

Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre zonas graníticas de los Pirineos españoles (Panticosa, Huesca y Cavaller, Lleida).

por

J. R. VIDAL ROMANÍ *; J. M. VILAPLANA **; C. MARTÍ BONO *** y D. SERRAT **;

* Laboratorio Xeolóxico de Laxe, *O Castro*, Sada (La Coruña) Spain.

** Departament de Geomorfologia i Tectònica. Universitat de Barcelona, Gran Via, 585. Barcelona-7.

*** Instituto de Estudios Pirenaicos C.S.I.C. Jaca (Huesca).

RESUMEN

El objeto de nuestro trabajo es el estudio del micromodelado desarrollado sobre granito y su evolución post-glacial en dos áreas de los Pirineos Españoles: Panticosa (valle del río Gállego) y Cavallers (valle del río Noguera de Tor). Ambas áreas presentan un modelado principalmente glacial con micro y macro-formas típicas, heredadas de la última glaciación.

La degradación del paisaje glacial fósil y la formación y evolución de nuevas formas, que estudiamos en este trabajo, han sido condicionadas a lo largo del post-glacial y aún hoy por procesos periglaciales húmedos. Para las nuevas formas se acepta un origen por meteorización principalmente física (gelivación) con ausencia (o al menos una intervención reducida) de procesos químicos de alteración. Entender la génesis de los mismos nos sirve para obtener una idea mejor sobre la evolución de los paisajes graníticos en las dos zonas estudiadas y también nos da pruebas para poder extender este tipo de modelado en otras zonas periglaciales con un substrato granítico similar.

La dinámica de zonas como estas, hoy bajo condiciones periglaciales y nivales se reduce casi exclusivamente a gelivación, solifluxión y a la acción de las aguas torrenciales debidas a la fusión nival y a las lluvias estacionales (principalmente entre verano y otoño), pero estos tres efectos se reducen a un breve intervalo de tiempo y se relacionan con los ciclos de hielo-deshielo. Pensamos que en la evolución de las micro y macroformas a las que se refiere el trabajo la influencia que ejerce la gelivación es lo más importante (a escala micro y macro). A pesar de todo existe una intervención de la meteorización química (aunque de forma subordinada) lo que viene probado por fenómenos de solución degradativos (pías) y agradativos (espeleotemas). Asimismo, los agentes biológicos (musgos y líquenes tienen un papel especial superponiendo su actuación a la de los factores antes mencionados. Las diferencias observadas entre las microformas que aquí definimos y sus equivalencias desde el punto de vista morfológico, en otras áreas con clima templado, nos permiten establecer una tipología específica para cada uno de esos ambientes genéticos.

SUMMARY

The aim our work is the study of micromodelate developed over granite their post-glacial and present evolution in two areas of Spanish Pyrennees, Panticosa (Gállego Valley), and Cavallers (Noguera de Tor Valley). Both areas, shown a modelate mainly glacial with typical micro and macroforms inherited from the

last glaciation acting there. The degradation of the fossil glacial lanscape and the formation and evolution of news forms, studied by us this work, are conditioned along the postglacial times and today with periglacial humid processes. For these news forms developed here an origin is accepted derivating from weathering namely physic (gelivation) with absence (or by means reduced intervention) of chemical processes. The understanding of their genesis serves us to obtain a better idea about the evolution of granitic landscapes of the studied areas and also evidences that permit us to extend that pattern to other periglacial areas with similar granitic substrate. The dynamics in areas like these, today under periglacial and nival conditions are reduced almost exclusively to gelivation, solifluxion and the action of torrential streams dues to nival melting waters and stationnal rains (namely between summer-autumn), all the three effects reduced to a short span of timé and related with thaw-melt cycles. We thinks in the evolution of micro and macroforms referred here the influence exerted by the gelivation is the most important (micro and macro scale).

Nevertheless exist and intervention of chemical weathering (acting in a subordinate manner) that is shown by solution phenomena (pits and pans), and precipitation phenomena (speleothems). Also biogenic agents, (moss and lichens) have an special role superposing their effects to the others. The differences observed between the microforms here defined and their equivalentes, from the morphological point of view, in other areas with temperate climate can permit us to establish an especific typology for each of these genetic ambiances those are originated.

CARACTERISTICAS DEL ENCUADRE LITOLÓGICO

Plutón de Panticosa

Se trata de un plutón con estructura concéntrica normal. Abarca un área de 40 km² de superficie. Es el más diversificado de todos los estudiados en este trabajo en lo que se refiere a litología. Se distinguen hasta cuatro unidades de granitoides, que de más externa a más interna están constituidas por un monzogranito de biotita, una granodiorita clara, una granodiorita oscura y una gabro-diorita con cuarzo.

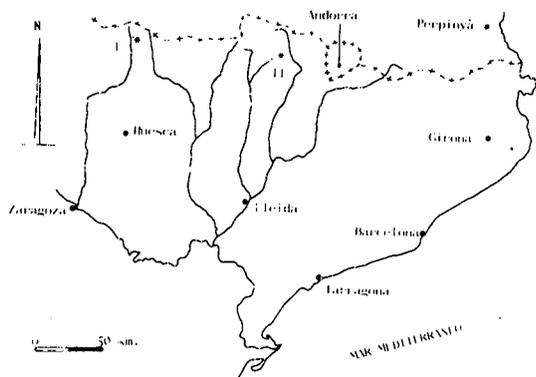


FIG.1 SITUACION DE LAS AREAS ESTUDIADAS EN EL PIRINEO

I. Area de Panticosa. II. Area de Cavallers.

Según Debon (1980), estas cuatro unidades han intruido sucesivamente a partir de un único magma que se diferenció en superficie, o tal vez derivan de una única intrusión diferenciada antes o durante el emplazamiento. En cualquier caso - y es lo aplicable a nuestro trabajo -, los materiales han sufrido una deformación en estado no totalmente solidificado. Según Debon (1980), coincidiendo también con esta intrusión diferenciada, ha tenido lugar una emigración de fluidos (Si, Na, K), que se han movido desde el interior al exterior de la intrusión concéntrica, siguiendo el sistema de juntas (discontinuidades), formadas simultáneamente con esta migración. Es la intrusión más interna, y por lo tanto en la última emplazada, el monzogranito de biotita, donde aparecen con mayor profusión las nerviaciones.

Plutón de Cauterets-Oeste

Definido por Debon (1980), como una estructura recurrente, derivada de la inyección múltiple de distintas intrusiones, que tiene lugar a una profundidad de 1 km o menos.

Las nerviaciones aparecen aquí, indistintamente, sobre rocas ígneas plutónicas ácidas o básicas, y en todos los casos con idénticas características a las definidas para el plutón de Panticosa. Es también en la intrusión más tardía donde aparecen las nerviaciones.

Zona del Batolito de La Maladeta

En contraste con los anteriores se trata de un cuerpo de granitoide más extenso y complejo. El área es de 400 km² y está constituido por distintas unidades.

Nuestras observaciones se refieren únicamente a las rocas plutónicas encuadradas dentro de la denominada Unidad de Boí, que es también la más compleja (Charlet, 1979). Ello no presupone la inexistencia de nerviaciones en el resto del Batolito de la Maladeta, que en estudios posteriores se incluirán en el programa de trabajos.

La Unidad de Boí está constituida por varios pequeños stocks de granitos con cordierita, biotita y moscovita, que han intruido en un núcleo rocoso granodiorítico. Se han estudiado las nerviaciones en Callavers y en el Estany Negre. En ambas zonas, el granito es porfiroide de grano grueso y con estructura orientada en Cavallers.

La unidad de Boí presenta igualmente estructura zonar concéntrica, en la que los tipos petrológicos sobre los que se han observado nerviaciones coinciden con el núcleo de la misma, y también con las intrusiones que se han emplazado a niveles más superficiales.

Así como Debon (1980) señala la existencia de rocas con "cross-shaped ornamentation", lo que equivale a nuestras nerviaciones, Charlet (1979) no hace mención al fenómeno estudiado por nosotros aquí.

Todo hace pensar, sin embargo, que, tanto en el caso de Panticosa-Cauterets oeste como en el de Boí, las nerviaciones se traten del resultado del mismo fenómeno de partida, lo que nos lleva a concluir que la formación de nerviaciones está estrechamente ligada a la litología (granitoides) y a la tectónica (emplazamiento tardío) de la roca sobre la que éstas se desarrollan. Es decir, no en todos los tipos rocosos de las dos zonas, aun tratándose de granitos va a ser posible que se formen las nerviaciones.

CARACTERISTICAS CLIMATICAS DE LAS AREAS ESTUDIADAS

Las zonas estudiadas ocupan los fondos de valles y circo glaciares desde cotas cercanas a los 1.900. m hasta los 2.400 m de altitud; en general son zonas bordeadas de altas crestas rocosas y con vertientes muy inclinadas. El ambiente climático se caracteriza por condiciones típicas de alta montaña, con temperaturas estacionales muy contrastadas, condicionadas por un período invernal frío. Al mismo tiempo, hay que resaltar la existencia de importantes precipitaciones, muchas de ellas en forma nivosa, sobre todo entre los meses de noviembre y mayo. Por ejemplo, según Plana Castellví (1981), para el período comprendido entre 1955-1971, la temperatura media anual en la presa de Cavallers fue de 7,4° C y el promedio de la precipitación anual fue de 1.269 mm. Para los Baños de Panticosa (1.650 m) el promedio de temperaturas entre 1.945-72 fue de 6,8° C y la precipitación de 1.577 mm (Gómez *et al.* 1979).

A pesar de la importancia de disponer de los datos climatológicos proporcionados por estaciones más o menos cercanas a las áreas de estudio, esta información

es de escasa utilidad a la hora de deducir conclusiones morfoclimáticas, puesto que, para relacionar los distintos parámetros meteorológicos con los procesos geomorfológicos, no sirven los valores medios (de temperatura, precipitación, etc.). La cuestión se complica más si queremos, como en nuestro caso, estudiar los procesos a escala de micromodelado, tal como veremos más adelante. En nuestra opinión, son los fenómenos climáticos que calificamos de "excepcionales" de periodicidad variable según los casos, juntamente con aquellos otros fenómenos a los cuales el factor tiempo les proporciona un protagonismo también "excepcional", los que mayor influencia ejercen en el modelado de la zona. Como ejemplo podemos poner el que en estas zonas del Pirineo condiciona mucho más el carácter de torrencialidad de algunas lluvias que se producen cada 20 ó 50 años, que el de tener un promedio de precipitación anual superior a los 1.000 mm.

También opinamos que, si bien es importante el hecho de que se registren temperaturas bajas, lo es mucho más el que se produzca, de forma cíclica y repetida, oscilaciones a uno y otro lado de los 0° C. Es este factor que desencadena los ciclos hielo-deshielo, lo más importante en esta zona de estudio, pues la gelivación es el proceso que origina una degradación a mayor escala en la roca tanto a nivel de bloque como a nivel de grano. A mayor amplitud térmica y frecuencia de los ciclos hielo-deshielo, mayor y más rápida será la degradación de la roca. Es evidente que, para poder elaborar todos los datos y extraer conclusiones, precisamos registros completos durante intervalos de tiempo representativos para el área de trabajo en cada caso. En la zona pirenaica no ocurre así, pues, en general, la red de estaciones meteorológicas no es lo suficientemente densa, lo que obliga en muchos casos a la extrapolación de los datos que proceden, en general, de registros incompletos y deficitarios en cantidad y tipo de información así como en la continuidad de su recopilación.

No pretendemos aquí tratar de forma exhaustiva los datos climatológicos existentes, por otra parte no muy abundantes. A pesar de ello creemos interesante resaltar una serie de ideas, en cuanto a los condicionantes de una morfodinámica que consideramos periglacial por el protagonismo del hielo en el suelo y en la roca, y que a su vez tiene ciertas modificaciones introducidas por las precipitaciones, fundamentalmente, nivales.

A partir de los datos suministrados por la empresa ENHER, y recogidos en la estación de Cavallers, a cota 1.800 m, así como diversas observaciones realizadas sobre el terreno por nosotros mismos, hemos intentado acotar una serie de factores que rigen la acción del hielo sobre la roca. Son fundamentalmente las diferencias mineralógicas en la roca, el tamaño de grano, la porosidad, la densidad de las discontinuidades estructurales (condicionan la macrogelivación), y el grado de alteración previo de la roca. La importancia de estos factores en la degradación física del granito ya había

sido mencionada por otros autores antes de ahora y en todos los casos, incluso en este trabajo, han sido estudiados desde un punto de vista cualitativo. Es pues de la coincidencia entre aquellos y la existencia de ciclos de hielo-deshielo, lo que va a condicionar el papel de la gelivación en una zona determinada. La intensidad de los procesos de gelivación va a depender del distinto grado en que se manifiesten cada uno de los factores antes mencionados, pero fundamentalmente dependen de la amplitud y número de ciclos de hielo/deshielo a lo largo del año.

Existiendo, como es nuestro caso, una oscilación térmica por encima y por debajo de 0° C durante gran parte del año por encima al menos de los 1.650 m (Panticosa), y 1.800 m (Cavallers), y siendo las condiciones de humedad (por rocío, lluvias o fusión de la nieve), altamente favorables, está claro que la gelivación es un proceso activo. Analizando el registro térmico continuo de la Estación meteorológica de Cavallers es posible establecer una relación numérica de los ciclos hielo-deshielo así como de su amplitud; el resultado es una cifra que nos da el valor teórico de la intensidad de la gelivación. Sin embargo, este dato no es directamente aplicable a nuestro caso concreto sin haber tenido antes en cuenta la influencia de otros factores (difíciles de cuantificar) que a continuación detallamos.

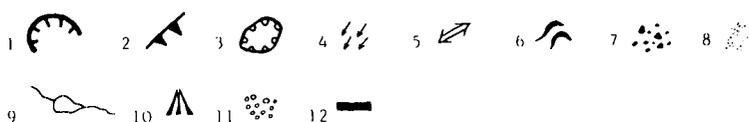
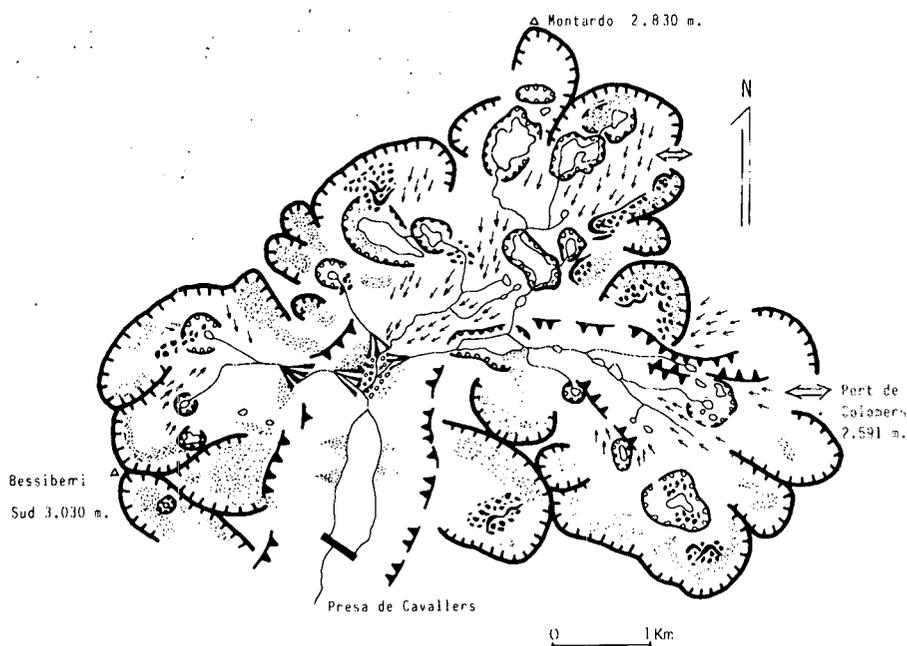
—*Diferencias altimétricas.*— Hay que tener en cuenta la diferencia de cotas entre la estación meteorológica y los distintos puntos en donde tienen lugar los procesos estudiados. A mayor altura, las temperaturas máximas y mínimas serán más bajas, y ello en nuestro trabajo hace aumentar la intensidad del proceso (siempre y cuando no disminuya la amplitud de los ciclos).

—*La orientación de la roca.*— Es otro factor de la máxima importancia. La amplitud de los ciclos en las zonas orientadas al sur será mucho mayor que en las zonas al norte, influyendo este hecho directamente en la intensidad de la gelifración.

—*La existencia y persistencia de un manto nival.*— Es otro factor definitivo en la distribución de estos procesos. El manto nival invernal suele alcanzar una permanencia promedio de unos 4 ó 5 meses en las zonas superiores a los 2.000 metros donde se reúnen condiciones adecuadas para esta permanencia (fondos de valle y circo, laderas de poca inclinación, ventisqueros, etc.). Esta cobertera de nieve ejerce un importante papel amortiguador térmico, impidiendo la existencia de oscilaciones térmicas a nivel del suelo o de la roca que recubre.

Está pues claro que existe una gran dificultad para utilizar directamente los datos climáticos existentes en la aplicación de los procesos morfodinámicos en un área de trabajo como la nuestra, a pesar de que a grandes rasgos, conforman las suposiciones que se han basado en ellos. El único camino para lograr esa correlación clima-morfodinámica lo vemos en la cuantificación de los procesos en áreas experimentales, trabajo que espe-

FIG. 2 ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO DEL ALTO VALLE DE LA NOGUERA DE TOR
(ALTA RIBAGORÇA - PIRINEO CENTRAL).



1. Circo glaciar; 2. Escarpe de artesa glaciar; 3. Cubeta de sobreexcavación glaciar; 4. Superficie rocosa con pulido glaciar; 5. Collado de translucencia glaciar; 6. Cordón morrénico; 7. Acumulación de material morrénico; 8. Derrubios periglaciales; 9. Río o torrente, lago o embalse; 10. Cono de deyección fluvio-torrencial; 11. Acumulación de material fluvio-torrencial; 12. Presa.

ramos realizar en etapas sucesivas de nuestro estudio de la zona.

ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO

El estudio de la geomorfología y sedimentología cuaternaria de las zonas pirenaicas, se ha focalizado principalmente hacia la investigación de los procesos de modelado glacial actuales allí durante el Cuaternario (ver figura 2). Si bien es cierto que pueden ser calificados como los agentes más importantes que han intervenido en el modelado de la zona, durante el Pleistoceno, en los últimos 10.000 años se ha asistido a un relevo en el tipo de agente de modelado; sus acciones, hasta el momento, no han sido capaces de transformar totalmente el paisaje heredado del último intervalo glacial pleistoceno, hasta el punto de hacer desaparecer totalmente sus rasgos allí, aunque sí debe reconocérsele un importante papel en su evolución. Nos referimos a los procesos periglaciales actuantes en el momento presente en esa área, los que por otra parte son los agentes más activos de modelado en la misma.

Los criterios climáticos, morfológicos y morfodinámicos, conjuntamente, permiten definir que la zona considerada en nuestro trabajo se halla bajo procesos periglaciales y nivales. Nuestras investigaciones se han dirigido únicamente a las partes de la misma en las que el modelado periglacial se ha desarrollado sobre un substrato granítico. Este tipo de roca presenta afloramientos en la zona que se hallan desigualmente cubiertos por el manto vegetal y suelos desarrollados sobre ella, o bien está fosilizada por formas de acumulación (conos de derrubios, deslizamientos, depósitos sedimentarios de origen glacial, fluvial, etc.). Nuestra investigación ha sido también en esto selectiva, dirigiéndose exclusivamente hacia aquellas áreas en que, sin vegetación ni recubrimientos, la roca está al descubierto. Su localización es, principalmente, en zonas de fondo o paredes de valle y en las divisorias de aguas.

Por lo general, si bien este hecho no es excluyente, estas zonas de roca desnuda han sido previamente erosionadas, desarrollándose en ellas superficies pulidas, estriadas, en general muy bien conservadas hasta la actualidad.

La evolución de la superficie de roca desnuda, primitivamente pulida o no, hasta la actualidad, ha dado lugar

al desarrollo de unas microformas objeto del presente trabajo, siendo esta evolución realizada toda ella bajo condiciones presumiblemente similares a las que hoy en día existen en la zona.

El modelado periglacial y su problemática

En la situación actual de conocimiento de los procesos periglaciales, el estudiar los rasgos consiguientes evidenciados en una zona como la pirenaica, sería objeto de trabajos con una intención o alcance distinto al nuestro. Las formas de agradación activas como son los conos de derrubios por gelivación y aludes, así como la dinámica actual en la mayoría de las vertientes y que da lugar a la actuación de la soliflucción, a las guirnaldas de vegetación, 'pip-krake', etc., demuestran la existencia aquí de procesos periglaciales activos. Lo mismo podemos decir en lo que hace referencia a las formas de degradación: bloques hendidos, crestas o paredes afectadas por la gelivación, (gendarmes etc., que prueban la existencia de una destrucción, al menos a nivel de bloque, decimétrica o métrica de la roca en toda la zona.

Sin embargo, en la literatura general sobre el tema, o en la particular de la zona, poco o nada de atención se ha prestado a la existencia de microformas (de centimétricas a métricas) sobre la roca, debidas a la morfodinámica promovida por los procesos periglaciales en la zona. La razón más obvia que nos parece justificarlo es la que tanto la movilización de materiales a los que da lugar, como las formas de degradación o acumulación que se originan por su causa, son muy diferentes tanto en intensidad y tamaño como en velocidad de evolución, (y por lo tanto en su capacidad de modificación del paisaje) que el resto de los procesos periglaciales actuales en la zona.

Esto es lo que hace que hayan pasado prácticamente desapercibidas excepción hecha de menciones marginales (Martí, 1978; Debon, 1980), o que no se las haya tenido en cuenta, en nuestra opinión, lo suficiente.

Puede influir también en su desconocimiento el que en zonas bajo condiciones periglaciales, como la que nos ocupa, exista convergencia de formas hacia otras similares encontradas en zonas húmedas templadas, sobre similar substrato rocoso (Martí, y Vidal-Romaní, 1981), lo que hace aún más comprensible el desinterés por un estudio de microformas idénticas en apariencia.

Existen trabajos (Calkin y Cailleux, 1962; Twidale, 1971; Klaer, 1956; Cailleux, 1953), en los que se menciona la existencia de formas micro sobre granitos o granitoides, en ambientes que pueden calificarse de glaciales (Antártida), o periglaciales, Yosemite Valley (Matthes, 1930), Córcega (Klaer, 1956). El hecho de que se les dé en todos los casos el mismo nombre, abunda más en nuestra idea de la falta de precisión en los estudios realizados sobre este tema.

Es pues la intención de este trabajo, la de comenzar

a conseguir ese conocimiento de las formas desarrolladas a escala micro en materiales graníticos, de zonas, como las pirenaicas, sujetas hoy en día a condiciones periglacias y nivales. Tema que no pretenderemos agotar, ni por supuesto dilucidar aquí.

EL MICROMODELADO DEL SUBSTRATO GRANITICO

-Tipología de las microformas

Nos referimos ahora a las formas desarrolladas en nuestra zona de trabajo sobre el granito, con una escala de tamaño desde centimétrica a métrica, aunque las haya también, en menor proporción, con dimensiones mayores y menores que éstas. Estas formas han sido generadas bajo condiciones periglaciales y nivales.

Hasta ahora, sólo en un trabajo anterior a éste, (Martí, y Vidal-Romaní, 1981), habían sido estudiadas con un cierto pormenor. Los datos allí expuestos son confirmados, y en algunos aspectos ampliados, en este trabajo. El fenómeno de convergencia de procesos ha dado lugar a que en algunos casos encontremos en nuestra zona formas similares a las de medios genéticos muy diferentes al nuestro, (p. ej., litorales, continentales húmedos o secos, desérticos, etc.) Por esta razón, en el cuadro de microformas añadimos, en los casos que los conocemos, los nombres de otras microformas descritas en la literatura que pueden asemejarse a las nuestras.

Distinguiremos dos grupos de microformas, según que sean debidas a la degradación del material rocoso granítico, formas degradativas, o bien formas agradativas, cuando se deban a procesos de agradación que ocasionen acumulaciones de materiales cohesionados sobre la propia roca.

También diferenciamos las microformas en primarias, u orto-formas, cuando su origen se relacione con un único proceso genético, realizado bajo condiciones periglaciales y nivales, y secundarias, o para-formas, cuando, una vez alcanzado cierto grado de desarrollo, condicionadas por razones principalmente topográficas, pueden llegar a aparentar una génesis muy diferente a la suya propia (p.e. pseudo-pías).

De todas estas microformas primarias y secundarias, seleccionamos para su estudio detallado las que nos parecen más representativas de la evolución actual, a escala micro, de la superficie rocosa en esta zona pirenaica, sujeta a la actuación de procesos periglaciales.

De entre las formas primarias, consideramos como las más representativas a las nerviaciones. De las microformas secundarias las, por nosotros denominadas pseudo-pías, y pseudo-cacholas, por corresponder a una evolución de las microformas primarias tipo nerviación (Martí, y Vidal-Romaní, 1981).

Nerviaciones.— Son las microformas primarias más comunes en nuestra zona de trabajo. Resultan de la puesta en evidencia, sobre la superficie de una roca plutónica, homogénea texturalmente, de las discontinuidades (diaclasas), originadas durante la deformación de la roca en el estado final de emplazamiento del cuerpo granítico correspondiente. El sistema de diaclasas fue aprovechado entonces (Debon, 1980), como camino de fuga por materiales en

estado volátil (Si, Na, K), que, sin llegar a constituir un relleno diferenciado de esas fisuras (de tipo filón, p. ej.), confirieron a la roca en el entorno de la discontinuidad, una resistencia a la alteración superior allí que en el resto de ella.

La meteorización diferencial de la roca bajo los procesos que operan en la zona, actuando sobre tipos petrológicos composicionalmente diferentes (granitoides, ro-

PROCESO FORMADOR	ORIGEN	NOMBRE DE LA FORMA EN EL TEXTO	OTROS NOMBRES EN LA LITERATURA	DIMENSIONES DE LA MICROFORMA	DESCRIPCION SOMERA DE LA MICROFORMA	FRECUENCIA DE HALLAZGOS
DEGRADATIVO O EROSIVO	FORMAS PRIMARIAS U ORTO-FORMAS	nerviación	cross-shaped ornamentation; costillares, acanaladuras, érosion alvéolaire.	de centimétrica a métrica	erosión diferencial de la superficie rocosa con formas lineales.	muy frecuente
		alveolización positiva	—	centimétrica	erosión diferencial de la roca con formas puntuales convexas.	frecuente
		alveolización negativa	—	centimétrica	erosión diferencial de la roca con formas puntuales cóncavas.	frecuente
		Pía	pit, pan, pila, pilancongnamma, oriçanga, vasque, kamenitza	de centimétrica a métrica	erosión diferencial de la roca con formas hemisféricas abiertas hacia arriba.	escasa
		Cacholas	tafoni, cavernous weathering, turtle shell.	de decimétrica a métrica	erosión diferencial de la roca con formas hemisféricas abiertas hacia abajo.	muy rara
	FORMAS SECUNDARIAS O PARAFORMAS	pseudo-pías	—	decimétricas a métricas	similar a la pía	muy frecuente
		peuso-cacholas	—	decimétricas a métricas	similar a la cachola	muy frecuente
AGRADATIVO O ACUMULATIVO		espeleotemas	estalactitas, estafagmitas	milimétricas	depósitos relacionados con fisuras, de morfología cilíndrica.	escasa
		coladas	flowstone	centimétricas	depósitos relacionados con fisuras, de morfología planar.	escasa
		costras	—	centimétricas	depósitos relacionados con superficies de morfología planar.	escasa

CUADRO I. MICROFORMAS SOBRE GRANITOS EN LA ZONA PIRENAICA ESPAÑOLA

cas filonianas), ácidas y básicos, dan lugar a la aparición, en la superficie subaérea de aquellas rocas, y cuando están afectadas por un tipo de deformación como el anteriormente descrito, de microrelieves lineales, con dimensiones del orden de milímetros a centímetros de altura y longitudes variables que pueden llegar a ser de orden métrico, y que destacan netamente sobre el resto de la superficie rocosa adyacente. El aspecto externo de la forma ha dado lugar, en los distintos trabajos que sobre la geología de la zona se han publicado, si bien estudiando aspectos diferentes al del nuestro, a distintos nombres que recogemos en el Cuadro nº I.

Génesis y evolución de las nerviaciones. – La funcionalidad de este tipo de microforma está fuera de toda duda. De la observación de la superficie rocosa en los puntos en que se halla afectada por este tipo de micromodelado, se puede deducir la existencia de una activa descamación, en pequeñas lascas; si se comparan estas zonas con las inmediatamente adyacentes, no afectadas por el proceso de formación de nerviaciones, podemos ver la roca sana sin huella alguna de desagregación.

El proceso de formación de nerviaciones puede observarse en todos los estadios de desarrollo, desde la fase inicial, en la que comienza a producirse la desagregación, hasta las más avanzadas, en que la desagregación diferencial de la superficie de la roca hace destacar progresivamente el relieve de la nerviación, a la fase final, en la que (p. ej., por colonización de los líquenes), se empieza a estabilizar la superficie rocosa.

La desagregación de la roca no está generalizada a toda la superficie del macizo rocoso, sino que se distribuye en dominios irregulares sobre ésta. En algunos casos puede afectar a la totalidad de la misma. Ello lo diferencia de la génesis sub-edáfica de nerviaciones (ver más adelante), en donde la formación de nerviaciones se hace a nivel de toda la roca simultáneamente. La posición de las superficies rocosas afectadas por las nerviaciones es también variada, desde el punto de vista topográfico. Tanto pueden encontrarse en superficies horizontales como verticales o sub-verticales. Es pues un proceso de meteorización

que afecta a la roca independientemente de su posición.

Finalmente, los productos de desagregación originados en el proceso de formación de nerviaciones, no son, por lo general, claramente visibles, puesto que la misma posición de la nerviación en un plano inclinado overtical, facilita su inmediata evacuación. Sólo en los casos en que las nerviaciones coinciden con una superficie de partida horizontal, se han encontrado pequeñas acumulaciones de lascas procedentes de esa desagregación. Por otra parte, la dinámica de la zona, sobre todo en la época de la fusión nival, facilita en muchos casos la evacuación de los productos de desagregación, aun en los casos más desfavorables para ello.

Los volúmenes de roca vaciados durante el proceso formador de nerviaciones son claramente inferiores a los cuantificados para las microformas similares de zonas húmedas y/o con temperaturas más elevadas que las de la zona pirenaica (Vidal-Romaní et al., 1979). Ello puede achacarse, en nuestra opinión, a la brevedad de la actuación de este tipo de meteorización que, verosíblemente, no pueden ir más allá del post-glacial (observación de nerviaciones sobre superficies pulimentadas, foto 1), y a la diferencia tanto en la velocidad del proceso como en el intervalo de actuación anual, claramente inferior en nuestra zona.

Pseudo-pías. – Sólo en los casos en que las nerviaciones dan lugar a la formación de una concavidad horizontal (cuando lo es, p. ej. la superficie de partida), aparece la microforma secundaria que hemos denominado pseudo-pía (fotos 2 y 3). Es en un caso así donde el agua de lluvia o de fusión nival puede quedar retenida temporalmente y, por lo tanto, coincidir en la pseudo-pía esas características de las pías s.s. definidas en ambientes genéticos diferentes al pirenaico. Si se hace excepción de este rasgo, concavidad, las pseudo-pías no presentan ninguna de las demás características por las que definimos a las pías s.s. como microformas de origen químico (Fairbridge, 1968; Vidal-Romaní, et al. 1979).



Foto 1. Superficie de pulido glacial sobre granito, en la que se desarrollan nerviaciones (área de Cavallers).



Foto 2. Nerviaciones combinadas con pseudo-pías incipientes sobre el granito de Panticosa.

En efecto, mientras que en las pías s.s., fondo y paredes de la concavidad son superficies suaves y existe una sobre-excavación en la base de sus paredes como índice del estacionamiento prolongado del agua, una zonación vegetal que indica el límite máximo alcanzado por las aguas, exutorio y canal de desborde del agua, depósitos de sílice en los bordes, etc. (ver cuadro II), que indican el carácter predominantemente químico del proceso de meteorización que da lugar a estas microformas, en las pseudo-pías no ocurre así. Los rasgos por los que definimos esta microforma demuestran la independencia de su evolución con el estacionamiento del agua en la concavidad.

La colonización por líquenes afecta indiferenciadamente a la micro-forma en toda su superficie, indicando un estacionamiento del agua en ella, nunca lo suficientemente prolongado, como para influir en la evolución de la microforma. La inexistencia de sobre-excavación en sus paredes, de canal de salida de aguas, de depósitos de sílice en los bordes apoya también lo anteriormente expuesto. La irregularidad de la superficie de la concavidad demuestra igualmente unos procesos de desagregación actuantes sobre la roca netamente diferentes a los de las pías s.s. También los depósitos que encontramos en muchos casos rellenando las concavidades de las pseudo-pías indican una dinámica del entorno mucho más violenta que la paternizada para las pías s.s. de ambientes diferentes al pirenaico. En primer lugar el predominio, si no exclusividad, de los aportes alóctonos (gravas, material granular, etc) formando esos rellenos. También la granulometría de esos rellenos indica la energía del agente de transporte, (aguas torrenciales de fusión nival), jugando las concavidades de las pseudo-pías como trampas de captación de los materiales transportados por aquéllas. En los casos en que los depósitos contenidos en la pseudo-pía sean alóctonos (formados por laminillas de desagregación de la roca) la cantidad escasa en la que aparecen, la inexistencia de zonado como ocurre en las pías s.s. (Vidal-Romaní et al., 1979) y de materia orgánica entre esos depósitos, son pruebas claras de que no tiene lugar un estacionamiento prolongado del agua allí.



Foto 3. Pseudo-pía en la que se puede apreciar una influencia de las nerviaciones en su génesis y evolución. (área de Panticosa).

Un hecho más viene a confirmar la diferencia genética entre pías y pseudo-pías. En toda la zona pirenaica se han encontrado de forma no muy generalizada pruebas de la existencia de fenómenos de disolución (agradación y desgradación), sobre rocas graníticas. En la zona del Circ de Conangles (Lleida), Portarró d'Espot (Aigües Tortes, Lleida) y en Panticosa (Huesca), hemos podido observar tanto pías s.s., como formas de agradación (espeleotemas) (Vilaplana, y Vidal-Romaní, en prensa). La coincidencia en la misma área de los dos depósitos de meteorización física y química refuerzan aún más nuestra idea sobre el origen físico de las pseudo-pías. El predominio de las microformas (pías s.s.) indica también la improbabilidad de una relación evolutiva entre unas y otras microformas como una explicación del fenómeno. La localización de las pías s.s. de la zona pirenaica en zonas de cumbrés, o divisorias de agua donde cabe esperar un menor espesor del manto nival y también unas mayores posibilidades para el estacionamiento del agua en estado líquido en ellas, puede justificar la aparición de estas microformas allí. Por otra parte, las pequeñas dimensiones que alcanzan en todos los casos observados (20-30 cm de diámetro, y 12 cm de profundidad), indican que se trata de formas poco evolucionadas, o muy jóvenes.

—*Pseudo-cacholas*.— Cuando el proceso de formación de nerviaciones se da en una pared vertical, sub-vertical o aun extraplomada, pueden producirse micro-formas que se asimilan a cacholas (tafone) de pared o tafone-diaclasa (Vidal-Romaní et al., 1979).

No se llega nunca a la aparición de formas más que de reducidas dimensiones (centimétricas) y, desde luego, nunca a las grandes dimensiones encontradas en otras zonas (Klaer, 1956). La razón es evidente. En las cacholas s.s., el proceso se inicia a partir de un plano de diaclasa, sea cual sea la inclinación de ésta. En un ambiente periglacial, como el de la zona de nuestro trabajo, la apertura de un plano de diaclasa como inicio del proceso de cacholización (tafonización) de un bloque, significa igualmente el acceso del agua hasta niveles profundos de la roca, o lo que es lo mismo, a los mecanismos de gelivación, que actuarán fragmentando la roca en poco tiempo. Esto hace prácticamente imposible la formación, aquí, de cacholas ("tafoni"), que todo lo más pueden ser incipientes. En los casos en que la roca está en contacto con el suelo y éste tiene capacidad de almacenar humedad durante un cierto intervalo de tiempo, pueden darse indicios de formación de cacholas-basales ("basal-tafoni"). Sin embargo, la dinámica de laderas, enormemente activa, y con capacidad para trasladar o mover hasta grandes bloques rocosos, impide la persistencia en una misma posición de los mismos durante mucho tiempo, al menos el necesario para que se formen las cacholas ("tafoni").

Sólo en los casos en que la desagregación de la roca en placas y/o en granos (proceso que da lugar a la formación de nerviaciones) coincida con un plano sub-vertical, vertical o aun extraplomado de la roca, pueden

CUADRO II COMPARACION DE LAS MICRO-FORMAS PIAS S.S. Y PSEUDO-PIAS

			PIAS S.S.	PSEUDO-PIAS
MORFOLOGIA	FORMA DE LA ABERTURA		redondeada	Irregular (poligonal)
	INFLUENCIAS DE LAS DIACLASAS		de moderada a nula	muy grande
	DIMENSIONES	Profundidad	de cm. a m.	de mm. a cm.
Anchura		de cm. a m.	de cm. a m.	
CARACTERISTICAS RELACIONADAS CON LA PRESENCIA DEL AGUA	DE ESTACIONAMIENTO DEL AGUA	Umbral	sí	sí
		Colonización vegetal zonada	sí	no
		Sobre-excavación	sí	no
	EVACUACION DEL AGUA	Desagregación en las paredes	selectiva	general
		exutorio	sí	no
		canal de desagüe	sí	no
	DEPOSITOS	Autóctonos	lajillas, arenas y limos	lajillas, arenas y limos
		Alóctonos	gravas y arenas	restos vegetales, animales, aportes eólicos
FOSILIZACION DE LA FORMA	COLONIZACION VEGETAL COLMATACION ROTURA		sí	sí
			sí	sí
			sí	sí

aparecer formas asimilables a cacholas de pared ("side-tafoni").

OTROS RASGOS DE MICROMODELADO COMPARATIVOS

La interpretación de estas microformas, las nerviaciones, y de su génesis como el resultado de un proceso originado bajo condiciones de periglaciario, puede dar lugar a no pocas controversias. En especial al tratarse de un rasgo no estudiado hasta el momento y con una dinámica especial que en ocasiones es de difícil comprobación.

Ello hace que elijamos fenómenos que originan formas similares y que son mejor conocidas o al menos más claramente discernibles, en cuanto a génesis y desarrollo, que utilizaremos para entender mejor el proceso formador de nerviaciones.

Nerviaciones en bloques morrénicos

En la zona del valle del Gállego (Santa Elena, Senegüé) en el Pirineo de Huesca, han sido señaladas con anterioridad a este trabajo y por uno de nosotros (Martí,

1978) la presencia de nerviaciones sobre bloques morrénicos en depósitos de till. La observación de estos afloramientos, permite descartar taxativamente la posibilidad de que se tratase de fragmentos de roca que hubiese sido afectada previamente por el proceso de formación de nerviaciones.

Estas se han formado dentro del mismo till, por los procesos de humectación-desección consecuentes a la edafización del depósito. La alteración química progresa aquí a una mayor velocidad que la física en las zonas de nerviaciones en la superficie del macizo rocoso, pero muchos de los bloques se hallan totalmente arenizados. Sólo en los casos en los que la composición de la roca, o la inexistencia de diaclasas cementadas hace resaltar diferencias en la velocidad de alteración, se pueden encontrar bloques con nerviaciones o aun bloques inalterados.

La observación y comparación de la formación de las nerviaciones sub-aérea y sub-edáficamente permite descartar la hipótesis de que todas las nerviaciones se hayan originado exclusivamente en un medio sub-edáfico.

Debe admitirse entonces que la edafización de los depósitos derivados de la acción de los glaciares en la zona pirenaica, produce efectos similares a los de la meteorización sub-aérea de las superficies rocosas graníticas situadas en la zona, ahora periglacial, pirenaica.

El proceso de alteración, bien sea por la intensidad de los factores actuantes, bien sea por el mayor tiempo de actuación sobre el material correspondiente, o por las dos cosas a la vez, parece ser mucho más efectivo en los tills edafizados (Senegüe, Santa Elena), que en los medios sub-aéreos. Además, mientras que en las nerviaciones formadas sub-aéreamente pueden coincidir zonas aparentemente indemnes junto a otras afectadas intensamente por las nerviaciones, en el caso de formación de nerviaciones sub-edáficas, la alteración del bloque es total y centripeta.

Hay que tener en cuenta la importancia que en la evolución de una forma como la nerviación tienen la evacuación de los residuos de desagregación. Mientras que en el caso de las nerviaciones subaéreas este proceso puede realizarse simultáneamente a la formación del residuo, en el caso de la nerviación sub-edáfica, las únicas movilizaciones que se producen son de elementos químicos (por disolución, lavado, arrastre, etc), y la evacuación de los productos de desagregación sólo se efectuará cuando el bloque morrénico se vea exhumado por un proceso erosivo. Ello quizás falsee un tanto la idea de la velocidad de evolución del proceso sub-edáfico.

Es así como nos permitimos descartar que el micro-modelado subaéreo objeto de este trabajo sea, al menos en parte importante, de origen químico, al compararlo con su homónimo realizado bajo el suelo, que sí lo es.

Micromodelado en ambiente costero: el haloclastismo

La observación del micromodelado costero debido al haloclastismo permite establecer analogías con el proceso formador de nerviaciones en la zona periglacial pirenaica.

Es suficientemente conocido este fenómeno (Fairbride, 1968) y los efectos del crecimiento de cristales de sal sobre las rocas cercanas a la costa.

Según Denaeyer (1953), el haloclastismo es mucho más acusado en regiones áridas, con escasas precipitaciones, donde los efectos de la rociadura por las aguas saladas no son disminuidas por el lavado que realiza la lluvia.

En observaciones efectuadas en una zona de la costa catalana entre Cap de Creus y Roses, sobre tipos litológicos netamente distintos: metapelitas (Cap de Creus) y granitos (Roses), podemos observar como el haloclastismo engendra microformas idénticas a las nerviaciones. Mientras que en los granitos del Pirineo, las diferencias litológicas venían señaladas por las diaclasas cementadas, en las metapelitas de Cap de Creus lo son las intercala-

ciones cuarcíticas y cuarzosas que allí aparecen. La alternancia humectación (rociaduras por las aguas marinas) desecación (crecimiento de sales consecuente) en una zona superficial de la roca, da lugar a la desagregación de ésta según las partículas minerales que la constituyen, y a la formación de nerviaciones (“érosion alvéolaire”) (Barbaza, 1971). La actuación del agua en estado líquido, aquí, como en el Pirineo, no ejerce un papel apreciable, según podemos deducir de la observación de las pías (“vasques”) existentes.

Por el contrario, el papel del haloclastismo sobre el granito no es equiparable, en la definición de las microformas originadas, a la del hielo sobre este tipo de roca en las zonas pirenaicas. Sólo cuando existen diferencias litológicas similares a las descritas en el Pirineo podemos llegar a distinguir formas similares a las nerviaciones.

Hay distintos hechos que permiten justificar estas diferencias: La *estructura granuda* del granito, en comparación con la fina de las metapelitas, la *velocidad del proceso* de haloclastismo superior a la de la microgelivación, en la costa (aquí el proceso puede repetirse muchas veces a lo largo de todo el año, mientras que en la zona pirenaica se reduce a un corto intervalo anual). También, la diferente posividad de los dos tipos de roca puede llegar a influir. Y, finalmente, el tamaño alcanzado por los cristales que crecen en cada caso, siempre de mayor magnitud para el caso del hielo.

Podemos establecer un paralelismo entre el comportamiento de la roca sometida a procesos haloclasticos y la que lo está a micro-gelivación. En ambos casos es el crecimiento de cristales en la parte externa de la misma el que ocasiona una desagregación de la roca. Las formas producidas, *nerviaciones* en granitos (Pirineos), o “*érosion alvéolaire*” en metapelitas (Cap de Creus), son similares en todas sus características.

Comparando pues el comportamiento de granitos y metapelitas en la zona pirenaica y en la costa catalana, observaremos una inversión en la evolución de ambos tipos de roca.

Mientras en el Pirineo los granitos dan nerviaciones, las metapelitas no las dan. En la costa, son las metapelitas las que dan nerviaciones; mientras que en los granitos no son tan evidentes. La justificación de este fenómeno está, a nuestro modo de ver, en el espaciado de las discontinuidades estructurales, mucho más denso en las primeras que en los segundos. Este factor que no reviste mayor importancia en la costa, sí la tiene en la zona pirenaica, en donde el agua penetra en la roca a través del sistema de fisuras abierto, y al helarse, da lugar a la rotura de la misma (macro-gelifracción). Los efectos de la macro-gelivación (nerviaciones) aparecen con mucha frecuencia sobre rocas pulidas glaciales en donde el ataque de la meteorización física no tienen acceso al interior de la roca con tanta facilidad. Una vez conseguida la apertura de los planos de diaclasa, la rotura de la roca por gelivación es inmediata.

CONCLUSIONES

A lo largo de este trabajo se ha mostrado la existencia de un tipo de microforma originada en un ambiente periglacial, como el pirenaico actual y sobre un tipo de roca específico, un granito deformado.

En nuestra opinión, este tipo de microforma es el equivalente, a pequeña escala, de las macroformas degradacionales originadas sobre la misma roca en el medio periglacial pirenaico, si bien no se puede descartar la existencia de procesos de alteración química, en esta zona, cuya actuación está claramente demostrada por las formas de degradación (pías s.s.) y agradación (espeleotemas), las nerviaciones (formas primarias) y las pseudo-pías (formas secundarias), prueban sin lugar a dudas la génesis de estas microformas debida a procesos físicos de alteración, sin intervención, digna de resaltar, de los procesos de meteorización química.

En este sentido, la importancia del ambiente climático en la elaboración de la microforma nos parece decisiva.

Las similitudes y las diferencias entre las microformas engendradas en otros ambientes genéticos, sub-edáfico, costero, además de permitirnos comprobar el fenómeno de la convergencia de procesos, también nos son útiles para avanzar un esquema de evolución de la microforma nerviación en la zona periglacial pirenaica, donde tanto por las dificultades físicas de realizar la investigación como por el estado embrionario en que se halla la misma no nos han permitido hasta el momento comprobar las hipótesis avanzadas directamente sobre el terreno.

BIBLIOGRAFIA

- BARBAZA, Y. 1971 "Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional". *Mem. et Doc.* 11:152
CAILLEUX, A. 1953 "Taffoni et érosion alvéolaire". *Cahiers géol. de Thury*, XVI, XVII, Janvier Mars.

- CALKIN, P.; CAILLEUX, A. 1962 "A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and this application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica". *Zeit. Geomorphol. N.F.* 6:317-324.
CHARLET, J.M. 1979. "Le massif granitique de La Maladeta (Pyrenées Centrales Espagnoles), synthese des données géologiques". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 102:313-323
DEBON, F. 1980 "Genesis of the three concentrically-zoned granitoid Pultons of Caunterets Panticosa (French and Spanish Western Pyrenées)". *Geolog. Rund.* 69 107-130.
DENAEYER, M.E. 1953 "Érosion alvéolaire et 'taffoni' du cap de Creus (Province de Gérone, Pyrénées Orientales Catalanes) et autres lieux. *Bul. Soc. Belge de Géolog. Paleontol. et hydrol.* 62 (2/5): 154-210.
FAIRBRIDGE, R.W. 1968 *The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold and Book Corporation.* New York.
GOMEZ, A.; de SEMIR R.; MARTI, C.; VAL, F. 1979 Mapa Panticosa-Formigal. *Editorial Alpina* 1:25:000. Granollers
KLAER, W. 1956 "Verwitterungsformen im Granit auf Korsika". *Hermann Haak, Geog. Kartog. Antsalt. Gotha.*
MARTI, C. 1978 "Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental". *Estudios Geográficos*, 153: 473-493
MARTI, C.; VIDAL-ROMANI, J.R. 1981 Datos para la comparación del micromodelado en dos macizos de granitoides peninsulares. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 1 (2): 265-273.
MATTHES, F.E. 1930 Geological history of Yosemite Valley. *U.S. Geol. Surv. Profes. Paper*, 160: 1-119.
PLANA CASTELLVI, J.A. 1981 "Alto Noguera Ribagorçana: su valoración hidrológica". *Pirineos* 112: 5-40.
TWIDALE, C.R. 1971 "Structural Landforms". *The Mit Press. Univ. of Melbourne.*
VIDAL-ROMANI, J.R.; GRAJAL, M.; VILAPLANA J.M.; RODRIGUEZ, R.; GUITIAN, F.; MACIAS, F.; FERNANDEZ, PACHECO, A. 1979 "Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia, España (Proyecto Louro)". *Ac. IV. Reun G.E.T. C. Banyoles.* pp. 246-266.
VILAPLANA, J.M.; VIDAL-ROMANI, J.R. Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas naturales. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, nº 5 (en prensa).

Rebut per a publicar, febrer 1983