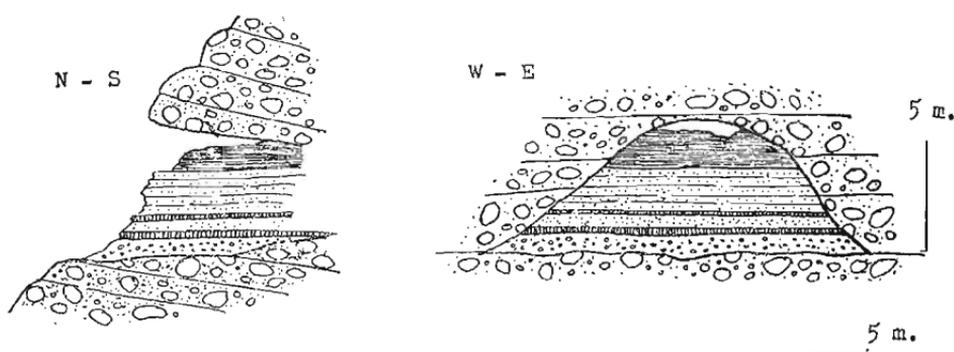


Figura 15.—Cueva fósil del barranco del Xacó

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.

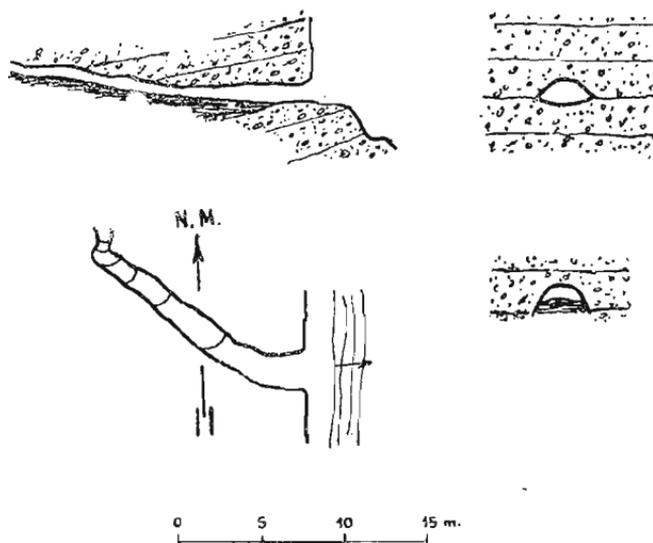
A) *Edad de las cavidades*

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 discurrían 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.

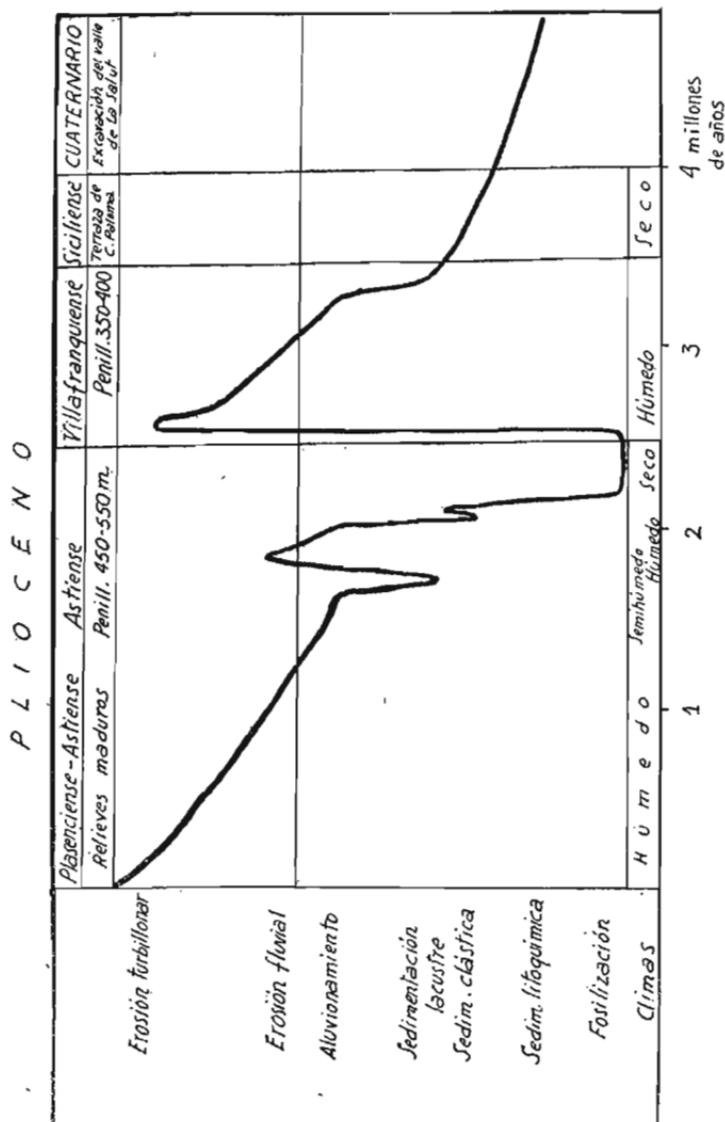


Fig. 17.— Síntesis espeleo y morfológica de la vertiente meridional de Montserrat

Estos epiciclos 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 epiciclos 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 (Mentiroso 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 espeleológich de Catalunya. Geogr. de Cat. vol 1. Barcelona, 1909.
19. *Idem*: Recull espeleológich 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 espeleológich 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. *Llopis 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 Vega 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.