

MUNIBE

SUPLEMENTO DE CIENCIAS NATURALES DEL
BOLETIN DE LA REAL SOCIEDAD VASCONGADA DE LOS AMIGOS DEL PAIS

Año I

1949

CUADERNO 4.º

Redacción y Administración: GRUPO DE CIENCIAS NATURALES «ARANZADI»
Museo de San Telmo - San Sebastián - Teléfono 1-23-04

I N V E S T I G A C I O N

Estudio geológico de la caverna Troskaeta-ko-kobea (Ataun - Guipúzcoa)

por

N. Llopis Lladó y J. G. de Llarena

INTRODUCCION

Los macizos calizos de Guipúzcoa son ricos en fenómenos cánticos a consecuencia de las circunstancias climáticas óptimas que concurren en esta región, cuya precipitación anual alcanza los 1.270 mm. Al factor climático se juntan los factores petrográfico y tectónico; las masas calizas jurásicas y cretácicas, especialmente urgonienses, a menudo completamente plegadas, favorecen el desarrollo de un Karst de montaña (11) adaptado generalmente a la estructura tectónica, que funciona activamente en la actualidad. ¡Cuán distinto es a este respecto, el Karst guipuzcoano del Karst mediterráneo, tan rico en formas muertas!

Los alrededores de Ataun, especialmente la barra de calizas urgonienses con rudistos (Toucasia) que forma la recortada crestería de las Peñas de Aizcoate, son ricos en formas cársticas de conducción, todas abandonadas a consecuencia de su posición muy elevada en relación con los niveles de base actuales, puesto que hay que tener en cuenta que la base topográfica de la cresta caliza se encuentra por lo general a más de 100 m. por encima del Barranco de Intziartzu; sólo en la garganta de Arrateta aparecen las calizas urgonienses cortadas por la vaguada del arroyo de Araleguimazenea.

Cerca de la cabecera del Barranco de Intzartzu, se abre la entrada de una notable caverna llamada Troskaeta-ko-kobea, que llamó ya la atención desde su descubrimiento a consecuencia de haber sido habitada por varias generaciones de *Ursus spelaeus*, Rosenm, cuyos restos han quedado depositados en ella, juntamente con claras señales de su existencia, como rocas pulimentadas por el roce y tal vez, huellas de zarpazos en el barro.

Estas circunstancias llamaron la atención a un grupo de entusiastas espeleólogos de la Sociedad "Aranzadi" a cuya cabeza hay que mencionar a don Manuel Laborde y don Jesús Elósegui, autor, este último, del primer plano de la cueva, base del que se adjunta, completado por don José M.^a Thomas, de Barcelona. Ayudados con los consejos paleontológicos del Rdo. P. Máximo Ruiz de Gaona, realizaron la exploración de la cueva y la explotación metódica de sus riquezas paleontológicas (3), (4).

Dichos señores se percataron en seguida de la importancia científica de esta caverna y propusieron a la Sociedad "Aranzadi", la publicación de un volumen destinado al estudio completo de Troskaeta-ko-kobea en todos sus aspectos, del que forman parte estas modestas líneas, Fué entonces, cuando, a instancias de estos entusiastas montañeros y buenos amigos y con el asentimiento y colaboración del Rdo. P. Tomás de Atauri, Presidente de la Sociedad "Aranzadi", fuimos llamados para realizar el estudio hidrogeológico de esta caverna, estudio que no hubiera podido realizarse sin la ayuda material de aquellos buenos amigos y en especial de don Manuel Laborde y sin las preciosas indicaciones topográficas y plano aportado por don Jesús Elósegui. Pecaríamos también de ingratos si no mencionáramos la valiosa aportación de nuestro buen amigo y distinguido espeleólogo don José M.^a Thomas, quien ha completado el plano y trazado los perfiles de la caverna, y de los entusiastas montañeros don Reyes Corcóstegui, don Adolfo Leibar y don Bonifacio Otegui, quienes colaboraron eficazmente en el estudio realizado.

I. GEOLOGIA

A) *Posición de la cueva en la geología regional*

El pueblecito de Ataun, situado sobre la carretera de Villafranca de Oria a Lizarrabengoa, se halla emplazado en la llamada zona de flysch cretáceo-eoceno de Lamare (5). La estratigrafía de la región es parecida a la de las mismas capas de la vecina Sierra de

Aralar, pero aparece claramente visible y fácil de estudiar al E. de Ataun, en las Peñas de Aizcoate, donde las capas aparecen plegadas en anticlinal. Este accidente está claramente orientado de N. a S., teniendo su terminación periclinal en el Barranco de Intzartzu, cuya cabecera se arquea graciosamente siguiendo el contacto periclinal entre las calizas urgonienses y el flysch.

La carretera de Ataun al caserío de Aitzarte, corta el flanco W. del anticlinal, mostrando la estratigrafía que de arriba a abajo es como sigue:

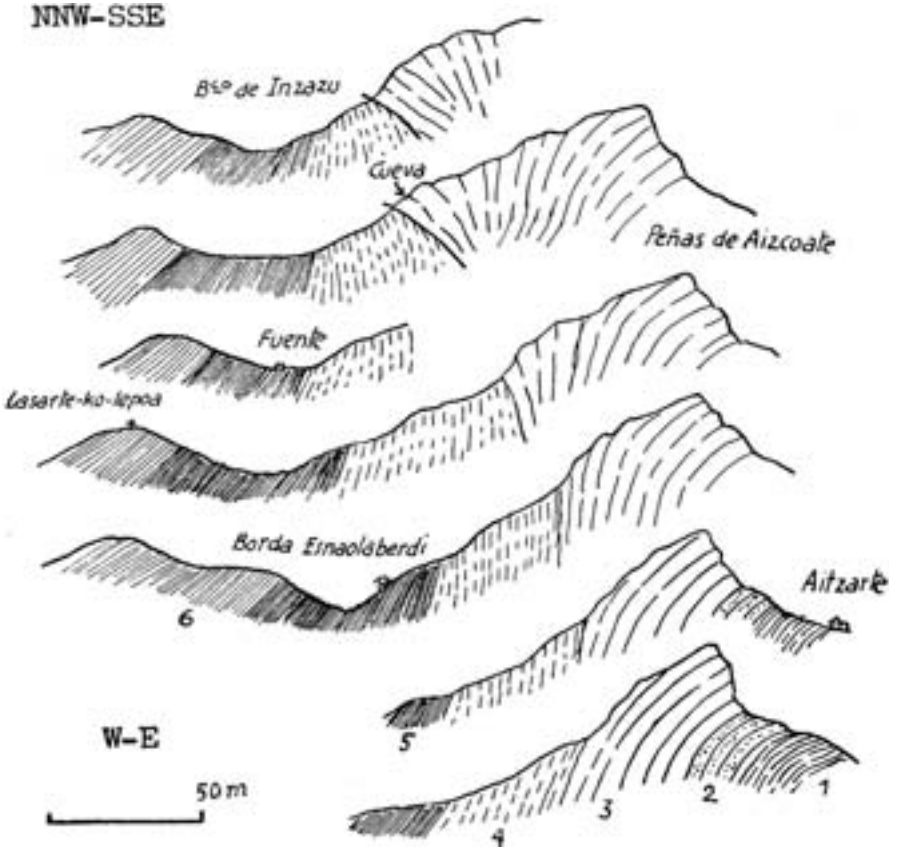
1. Zona de flysch gris-oscuro atribuido por Lamare al senonense de potencia difícil de evaluar, pero superior a los 200m. Tiene pliegues inarmónicos.
2. Capas de margas oscuras con nódulos de limonita y ammonites, 50 m.
3. Calizas claras con Toucasia? del urgoniense que forman las Peñas de Aizcoate, 200-250 m.
4. Arenisca amarillenta oscura. Neocomiense, 50-60 m.
5. Zona de margas pizarreñas oscuras, friables por leptofisuración, que forman el núcleo del anticlinal, de edad y potencia difíciles de precisar.

La zona de flysch superior puede estudiarse mucho mejor siguiendo desde Ataun el camino que asciende de Lasarte-ko-lepoa por la Borda Esnaolaberdi, donde se ve formado por tres zonas, de abajo a arriba:

- 100-150m. Margas grises muy pizarrosas
- 50-60 m. Margas oscuras con nódulos de limonita
- + 200 m. Flysch gris oscuro formado por margas arenosas oscuras, margas azuladas pizarrosas y capas de calizas gris-oscuras.

El pliegue de Aitzarte, como ya puede llamársele, forma parte del conjunto de accidentes de orientación N.-S., que, como la gran cabalgadura del Oria entre Andoain y Alegría, contornean el borde occidental del macizo de Cinco Villas, sirviendo de enlace entre los pliegues surpirenaicos del valle de Huarte-Araquil y los nordpirenaicos de San Sebastián.

El pliegue de Aitzarte, da, en su conjunto, la impresión de un anticlinal recto de estilo jurásico, impresión que se refuerza al recorrer el flanco occidental; pero en realidad, los detalles de este accidente son algo más complejos, puesto que en su terminación septentrional, precisamente en el arco del Barranca de Intzartzu, las calizas urgo-



Cortes geológicos del Barranco de Intzartzu mostrando la estructura del flanco W. del anticlinal de Aitzarte.

- 1. Margas pizarreñas gris-oscuras del núcleo.
- 2. Areniscas amarillentas neocomienses 50.60 m.
- 3. Caliza urgoniense con Toucasia 200 m.
- 4. Mangas grises muy esquistosas con limonita 50 m.
- 5. Flysch oscuro con lechos de limonita 50 m.
- 6. Flysch senonense, gris oscuro. Por lo menos 200 m.

nienses tienen tendencia a inclinarse hacia el NW. y se produce un ligero cabeceo en este sentido, que permite la cabalgadura, muy local, de las calizas urgonienses sobre el flysch; este fenómeno se aprecia muy bien en las inmediaciones de Troskaeta-ko-kobea, donde se ven las calizas urgonienses buzando al SSW. 60° y reposando anormalmente sobre la serie de flysch casi vertical.

La caverna se abre en las capas de calizas urgonienses, en el flanco N. del anticlinal de Aitzarte y precisamente allí donde la caliza urgoniense cabalga a la zona de flysch. Es por lo tanto, del mayor interés conocer la estructura de detalle de estas calizas para poder comprender la instalación de la caverna en su interior.

B) *Estructura de las calizas urgonienses*

La capa de calizas urgonienses donde se halla excavada la caverna constituye el elemento petrográfico rígido del anticlinal de Aitzarte; las demás capas que lo integran están exclusivamente formadas por areniscas y flysch. Este carácter rígido en el conjunto de la serie sedimentaria de Aitzarte, repercute en los sistemas de litoclasas que lo cruzan, los cuales son específicos de la caliza urgoniense.

Ante todo se aprecia un sistema dominante N.-S. que oscila en general entre N.-20°-W. y N.-10°-E, de planos en general verticales; otro sistema ortogonal E.-10°-N. a E.-25°-S. y dos sistemas en aspa uno N.-40°-E.-NE. y otro NW.-SE. cuyos planos buzando hacia el NW. y NE. respectivamente entre 70° y la vertical. Además, como accesorios, en la zona externa de las calizas urgonienses, se distinguen otros dos sistemas N.-10°-E., inclinado 45° E. y W.-10°-N., inclinado 45° S.

Estas litoclasas han desempeñado un importante papel en la génesis de la cueva, pero el principal corre a cargo de los planos de estratificación de la caliza urgoniense y de las estructuras secundarias desarrolladas en ella. En efecto, ya se ha dicho que esta capa de caliza, de unos 200 m. de potencia, formaba el flanco W. y terminación periclinal N. del anticlinal de Aitzarte, pero este anticlinal tiene accidentes tectónicos de detalle, a consecuencia del contacto entre las calizas urgonienses y el flysch superior que representan dos elementos estratigráficos de plasticidad, muy diferente, lo que hace que toda deformación del flysch se traduzca en una rotura en la caliza. Esta circunstancia ha hecho que la masa caliza aparezca cortada transversalmente por fallas horizontales, desganches de poco salto y que el mismo contacto entre la caliza y el flysch, sea una dislocación en la cabecera del Barranco de Intzartzu.

El contacto mecánico con cabalgadura de la caliza urgoniense sobre el flysch en la entrada de la caverna, trae como consecuencia una regular variación del buzamiento de los estratos, que de 25° SE., en el contacto, pasa a 30° NW. en el cantil del valle de Aitzarte. Esta disposición en abanico se insinúa ya en la garganta de Arrateeta, donde las capas buzán 75° WNW. en la cantera, mientras que a la salida del cañón sólo buzán 40° pero se va acentuando progresivamente hacia el N., hasta dar lugar a la cabalgadura de la cabecera del Intzartzu. La zona media o eje de simetría de este abanico es, pues, un plano que divide dos paquetes de estratos de buzamientos opuestos con apariencia de sinclinal, zona de mínima resistencia pre-dispuesta a roturas locales y que, como se verá, ha sido uno de los factores decisivos en el establecimiento de Troskaeta-ko-koba.

En el interior de la cueva, se distinguen muy bien, estos dos paquetes de estratos, puesto que el plano de la divisoria o pseudosinclinal está ocupado por la zona de bloques que termina en la Laguna Deseada.

C) *Posición de la caverna en la morfología regional*

El anticlinal de Aitzarte, forma parte actualmente de un claro relieve estructural, puesto que la erosión del barranco de Aitzarte lo ha excavado profundamente, haciendo resaltar las diferencias petrográficas entre sus elementos componentes; pero cuando se observa con detalle la morfología de los alrededores de este anticlinal, se descubren en seguida las huellas de relieves cíclicos anteriores y posteriores al modelado estructural, más ostensible. Las cumbres de las Peñas de Aizcoate, enrasadas entre los 700 y los 800 metros, corresponden a los restos de un nivel de cumbres derivado de una penillanura parcial desarrollada a esta altura. A su vez, encajados en este nivel aparecen en la cuenca del Oria, otra serie de penillanuras y restos de hombreras, escalonados hasta el nivel del mar, que acreditan que la excavación de los valles afluentes de aquella arteria fluvial, no se han realizado de una manera continua sino por etapas, testigos de otras tantas depresiones del nivel de base atlántico. De los varios niveles que podrían citarse, el único interesante para nuestro objeto es el nivel de cumbres de 500-600 m. que deriva de una penillanura parcial encajada entre las masas calizas de Aizcoate y de Aralar, desarrallada sobre el flysch y de la que forman parte los cordales de Lasarte-ko-lepoa. Esta penillanura que tuvo en esta zona una superficie de más de 200 km.², correspondía exactamente al contacto mecánico entre la caliza urgoniense y el flysch en la cabecera del Barranco de Intzartzu, es decir, a la en-

trada de la caverna, detalle que, como se verá, es de la mayor importancia para poder explicar su origen.

II. GEOESPELEOLOGIA

A) *Descripción de la caverna*

Troska-ko-kobea, es una gran caverna, en todos sus aspectos; indudablemente a ello contribuye, además, su desarrollo topográfico. En su conjunto pueden distinguirse tres regiones bien diferenciadas, que nos servirán para su descripción ordenada: una zona o piso superior, un piso medio y otro interior

a) *El piso superior,*

1. *La entrada.*—Está situada a 580 m. de altitud, en la vertiente Sur del Barranco de Intzartzu a unos 25 m. por encima del contacto del flysch con las calizas urgonienses. A esta altura, aparecen en la caliza un conjunto de agujeros irregulares, dispersos en un frente de 25 a 30 m., todos con fuertes señales de erosión mecánica y adaptados a los planos de estratificación. Dos de ellos, algo mayores, sirven de entrada a la caverna.

A unos 25 m. por debajo de la entrada y un poco más hacia el W., hay una cueva de unos 7 m. de profundidad con claras características de sumidero. Se orienta también sobre los planos de estratificación en intersección con diaclasias N.-10°-E. inclinadas 45° E. y W.-10°-N. inclinadas 45° S. Esta cueva accesoria está situada casi en el mismo contacto de la caliza urgoniense con el flysch y como los superiores, está evidentemente en relación con el resto de la caverna.

2. *Vestíbulo.*—Un corto corredor en pendiente conduce a una ancha sala vestibular de 900 m² de superficie, de forma romboidal, cuya diagonal mayor es de 60 m. El suelo está inclinado en su conjunto hacia el S., siguiendo el buzamiento de los estratos. En la parte N. hay una plataforma cuya pared W. está ocupada por una colada de estalagmitas que procede de la infiltración por un plano de estratificación y que desciende a lo largo de toda la sala hacia el S. Esta plataforma está cerrada por una línea de estalagmitas depositadas bajo una diaclasa E.-10°-N. que ha determinado la formación de un nivel de base local y "gours". Estas infiltraciones seguían, pues, los planos de estratificación y se dirigían de N. a S.

En la caliza desnuda hay conductos acuíferos, redondos, de un metro de diámetro, hoy abandonados, pero que funcionaron en la época de actividad de la caverna. Conducto acuífero y colada estalagmítica, representan pues, dos fases diferentes en la dinámica de la cueva; el primero es un residuo de una fase de intensa actividad hídrica, en que el agua funcionaba a presión hidrostática, capaz de producir una erosión mecánica intensa; la colada estalagmítica inferior, rerepresenta una fase de decadencia en que el agua se infiltraba lentamente y en lugar de erosionar, depositaba.

En esta zona del Vestíbulo las calizas urgonienses buzcan 250 al Sur y están cruzadas por diaclasas E.-10°-20°-N., NE.-SW., y NW.-SE. Un fuerte escalón estalagmítico, conduce a una zona inferior del Vestíbulo en cuyo techo aparecen fuertes señales de erosión mecánica, una especie de "lenar invertido" correspondiente a la época de activo funcionamiento hídrico. En el suelo, un pseudocorreedor entre grandes bloques, producto de un hundimiento parcial de la bóveda, conduce a la boca de la "sima de los osos" en cuyas paredes existen las huellas de pulimento por fricción de estos plantígrados contra las rocas.

En la "sima de los osos" como en todo el reborde S. del Vestíbulo, los estratos toman un buzamiento mayor, alcanzando 45°. La "sima de los osos" es una diaclasa N.-40°-E., inclinada 70° NW., rellena de arcilla mezclada con numerosos restos de *Ursus spelaeus* Rosenm; se trata por consiguiente de una verdadera brecha huesosa monogénica, ya que la única especie encontrada corresponde a éste plantígrado. El depósito de arcilla es posterior a la colada estalagmítica, puesto que se apoya sobre ella y se ha efectuado probablemente por etapas de gran lentitud, correspondientes a la sucesión de generaciones de osos. A medida que éstos morían, sus restos eran cementados por las nuevas aportaciones de arcilla, y todo el conjunto se hundía a su vez lentamente en la diaclasa, lubricada por el agua de infiltración.

La "simia de los osos" es un conjunto de pequeñas cámaras y estrechas grietas de unos 18 m. de profundidad que culminan en la Sima Crusafont, aún no completamente explorada, pero que probablemente no tiene gran importancia, dado el carácter clástico de todas estas pequeñas cavidades.

3. *La Cámara Blanca y sus accesorios.*—El reborde S. del Vestíbulo se caracteriza por un violento aumento en el buzamiento que llega a tener 60°; como consecuencia de esta inclinación, multitud de estratos han quedado en falso, produciéndose desprendimientos de bloques en todo este reborde, con el consiguiente aumento de pendiente del suelo de la cueva y complicación topográfica en el

detalle. En esta zona es donde está localizada la sima Crusafont y parte media de la sima de los Osos, así como los corredores que conducen más fácilmente hacia la Cámara Blanca. Para llegar a ella se descende por un pasadizo de 25 m. de longitud en fuerte pendiente entre bloques resultantes de la demolición de los estratos de la bóveda, cubiertos parcialmente por la colada estalagmítica. Este hundimiento es anterior a una activa fase de erosión, ya que, como se ve, el techo está cubierto de lenar que, evidentemente se ha formado después de la rotura de la bóveda; este lenar está cubierto a veces por costras estalagmíticas, como "rebozado" por una fina capa de calcita.

A los 17 m. de desnivel, la colada culmina en un desplome de 4-5 m. que da la entrada a la Cámara Blanca, llamada así por el color de sus concreciones. Esta sala de 15 m. de diagonal mayor y 10 metros de altura, no es en realidad sino la continuación de la misma estructura del corredor; se ve, en efecto, que la costra estalagmítica del suelo cementa un caos de bloques en pendiente, que termina por el S. en la entrada de la "Cascada de los osiñes", umbral del piso medio de la cueva.

En el borde E. de la Cámara Blanca, hay en cambio, otros dos corredores que continúan hacia el SE. el piso superior. El más alto es el llamado Corredor Superior y que tiene una longitud de 25 metros asciende continuamente hasta una bifurcación donde hay una rama que conduce en descenso a la Sala del Cono, mientras la rama ascendente se hace impenetrable.

El corredor más bajo o Corredor de las Estalactitas Verdes, de igual longitud, conduce también a la Sala del Cono. Ambos corredores se han abierto longitudinalmente a los planos de estratificación; el superior ha sido todavía favorecido por la presencia de una, diaclasa WNW. En el corredor inferior, mucho más bajo y regular, hay estalactitas teñidas de verde, consecuencia sin duda de la alteración de los cristallitos de calcopirita que contienen frecuentemente las calizas; en este corredor hay también anemolitas.

La Sala del Cono es un ensanchamiento en la confluencia de ambos corredores, alcanzando la bóveda unos 12 m. de altura. Un gran cono de deyección descende por el corredor superior llegando hasta el borde S. de la sala. Este cono va siendo progresivamente cementado por una costra estalagmítica, desde su ápice a la base.

4. *La Sala Laborde.*—Desde el extremo E. de la Sala del Cono, se asciende por un corredor estrecho y largo de 20 m. hasta una gran Sala de contorno circular, de 25 m. de diámetro, fuertemente inclinada hacia el S., como todas estas cavidades; esta sala está excavada también siguiendo perpendicularmente los planos de

estratificación y se prolonga como todas hacia el S., fuertemente en desoenso. También aquí se ha hundido parte de la bóveda cubriendo su mitad meridional de grandes bloques angulosos. Hacia el N. tiene una serie de tubos afluentes impenetrables y hacia el S. zonas mi-sarias impenetrables también, pero es evidente que esta sala no está aislada, sino que tiene comunicación intransitable, tanto hacia el N., hacia el exterior, como hacia el S., con las cavidades inferiores de la caverna.

En realidad, todas las cavidades situadas en este plano, es decir la Cámara Blanca, los corredores Superior y de las Estalactitas Verdes, la Sala del Cono, el corredor de enlace con la Sala Laborde y ésta misma, no son sino ensanchamientos de las vías de erosión establecidas a todo lo largo de los planos de estratificación de las calizas urgonienses inclinadas uniformemente hacia el S., cavidades que, aunque topográficamente se muestran como corredores o como salas a tenor de su ulterior evolución, no representan en realidad sino las huellas de la primitiva erosión mecánica de la caverna, realizada de N. a S., en el sentido del buzamiento. En la parte alta septentrional de todas estas cavidades, la alimentación procedía del exterior, puesto que tanto el Corredor Superior como la Sala Laborde, están a pocos metros de la superficie y probablemente en comunicación intransitable con ella y por tanto constituyen en realidad, otras tantas zonas vestibulares que no han llegado a evolucionar como el actual Vestíbulo, pero que en especial La Sala Laborde está muy cerca de él. Prueba de ello es, que tanto los conos de deyección como las coladas estalagmíticas proceden del N. y siguen constantemente el sentido del buzamiento.

5. *Complejo de cavidades orientales.*—A menos de 20 m. al SE. de la Sala Laborde y aproximadamente al mismo nivel, hay un complejo de cavidades a las que se llega por las galerías del piso medio de la cueva que seguidamente describiremos.

Se trata de una serie de corredores y salas ascendentes de un recorrido total de unos 150 m., cubiertas en general por gruesas coladas estalagmíticas y zonas de "gours", que indican una activa infiltración descendente hacia el S. La más inferior de estas galerías es el corredor de los "gours", conjunto de hoyas secas en cuyo interior hay numerosos depósitos de calcita cristalizada; las galerías Corcóstegui, conducen a la galería Otegui y ésta a su vez a una larga galería orientada de NW. a SE. que termina por el SE. en una salita de "gours" arcillosos. Este complejo de cavidades, no es en realidad sino una repetición oriental de la Sala Laborde; únicamente que aquí la evolución subterránea ha progresado menos y aunque las galerías están también adaptadas al buzamiento, que es

constantemente hacia el S., la cementación precoz ha impedido los hundimientos que hubiesen relacionado topográficamente todos estos largos y estrechos corredores, y hubiesen dado la topografía de la Sala Laborde. Como ésta, representan pues, una zona de infiltración muy cercana al exterior, (los puntos más septentrionales sólo distan 15 m. de la superficie), que tuvo especialmente importancia durante la fase de infiltración y estalagmitación, como lo acreditan las coladas, los “gours” y las concreciones en general.

b) *El piso medio*

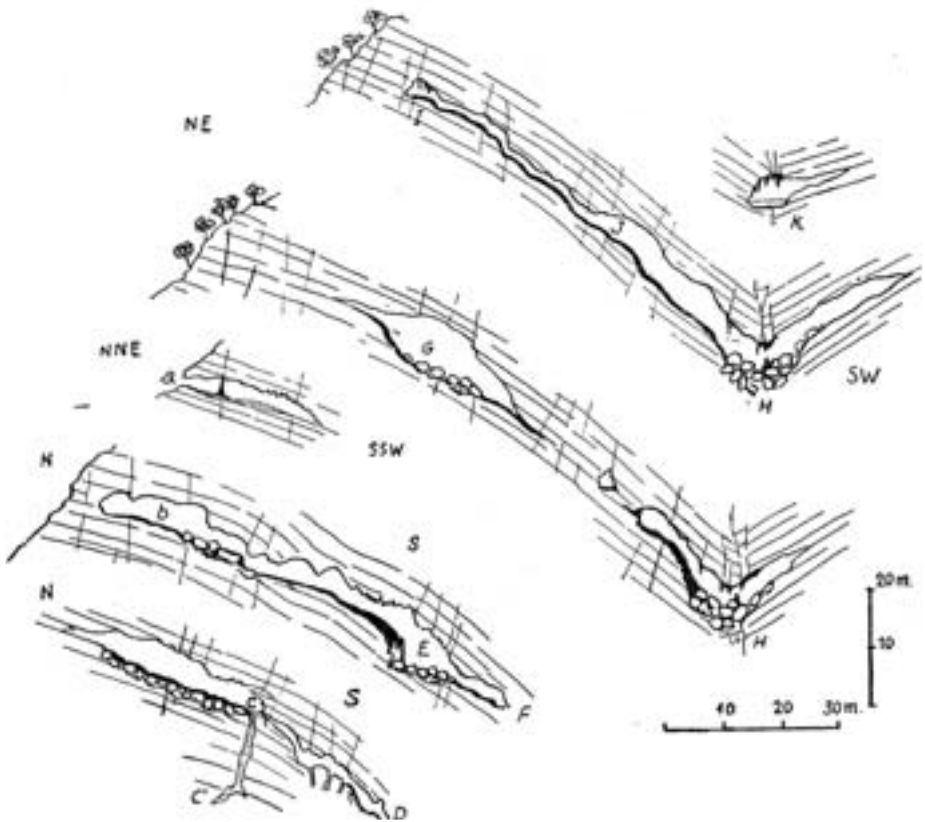
Las cavidades anteriormente descritas se desarrollan por encima de los 65 m. de profundidad. A partir de este plano, aparecen en la topografía de la cueva un conjunto de corredores y simas que enlazan el piso superior con las cavidades más profundas situadas a 100 m. de profundidad.

Estos corredores se inician en la Cámara Blanca y en la Sala del Cono. Del extremo S. de la primera, parte una colada estalagmítica que se va ensanchando progresivamente y va alcanzando poco a poco grandes proporciones, especialmente a 25 m. de la Cámara Blanca, en donde se junta a esta colada otra descendente, procedente del SW.

En este punto la estructura de la caverna sufre un cambio completo, puesto que, mientras en toda la zona NE. que se viene describiendo, el buzamiento era hacia SW. al llegar aquí, bruscamente, las capas buzan al NE. y de la misma manera que toda la topografía oriental se adapta al buzamiento de los estratos, también las formas excavadas al SW. de la colada de “gours”, tienen pendiente hacia el NE., por adaptación al buzamiento. En la confluencia indicada, el buzamiento es de 40°. A partir de esta confluencia, la colada estalagmítica cae casi en cascada y alcanza ya el piso inferior de la cueva. El recorrido de esta colada es de unos treinta metros.

Al W. de esta enorme colada aparecen varios divertículos, todos con fuerte pendiente hacia el NE., de los que el mayor es la Sala de las Excéntricas, por abundar las anemolitas.

Esta gran colada de “gours” es una de las zonas más atractivas de la cueva, la sucesión de cascadas y marmitas es verdaderamente sorprendente; desde la Cámara Blanca hasta la vaguada del piso inferior de la caverna hay un desnivel de 50 m., repartidos sobre una longitud de escasamente 60, lo que implica una pendiente media de casi el 90 por 100. Existen no obstante algunos escalones en los que se instalan “gours” muy profundos, que en los periodos húmedos deben de almacenar 5 ó 6 m. de agua.



Cortes transversales estructurales de Troskaeta.

a: Entrada. b: Vestibulo. c-c': Sima de los Osos. D: Sima Crosafont. E: Cámara Blanca. F: Origen de la zona de gours. G: Sala Laborde. H: Thalweg inferior. I: El Organo. J: Antro Larrauri. k: Laguna Deseada.

A partir de la Sala del Cono, también se alcanza la vaguada inferior, primero, a lo largo de una rampa, ancha y baja, excavada a lo largo de los planos de estratificación, con fuertes señales de erosión y pocos depósitos estalactíticos, que conduce a un corredor uniformemente redondo, de paredes desnudas, que le ha valido la denominación de "corredor artificial". Este tubo conduce al Antro Larrauri, base de los pasadizos que en sentido ascendente penetran en las galerías Corcóstegui y a la zona alta oriental, ya descrita, de la cueva. El recorrido desde la Sala del Cono es de 75m.

Pero continuando hacia el S., se descienden ahora 20 m. en gran pendiente, por una sima entre un caos de bloques que culmina en su base con un gran derrumbamiento, hasta la boca de la sima Lla-rena, la cual no es sino un desplome de 4 m. de profundidad, que comunica con el piso inferior. También toda esta zona se ha excavado siguiendo el sentido del buzamiento, siendo esta inclinación de las capas calizas la que ha favorecido los desplomes de fragmentos de estratos y ulteriormente ha permitido el paso del agua de infiltración y la formación de las coladas cementantes.

c) *La vaguada inferior*

El piso inferior de la caverna, situado a 100 m. por debajo del nivel de la entrada, está íntegramente ocupado por una vaguada o cauce hipogeo semiseco, que constituye la arteria colectora principal del sistema hidrológico de Troskaeta-ko-koba y que, en realidad, es continuación de la sucesión de "gours" y coladas estalagmíticas que acabamos de describir. Esta vaguada se ha instalado precisamente en el eje del falso sinclinal de que hemos hablado al estudiar la estructura de detalle de las calizas urgonienses, de tal modo que hacia el NE. de ella, los estratos buzan al SW. y en el borde meridional en cambio, lo hacen hacia el NE. Como las cavidades principales se han instalado sobre los planos de estratificación, ha sido fatalmente adaptado el eje del pseudosinclinal como línea colectora maestra.

No obstante, buena parte de esta vaguada está enmascarada por los hundimientos que se han producido a todo lo largo de su curso, a consecuencia de la menor resistencia del eje pseudosinclinal. Si se recuerda la disposición en abanico de las capas de calizas urgonienses, fácil es comprender que sea esta zona la más afectada, tanto por los hundimientos como por la erosión, por tratarse de una zona de mínima resistencia de la masa caliza. Así, el recorrido de un gran trecho de esta vaguada debe hacerse por

encima de los caos de bloques que la enmascaran parcialmente, engendrándose una topografía laberíntica, extremadamente compleja en sus detalles.

Más hacia el SE. de la sima Llarena, el caos de bloques va ganando en importancia topográfica. Son bloques separados o débilmente cementados por arcilla, lo que indica la génesis reciente de estos procesos clásticos. Descendiendo por este caos hacia el SE., se llega finalmente al margen NW. de la llamada Laguna Deseada. Esta Laguna se consideraba como el límite inferior de la caverna hasta el 14 de agosto de 1949, en que un grupo de exploradores, capitaneados por J. Elósegui, realizaron su exploración (2), comprobando la existencia de



Depósito cuaternario de la Laguna Deseada.

1. Costra caliza.
2. Arcillas rojas con «varvas».
3. Arcillas claras.
4. Arcillas rojas con «varvas».

15 m. de longitud por 5 de anchura media, terminado en una diaclasa NW.-SE., que sirve de desagüe, pero que por el momento era impenetrable. También fué descubierta una nueva galería ascendente situada en el flanco SW. del pseudosinclinal con colada estalagmítica gemela a las otras dos afluentes de la vaguada inferior, entre la colada de los "gours" y la Laguna Deseada, que fueron denominadas Sala de las Excéntricas y Ramps de los Bloques. Según los datos de Elósegui, el nivel máximo de aguas de esta laguna alcanza 3 m. sobre el fondo; el día de la exploración este nivel alcanzaba 1,54 m.

Estas oscilaciones en el nivel de la Laguna Deseada, producidas por la alternancia de períodos secos y húmedos, tienen ya una antecedencia probablemente más antigua. En efecto, entre la Laguna Deseada y la Sima Llarena, existe una pequeña galería a un nivel todavía más bajo que aquélla, con un sumidero, final de todo el complejo cárstico hasta ahora reconocido. Alrededor de este sumidero se hallan depositados unos sedimentos que señalan el desagüe probable de la laguna hacia este punto. Estos sedimentos tienen 1,5 m. de espesor visible y están formados de arriba abajo por las siguientes capas:

- 0,12 m. costra de calcita fibrosa en agregados paralelos
- 0,38 m. arcilla roja oscura, en capas de pocos milímetros, rojas y negruzcas alternantes
- 0,2 m. arcilla roja clara, con estratificación alternante
- 0,8 m. arcilla roja oscura con estratificación alternante.

Estos interesantes sedimentos acreditan una lenta litogénesis en aguas muy tranquilas, tal como ocurre en los lagos periglaciares epigeos y como en ellos acusan variaciones rítmicas en el caudal de las arterias que alimentan la laguna. Estas arcillas listadas, son a nuestro modo de ver, equivalentes a las arcillas con «varvas» fluvio-lacustres (10) y han sido encontradas en otras cavernas españolas y francesas, en las que desempeñan idéntico papel.

En la vaguada inferior de Troskaeta, hay que distinguir, pues, dos regiones: una NW., claramente fluvial, degenerada a consecuencia de los escasos aportes actuales, y otra, lacustre, situada en el SE. formada por la Laguna Deseada actual y anterior. La longitud de la vaguada inferior, incluyendo la laguna, es de 127 m.

En suma, topográficamente, Troskaeta es una gran caverna a la que se le puede calcular un recorrido total de más de 900m. y un desnivel de 100 m. El camino más corto entre la entrada y la laguna es de más de 250 m.

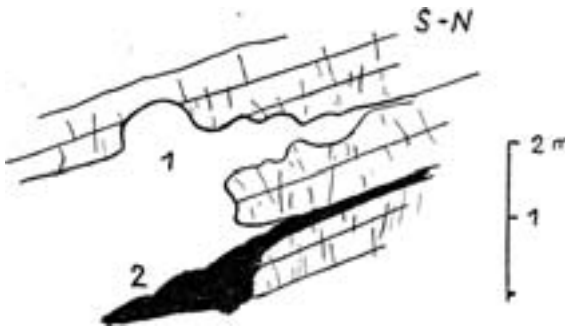
B) *Morfología subterránea*

El conjunto de cavidades que constituyen Troskaeta-ko-kobea, presenta los tres tipos morfológicos que pueden distinguirse en Morfología subterránea: Morfología de erosión, Morfología clástica y Morfología de sedimentación, (7), (8), (11) aunque desarrolladas en diferente escala y presentando características específicas.

a) *Formas de erosión.*—Troskaeta es, ante todo, una caverna de erosión, en la que la acción mecánica del agua subterránea ha desempeñado un papel preponderante, de manera que no es de extrañar que las formas de erosión sean las que mayor desarrollo presenten en su morfología. Estas formas son perceptibles sobre todo en los pisos superior y medio de la cueva, que en la época de actividad hídrica de la caverna, representarían, evidentemente, la zona de erosión turbillonar, a presión hidrostática de Lehmann (6), mientras que la zona inferior de la vaguada colectora, debería ser zona de derrame fluvial, es decir, de simple erosión ascendente. Los conductos acuíferos, las marmitas y los corredores resultantes de la conjugación de marmitas, están muy desarrollados en estos dos pisos. Sobre todo la zona oriental del piso su-

perior, (zona del corredor Corcóstegui, galería Otegui y rincón del Organo) a la que se llega desde el antro Larrauri, presenta estas formas muy bien conservadas gracias a que allí no se han producido hundimientos posteriores. Tanto el Corredor Artificial como la Galería de las Estalactitas Verdes, son conductos resultantes de la conjugación de marmitas producidas por erosión turbillonar.

La erosión ha utilizado como base los planos de estratificación, a consecuencia del valor de los buzamientos (que alcanzan 60°) y de los grandes intervalos que presentan las diaclasas, poco aptas en este caso, para una infiltración importante. Por estos planos,



Detalle del rincón W. del Vestíbulo.

1. Conducto acuifero, por conjugación de marmitas, correspondiente a la fase turbillonar.
2. Colada de estalagmita sobre plano de estratificación correspondiente a la fase senil.

nar invertido, tan frecuente en las cavernas donde predomina la erosión.

En la zona W. del Vestíbulo, existen conductos acuíferos de 0,5 a 1 m. de diámetro que se han desarrollado teniendo por base un plano de estratificación que ha facilitado el paso del agua y que son magníficas muestras del papel que la presión hidrostática desempeña en estos fenómenos.

Las formas de derrame libre, que ocuparon las zonas inferiores de la caverna, están enmascaradas por los procesos de reconstrucción; deben estar localizadas sobre todo bajo la gran colada de "gours" y estalagmitas que desde la Cámara Blanca desciende hasta la vaguada inferior, así como en esta misma y también en la rampa del Antro Larrauri que desciende hacia la Sima Llarena.

b) *Formas clásticas.*—Los hundimientos tienen en esta caverna

la erosión se ha abierto paso tanto paralelamente a la dirección de los estratos, como en el sentido del buzamiento.

El modelado de los techos de los pisos superiores, se debe íntegramente a la erosión turbillonar, siendo ella responsable de la formación del lenar del techo y de las paredes, que dan formas "pseudoestalactíticas" a este lenar

una importacia muy relativa, aun en aquellas zonas donde llegan a enmascarar la primitiva morfología de erosión. Ello es consecuencia de que los derrumbamientos se han efectuado como consecuencia de la erosión, no como un proceso de disolución con la consiguiente descalcificación y pérdida de volumen de la caliza, como es norma en las cavernas muy evolucionadas, en las que la infiltración gota a gota por las diaclasas desempeña un papel muy importante.

La naturaleza y disposición de los materiales clásticos es muy explícita a este respecto. Casi siempre están constituidos por enormes bloques angulosos, en los que se distinguen muy bien los caracteres de los estratos de que formaban parte, hasta el extremo, de que en la mayor parte de los casos podría indicarse en dónde se habían de volver a colocar en el lugar que les correspondía en las bóvedas. Sobre todo, la zona donde los hundimientos han tenido mayor importancia es sobre la vaguada inferior, es decir, sobre el eje del pseudoanticlinal, que, como ya hemos mencionado, es la zona de mínima resistencia.

Tres son las zonas de la cueva, donde domina el proceso clástico: 1. El margen SW. del Vestíbulo, especialmente en la Sima de los Osos; 2. la Sala Laborde; 3. la vaguada inferior. En todas estas zonas la erosión ha actuado muy intensamente sobre los planos de estratificación, socavándolos y dejando en falso, multitud de sitios, que por este motivo se hundieron durante estas acciones mecánicas y después de ellas. En cuanto a la vaguada inferior, la causa principal de los hundimientos es de origen estructural y congénita, puesto que su principal determinante ha sido la presencia del eje del pseudosinclinal y fracturado tectónicamente y propenso por consiguiente, a demolerse al menor esfuerzo.

Las formas resultantes de estos hundimientos han sido enormes caos de bloques angulosos y conos de deyección. Los primeros son los dominantes y corresponden a dos tipos: caos de bloques sueltos y caos de bloques cementados por arcilla de descalcificación y cubiertos total o parcialmente por una costra estalagmítica. Los dos tipos están bien representados en la vaguada inferior, a la que enmascaran parcialmente; los caos no cementados dejan entre ellos espacios y hendiduras de cierta importancia topográfica, originando pseudosimas como la Sima Llarena o la Ruiz de Gaona, que alcanzan 4 ó 5 m. de profundidad y multiparten el piso inferior en un verdadero laberinto de bloques, estrechos pasadizos y grietas inaccesibles por su angostura.

En la Sima de los Osos los bloques están cementados por grandes cantidades de arcilla, unidas a los restos de plantigrados, lo que

constituye una verdadera brecha huesosa. En esta zona, a consecuencia de la gran pendiente en la que, imperfectamente se sostienen estos bloques, se han producido, a intermitencias, fenómenos de soliflucción análogos a los que se producen en todas las coladas semejantes (11), (9); pero en nuestro caso puede hablarse de verdaderos "seracs", montonamientos irregulares de bloques, retenidos parcialmente por el techo y en general por la estrechez de la cavidad en la que se deslizan; esta lenta soliflucción, es acaso la que ha permitido la acumulación de los restos de varias generaciones de osos en la cámara superior.

El corredor en fuerte pendiente, que conduce desde el Vestíbulo a la Cámara Blanca, no es en este sentido sino una Sima de los Osos abortada, puesto que, aun cuando comenzaron a producirse desgajes en los estratos del techo, alcanzaron mucha menor importancia que un poco más hacia el W.

En las cavidades del piso superior, próximas a la superficie, dominan en cambio los conos de deyección, de los cuales el mejor ejemplo lo tenemos en la Sala del Cono. Los materiales de estos conos son bloques en general de menor lado, mezclados con elementos exteriores (tierras humíferas y cantos de origen externo). El de la Sala del Cono, se encuentra en un proceso de fosilización por una colada estalagmítica, que constituye un ejemplo muy ilustrativo, de cómo la colada puede enmascarar las estructuras y los sedimentos sobre las que se origina; la parte superior está ya totalmente fosilizada, pero la colada alcanza difícilmente la parte media y la base está aún totalmente descubierta.

El suelo del Corredor Artificial está también formado por bloques procedentes del hundimiento de estratos de la bóveda, pero, las aguas que han labrado las formas turbillonares, han sedimentado luego potentes depósitos de arcilla que enmascaran la morfología clásica y dan al suelo de este corredor la fácil topografía propia de los pavimentos arcillosos.

c) *Formas de reconstrucción.*— La morfología de reconstrucción de Troskaeta es, en general, poco interesante, puesto que excepto las coladas y los "gours", el resto son formas incipientes o muy poco desarrolladas, lo que está de acuerdo, con el escaso papel que ya hemos visto que la infiltración a través de las diaclasas había tenido en la génesis de esta caverna.

Las formas de reconstrucción pueden dividirse en los siguientes tipos: 1. Depósitos de diaclasa; 2. Anemolitas; 3. Coladas y "gours".

Los depósitos de diaclasas, son bastante escasos; en el Vestíbulo, sobre una diaclasa E.-10°-N. se han formado columnas estalactíticas, que aislan la plataforma septentrional del resto de la sala; en

el Salón del Cono hay también algunas estalactitas cónicas depositadas en los labios de diaclasas WNW.ESE.; pero las regiones de la cueva más ricas en estalactitas de diaclasa son ciertos rincones de la Sima de los Osos, de la Cámara Blanca y sobre todo el techo del piso inferior, es decir, el eje del pseudosinclinal, por constituir una zona de rotura especialmente apta para la infiltración; pero aun así, estas formas son excepcionales en la quimiolitogénesis de Troskaeta. En el Corredor de las Estalactitas Verdes, hay depósitos cilindroideos teñidos de malaquita, generados sobre leptoclasas.

Menos corrientes son todavía las anemolitas, estando localizadas sobre todo en el piso inferior y en sus zonas de alimentación meridionales; una de ellas, la más occidental, ha sido denominada por este motivo Sala de las Excéntricas; en las paredes y en las inmediaciones de la Sala Elósegui, aparecen también anemolitas fungiformes y madreporiformes.

En oposición a los depósitos *colgantes*, las formas *pavimentarias*, (coladas y "gours") tienen un desarrollo excepcional. Las coladas de Troskaeta se engendran todas en el piso superior de la caverna, emergiendo por los planos de estratificación y continuando por ellos, extendidas por los suelos de todas las salas y corredores y cementando los depósitos clásticos. Según esto, el Vestíbulo, los corredores superiores de la Sala del Cono, la Sala Laborde y los corredores del Organo, son el lugar de origen de coladas que descienden en general hacia el S., hasta el thalweg o vaguada inferior. También del margen SW. de este thalweg, proceden coladas emergiendo igualmente por los planos de estratificación. En general, puede decirse que, salvo en algunos puntos, el pavimento de la caverna es una enorme colada, pero donde llega a adquirir proporciones mayores es entre la Cámara Blanca y el thalweg inferior; allí, la colada ha cementado bloques, estableciéndose "gours" en los niveles de base determinados por aquellos.

En la zona oriental del piso superior, especialmente en las galerías Corcóstegui y Otegui, el pavimento es una gruesa colada con rizaduras que culminan en "gours"; toda esta zona está fuertemente pavimentada, no apareciendo en ningún punto la roca madre. En la terminación oriental de todas estas galerías hay unos grandes "gours", verdaderas geodas repletas de cristales de calcita.

C) *Datos meteorológicos*

El estudio geológico de Troskaeta, se realizó durante los días 6, 7 y 8 de diciembre de 1948. Durante estas exploraciones fué tomada una serie de datos atmosféricos que se resumen a continuación.

Día 6.—Temperatura exterior a las 10 h. 30 m.: 8°,5 C. En la rampa del corredor de entrada, a plena luz, la temperatura era de 13° C. y la humedad relativa 87%. Todo el Vestíbulo está más o menos iluminado; a 25 m. de la entrada hay aún buena luz; el resto es penumbra. Corriente de aire caliente en el corredor de entrada. En la entrada de la Sima de los Osos, la temp. es de 11°C. y la humedad 92%.

En el fondo de la Sima de los Osos, t. 10°,2 C.; h. 94%; oscuridad, calma.

Corredor artificial, t. 11°,5 C.; h. 85%; corriente de aire.

Antro Larrauri, t. 11° C.; h. 89%; calma.

Galerías Otegui, t. 11°,2 C.; h. 88%; calma.

Base de la rampa que conduce a la Sima Llarena, t. 11° C.; h. 90%.

Borde de Laguna Deseada, t. 11°,5 C.; h. 96%.

Los días 7 y 8 se volvieron a tomar los datos atmosféricos en los mismos puntos, excepto en la Sima de los Osos y en las galerías Otegui, sin que se observaran variaciones. El día 8 reinaba en el exterior un fuerte viento que se dejaba sentir hasta la Cámara Blanca.

Como se ve, la región más fría de la caverna es la zona occidental, Sima de los Osos y Sima Crusafont, pasándose casi bruscamente desde los 13° C. de la entrada a los 10°,2 C. del fondo de la sima; pero exceptuando esta anomalía térmica, la temperatura desciende paulatinamente a partir de la Cámara Blanca y vuelve a aumentar al acercarse a la Laguna Deseada.

D) *Génesis de la caverna*

El conjunto de observaciones realizadas en Troskateta y brevemente expuestas en las anteriores líneas, permite sacar algunas consecuencias que nos orientan para deducir el origen y evolución de las cavidades que integran esta caverna.

a) *Tipo de caverna.*—Ante todo, la simple observación de las características morfológicas y estructurales, nos lleva a la conclusión de que Troskaeta es una caverna de erosión, que tuvo su origen en una vaguada o talweg hipogeo, del que se conservan todavía numerosas huellas. Mejor aún, la red de galerías, superiores y medias, constituyen una serie de talwegs, que afluyeron a la vaguada inferior de Laguna Deseada.

Este conjunto de galerías está netamente adaptado a la estructura tectónica; la erosión utilizó ante todo los planos de estratificación, tanto paralela como perpendicularmente al sentido del buzamiento, hasta conducir las aguas al eje del pseudosinclinal que

actuó siempre como arteria colectora. En el flanco SW de este pseudosinclinal, también hay cavidades, pero de un desarrollo muchísimo menor, lo que parece indicar que las aportaciones hídricas más importantes de Troskaeta procedieron del NE. y descarta la hipótesis de una posible génesis ascendente de las galerías orientales, es decir, de tratarse de un simple sifón que condujera hacia el Barranco de Intzartzu, aguas procedentes del SW. Por el contrario, todo parece indicar que las aguas procedían del NE., es decir, precisamente del Baranco de Intzartzu, y que la época de activo funcionamiento hídrico de Troskaeta es ya antigua y debe corresponder a una *fase de sumidero*, en la que fueron absorbidas aguas del antecesor del Barranco de Intzartzu, que tendría un thalweg mucho más elevado que el actual.

Pero prescindiendo de estas hipótesis, existe el hecho objetivo de la instalación de Troskaeta sobre los dos flancos del pseudosinclinal de caliza urgoniense, es decir, que se trata pues, de una caverna sonclinal disimétrica, en la que las diaclasas sólo han desempeñado un papel muy accesorio.

b) *Evolución subterránea*.— Así pues, hidrológicamente, Troskaeta no es sino un sumidero múltiple que en su fase de máxima actividad absorbía aguas de un antecesor del Barranco de Intzartzu y las conducía hacia la profundidad, a lo largo del thalweg de Laguna Deseada.

En efecto, ya hemos indicado que la boca de la caverna, se abre en el contacto mecánico de la caliza urgoniense con el flysch impermeable a 580 m. de altitud, altura que corresponde a la que en este punto tendrían las vallonadas de la penillanura de 600 m. La red fluvial correspondiente a esta peneplanización debió de tener forzosamente alguna arteria establecida en el contacto entre la caliza urgoniense y el flysch, como es norma general en la erosión fluvial, por ser los contactos, zonas de mínima resistencia. Esta arteria, antecesora del actual Barranco de Intzartzu, debió ser la que llevaba las aguas que nutrieron el río subterráneo de Troskaeta.

La absorción debió de efectuarse no sólo por la actual entrada, sino también por las zonas innaccessibles del Corredor Superior, de la Sala Laborde y de los laberintos orientales, situados a 12-15m. de la superficie. Las absorbidas eran conducidas a la zona colectora de la Laguna Deseada. Esta disposición primitiva, se ha conservado hasta la actualidad, pero desde su iniciación, la caverna ha sufrido una marcada evolución cuyas huellas han quedado impresas en su morfología, permitiendo vislumbrar los rasgos más sobresalientes de su desarrollo. Esta evolución puede ser dividida en varias fases que

se suceden sin límite geométrico, interfiriendo frecuentemente en sus puntos de contacto:

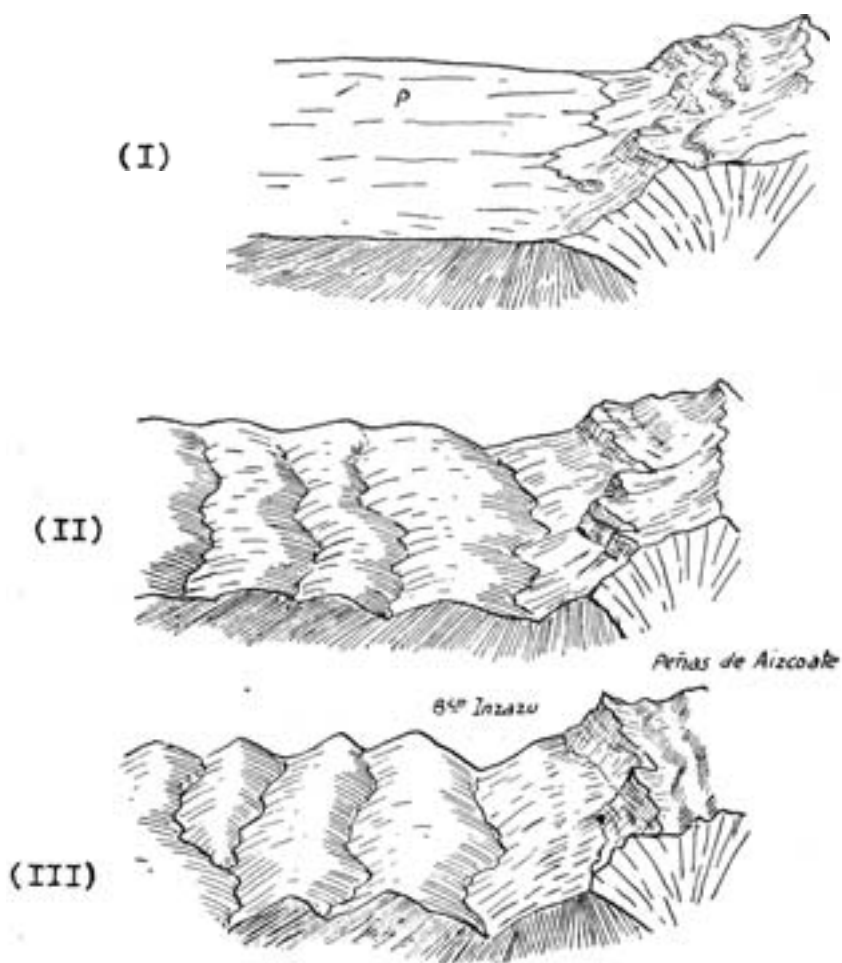
1. *Fase turbillonar.*—Las cavidades de Troskaeta fueron al principio demasiado estrechas para permitir el derrame libre y entonces la absorción se efectuó a fuerte presión hidrostática, dando origen a las marmitas de erosión turbillonar muy bien conservadas aún en las cámaras superiores orientales, galerías Otegui y Corcóstegui, etc. En este momento Troskaeta absorbería sólo una parte del caudal del antecesor del Barranco de Inzarzu.

2. *Fase fluvial.*—La erosión turbillonar fué lentamente substituida por el derrame libre, es decir, por la erosión fluvial. Las cavidades de Troskaeta, eran ya más espaciosas y debieron absorber en casi su totalidad las aguas de Intzartzu. Esta fase fluvial, al principio debió alternar con la fase turbillonar, pues en las épocas de avenidas del Intzartzu, se debería reemplazar transitoriamente la erosión turbillonar, tal como pasa con los actuales sumideros.

3. *Fase torrencial.*—La absorción debió de disminuir enormemente a consecuencia acaso de que la cuenca del Intzartzu pasaba un período de intensa sequía. Los conductos acuíferos fueron totalmente abandonados y comenzó en cambio la formación de coladas, prueba de una senilidad prematura. Comienzan las roturas de estratos y los procesos clásticos. Sólo en épocas de avenidas torrenciales del Intzartzu, vuelve la caverna a tener actividad fluvial. De esta época datan los caos de bloques del Vestíbulo, sima de los Osos, Cámara Blanca y thalweg inferior; este período torrencial alterna, pues, con un período clástico muy importante para la ulterior morfología de la cueva.

4. *Segunda fase urbillonar.*—En la hidrografía epigea, Intzartzu vuelve a producir un caudal importante, mayor que el anterior, que llena de nuevo las cavidades, ahora mayores, de Troskaeta, y es responsable del lapiaz invertido del techo de la caverna. Pero al propio tiempo debió de producirse también un descenso del nivel de base, que inauguró un rejuvenecimiento en la red hidrográfica senil de la penillanura de 600 m., a consecuencia del cual Intzartzu, hundiéndose paulatinamente su thalweg, dejando suspendida la entrada del sumidero y, reducida la absorción a la proporcionada exclusivamente por la precipitación. En el interior se secan los corredores y las salas y se engendran, las coladas y los “gours” y el proceso reconstructivo en general.

5. *Fase seca, reconstructiva.*—Esta fase seca persiste hasta la actualidad, pero los depósitos litoquímicos se localizan, sobre todo, en los planos de estratificación, heredándose así durante el período senil, las tendencias estructurales de la juventud hidrológica de



Evolución hidrogeológica de Troska-ko-koba.

- I. Fase de sumidero plioceno. P. Penillanura de 600 m.
- II. Abandono de Troskaeta. Excavación fluvial epigea.
- III. Cuaternario. Nivel de cumbres de 600 m. Fase seca de Troskaeta.

Troskaeta. De aquí la abundancia de coladas y "gours" y defecto de estalactitas de diaclasa de que ya se ha hablado en el capítulo sobre morfología.

Con posterioridad a estos períodos de la historia hidrogeológica, Troskaeta fué habitada por varias generaciones de *Ursus speleus Rosenm.* Estos plantigrados encontraron ya la caverna aproximadamente en las condiciones actuales, puesto que como ya hemos dicho, la sedimentación de las arcillas y de las brechas huesosas es posterior a la de las coladas estalagmíticas. Además, las huellas de fricción en las rocas son bien explícitas. La morfología de Troskaeta, durante la vida del oso de las cavernas, era la misma que la actual.

c) *Edad de la caverna.*—El conocimiento de la historia geológica de Troskaeta, nos orienta un poco, sobre el problema de la edad. Evidentemente, la fase de sumidero es correlativa de la que corresponde a la penillanura de 600 m., pero no se conoce todavía suficientemente la morfología de Guipúzcoa, para poder decir en qué fecha ocurrió la peneplanización de 600 m. En cambio, sí puede afirmarse que es relativamente reciente, pero muy anterior al cuaternario, puesto que las terrazas cuaternarias más antiguas se sitúan a los 100 m. de altitud como máximo. Por lo tanto la peneplanización parcial de 600 m. debe ser pliocena, sin más precisiones, puesto que aunque en Guipúzcoa, entre este nivel y los terrazamientos cuaternarios se escalona por lo menos otro nivel, no puede apreciarse todavía la edad de éstos.

La segunda fase turbillonar correspondería al momento en que empieza la disección de la penillanura de 600 m., para establecerse una nueva penillanura encajada a 300 m. de altura, que mejor pudiera definirse ya, por un conjunto de valles maduros, de poca anchura relativamente. Esta segunda fase debe ser pues, también intrapliocena, tal vez villafranquiense.

Pero si algo sabemos de la evolución pliocena de Troskaeta, nada en cambio podemos decir de su desarrollo intracuaternario, a pesar de la fauna en ella encontrada. *Ursus spelaeus Rosenm.* es una especie banal, muy repartida vertical y horizontalmente en el cuaternario y que nada dice cronológicamente. Tampoco los depósitos son más explícitos, puesto que las arcillas son "varvas" de la Laguna Deseada, por lo menos subactuales, no sirven tampoco para fijar una edad concreta. En las zonas intraglaciares, las arcillas con "varvas" son siempre depósitos interglaciares, sin que correspondan a una interglaciación determinada. Pero Troskaeta estuvo situada durante el cuaternario, en una región extraglaciaria, y, por lo tanto, los depósitos lacustres podrían haberse sedimentado en cualquier momento del cuaternario.

III. RELACIONES DE TROSKAETA-KO-KOBEA CON LA HIDROLOGIA ACTUAL

Troskaeta-ko-kobea es, pues, un antiguo fenómeno hidrológico cuyo origen debe remontarse al plioceno; actualmente su régimen cárstico está completamente abandonado, puesto que la humedad reinante y la escasa infiltración, son consecuencia de la elevada pluviosidad de la región. Troskaeta es una cueva muerta, hidrológicamente hablando. No obstante, es evidente que hay que considerarla como el antecesor plioceno, de la carstificación actual de las calizas urgonienses de las Peñas de Aizcoate. Estas calizas poseen, además, otras numerosas señales de carstificación antigua, puesto que el Rdo. Sacerdote de Ataun, don Juan Arín, tiene catalogadas una serie de cavernas de menor importancia topográfica que Troskateta-ko-kobea, todas a alturas superiores al contacto con el flysch, lo que indica la amplitud de la carstificación pliocena, la posibilidad de presentar esta carstificación otras formas muy variadas, además del sumidero de Troskaeta, y sobre todo aún, la posible existencia de otras fases de carstificación más antiguas.

Pero en todo momento, la carstificación en las Peñas de Aizcoate fué muy restringida a consecuencia del relativamente escaso espesor de caliza, colocado casi verticalmente entre dos zonas impermeables de flysch, es decir, que correspondería a un "merokarst" al decir de Cvijic (1). A consecuencia de la estructura tectónica de las calizas urgonienses, la circulación cárstica ha tenido en todo momento las mismas características, es decir, se ha orientado constantemente paralela y perpendicularmente a los planos de estratificación y el mismo camino debe de seguir por consiguiente la hidrología viviente actual. De ello tenemos ejemplo en la fuente de Arrateta que aparece al pie de la cantera de caliza urgoniense del camino de Ataun al caserío de Aizcoate por un plano de estratificación orientado de NNE. a SSW., con buzamiento de 75° WNW., dando un caudal de 12 litros por segundo (aforo practicado el 6-12-49) y emergiendo agua a 17° C.

Por sus características externas, la fuente de Arrateta parece corresponder a un aparato cárstico incipiente, de formas poco desarrolladas y no muestra una relación directa con Troskaeta. Arrateta emerge hacia el S., de manera que el sentido de la corriente subterránea es N. S., mientras que las aguas de Troskaeta-ko-kobea, se dirigieron siempre hacia el SE., es decir, hacia el otro flanco del anticlinal de Aizcoate. En este sentido (hacia el SE.) la cueva puede

ofrecer posibilidades de continuidad topográfica, por ser este, repetimos, el sentido en que discurrieron siempre las aguas.

Estas consideraciones hacen suponer que el eje del anticlinal de Aizcoate, es una divisoria de aguas cársticas, separando dos sistemas subterráneos distintos, uno oriental, del que fomarí parte Troskaeta-ko-kobea, y otro occidental, cuyo representante actual sería la fuente de Arnateta.

RESUMÉ

Troskaeta-ko-kobea est une grande caverne modelée dans les calcaires urgoniens des Peñas de Aizcoate avec un parcours total de plus de 900 m. et un dénivellement de 100 m.

Au *point de vue topographique* est formée par deux ensembles de cavités séparées par un couloir axial auquel convergent les pentes des deux branches. Cet axe est orienté NW.-SE. La branche NE. est tres développée, et la Sw. tres reduite. La section a donc, forme de V mais franchement dyssimetrique.

Au *point de vue morphologique*, on distingue une morphologie d'érosion, tres développée, avec des marmites et lapiaz dans le toit; une morphologie clastique, avec des énormes chaos de blocs calcaires et cones de dejection; une morphologie de reconstruction, développée surtout sur le plafond sous la forme des coulées et de gours.

Au point de vue structural, la caverne s'est installée sur l'axe et les flancs d'un pseudosynclinal, d'où la forme general en V de la section; l'excavation s'est faite au long dans les plans de stratification et au même sens du pendage.

La gènese de la caverne est en relation avec le niveau d'érosion épigés. Au pliocène (sans pouvoir plus préciser) elle été la perte d'un avantpassé du Barranco de Intzartzu ayant été abandonnée par les eaux, au moment de la dissection du cycle de 600 m. On a pu distinguer dans l'interieur les empreintes de deux phases d'érosion tourbillonnaire, séparées par une fase fluviale á écoulement libre. On ne connai pas l'histoire quaternaire, malgré les depots d'argiles "varves" qu'on trouve au fond de la grotte. et les restes, tres nombreux de *Ursus spaelaeus Rosenm* du Vestibule. Elle n'a pas aucune relation avec les résurgences actuelles qu'on connai aux environs. La karstification actuelle est peu importante. Comme dans le pliocène il s'agit d'un "merokarst" au sens de Cvijic.

TROSKAETA-KO KOBEA

Afaun (Guipúzcoa)

Plano geomorfológico

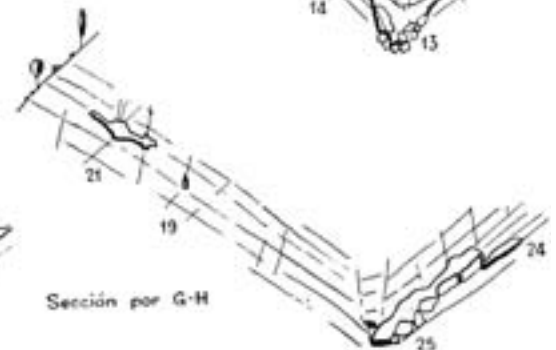
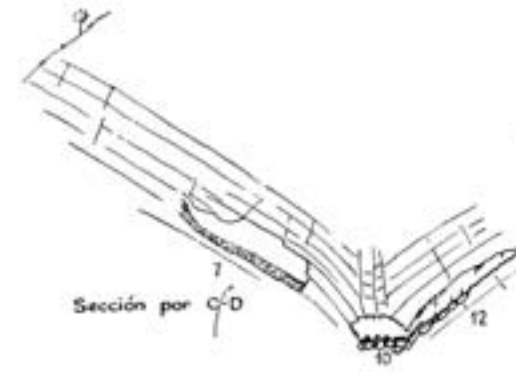
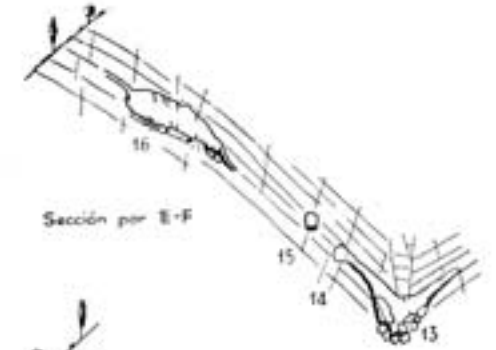
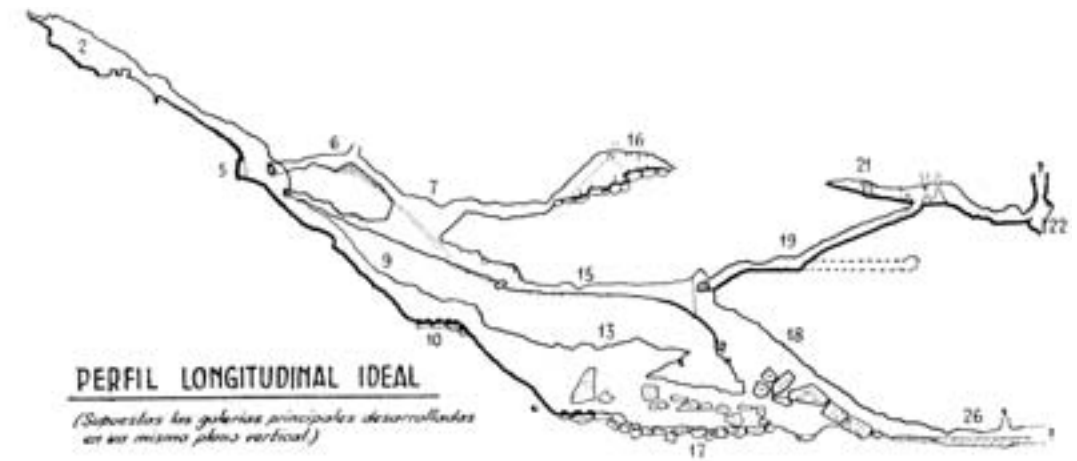
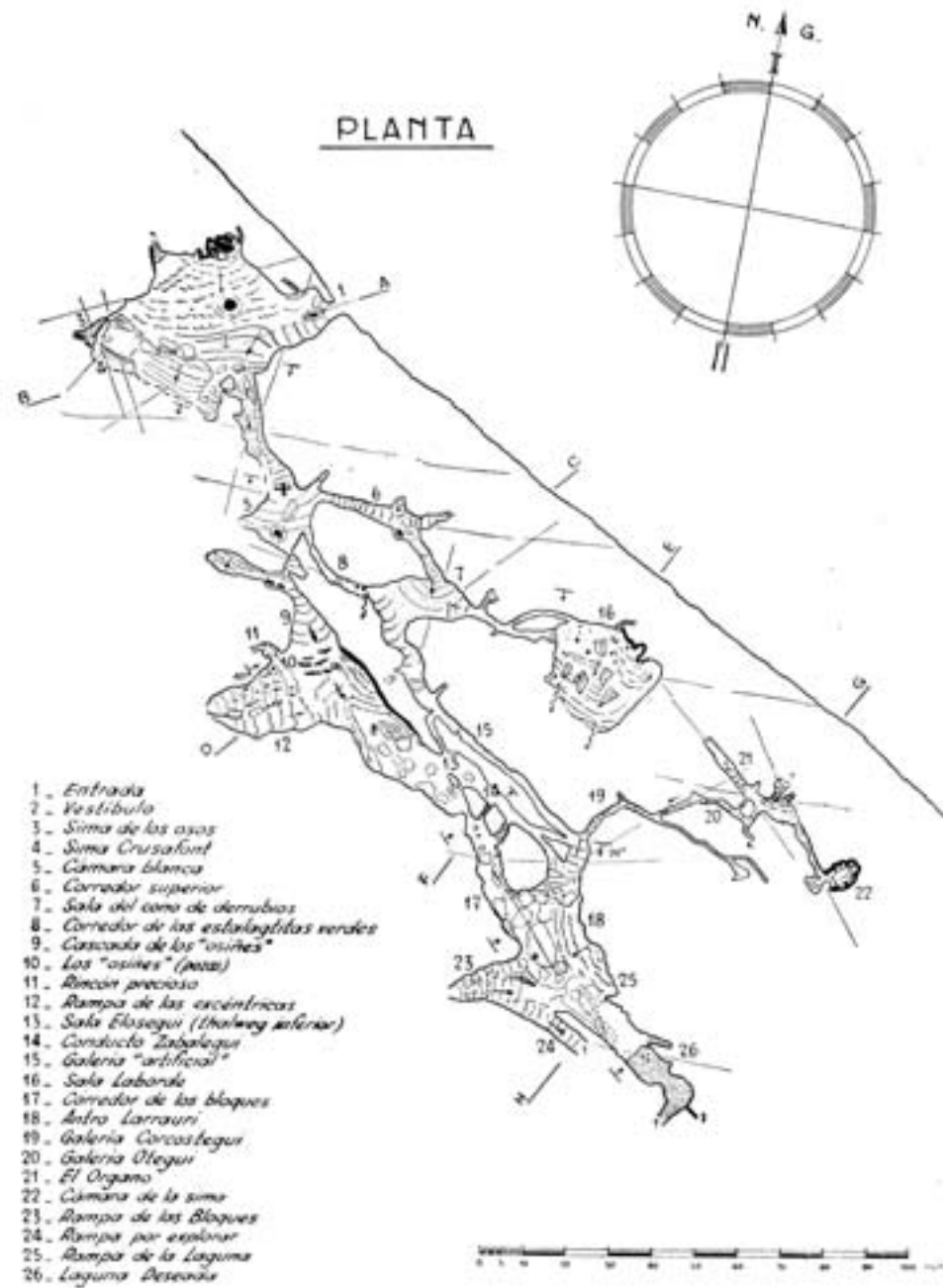
levantado por

JESUS ELOSEGUI (poligonación y alimetría)
 M. LLOPIS LLADO (geomorfología)
 J. M^o THOMAS (topografía y dibujo)

1948

Signos convencionales.

- Alantza**
 Sentido de la pendiente.
- Derrubios de grandes bloques.**
- a. Aterol desnudo, b. Costa estalagmítica, c. Carlinos, d. Estalagmitas, e. Columnas aisladas.
- Coladas.**
- a. Pozas vacías, b. llenas.
- Buzamiento.**
- Sentido del arenamiento.
- Aljibes.**
 a. Buzinas, b. Alamos de estratificación, c. Columna (arrete), d. Columna, e. Macizo estalagmítico.
- a. Paso a otra corrient. b. Grandes bloques de derrubio, c. id. cementados.
- Signos según Journal (modificados)



PERFILES TRANSVERSALES

BIBLIOGRAFIA

- (1) CVIJIC, J.: Types morphologiques des terrains calcaires. Le Merokarst. Comp. Rend. Ac. Sc. CLXXX. pag. 757/758. Paris, 1925.
- (2) ELOSEGUI, J.: Exploración de la "Laguna Deseada" en la cueva de Troskaeta (Ataun), (en publicación).
- (3) LABORDE, MANUEL Y ELOSEGUI, JESUS: El *Ursus spelaeus* en el Aralar. Exploración de Troskaeta-ko-kobe. Bol. de la R. S. Vascongada de Amigos del País. Año 11, Cuaderno 3, págs. 319/332, con plano y varios dibujos, San Sebastián, 1946.
- (4) Id., Id.: Sobre el yacimiento de **Ursus spelaeus** de la cueva de Troskaeta en el término municipal de Ataun, estribaciones de Aralar (Guipuzcoa). Las Ciencias, año XII, núm. 4, págs., 884/886. Dos fotografías, Madrid, 1947.
- (5) LAMARE, PIERRE: Recherches géologiques dans les Pyrenees basques d'Espagne. Mem. Soc. Géol. France. Nouv. ser., t. XII, n.º 2, 462 pages, 6 lams., 2 cartes., Paris, 1936.
- (6) LEHMANN, A.: Die Hydrographie des Karstes. Encyclopadie der Erdkunde. Wien, 1932.
- (7) LLOPIS LLADO, NOEL: Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cántico de Garraf (Barcelona). Estudios Geográficos, numero 4, págs. 413/466, figs. y planos. Madrid, 1942.
- (8) Id.: Los relieves de pudingas de Sant Llorens del Munt. Sierra del Obac (Barcelona). Estudios Geográficos, núm. 17, págs. 687/814, 28 figs., X láms., 1 mapa en colores, Madrid, 1944.
- (9) Id.: Sur quelques phénomènes de subsidence et de solifluction dans les cavernes. But. Inst. Cat. Hist. Nat., (en publicación).
- (10) Id.: Sobre algunos fenómenos de sedimentación fluvio-lacustre en las cavernas, (en publicación).
- (11) LLOPIS LLADO, NOEL Y THOMAS CASAJUANA, JOSE MARIA. Los fenómenos cársticos del cerro de Sant Miquel de Campanet, (Inca, Mallorca). Misc. Alm. Vol. II.págs., 4 figs., 1 lám. Barcelona, 1948.