

## **MORFOGÉNESIS Y FASES DE KARSTIFICACIÓN CUATERNARIAS EN LA SIERRA DEL ENDRINAL (GRAZALEMA, CÁDIZ)**

J. RODRÍGUEZ VIDAL (1, 2), G. ALVAREZ (2), L. M. CÁCERES (1),  
A. MARTÍNEZ AGUIRRE (3) & J. M. ALCARAZ (3)

(1) Universidad de Huelva, Departamento de Geología, Campus de La Rábida,  
21819 Palos de la Frontera, Huelva (e-mail: jrvidal @ uhu.es)

(2) Sociedad Espeleológica GEOS, Sevilla

(3) Universidad de Sevilla, Departamento de Física Aplicada, EUITA,  
Carretera de Utrera, km 1, 41080 Sevilla.

**Resumen.** Las investigaciones geomorfológicas, hasta ahora realizadas, han puesto en evidencia varios niveles erosivos escalonados (SA, SB y SC) en la plataforma superior kárstica de la sierra del Endrinal. Su génesis es biostática y estaban vinculados a medios húmedos con cubierta forestal, que favorecieron la carbonatación bajo un karst cubierto.

La relación entre espeleotemas y evolución geomorfológica parece indicar que las superficies SA y SB son relieves basales de meteorización, de génesis biostática, que perdurarían activos desde al menos 270 ka BP hasta hace unos 30 ka BP (Pleistoceno medio-superior), con un periodo álgido de carbonatación entre 150-90 ka BP. La superficie SC, de génesis posterior a 30 ka BP (Pleistoceno superior-Holoceno), es el resultado de una situación biostática general, con interrupciones rexistáticas climáticas y antropogénica que han movilizado por arroyada y gravedad los detriticos y regolitos generados en épocas previas.

**Palabras clave:** Geomorfología kárstica, Cuaternario, dataciones Th/U, Cordillera Bética.

**Abstract.** The geomorphological observations made until now reveal a long morphogenic history for the karst of the Endrinal mountains, going back to pre-Quaternary times. The erosion surfaces mapped (SA, SB and SC) have a Quaternary biostatic genesis and are linked to humid media with forest cover, favouring carbonation below a karst cover.

The relationship between speleothems and geomorphology seems to indicate that surfaces SA and SB are basal surfaces of weathering, with biostatic genesis, which would remain active from at least 270 ky BP (Middle Pleistocene), with a period of intense carbonation during the isotopic states 6 and 5 between 150 and 90 ky BP. Surface SC, of recent genesis (<30 ky BP or Late Pleistocene to Holocene), is the result of a general biostatic situation, with climatic and anthropogenic rhexistatic disturbances that have mobilized, under the action of water flow and gravity, the detritus and regoliths generated in previous epochs.

**Key words:** Karst Geomorphology, Quaternary, U/Th dating, Betic Range.

## 1. Introducción

Los sistemas kársticos tienen una evolución muy dilatada en el tiempo y sólo algunos de los procesos, de sus distintas etapas evolutivas, quedan conservados en el relieve. El sistema kárstico es, como indica Durán (1996), un ámbito muy «conservativo», desde el punto de vista del registro de las condiciones reinantes durante su evolución. Las reconstrucciones paleoambientales pueden tener una buena fuente de información en el análisis dinámico de las formas y los depósitos kársticos.

El objetivo básico de este trabajo es descubrir en el relieve de la sierra del Endrinal, por medio de la cartografía geomorfológica y las observaciones de campo, evidencias de episodios morfogenéticos, situarlos cronológicamente y deducir sus circunstancias genéticas, relacionándolos con cambios ambientales globales y/o regionales.

Ante la imposibilidad de establecer una precisa relación entre la morfogénesis y la paleoclimatología de cada etapa temporal, hemos optado por sintetizar esta problemática, adoptando un sistema simple de evolución del paisaje, como el planteado por Erhart (1956) en su «sistema biostásico-rexistásico».

## 2. Entorno geológico

La sierra de Grazalema se localiza en el extremo occidental de la Cordillera Bética (Fig. 1), dentro de las unidades subbéticas internas. Su estructura geológica es aparentemente sencilla, con suaves pliegues de cobertera, anticlinales y sinclinales, orientados de N-S a NE-SW, con vergencia al S y recorrido kilométrico (Martín Algarra, 1987 y Moreno Serrano *et al.*, 1990). El desarrollo de los grandes pliegues queda fuertemente trastocado e interrumpido por la fracturación generada en una etapa distensiva tardía, posterior al emplazamiento y plegamiento compresivo de las sierras, que dio lugar a movimientos de bloques en la vertical. Estos bloques originan plataformas aisladas en el relieve o peldaños escalonados. Estas fallas tienen rumbos variados: E-W a ENE-WSW en graderío y N-S a NE-SW en fosas que facilitan valles y corredores, donde afloran series margosas del Cretácico.

La cresta anticlinal del Reloj está dislocada por numerosas fracturas de distensión, como la falla de Grazalema al Este, el semigraben de Presillas-Llano del Endrinal al Norte y Noroeste y la cuenca de Benaocaz-Fardela al Oeste. Al Norte de la unión de las sierras del Endrinal-Caillo-Peñón Grande aparece el Corredor del Boyar, importante desgarré dextro, con numerosas escamas tectónicas, que marca el límite entre los dominios Penibético y Subbético s.s. El borde noroccidental de la sierra del Endrinal presenta una serie estratigráfica duplicada, debido a la imbricación y cabalgamiento del Subbético sobre la Unidad del Peñón Grande.

La casi totalidad de esta estructura tectónica está formada por materiales calizos que se depositaron en un umbral marino, con sedimentación que se prolongó durante todo el Jurásico inferior y medio, con facies de aguas someras, correspondientes a las calizas oolíticas.

El Lías aparece representado por un tramo basal de dolomías y un conjunto de calizas micríticas y calizas oolíticas de color beige que, con aspecto usualmente masivo, llegan hasta el límite superior del Dogger. En el Jurásico superior aparecen unos niveles de calizas nodulosas, brechoides y micríticas que suelen coronar la serie, junto con alternancias de calizas con sílex. El Cretácico está escasamente representado y se observa bajo la superficie de cabalgamiento de la sierra del Endrinal, donde son características las facies rojas de calizas y margas.

## 3. Rasgos geomorfológicos

Hasta la actualidad, las investigaciones geomorfológicas de la sierra del Endrinal se han centrado en la descriptiva de macro y mesomodelados kársticos (Lhènaff, 1977 y 1986a; Delannoy, 1984; Delannoy y Díaz del Olmo, 1986), enclavándolos en un contexto evolutivo regional, con cartografías a escala 1:30.000. También se han analizado las vinculaciones genéticas de este relieve y su historia evolutiva.

La zona de estudio cartografiada se circunscribe a la plataforma localizada por encima de 1.400 m de altitud, con cimas que alcanzan máximos de 1.539 m (Reloj) y 1.560 m (Simancón), y abarca una superficie aproximada de 1,33 km<sup>2</sup> (Figura 1). La plataforma de 1.200 m, adosada al Oeste de la anterior y con los mismos materiales geológicos, no se ha cartografiado geomorfológicamente, aunque sí se han realizado trabajos de campo y tomado muestras para dataciones.

La plataforma superior de la sierra del Endrinal (>1.400 m) está totalmente rodeada por escarpes de 100 a 200 m de desnivel, lo que le confiere un aspecto morfoestructural en «mesa». Su geometría es casi subcircular, aunque con algunas hendiduras provocadas por la erosión de la arroyada, al capturar áreas dolinizadas.

El relieve de esta plataforma es de tipo plegado invertido con interferencias de relieve fallado, lo que apoya la idea de una larga evolución morfogenética, incluso previa al relieve kárstico que ahora observa-

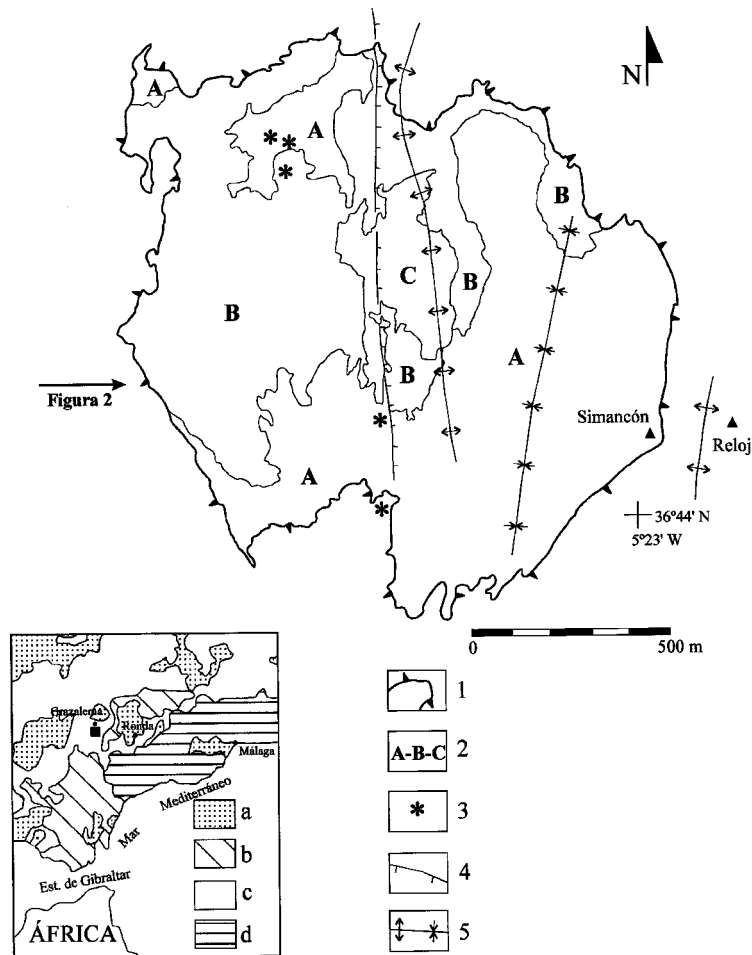


Figura 1. Situación geológica regional de la sierra del Endrinal. Leyenda: a. sedimentos neógenos y cuaternarios, b. Unidad Surco de Flyschs, c. Subbético, d. Dominio de Alborán. Esquema geomorfológico de la plataforma superior kárstica (1.400 m) y localización de muestras datadas de espeleotemas. Leyenda: 1. borde de plataforma estructural, 2. ordenación temporal de las superficies erosivas (A, B, C), 3. muestras de espeleotemas, 4. falla, 5. pliegues (anticlinal a la izquierda, sinclinal a la derecha). La flecha indica la dirección del corte de la figura 2.

Geological location of the Endrinal mountains. Legend: a. Neogene and Quaternary and sediments, b. Flysch Unit, c. Subbetic, d. Alboran Domain. Geomorphological sketch of the Upper Karstic Plateau (1,400 m) and location of speleothems samples sites. Legend: 1. Upper Plateau boundary, 2. Erosion surfaces (A,B, C), 3. Speleothems samples sites, 4. Fault, 5. Fold (anticline at left, syncline at right). Arrow indicates the direction of the cross-section (figure 2).

mos. El rasgo principal es el de un anticlinal N-S, desventrado y posteriormente arrasado, y un sinclinal colgado al Este del anterior (Figuras 1 y 2). Algo más al Este, entre las cimas del Reloj y Simancón, pasa otra charnela anticlinal N-S igualmente desventrada (*combe*) y que da lugar a valles en «cuna». De forma local, y sin incidencia morfoestructural, se detectan pliegues ESE-WNW asimétricos de escala métrica.

Sobre estos amplios pliegues suaves se superpone una intensísima fracturación, a favor de la cual se desarrolla ampliamente la karstificación, y una banda de falla N-S en el centro de la meseta con intensa brechificación cataclástica, que divide su superficie en dos sectores de distinto aspecto morfológico (Figura 2).

La totalidad de la plataforma está karstificada y presenta dos tipos de relieve: a) de laderas suavizadas y lomas redondeadas, reflejo de un antiguo karst cubierto, y b) de superficie labrada de lapiaces desnudos, relacionada con erosión-corrosión funcional. Esto implica la coexistencia en el relieve de dos conjuntos de modelados exokársticos, uno relicto de karst cubierto (exhumado) y otro activo de karst libre.

Teniendo en cuenta estas observaciones, también pueden diferenciarse en la plataforma tres superficies distintas de evolución del relieve, evidencia de pasados periodos de actividad y crisis morfogenética. Cartográficamente se presentan como tres superficies erosivas escalonadas o encajadas, de topografía irregular (Figs. 1 y 2), que se cortan unas a otras: Niveles A y B relictos, y un sector deprimido funcional que marca el nivel C en su parte central, semejando una morfología en embudo. La superficie SA ocupa una extensión de 0,73 km<sup>2</sup>, 0,52km<sup>2</sup> la superficie SB y 0,08 km<sup>2</sup> la superficie SC, con porcentajes de 54,6 %, 39,2 % y 6,2 %, respectivamente. Estos datos porcentuales indican que el relieve más antiguo (nivel A) aún mantiene más de la mitad de su superficie de forma relicta, con pocas modificaciones posteriores, generando una alta plataforma morfoestructural.

*Superficie A.* Es un antiguo relieve morfoestructural directamente relacionado con la estructura geológica de las calizas en anticlinales y sinclinales, que se localiza en las zonas más elevadas de la sierra del Endrinal (Figuras 1 y 2). Aún conserva una adaptación de las laderas a la geometría de los estratos, como la vertiente occidental del Simancón que es un *hogback* de unos 15° de buzamiento al Oeste, pero en general es una superficie regularizada que corta la estratificación. La cantidad de material desmantelado supone periodos previos de intensa erosión para llegar, al final, a un periodo de regularización, con cobertura vegetal y edáfica (exokarst cubierto). Su superficie está muy fracturada, pero con poco desarrollo de lapiaces y dolinas; es decir, no se aprecia encajamiento superficial de los modelados, salvo en aquellas zonas donde ha sido remodelada por la actividad de fases posteriores de relieve o en aquellas otras de intensa actividad endokárstica reciente-actual.

Los restos de esta superficie A, en el lado occidental de la meseta, son de menor tamaño y han perdido su morfología regularizada. La intensa disolución vertical de las calizas, a favor de fracturas N-S a NNE-SSW, ha creado profundos lapiaces estructurales (de hasta 10 m) y campos de dolinas asimétricas en embudo y en pozo, algunas por colapso de cavidades. Estas dolinas alcanzan frecuentemente profundidades de hasta 20 m y pueden continuar como simas penetrables hasta unos 50 m, aunque su progresión espeleológica se dificulta por los estrechamientos rocosos y la gran cantidad de clastos transportados desde el exterior.

*Superficie B.* Es un relieve que se elabora a partir de la superficie A por rebajamiento y hundimiento (Figuras 1 y 2), con un aspecto semejante que sugiere una morfogénesis bajo cubierta vegetal y edáfica. El

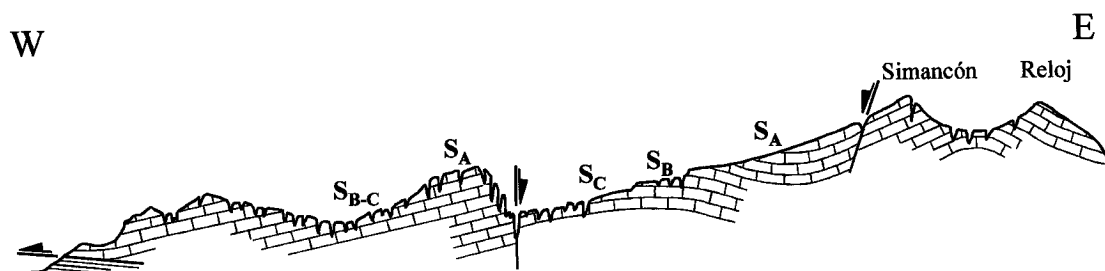


Figura 2. Transecto geológico-geomorfológico, sin escala, de la plataforma superior de la sierra del Endrinal.  
S = superficies de erosión.

Geological and geomorphological cross-section, no scale, of the Endrinal Upper Plateau. S = erosion surfaces.

desnivel no es muy acusado y se concentra en las zonas que tuvieron mayor actividad kárstica, es decir, en las áreas deprimidas de la meseta. En la ladera occidental del Simancón se concentra en su parte inferior, a lo largo de lo que sería la antigua charnela anticlinal desventrada, con trazado concéntrico y elongado alrededor y hacia la banda principal de falla. La mayor extensión se localiza en la mitad oriental de la meseta, donde crea también una amplia zona deprimida y endorreica, surcada por infinidad de diaclasas abiertas karstificadas y funcionales, aunque taponadas, que proporcionan a este sector una intensidad de karstificación elevada. Se observan dolinas en cubeta, alargadas según la dirección dominante N-S de fracturación, con fondos arcillosos, y rehundimientos en dolinas en embudo y pozo con direcciones N-S y NW-SE.

*Superficie C.* Es un relieve funcional que salpica de lapiaces, simas y dolinas toda la superficie de la meseta y está relacionado con un karst libre, en el que se superpone la acción del agua de lluvia, la escorrentía, la nieve y la gravedad. De forma colectiva, se localiza preferentemente en la zona de mayor karstificación actual que es el centro de la meseta (Figuras 1 y 2), condicionada por la banda tectónica ubicada entre la charnela anticlinal desventrada y la falla N-S. Esta falla debe ser el principal colector hídrico de la meseta del Endrinal y posiblemente condiciona el trazado de toda la red subterránea, creando un efecto de embudo. En superficie la red de drenaje también es endorreica, perdiéndose en simas y lapiaces. A lo largo de la falla se alinean las simas más importantes hasta ahora localizadas, pero casi todas están taponadas con sedimentos detríticos, resultado de la percolación en profundidad del depósito existente en el fondo de una amplia zona deprimida (antiguo polje).

#### 4. Dataciones isotópicas

En la superficie de esta meseta kárstica son frecuentes los afloramientos de espeleotemas exhumados, evidencia del descenso topográfico que se ha producido por erosión mecánica y corrosión durante el Cuaternario. Estas coladas rellenaban grietas y paredes de simas en medio vadoso, generándose en periodos en los que dominaba la carbonatación. Los espeleotemas de génesis más reciente no han sido muestreados en este trabajo, ya que se encuentran actualmente en profundidad y no han aflorado todavía.

El método geocronológico utilizado ha sido el del desequilibrio en la serie del Uranio ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ), cuya resolución temporal alcanza los 350 ka (350.000 años B.P.).

Es generalmente aceptado que los depósitos de carbonatos continentales están relacionados con episodios isotópicos cuaternarios cálidos (11, 9, 7, 5, 3 y 1), como se demuestra en los trabajos de Henning *et al.* (1983) y Gordon y Smart (1994), entre otros, a nivel mundial. Algo semejante ocurre con las evidencias obtenidas en sedimentos oceánicos profundos (Shackleton y Opdyke, 1973).

Los espeleotemas y travertinos se confirman como buenos marcadores climáticos cálidos en regiones templadas, como la mediterránea (Maire, 1990). Sin embargo, se detectan en la Península Ibérica importantes acumulaciones de carbonatos kársticos en estadios isotópicos fríos (Durán, 1996), como el 6 y el 2.

Las once muestras de espeleotemas analizadas en la sierra del Endrinal (Tabla 1) se han recogido en superficie, menos la GZ-9707 y la GZ-9708 que son, respectivamente, coladas horizontales en el fondo actual (-50 m) de una sima y en la base de una pequeña serie en una cueva. Todas las muestras son, genéticamente, las más antiguas de cada afloramiento, es decir, corresponden a la base de cada colada calcítica.

La totalidad de estas muestras están localizadas sobre zonas erosionadas de las superficies relictas SA y SB, indicando que posiblemente se generaron en periodos de carbonatación dominante (biostásicos) y posteriormente fueron exhumadas. La intensa erosión-corrosión de la superficie SC y su funcionalidad no dejan restos de espeleotemas en la superficie topográfica, sólo lapiaces y arrastre de sedimentos detríticos, por lo que su génesis es distinta a la de las anteriores (rextásica); aunque los espeleotemas de esta fase de karstificación están aún en el endokarst y no han sido muestreados.

Varias de las muestras analizadas presentaban contenidos significativos de material detrítico junto con el carbonato. Con objeto de obtener las relaciones de actividad  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , en el carbonato puro, ha sido necesario corregir las concentraciones de los isótopos de U y Th de las muestras. Para la corrección del material detrítico se ha utilizado la técnica L/L (Schwarcz y Latham, 1989) con 3 o más submuestras de cada una de ellas. En las muestras que presentaron un contenido despreciable en material detrí-

Tabla 1. Dataciones radiométricas en la sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz).  
*Th/U dates from the Endrinal mountains (Grazalema, Cadiz).*

Localización	Muestra	Altitud (m.s.n.m.)	Edad $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (ka. B.P.)	Error ( $\pm$ ka. B.P.)
<i>Plataforma 1.400 m</i>				
Sima GR-85	GZ-9701*	1.434	92,6	$\pm$ 7,30
Sima GR-65	GZ-9702*	1.423	122,8	$\pm$ 5,50
Sima GR-168	GZ-9703	1.428	266,0	$\pm$ 61,00
Sima KL-42	GZ-9704*	1.410	147,0	$\pm$ 8,20
en la Falla N-S	GZ-9705*	1.444	40,5	$\pm$ 0,95
en la Falla N-S	GZ-9706	1.465	96,4	$\pm$ 7,60
Sima GR-85 (-50 m)	GZ-9707	1.372	238,0	$\pm$ 38,00
<i>Plataforma 1.200 m</i>				
Cueva GR-17	GZ-9708*	1.218	126,0	$\pm$ 27,00
Sima GR-15	GZ-9709	1.226	47,5	$\pm$ 7,30
25 m al SW. de GR-15	GZ-9710*	1.245	34,4	$\pm$ 1,60
al W. de GR-30	GZ-9711	1.230	40,2	$\pm$ 6,10

(\*) Muestras con abundante fracción detrítica, a las que se les ha aplicado el método L/L (Schwarz y Latham, 1989) junto a los diagramas DIF (Alcaraz-Pelegrina y Martínez-Aguirre, en prensa).

Muestras analizadas en el Laboratorio Radioquímico del Grupo Radioactividad Ambiental y Modelización, localizado en el Departamento de Física Atómica, Molecular y Nuclear. Facultad de Física de la Universidad de Sevilla.

tico, las concentraciones de U y Th y las relaciones de actividad del carbonato puro se obtuvieron directamente de su análisis.

Las siete primeras muestras de la Tabla 1, correspondientes a la plataforma kárstica de 1.400 m de altitud, han sido previamente publicadas (Rodríguez Vidal *et al.*, 1998). Tras la realización de nuevos análisis, para mejorar la calidad de los resultados y reducir el margen de error, algunas han sufrido cambios sensibles respecto de las fechas originales. Las edades aquí publicadas pueden considerarse ya como definitivas.

En la figura 3 se ha establecido una relación entre la edad isotópica de las muestras, con el correspondiente margen de error, y su localización altitudinal. Estas edades indican una localización temporal mayoritaria durante el Pleistoceno superior y algo menor en el Pleistoceno medio, con dominancia en los estadios isotópicos cálidos (3, 5 y 7) y ligeros desvíos hacia los fríos (6 y 8). La correlación entre génesis de espeleotemas y episodios cálidos parece, por tanto, bastante buena en esta sierra, para los últimos 250 ka.

En la plataforma de 1.400 m, el mayor porcentaje de espeleotemas se sitúa en el estadio 5, y en la plataforma de 1.200 m lo hace en el estadio 3. Además, a mayor altitud se encuentran los espeleotemas más antiguos y a menor los más jóvenes.

Aunque la cantidad de dataciones no es muy numerosa, sí ha sido selectiva y bastante representativa de esta región kárstica, y puede marcar unas líneas generales en las principales fases de evolución del relieve. En este sentido, podría indicarse que:

- Existe una buena relación entre la edad de los espeleotemas (30-50 ka, 90-150 ka y 230-270 ka) y los estadios isotópicos cálidos (3, 5 y 7), aunque con pequeños desfases, tal vez influenciados por efectos locales.
- Las rectas de regresión de las edades de los espeleotemas, en las plataformas de 1.400 m ( $Y = 1457,4 - 0,225 X$ ) y 1.200 m ( $Y = 1242,3 - 0,203 X$ ), muestran un elevado grado de paralelismo e, individualmente, un moderadamente alto coeficiente de correlación ( $R = - 0,63$  y  $R = - 0,77$  respectivamente). Esto parece sugerir una evolución conjunta del relieve de ambas plataformas.
- Si agrupamos por separado las muestras de cada plataforma kárstica (1.200 y 1.400 m), existe una relación inversa (rectas de regresión) entre la altitud de los espeleotemas y su edad. Si las consideramos conjuntamente, las muestras más antiguas están mejor representadas en altitudes mayores y las más jóvenes a menor cota. Esto podría indicar que las zonas con una morfogénesis química más activa descienden de altitud con el paso del tiempo; es decir, se produce un encajamiento selectivo del relieve kárstico.

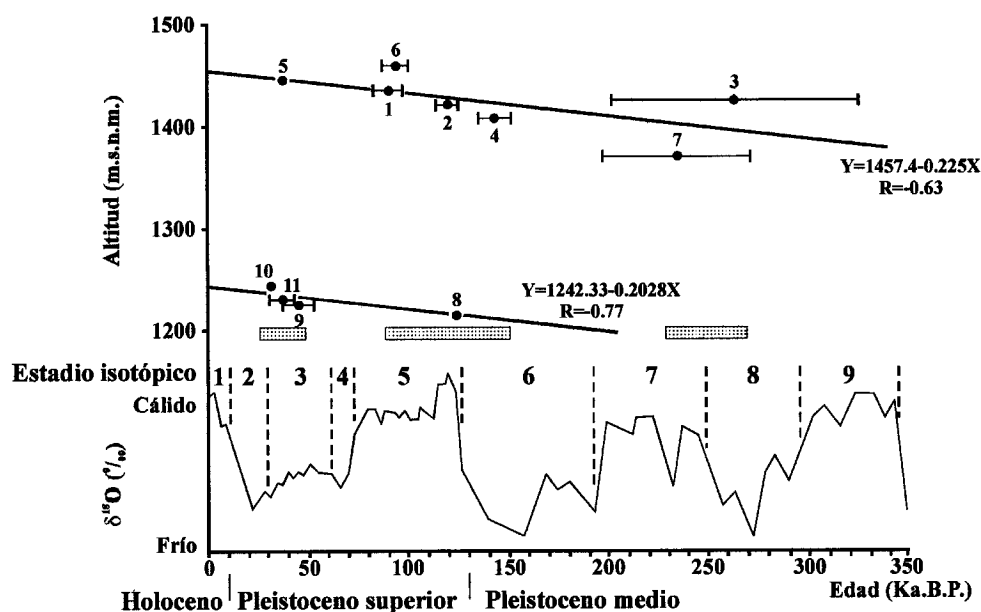


Figura 3. Localización temporal y altitudinal de las muestras datadas por el método Th/U y rectas de regresión del conjunto de edades en cada plataforma kárstica (1.400 y 1.200 m) de la sierra del Endrinal. Estadios y curva isotópica del oxígeno de sondeos oceánicos profundos (según Shackleton y Opdyke, 1973 y Williams *et al.*, 1988).

*Comparison of Th/U ages in the Endrinal mountains (Upper Plateau) and the marine oxygen isotope sequence (after Shackleton & Opdyke, 1973 and Williams et al., 1988).*

Las edades de los espeleotemas de la sierra del Endrinal pueden compararse con las obtenidas en la provincia de Málaga por Durán (1996), aunque con las dificultades impuestas por los condicionantes locales, sobre todo de elevada altitud y precipitaciones en el caso que nos ocupa. De todas formas existe una correlación bastante aceptable, aunque con algunas diferencias, debido a la menor cantidad de dataciones de nuestro trabajo. También existe una muy buena correlación con las edades de espeleotemas y travertinos de la Península Ibérica (Durán, 1989).

La región malagueña que podemos utilizar con mayor fiabilidad para comparar con la sierra del Endrinal es la sierra de Lívar, por su proximidad geográfica y por la semejanza en los caracteres locales. Entre estas dos zonas existen bastante semejanzas en cuanto a las edades isotópicas de los espeleotemas, con coincidencias en los estadios 7, 5 y 3. También indica Durán (1996), que las dos primeras fases debieron ser menos húmedas que el momento presente y que existen evidencias de periodos erosivos con posterioridad a ambas.

Delannoy y Díaz del Olmo (1986) datan en el polje de Lívar unos espeleotemas, que se localizan en una sima-sumidero, con 142,5 ka, coincidente con el estadio isotópico 6, y pequeños espeleotemas por encima de la boca de Gato con una antigüedad >350 ka.

Delannoy (1992), en la Sierra de las Nieves (Málaga), data espeleotemas exhumados en superficie de paleocavidades, con edades más antiguas de 350 ka.

## 5. Evidencias periglaciares

Todos los autores que han investigado el karst de las Cordilleras Béticas hacen referencia a periodos fríos cuaternarios de génesis periglacial, sobre todo en las zonas de alta y media montaña.

Lhènaff (1986) deduce que en las sierras béticas, durante el Cuaternario, se sucedieron etapas frías con gelificación y regularización de laderas y etapas interglaciales de karstificación, con densa cubierta vegetal y generación de suelos rojos.

Díaz del Olmo y Delannoy (1989) caracterizan el periglacialismo cuaternario en las sierras subbéticas: a) vertientes, hasta cotas de 600-700 m, que muestran restos de laderas regladas y lapiaces gelifractados, b) paisajes kársticos con evidencias de dicha actividad, como cañones, dolinas, depresiones nivo-kársticas y poljes. La gelivación en estas sierras ha estado condicionada por la aptitud a la gelivación de la roca caliza, la posición geográfica de los macizos frente a la llegada de las perturbaciones borrascosas y las condiciones topográficas y morfológicas para la acogida del manto nival.

La sierra del Endrinal, según Delannoy y Díaz del Olmo (1986), se caracteriza por un karst de replanos inclinados y de valles en U, que presentan numerosas analogías con los karst nivales alpinos. La charnela anticlinal del Reloj, afectada por numerosas fracturas de distensión, está incidida por tres valles en U que miran al Norte y nichos de nivación. Las cavidades, básicamente verticales, son tanto de tipo monopoza como polipozas entrecruzados de meandros y están colmatadas de bloques. Hay depresiones nivo-kársticas en cotas de 1.400 m, acompañadas de otras formas de clima frío.

La mayor parte de los autores coinciden en proponer el límite inferior del periglacialismo actual en cotas entre 1.800 y 2.000 m. El modelado nivo-kárstico del Endrinal está retocado por la corrosión actual, por la gelifracción y por la erosión del frente de los replanos.

## 6. Condiciones paleoambientales

Los estudios de paleotemperaturas de Durán (1996) en carbonatos kársticos de la provincia de Málaga, estimados por análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ), indican paleotemperaturas bastante semejantes para los episodios cálidos de los últimos 250 ka, con variaciones de 4-5 °C en las temperaturas medias, justificables por el gradiente altitudinal de los distintos macizos calizos, y semejante al rango de variación actual de las temperaturas medias de la provincia. Los periodos relativamente más fríos (estadio 2) sí presentan una variación algo mayor en la composición isotópica media, lo que asegura la presencia de temperaturas más bajas que las actuales, aunque obviamente no tanto como para que pudieran llegar a detenerse durante todo el periodo los procesos de travertinización y de crecimiento de espeleotemas.

Delannoy *et al.* (1993) establecen una clara relación entre óptimos climáticos y etapas de travertinización. Una de ellas en el estadio isotópico 5 (Eemiense), representada en los travertinos de Tolox y Yunquera, depositados en un medio forestal mixto, con robles caducifolios y adelfas, característico de un clima de tipo mesomediterráneo. La última etapa es holocena, con un medio forestal de robles caducifolios y sotobosque, cuyo término coincide con el final del período Boreal, debido a causas antrópicas.

Los trabajos de Menéndez Amor y Florschütz (1963), Florschütz *et al.* (1971) y Butzer (1975) en la turrera de Padul (Granada), a una cota de 740 m, muestran fases alternas cálidas y frías durante el Würm-Holoceno. Los períodos cálidos (estadios isotópicos 9, 7, 5 y 1) están representados por una vegetación de selva cálido-húmeda (estadio 9), *Quercus* (estadio 7), bosque cálido-húmedo (estadio 5) y bosque de encinas (estadio 1). Los períodos más o menos fríos tienen dos tipos básicos de vegetación: pinos o bosque abierto en los momentos más atemperados y estepas en los más fríos. Estos últimos podrían corresponder con los estadios 6, 8 y 10, así como a algunos momentos de los estadios 2, 3 y 4.

Los trabajos de Sesé (1994) sobre micromamíferos en yacimientos españoles, sugieren un clima templado desde el Pleistoceno medio, con algunas intercalaciones cálidas. Clima frío, aunque más suave que en Europa, para el Pleistoceno superior. Las fases más cálidas del Pleistoceno medio fueron también más húmedas, con cursos de agua y cubierta vegetal. Durante el Pleistoceno superior, las fases más frías eran también más secas, con una tendencia a la aridez que continúa actualmente.

Ruíz Bustos (1997), según estudios biostratigráficos de mamíferos de muchas de las cuencas y yacimientos cuaternarios de las Cordilleras Béticas, establece tres biozonas de mamíferos, coincidentes con tres grandes etapas climáticas de características interglaciales. Los momentos secos son fríos y los cálidos son húmedos. Las etapas glaciales Alpinas son aquí más cortas (glacial mediterráneo) y las interglaciales más largas (interglacial mediterráneo). En las Cadenas Béticas, el clima durante el Cuaternario ha sido de tipo interglacial, diferenciándose tres etapas, interrumpido por periodos muy próximos a condiciones glaciales, que son pulsaciones fugaces, frías y secas.



En la actualidad, la ablación kárstica de las superficies desnudas es muy elevada, con medidas (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986) entre 65 y 95 mm/milenio en la sierra del Endrinal y de 50-60 mm/milenio en el resto de la sierra de Grazalema. Esta corrosión es cinco veces mayor en la estación húmeda que durante el resto del año. El factor «precipitación» es, por tanto, fundamental en la dinámica kárstica actual.

Estos datos paleoclimáticos, regionales y locales, confirman una morfogénesis kárstica de la sierra del Endrinal, relacionada con periodos alternos de carácter bio-rexistásico:

- a) La formación de espeleotemas se vincula con episodios prolongados de actividad biostásica local, principalmente húmeda y tal vez templada o cálida, que se correlacionarían igualmente a nivel regional.
- b) Los episodios rexistásicos, de menor precipitación y de carácter torrencial, favorecerían una erosión mecánica, con arrastre de regolitos arcillosos en periodos cálidos y generación de gelifractos o termoclastos en períodos fríos. Estos sedimentos obturan el endokarst y regularizan el perfil de las laderas.
- c) Existe una estrecha relación entre biostasia y precipitación de espeleotemas (actividad química), y rexistasia y génesis/arrastre de detríticos (actividad mecánica). Esta alternancia estaría sujeta a cambios climáticos globales pero, también, a circunstancias climáticas regionales o locales. Estas últimas podrían superponerse a las anteriores, generando una fase principal muy marcada (en el caso de ser ambas coincidentes) o creando anomalías (en el caso de ser contrarias: biostasia vs. rexistasia).

Algo semejante comprobó Lhènaff (1977) en las zonas kársticas de la provincia de Málaga, donde las fases interglaciales son de karstificación bajo cubierta vegetal densa, generadoras de suelos rojos, y los periodos fríos son fases de activa ablación de las vertientes.

En este sentido, no debe olvidarse la historia climática del norte de Africa, gran inductora de las condiciones paleoclimáticas en el sur de la Península. Los datos hasta ahora disponibles (Rognon, 1987 y 1996) indican la existencia de periodos pluviales entre 125-70 ka BP y 40-25 ka BP, que guardan una cierta concordancia con las dataciones de la sierra del Endrinal.

La posición topográfica y geográfica de la sierra de Grazalema condiciona en la actualidad, y seguro en el pasado, el exceso de precipitaciones (2.500 mm/año, con el 83% de las lluvias en Noviembre-Febrero, y 63 % de infiltración en el Endrinal) que favorecen altas tasas de corrosión superficial y precipitación química en el endokarst.

En la actualidad el clima es húmedo y templado (teóricamente biostásico), con altas tasas de corrosión. El exokarst está deforestado, por lo que la cubierta edáfica ha sido erosionada (como sucede en etapas rexistásicas) y ha migrado por arroyada hacia las laderas y al endokarst. Los conductos subterráneos están superficialmente atascados por crioclastos heredados de épocas rexistásicas-frías pasadas y termoclastos reciente-actuales.

Esta situación biostásica-climática, superpuesta a la rexistásica-antrópica, genera una rápida migración de la zona de precipitación química (espeleotemas) y de sedimentos físicos (detríticos) hacia el endokarst, cuya consecuencia es el desmantelamiento mecánico y químico del exokarst, su rebajamiento topográfico y la obturación de los conductos subterráneos. En los valles marginales al karst se favorecen los depósitos de ladera y los aluviones en los lechos fluviales.

Las tres superficies erosivas cartografiadas (SA, SB y SC) se corresponden, por tanto, con fases cuaternarias de evolución del relieve, en las que las condiciones morfogenéticas fueron semejantes y donde se mantuvieron estables las condiciones bioclimáticas. Las crisis paleoambientales intermedias se relacionan con cambios bruscos en el medio, desmantelamiento de los regolitos previamente generados y exhumación de relieves resistentes, como las superficies erosivas y sus micro-mesomodelados acompañantes (dolinas, lapiaces, etc.).

Estas superficies son significativas de un rebajamiento y remodelación geoquímica del relieve en general, y no de un tipo de modelado en concreto, como serían las superficies o banquetas de criptocorrosión en la evolución de un polje. Aunque, es evidente, que algún porcentaje de las superficies cartografiadas en la sierra del Endrinal pudieran parcialmente haberlo sido.

El problema de la datación de los poljes y de sus fases evolutivas en las Béticas, es un tema aún pendiente en la bibliografía científica (Lhènaff, 1986b y Delannoy y Díaz del Olmo, 1986). El enfoque de este trabajo, en el que se trata de reconstruir cartográficamente la evolución conjunta espacio-temporal de un relieve kárstico, tal vez permita en el futuro abordar la problemática aquí expuesta.

## 7. Conclusiones

Las superficies erosivas cartografiadas (SA, SB y SC), en la plataforma de 1.400 m, son superficies basales de meteorización de génesis biotástica, posteriormente exhumadas, y están vinculadas a medios húmedos con cubierta forestal, que favorecieron la carbonatación bajo un exokarst cubierto. La actividad morfogenética cuaternaria ha rebajado y modificado el relieve exokárstico de la sierra pero, a grandes rasgos, ha sufrido pocas modificaciones; por lo que las formas mayores son de edad precuaternaria.

La relación entre espeleotemas y geomorfología nos indica que las superficies SA y SB perdurarían activas desde, al menos, 270 ka BP hasta hace unos 30 ka BP (Pleistoceno medio-superior), con un periodo álgido de carbonatación durante el estadio isotópico 5 y la parte final del estadio 6, entre 150-90 ka BP. El periodo rexitástico de encajamiento de la superficie SB en la SAAún no puede precisarse, pero es posible que coincida con el periodo comprendido entre 90-50 ka BP (estadio isotópico 4, cálido) que, además, es la fase principal de génesis de las dolinas en embudo y en pozo que se localizan en la superficie SA. El hundimiento de estas dolinas y la génesis de las que se localizan en las superficies SB y SC son de edad posterior (< 30 ka BP).

La superficie SC, de génesis posterior a 30 ka BP (Pleistoceno superior-Holoceno), es el resultado de una situación biotástica general, con interrupciones rexitásticas climáticas y antropogénica que han movido por arroyada y gravedad los materiales detríticos y regolitos generados en épocas previas. Los espeleotemas de esta última etapa no han sido muestreados, por estar aún en la zona vadosa del endokarst, y no han sido objeto de este estudio.

## Agradecimientos

Este trabajo no podría haberse realizado sin la inestimable ayuda de todos los compañeros de la Sociedad Espeleológica GEOS que, a lo largo de estos últimos cuatro años, han sacrificado su tiempo en beneficio de la investigación espeleológica, y con los que hemos compartido magníficos días de campo. De igual forma, queremos agradecer el apoyo económico prestado por el Plan Propio de la Universidad de Huelva, la S.E. Geos, la Federación Andaluza de Espeleología, la Presidencia del Gobierno de la Junta de Andalucía y la Diputación de Cádiz. No podemos olvidar la ayuda de los habitantes de la zona que, en todo momento, han demostrado su apoyo y colaboración incondicional.

## Referencias bibliográficas

- Alcaraz-Pelegriña, J.M. y Martínez-Aguirre, A.** (en prensa). Isotopic fractionation during dissolution of samples for dating of dirty calcites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Butzer, R.W.** (1975): Pleistocene littoral-sedimentary cycles for the Mediterranean Basin: A Mallorquin view. En: R.W. Butzer y Ll. Colynn (Eds.). *After the Australopithecines: Stratigraphy, ecology and culture changes in the Middle Pleistocene*, 25-65.
- Delannoy, J.J.** (1984): La Serranía de Grazalema. *Travaux de L'E.R.A., 282 du CNRS*, n° XIII, 1-54.
- Delannoy, J.J.** (1992): Les apports de la karstologie dans la définition morphogénique d'un massif montagnard méditerranéen (Exemple de la Sierra de las Nieves, Andalousie, Espagne). En: *Karst et évolutions climatiques. Hommage à J. Nicod*, 153-175. Presses Universitaires. Bordeaux.
- Delannoy, J.J. y Díaz del Olmo, F.** (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Mémoires*, 1, 54-70.
- Delannoy, J.J.; Guendon, J.L.; Quinif, Y. y Roiron, P.** (1993): Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Sierra de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54, 189-222.
- Díaz del Olmo, F. y Delannoy, J.J.** (1989): El karst en las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas. En: Durán, J.J. y López, J. (Eds.). *El karst en España*. Soc. Esp. Geomorfología, Monografía n° 4, 175-185.

- Durán, J.J.** (1989): Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En J.J. Durán y J. López Martínez, Eds. *El karst en España*, 243-256. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- Durán, J.J.** (1996): *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: Contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 409 p.
- Erhart, H.** (1956): *La genèse des sols en tant que phénomène géologique. (Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et Rhexistasie)*. Paris, Masson, Coll. Evolution des Sciences, 2ª ed., 90 p.
- Florschütz, F.; Menéndez Amor, J. y Wijmstra, T.A.** (1971): Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 10, 233-261.
- Gordon, D. y Smart, P.L.** (1994): Comments on «Speleothems, Travertines and Paleoclimates» by G.J. Henning, E. Grün y K. Brunnacker. *Quaternary Research*, 22, 144-147.
- Henning, G.J.; Grün, R. y Brunnacker, K.** (1983): Speleothems, Travertines and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.
- Lhènaff, R.** (1977): *Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris, 713 p.
- Lhènaff, R.** (1986a): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia Mémoires*, 1, 5-24.
- Lhènaff, R.** (1986b): Les grandes poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karstologia Mémoires*, 1, 101-112.
- Maire, R.** (1990): La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, 3, 73 pp.
- Martín Algarra, A.** (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 pp.
- Menéndez Amor, J. y Florschütz, F.** (1963): Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sección Geología)*, 3, 62, 251-255.
- Moreno Serrano, F.; García Dueñas, V.; Campos, J.; García Rosell, L.; Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C.** (1990): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 1.050 (Ubrique)*. Instituto Tecnológico y Geominero de España, 55 p., Madrid.
- Rodríguez Vidal, J.; Alvarez, G.; Cáceres, L.M.; Martínez Aguirre, A. y Alcaraz, J.M.** (1998): Evidencias morfogénicas cuaternarias en el karst de la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz). *Geogaceta*, 24, 267-270.
- Rognon, P.** (1987): Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 58, 11-34.
- Rognon, P.** (1996): Climatic change in the African deserts between 130,000 and 10,000 y BP. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, sér. Ila, 549-561.
- Ruíz Bustos, A.** (1997): Características biostratigráficas y paleoecológicas que implican los mamíferos cuaternarios en las cuencas de la Cordillera Bética. En: Rodríguez Vidal, J. (Ed.). *Cuaternario Ibérico*, 283-296, AEQUA, Huelva.
- Schwarcz, H.P. y Latham, A.G.** (1989): Dirty calcites. 1. Uranium-series dating of contaminated calcite using leachates alone. *Chemical Geology*, 80, 35-43.
- Sesé, C.** (1994): Paleoclimatical interpretation of the Quaternary small mammals of Spain. *Geobios*, 27 (6), 753-767.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D.** (1973): Oxygen isotope and palaeoclimatic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Williams, O.F.; Thunell, R.C.; Tappa, E.; Río, D. and Rafi, I.** (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 64, 221-240.

Recibido el 9 de Noviembre de 1998

Aceptado el 2 de Febrero de 1999