

## El río subterráneo de Ondarre y la karstificación en la sierra de Aralar

### SECCION DE ESPELEOLOGIA DE LA SOCIEDAD DE CIENCIAS ARANZADI

#### I. INTRODUCCION

La Sección de Espeleología de la S. C. N. Aranzadi lleva varios años dedicando sus esfuerzos al estudio de los fenómenos kársticos que presenta la Sierra de Aralar, particularmente en su parte guipuzcoana. Aunque los trabajos principales se han desarrollado sobre la zona de calizas urgonianas de la parte sur de la sierra, también se han efectuado algunos reconocimientos y exploraciones en los terrenos jurásicos centrales. Fruto de éstos fue el descubrimiento en 1972 de Ondarre'ko zuloa, sima de —260 m. de profundidad que presenta un importante río subterráneo en su interior. En sucesivas campañas se fue avanzando en el conocimiento de esta sima, y ya en el año 1977, las exploraciones realizadas en la época de máximo estiaje permitieron, tras descender 60 m. de cascadas sucesivas, alcanzar el sifón terminal del río. Simultáneamente, mediante coloraciones, se comprueba que las aguas del río subterráneo de Ondarre surgen a un kilómetro de distancia del sifón terminal, en el importante manantial de Osin-berde, en Zaldibia. Este manantial, con 280 lt/sg. de caudal medio anual, no sólo es la principal surgencia del Aralar guipuzcoano sino que, a su vez, es el manantial más importante de toda la provincia de Guipúzcoa. El 70 % del caudal que surge en Osin-berde es colectado por el río subterráneo de Ondarre. Aunque las exploraciones río arriba distan mucho de estar terminadas (y es de esperar un considerable desarrollo de galerías por debajo del extenso macizo de Gambo), la magnitud de este curso de agua subterráneo hace que consideremos oportuno el dar a conocer, aunque sea en forma provisional, los datos hasta aho-

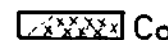
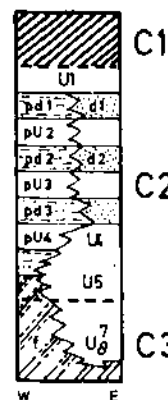
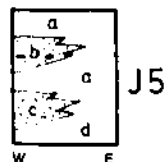
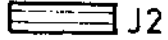
ra reunidos sobre esta cavidad y sus relaciones con la geología e hidrología del Aralar guipuzcoano.

#### II. LA KARSTIFICACION EN LA SIERRA DE ARALAR

La Sierra de Aralar, centro geográfico del País Vasco, es una de nuestras más típicas montañas calizas. En ella los fenómenos de karstificación están ampliamente desarrollados. Junto a zonas boscosas se presentan extensas superficies desnudas, muy lenarizadas, otras acribilladas de dolinas, simas y cuevas. En la dilatada superficie de la sierra puede decirse que no existen ríos; las precipitaciones recibidas se infiltran con bastante rapidez, circulan subterráneamente, y dan origen a una serie de manantiales situados en la periferia.

En líneas generales la Sierra de Aralar presenta una estructura de anticlinal doble, cabalgante en su parte norte. La orogénesis pirenaica, al chocar con la resistencia ofrecida por los macizos paleozoicos situados más al norte, generó esta estructura de doble pliegue con cabalgamiento que hace aflorar al Keuper. Las espesas masas de sedimentos jurásicos y cretáceos se presentan arrugadas, dislocadas y fracturadas en forma compleja. El lento trabajo de las aguas ha dismantelado parcialmente la primitiva estructura y ha modelado el relieve hasta conducirlo a su aspecto actual (Figs. 1 y 2).

Geológicamente, junto a las carniolas, dolomías y brechas del cabalgamiento, se presentan localmente las arcillas gypsíferas del Keuper. Estos terrenos, que constituyen los niveles de base de la sierra, ocupan una muy



- +--+ LIMITE PROVINCIAL  
 ●●●●● LIMITE ENTRE PRINCIPALES FORMACIONES KARSTIFICABLES  
 ● 1 ONDARRE-KO ZULOA  
 ● 2 OSIN BERDE  
 ● 3 BOMBA TXULO

### 1. NIVELES DE BASE.

Carniolas, dolomias y brechas del cabalgamiento. Localmente, bajo el cabalgamiento: arcillas gypsíferas del Keuper. *Trias. Infralias*.

### 2. SERIE MARINA JURASICA.

J1. Calizas *Hettangienses* (15-20 m). Calizas compactas *Sinemurienses* (10-30 m).

J2. Serie calcáreo-arcillosa de las Malloas (200-300 m). *Toarciense* a *Bathoniense*. Terrenos poco permeables.

J3. Calizas negras, compactas, en bancos (100-150 m). *Bathoniense* a *Calloviense medio*.

J4. Calizas areniscosas y dolomíticas (30-60 m). *Oxfordiense medio-superior*.

J5. Serie calcáreo-terrigena de Alotza. *Oxfordiense superior* - *Kimmeridgiense*. En el W (Alotza, macizo de Gambo): alternancia de calizas con oolitos, cuarzo y clastos (facies *emeri*) (a) y de fases terrígenas: calizas areniscosas (b), areniscas arcillosas y calizas margosas con niveles conglomeráticos localizados (c). Calizas litográficas claras (d). (100-130 m).

### 3. SERIE DE AGUA DULCE (facies *purbecko-wealdienses*) DEL JURASICO FINAL Y DEL NEOCOMIENSE.

P. Calizas de facies *purbeckienses*: P1.—Niveles conglomeráticos de espesor variable y arcillas. *Kimmeridgiense-Portlandiense*? (0-10 m). P2.—(a) Calizas en general «café con leche», con Charophytas (5-20 m). (b) Calizas conchíferas negras, fétidas (20-60 m).

W. Serie detrítica de facies *wealdiense*: *Hauteriviense-Barrermiense*? (40-100 m). (a) Arcillas negras (3-5 m), arcillas versicolores con nódulos piritosos (8-10 m). (b) Areniscas con estratificación entrecruzada (10-30 m). (c) Calizas arcillosas con niveles carbonosos (5-8 m). (d) Alternancia de calizas conchíferas en bancos de arcillas esquistosas negras (30-50 m).

### 4. LAS CALIZAS URGONIANAS Y SU ENVOLTURA DETRITICA. *Aptiense inferior* - *Albiense superior* (800-2.000 m.).

C1. Serie arcillosa con *Deshayesites*. Esquistos aptienses. *Aptiense inferior* (100-200 m).

C2. Complejo Urgoniano propiamente dicho. Se resuelve en «barras»: calizas recifales o bioclásticas (U1 a U8) con niveles calcáreo-arcillosos ricos en pólipos; y en «depresiones» arcillo-areniscosas (d1 a d7). Hacia el W se pasa a niveles *para-urgonianos*: calizas margosas (pU1 a pU4) y arcillas más o menos arenosas (pd1 a pd4). *Aptiense inferior* a *Albiense medio-superior*. (El paso del *Aptiense inferior* al *superior* se da entre d3 y U4; el U4 de Ptxerri ya es *Aptiense superior* - *Albiense inferior*; el U6 es *Albiense superior*?).

C3. Formación terminal: arcillas sombreadas con nódulos ferruginosos y lentejones de calizas masivas, claras. *Albiense final*.

f: Serie detrítica flyschoides de la terminación occidental (Km 42 a 45 de la carretera Lizarusti - Echarri y al W del río Agaunza), *Albiense medio-superior*, que prosigue con las arcillas de la Barranca (*Albiense final* - *Cenomanense inferior*).

### 5. FORMACIONES DETRITICAS PERIFERICAS.

C\*4. Serie detrítica flyschoides del valle del Araxes. Arcillas esquistosas, *Albiense superior* - *Cenomanense inferior*.

### 6. FORMACIONES RECIENTES.

G1. Depósitos de origen glacial o periglacial. Formaciones de Azkárata y del valle de Arrietzaga.

Col. Coluviones.

E. Cascajeras.

### PUNTOS DE REFERENCIA

Principales cumbres (altitud en m. s.n.m.):

A. G. AUSA Gaztelu (899).—Ag. Agaoz (951).—Ak. Akaitz (1.078).—Ak. tx. Akaitz txiki (942).—Ald. Aldaon (1.411).—Arz. Arzartortz (816).—Bal. Balerdi (1.185).—Be. Beoin (1.353).—D. Desamendi (1.305).—Er. Ernaga (1.268).—Ga. Gañeta (1.321).—Gb. Ganbo (1.415).—Ir. Irumugarrieta (1.427).—La. Larraone (1.162).—Le. Leizadi (921).—Par. Pardarri (1.397).—Pu. Ptxerri (1.296).—Tx. Txindoki (Larrunarri: 1.348).—Ua. Uarrain (1.351).—Uz. Uzkuiti (1.334).

Principales collados:

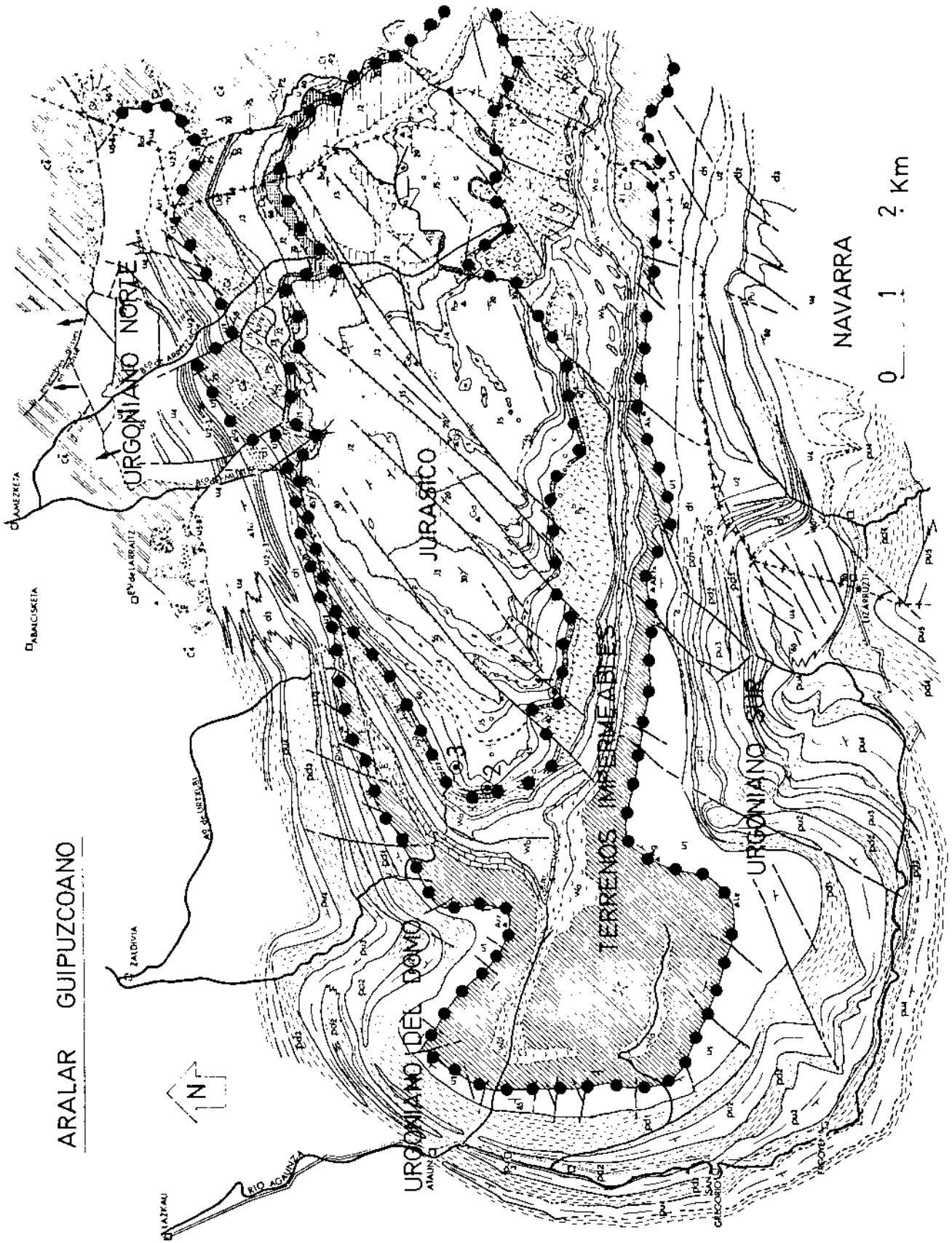
As. Astunalde-ko-lepoa (1.187).—E. Errekonta (79).—Oa. Oa-ko-lepoa (1.207).

Otros lugares:

R. I. Refugio de Igaratza.

(Esquema geológico de la Sierra de Aralar, de M. Floquet, 1975; rediseñado del Mapa Geológico 1:25.000 de C. Duvernois, B. Humbel y M. Floquet, 1972. Hemos reducido el mismo [Guipúzcoa], simplificado la leyenda y agregado las principales unidades karstificables)

2



limitada extensión. Junto a los mismos, y ocupando la parte alta de Aralar, aflora el Jurásico en potentes paquetes. Bordeando al anterior se presentan los sedimentos Cretáceos, que ocupan la mayor extensión, y son a su vez limitados por las formaciones detríticas periféricas del Cretáceo Superior.

Aralar se nos presenta así como una compleja sierra caliza en la que sus grandes rasgos estructurales no han podido ser borrados gracias, precisamente, al considerable desarrollo que experimenta la circulación subterránea en detrimento del arroyamiento superficial. Entre las altas cumbres del corazón jurásico de la sierra (que alcanza 1.427 m. snm en Irumugarrieta) y las cotas 400 a 500 m. snm, que son las altitudes a que están situadas la mayor parte de los manantiales periféricos, existe un considerable desnivel a salvar por las aguas, lo que permite el establecimiento de una amplia red de conductos subterráneos que se organizan en un cierto número de aparatos hidrológicos Kársticos independientes.

Como es frecuente en toda región caliza, aunque existe un número elevado de pequeños manantiales y surgencias difusas, lo fundamental de las precipitaciones infiltradas en Aralar va a parar a unas pocas grandes surgencias. La mayor parte de la sierra es territorio navarro, mientras que el Aralar guipuzcoano ocupa sólo unos 80 Km.<sup>2</sup> El límite provincial es, con gran aproximación, un límite de cuencas que debe ser revisado y precisado. Las grandes surgencias navarras son: el nacedero del Río Larraun, en Iribas, que recoge las aguas del amplio sinclinal central, y la surgencia de Irañeta, que captura lo absorbido por el anticlinal sur. En Guipuzcoa, los volúmenes surgentes son menores, como corresponde a su menor superficie; no obstante existen tres grandes surgencias en la parte guipuzcoana: el conjunto de Zazpiturrieta, en Amézqueta, el manantial de Osinberde, en Zaldibia, y la surgencia de Aia-iturrieta, en Ataun.

Pese a lo que llevamos dicho, y contrariamente a lo que pudiera pensarse, la sierra de Aralar no es un macizo kárstico propiamente hablando, sino una montaña compuesta. En ella las calizas alternan con formaciones calizo-arcillosas o arcillo-arenosas poco o nada

karstificables. Estas formaciones poco o nada karstificables son principalmente: el Lías medio calizo-arcilloso, de poco espesor, y el ensamblaje espeso constituido por las formaciones wealdienses y los esquistos aptienses. Cabe agregar a esto, en el interior mismo del Urganiano, las fases terrígenas, que juegan el papel de zonas impermeables suplementarias. Estos diferentes niveles impermeables fragmentan la masa caliza de Aralar en numerosas formaciones karstificables, que no pueden comunicar entre ellas más que a expensas de grandes accidentes tectónicos. A efectos prácticos, las formaciones karstificables son: las calizas Jurásicas (Lias superior, Dogger, Malm y Neocomiense), que forman un potente conjunto, y las calizas compactas del complejo Urganiano (Aptiense-Albiense).

En el Aralar Guipuzcoano podemos distinguir cuatro grandes unidades karstificables: tres en el Urganiano y una en el Jurásico.

En cuanto a la estructura que presenta la sierra en nuestra provincia destaca una parte central, ocupada por el anticlinal del Txindoki, y una terminación occidental de la sierra que forma el domo de Ataun; la separación entre estas unidades estructurales corresponde a un eje sindical poco marcado.

El denominado anticlinal del Txindoki o anticlinal norte, que ocupa el extenso macizo de Gambo y cumbres próximas, está constituido por terrenos jurásicos, donde las calizas forman un conjunto karstificable extenso y de gran potencia. Esta primera unidad karstificable está bordeada y limitada por el conjunto impermeable constituido por las formaciones wealdienses y los esquistos aptienses. En la parte norte se agregan los niveles de base del cabalgamiento y el Lías medio calizo-arcilloso, también impermeables, que aíslan así esta extensa unidad de los terrenos urgonianos de la periferia.

El complejo Urganiano está constituido por una alternancia de calizas recifales compactas («barras» en el relieve actual) con «depresiones» arcillo-arniscosas, más o menos esquistas. A medida que se avanza hacia el oeste se pasa lateralmente a niveles para-urgonianos constituidos por una alternancia de calizas margosas, mucho menos compactas, y arcillas esquistas.

Los esquistos aptienses, impermeables y de gran potencia, situados en la base del complejo urgoniano, constituyen un límite en profundidad para la infiltración de las aguas.

En los terrenos arcillosos no hay karstificación, mientras que en las calizas su grado de karstificación es variable y depende en gran medida de su contenido en arcilla y de su disposición. Cabe agregar además que, localmente, se presentan cambios laterales de facies y lentejones más compactos, que complican enormemente la circulación de las aguas en el urgoniano. Lo mismo puede decirse de la presencia de fallas SW-NE que a veces ponen en comunicación barras calizas separadas por terrenos a simple vista impermeables.

El Urganiano de la parte guipuzcoana de Aralar puede separarse en tres unidades: 1, el Urganiano Norte, constituido sobre todo por calizas compactas, bastante extendidas por la zona del Txindoki y al NE de esta cumbre. 2, El Urganiano del domo de Ataun, que contornea los esquistos aptienses impermeables que ocupan todo el centro del mismo. En esta segunda unidad, las arcillas y calizas muy margosas, paraurgonianas, están muy extendidas, y sólo puede considerarse como karstificable a efectos prácticos la primera barra de calizas urgonianas, que forma una banda delgada en torno a los terrenos impermeables del domo. 3, El Urganiano Sur, unidad muy compleja que abarca desde las crestas de Leizadi - Agaoz - Saastarri - Akaitz-txiki - Akaitz, hasta Lizarrusti y el valle del Agaunza. Las calizas más karstificables son las de la primera barra urgoniana del cresterío señalado y el lentejón de Allekopikoa. En el interior del paraurgoniano también se presenta karstificación en calizas margosas. Los distintos niveles alternan con franjas impermeables. No obstante, la circulación de las aguas subterráneas atraviesa el conjunto dando origen a aparatos complejos (Fig. 3).

El Urganiano del domo de Ataun no es más que la continuación del Urganiano Sur (de su primera barra caliza), pero hidrológicamente su funcionamiento es distinto, y pueden considerarse como unidades aisladas. Así pues, en el Aralar guipuzcoano podemos distinguir cuatro unidades karstificables, con funcionamiento hidrogeológico independiente,

aisladas por la existencia de terrenos impermeables o por la disposición de las calizas, lo cual es lógico si se tiene en cuenta que la circulación kárstica siempre va muy ligada a la estructura.

La terminación occidental de la sierra corresponde al domo de Ataun. El abombamiento de este domo ha sido casi totalmente desmantelado por la erosión normal; el centro del mismo está ocupado por los esquistos impermeables, sobre los cuales se establecen dos cursos de agua superficiales que lo van vaciando y hacen aflorar los terrenos waldienses, también impermeables. Estos dos arroyos cortan la banda urgoniana en dos puntos, fragmentándola. Como además el buzamiento en el domo es hacia el exterior, la banda de calizas urgonianas se presenta como un cresterío discontinuo fragmentado en pequeños aparatos independientes. La mayor parte de las precipitaciones caídas en esta región circulan superficialmente. En las calizas, la escorrentía es grande y la escasa infiltración da origen a pequeños manantiales distribuidos por todo el entorno del domo; los caudales de éstos son muy pequeños, de apenas un par de litros por segundo de media anual, y ninguno llega a alcanzar los 10 lt/sg. La mayoría de las cavidades existentes en estas calizas son inactivas en la actualidad, y se presentan fosilizadas por rellenos estalagmíticos y detríticos que a menudo las colmatan en gran medida. Se trata de cuevas fósiles, como las de Troskasta y Antonen kobeá, desarrolladas a expensas de planos de estratificación por un ciclo kárstico anterior al actual. Son pues los restos de aparatos kársticos más extensos, correspondientes a una superficie caliza anterior, que ha sido desmantelada por la erosión. En la hidrología kárstica actual la importancia de esta unidad es muy escasa y local.

La segunda unidad karstificable es el Urganiano Sur, conjunto extenso y complejo, actualmente en estudio. Por su lado W es la continuación de la unidad anterior; al S su límite lo constituye el río Agaunza, en Guipúzcoa, que constituye el nivel de base local; al E es más difícil discernirlo y aún no ha sido convenientemente precisado, aunque lo más probable es que se corresponda con la parte alta del barranco de Akaitz erreka y

con la cresta Alleko Aparein. Al N está constituido por la línea de crestas que desde Leizadi y Agaoz (en el domo de Ataun) continúan por Saastarri, Akaitz-txiki y Akaitz.

Al norte de estos cresteríos calizos se extiende la franja wealdiense-aptiense impermeable que separa el complejo urgoniano del corazón de calizas jurásicas. Sobre estos terrenos impermeables se forman regatas superficiales: En la parte W tenemos la regata del barranco de Errekabeltz, que al describir un giro hacia el N separa el Jurásico central del domo de Ataun; como su cauce corta el borde más exterior de la serie caliza jurásica, las aguas se sumen en forma difusa en el talweg para reaparecer también en forma de surgencias difusas algo más al N y más abajo de Osin-berde; en estiaje, la circulación en todo el tramo jurásico de su cauce es subterránea, bajo el mismo, mientras que normalmente, aunque se dé este funcionamiento, el volumen principal circula en superficie. En la parte E tenemos la pequeña regata de Baiarrate, y el conjunto formado por la

de Enirio y la más importante de Zamiola erreka, que recoge aguas sobre la zona impermeable hasta las cercanías de Igaratza y que es activa incluso en pleno estiaje; estas últimas se unen para dar origen a la regata de Maizegi. Estas tres regatas, en periodos de estiaje, se sumen en el contacto con la primera barra urgoniana para derivar a la cuenca del Aguanza, donde surgen a través del importante manantial de Aia-iturrieta. En épocas de lluvia, los sumideros (situado el primero en Baiarrate, y los otros dos en la proximidad de Iru-erreketa) no pueden absorber todo el caudal, y rebalsan, circulando entonces gran parte del agua en superficie, por los respectivos barrancos, hasta enlazar directamente con el nacimiento del Aguanza, zona ésta donde existen diversas surgencias difusas. Quiere esto decir que el Urganiano Sur captura, además de las precipitaciones que se infiltran en su superficie, las correspondientes a la parte E de la zona impermeable situada más al Norte.

En el Urganiano Sur la surgencia más im-

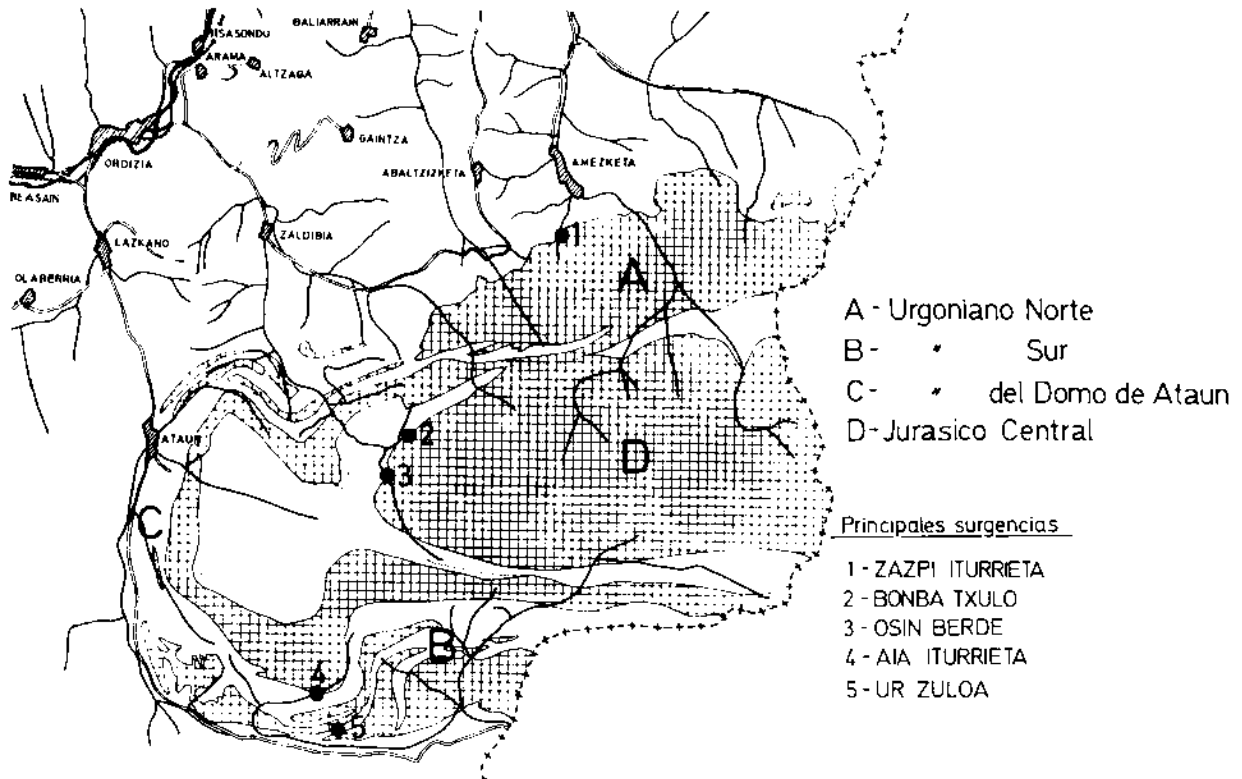


Fig. 3. Unidades karstificables del Aralar guipuzcoano

portante es la de Aia-iturrieta, con 60-70 lt/sg. de media anual. A ella van a parar las infiltraciones de Leizadi, Agaoz, Ubei, Saastarri y Akaitz-txiki, y las aguas que se sumen en Baiarrate y en los dos sumideros de Iru-erreketa. Concretamente, se ha verificado mediante coloración la surgencia en Aia-iturrieta de las aguas que se sumen en la sima-sumidero de Ubei y en uno de los sumideros de Iru-erreketa.

Le sigue en importancia la surgencia de Ur-zuloa, de unos 25 lt/sg de promedio anual, surgencia ésta probablemente alimentada por las precipitaciones infiltradas en las zonas de Amilzu, Mao-mendi, Maltzarreta, Salbi, Malkorburu.

Ya en territorio navarro, tenemos diversas surgencias de poca importancia que, junto a la escorrentía superficial, permiten al barranco de La Fábrica llevar un caudal de 30-40 lt/sg de promedio en su parte alta, cercana a Lizarrusti. De este caudal, cerca de la mitad aproximadamente proviene de una surgencia situada en la ladera W del Putxerri. En la ladera E de Alleko hay dos o tres pequeñas surgencias, de caudales del orden del litro por segundo. Así, este barranco recoge las aguas (superficiales e infiltradas) de la vertiente navarra de Allekopikoa, flanco S de la cresta Alleko-Aparein, y vertiente W del Putxerri.

El Agaunza, en su nacimiento, se va engrosando por surgencias difusas situadas en su mismo talweg, que deben corresponder a las infiltraciones locales de su cuenca en las vertientes de Maltzarreta, Malkorburu y Allekopikoa. Estas se combinan con la escorrentía, y a ello se agrega todo el drenaje superficial de los montes situados al Sur de este río, por lo que es difícil discernir qué porcentaje puede corresponder a la surgencia de aguas infiltradas. Para dar una idea de volúmenes diremos que el caudal del Agaunza en Ataun (Arrondoa) es de unos 200 lt/sg de promedio. De éstos, sin duda la mitad proviene de las laderas meridionales no karstificadas; unos 15-20 lt/sg le llegan del barranco de Aia-iturrieta (las aguas de la surgencia son derivadas por una toma y canal); los 25 lt/sg mencionados que se anexa de Ur-zuloa; más unos 30-40 lt/sg del arroyo del barranco de Urkillaga. Así que, en la zona de

su nacimiento, los volúmenes surgentes son bastante escasos, y corresponden a su cuenca local.

Queda aún por precisar en el Urganiano Sur su límite hidrológico oriental y la circulación subterránea de las aguas que se sumen a lo largo del barranco de Akaitz erreka.

En esta unidad se conoce más de un centenar de simas y cuevas, ubicadas sobre todo en la primera barra de calizas urgonianas, aunque también se presentan cavidades importantes en las calizas margosas paraurgonianas. La karstificación debe corresponder a la existencia de varios ciclos distintos que se han sucedido en el tiempo. Existen cavidades fósiles que sin duda corresponden a un ciclo de karstificación anterior al actual, tales como Patatasoogueneko leizea, en la cresta de Leizadi, varias simas fósiles en Saastarri y Akaitz-txiki, etc. En estas cavidades no existe circulación kárstica en la actualidad y predominan los rellenos quimiolitogénicos (estalactitas, estalagmitas, coladas); muchas de ellas están situadas en las partes altas de lo que ahora son crestas, por inversión del relieve (al avanzar la erosión normal). En cambio, la mayor parte de las cavidades hidrológicamente activas están situadas en zonas que topográficamente o estructuralmente son propicias a la circulación subterránea actual. La situación de estas zonas corresponde sobre todo a la charnela y flancos del sinclinal existente entre Agaoz y Saastarri (simas de Agaoz, Eiorreta, Ubei) y al barranco de Akaitz erreka (con 23 simas absorbentes que hacen del barranco un valle seco), cavidades éstas que en muchos casos superan los 100 m. de desnivel, más otras de menor importancia situadas en depresiones topográficas paraurgonianas (caso de las simas-sumidero de Salbi y Mallozulo). Cuando los conductos alcanzan terrenos muy arcillosos, las simas y sumideros se tornan impracticables, es decir, que, aunque el agua se infiltre, no existen cavidades accesibles al hombre.

El Urganiano Norte prácticamente no ha sido estudiado por nosotros y es muy poco lo que sabemos de él. No obstante, a diferencia de lo que ocurre en el Urganiano Sur, éste apenas está cruzado por fases terrígenas impermeables, y seguramente dará origen a un solo aparato kárstico principal que reúne la

mayor parte de las aguas infiltradas en el Txindoki y sus alrededores. Esta misma idea se ve comprobada por la concentración de una serie de surgencias en Zazpi-iturrieta que, en total, llegan a reunir entre 100 y 200 lt/sg de media anual, lo que corresponde a la infiltración casi total de la zona.

Estas tres unidades karstificables, situadas en la periferia del Aralar guipuzcoano, tienen como nivel de base los ríos superficiales que contornean la sierra. La falta de aforos y de datos de precipitación precisos hacen difícil evaluar qué porcentaje de la precipitación abandona las unidades por escorrentía y qué valor tiene realmente la infiltración. Por su disposición estructural, por la presencia de una abundante cubierta vegetal en muchas partes (lo que hace que la evapotranspiración sea grande), y por la existencia de pérdidas importantes debidas a la escorrentía (difíciles de evaluar), creemos que la circulación kárstica corresponde a las surgencias conocidas. Las aguas que se infiltran en el Urganiano, por otra parte, no pueden descender más allá del techo constituido por los esquistos aptienses impermeables; así, se conforman estilos de karstificación en cada unidad de acuerdo con sus rasgos geológicos y estructurales: 1.—Pequeños aparatos independientes de escaso caudal en la periferia del domo de Ataun; 2.—Concentración de las aguas infiltradas con surgencia en Zazpi-iturrieta para el Urganiano Norte; y 3.—Aparatos kársticos complejos en el Urganiano Sur, con surgencia principal de la primera barra urgoniana en Aia-iturrieta, surgencia secundaria del paraurgoniano en Ur-zuloa, y surgencias difusas en la cabecera del Agaunza.

Una idea aproximada de los volúmenes surgentes correspondientes a estas tres unidades podría resumirse así: (a) menos de 50 lt/sg para el conjunto fragmentado de la periferia del domo, (b) entre 100 y 200 lt/sg para el Urganiano Norte, concentrado en Zazpi-iturrieta, y (c) otro tanto para el Urganiano Sur, distribuido entre Aia-iturrieta, Ur-zuloa, y surgencias de la cabecera del Agaunza.

En cambio, la cuarta unidad karstificable, correspondiente al Jurásico central del Aralar guipuzcoano, presenta un comportamien-

to muy diferente, a la vez que el karst más importante.

Esta unidad está bien aislada por terrenos impermeables; aflora en grandes superficies desnudas, muy lenarizadas, sin apenas vegetación, lo que hace que la evapotranspiración sea mínima y la infiltración máxima; por su disposición estructural la escorrentía, aunque también difícil de evaluar, es mínima; ocupa regiones elevadas, donde las precipitaciones son abundantes; topográficamente, Alotza y Arrubi son depresiones casi cerradas, mientras que las zonas de las cumbres de Kilixketa, Gañeta, Urrain, Gambo y Pardarri están ocupadas por lapiaces extensos, acribillados de dolinas y simas (en los flancos sur —Jurásico superior— sobre todo) que anuncian la presencia de un karst subyacente bien desarrollado.

El Jurásico karstificable del Aralar guipuzcoano cubre una superficie de 21 km.<sup>2</sup> Como luego veremos, una estima aproximada de las aguas infiltradas nos da un caudal disponible de 560 lt/sg de media anual. De éstos, 400 lt/sg van a parar a las surgencias de Osin-berde y Bomba-txulo, formando dos aparatos kársticos bien delimitados que abarcan la mayor parte de este jurásico. El sistema constituido por estos dos aparatos tiene por límite E el barranco de Arritzaga, un entrante que describe hacia el S el flanco N cabalgado, y un entrante que describe hacia el N la banda impermeable wealdiense-aptiense que lo limita por el S.

Al E del mencionado barranco de Arritzaga (zona de Beoin, Aldaon, Urkute, Irumugarrieta) las precipitaciones deben tener mayores pérdidas debidas a escorrentía, en parte pueden derivar hacia el Urganiano Norte o hacia Azkárate-Gainza-Betelu, aunque lo más probable es que la mayor parte de los volúmenes infiltrados deriven hacia territorio navarro, uniéndose a los karts superpuestos del sinclinal central de Aralar, que terminan por surgir en el Nacadero del Larraun. De todos modos, sobre esta zona es difícil aventurar algo en tanto no sea estudiada.

A nosotros nos interesa la unidad bien delimitada antes mencionada, que se extiende sobre 15 km.<sup>2</sup> entre el barranco de Arritzaga y los terrenos impermeables que la separan del Urganiano. A esta unidad corresponde una



infiltración de 400 lt/sg de promedio anual que van a parar a sólo dos grandes surgencias, muy próximas la una a la otra, y de las cuales el río subterráneo de Ondarre resulta ser el colector principal.

Con este panorama general de la karstificación en la parte guipuzcoana de Aralar estamos en condiciones para hablar del río subterráneo de Ondarre y de sus relaciones con la geología y la hidrología regional.

### III. ONDARRE'KO ZULOA

#### A. Situación de la cavidad

La sima-sumidero de Ondarre'ko zuloa está situada a 300 m al SE de las txabolas de Pikoeta, en la depresión de Ondarre y a pocos metros de la fuente del mismo nombre. Su cota de acceso es de 752 m snm y sus coordenadas son: LONG 1° 34' 24"; LAT 42° 59' 28". Término Municipal: Unión Aralar. Ladera SW del monte Kilixketa (cota 1.188 m snm en el mapa); macizo de Gambo; Aralar guipuzcoano.

#### B. Historia de las exploraciones

Las primeras exploraciones efectuadas en esta cavidad datan de 1972. En el fondo de la dolina-sumidero se descubre una pequeña boca que continúa en galería descendente hasta llegar a una serie de gateras muy estrechas taponadas por bloques entre los cuales sale una fuerte corriente de aire. Desobstruyendo este paso, se continúa por las gateras hasta llegar a una sima amplia de —10 metros. Descendiendo esta sima, y a través de una cornisa, se accede lateralmente a una sala de amplias dimensiones. En el fondo de la sala se encuentra un paso estrecho, entre bloques precariamente acunados, que da acceso, tras un corto desnivel, a unas rampas inferiores. Siguiendo esta galería en rampa se llega a la orilla de un río subterráneo de considerable caudal. Río abajo, una cascada impide la progresión, río arriba, tras pasar con el agua a la cintura unos tramos inundados, se llega a una zona de surgencias impracticable. La cota alcanzada es de —170 m.

Durante 1975/76 se reanudan las exploraciones del río. El conocimiento sucesivo de la cavidad hace desechar (por peligrosa) la cornisa de acceso a la sala. Se opta por seguir tras el salto de —10 una rampa que ba-

ja directamente y mediante otro salto de —15 m. permite alcanzar el suelo de la gran sala. No obstante, la rampa intermedia entre los dos saltos también es precaria y presenta bloques muy descompuestos donde inevitablemente rozan las cuerdas y escalas por las que se efectúan los descensos. En una de las salidas, estos roces sobre bloques inestables determinaron la caída de varias toneladas de roca, hecho que si bien estuvo a punto de ocasionar un serio accidente, dejó, a partir de entonces, relativamente «limpia» la zona de estas verticales.

Río abajo, se superaron las tres primeras cascadas que presenta el río y se avanzó en bote neumático por sucesivas zonas inundadas hasta penetrar en una zona donde el río comienza a adquirir fuerte desnivel. Una cascada por la que se precipita el río rebotando en la pared de enfrente ponen punto final a estas exploraciones. La cota alcanzada es de —200 m. Se topografía el conjunto de la cavidad hasta ahí y se deja para más adelante, necesariamente en pleno estiaje, la resolución de la incógnita que presenta este río subterráneo.

El trabajo de gabinete sobre la geología de la zona y el reconocimiento en superficie nos inducen a suponer que Osin-berde debe ser la surgencia obligada de este aparato kárstico. Dicha surgencia presenta unos caudales algo más considerables que el río de Ondarre y su cota es de 475 m. snm. El desnivel que existe entre la boca de Ondarre y la superficie es de 275 m., con lo que, de ser cierta nuestra hipótesis y dada la cota alcanzada en Ondarre, aún queda un desnivel de 75 m., por salvar. La escasa distancia que separa el punto alcanzado con la falla de Pikoeta (a 100 m. aprox. hacia el N) nos hace albergar esperanzas de un considerable desarrollo a expensas de este accidente tectónico.

Con estas perspectivas se prepara una nueva exploración en octubre de 1977, aprovechando la época de máximo estiaje. Con la autorización de la Comisaría de Aguas del N. E. y efectuando las correspondientes notificaciones, se lleva fluoresceína para hacer una prueba de coloración. Al mismo efecto, previamente, se instalan fluorocaptadores en la surgencia de Osin-berde y queda el guarda

de los depósitos de la CAF sobreaviso para observar la posible salida del agua coloreada.

Instalando un campamento en Baiarrate, en el que permaneceremos varios días, y desde el cual queda Ondarre a media hora de marcha, se acomete los días 3 y 5 de octubre el descenso de la zona de fuertes pendientes que presenta el río, y que no es más que una sucesión de cascadas que se inician en rampa para terminar en verticales, separadas unas de otras por zonas inundadas (grandes marmitas) donde el agua cubre y que hay que sortear por oposición o empleando bote. La temperatura del agua es de 7° C, y aunque las verticales son pequeñas resulta muy problemático avanzar evitando el chorro de agua, sobre todo a la hora de finalizar el descenso de las cascadas y pasar de las escalas o cuerdas al bote.

El día 3 de octubre se consigue descender 30 m. de desnivel de cascadas a partir de la cota —200, finalizando la exploración al terminarse el material llevado; de regreso hacia superficie se efectuará la coloración del río.

El día 5, provistos de más equipo, se descienden otros 30 m. de desnivel por debajo del punto alcanzado la vez anterior, llegándose a una zona prácticamente horizontal, con grandes trechos inundados, que terminan en un amplio sifón. La cota alcanzada es —260 m.

El 8 de octubre nos avisarían de la CAF que salía coloreada el agua en Osin-berde; prácticamente habían transcurrido 100 horas a partir del momento de la coloración.

Posteriormente, en enero de 1978, se efectúan nuevas salidas a Ondarre y a Osin-berde para tomar datos comparados de caudales. En Ondarre se exploran algunas galerías fósiles y cornisas colgadas sobre el río, descubriéndose en la zona de surgencias río arriba un conjunto amplio y complejo de galerías suspendidas, que ofrecen varias posibles continuaciones aguas arriba, conjunto éste aún por explorar y no topografiado. A través de estas galerías se puede enlazar con una red activa, ramificada, más allá de las surgencias impracticables.

Como estimamos que la exploración de esta red de conductos requerirá todavía bas-

tante tiempo y muchos días de trabajo, nos inclinamos a adelantar los datos hasta ahora reunidos, aunque algunos tengan un valor provisorio.

### **C. Descripción de la cavidad y material necesario para su exploración**

Nos referimos sólo a las partes topografiadas y que figuran en el plano adjunto (figura 3). En líneas generales se puede dividir la cavidad en tres zonas: la zona de entrada, la zona de la gran sala (hasta el río) y el río subterráneo (fig. 4).

#### **1. La zona de entrada**

La boca de la sima de Ondarre se abre en el punto más bajo de la amplia dolina o depresión de Ondarre. Normalmente el agua que captura esta pequeña cuenca cerrada (que incluye las aguas que surgen de la fuente de Ondarre) se sume entre bloques inmediatamente antes de la boca, aunque en épocas de lluvia llega a circular en parte por el suelo de la galería de entrada. La boca es estrecha, de un metro escaso de diámetro, y se ensancha a continuación a un par de metros, descendiendo con suelo de bloques hasta las gateras. En planta (ver plano 1.500 de la cavidad tanto para ésta como para sucesivas indicaciones), hay 50 m. hasta las gateras y otros 50 m. más del conjunto de gateras propiamente dicho, hasta el borde del primer salto. Como la inclinación es fuerte (40 a 45°, menos en las gateras), el conjunto de la zona tiene un desnivel de —40 m. La dirección general es W.

#### **2. La zona de la gran sala**

A partir de —40, vienen dos saltos sucesivos (—10, rampa y —15) que nos colocan en el pie de una galería de unos 40° de inclinación y 4-5 m. de ancho, que tras un paso de techo bajo y 20 m. en planta, nos conducen a la gran sala propiamente dicha. Esta tiene 50 m. de largo en planta y unos 50 de ancho, con 39 m. de desnivel. En su fondo se alcanza la cota —120.

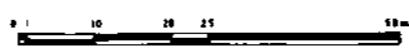
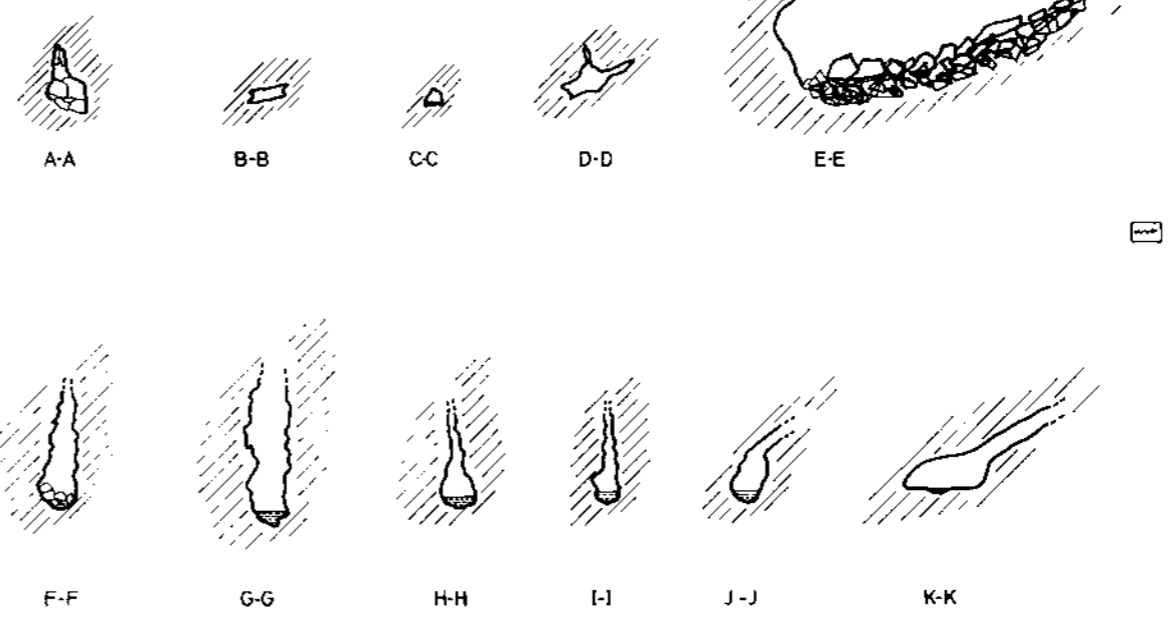
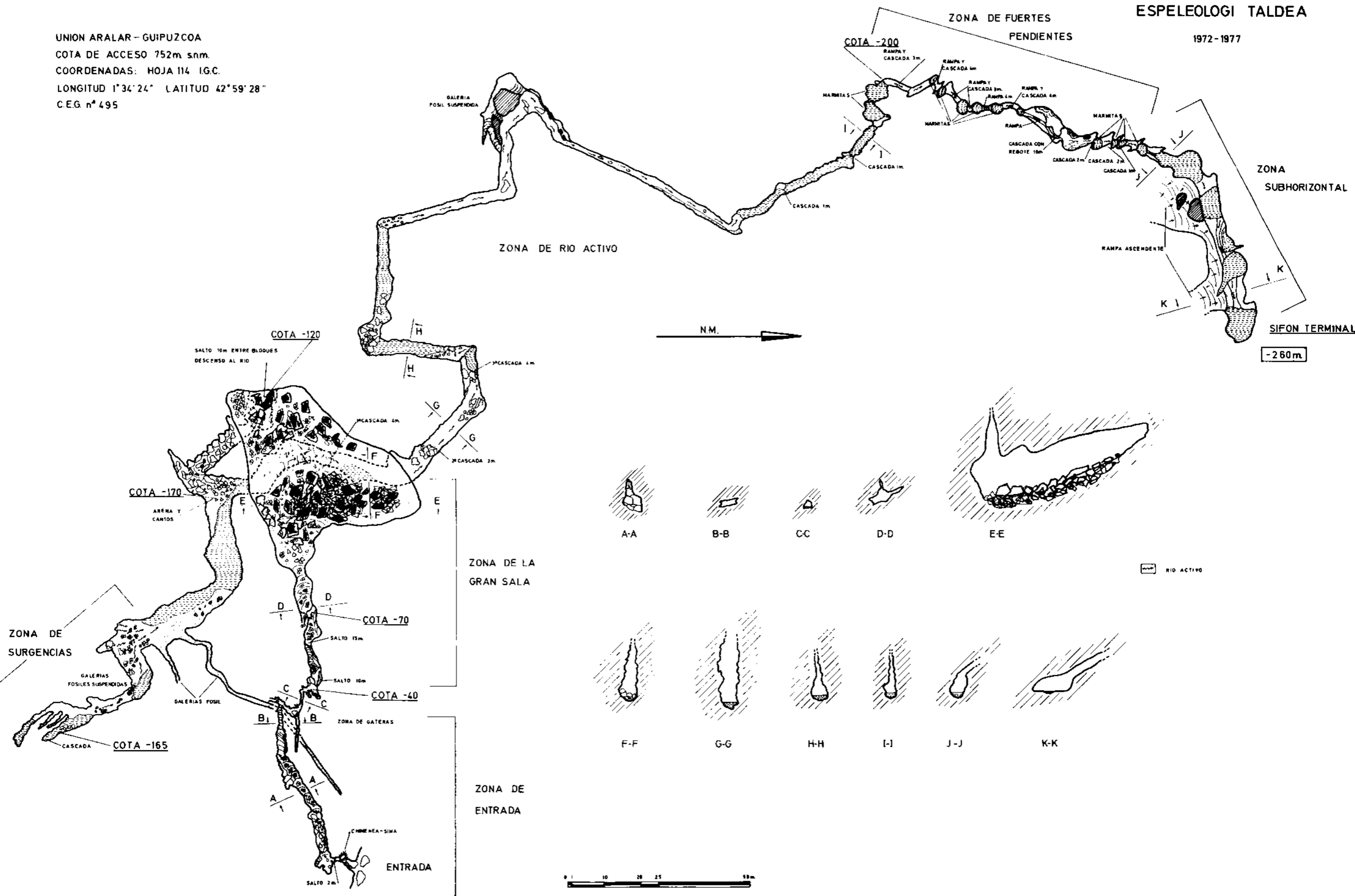
De ahí se desciende por pasos estrechos entre bloques hasta un salto que requiere una escala, y prosigue luego con fuerte pendiente entre bloques y hacia el E por debajo de la misma sala. Se alcanza así la cota —140. La dirección general hasta aquí es W.

# ONDARRE KO ZULOA

ARANZADI ZIENTZI ELKARTEA  
ESPELEOLOGI TALDEA

UNION ARALAR - GUIPUZCOA  
COTA DE ACCESO 752m s.n.m.  
COORDENADAS: HOJA 114 I.G.C.  
LONGITUD 1°34'24" LATITUD 42°59'28"  
C.E.G. n° 495

1972-1977



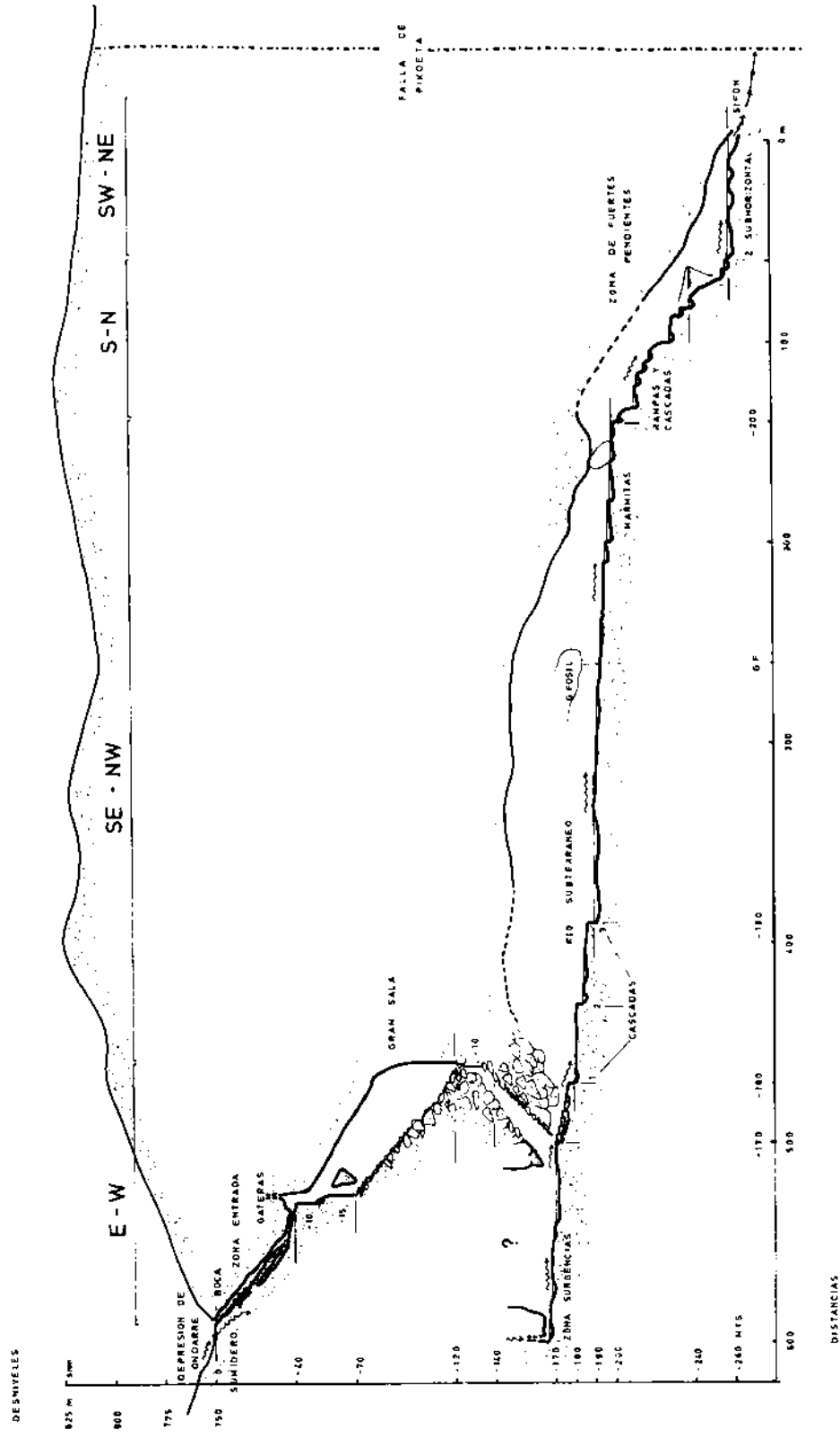


Fig. 4. ONDARRE-KO ZULOA. Esquema perfil longitudinal con el eje desplegado.

Las rampas de bloques siguen hacia el río, primero hacia el SE y luego hacia el NE por espacio de 40 m. en planta y con 35 a 45° de desnivel. En el río se llega a una playa de cantos rodados que constituye la cota —170.

En conjunto, la zona de la gran sala tiene un desarrollo de 280 m. y su desnivel de 130 m.

### 3. El río subterráneo

Río arriba la galería es amplia, unos 8 m. de ancho, en un recorrido de 75 m. donde se llega a la zona de surgencias dispersas. De aquí parten hacia el NE dos meandros con suelo de arenas, 1 m. de ancho y cerca de los 100 m. de desarrollo. El más largo de estos meandros queda prácticamente debajo de la zona de entrada.

Siguiendo la dirección general SE-NW, la galería principal continúa río arriba por espacio de 50 m. con unos 5 m. de ancho, para ir a dar a cuatro ramificaciones que se tornan impracticables enseguida; la que se encuentra más al E es la surgencia superior de la cavidad y la que aporta el caudal más considerable: el agua surge por una grieta del techo en forma de cascada y a este punto se le puede considerar como el nacimiento del río Ondarre.

El conjunto, aguas arriba, si bien es levemente ascendente, queda muy cercano a la horizontal. Su desarrollo total es de 220 m. Por tanto, hasta aquí totalizamos 600 m. de galerías.

Río abajo, hasta la cota —200, hay 400 m. de desarrollo, y el rumbo general es NW, con 5 a 3 m. de ancho de galería. Este tramo comienza con una primera zona, de unos 100 m. que pasa por debajo de la gran sala y que presenta tres cascadas separadas, de unos 4 m. cada una, que se superan con ayuda de cordinos. Al pie de la tercera cascada comienzan las zonas inundadas que hacen necesario el empleo de bote: primero una zona inundada de 15 m. de largo, un corto trecho con orilla, y un nuevo paso en bote de 20 m. Siguen unos 160 m. de río con orilla, en los que hay que llevar el bote a cuestras; a mitad del recorrido existe en la pared W una rampa que permite alcanzar una galería fósil y varias cornisas suspendidas

sobre el río. A continuación se alternan cortas zonas inundadas separadas por rebordes en los que se forman pequeñas cascadas y marmitas con un desnivel de 1 ó 2 m. y que, algunas, requieren el uso de cordinos.

Entre —200 y el sifón terminal (—260) hay cerca de 200 m. de desarrollo de galerías y 60 m. de desnivel de cascadas sucesivas alternantes con marmitas. La galería tiene 2 a 3 m. de ancho en la zona de fuertes pendientes (siempre algo más en las marmitas) y dirección general N, y unos 6 m. de ancho en los 60 m. finales, que giran hacia el NE y terminan en una zona de aguas calmas, de unos 4 a 5 m. de profundidad, en la que el techo de la galería se sumerge bajo el nivel de las aguas.

En total la cavidad tiene 1.200 m. de desarrollo de galerías (eje topográfico) y —260 metros de desnivel. El trazado de este conjunto describe una amplia curva hacia el NW (primero W, para hacerse al final N-NE). Desde la boca hasta el sifón hay escasos 300 m. de longitud en planta y en línea recta, con dirección N-NW.

### 4. Material

Se necesitan 3 tramos de escala y una cuerda de 30 m. para las dos simas de acceso a la gran sala, y una escala más para descender de la gran sala a las rampas que conducen al río.

En el río el bote es imprescindible (hay 18 pasos de bote), más unos 8 cordinos cortos y 2 largos para superar pequeñas cascadas y marmitas. En la zona de fuertes pendientes utilizamos 6 escalas, 60 m. de cuerda y 20 m. de cordino. Por otro lado, en total se han empleado 8 spits (remaches de expansión que se colocan haciendo un agujero en la roca con un buril y que son necesarios para atar las cuerdas y escalas cuando no existen otros puntos de amarre).

La zona desde —200 hasta el sifón sólo es practicable en pleno estiaje. Las primeras cascadas que presenta el río son también impracticables en épocas de avenidas y difíciles de salvar con caudales medios, siendo conveniente limitar las visitas al río a periodos de estiaje. En las verticales anteriores al río hay que poner especial cuidado en no provocar caídas de piedra y en no despla-

zar bloques, que podrían obstruir fácilmente el acceso a las rampas. Los 50 m. de galerías en la zona de entrada son muy estrechos y en parte laberínticos, amén de muy incómodos a la hora de transportar equipo.

Por todo esto y dado que la sima no presenta formaciones estalagmíticas ni puntos de interés por el estilo, de ningún modo recomendamos visitas turísticas a la misma. Se trata más bien de una cavidad dificultosa, que puede llegar a ser peligrosa si no se va convenientemente preparado. Como damos en esta nota la situación de la misma y hablamos de la importancia de este río subterráneo, igualmente nos creemos en la obligación de señalar sus dificultades a la vez que recomendamos descartarla como objeto de prácticas deportivas.

#### **D. Geomorfología**

##### **1. Rasgos estructurales**

El trazado de la red de galerías de Ondarre presenta largas rectas y ángulos muy marcados que evidentemente siguen la orientación del diaclasado local. Todo el río subterráneo sigue diaclasas muy visibles. Aunque menos, esto también es apreciable en la orientación del eje de la gran sala y en la zona de entrada.

El considerable desarrollo de sistemas de diaclasas complejos, con orientaciones muy diversas (como puede apreciarse en el plano de la cavidad), no debe extrañar si se tiene en cuenta que, como luego veremos, la cavidad está situada en una zona muy torturada tectónicamente.

No obstante, el buzamiento de los estratos también juega un papel. El buzamiento promedio en la zona es de unos 40° en dirección W; aunque, como se trata de un bloque situado en la terminación periclinal del anticlinal del Txindoki, a medida que nos acercamos a la falla de Pikoeta, el buzamiento se hace más pronunciado y va girando en dirección NW.

Desde la boca hasta el fondo de la gran sala la cavidad está excavada en la intersección de diaclasas E-W con planos de estratificación en los que ha ido profundizando. Esto es apreciable en el perfil general de la bóveda. La inclinación de las galerías presenta un ángulo ligeramente superior al de bu-

zamiento; a nivel del suelo es mayor, pero hay que tener en cuenta que los procesos clásticos (hundimiento progresivo y caos de bloques) enmascaran esta disposición muy visible en paredes y techo.

El río subterráneo hasta la cota —200 corre en cambio a expensas de diaclasas verticales muy desarrolladas, con unos 30 m. de altura promedio, lo que hace que desde el suelo no sea visible el techo. La dirección de la galería viene impresa por el diaclasado, corriendo el río a lo largo de los estratos, casi horizontalmente, sin apenas profundizar en ellos.

Desde —200 hasta el sifón terminal vuelve a jugar un papel el buzamiento, y la curvatura general que describe el eje se corresponde a grandes rasgos con el desplazamiento de la dirección de buzamiento que experimentan los estratos del cierre periclinal en la proximidad de la falla de Pikoeta.

En la zona de fuertes pendientes alterna la dirección del diaclasado con el rumbo impuesto por el buzamiento de los estratos. Las principales diaclasas están dispuestas en la misma dirección que el buzamiento. El río corre a lo largo de los estratos para terminar en cascadas verticales en los cortes correspondientes a la intersección de diaclasas.

En la zona final se observa toda una rampa colgada, conforme al buzamiento, que debe corresponder a la circulación anterior de las aguas. Seguramente las aguas irían a partir de la rampa de —240 en dirección NE hasta el sifón; sucesivamente han ido excavando y profundizando el cauce siguiendo los estratos hasta la posición actual, y dejando estas rampas suspendidas. En el río, antes de —200, esta excavación progresiva se ha sucedido profundizando las diaclasas verticales; así lo atestiguan las cornisas y galerías suspendidas existentes.

##### **2. Rasgos geológicos**

La cavidad está excavada en varios niveles de la serie estratigráfica. De la boca a la vertical de —15 se presentan calizas grises, claras. Entre ese punto y el fondo de la sala, alternancia de calizas areniscosas y margosas. El conjunto es de edad Oxfordiense superior - Kimmeridgiense.

A continuación siguen calizas grises más compactas, que van pasando a calizas negras muy compactas, con abundantes fósiles y venas de calcita. Conjunto de edad Oxfordiense medio - superior.

Hacia el interior (río abajo), se pasa a calizas negras compactas, en parte dolomíticas, de edad Calloviense medio - inferior.

Así pues, el conjunto de terrenos en que está excavada la cavidad, desde la boca hasta el sifón, comprende casi todos los términos de la serie caliza del Jurásico superior.

### 3. Rasgos morfológicos

La cavidad se abre en calizas más o menos compactas y sigue por ellas hasta las verticales. En las gateras se observan bien huellas de un antiguo funcionamiento freático de esta zona: techo tapizado de pendants freáticos o lenares inversos, de corto desarrollo. En la zona de entrada anterior a las gateras un pequeño proceso clásico enmascara la morfología anterior, tapizado de bloques el suelo y elevando ligeramente la bóveda. Las calizas de esta zona son grises, mucho más claras que las del río, de edad Oxfordiense superior - Kimmeridgiense (figura 5).

El primer cambio de terreno se aprecia bien en la segunda vertical (—15). Antes del fondo de este salto aparece un entrante o nicho por donde surge un hilo de agua en épocas de lluvia. Los estratos son muy deliznables, margo-areniscosos, con estratificación en hojas; alternan margas muy arcillosas con hojas areniscosas de grano grueso intercaladas. De su poca consistencia da fe el hecho de que la caída de bloques por roce de las escalas a que antes hemos aludido, se produjo en el tramo areniscoso situado inmediatamente por encima de esta franja; los bloques descansaban sobre estos deliznables terrenos.

Frente a la rampa que une el primer salto al segundo existe una cornisa que da acceso a la sala por encima del corto tramo de galería de techo bajo. La bóveda de esta galería suspendida es continuación de la bóveda de la gran sala. Lo que quiere decir que hay una continuidad en el perfil del techo casi desde la boca hasta el fondo de la gran sala, perfil que sigue aproximadamente, aun-

que profundizando, el buzamiento de los estratos.

Todo el suelo de la gran sala está ocupado por un relleno de bloques clásticos de magnitud. Existen bloques de muy diversos tamaños, calizos y calizo-areniscosos. Pero lo que llama la atención es la presencia de arenas y rodados de tamaño muy diverso dispuestos entre los bloques e incluso formando pequeñas terrazas parietales en la parte del fondo de la sala. Este acúmulo de sedimentos aluviales debe corresponder al suelo de las antiguas galerías de génesis freática, que se hundieron con el proceso clástico, y volvieron a sedimentarse, irregularmente, entre el caos de bloques. Como luego veremos, es de suponer que el proceso clástico que origina la gran sala corresponde a un hundimiento de los terrenos calizo-areniscosos sobre la cavidad que excava por debajo el río subterráneo. Este hundimiento arrastró las galerías de génesis freática situadas sobre la gran sala y con ellas sus sedimentos.

Entre la segunda vertical y el fondo de la sala se puede apreciar en las paredes que las calizas son areniscosas, distintas a las de la

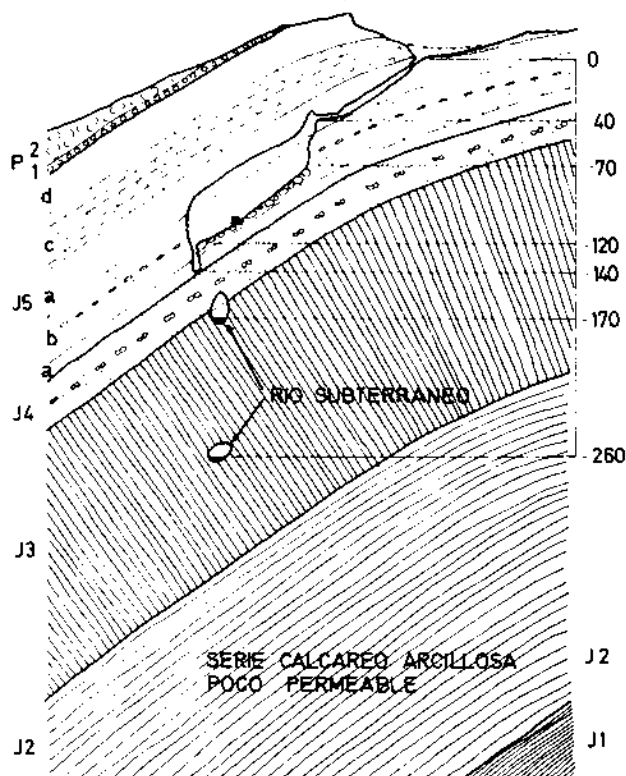


Fig. 4. Esquema corte geológico. Ondarreko zuloa.

zona de entrada, con intercalaciones más arcillosas o margosas. Estos terrenos están datados del Oxfordiense superior.

Entre el fondo de la sala y el pie de la tercera vertical (—10) no es discernible la roca madre, ya que nos desplazamos entre un suelo de bloques.

Al pie de esta vertical se presenta un nuevo cambio. La caliza es mucho más compacta, gris-azulada, más clara que la del río. A medida que descendemos las rampas, insensiblemente, se va pasando a calizas mucho más oscuras y compactas, casi negras.

En el río, a —170, los únicos terrenos que se ven son estas calizas negras compactas, que en esta parte presentan numerosos fósiles (lamelibranquios, ammonites, belemnites, etc.) puestos en relieve por erosión diferencial. Se trata de fósiles mal conservados, con un molde externo frágil, calizo, y un espacio interno ocupado por margas muy arcillosas. Estas calizas negras con los últimos Ammonites están datadas del Oxfordiense medio. Por tanto, la serie caliza entre —120 y —170 es de edad Oxfordiense medio - superior.

El hundimiento de la sala sobre el río casi obstruye la galería que, en esta parte, se presenta con techo bajo por circular entre un relleno de grandes bloques.

Río abajo, desaparecen los fósiles. Entre —170 y —200 las calizas negras presentan abundantes venas de calcita blanca. En toda la galería del río son apreciables formas de erosión, sobre todo huellas de corriente del tipo denominado «golpe de gubia», marmitas de gigante que forman ollas en la base de las cascadas, etc. En muchos puntos las paredes pulidas de la galería del río tienen un brillo o una pátina silícea; deben ser calizas en parte dolomíticas.

Estas calizas negras compactas que va excavando el río, aguas abajo, son de edad Calloviense. Como el conjunto Calloviense es espeso (100 a 150 m. de potencia), el río de Ondarre queda excavado entre la base de calizas negras con fósiles del Oxfordiense medio y la parte superior de la serie Calloviense, de calizas negras todavía más compactas.

En toda la parte activa del río los sedimentos escasean. En algunos tramos existen

algunos bloques, poco rodados, sin duda desprendidos de la bóveda. En las marmitas se acumulan cantos rodados de tamaño medio que rellenan radialmente el fondo de las mismas, evidentemente así dispuestos por la acción turbillonar de las aguas. Algunos de estos cantos son de caliza blanca, lo que contrasta con el negro predominante de las galerías; estas calizas blancas no existen en la cueva, por tanto debe tratarse de bloques arrastrados de la parte superior de la serie jurásica, concretamente de la última barra, de calizas blancas, de edad Kimmeridgiense.

En la zona subhorizontal final, donde la circulación es más calma, existen algunos depósitos de rodados y arenas.

Río arriba, en la zona de surgencias, también con circulación lenta de las aguas, hay grandes rellenos de arenas y rodados muy diversos, a los que se suman bloques desprendidos de la bóveda.

En esta zona ya mencionamos que durante las últimas salidas (1978) se descubrió un complejo de galerías suspendidas que ofrecen varias continuaciones aún no exploradas. La galería del río, a unos 25 ó 30 m. sobre el nivel del suelo, se amplía enormemente formando una cavidad mayor a la que van a parar toda una serie de conductos suspendidos; el conjunto es tan amplio como la gran sala, aunque muy laberíntico. En estas galerías inactivas también se encuentran rellenos detríticos con rodados y arenas de grano muy diverso y composición litológica variada: calizas, margas, areniscas, cuarzo; algunos sin duda provienen del exterior y son de arrastre. A su vez, en el techo afloran franjas de conglomerados bien cementados, que deben corresponder a lentejones muy localizados. Pero, además, se presentan afloramientos de areniscas y calizas margo-areniscosas, con estratificación en hojas, que evidentemente corresponden a terrenos superiores de la serie e indican que esta zona de surgencias se ve cortada por la falla de Ondarre. Es una zona muy deformada, de topografía compleja, donde lo disgregado del terreno enmascara la posición precisa del plano de falla.

Las formaciones quimiolitogénicas, en cambio, prácticamente están ausentes en esta cavidad. Algunas estalactitas y estalagmi-



tas se presentan en las partes altas de la galería del río, sobre todo en la galería fósil situada a mitad del recorrido. Más notable en cambio son unas microformaciones grises, cristalinas, tipo «flores», parecidas a las que se dan en régimen inundado, pero que en nuestro caso deben ser de origen aéreo, ascendentes por capilaridad y evaporación. Se presentan en las partes altas del río: en las rampas colgadas del sifón, en la galería fósil, y en los meandros suspendidos sobre la zona de surgencias. En este último lugar tapizan las paredes de roca y son muy ásperas y punzantes, hecho que se aprecia bien al tener que avanzar en oposición por estos meandros.

En resumen, puede hablarse de una zona de entrada y gateras con galerías de génesis freática, morfología clástica en la gran sala hasta el río, y galerías activas en el río. En las partes altas de la galería del río, abandonadas por las aguas, se inicia un proceso muy incipiente de fosilización quimiolitogénica.

#### E. Hidrogeología

En octubre de 1977 se comprobó mediante coloración con fluoresceína la surgencia de las aguas del río subterráneo de Ondarre en Osin-berde. La distancia entre la boca de Ondarre'ko zuloa y la surgencia de Osin-berde es de 1.250 m. en línea recta y en planta hacia el NW, y el desnivel de -275 m. Desde el sifón hasta la surgencia hay 950 m. en línea recta y -15 m. de desnivel aproximado. El agua coloreada en un período de estiaje máximo tardó algo más de cuatro días en recorrer este trayecto.

Cabe agregar que la falla de Pikoeta dista escasos 50 m. del sifón terminal. Seguramente a expensas de este accidente vuelve a ascender el agua a terrenos superiores de la serie jurásica.

En cuanto a caudales, se disponen de los aforos diarios de Osin-berde, efectuados por la CAF, que aprovecha las aguas de este manantial. Del río subterráneo de Ondarre los datos son aproximados; los aforos más precisos, efectuados calculando secciones y midiendo la velocidad con flotador, para luego sacar promedios, pueden considerarse como estimas muy groseras; téngase en cuenta el tipo de régimen del río y la escasez de lu-

gares con régimen apropiado para efectuar mediciones; la alternancia de zonas inundadas con aguas muy tranquilas, con otras con rápidos y cascadas, ofrecen condiciones lo menos parecidas a un canal y, por tanto, cualquier aforo es sólo groseramente aproximado.

El mayor número de mediciones fue efectuado en Ondarre los días 3 y 5 de octubre de 1977 y el 3 de enero de 1978. Para las dos primeras fechas, cuando en Osin-berde el caudal era de 24 lt/sg, en Ondarre los aforos quedan entre 10 y 20 lt/sg con un promedio de 15 lt/sg. El 3 de enero del 78 en Osin-berde surgían 135 lt/sg, y en Ondarre los aforos quedan entre un mínimo de 70 lt/sg y un máximo de 100 lt/sg. Digamos pues que en forma aproximada los caudales de Ondarre quedan comprendidos entre el 50 % y el 75 % de los de Osin-berde.

Como luego veremos, el promedio anual de Osin-berde es de 280 lt/sg, con lo que el caudal medio anual del río subterráneo de Ondarre queda comprendido entre 140 y 200 lt/sg. En las épocas de avenidas en Osin-berde surgen más de 700 lt/sg, con lo que el río de Ondarre debe llevar caudales del orden de los 500 lt/sg, es decir, 30 veces más que el caudal en estiaje. Las variaciones de caudal son muy rápidas, y están estrechamente ligadas al régimen de precipitaciones. La zona de alimentación de este aparato kárstico es amplia y las crecidas bruscas, motivo de nuevo para recordar que las exploraciones en las partes activas de la cavidad sólo pueden emprenderse en estiaje y con tiempo estable.

En cuanto a la procedencia de estas aguas, resulta más difícil precisarla. La amplia dolina o depresión de Ondarre está instalada sobre areniscas calcáreas, aunque en su fondo afloran las calizas en que se abre la boca de la cavidad. Esta depresión captura las aguas de la fuente de Ondarre y las precipitaciones que recibe su pequeña cuenca. Normalmente sólo circula un pequeño hilo de agua que se sume en el fondo de la dolina, al lado de la boca; los días de lluvia llegan a entrar uno o dos lt/sg; este aporte se sume entre bloques en el fondo de la dolina, reaparece de nuevo entre bloques en la galería de entrada, nos acompaña un trecho, y se vuelve a sumir en forma difusa entre

el suelo de bloques antes de las gateras. En el segundo salto (—15) aflora de nuevo un pequeño caudal que, intermitentemente, es visible a trechos en el suelo de bloques en la galería de entrada, nos acompaña un trecho, y se vuelve a sumir en forma difusa entre el suelo de bloques antes de las gateras. En el segundo salto (—15) aflora de nuevo un pequeño caudal que, intermitentemente, es visible a trechos en el suelo de bloques y relleno detrítico de la gran sala. El aporte se sume algo antes de llegar a la parte baja de la sala.

Seguramente, además de este hilo de agua, debe haber pérdidas difusas por todo el fondo de la dolina, que circulan directamente hacia al río para surgir entre bloques.

Al lado de Ondarre hay otra amplia dolina absorbente.

Entre las bordas de Huidui y Ondarre se extiende un valle cerrado más importante, instalado sobre areniscas y calizas; se trata de un valle seco, con dolinas en su fondo, que debe absorber volúmenes mayores, parte de los cuales originan la pequeña fuente de Ondarre.

A 130 m. al S-SW de la boca de Ondarre'ko zuloa existe un sumidero que siempre lleva agua. Este es el punto más bajo (757 m. snm) de otro valle cerrado que se extiende paralelo y al sur del antes indicado de Huidui, y que está instalado sobre terrenos calcáreo-detríticos purbeckienses, impermeables. Normalmente la regata que circula por esta depresión lleva más agua en su cabecera que en el sumidero; en el sumidero presenta habitualmente un caudal de un litro escaso por segundo, aunque los días de lluvia el volumen es mayor. Estas aguas se sumen en forma difusa al entrar en contacto con la serie caliza jurásica en la falla de Ondarre.

En el interior de la cavidad se presentan así algunos aportes de escasa importancia que llegan al río a través de la zona de bloques situada bajo la gran sala. En la zona de surgencias, si vamos río arriba, nos encontramos en primer lugar, a la izquierda, los dos meandros con abundantes rellenos de arena que en el plano están señalados como inactivos. Los días de lluvia por ellos acceden pequeños caudales que totalizan de 3 a 5 lt/sg.

20 m. más adelante se presentan, en la pared derecha, 3 surgencias que son alimentadas por una galería con lagos sifonantes aún no explorada. Este conjunto aporta el 20 % del caudal del río.

En la parte superior de la galería del río (cota —165) los 3 meandros de la derecha no son más que cavidades entre bloques, y en épocas de lluvia surge entre ellos agua en forma difusa, siendo difícil evaluar su caudal. El meandro de la izquierda es la surgencia superior de la cavidad; el agua aparece en la galería, que aquí es de techo bajo, a través de una cascada que viene por una grieta del techo, aparentemente impracticable. El volumen principal del río corresponde a este aporte, el cual trae más del 50 % del caudal de Ondarre. Como en esta zona se mezclan las aguas de la cascada con las que surgen entre bloques es difícil precisar más.

Así pues, en las inmediaciones de Ondarre hay diversos puntos de absorción difusa que se corresponden con aportes difusos en la cavidad. Además, existe un caudal principal (el que surge por la cascada), que trae más del 50 % de las aguas, y que constituye la arteria principal de un sistema que se ramifica río arriba a partir de la zona de surgencias que hasta ahora conocemos.

Aguas abajo, la zona sifonante existente entre Osin-berde y el sifón terminal de Ondarre, recibe otros caudales que pueden oscilar entre el 25 % y el 50 % del volumen surgente en Osin-berde. Estos caudales deben terminar por ser colectados a expensas de la falla de Pikoeta.

El 8 de enero del 78, cuando en Osin-berde el caudal surgente era de 67 lt/sg, efectuamos un aforo de la cercana surgencia de Bomba-txulo, que nos ofrece una cifra próxima a los 30 lt/sg. Si el promedio anual de Osin-berde es de 280 lt/sg, una estima aproximada para Bomba-txulo nos da 120 lt/sg, cifra que ha de manejarse con muchas reservas ya que tranquilamente puede ocurrir que este aparato tenga conductos cuya sección no permita llevar caudales muy grandes en épocas de avenidas, caso que ya hemos apreciado repetidas veces en otros aparatos instalados en el Urgoniano. De todas formas, al

carecer de afloramientos, poco más se puede decir sobre Bomba-txulo.

No obstante, aunque Bomba-txulo es la surgencia de un aparato kárstico independiente del de Ondarre/Osin-berde, es conveniente efectuar esta estimación a efectos de delimitar las zonas de alimentación de ambos aparatos. Como más adelante precisaremos, el conjunto de ambas surgencias constituye un sistema que tiene por zona de alimentación el área total del jurásico central del Aralar guipuzcoano hasta el límite E constituido por el barranco de Arritzaga. Los 400 lt/sq que totaliza el promedio anual de ambas surgencias corresponde a lo infiltrado en una superficie de 15 km.<sup>2</sup>, superficie ésta que coincide con el área de este jurásico central.

Como el buzamiento al N de la falla de Pikoeta es, en general, de dirección NW, nos parece lógico suponer que, a grandes rasgos, la zona situada inmediatamente al N de la falla de Pikoeta constituye el límite que separa la zona de alimentación de ambos aparatos.

Por último, precisaremos la situación de ambas surgencias. Osin-berde se abre en la cota 475 m. snm en el talweg del barranco de Erreka beltz; las aguas surgen de abajo-arriba (en un estanque construido por la CAF para su utilización) a través de una cavidad sifonante de 2 m. de diámetro. Del estanque parte un canal de 3 km. de longitud y —4 m. de desnivel, que conduce al agua a los depósitos de la CAF (en término de Zaldibia). A mitad del recorrido de este canal, en un entrante que describe la topografía hacia el E, y que recibe el nombre de Iturtxo'ko zuloa, existe otro corto barranco que desciende para unirse al de Erreka-beltz. Casi en el fondo del mismo, sobre la ladera situada al N del talweg, y a unos 40 m. de desnivel por debajo del canal, se abre la surgencia de Bomba-txulo. Las aguas afloran en forma parecida a como lo hacen en Osin-berde, por una cavidad sifonante de 1,5 m. de diámetro. El talweg de este barranco, hasta aquí seco, lleva a continuación las aguas que surgen de este manantial.

Aguas abajo de la surgencia de Osin-berde existen otras surgencias difusas en el fondo del barranco, que seguramente corresponden a las pérdidas que experimenta el tra-

mo superior de la regata de Erreka-beltz cuando pasa de los terrenos impermeables wealdienses a la serie jurásica.

#### F. Génesis y evolución de la cavidad

El río subterráneo de Ondarre es el colector principal de la red que forma el aparato kárstico de Ondarre/Osin-berde. Este recoge las aguas que se infiltran en una superficie jurásica extensa que se presenta acribillada de múltiples formas de absorción. La sima de Ondarre'ko zuloa no es más que una de estas formas de absorción, sólo que permite acceder a dicho colector.

El río de Ondarre se establece, condicionado por su nivel de base, en las calizas negras compactas de la base de Oxfordiense medio y cumbre del Calloviense, y evoluciona profundizando su cauce en el Calloviense. La excavación, condicionada por la estructura, se desarrolla tanto sobre las diaclasas como sobre los planos de estratificación; de ello dan fe tanto la existencia de galerías fósiles colgadas a gran altura (como la indicada en el plano a —190) como las rampas suspendidas (zona del sifón) y la misma altura de las galerías (más de 20 m. en la mayor parte del recorrido).

El perfil del río muestra que está en plena actividad, como puede apreciarse por el retroceso de la zona de fuertes pendientes, y lejos aún de alcanzar su perfil de equilibrio. No obstante, las partes altas de la galería del río, abandonadas por las aguas, muestran procesos incipientes de fosilización.

La boca de Ondarre, situada en la proximidad de una falla, ocupa el fondo de una depresión absorbente. Hacia ella confluyen varios valles actualmente cerrados, lo que indica que en superficie también ha existido un retroceso, y una evolución que ha generado nuevos puntos deprimidos por donde el agua se infiltra más directamente hacia el río. Esta evolución en superficie determina el abandono de una circulación anterior en la zona de entrada, freática en su inicio, y que sin duda capturaba volúmenes mucho más importantes. La sima-sumidero de Ondarre'ko zuloa en la actualidad aporta un débil caudal.

La regata que primitivamente debió existir penetraba en la depresión de areniscas de Ondarre y se sumía bajo tierra al entrar

en contacto con las calizas claras del Oxfordiense superior. El arrastre de arenas fruto de la disgregación de los terrenos superiores colmataría la cavidad inicial y determinaría (de la zona de entrada estamos hablando) un régimen de circulación de las aguas en condiciones freáticas. Los pendants o lenares inversos y los depósitos de arenas en las gateras así lo confirman. La presencia de rodados y arenas entre el caos de bloques de la gran sala prueban que la circulación en esta zona, en algún momento, tuvo que ser importante.

Las aguas así infiltradas alcanzarían las calizas areniscosas del Oxfordiense superior a medio, mucho más deleznable, y proseguirían rápidamente en profundidad para alcanzar las calizas negras compactas en que está excavado el río, río que por otra parte capturaba aguas de una superficie mucho mayor.

Al agrandarse el conducto inferior del río se desarrolló un proceso clástico que hundió el piso de calizas areniscosas generando la gran sala. Al circular el río bajo ella, el arrastre de materiales clásticos en la base seguiría ampliando la sala a expensas del nivel de calizas areniscosas que tiene por techo a calizas más compactas.

Este hundimiento arrastró las galerías de génesis freática situadas sobre la sala y sus sedimentos aluviales. En la sección de esta sala (ver plano) puede apreciarse en el techo la posición ocupada por la antigua galería.

Por otro lado, el abandono por las aguas de la zona de entrada, en consonancia con la evolución en superficie, dio paso a la corrosión y a un pequeño proceso clástico en dicha zona (desde la boca hasta las gateras), formándose el suelo de bloques respectivo y elevándose la bóveda, de forma que queda enmascarada la morfología primitiva.

Así pues tenemos que en este aparato kárstico el río de Ondarre es la forma principal de conducción, que ha evolucionado excavando el cauce y haciendo retroceder su perfil. Por otro lado, la sima (hasta el río) es una forma de absorción entre tantas otras, anteriormente activa, generada en régimen freático, que luego evolucionó captando volúmenes mayores (como indican sus aluvio-

nes), y terminó por hundirse en parte al progresar la excavación del río, hundimiento éste que arrastró el nivel intermedio de calizas margo-areniscosas y generó la gran sala. La evolución en superficie dejó inactiva la sima, estableciendo nuevas depresiones y sumideros en la proximidad y sobre la falla de Ondarre.

#### IV. GEOLOGIA DE LA ZONA

Estructuralmente, el anticlinal del Txindoki constituye una vasta bóveda de calizas jurásicas y neocomienses, de ondulación disimétrica, que va a terminar por el N en un cabalgamiento.

La bóveda del anticlinal es muy amplia; mide 3,5 km. en sentido N-S, y 7 km. de E a W. La parte central del corazón jurásico forma una unidad hidrogeológica independiente, limitada al W por el barranco de Arritzaga; cubre una superficie de 15 km.<sup>2</sup> y desagua a través de las surgencias de Osin-berde y Bomba-txulo. Esta unidad, de la cual el río subterráneo de Ondarre resulta ser el colector principal, corresponde a lo que se ha dado en llamar «macizo de Gambo».

Geográficamente, el macizo de Gambo es un bloque homogéneo, ovoide, deprimido en su centro. Sus límites a E y W lo constituyen los barrancos de Erreka-beltz y Arritzaga respectivamente. Al N se ve limitado por el cabalgamiento y al S por las formaciones impermeables wealdiense-aptienses que forman una depresión alargada en Doniturrieta que lo separan de las crestas del Urganiano Sur.

El corazón jurásico forma una depresión semi-cerrada, Alotza - Arrubi, bordeada por una línea de cumbres y collados cuya alineación toma la forma de una U muy abierta: Kilixketa (1.188 m.), Gañeta (1.321 m.), Uarrain (1.351 m.), Gambo (1.415 m.), y, al final de una cresta alargada, el Uzkuiti (1.334 m.), último punto de la cadena.

La bóveda anticlinal en esta unidad (macizo de Gambo) es bastante plana en su centro. Por otro lado, está atravesada por una serie de grandes fallas verticales paralelas, orientadas SW-NE. Estas fallas fragmentan el corazón del anticlinal en numerosas franjas o bloques que se retraen, de W a E, según

un dispositivo en corredera. Estas fallas nacen en el Lías medio-superior calizo-arcilloso, y no afectan a los terrenos inferiores. Además, se amortiguan hacia el SW, en el cierre periclinal. La mayor parte de ellas muere en el interior del Malm; algunas justo en el Neocomiense; una sola, la falla de Pikoeta, prosigue justo hasta el Aptiense.

El dispositivo en corredera adquiere una gran importancia en el flanco sur del anticlinal, y forma entre Gañeta, Uarrain, Gambo y Pardarri, una gran superficie subestructural muy lapiazada, acribillada de grandes dolinas. En cambio, al SW de Gañeta y Kilixketa, afloran sucesivamente en bandas concéntricas los terrenos superiores de la serie jurásica.

Las fallas determinan en el cierre un ensamblaje de pequeños periclinios independientes. Ondarre está en uno de éstos, y la falla de Pikoeta separa el sifón terminal de la siguiente terminación periclinal, en la que se encuentra la surgencia de Osin berde.

El bloque de Ondarre está retraído hacia el NE y, dada la estructura del paquete de estratos, las distintas formaciones quedan en consecuencia más bajas que sus correspondientes en el bloque de Osin-berde. La cavidad, que se abre en las calizas del Oxfordiense superior - Kimmeridgiense, atraviesa las calizas margo-areniscosas oxfordienses y penetra en las calizas negras del Calloviense medio hasta alcanzar el sifón, donde las aguas se ven obligadas por su nivel de base a circular a expensas de la falla de Pikoeta para retomar los mismos niveles superiores y surgir en el contacto con areniscas arcillosas que presentan un nivel detrítico.

Las surgencias de Osin-berde y Bombatxulo están situadas en el mismo terreno geológico: en una franja de areniscas y calizas arcillosas con un nivel detrítico bréchico, que antecede en la serie del jurásico superior a la última barra caliza (de edad Kimmeridgiense), de poco espesor.

Además, la falla de Kilixketa debe funcionar agregando otros aportes al caudal de Ondarre, para totalizar el volumen surgente en Osin-berde.

Igualmente, en la cavidad, río arriba, se alcanza en la zona de surgencias una región muy deformada, que corresponde a la falla

de Ondarre, y que, de seguir la cavidad en la misma dirección, lo haría penetrando en terrenos superiores del bloque que sigue hacia el E al de Ondarre.

La falla de Ondarre es de menor importancia que la de Pikoeta. El salto de falla es grande en la parte alta, mientras que en la proximidad de la sima se presenta amortiguado y prácticamente termina en flexión brusca, con desgarramiento de los terrenos inmediatos. El salto de la falla de Ondarre en la cercanía de la boca es de a lo sumo 130 m. de desplazamiento en sentido SW-NE. En fotografía aérea se aprecia muy bien la deformación brutal que sufre la barra caliza superior (Kimmeridgiense), aunque la posición exacta del plano de falla no es discernible porque las depresiones (dolinas) del terreno enmascaran el contacto.

Sobre el terreno, y más concretamente en el interior de la cavidad, se aprecia que la zona de entrada de la sima sigue diaclasas muy nítidas. En cambio la compleja zona muy deformada, con gran número de galerías laberínticas suspendidas, situada sobre la zona de surgencias, y cuya exploración apenas ha comenzado, debe corresponder a esta brusca deformación y torsión que sufre el terreno en la terminación amortiguada de la falla de Ondarre.

El proceso clástico generador de la gran sala sin duda ha aprovechado también las grandes roturas que presentan estas calizas en la proximidad inmediata de la terminación en flexión de la falla. Debajo de la sala, y entre ésta y la zona de surgencias, existe una compleja red de conductos, hoy inactivos, muchos de los cuales presentan secciones circulares (con morfología de circulación a presión hidrostática) y rellenos de sedimentos aluviales (cantos rodados y arenas) que prueban que las aguas en esta zona han circulado anteriormente excavando progresivamente unas galerías y abandonando otras, a expensas de una compleja red de roturas. Los procesos clásticos (hundimientos, derrumbes, caos de bloques) hacen difícil reconocer el sentido de esta evolución progresiva, máxime cuando aún se trata de una zona poco conocida. Seguramente la exploración y topografía de estas partes aclararán lo esencial de la circulación anterior.

En conclusión, podríamos decir que la sima de Ondarre se ha desarrollado sobre una zona muy torturada tectónicamente, y que junto a las galerías que hoy nos permiten acceder al río existen otras que corresponden a circulaciones anteriores. Las aguas que desaparecen en el sifón terminal incrementan su caudal con otros aportes que recibe este aparato a expensas de la falla de Pikoeta, y, gracias también a la misma, alcanzan de nuevo terrenos superiores de la serie jurásica, para dar origen al importante manantial de Osin-berde. Tanto Osin-berde como Bombaxulo son surgencias instaladas en la intersección del talweg de barrancos con una franja de areniscas que presenta niveles detríticos impermeables; estas intersecciones constituyen niveles de base locales para el jurásico permeable; la barra caliza superior (Kimmeridgiense) si bien es karstificable es de poco espesor (15 m. de potencia) y ha sido cortada por la erosión.

El conjunto de calizas areniscosas y arcillosas oxfordienses, con unos 100 m. de potencia y buzamiento cercano a los 40°, ofrece un desnivel de —150 m. excavado por la cavidad hasta cerca del río. El río subterráneo se instala en la base, más compacta, de estos terrenos, y en los inmediatos inferiores (calizas negras compactas del Calloviense), en los que profundiza lo que le permite su nivel de base, que es menos del espesor geológicamente karstificable (la serie Calloviense-Bathonienne tiene 150 m. de potencia y buzamiento similar).

Por otro lado, río arriba, la cavidad debe presentar gran desarrollo sobre los bloques situados a oriente del de Ondarre, zona ésta fragmentada por el dispositivo de fallas NE-SW y muy lapiazada. Que subterráneamente pueda recorrerse esta red ramificada está aún por verse, y evidentemente dependerá de las condiciones locales de la karstificación. Geológica y estructuralmente es muy posible que otras simas superiores permitan acceder a este complejo aparato kárstico. La exploración detenida tanto en Ondarre como en superficie (en las zonas de Gañeta, Uarrain y Gambo), ofrecen en este sentido interesantes perspectivas.

## V. HIDROLOGIA

La falta de estaciones de aforo y de datos climatológicos precisos hacen difícil cualquier evaluación de balances hídricos para las distintas unidades hidrogeológicas en que puede descomponerse el conjunto karstificable del Aralar guipuzcoano. No obstante, con los datos reunidos por nosotros y los existentes en la bibliografía consultada, podemos dar una idea de cómo funciona hidrológicamente el aparato kárstico de Ondarre/Osin-berde y de cuál es su importancia relativa.

El Jurásico en el Aralar guipuzcoano cubre una superficie de 21 Km.<sup>2</sup>, ocupa la parte alta de la sierra, desprovista de vegetación, y se presenta fuertemente karstificado. Por su disposición y por estar limitado por terrenos impermeables que lo separan del Urgoniano periférico, la mayor parte de las precipitaciones recibidas se infiltran en su superficie, limitándose la escorrentía al mínimo, en los bordes.

Los pluviómetros instalados en Aralar no han funcionado adecuadamente y los escasos datos reunidos son inservibles, teniendo que recurrirse a los de la estación de Beasain. Las precipitaciones en Beasain durante el período 1953-1963 nos dan un promedio anual de 1.117 mm. (tabla 1). Seguramente, en la zona alta que nos ocupa, deben ser algo mayores, y la cifra de una precipitación anual de 1.200 mm. o lt/m.<sup>2</sup> nos parece una estima mínima adecuada.

La evapotranspiración real calculada por distintos métodos nos ofrece para Guipúzcoa una cifra media de 700 mm., con variaciones según las estaciones consideradas. EL IGME estima para el Jurásico del Aralar guipuzcoano una evapotranspiración real de 350 mm. anuales, teniendo en cuenta su carencia de vegetación y su grado de karstificación. Nuestra estima, con igual método y datos más ajustados, nos da una cifra parecida: 360 mm. anuales. De cualquier forma los datos de evapotranspiración varían siempre menos que las cifras de precipitación.

Es de señalar que, a diferencia de lo que ocurre en el Urgoniano, la reducida evapotranspiración y escorrentía que presenta el Jurásico determina que los caudales infiltrados y surgentes sean muy superiores para

## PLUVIOMETRIA EN mm. EN LA ESTACION DE BEASAIN DURANTE EL PERIODO 1.953 - 1.962

	1.953	1.954	1.955	1.956	1.957	1.958	1.959	1.960	1.961	1.962	PROMEDIO
ENERO	(128,7)	171,5	179,5	76	97	(128,7)	132	212,7	93	68	
FEBRERO	131,5	186,5	136	123	58,5	23,5	44,1	34,4	255,4	115,5	
MARZO	71	90	65	15	15	139	115,9	5,5	68,9	193,4	
ABRIL	89,1	36,5	6	96	122	89	70,3	214	162,3	78,3	
MAYO	28	154	49	156	93,5	108,1	62,3	65,1	115	40,5	
JUNIO	121,8	38	84	28	99,6	66,7	56,2	50,3	16,3	109,3	
JULIO	17,5	34,4	51	30	65,9	35,1	27,1	17,6	18,9	46,2	
AGOSTO	22	61	2	48	4	69	31,2	19,7	25,8	80	
SEPTIEMBRE	(99,5)	97	78	91	52	173	127,1	163,8	34	79,9	
OCTUBRE	182,5	41	161	78	46	221,1	203,5	193,9	95,8	43,1	
NOVIEMBRE	27	40,5	24	289	139	108	116,2	291,3	174,2	95,3	
DICIEMBRE	47	142	143	28	127	298,1	191,1	48,6	185	64,8	
TOTAL ANUAL	915,6	1.092,4	978,5	1.058	912,5	1.459,3	1.177	1.316,9	1.244,6	1.014,3	1.117,6
EN ESTIAJE DE CUATRO MESES	189,3	239,5	186	197	167,9	278,9	176,8	152,7	95	249,2	193,2

Tabla 1

este último. La evapotranspiración comprende el porcentaje evaporado y el transpirado por las plantas. En el Aralar guipuzcoano, fuera del Jurásico, existen zonas boscosas y terrenos impermeables, además de que la disposición de las calizas favorece más a la escorrentía; de los 1.200 mm. de precipitación anual que reciben estas zonas, más de la mitad son evapotranspirados, otro porcentaje elevado corresponde a escorrentía, y el volumen infiltrado en proporción es pequeño. Es así que tanto en el Urgoniano Norte como en Urgoniano Sur el conjunto de surgencias respectivas no llega a totalizar los 200 lt/sg de promedio anual. En cambio, en la unidad jurásica que nos interesa el 70 % de las precipitaciones se infiltran, y pueden disponerse de volúmenes surgentes mayores que el doble de lo que proporcionan las unidades anteriores.

Trabajando con 1.200 mm. de precipitación anual y 360 mm. de evapotranspiración real, nos queda un volumen de 840 mm. disponible, de los que, la mayor parte corresponde a infiltración, y un mínimo difícil de evaluar a la escasa escorrentía que escapa de la unidad.

La superficie Jurásica en el Aralar guipuzcoano abarca una extensión de 21 km.<sup>2</sup> Si los 840 mm. disponibles se infiltran, los volúmenes surgentes equivalen a un caudal me-

dio anual de 560 lt/sg. Como más allá del barranco de Arritzaga es difícil poner un límite a la unidad, haremos un cálculo inverso a partir de los aforos de las surgencias.

Los datos que nos ha proporcionado la CAF de los aforos del manantial de Osinberde son relativamente muy exactos, y se toman diariamente, exceptuando los periodos de vacaciones de la fábrica. Por otro lado, cuando el caudal pasa de 700 lt/sg el canal que lleva el agua a los depósitos desborda, con lo que es difícil saber exactamente cuál es el máximo caudal surgente (Fig. 6).

Durante 1977, como puede verse en la gráfica adjunta, el caudal surgente en Osinberde pasó de los 700 lt/sg durante al menos 82 días del año. Descontando estas pérdidas, el promedio anual de 1977 en Osinberde fue de 300 lt/sg. Por otro lado, la estación meteorológica de Beasain nos da para el mismo año 1977 una precipitación anual de 1.230 mm. 1977 fue un año, pues, más lluvioso que el promedio normal (tabla 2). Corrigiendo con el valor medio de 1.200 mm que estimamos para la zona jurásica nos da un promedio anual surgente en Osinberde de, al menos, 280 lt/sg.

Como vimos al hablar de la cavidad, el río subterráneo de Ondarre aporta con seguridad entre el 50 y el 75% de esta cifra, es decir, un promedio mínimo que queda

ESTACION DE BEASAIN											
Precipitación total por mes en litros por metro cuadrado.											
Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio *	81,8	60,2	76,5	128,4	240,9	202,7
Agosto	Septbre.	Octubre	Novbre.	Dicbre.		104,1	4,3	77,1	116,7	35,9	

Julio Fallan datos por vacaciones

Tabla 2.

comprendido entre 140 y 200 lt/sg. Por otro lado, y con un valor mucho más aproximado, en el manantial de Bomba-txulo surge un promedio anual de 120 lt/sg.

El conjunto Osin-berde - Bomba-txulo totaliza un mínimo de 400 lt/sg de media anual, lo que corresponde a una superficie de alimentación en el jurásico guipuzcoano de, al menos, 15 km.<sup>2</sup>.

Si realmente la escorrentía es mínima, como suponemos, y la evapotranspiración ya calculada de 360 mm, estos volúmenes corresponden a la unidad bien delimitada (de unos 5 × 3 km) del jurásico central hasta el límite constituido por el barranco de Aritzaga. Esta es una estima mínima de la superficie de alimentación; en todo caso la escorrentía puede ser mayor y la infiltración

menor, y, sin duda, el volumen que realmente surge es mayor, con lo que la superficie de la zona de alimentación siempre nos quedará por encima de estos 15 km.<sup>2</sup>, o bien, las precipitaciones son más considerables; esto último nos parece que debe ser lo más correcto y lo que realmente ocurre, siendo difícil precisar más con los datos disponibles.

En consecuencia, puede afirmarse con seguridad que las aguas de fusión nival, las de lluvia, y las condensadas en los 15 km.<sup>2</sup> del jurásico central, se infiltran en su mayor parte y, tras circular subterráneamente, van a parar a sólo dos grandes surgencias: Osin-berde y Bomba-txulo.

Aproximadamente, el caudal surgente en Bomba-txulo es de 120 lt/sg de media anual;

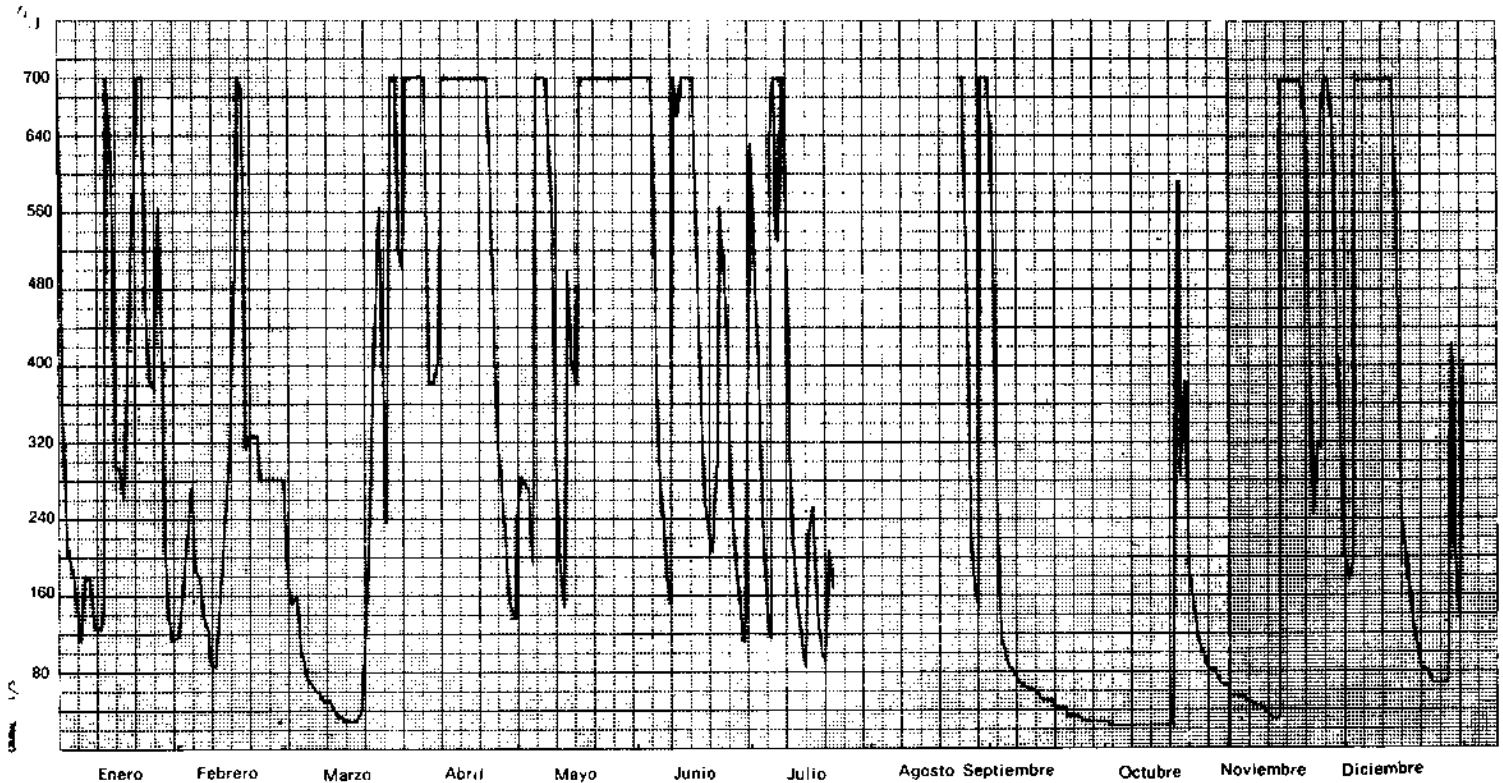


Fig. 6. Datos de caudal en litros/seg. del canal de Osinberde registrados durante el año 1977 (facilitados por la C. A. F.). Observación: El 700 lts./seg. de aforo corresponde al rebosamiento del canal.



el que surge en Osin-berde es de al menos 280 lt/sg también de media anual. El aparato kárstico de Ondarre/Osin-berde tiene por tanto una zona de alimentación de al menos 10,5 km.<sup>2</sup> de superficie, y el de Bomba-txulo 4,5 km.<sup>2</sup>. Dada la situación de ambas surgencias y la estructura geológica de la zona, los terrenos situados inmediatamente al N de la falla de Pikoeta deben constituir el límite entre ambos aparatos. Bomba-txulo capturaría lo infiltrado al N de la falla, y Osin-berde lo infiltrado sobre y al S de la misma.

De los 280 lt/sg de promedio anual surgentes en Osin-berde, el río subterráneo de Ondarre aporta entre 140 y 200 lt/sg, lo que indica que la superficie de su zona de alimentación debe cubrir entre 5,2 y 7,5 km.<sup>2</sup>. El límite entre lo que colecta directamente el río Ondarre y lo que se agrega más allá del sifón sin pasar por este río, debe estar situado aproximadamente en el eje del anticlinal del Txindoki. Las precipitaciones infiltradas en las depresiones de Alotza y Arrubi muy probablemente van a parar a Osin-berde sin pasar por Ondarre, en tanto que este río subterráneo capturaría lo infiltrado por el flanco sur del anticlinal (a partir del eje), en las zonas de Kilixketa, Gañeta, Uarrain, Gambo y Pardarri, zona ésta a su vez intensamente lenarizada y acribillada de dolinas. Esta distribución aproximada de superficies es la más probable y coincide en forma bastante ajustada con los datos disponibles.

De ocurrir realmente así, ello refuerza nuestra idea de que es de esperar un considerable desarrollo de galerías aguas arriba de la zona de surgencias y que, por otro lado, es muy probable que existan otras simas superiores que permitan enlazar con la red de Ondarre. La existencia del dispositivo en corredera de fallas NE-SW hace que las depresiones instaladas sobre estas fallas puedan corresponder con alguna sima que enlace con la red y que tal vez sea practicable, es decir, con galerías que puedan ser recorridas por el hombre.

En resumen, el río subterráneo de Ondarre'ko zuloa colecta al menos entre una tercera y una cuarta parte de las precipitaciones infiltradas en los 21 km.<sup>2</sup> de superficie que cubre el jurásico guipuzcoano en la sierra de Aralar.

Por último, cabe señalar que la comparación entre los datos de precipitación y los caudales de Osin-berde permiten ver que el régimen de precipitaciones guarda estrecha relación con los caudales surgentes. La regulación es escasa en líneas generales y el aparato está sujeto a bruscas crecidas y a estiajes con escaso caudal surgente (de sólo 24 lt/sg en Osin-berde de 1977, mínimo alcanzado durante la primera quincena de octubre). El jurásico central guipuzcoano es en consecuencia una formación potencialmente acuifera y, dada su importancia, debería ser objeto de un estudio hidrogeológico detallado con vistas a una mejor utilización de estas aguas, máxime cuando localidades cercanas, como Villafranca, Beasain y Lazkano, presentan problemas de abastecimiento de agua a fin de verano y principios de otoño. Esperamos que esta nota, en un orden más práctico, contribuya a aclarar algo del complejo funcionamiento hidrológico del Aralar guipuzcoano.

#### BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- DUVERNOIS C., FLOQUET, M., y HUMBEL, B. — 1972. La Sierra d'Aralar. Stratigraphie. Structure. Cartographie au 1/25.000. 264 p. Tesis doctoral. Univ. Dijon.
- RAT, P. 1956.—Les pays crétacés basco-cantabriques. 525 p. Publ. Univ. Dijon, t. XVIII.
- RAT, P., y FLOQUET, M., 1975. Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: La sierra d'Aralar. Rev. Géograph. Phys. et Géol. Dynam. (2), vol. XVII, fasc. 5, pp. 497-512. Paris.
- C.A.F. Datos caudales de Osin-berde, 1977. Servicio Cartográfico Dip. Guipúzcoa. Mapa topográfico 1/5.000.
- I.G.C. Mapa topográfico 1/50.000.
- I.G.M.E. División Geol. 1971. Estudio geológico de la Prov. de Guip. Memoria IGME tomo 79, 2 vols., mapas. Madrid.
- I.G.M.E. División aguas subterráneas. 1971. Estudio hidrogeológico general de la provincia de Guipúzcoa. (Memoria completa). Madrid.
- Sección Espeleología SCN. A. Informes de salidas. Servicio Meteorológico Nacional. Datos pluviométricos de la estación de Beasain. 1977.
- Fotografía aérea de la Sierra de Aralar.
- Vías y Obras Provinciales. 1968. Informe estudio hidrológico de la resurgencia de Aya-Isturrieta. Anexo n.º 3, 11 p.

**RESUMEN**

En este trabajo se recogen los resultados de la exploración del río subterráneo de «Ondarre-ko zuloa», enclavado en el Jurásico Central de la sierra de Aralar y que alcanza una profundidad de —260 metros. Asimismo se da una visión general sobre la karstificación de la sierra y sobre geología e hidrología de la zona.

**LABURPENA**

Lan hontan Ondarreko Zuloko lurpeko erre-karen azterketaren emaitzak biltzen dira. Hura Aralar Mendialdeko Jurasiko Zentralean aurkitzen da eta —260 m. tako sakoneraino heltzen da. Halaber Mendialdeko karstifikape-nazko ikuspegi orokorra ematen da. Baita ere geologia eta hidrologiazkoa.

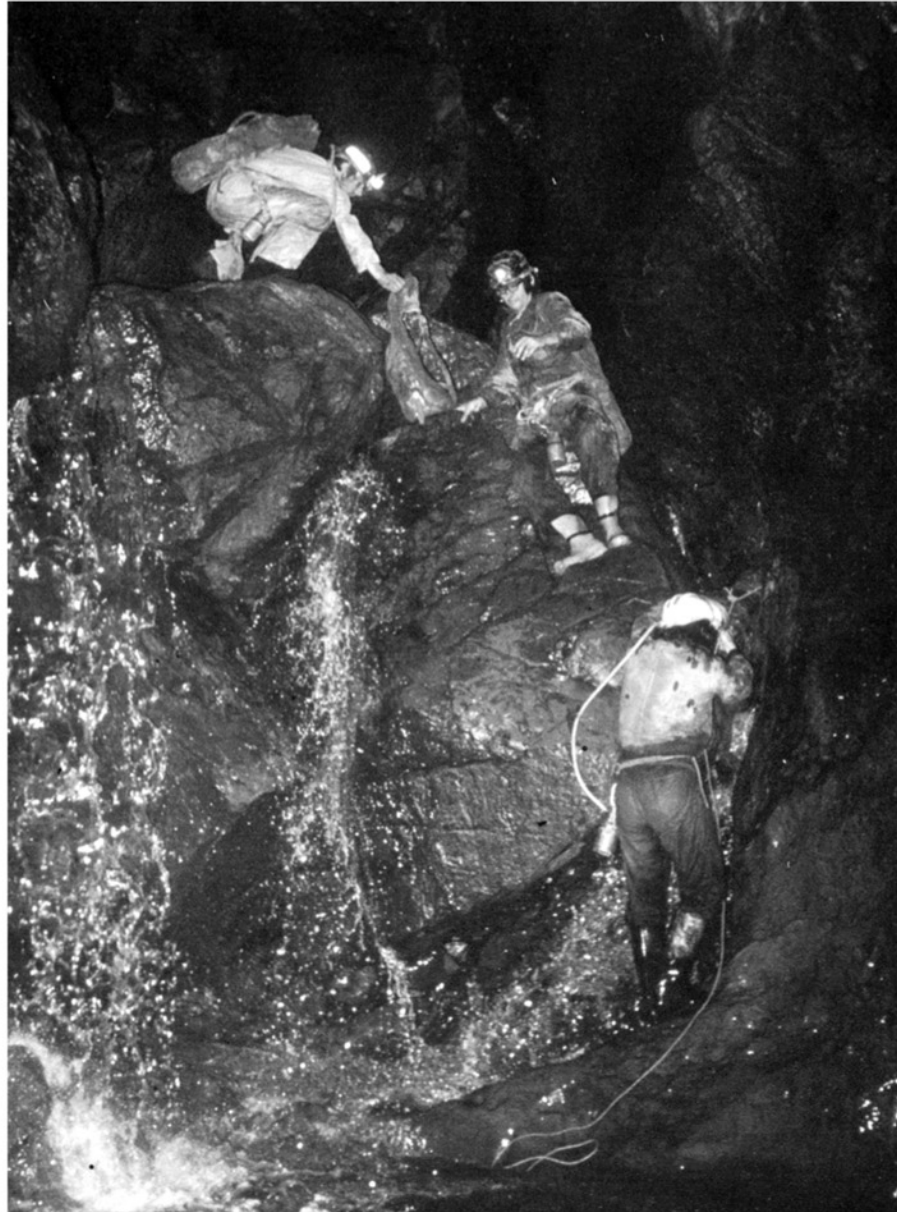


Foto 1. Ondarreko zuloa.

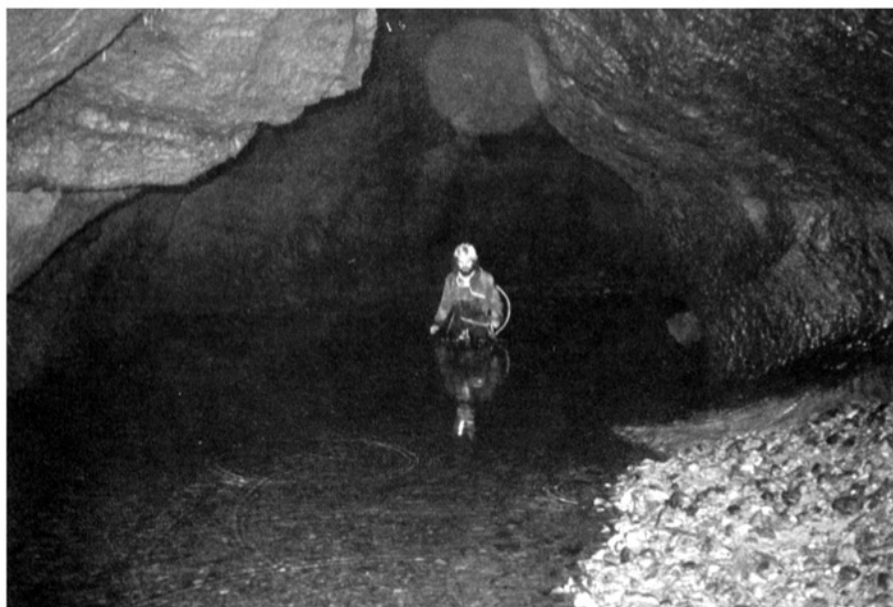


Foto 2. Ondarreko zuloa.