

# Geomorfología de la Cueva de Tito Bustillo y del macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, costa cantábrica, Norte de España)

M. Jiménez-Sánchez, S. Anadón Ruiz, P. Farias, J. García-Sanseguendo y N. Canto Toimil

Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.  
E-mail: mjimenez@geol.uniovi.es

## RESUMEN

La Cueva de Tito Bustillo se desarrolla sobre un macizo calcáreo de edad Carbonífera (Caliza de la Escalada) culminado por una antigua superficie de abrasión marina karstificada (70-80 m). El exokarst se caracteriza por un amplio desarrollo de dolinas y lapiaces, aunque los procesos fluviales y de gravedad han condicionado también su evolución cuaternaria. El endokarst se caracteriza por formas de erosión y depósito clasificadas según un criterio genético en formas fluvio-kársticas, de gravedad, depósitos de origen químico, depósitos biogénicos y formas antrópicas. El desarrollo de la cueva está condicionado por la estratificación y dos sistemas principales de fracturas, sin que se pueda afirmar la influencia predominante de alguno de ellos en su desarrollo. Finalmente, el comportamiento hidrogeológico es el típico de un macizo kárstico con un área de recarga a través de dolinas y sumideros (superficie de Ardines) y otra a través de la cuenca hidrográfica del río San Miguel.

Palabras clave: Asturias, Cueva de Tito Bustillo, geomorfología, karst, rasa

## ***Geomorphological features of Tito Bustillo Cave and Ardines karstic massif (Ribadesella, cantabrian coast, Northern Spain)***

### ABSTRACT

*Tito Bustillo Cave is located in a karstic massif developed in Escalada Limestone (Carboniferous). This massif presents an ancient surface of marine erosion (70-80 m), together with dolines (classified in three morphologic groups) and karren which are widely developed, although fluvial and gravity processes have also had influence on the Quaternary evolution. The geomorphologic research in the cave shows the different types of erosion and deposit classified according to genetic criteria in fluvio-karstic, gravity, anthropic, chemical and biogenic deposits. The anisotropy, bedding and two main fracture systems, is one of the conditioning factors of the development of the cave, even though it is difficult to state which of them has had a predominant influence on the cave formation. Finally, the hidrogeological behaviour is the normal one that can be found in a karstic massif with a free recharge area through dolines and drains (Ardines surface) and another one through the San Miguel River.*

*Key words: Asturias, Cantabrian Coast, Tito Bustillo Cave, geomorphology, karst, marine terrace*

## Introducción

La Cueva de Tito Bustillo se sitúa en las proximidades de la población de Ribadesella y se enclava dentro del sistema kárstico de la Sierra de Ardines (Fig. 1). Esta cueva, descubierta en 1968, fue abierta en 1969 al público para uso turístico por el gran interés del arte rupestre que presenta. En las cuevas turísticas con arte rupestre, el conocimiento del medio físico incluye numerosos aspectos geológicos, microclimáticos, hidrogeológicos e hidroquímicos cuyo seguimiento y evaluación es indispensable para establecer los facto-

res que condicionan la degradación de las pinturas y por tanto, determinar las medidas que permitan su conservación. En la Cueva de Tito Bustillo, Hoyos *et al.* (1996) ya habían realizado estudios con estos fines. Posteriormente, se estableció una colaboración entre el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, cuyo fin primordial fue la evaluación de diversos aspectos relacionados con el medio físico en la Cueva de Tito Bustillo, haciendo un énfasis especial en el seguimiento temporal de los parámetros hidroquímicos de las aguas kársticas (Jiménez-Sánchez *et*

*al.*, 2002). El objetivo de este trabajo es describir la geomorfología del Macizo de Ardines y de la Cueva de Tito Bustillo, aspecto que sirvió de base para el estudio hidroquímico ya realizado y que será ampliado y considerado en futuras investigaciones sobre el medio físico tanto en la propia cueva como en su entorno.

## **Características de la zona de estudio**

### **Marco geológico**

Las características geológicas del entorno de la Cueva de Tito Bustillo (Macizo de Ardines) han sido ya descritas en trabajos de índole regional, que incluyen aspectos estratigráficos y tectónicos de la zona (Julivert *et al.*, 1970, Navarro y Leyva, 1986, Marquínez, 1987). Cabe citar, además, los trabajos de García Ramos *et al.* (1995) y Alonso *et al.* (1999), que recogen aspectos más detallados en relación con la geología del entorno, con el fin de evaluar el control estructural de la Cueva, localizada igualmente en el Macizo kárstico de Ardines.

Desde el punto de vista geológico, esta zona se sitúa en la Región de Pliegues y Mantos (Julivert *et al.*, 1970). El Macizo kárstico de Ardines está modelado en calizas carboníferas que han sido consideradas como Calizas de la Escalada (Van Ginkel, 1965; Pello Muñiz, 1967; Navarro y Leyva, 1986) o como Calizas del Cuera (Marquínez, 1987). Se trata de calizas bioclásticas de coloración blanco-grisácea a rosada, masivas, en bancos métricos, que hacia la base presentan niveles margosos. Desde el punto de vista estructural, destaca la presencia de tres importantes fracturas: la Falla de Ribadesella (Alonso *et al.*, 1999), de dirección E-O a ESE-ONO, un cabalgamiento de dirección E-O a ENE-OSO que delimita el Macizo de Ardines por el Sur, y la Falla de la Cueva, de orientación NO-SE a NNO-SSE.

### **Descripción general de la Cueva de Tito Bustillo**

La Cueva tiene un recorrido horizontal de unos 600 m en su sector habilitado para la visita, al que hoy se accede mediante un túnel artificial abierto en 1970 por el Patronato de Cuevas Prehistóricas de Asturias. Este túnel se sitúa en el sector más oriental de la Cueva, posee una longitud de 165 m y una orientación principal ENE-OSO (Figura 1). El túnel enlaza con una galería de unos 600 m de longitud que presenta una orientación variable (NO-SE a SO-NE y ENE-OSO a NNE-SSO). El tramo localizado más al sur presenta

una longitud de 60 m y una orientación aproximadamente N-S. A partir de éste, la galería se bifurca en dos ramales de orientaciones respectivas NO-SE a NE-SO, donde se ubica el Gran Panel (Sala del Gran Panel), y otro de orientación NE-SO a NO-SE, donde se sitúa el Yacimiento Arqueológico principal de la cueva (Sala del Yacimiento).

## **Método de trabajo**

En lo que respecta a la geomorfología del Macizo de Ardines, se ha realizado una cartografía geomorfológica con una leyenda elaborada de acuerdo con un criterio genético, utilizando fotointerpretación (fotogramas aéreos a escalas 1:18.000 y 1:10.000, Consejería de Fomento del Principado de Asturias) y observaciones directas sobre el terreno. Los datos han sido restituidos a un mapa a escala 1:10.000, confeccionado a partir de la topografía 1:5.000 del mismo organismo (hojas 31 3-2 y 31 3-3).

El mapa geomorfológico del interior de la cueva ha sido elaborado tomando como base la topografía realizada por Tielve (1991) a escala 1:250. Sobre esta topografía se representaron los distintos depósitos y formas existentes en la planta de la cueva, clasificándolos mediante criterios genéticos.

Finalmente, se ha llevado a cabo el examen directo del estado de fracturación de la caliza, lo que incluye la cartografía de las distintas fracturas existentes en la cueva y las de su entorno más próximo con el fin de valorar su influencia como factor genético de la cavidad.

## **Resultados y discusión**

### **Geomorfología del Macizo de Ardines**

Hasta el momento, son escasas las referencias acerca de la geomorfología del Macizo de Ardines, a la que se ha aludido en los trabajos regionales citados anteriormente, en otros acerca de las rasas (Flor, 1983; Mary, 1983) y ya de manera más concreta, en los de Hoyos (1979), Hoyos *et al.* (1996), García Ramos *et al.* (1995) y Alonso *et al.* (1999), estos dos últimos referentes al control estructural de la cavidad de la Cueva. El mapa geomorfológico realizado en este trabajo se presenta en la figura 2 y a él nos referiremos para describir la geomorfología de la zona, en la que se han distinguido formas de origen marino, de gravedad y kárstico, algunas de las cuales ya habían sido estudiadas en los trabajos citados al comienzo del apartado.

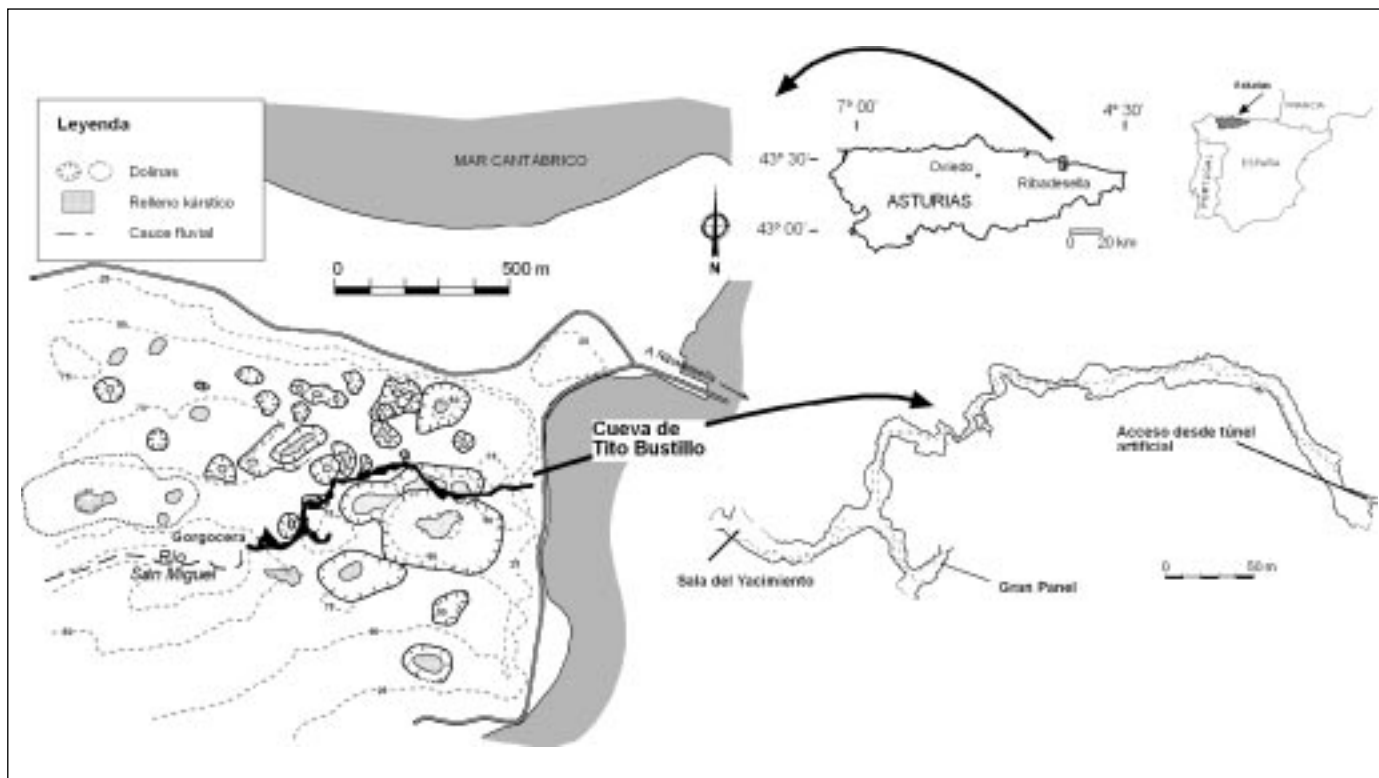


Fig. 1. Situación de la zona de estudio  
 Fig. 1. Geographic location of the study site

El Macizo de Ardines está limitado al Norte por una zona de playa y marisma, y al Este por el estuario de la ría de Ribadesella. La superficie culminante del macizo kárstico de Ardines es una rasa desarrollada en torno a los 70-80 m de altitud (Hoyos *et al.*, 1996). Su frente norte está constituido por un escarpe en el que es posible reconocer evidencias de la actuación de procesos de gravedad.

Sin embargo, los procesos que han condicionado especialmente la evolución geomorfológica reciente del macizo son los kársticos, que han dado lugar a distintas manifestaciones tanto exokársticas como endokársticas, entre las que se encuentra la Cueva de Tito Bustillo. En lo que respecta al exokarst, se han distinguido depresiones kársticas que, desde el punto de vista morfológico, pueden subdividirse en tres grupos: dolinas subcirculares (20-60 m de diámetro), elípticas (170-300 m de diámetro máximo) y formas complejas, asimilables a uvalas incipientes que pueden presentar formas elongadas, subcirculares o lobuladas. En algunos puntos del mapa se ha señalado la presencia de formaciones residuales arcillosas, que definen manchas con planta elíptica a subcircular. Aunque no se ha representado en la cartografía, otra de las características del exokarst en este sector

es el desarrollo del lapiaz, con estructuras tales como *grikes* incipientes, *flutes* y tubos de disolución, así como pequeños puentes naturales. Finalmente, uno de los rasgos más marcados de la zona es el valle ciego del río San Miguel, que tiene como nivel de base el sumidero de la Gorgocera, localizado a 30 m de cota y con una cuenca superficial de 9,6 km<sup>2</sup>. En el mapa se han representado también la llanura aluvial de este río, en la que se encaja con un trazado sinuoso, y una terraza del mismo. El reconocimiento realizado sobre el terreno muestra que en la Gorgocera no existe un único sumidero, sino que la infiltración de las aguas superficiales tiene lugar en tres puntos diferentes.

### **El endokarst: geomorfología de la Cueva de Tito Bustillo**

El endokarst del Macizo de Ardines está formado por una compleja red de conductos subterráneos que incluyen la Cueva de Tito Bustillo y otras cavidades conocidas, como la Cuevona. Se ha establecido la hipótesis de la probable existencia de una tercera cavidad, localizada entre ambas y conectada con el

exterior, y la posible comunicación subterránea entre ellas mediante el nivel activo hoy ocupado por el río San Miguel (Alonso Peña *et al.*, 1996). En el presente trabajo se describen exclusivamente las características del sector de la Cueva de Tito Bustillo para el que existe topografía disponible, aunque, debido a la escala de trabajo, la reproducción del mapa resulta imposible aquí. Las formas y depósitos identificados se han agrupado en fluviokársticos, de gravedad y de precipitación química, aunque existen otros de carácter antropogénico y biogénico.

*Formas y depósitos fluviokársticos*

Este grupo de formas y depósitos incluyen el conducto hipogeo del río San Miguel, algunos sumideros y un conjunto de sedimentos detríticos. Existe un curso de agua activo en la cueva que la atraviesa presumiblemente en dirección ENE-OSO en el sector suroccidental, por debajo de la cota de la Sala del Gran Panel. Asimismo, en diversos puntos de la cueva,

sobre todo en su sector oriental, se han reconocido depresiones cerradas, ocasionalmente con morfología alargada, que deben funcionar como sumideros tras épocas de inundaciones. En el sector de la entrada, a través de estas oquedades, se han observado además evidencias de circulación de agua en sentido SO a NE por parte de pequeños canales localizados a unos 3 m por debajo del piso turístico de la cueva. Por otra parte, se han identificado evidencias de circulación forzada (tubos y *roof pendants*) y marcas de arcilla asociadas a épocas de inundaciones.

En diversos puntos de la cueva aparecen depósitos fluviales de tamaño grava a fango y ocasionalmente arena, principalmente en el sector occidental de la cueva. Estos depósitos están recubiertos por una colada estalagmítica con desarrollo de *gours*, de los que se han podido reconocer secciones que muestran un nivel inferior con predominio de gravas redondeadas y un decrecimiento del tamaño de grano hacia techo. El hecho de que finalmente la serie culmine con un depósito químico sugiere un progresivo decrecimiento de energía en las corrientes flu-

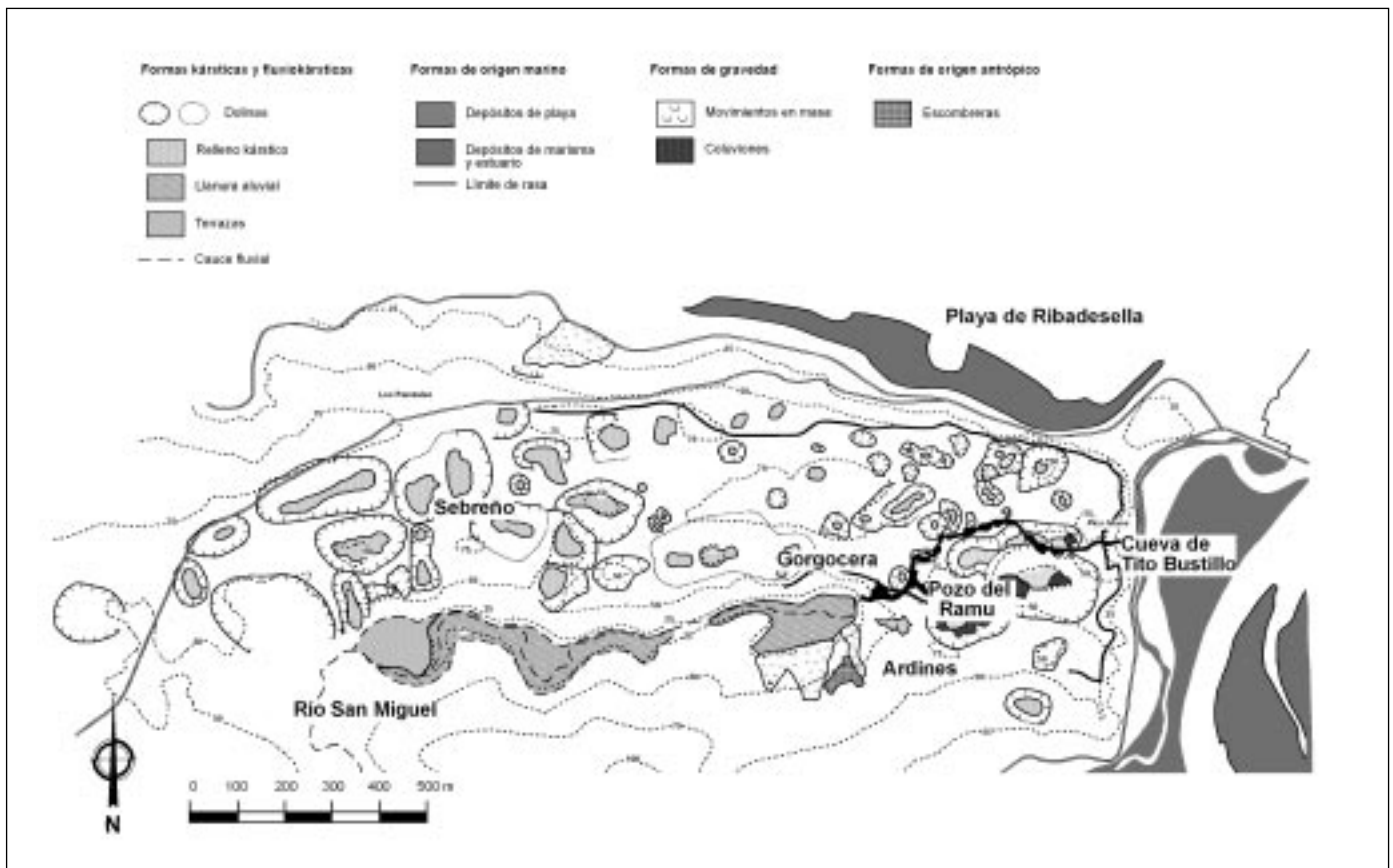


Fig. 2. Mapa geomorfológico del Macizo kárstico de Ardines  
 Fig. 2. Geomorphologic map of Ardines Karstic Massif



viales. En otras zonas de la cueva se han reconocido arenas y limos con laminación paralela y/o cruzada.

#### *Formas y depósitos de gravedad*

Los elementos de gravedad más significativas son depósitos de colapso, que se presentan en forma de bloques aislados o bien de acumulaciones de bloques constituidas por fragmentos de caliza de tamaño decimétrico a métrico con morfología angulosa y disposición caótica. Ocasionalmente, el depósito involucra también la aparición de estalagmitas rotas. De estos depósitos, el más destacable es el existente en la Sala del Yacimiento, constituido por bloques de caliza de tamaño métrico, fosilizados en algunos puntos por espeleotemas. El origen de estos colapsos está en la individualización de bloques a partir de las discontinuidades que se describirán con posterioridad. Finalmente, en la Sala del Gran Panel se ha identificado un movimiento en masa de tipo flujo, originado por inestabilidad de niveles margosos dentro de la Caliza de la Escalada.

#### *Formas y depósitos de precipitación química: espeleotemas*

Las formaciones que afloran en la mayor parte del sustrato de la cueva son acumulaciones de material carbonatado de origen químico y pueden ser clasificadas en dos grupos genéricos (siguiendo a Ford y Williams, 1989): *dripstone* y *flowstone*. Entre los primeros aparecen estalactitas, estalagmitas y columnas. La presencia de estalactitas excéntricas en diversos puntos de la cueva, como las proximidades del acceso a la Galería de los Caballos es un aspecto interesante a destacar. En cuanto a los espeleotemas de tipo *flowstone*, se han caracterizado así algunas masas estalagmíticas con desarrollo de *gours* y las grandes coladas compactas que tapizan buena parte de la cavidad, en concreto el sector central a oriental.

#### **Análisis de la fracturación: influencia de las discontinuidades en el karst**

Como ha sido mencionado, la Cueva de Tito Bustillo se ubica, desde el punto de vista geológico, en la Caliza de la Escalada. En el sector donde se encuentra la cueva, esta unidad presenta una dirección aproximada E-O y está afectada por pliegues abiertos de la misma dirección que, como se verá, no parecen haber tenido gran influencia en el desarrollo y evolución de la cueva. El límite Sur de la unidad está cons-

tituido por un cabalgamiento hacia el sur que la superpone a las pizarras y areniscas de la Fm. Beleño. Por otra parte, el macizo presenta una gran densidad de discontinuidades. Además de la estratificación (con inclinación variable hacia el SO y vertical), García Ramos *et al.* (1995) han descrito un sistema de diaclasas de orientación NO-SE que buza al Norte unos 45°, otro NE-SO subvertical, y un tercero paralelo a la superficie topográfica.

En la zona de la cueva propiamente dicha, la estratificación ( $S_0$ ) presenta buzamientos variables hacia el S-SSO, que oscilan entre los 14° y los 65°. Además de esta anisotropía, se observan dos sistemas principales de fracturas: uno (F1) de dirección aproximada N140°E, subvertical o fuertemente inclinado al SO, y otro (F2) de dirección variable entre N20°E y N70°E, con inclinaciones en torno a los 30° hacia el SE. Todas ellas son fracturas de gran continuidad, aunque su desplazamiento debe ser en general poco importante, ya que no produce manifestación alguna en superficie. Además de estos dos sistemas de fracturas principales, se observan otras de escasa continuidad lateral y nulo desplazamiento. En la figura 3 se muestra un esquema simplificado de la morfología en planta de la Cueva de Tito Bustillo con la distribución de las galerías principales. Este esquema se compara con la representación en un diagrama en rosa de las orientaciones respectivas de los tres sistemas de anisotropía, medidos en el interior de la cueva y alrededores de la misma. Tal como se puede apreciar, las diferentes galerías principales se disponen paralelas a alguno de los sistemas de anisotropía citados, esto es, la estratificación y los dos sistemas de fallas (F1 y F2). Por tanto, el desarrollo y evolución morfológica de la Cueva de Tito Bustillo parece estar controlado por las tres anisotropías principales que afectan al macizo rocoso, sin que se pueda afirmar la influencia predominante de alguno de ellos en el desarrollo de la cavidad.

#### **Una hipótesis sobre el funcionamiento general de la dinámica kárstica en el Macizo de Ardines**

Algunos aspectos relativos al funcionamiento hidrogeológico del Macizo de Ardines han sido ya mencionados en Martínez San Miguel (1990), Hoyos *et al.* (1996) y Jiménez-Sánchez *et al.* (2002). El caso del macizo de Ardines es el típico de un macizo kárstico con recarga por dos fuentes principales. Una es la precipitación en la parte alta del macizo, que accede al endokarst por infiltración directa en sumideros, o de modo difuso, a partir de la red de fracturas y lapiaz que se reconoce en el exokarst. Otra fuente de recar-

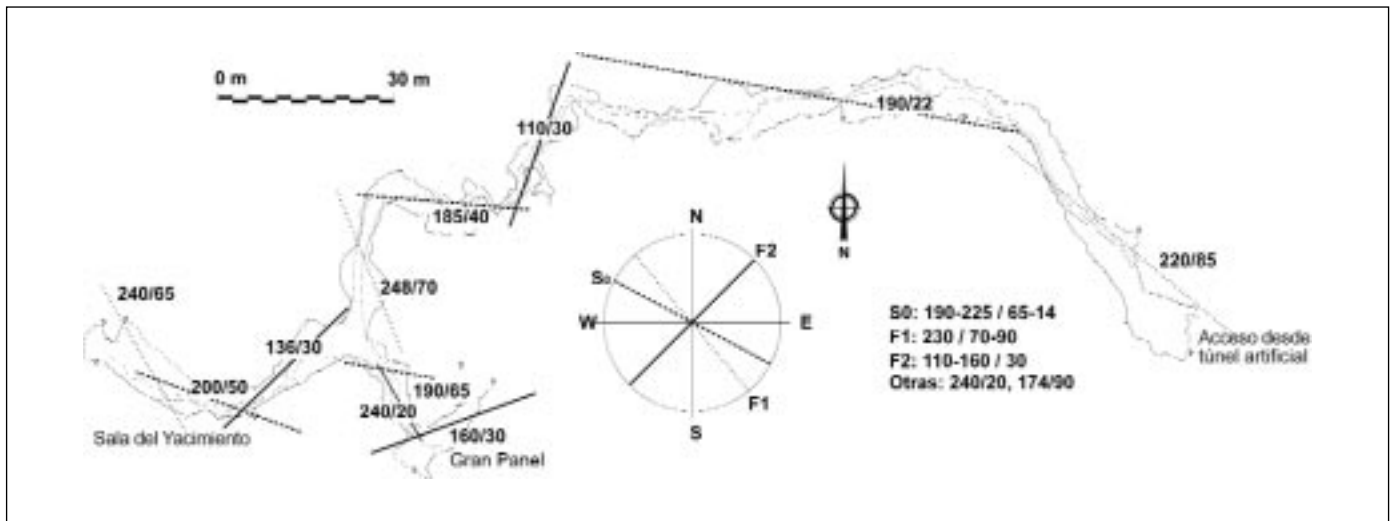


Fig. 3. Diagrama de las principales anisotropías con respecto a la topografía de la cueva  
 Fig. 3. Sketch showing the main anisotropies in relation to topographic features of the cave

ga del Macizo de Ardines es el propio curso fluvial del río San Miguel, que se infiltra a la altura del sumidero de la Gorgocera y desemboca en la ría justamente en el área en que se enclavan las instalaciones del Centro de Recepción. Finalmente, es posible que exista un aporte de agua del estuario de Ribadesella.

Ocasionalmente, el río San Miguel experimenta crecidas que originan la inundación de la cueva y que son el resultado de la alta rapidez de respuesta del acuífero frente a eventos de precipitación de carácter excepcional. Prueba de ello son las marcas de crecida observadas en las paredes y las evidencias de circulación de agua en condiciones de alta energía, como *ripples* de corriente, reconocidos en la planta de la cueva. Algunas de estas evidencias tienen su origen en las inundaciones del 2 de agosto de 1988, en el que el río se desbordó en la sala del Gran Panel, inundando la cueva, con un caudal estimado en 2,78 m<sup>3</sup>/s y una cota de embalse de 17 m sobre el sumidero de la Gorgocera (Martínez San Miguel, 1990). El reconocimiento de sumideros dentro de la cueva permite suponer que la entrada del agua tiene lugar a partir de ellos en estas épocas excepcionales de ascenso del nivel freático. Por otra parte, se ha comprobado que tanto en el túnel como en el interior de la cueva existe un nivel de agua constante, que probablemente se corresponde con un lago subterráneo citado en el trabajo de Alonso Peña *et al.* (1996). La conexión hidrológica entre este lago subterráneo, la ría de Ribadesella y el trazado subterráneo del río San Miguel desde su punto de infiltración en la Gorgocera debe ser valorada a partir de un reconocimiento espeleológico más detallado de la cueva. Finalmente, sal-

vando las épocas en que la cueva se ve inundada por las crecidas del río San Miguel, el régimen de circulación hídrica en su interior es de tipo parietal y de goteo a partir de las paredes y el techo.

### Conclusiones

El estudio realizado en la Cueva de Tito Bustillo y su entorno ha permitido realizar un inventario de sus características geomorfológicas, así como de los factores que las condicionan, basado fundamentalmente en la realización de cartografía geomorfológica y la medida de discontinuidades sobre el terreno. Así, el Macizo kárstico de Ardines, constituido por Caliza de la Escalada, de edad Carbonífera, está culminado por una antigua superficie de abrasión marina (rasa) localizada entre los 70-80 m de altitud. Esta superficie está altamente karstificada, con amplio desarrollo de dolinas (clasificadas en tres grupos morfológicos) y lapiazes, aunque los procesos fluviales y de gravedad han condicionado también la evolución cuaternaria de la zona; cabe ser destacado como rasgo fluvio-kárstico el valle ciego del río San Miguel. El reconocimiento geomorfológico realizado en el interior de la cueva ha permitido recoger en un documento cartográfico las formas de erosión y depósito, clasificándolas según un criterio genético en formas fluvio-kársticas, de gravedad, depósitos de origen químico, depósitos biogénicos y formas antrópicas. Finalmente, entre los factores condicionantes de la geomorfología de la zona destaca la estratificación y dos sistemas principales de fracturas sin que se

pueda afirmar la influencia predominante de alguno de ellos en su desarrollo. Este estudio constituye la base de las investigaciones que actualmente prosiguen en la zona con el fin de conocer la evolución cuaternaria de la misma.

## Agradecimientos

Los datos presentados en este trabajo forman parte de la memoria del contrato CN-98-216-B1, establecido entre la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, organismo al que deseamos hacer constar nuestro reconocimiento. Agradecemos a D. Jorge Camino, Arqueólogo de la Consejería de Cultura, su inestimable apoyo a lo largo de la realización del proyecto, así como al personal de la Cueva de Tito Bustillo sus atenciones durante las tareas de campo. Este trabajo se ha desarrollado dentro de las actividades del Grupo de Trabajo Español del Proyecto ICGP-448 "Correlación mundial de los ecosistemas kársticos" del Programa Internacional de Correlación Geológica, financiado por la UNESCO.

## Referencias

- Alonso Alonso, J.L., García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. 1999. Control estructural de la cavidad kárstica "La Cuevaona" (Ribadesella, Asturias). En: B. Andreo, F. Carrasco, y J.J. Durán (eds): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 65-76. Patronato de la Cueva de Nerja. Instituto de Investigación.
- Alonso Peña, J.A., González Suárez, J.J., Ferreras Soto, R., Navarro Muñoz, F. y Algaba Durán. 1996. *Estudio topográfico-espeleológico de la Cuevaona de Ribadesella y su relación con la Cueva de Tito Bustillo*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. 20 pp.
- Flor, G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 13, 65-81.
- Ford, D. y Williams, P. 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman. 601 pp.
- García-Ramos, J.C., Alonso Alonso, J.L. y Gutiérrez Claverol, M. (1995): *Informe geológico sobre la Cuevaona de Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. 25 pp.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Fariás Arquer, P., García Sansegundo, J. y González Pérez, N. 2000. *Estudio geomorfológico y ambiental de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella)*. Informe inédito. 87 pp. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Universidad de Oviedo.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Meléndez Asensio, M. y González Pérez, N. 2002. Caracterización hidroquímico-ambiental de la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En: F. Carrasco, J. J. Durán y B. Andreo (eds.): *Karst and Environment*. 529-537.
- Hoyos Gómez, M. 1979. *El karst en Asturias durante el Pleistoceno Superior y Holoceno*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- Hoyos Gómez, M., Soler Javaloyes, V., Cañaveras Jiménez, J.C., Sánchez Moral, S. y Sanz Rubio, E. 1996. *Memoria final sobre las características geológico-kársticas y microambientales de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. 90 pp.
- Marquínez, J. 1987. Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, 10, 295-308.
- Martínez San Miguel, E. 1990. *Prevención de inundaciones en la Cueva de Tito Bustillo*. Proyecto Fin de Carrera. Informe inédito. Departamento de Explotación y Prospección de Minas. 116 pp.
- Mary, G. 1983. Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, 13, 3-35.
- Navarro, D. y Leyva, F. (1986): *Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 Ribadesella, hoja 31*. IGME.
- Pello Muñoz, J. 1967. Estudio geográfico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (Noroeste de España). *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 1, 27-38.
- Tielve, J.J. 1991. *Levantamiento taquimétrico de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.
- Van Ginkel, A.C. 1965. Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 34: 1-225.

Recibido: octubre 2003

Aceptado: febrero 2004

# boletín geológico y minero

VOLUMEN 115

ABRIL-JUNIO 2004

NÚMERO 2

## Separata



Instituto Geológico  
y Minero de España