

Morfología kárstica del sector oriental del Prebético andaluz

Begoña López Limia y Francisco López Bermúdez ⁽¹⁾

RESUMEN

El Prebético, unidad morfoestructural externa de la Cordillera Bética, está constituido predominantemente por litologías aptas para la karstificación. El proceso se halla favorecido por una densa red de fracturas. Este soporte, bajo condiciones climáticas frías y húmedas propias de algunos momentos del Cuaternario, ofreció cualidades óptimas para la génesis de unos paisajes con amplia gama de formas de absorción exokársticas y notables surgencias, origen de importantes ríos como el Guadalquivir y Segura.

Palabras clave: Prebético, Karst, Polje, Dolina, Endokarst

ABSTRACT

The Prebetic, outside morphoestructural unit of the Betic Range, is constituted, mainly, by apt litologies to karstification; being the process favoured by fractures. This support, under cold and wet climatic conditions of the Quaternary, offered optimal fitnesses for the genesis of some landscapes with broad gamut of exokarstics absorption forms and noteworthy watersprings, source of important rivers like Guadalquivir and Segura.

Key words: Prebetic, Karst, Doline, Polje, Endokarst

INTRODUCCIÓN

La zona más externa de las Cordilleras Béticas, el Prebético, forma un arco montañoso de dirección general OSO-ENE, extendiéndose desde Martos (Jaén) al Cabo de la Nao (Alicante). Hacia el SO la zona prebética se hunde bajo los materiales neógenos de la depresión del Guadalquivir, limitando con la cobertera tabular de la Meseta al oeste. El contacto meridional está definido por el cabalgamiento subbético, mientras que hacia el NE limita con la Cordillera Ibérica.

Este amplio conjunto montañoso presenta una gran diversidad paisajística, fruto tanto de las características morfoestructurales como de la propia evolución geomorfológica. La acción de los numerosos cursos epigeos que tienen su nacimiento en este área compartimentan el dominio Prebético andaluz en distintas unidades, agrupadas en las denominadas Sierras de Cazorla, el Pozo y Segura (Fig. 1), dispuestas en bandas paralelas de dirección SO-NE, separadas por los profundos valles de los ríos Guadalquivir, Castril, Segura, Madera, Zumeta y Tus.

Hacia el norte, se localiza el Calar del Mundo, extensa plataforma con una altitud máxima de 1.649 m. Separados del Calar del Mundo por el valle del Tus, se extienden los calares del Espino, la Sima y el Cobo, culminando en reducidas plataformas a 1.700 m de altitud, flanqueados al oeste por el anticlinal del río Madera, y hacia el este por el río Segura.

Este sector da paso a las unidades más meridionales, dominadas por las elevaciones de la Sierra de Guillimona (2.058 m) y el vértice Banderillas (1.993 m). Exceptuando estos puntos culminantes, este área, en la cual tienen su nacimientos los ríos Segura y Zumeta, se extiende a una altitud media de 1.700 m, con desniveles poco pronunciados.

Los relieves disimétricos de las Sierras de la Cabrilla, Empanadas, Buitre y Seca, individualizan la cuenca del río Castril, constituyendo el extremo más meridional de este conjunto montañoso. Con altitudes que sobrepasan los 2.000 m en todas las unidades, el relieve vuelve a presentar en este sector una gran energía, con un desarrollo importante de la red de drenaje.

El extremo occidental del Prebético presenta dos sectores caracterizados por la incidencia de los procesos kársticos en el desarrollo del modelado: al norte, próximo al embalse del Tranco, una extensa área dominada por el pico del Banquillo (1.830 m); al sur, el río Guadalentín separa las unidades de Loma de la Mesa, Risco del Madrigal y Cañada del Postero, cuyas cumbres a 1.700 m repiten la superficie de erosión y la topografía aplanada de otros sectores.

CONDICIONES BIOCLIMÁTICAS

El dominio Prebético andaluz se halla, en la actualidad, bajo condiciones morfo y bioclimáticas de montaña mediterránea, donde altitud, orientación y continen-

⁽¹⁾ Departamento de Geografía Física. Universidad de Murcia. Campus de la Merced, 30001-Murcia.

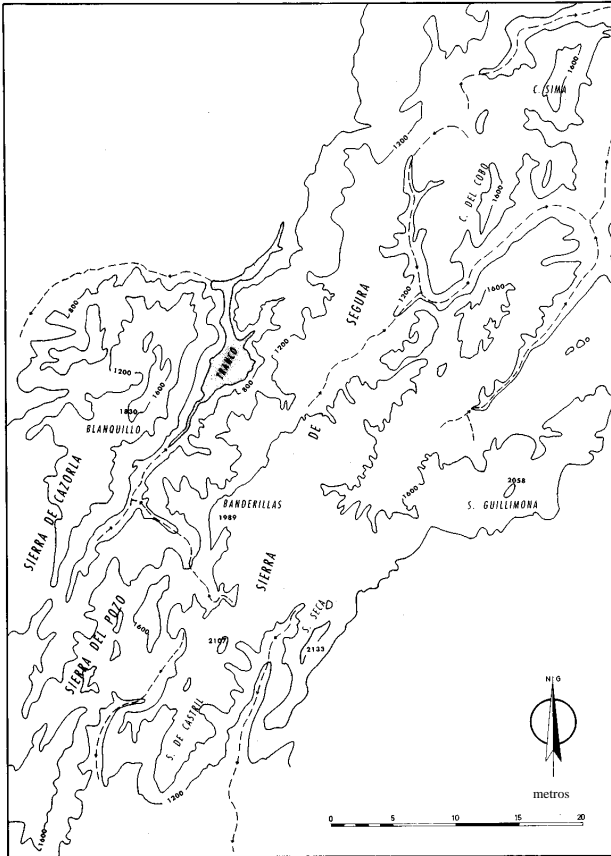


Fig. 1.- Esquema topográfico de las Sierras de Cazorla, Segura y el Pozo.

talidad, definen un mosaico de microclimas que intervienen de modo muy variado en los procesos de disolución y karstificación.

En líneas generales, las precipitaciones disminuyen de oeste a este. En la Sierra de Cazorla se registran valores medios anuales que superan los 1.300 mm, como consecuencia de su orientación orográfica respecto a las influencias atlánticas. La Sierra de Segura, en el extremo oriental, registra un importante descenso pluviométrico, con un promedio anual de 639 mm.

La regularidad en la distribución de las precipitaciones a lo largo del año y el déficit hídrico estival, definen los rasgos básicos de las precipitaciones en este área, con una media que supera los 80 días de lluvia al año.

Los datos climáticos ponen de manifiesto la existencia de un sistema morfoclimático templado-húmedo pluvio-nival, circunscrito a este conjunto montañoso, con temperaturas medias de 9°C, observándose una disminución hacia el oeste.

La rigurosidad del invierno, con más de 110 días con temperaturas inferiores a 0°C, determina la presencia, a partir de 1.200 m, de precipitaciones en forma de

nieve, con un promedio de 30 días al año y una permanencia mínima de 40 días en las partes culminantes de la Sierra de Cazorla.

Bajo estas condiciones climáticas se ha desarrollado una cubierta bio-edafológica caracterizada por el *Quercus ilex* (encina), el *Quercus lusitanica* (quejigo), el arce (*Acer campestre*) y el tejo (*Taxus baccata*). En la actualidad el pinar de repoblación (*P. pinea*, *P. clusiana*, *P. halepensis*), se extiende por amplios sectores. Fuera de estas áreas la vegetación es predominantemente un matorral de carácter xerófilo, asociado a la presencia de litosuelos o a los depósitos de arcilla de descalcificación que tapizan los fondos de las depresiones kársticas.

EL CONTEXTO MORFOESTRUCTURAL

La zona Prebética, constituida por materiales mesozoicos y terciarios no metamórficos, se subdivide, en función de sus características estratigráficas y tectónicas, en dominios paleogeográficos diferenciados (López Garrido, 1971; Dabrio, 1973; Jerez Mir, 1973; García Hernández y López Garrido, 1979; Rodríguez Estrella, 1979).

La Sierra de Cazorla, incluida en el Prebético Externo, cuyo límite se establece en el afloramiento triásico del Tranco de Beas, presenta un predominio de afloramientos jurásicos, mientras que en el Prebético Interno (Sierras de Segura y el Pozo), los términos cretácicos son los más representativos.

La serie jurásica, homogénea en todo el ámbito Prebético desde el Lías al Kimmeridgense inferior, se inicia con un depósito de dolomías y arcillas, reposando sobre los materiales evaporíticos y carbonatados del Triás. Sobre este conjunto se desarrollan 20 m de dolomías y/o calizas del Dogger, y 10 m de calizas nodulosas del Oxfordiense.

El Kimmeridgense inferior presenta facies de margocalizas y margas (60 m en la Sierra de Cazorla; 80 m en el sector de Orcera; 30 m en Pontones), sobre la que reposan, en la Sierra de Cazorla, una formación dolomítica (20 m).

Los términos superiores del Jurásico, ausentes en el Prebético Externo, presentan calizas micríticas en el sector de Yetas, y calizas y margas (5 m) en el área de Navalperal. Los términos del Barremiense-Aptiense inferior, que reposan en discordancia sobre los materiales del Jurásico terminal en la Sierra de Cazorla, están constituidos por una alternancia de calizas, arenas y arcillas, con potencias que alcanzan los 50 m.

Se sucede un nuevo episodio homogéneo en todo el Prebético, constituido fundamentalmente por materiales

detríticos de facies Utrillas (Aptense superior-Albense), que supone un claro nivel de base en la karstificación del Cretácico superior, aflorando en numerosos puntos de la Sierra de Segura (calares del Cobo y el Espino, al pie del Banderillas, etc).

Los términos superiores del Cretácico presentan facies muy karstificables, sobre todo el conjunto dolomítico del Cenomaniense-Turonense, con potencias de 100 m en el Calar del Cobo y 300 m en el Banderillas, distinguiéndose hasta tres tramos según los sectores.

El Senonense, ampliamente representado en el Prebético Interno, está constituido por un conjunto fundamentalmente carbonatado que alcanza potencias de 60 m en el sector meridional de la Sierra de Segura, y más de 200 m en la Risca Buitreras, con un nivel de margocalizas y margas que separa el Senonense inferior y superior (40 m en Guillimona; 25 m en el Banderillas y Pinar Negro).

Los afloramientos terciarios y su relación con el Cretácico superior presentan amplias variaciones en todo el Prebético andaluz. En el sector de los calares del Cobo, el Espino y sur del Calar del Mundo, un nivel de conglomerados de cuarcita y arcillas rojas (Neógeno) se superpone a los términos del Senonense inferior, coronando esta serie un tramo de areniscas calcáreas bioclásticas (5 m Calar del Espino, 70 m Calar del Cobo, ausente en el Calar del Mundo).

En la Sierra de Guillimona la serie terciaria se inicia con un nivel de calizas, frecuentemente arenosas, que hacia el SE pasa a margas y margocalizas (Eoceno), sobre el que reposan los materiales miocénicos: calizas bioclásticas, arenas y limos, calizas bioclásticas, calizas y margocalizas.

Un nivel de arenas, limos y arcillas rojas se superpone a las calizas del Maestrichtense en el Calar de la Sima, con un paquete de calizas masivas que lo corona.

De todas las facies representadas en esta zona de las Cordilleras Béticas, varias son las que presentan una

mejor aptitud para la karstificación, cuyas características se resumen en la tabla I.

Las diferencias estratigráficas entre el Prebético Externo e Interno, puestas de manifiesto por numerosos autores, se establecen también a nivel de características estructurales, influyendo decisivamente en la ubicación y evolución de las formas del modelado kárstico.

La tectónica de escamas vergentes hacia el oeste, define el sector más occidental de la Sierra de Cazorla, disminuyendo este apilamiento hacia el este. La mayor potencia de las series en el Prebético Interno va a determinar un cambio en el estilo tectónico, dominando los grandes pliegues (sinclinales de los calares del Mundo, Cobo, Espino; anticlinales del río Madera, Sierra Seca y Sierra de Castril), con escaso buzamiento de sus flancos.

LAS GRANDES DEPRESIONES KÁRSTICAS DEL PREBÉTICO ANDALUZ

La génesis y desarrollo de las grandes depresiones en el Prebético andaluz presenta algunos rasgos singulares, tanto morfológicos como evolutivos.

Los condicionantes litológicos en unos casos (calares del Cobo y el Espino), y las características estructurales en otros (Fuente del Tejo), condicionan una evolución geomorfológica de las depresiones hacia formas distintas de los poljes kársticos.

Asociados fundamentalmente a la presencia de fracturas son, en la actualidad, poljes abiertos como consecuencia de la captura realizada por la red de drenaje que evacúa las aguas epígeas.

Existen pocos testimonios de las diferentes fases de evolución de estas formas del modelado kárstico. La presencia de dolinas en el fondo de estas amplias depresiones y la existencia de zonas con una potencia de sedimentos escasa, indican la desconexión actual de las depresiones con la hidrogeología actual.

PISO	LITOLÓGÍA	POTENCIA (m)	% CO ₃ Ca	ESTRATIFICACIÓN	APTITUD
Cenomanense-Turonense	Dolomías	300	98,7	masivas	muy grande
Senonense superior	Calizas	40	-	estratificadas	grande
Eoceno	Calizas	60	90	estratificadas	grande
Mioceno superior	Calizas bioclásticas	50	-	estratificadas	grande

Tabla I.- Aptitud para la karstificación de los materiales prebéticos.

El polje de la Laguna

El polje de la Laguna, situado en el extremo suroeste del Calar del Mundo, presenta una longitud de 1,7 km y una anchura media de 400 m. Se ha originado a favor de una falla de distensión que lo delimita por el flanco occidental, con una disposición paralela a la dirección del sinclinorio (SO-NE) que define este macizo, afectando a los términos carbonatados del Cenomanense y Senonense.

El fondo del polje (1.300 m) es irregular, presentando un nivel inferior de aplanamiento donde se localiza una laguna permanente y un área inundada temporalmente. Este nivel se halla diseccionado, en la actualidad, por un pequeño cauce seco, responsable de la evacuación de las aguas hacia el ponor del polje, ubicado en el extremo oriental de esta llanura de inundación.

Hacia el N-NE, la morfología del polje varía claramente. La presencia de un arroyo que lo atraviesa transversalmente ha puesto en contacto la zona del nivel de inundación con una uvala de formas irregulares, en la que se reconocen los umbrales de las dolinas originarias.

Existe una clara disimetría entre el flanco occidental de la depresión, abrupto y rectilíneo, y el flanco oriental, donde la red fluvial ha dado lugar a numerosas digitaciones, determinadas tanto por las variaciones litológicas como estructurales.

En el fondo del polje se ha localizado una superficie cubierta por cantos de cuarcita redondeados, con matriz arcillosa que, según López Garrido (1971) correspondería al tramo inferior del Neógeno. La existencia de una fase de plegamiento posterior al cretácico superior seguida de una etapa erosiva importante, puesta de manifiesto por diversos autores (López Garrido, 1971; Dabrio, 1973), apunta a una génesis de la depresión anterior a la fase de plegamiento general del Prebético.

Los poljes de Cañada Cruz y Mariasnal

En la cabecera del nacimiento del río Segura se desarrollan los pequeños poljes de Cañada Cruz y Mariasnal, a 1.650 m de altitud.

El polje de Cañada Cruz se ha originado a favor de una falla normal (N 35-40°E), que pone en contacto las calizas del Senonense superior con materiales carbonatados del Cretácico. Presenta un fondo plano, tapizado en su flanco oriental por un sistema de conos detríticos, recorrido por un arroyo que los disecciona de SE a NO, abriéndolo hacia el río Segura. Sin embargo, la captura del polje no ha afectado a su funcionamiento hidrogeológico.

En períodos de lluvia o fusión de nieve, el fondo de

la depresión se inunda temporalmente, ocupando la lámina de agua hasta tres hectáreas (Fig. 2), coincidiendo con un aumento en el caudal de la surgencia del río Segura, situada a 1.470 m de altitud.

La existencia de la fuente de las Palomas, en el extremo meridional del polje, a 60 m sobre el nivel del fondo actual, aprovechando la existencia de una falla, supone el otro aporte principal de aguas hacia la zona de inundación de la cuenca kárstica.

Hacia el norte se localiza el polje del Mariasnal, desarrollado a favor del mismo accidente tectónico que dio lugar al polje de Cañada Cruz, poniendo en contacto los materiales carbonatados del Cretácico con las calizas del Eoceno en el extremo más meridional, mientras que hacia el norte son las areniscas del Mioceno medio y las calizas del Paleoceno, los términos en contacto.

La digitación producida por el arroyo de Hoya Maranza, que lo atraviesa en sentido transversal, permite observar la existencia de un nivel superior en el extremo septentrional, actualmente erosionado por una densa red de cauces.

La presencia de otras depresiones de reducidas dimensiones a una cota similar a la de estos dos poljes, hace pensar en la existencia de un primitivo nivel de base local en este sector, que favoreció la evolución kárstica de estas depresiones.

LOS POLJES DE LA SIERRA DE GUILLIMONA

En la Sierra de Guillimona (Fig. 3), caracterizada por una estructura de plegamiento relativamente suave, se localiza uno de los pocos ejemplos de polje sinclinal del Prebético andaluz. El llamado polje de los Pastores, a una altitud de 1.680 m, se asienta en una estructura sinclinal, con una longitud de 4 km y una anchura media de 200 m (Romero Díaz, 1985).

El funcionamiento de esta depresión se asemeja al



Fig. 2.- Polje de Cañada Cruz parcialmente inundado



Fig. 3.- Esquema morfológico de la Sierra de Guillamona (tomado de Romero Díaz, 1985).

del polje de Cañada Cruz, con un área inundada temporalmente en la que no se reconoce la presencia de ponors que sirvan de drenaje interno. En la actualidad, el polje ha sido capturado por sus bordes N y S.

En el sector oriental de este macizo se ubica el polje de Nablanca, con una longitud próxima a los 3 km y una anchura media de 300 m (Romero Díaz, 1985).

Se ha originado a favor de una falla normal de dirección N-S que lo flanquea por el oeste, en el contacto entre las calizas del Eoceno y las calizas bioclásticas del Mioceno inferior, existiendo un afloramiento meridional de materiales detríticos (arenas y margas) de edad oligocena.

La conjunción de otra falla normal (SO-NE) en el extremo meridional prolonga el polje en esta dirección, dando lugar a un contorno irregular en forma de V. El fondo del polje presenta una superficie subhorizontal salpicado de hums afectados por lapiaces, encontrándose en estas zonas varios ponors que actualmente quedan colgados respecto al nivel de base principal. La presencia de aluviones y arcillas lacustres en el fondo atestiguan la inundación temporal que ha sufrido el polje, en la actualidad seco.

POLJES KÁRSTICOS ABIERTOS Y UVALAS

La morfología kárstica del conjunto constituido por los calares del Espino y el Cobo está determinada fundamentalmente por sus características morfoestructurales.

Constituyen relieves invertidos, siendo las estructuras sinclinales las que ocupan los relieves más fuertes, con cotas que superan los 1.700 m.

Las zonas culminantes de estos relieves, formadas por el núcleo de los sinclinales, definen una topografía amesetada que va a condicionar el desarrollo del modelo exokárstico.

Sobre el conjunto carbonatado del Cretácico superior reposa discordantemente un conglomerado de cantos de cuarcita y matriz arcillosa roja, seguido de un tramo de areniscas calcáreas bioclásticas con un contenido en carbonatos que oscila entre el 60 y 80%.

En el Calar del Cobo, la depresión central, separada del sector septentrional por una falla de dirección SE-NO, está ocupada por un sistema de uvalas de contornos muy regulares, con escasos afloramientos rocosos. La depresión principal, alargada según el sentido del núcleo sinclinal, desagua a través de un poner que da acceso a una sima de 76 m de profundidad. Una sucesión de pozos desarrollados a favor de diaclasas, pone en contacto este conjunto miocénico con los materiales carbonatados del Senonense. Esta sima está en conexión con el arroyo de las Gorgollitas que nace, de manera difusa, en la ladera oriental del Calar.

El Calar del Espino conforma una depresión cerrada en cuyo fondo se reconocen los contornos de dolinas en artesa, de bordes suaves y cubiertos por sedimentos, fruto de la karstificación de las areniscas (5 m de potencia), apareciendo en su fondo cantos rodados de cuarcita.

Separado de este sector por el arroyo de la Fuente del Tejo, se ubica otra estructura sinclinal cerrada a 1.600 m, cuyo núcleo, constituido por calizas del Senonense, ha sido desfondado por un pequeño campo de dolinas en embudo.

En la Sierra del Pozo se localizan algunas grandes depresiones conocidas con el nombre popular de "navas", cuya génesis es diversa. En algunos casos (Nava del Espino) constituyen grandes uvalas de fondo irregular desarrolladas en las dolomías del Cenomanense. Navahonda o la Nava Alta son ejemplos de depresiones kársticas abiertas, con drenaje subaéreo, en las cuales no se ha llegado a desarrollar el fondo plano característico de los poljes.

Solo la Nava de San Pedro es un polje drenado por los arroyos de la Rambla y de la Garganta, en cuyo fondo se observan dos claros niveles superiores de aplanamiento, uno a escasos metros del fondo actual y otro colgado a más de 40 m en el sector NE, que indicarían fases sucesivas de evolución de la depresión.

EL PROCESO DE DOLINIZACIÓN

Desarrollados a partir de condiciones morfoestructurales favorables a su génesis, los campos de dolinas son el elemento más representativo de los paisajes kársticos del Prebético andaluz (López Limia, 1986, 1987; López Bermúdez y López Limia, 1989).

Aunque existen dolinas prácticamente en los principales macizos del Prebético, las agrupaciones de mayor densidad están ligadas a estructuras de pliegues suaves. Así, en la Sierra de Segura, se distinguen de norte a sur los sectores de:

- el Calar de la Sima, amplio sinclinal que culmina a 1.700 m. La dolinización ha afectado a los depósitos de calizas masivas del Aquitaniense-Burdigaliense, con un nivel de base representado por las arenas, limos y arcillas rojas del Aquitaniense inferior.

- el conjunto Risca Buitreras-Cerro de los Cocones-Alto de los Palancares; se extiende a lo largo de 19 km², con una altitud media de 1.600 m. El campo de dolinas se halla instalado en las dolomías del Turonense.

- en la Sierra de Guillimona el relieve va ascendiendo, de forma gradual, hasta los 2.064 m, apareciendo formas amesetadas a distintas altitudes. La mayor densidad de dolinas está asociada a las calizas del ecoceno y las calizas bioclásticas del Mioceno medio.

- la extremidad más meridional del gran sinclinal del Calar del Mundo, con una altitud media de 1.500 m y escasos desniveles, presenta algunas agrupaciones de dolinas, instalados en los materiales carbonatados del Cretácico superior.

- el área donde la dolinización alcanza su máximo desarrollo se extiende en el extremo meridional de la Sierra de Segura, con más de 99 km² de extensión (Fig. 4). Participando de las características estructurales que definen el Prebético Interno esta zona, con una altitud media de 1.700 m, presenta una sucesión de sinclinales y anticlinales con buzamientos débiles y una topografía ondulada de escasos desniveles.

Las dolomías del Cenomanense-Turonense y las calizas del Senonense son las litologías donde se establece este importante exokarst.

La ubicación de los campos de dolinas sobre litologías diversas, indican una ausencia de correlación entre este factor y la distribución espacial de dichas formas. La presencia de dolinas a partir de los 1.400 m, con un valor máximo de frecuencia en torno a los 1.600 m, está ligada fundamentalmente a la presencia de superficies de erosión post-tortonenses en la Sierra de Segura (Foucault, 1971; Lhénaff, 1986). Esta asociación del proceso de dolinización con las superficies de erosión es extensiva a otros puntos de las Cordilleras Béticas. En Sierra Gorda, con una densidad de dolinas de 7,9, estas formas se instalan en una superficie de erosión mio-pliocena (Pezzi, 1977) favoreciendo, indudablemente, la concentración del drenaje y su escasa circulación.

La disolución es el proceso esencial en la génesis de las dolinas del Prebético andaluz. Procesos de hundimiento o subsidencia son escasos en todo el dominio, con ejemplos aislados en las Sierras de Guillimona y Banderillas.

Si la topografía es el factor que controla la localización de los campos de dolinas, la fracturación ejerce el papel esencial en su distribución y evolución geomorfológica. El análisis de los ejes de estas depresiones y su relación con distintos elementos tectónicos, ponen de manifiesto:

a) un claro control estructural en la génesis de estas depresiones, dando lugar a alineaciones de dolinas según las direcciones principales de fracturación.

b) el estudio de esta relación en los diversos macizos del Prebético demuestra una dirección predominante (N 20-40°E) que se corresponde con un sistema de fallas normales descritas en distintos sectores del Prebético y paralelas a los pliegues. Es el caso de las alineaciones en el área de Pinar Negro, Calar de la Sima, Sierra de la Cabrilla o Calar del Cobo.

EL ENDOKARST

La presencia de un exokarst ampliamente desarrollado, así como las numerosas surgencias kársticas existentes en el dominio Prebético andaluz, que han dado



Fig. 4. - Campo de dolinas en la Sierra de Segura.

lugar a importantes ríos como el Guadalquivir y Segura, contrasta con el escaso desarrollo del endokarst. Exceptuando la sima de D. Fernando, en Castril (Granada) y el complejo de los Chorros del Mundo, fuera ya del ámbito andaluz, las cavidades exploradas no traducen el grado de evolución de estos macizos kársticos.

En determinados sectores (norte de la Sierra de Cazorla) la estructura en escamas con frecuentes alternancias de términos detríticos y carbonatados, sería un obstáculo para el desarrollo de sistemas kársticos evolucionados. Es el caso también de los términos correspondientes al Senonense, con frecuentes intercalaciones de materiales detríticos.

Sin embargo, el problema se plantea fundamentalmente en los paisajes kársticos asociados a las dolomías del Cenomanense, con más de 200 m de potencia. Un estudio minucioso de las características tectónicas y neotectónicas podría poner en evidencia las causas de este hecho, extensible, por otra parte, a diversos sectores de las Cordilleras Béticas.

Más de 120 cavidades han sido exploradas en el conjunto del Prebético andaluz, fundamentalmente en los macizos que conforman la Sierra de Segura. De ellas, 5 pueden considerarse surgentes con actividad hídrica, 20 son cavidades con desarrollo subhorizontal y el resto corresponden a sumideros, simas y cavidades descendentes ubicadas en la zona de absorción o recarga del karst.

Las cavidades surgentes exploradas drenan los materiales carbonatados del Cretácico superior, en contacto con el impermeable de base, constituido por la facies Utrillas del Albense o por los materiales margosos del Helveciense, como es el caso del nacimiento del río Segura. Esta surgencia, un sifón del cual han sido explorados 320 m (GE Standard, 1979-80), parece terminar en una sala, realizándose la alimentación a través de grietas y conductos impenetrables, lo que explicaría el funcionamiento hidrogeológico del polje de Cañada Cruz.

Las simas y sumideros son de dimensiones reducidas, agrupándose los mayores porcentajes en el intervalo 1-20 m de profundidad, mientras que tan solo 4 simas superan los 100 m (Pinar Negro, 155 m; D. Fernando, 205 m; Carrascalejo, 108 m; Sima Manolo, 120 m) (Fig. 5).

Su distribución altimétrica traduce, igualmente, la localización de las áreas con un importante desarrollo exokárstico: 1.400-1.500 m, en el sur del Calar del Mundo; 1.600-1.700 m, en la Risca Buitreras y campos de Hernán Pelea; 1.700-1.800 m, en Pinar Negro, Sierras de Empanadas y Castril.

La morfología de estas cavidades, con frecuentes chimeneas de equilibrio, husos y algunas galerías subhorizontales, con un claro control estructural, refleja la importancia de la disolución en la evolución geomorfológica de las mismas, existiendo pocos ejemplos de simas tectónicas. Ligadas fundamentalmente a los fondos de las depresiones, se distinguen las pérdidas directas con una alimentación hídrica continua; y husos abiertos al exterior, frecuentemente como consecuencia de hundimientos puntuales de pequeñas bóvedas y subsidencias, lo que apunta hacia un desarrollo exokárstico mayor que el apreciado a través de las exploraciones espeleológicas.

Las cavidades consideradas se han desarrollado en

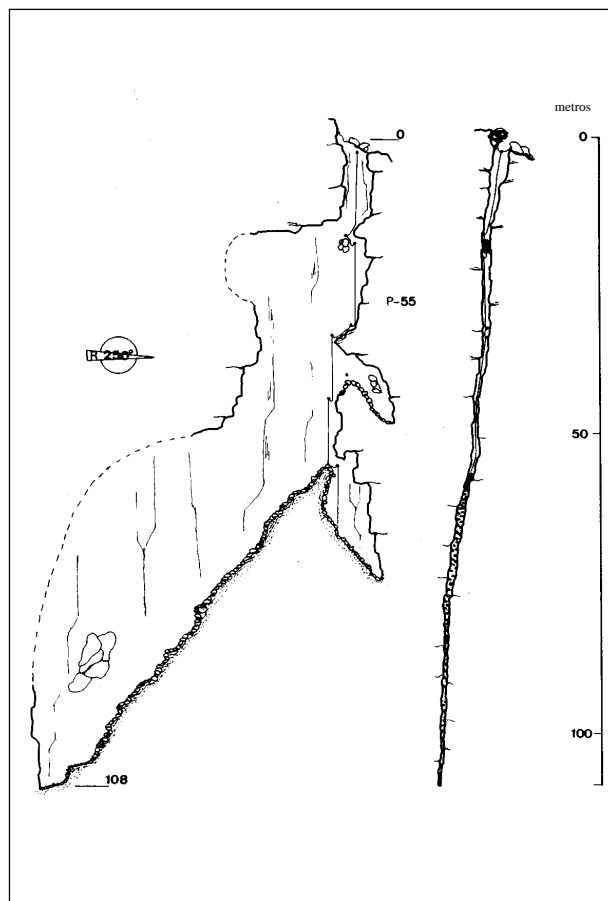


Fig. 5. - Sima Carrascalejo, en el Cerro de los Cocones (tomado de Centro Excursionista de Cartagena, 1986).

los materiales carbonatados del Cretácico superior, que en el Prebético interno constituye el acuífero más importante; así como en las calizas bioclásticas miocénicas sobre arenas, limos y margas de la misma edad. Sobre materiales jurásicos, dos son los términos más afectados por la karstificación: los conjuntos dolomíticos del Jurásico inferior sobre Trías, y Jurásico superior sobre margas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración en la recopilación de los datos espeleológicos a J. Ruíz de Almirón y C. Vera del Club Cuatro Picos de Cartagena, así como a J.M. González Ríos.

REFERENCIAS

CENTRO EXCURSIONISTA DE CARTAGENA (1986): Cavidades en la cuenca alta del río Segura (Provincias de Jaen y Albacete). *Lapiaz*, 15. Valencia.

DABRIO, C.J. (1973): *Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 28. 388 p.

FOUCAULT, A. (1971): *Stude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et Granade, Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral. Faculté Sciences, Paris.

GARCÍA HERNÁNDEZ, M. y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1979):

Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas (itinerarios sierras de Cazorla y Segura). Universidad de Granada. 77 p.

GE STANDARD (1979-1980): *Exploraciones en el nacimiento del río Segura*. Madrid. (inédito).

JEREZ MIR, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

LHÉNAFF, R. (1986): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. En *Karst et Cavités d'Andalousie. Karstologia memoires*, 1, 5-24.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y LÓPEZ LIMIA, B. (1989): Geomorfología del Karst Prebético (Cordilleras Béticas). En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4. 187-200. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971): *Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaen*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 317 p.

LÓPEZ LIMIA, B. (1986): Dos campos de dolinas en la Sierra de Segura, ensayo de distribución espacial. *Actas Congreso Internacional de Espeleología*. Madrid.

LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura-Jaen). *Lapiaz*, Monografía II. 55 p.

PEZZI, M.C. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 2. 287 p.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1979): *Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Provincia de Albacete)*. Memorias, 97. IGME, Madrid. 544 p.

ROMERO DÍAZ, M. A. (1985): El karst de Sierra Guillimona (Cordilleras Béticas). *Papeles de Geografía*, 10, 5-19. Murcia.