

GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA DE LAS CUENCAS DE GALLOCANTA Y JILOCA (PROVINCIA DE TERUEL)



Francisco Javier Gracia Prieto y Francisco Gutiérrez Santolalla

GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA DE LAS CUENCAS DE GALLOCANTA Y JILOCA (PROVINCIA DE TERUEL)*

*Francisco Javier Gracia Prieto**
y Francisco Gutiérrez Santolalla****

RESUMEN

En el presente trabajo se realiza un estudio fotogeomorfológico y de campo de las formas kársticas presentes en las depresiones de Gallocanta y Jiloca. Se han diferenciado distintas formas de karst superficial, como lapiaces y dolinas. Se presenta la depresión de Gallocanta como un polje elaborado a lo largo del Plioceno superior-Pleistoceno y abortado como consecuencia de haber alcanzado en su profundización el nivel impermeable de arcillas y yesos del Triásico superior. Durante el Pleistoceno se desarrolló un depósito travertínico en el fondo del valle del Jiloca, probablemente relacionado con la evolución de dicho polje. También se han reconocido otras formas, tanto exokársticas (cañones, valles ciegos, etc.) como endokársticas (sumideros, grutas), estas últimas de muy débil o nula actividad actual. Las implicaciones ambientales del presente estudio están relacionadas fundamentalmente con los posibles impactos derivados del vertido de contaminantes, que pueden afectar a los sistemas hidrogeológicos kársticos de la zona.

Palabras clave: geomorfología kárstica, polje, Cuaternario, Cordillera Ibérica.

* Resumen del trabajo realizado mediante una ayuda concedida por el Instituto de Estudios Turolenses en su XV Concurso de Ayudas a la Investigación celebrado en 1997.

** Dpto. de Geología. Fac. Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz).

*** Dpto. de Ciencias de la Tierra. Fac. de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

Karst geomorphology of Gallocanta and Jiloca depressions (Province of Teruel).

The present work deals with the photogeomorphological and field study of the karstic landforms developed in the Gallocanta and Jiloca depressions. Several surficial karst landforms have been identified, such as karren and dolines. The Gallocanta Depression is presented as a polje developed throughout the Upper Pliocene-Pleistocene. Its evolution was interrupted when the deepening of the bottom reached an Upper Triassic impermeable clay and gypsum formation which constitutes the Gallocanta Lake substratum. During the Pleistocene a tufa deposit was formed in the Jiloca Valley, probably related to the evolution of the Gallocanta polje. Other landforms, both exokarstic (canyons, blind valleys, etc.) and endokarstic (sinks, caves) have also been recognized, the latter having a scarce or negligible current activity. The environmental implications of the present study are mainly related to possible impacts derived from dumping of residues, which can pollute the karstic hidrogeological system of the area.

Key words: karst geomorphology, polje, Quaternary, Iberian Range.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Ibérica presenta abundantes y extensas áreas sometidas a procesos kársticos, en las que proliferan formas muy variadas, desde los campos de dolinas, campos de lapiaces, o incluso extensos poljes, tanto activos en la actualidad como inactivos y heredados de otras épocas con condiciones paleoambientales más favorables (GUTIÉRREZ *et al.*, 1982; PEÑA *et al.*, 1984; LOZANO, 1988a; GUTIÉRREZ y PEÑA, 1989; PEÑA *et al.*, 1991 y 1996; GRACIA *et al.*, 1996b). El presente estudio se centra en las cuencas de Gallocanta y Jiloca, localizadas en el sector central de la cordillera (fig. 1). De ellas existe un cierto número de estudios geomorfológicos regionales previos (DANTÍN CEREDA, 1941; SOLÉ y RIBA, 1952; YETANO, 1980; MOISSENET, 1980; GUTIÉRREZ *et al.*, 1983; GRACIA *et al.*, 1988 y GRACIA, 1990 y 1995), en los que se estudian cuestiones tales como las superficies de erosión, la neotectónica (fig. 2) o los aspectos ambientales. No obstante, los procesos y las formas kársticas existentes en ellas apenas han recibido una atención preferente, existiendo tan sólo trabajos puntuales (GRACIA, 1987 y 1991).

La cuenca de Gallocanta constituye la mayor depresión lacustre de la cordillera, siendo una de las áreas de mayor interés ambiental y ecológico de toda la región aragonesa (BALLARÍN, 1986; SUÁREZ *et al.*, 1991). Por otro lado, la depresión del Jiloca constituye un corredor natural en dirección norte-sur, de especial relevancia tanto por su desarrollo agrícola y ganadero como por ser una vía prioritaria de comunicaciones dentro de la provincia de Teruel. Ambas depresiones han sido caracterizadas como fosas tectónicas, cuya evolución tecto-sedimentaria y geomorfológica cuaternaria ha sido rápida y compleja (GRACIA *et al.*, 1996a; GUTIÉRREZ *et al.*, 1996), aspecto que realza el interés que de por sí tiene el estudio kárstico de un amplio sector de la cordillera, ya que puede

aportar datos sobre la velocidad y magnitud de los procesos kársticos y sobre las condiciones paleoambientales en esta región durante el Cuaternario.

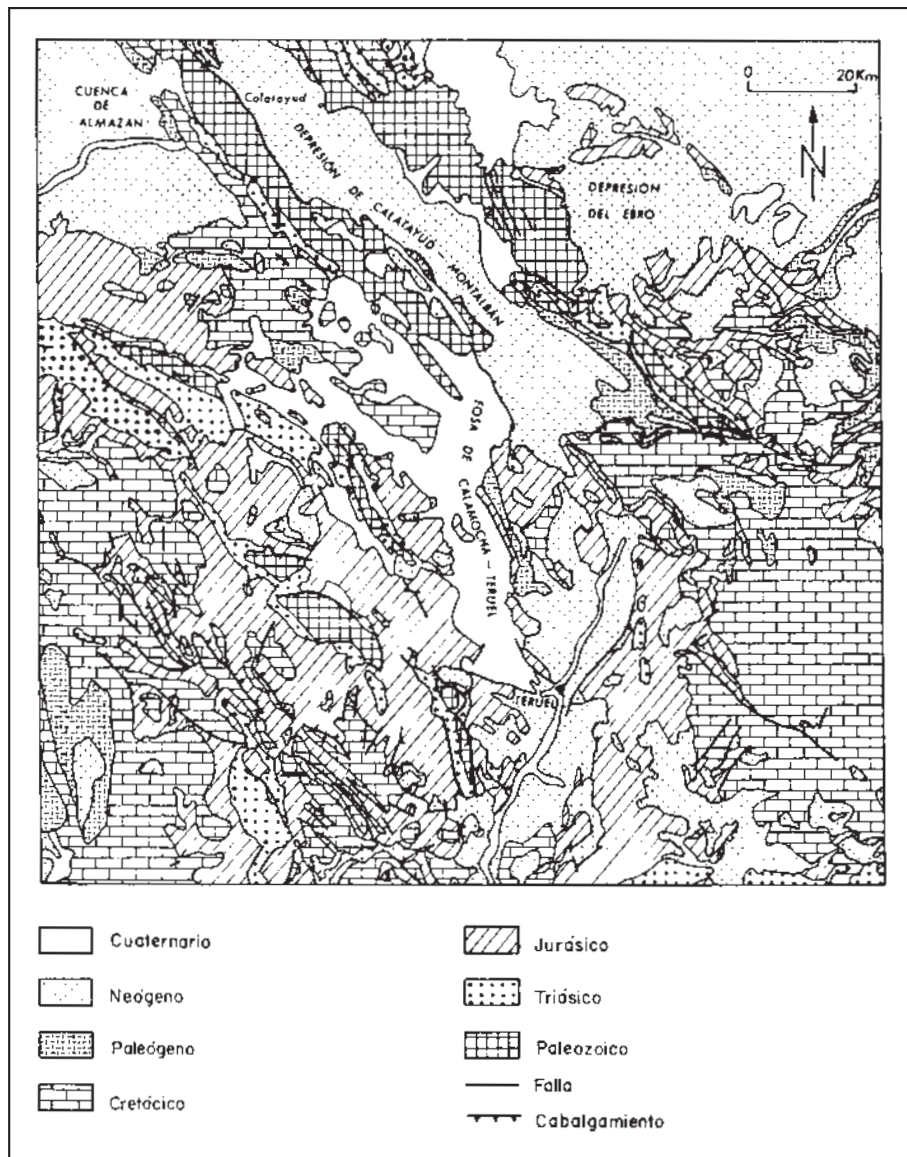


Fig. 1. Esquema geológico general del sector central de la Cordillera Ibérica (tomado de OLAVERRI y REY, 1980).

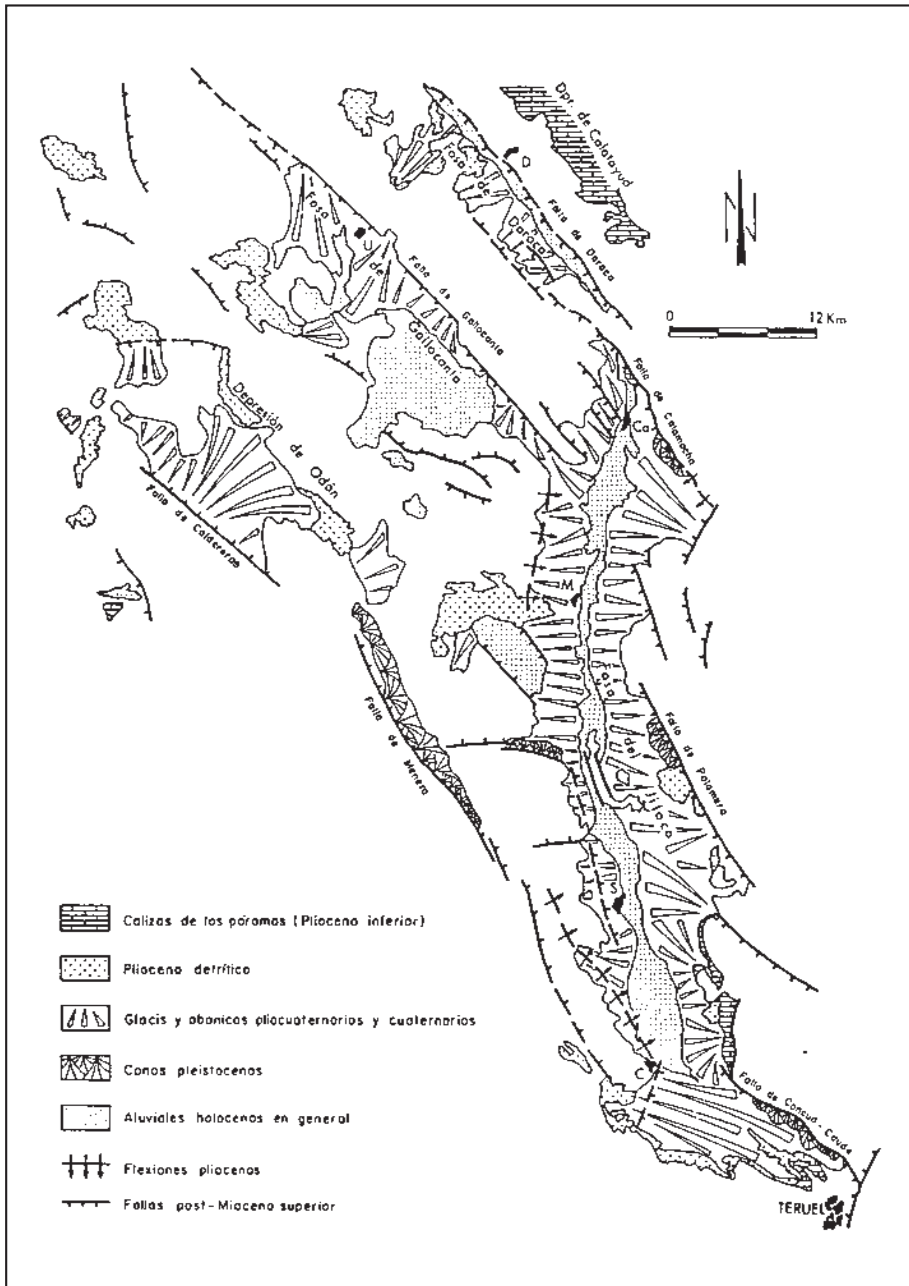


Fig. 2. Esquema morfoestructural de las fosas de Gallocanta y Jiloca (GRACIA *et al.*, 1996a).

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

Orográficamente, la zona de estudio se sitúa a una altitud media de unos 1.000 metros, con una amplitud orográfica no superior a los 250 m. La depresión de Gallocanta, con unos 26 km de longitud máxima por 5 km de anchura máxima, presenta una dirección NW-SE y está enmarcada por relieves relativamente suaves, a excepción de su borde nororiental, donde se superan los 1.400 m en algunas cumbres (Santa Cruz, Berrocal). En su fondo, de una gran planitud a casi 1.000 m de altitud, se encuentra la laguna de Gallocanta, que constituye el sistema lacustre de mayor extensión de la Cordillera Ibérica. La depresión del río Jiloca discurre entre Cella y Calamocha, con una dirección N-S y con casi 70 km de longitud y unos 10 km de anchura media. Su fondo, igualmente plano, se sitúa en torno a los 900 m de altitud. Esta depresión se encuentra enmarcada por relieves prominentes en su tramo medio, destacando Sierra Menera al oeste (1.588 m) y Sierra Palomera al este (1.428 m).

El clima dominante en la zona es de tipo semiárido mesotérmico, con precipitaciones medias anuales que apenas sobrepasan los 450 mm y temperaturas medias anuales que oscilan entre 10 y 11°C (GRACIA, 1990). En general la zona está caracterizada por presentar veranos cálidos, inviernos no muy rigurosos y precipitaciones débiles aunque muchas veces de carácter tormentoso. Son de destacar los fenómenos de inversión térmica, responsables en parte de que el balance hídrico no sea permanentemente negativo a lo largo de todo el año.

Hidrológicamente las dos depresiones presentan características muy contrastadas. La depresión de Gallocanta es de tipo endorreico, con numerosas lagunas dispersas a lo largo de su fondo y con un régimen hídrico marcadamente estacional, dependiente de las variaciones pluviométricas. Destaca la laguna de Gallocanta, con 7 km de longitud por 2 km de anchura, alargada en dirección NW-SE y con una profundidad variable estacionalmente que llega a alcanzar los 2 metros. Su alimentación hídrica proviene en buena parte de la precipitación directa y de la escorrentía superficial (unos 35 hm³/año, según CASCALES *et al.*, 1979), canalizada a través de algunos cursos menores intermitentes. No obstante, los aportes subterráneos a través de acuíferos detríticos superficiales pueden llegar a ser importantes (de hasta 45 hm³/año, según CASCALES *et al.*, 1979). Hay que destacar el carácter salino de sus aguas, relacionado con el aporte subterráneo de aguas cargadas en sales procedentes del substrato margo-evaporítico triásico sobre el que se asienta.

Por su parte, el río Jiloca nace en el sistema de manantiales de Caminreal-Fuentes Claras. No obstante, diversas canalizaciones artificiales drenan hacia este río los aportes del manantial de Cella (DELER, 1995), al sur de la depresión. En la zona de estudio los aportes superficiales son de escasa importancia, dada la poca entidad de los afluentes al río Jiloca. Este hecho está relacionado con la gran proximidad de los relieves montañosos y el reducido coeficiente de escorrentía de la cuenca. No obstante, eventos pluviométricos de elevada magnitud han dado lugar a inundaciones históricas en algunos municipios, provocando diversos daños materiales (como los registrados en 1996 y 1997 en Villarquemado y Torrelacárcel).

Geológicamente, las fosas de Gallocanta y Jiloca son depresiones controladas por accidentes tectónicos alpinos de dirección ibérica (NW-SE) reactivados durante la etapa post-orogénica de la cadena, y limitadas por series estratigráficas paleozoicas, mesozoicas y terciarias de cierto desarrollo. Siguiendo un orden estratigráfico, los materiales que afloran en la zona de estudio son los siguientes (fig. 1).

a) *Paleozoico*. Aflora al NE de la depresión de Gallocanta, constituyendo su borde nororiental a lo largo de las sierras de Santa Cruz-Valdelacasa-Valdellosa. También limita a la depresión del Jiloca por el noroeste. La serie paleozoica está representada por una alternancia de cuarcitas y pizarras cámbricas y ordovícicas, formando una estructura monoclinas de dirección ibérica con buzamiento hacia el SW. Los bordes suroccidental (hacia la depresión de Gallocanta) y oriental (hacia la depresión del Jiloca) de esta alineación montañosa están limitados por accidentes tectónicos alpinos que hundieron la serie respectivamente hacia el suroeste y hacia el este.

b) *Mesozoico*. Constituye el borde suroccidental de la depresión de Gallocanta y los dos márgenes de la depresión del Jiloca en su tramo central y meridional. Está representado por series triásicas, jurásicas y cretácicas bastante continuas y plegadas durante la orogenia alpina. En la depresión de Gallocanta, la cobertura mesozoica está formada por una serie triásica adelgazada, cuyos términos superiores margos-evaporíticos (Keuper) constituyen el substrato impermeable de la laguna de Gallocanta, una serie jurásica carbonatada de muy escaso espesor y finalmente una serie cretácica calcárea de gran espesor y extensión de afloramiento que forma los principales relieves que rodean a la depresión por el sur y el oeste. En los márgenes de la depresión del Jiloca los sedimentos mesozoicos son predominantemente de edad triásica y jurásica, estos últimos formados por más de 600 metros de calizas, dolomías y margas. Ambas series están afectadas por pliegues y fallas de dirección NW-SE a N-S (RAMÍREZ *et al.*, 1983; HERNÁNDEZ *et al.*, 1983b y 1985).

c) *Terciario*. Las series neógenas afloran fundamentalmente al norte y NE de la fosa del Jiloca y corresponden a la depresión terciaria de Calatayud-Montalbán, representadas por más de 300 m de calizas lacustres que alternan con arenas, arcillas rojas y yesos, en disposición horizontal (HERNÁNDEZ *et al.*, 1983a). El borde suroriental de la fosa está constituido por las series detrítico-calcáreas de la fosa de Teruel, de edad Mioceno medio-Plioceno superior (HERNÁNDEZ *et al.*, 1985). Otros afloramientos neógenos aparecen en el interior de las fosas del Jiloca (series de Blancas-Monreal del Campo y de Cella-Teruel) y de Gallocanta (series de Bello, Torralba de los Frailes, Las Cuerlas, surco de Embid-Odón, etc.). Estos afloramientos están constituidos por acumulaciones detríticas masivas de escaso espesor cuya edad se desconoce, aunque tradicionalmente han sido atribuidos al Mioceno-Plioceno inferior (HERNÁNDEZ *et al.*, 1983a y 1983b; OLIVÉ *et al.*, 1983 y OLMO *et al.*, 1983a y 1983b).

d) *Cuaternario*. Los materiales cuaternarios alcanzan su mayor desarrollo en el fondo de ambas depresiones, estando constituidos por acumulaciones detríticas correspondientes a abanicos aluviales, cuyo espesor raramente supera los 4 metros. En la depresión de Gallocanta estos abanicos se desarrollan principalmente en el piedemonte de la Sierra de Santa Cruz-Valdelacasa, formando varios niveles que se escalonan hacia el centro de la depresión dando paso a otros depósitos recién-

tes de origen lacustre asociados a la laguna de Gallocanta. En el caso de la depresión del Jiloca los abanicos aluviales arrancan de ambos márgenes, y sólo en los tramos medios y bajos de la misma enlazan con depósitos de terrazas del río Jiloca, tanto detríticos como carbonatados (travertinos de Caminreal-Fuentes Claras).

FORMAS Y PROCESOS EXOKÁRSTICOS

A continuación se expone toda la variedad de morfologías kársticas generadas por disolución superficial de los afloramientos calcáreos de la zona, así como las formas de acumulación por precipitación de carbonatos. Dentro de las primeras, se ha diferenciado entre micromorfologías y meso-macroformas.

MICROMORFOLOGÍAS DE DISOLUCIÓN

En la zona de estudio estas formas son bastante abundantes, presentando una amplia variabilidad. Se localizan sobre todo tipo de calizas (jurásicas, cretácicas, neógenas, etc.). Cabe diferenciar dos grandes grupos (BÖGLI, 1960; JENNINGS, 1985), en función de que se desarrollen o no bajo una cobertera.

Microformas desarrolladas en karst desnudo

– *Solution flutes* (*rillenkarren* en alemán): es el llamado "lapiaz en regueros". En la zona de estudio los surcos no presentan anchuras mayores de 2-3 cm. Se trata sin duda de la microforma kárstica más abundante en el área estudiada, sobre todo en los afloramientos calcáreos mesozoicos, y puede superponerse a cualquier otro tipo de lapiaz.

– *Grikes* (*kluftkarren* en alemán): es el llamado "lapiaz estructural", generado por disolución a lo largo de diaclasas o fracturas. La separación de las paredes en los ejemplos observados en la zona de estudio oscila entre 3 y 30 cm, con profundidades muy variables, de hasta 40 cm. Dichas paredes son verticales y se ajustan a las direcciones de las diaclasas. El fondo de los surcos está siempre cubierto por arcillas de descalcificación y se encuentra frecuentemente colonizado por diversos tipos de vegetación arbustiva.

Otras microformas pertenecientes a este tipo y mucho menos abundantes en la zona de estudio son las *rainpits* (marcas de lluvia), *bedding grikes* (planos de estratificación ensanchados), *solution spikes* (lapiaz en picos), *clints* (bloques aislados por la disolución) y *shillow* (clastos irregulares sobre superficies karstificadas).

Microformas desarrolladas en karst cubierto

La cobertera del substrato calcáreo puede estar formada por suelo, sedimento, humus, restos de materia vegetal e incluso nieve.

– *Solution pans* (*kamenitsa* en eslavo): son depresiones de escasa profundidad con morfología de “plato”. Se desarrollan en superficies subhorizontales. En la zona de estudio aparecen como oquedades circulares de 5 a 20 cm de diámetro y de 1 a 10 cm de profundidad, con un fondo muy plano y parcialmente cubierto por arcillas de descalcificación, limos, etc. Es común que el fondo esté colonizado por musgos, líquenes o pequeñas herbáceas. Aunque se han observado en afloramientos de calizas mesozoicas, son especialmente abundantes en las superficies de calizas neógenas de la fosa de Calatayud, en las cercanías de la fosa del Jiloca.

– *Undercut solution runnels* (*hohlkarren* en alemán): se trata del llamado “lapiaz oqueroso o tubular”. Presenta en la zona de estudio formas tubulares de no más de 5 cm de diámetro, con una profundidad variable, rara vez superior a los 20 cm. Son mucho más abundantes que los *solution pans*, reconociéndose en todo tipo de calizas. Proliferan especialmente en las calizas neógenas de la fosa de Calatayud y, al igual que el caso anterior, suelen estar parcialmente rellenas de arcillas de descalcificación, aunque su fondo rara vez está colonizado por herbáceas, debido a evidentes limitaciones de espacio e insolación. Sí que son comunes, sin embargo, los líquenes tapizando sus paredes. A veces aparece sobrepuesto a las paredes de otros lapiaces preexistentes, fundamentalmente de tipo estructural. Esto lleva a pensar en una génesis policíclica de algunos lapiaces estructurales y en una exhumación posterior, ya que el lapiaz oqueroso precisa de una cobertera edáfica para su formación. Este hecho ha sido también observado por LOZANO (1988a) en las Serranías de Gúdar.

También se han reconocido otras formas menos abundantes como *solution pipes* (microconductos cónicos), *solution notches* (socavaciones basales en escarpes), *rounded solution runnels* (lapiaz redondeado) y diversas formas de *cavernous subsoil weathering* (lapiaz cavernoso).

MESO Y MACROFORMAS KÁRSTICAS DE DISOLUCIÓN SUPERFICIAL

Las morfologías más características y que generalmente aparecen con mayor profusión en los paisajes kársticos son las depresiones cerradas (dolinas y poljes), aunque en la zona de estudio también aparecen otras formas de tipo fluviokárstico.

Dolinas

Desde un punto de vista genético, podemos diferenciar los siguientes tipos de dolinas.

– *Dolinas de disolución superficial*. En la zona de estudio aparecen salpicando casi todas las superficies de erosión/corrosión sobre calizas, llegando a alcanzar a menudo los 100 m de diámetro. Su profundidad suele ser inferior a 2 m y sus contornos habitualmente dibujan circunferencias casi perfectas, con morfologías en cubeta y bordes muy suavizados.

– *Dolinas generadas por colapso de cavidades*. En la zona de estudio aparecen fundamentalmente afectando a las calizas jurásicas de Pozondón, en el margen occidental de la fosa del Jiloca, formando un amplio campo de dolinas, estudiado por GUTIÉRREZ y PEÑA (1979a). Entre ellas exis-

ten ejemplos espectaculares tanto de dolinas con forma en embudo como dolinas en ventana. Fuera de este sector se han observado algunas dolinas de colapso aisladas y generalmente de pequeñas dimensiones, como el "Hoyo de la Celda", en las proximidades de Tortuera, con unos 100 m de diámetro por unos 15 m de profundidad y forma troncocónica (fot. 1). Tanto ésta como muchas de las dolinas de los Llanos de Pozondón presentan un relleno parcial de derrubios que reducen la profundidad original de las depresiones.

– *Dolinas de karst cubierto*. Se desarrollan cuando la disolución actúa bajo una cobertera generalmente no consolidada (un suelo desde el punto de vista mecánico), como un depósito detrítico. La génesis de este tipo de dolinas no necesariamente implica el desarrollo de una cavidad. Existen en la zona de estudio diversos ejemplos de este tipo, que suelen presentar un fondo permanentemente encharcado, debido al arrastre de materiales arcillosos y limosos impermeables procedentes de la cobertera detrítica. Algunas de estas dolinas aparecen de forma aislada, aunque lo más característico es la formación de campos de dolinas de karst cubierto que salpican amplias superficies tapizadas por depósitos terciarios o cuaternarios de escaso espesor. Entre las primeras cabe destacar las que siguen.

Laguna de Guialguerrero (SE de Cubel, depresión de Gallocanta). Presenta unos 300 m de diámetro y la karstificación afecta a calizas y dolomías infraliásicas. El material detrítico de cobertera



Fot. 1. Dolina de subsidencia ("Hoyo de la Celda") desarrollada sobre calizas jurásicas en las proximidades de Tortuera.

está formado por depósitos cuaternarios de un abanico aluvial procedente de la Sierra de Santa Cruz. En este caso la acumulación de nieve a sotavento de los vientos dominantes (del NO) propicia la disolución diferencial y la adquisición de una marcada asimetría.

Laguna del Montecillo (Torralba de los Frailes). Se desarrolla en depósitos detríticos pliocenos sobre calizas cretácicas. La depresión mide unos 350 m de diámetro por 15 m de profundidad, mientras que la laguna que ocupa su fondo apenas alcanza los 100 m de diámetro.

Balsas de Santed (2 km al NE de la laguna de La Zaida). Se ubican sobre un cono de deyección reciente procedente de la Sierra de Santa Cruz. Se trata de dos lagunas alineadas en dirección NO-SE, separadas entre sí unos 50 m. La mayor de ellas, de carácter efímero, tiene 200 m de diámetro y presenta aguas saladas como consecuencia de aportes salinos procedentes del substrato triásico. La balsa pequeña, de unos 150 m de diámetro, contiene agua dulce, como consecuencia de un substrato de tipo carbonatado (Triásico medio).

– *Uvalas*. El término *uvala* se emplea para depresiones cerradas complejas que engloban a varias depresiones cerradas en su interior. Pueden adoptar morfologías lobuladas en planta y en ocasiones son el resultado de la coalescencia de varias dolinas. Algunas de las dolinas en cubeta observadas a lo largo de la zona de estudio pertenecen a este tipo, presentando morfologías en planta muy irregulares que claramente indican un proceso de coalescencia de dolinas próximas.

– *Campos de dolinas*. Un campo de dolinas es un área de extensión variable (en general varios kilómetros cuadrados) en la que existe una agrupación preferencial de dolinas con respecto a las áreas circundantes. En los alrededores de la zona de estudio se reconocen diversos campos de dolinas (Pozondón, Tortuera, Odón, El Villarejo, etc.), estudiados anteriormente por otros autores (GUTIÉRREZ y PEÑA, 1979a; GRACIA, 1987 y 1991). En la tabla 1 aparecen algunos datos morfométricos de los campos de dolinas de Tortuera y de Odón. En ella puede observarse cómo varía el índice R, el cual señala el tipo de distribución espacial de las dolinas (CLARK y EVANS, 1954), varian-

TABLA 1

Caracteres morfométricos de los campos de dolinas de Tortuera y Odón (GRACIA, 1987)

VARIABLES	CAMPO DE TORTUERA	CAMPO DE ODÓN
Área total (km ²)	49,03	18,1
% Área dolinizada	8,1	7,37
N.º total de dolinas	365	118
Densidad (n.º dolinas/km ²)	7,44	6,52
Distancia media entre vecinos próximos (km)	0,296	0,365
Índice de distribución espacial, R	1,61	1,86
Área media de las dolinas (m ²)	12.700	39.000
Índice de simetría	3,86	3,65

do desde 0 (tendencia a formar cúmulos o agregados), 1 (dispersión aleatoria) y 2,15 (patrón regular, con un espaciado lo más amplio posible). Los valores de este índice para los dos campos de dolinas oscilan entre 1,5 y 2, lo que indica un paisaje próximo al equilibrio dinámico, donde las formas individuales compiten por el espacio y mantienen una distribución tendente a la uniformidad, prevaleciendo los procesos superficiales sobre los colapsos de cavidades kársticas. Por otro lado, el índice de simetría muestra que las dolinas presentan una asimetría baja, relacionada con un cierto grado de madurez de las formas, donde la evolución de las laderas tiende a obliterar irregularidades en los bordes de las dolinas. Por otro lado, en ambos casos las dolinas se alinean según dos direcciones muy claras, NO-SE y ENE-OSO, que coinciden con las direcciones dominantes de los sistemas de fracturas y diaclasas que afectan a los correspondientes substratos calcáreos.

Poljes

El polje es una gran depresión cerrada de origen kárstico, con fondo plano y dimensiones del orden de hectómetros a decenas de kilómetros. Ocasionalmente, un polje puede ser capturado y drenado por la red fluvial, en cuyo caso se trataría de una forma relictica por haber perdido su régimen hidrogeológico original. La génesis del fondo plano de los poljes ha sido explicada por procesos de corrosión o disolución bajo una cobertera detrítica, la cual produce el aplanamiento del fondo y su progresivo ensanchamiento. El balance entre la actuación de los procesos de corrosión en sentido vertical y horizontal, controlado por la posición de la zona freática, juega un papel primordial en la evolución morfológica de un polje. La alternancia de episodios en los que domine un tipo u otro de disolución puede dar lugar al desarrollo de superficies de corrosión escalonadas, características de los poljes de la Cordillera Ibérica (GUTIÉRREZ *et al.*, 1982 y 1983; PEÑA *et al.*, 1984, 1987 y 1991; LOZANO, 1988a y b; GUTIÉRREZ y PEÑA, 1989; LOZANO y JIMÉNEZ, 1990; SÁNCHEZ FABRE, 1990; GUTIÉRREZ y VALVERDE, 1994; GRACIA *et al.*, 1996b). El estudio geomorfológico de la zona de estudio permite concluir que la depresión de Gallocanta constituye un polje. El interior de la depresión contiene numerosas depresiones endorreicas, en número superior a veinte, que albergan lagunas en la actualidad, y cuya divisoria hidrográfica coincide, a grandes rasgos, con el alcance que tuvo el primitivo polje en sus estadios iniciales de desarrollo (fig. 3).

Tradicionalmente, la depresión de Gallocanta ha sido considerada como de origen tectónico, resultado de la reactivación reciente (finioplócena) de la falla de Valdelacasa o de Gallocanta (fig. 2). Esta génesis tectónica fue inicialmente apuntada por HERNÁNDEZ PACHECO y ARANEGUI (1926), quienes consideraron la existencia de una falla al SW de la laguna de Gallocanta. Posteriormente, DANTÍN CERECEDA (1941), VILLENA (1969), YETANO (1980) y CALVO *et al.* (1978) enfatizaron el papel del accidente nororiental de la depresión en la génesis de la misma, aparte de la posible existencia de otras fallas normales de menor entidad en su borde meridional. Efectivamente, la estructura geológica de la depresión de Gallocanta está caracterizada por una falla normal de importancia regional, que separa el macizo paleozoico de Santa Cruz-Valdelacasa, al norte, de los afloramientos mesozoicos de las sierras de San Cristóbal y Montes de Guisema, al sur y suroeste respectivamente. Esta falla proporciona a la depresión un marcado control lito-estructural, causa por la que se la ha

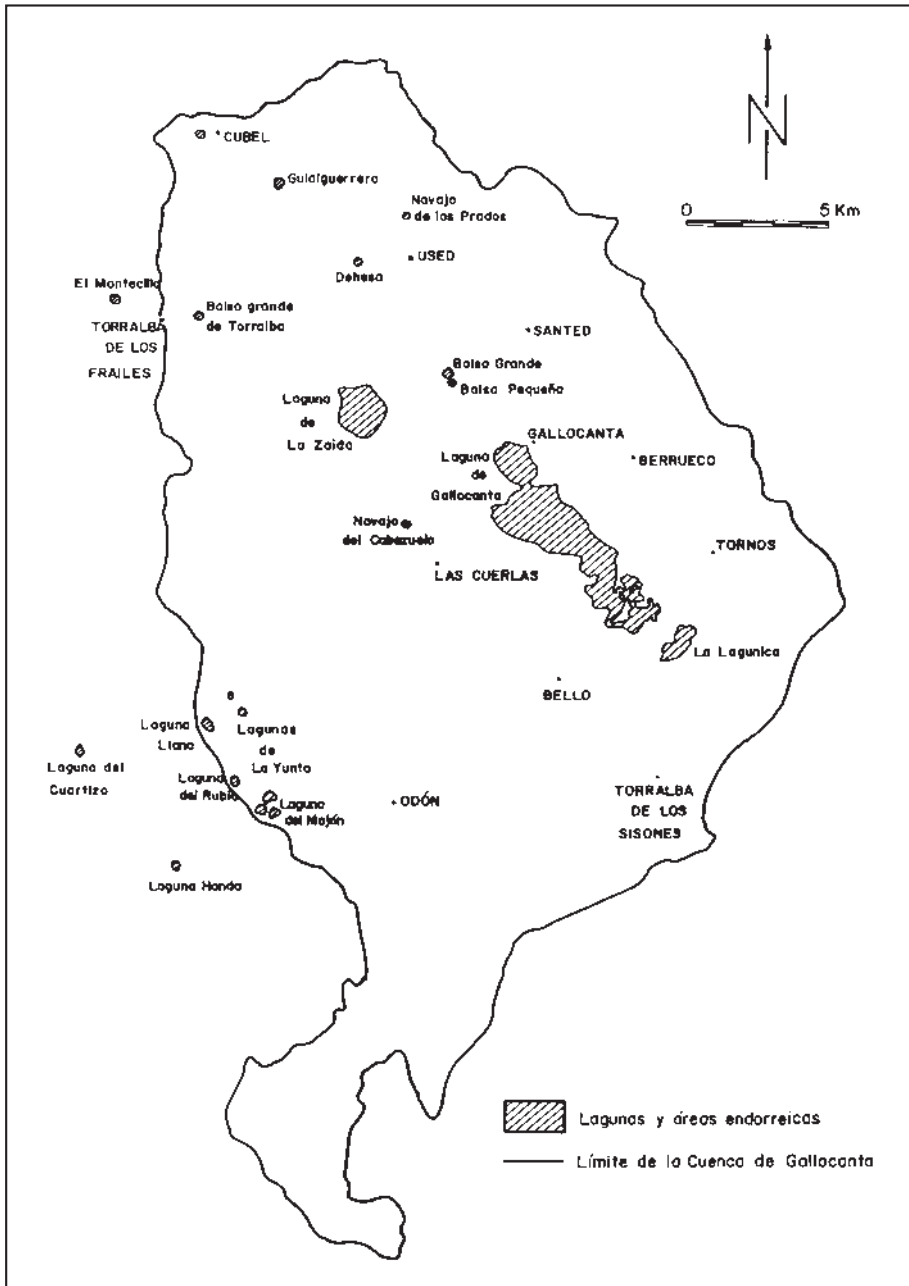


Fig. 3. Mapa general de las lagunas más importantes de la cuenca hidrográfica de Gallocanta.

venido considerando como una fosa, en la que la laguna de Gallocanta ocuparía la parte más deprimida (fot. 2). El afloramiento de las evaporitas y arcillas impermeables del Triásico superior en el fondo de la depresión sería la causa de la generación de la laguna de Gallocanta.



Fot. 2. Vista aérea de la laguna de Gallocanta. Se aprecia la circularidad del lagunazo pequeño (fotografía tomada por B. LERÁNOZ).

Las razones que permiten deducir que la depresión de Gallocanta es de origen kárstico son múltiples y resultan del estudio fotogeomorfológico y de campo de la zona, así como de una revisión crítica de trabajos previos. En primer lugar, el relleno sedimentario bajo la laguna de Gallocanta es muy escaso. En los alrededores de la laguna aparece un conjunto de depósitos detríticos de origen litoral (GRACIA y SANTOS, 1992) que morfológicamente constituyen un sistema de terrazas lacustres escalonadas, reflejo de una historia cuaternaria compleja. El apreciable desarrollo de estos depósitos litorales, de hasta 4 m de espesor, contrasta significativamente con un relleno sedimentario lacustre central muy reducido, generalmente inferior a los 2 m, tal y como se deduce del análisis de testigos de sondeos mecánicos realizados en el litoral de la laguna (PROYEX, 1980; GONZÁLEZ *et al.*, 1984).

En los citados sondeos los depósitos pliocenos infrayacentes a las acumulaciones lacustres están constituidos por arcillas rojas masivas, correspondientes a medios poco energéticos. Si la depresión de Gallocanta se hubiera generado por hundimiento tectónico en el Plioceno, sería esperable encontrar bajo los sedimentos lacustres potentes acumulaciones detríticas groseras corres-

pondientes a facies proximales de abanicos aluviales asociados a la falla activa. Sin embargo, este tipo de facies está totalmente ausente en los citados sondeos.

Estas mismas circunstancias se aprecian en los depósitos pliocenos que aparecen en los alrededores de la laguna, constituidos por cantos cuarcíticos empastados en una matriz limoarcillosa rojiza, típicos de facies proximales y medias de abanicos aluviales (OLMO *et al.*, 1983b), desarrollados sobre la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (de edad Neógeno superior según PEÑA *et al.*, 1984). Estos depósitos presentan una pendiente deposicional que se dirige hacia la laguna, disminuyendo la granulometría en este mismo sentido. Este dispositivo señala la existencia previa de una depresión topográfica en este sector durante el Plioceno, pero invalida la hipótesis tectónica, ya que aparecen facies groseras en puntos muy alejados del frente montañoso de Valdelacasa, mientras que en las proximidades del mismo las facies son siempre muy finas. Toda esta proliferación de arcillas rojas indicaría un retrabajamiento post-plioceno de depósitos arcillosos procedentes de los relieves calcáreos circundantes, constituyendo facies típicas de desmantelamiento de *terras rossas*, características de los macizos calcáreos intensamente karstificados.

Todos estos datos hacen sospechar que la génesis de la depresión no estuvo ligada a un hundimiento tectónico, sino más bien a una progresiva profundización del fondo de la depresión por disolución criptokárstica de los afloramientos calcáreos jurásicos y cretácicos que rodean a la laguna por el sur y oeste.

Por otro lado, el escarpe de Valdelacasa no muestra indicios de actividad neotectónica como podrían ser deformaciones en depósitos recientes, facetas triangulares, marcada linealidad del frente montañoso, grandes y potentes conos de deyección en el piedemonte, anomalías geomorfológicas en la red fluvial, etc. Además, y a diferencia de lo que sucede con las fallas activas presentes en las fosas de Daroca y Jiloca, no existe una sismicidad histórica manifiesta asociada al frente montañoso de Santa Cruz (GRACIA y GUTIÉRREZ, 1996).

La revisión y actualización de las cartografías geomorfológicas previas han permitido reconocer un conjunto de cuatro superficies de corrosión kárstica encajadas en la superficie de erosión fundamental y escalonadas hacia la laguna de Gallocanta, cuya disposición concéntrica permite reconstruir la antigua extensión del polje, así como su evolución morfológica (fig. 4). La más alta supera los 1.130 m de altitud, mientras que la más baja desciende ligeramente por debajo de los 1.000 m. El desnivel entre ellas nunca supera los 50 m y sus relaciones geométricas consisten en enlaces convexo-cóncavos. Aunque estos encajamientos fueron interpretados anteriormente como posibles fallas normales que desnivelaban a la superficie de erosión fundamental (GRACIA, 1990), la observación más detallada de estos escalonamientos permite concluir que en la mayoría de los casos no se adaptan a estructuras tectónicas, hecho que ya fue puesto de manifiesto en un trabajo previo (GRACIA *et al.*, 1988).

La geometría de las superficies está caracterizada por una gran planitud (fot. 3) y unas pendientes generalmente suaves, dirigidas hacia la laguna de Gallocanta. Los límites externos del polje corresponden a la superficie más alta, la cual permite trazar una envolvente que marca el perímetro

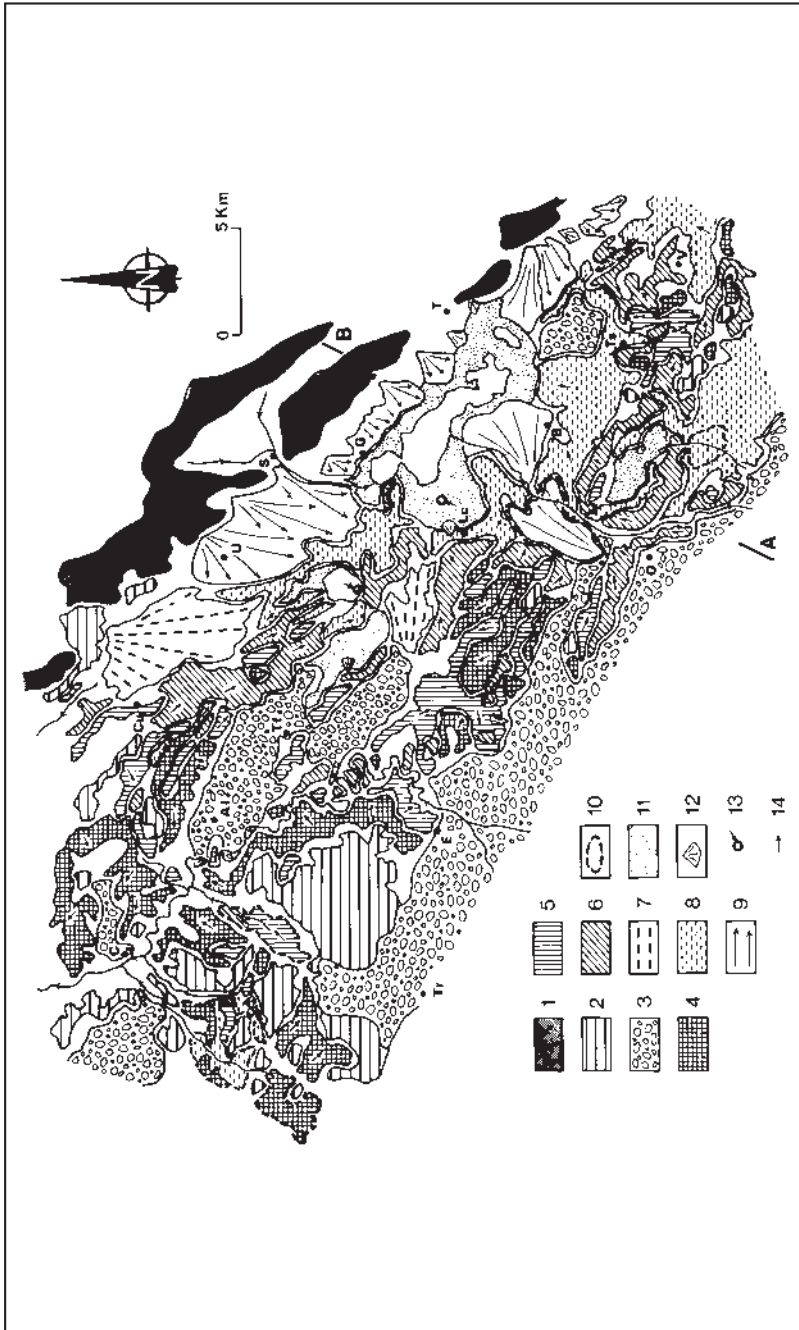


Fig. 4. Esquema geomorfológico del polje de Gallocanta. Simbología: 1. Relieve residual; 2. Superficies de erosión neógenas; 3. Depósitos terciarios; 4. Superficie de corrosión C1; 5. Superficie de corrosión C2; 6. Superficie de corrosión C3; 7. Glacis G3; 8. Superficie de corrosión C4; 9. Glacis G4; 10. Fondo de polje colgado y/o capturado; 11. Fondo de polje actual; 12. Ponor; 14. Pendiente topográfica dominante.

inicial a partir del cual evolucionó esta depresión kárstica. La extensión de este primitivo polje pudo alcanzar los 500 km². Tal y como se aprecia en la figura 4, la progresiva profundización del fondo del polje a lo largo de su evolución dio lugar a la individualización de sucesivas depresiones kársticas más pequeñas de evolución más o menos independiente, aunque siempre ligadas a las fluctuaciones del nivel freático regional y cuya evolución posterior ha sido variada. Por ejemplo, en torno a las Hoces de Torralba se reconoce una antigua depresión, en la que aparecen hasta dos superficies encajadas en la superficie primigenia, que fue luego capturada por el río Piedra (fot. 3). Algo similar sucede con el antiguo polje de Abanto-Cubel, hoy capturado por el río Ortiz, al NO de Gallocanta.

La superficie de corrosión más baja aparece colgada una decena de metros con respecto a las depresiones lacustres actuales. Se trata, por tanto, de una quinta superficie de fondo del polje, caracterizada por presentar un recubrimiento sedimentario más o menos continuo. No obstante, se reconocen también algunas depresiones endorreicas recientes, bien asociadas a la superficie de corrosión baja o bien ya encajadas en ella, que hoy día han perdido el carácter lacustre por haber sido capturadas por la red fluvial. Es el caso de los Llanos del Zamorano, al sur de la laguna de Gallocanta, que forman una amplia depresión de fondo muy plano recubierta por antiguos depósitos detríticos lacustres y capturada en épocas muy recientes por un pequeño arroyo afluente a la laguna de Gallocanta.



Fot. 3. Superficies de corrosión criptokárstica del polje de Gallocanta (C1 y C3), encajadas en los depósitos pliocenos de Torralba de los Frailes. Cañón del río Piedra en las Hoces de Torralba.

Con posterioridad al desarrollo de la superficie de corrosión más baja, la evolución del polje se vio limitada por la progresiva reducción del substrato karstificable. Los fondos actuales de la depresión de Gallocanta coinciden ya con el nivel de evaporitas y arcillas del Keuper, que impiden que el polje siga profundizando. Este nivel se alcanzó en tiempos recientes, y desde entonces el fondo del polje de Gallocanta ha pasado a funcionar como una cubeta lacustre, dado el carácter impermeable de dicho substrato. Por tanto, puede concluirse que los depósitos lacustres deben de corresponder a etapas muy recientes de evolución del polje, probablemente del Pleistoceno superior y del Holoceno, en las que se ha producido una progresiva restricción del ámbito lacustre hasta nuestros días. Esta restricción ha dado lugar al desarrollo de los diversos niveles de aterramiento lacustre, asociados a sucesivas oscilaciones del nivel de las aguas del lago a lo largo de los últimos miles de años (GRACIA, 1992 y 1995).

Simultáneamente a la formación de las superficies bajas de aplanamiento se desarrollaron diversos sistemas de conos de deyección y de abanicos aluviales modelados en glacia, que arrancan de los relieves circundantes y que enlazan con terrazas lacustres. En tiempos más recientes, los procesos kársticos parecen haber continuado, aunque afectando ya a las evaporitas triásicas (GRACIA, 1992), tal y como se deduce de la geometría marcadamente circular del tercio noroccidental de la laguna de Gallocanta (fig. 5). El mismo origen puede ser invocado para la inmensa mayoría de las lagunas existentes en toda la cuenca de Gallocanta.

Otras morfologías superficiales

Existen otras morfologías superficiales características de los paisajes kársticos, aunque algunas de ellas pueden desarrollarse en litologías no solubles. En la zona de estudio fundamentalmente se trata de formas fluvio-kársticas.

a) *Cañones*. En la zona estudiada cabe destacar un cañón de gran desarrollo a lo largo del valle del río Piedra, entre Embid y Aldehuela de Liestos. Mide más de 20 km de longitud con un trazado muy sinuoso y paredes muy verticalizadas, cuya altura oscila entre 20 y 120 m. La anchura media del cañón es de unos 250 m en las partes superiores, mientras que apenas alcanza los 100 m en el lecho. El río Piedra en este sector constituye un valle alógeno, mientras que sus tributarios son ríos autigénicos que desarrollan cañones de menor entidad.

b) *Valles ciegos*. En los alrededores de Tortuera, al SO de la depresión de Gallocanta, aparecen valles muy someros de fondo plano, cuyos trayectos se interrumpen bruscamente en sumideros. No obstante, estos valles se encuentran ocupando fondos de antiguos poljes, por lo que las formas fluviales en estos casos pueden resultar de la evolución de los mismos.

c) *Valles en saco (steep heads)*. Dentro de este tipo podría incluirse al manantial de Cimballa, que forma un anfiteatro excavado en la ladera occidental del valle del río Piedra.

d) *Valles secos*. En la zona de estudio estos valles son comunes en el sector de Montes de Guisema, al oeste de la depresión de Gallocanta. Su fondo se encuentra tapizado por arcillas. Se

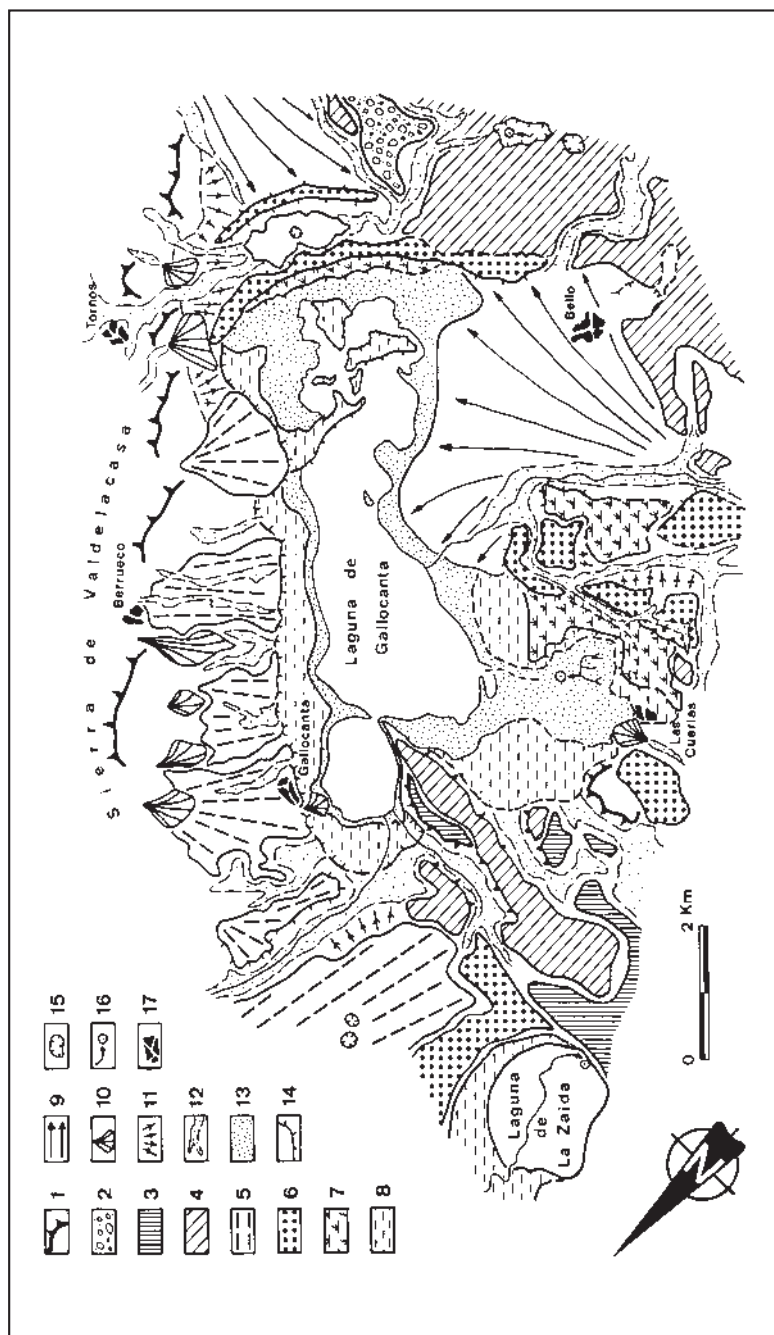


Fig. 5. Mapa geomorfológico de los alrededores de la laguna de Gallocañta. Simbología: 1. Escarpe estructural; 2. Neógeno detrítico; 3. Superficie de corrosión C3; 4. Superficie de corrosión C4; 5. Glacis G4; 6. Terraza lacustre T4; 7. Terraza lacustre T5; 8. Terraza lacustre subactual; 9. Glacis-cono subactual; 10. Cono de deyección; 11. Ladera regularizada; 12. Valle de fondo plano; 13. Llanura lacustre de inundación ocasional; 14. Escarpe en depósito cuaternario; 15. Dolina, depresión cerrada; 16. Sumidero; 17. Núcleo de población.

trata de valles muy someros cuyas laderas, muy tendidas, suelen carecer de cobertera detrítica aflorando directamente la caliza desnuda, comúnmente meteorizada dando diversas formas de lapiaz. Otras veces en su fondo se reconocen algunas dolinas en cubeta de bordes difusos. Existe un caso, entre Cimballa y los Montes de Guisema, en el que un valle (barranco de Los Calzones) está constituido en su cabecera por varias dolinas alineadas.

MORFOLOGÍAS EXOKÁRSTICAS DE ORIGEN ACUMULATIVO

La reprecipitación de carbonato cálcico procedente de la disolución de unidades calcáreas es un fenómeno frecuente en los sistemas kársticos, que da lugar a formaciones travertínicas en condiciones muy diversas. Estas formas aparecen ligadas a surgencias kársticas localizadas en zonas deprimidas, fundamentalmente en los lechos de los ríos Piedra y Jiloca. En el valle del río Piedra aparece una acumulación reciente de carácter travertínico en las proximidades de Cimballa y aguas abajo de este punto. En Cimballa los travertinos están asociados al manantial del mismo nombre. Se trata de depósitos recientes, que enlazan con la terraza más baja del río, compuestos por acumulaciones carbonatadas de tallos en posición de vida no muy compactados, hojas, musgos, etc., reflejando un encostramiento en zonas de márgenes fluviales con gran proliferación de juncos y otras hidrofítas. Aguas abajo estas acumulaciones ocupan el fondo del valle hasta el Monasterio de Piedra, donde presentan un gran desarrollo.

Por otro lado, los travertinos del Jiloca presentan un desarrollo areal muy importante, de más de 5 km, desde Caminreal hasta Calamocha, ocupando el sector central del valle. Con una anchura de más de 2 km, estos depósitos alcanzan potencias de hasta 22,5 m. El río Jiloca se encaja en estos depósitos unos 9 metros, de modo que la mayor parte de las acumulaciones se encuentran por debajo del fondo del valle, registradas en diversos sondeos. Las facies más abundantes corresponden a limos masivos con tallos en posición de vida y musgos asociados a zonas de rápidos (fot. 4). Entre Fuentes Claras y El Poyo del Cid aparece un buen número de manantiales, algunos de los cuales han sido descubiertos y explotados por los agricultores de la zona mediante pozos. El carácter fuertemente incrustante de sus aguas señala una procedencia probable de un aparato kárstico, el cual podría muy bien situarse en el polje de Gallocanta (sistema hidrogeológico Piedra-Gallocanta). En cuanto a la edad de estos depósitos, una datación radiométrica mediante U^{234}/Th^{230} realizada en muestras del techo de las acumulaciones arrojó una edad de 312.000 años +/- 83.600, lo cual sitúa a dichos travertinos en el Pleistoceno medio (GRACIA y CUCHÍ, 1990). Por tanto, las potentes acumulaciones travertínicas del valle del Jiloca, muy posiblemente asociadas a la actividad kárstica del polje de Gallocanta, reflejan que los procesos kársticos de las zonas circundantes se desarrollaron con intensidad al menos hasta el Pleistoceno medio.

FORMAS Y PROCESOS ENDOKÁRSTICOS

Los sistemas de cavidades endokársticas son conductos generados por disolución a través de los cuales se produce el transporte de agua, solutos e incluso sedimento desde la superficie hacia



Fot. 4. Travertinos de Fuentes Claras. Facies de tallos.

un punto de descarga topográficamente más bajo. Las formas asociadas a estos sistemas son diversas, aunque en general cabe diferenciar entre sumideros, surgencias y grutas.

SUMIDEROS

Los sumideros de la zona de estudio se restringen casi exclusivamente al campo de dolinas de Tortuera, donde se han contabilizado hasta doce puntos de entrada (*sinks*). Se encuentran bastante dispersos y se trata, en general, de pequeñas áreas a lo largo de las cuales va infiltrándose el agua de un pequeño curso fluvial hasta desaparecer. Existen también algunos sumideros o *ponors* en los fondos actuales del polje de Gallocanta, localizados, fundamentalmente, en el fondo de la laguna de La Zaida y en las proximidades de la laguna de Gallocanta (fig. 5). El primero de ellos constituye el punto de entrada de un reguero débilmente encajado en el fondo de la laguna de La Zaida, mientras que el segundo se localiza en el "Prado de Las Cuerlas", constituido por una llanura de limos conectada con la laguna de Gallocanta y desecada artificialmente a mediados del presente siglo. Un pequeño sistema de regueros drena parte del flujo superficial de esta zona y desaparece en el *ponor*.

SURGENCIAS

A unos 500 m al oeste de Cimballa se localiza una surgencia en el valle del río Piedra, con una descarga aproximada de 1.200 l/s (BATLLE *et al.*, 1979), formada por un área encharcada de unos 5.000 m² y asociada a una falla normal de dirección ibérica. No obstante, el grupo más importante de surgencias se localiza en el valle del río Jiloca, en dos sectores: Caminreal-Fuentes Claras y Cella. Las primeras aparecen entre los depósitos travertínicos ya citados. Se localizan hasta 9 manantiales, de los cuales el mayor ("Ojo Grande") presentó un caudal máximo de 112 l/s en 1989, con un nivel piezométrico muy próximo a la superficie. Los datos de quimismo de sus aguas (GRACIA y CUCHÍ, 1990) muestran altos índices de saturación de calcita, lo cual indica que la precipitación de dicho mineral continúa en la actualidad. El carácter levemente artesiano de algunos de estos manantiales es compatible con un flujo de agua subterráneo procedente de las sierras mesozoicas que bordean el valle del Jiloca, muy probablemente del cercano polje de Gallocanta. Por otro lado, el manantial de Cella constituye, con diferencia, la surgencia más importante del área de estudio. Su caudal, variable con la pluviometría, ha llegado a superar los 2.000 l/s y sus aguas proceden, muy probablemente, de la cercana Sierra de Albarracín, en la cual se localizan campos de dolinas de gran desarrollo (GUTIÉRREZ y PEÑA, 1979b). Sus aguas son después canalizadas a lo largo del valle del Jiloca hasta hacerlas confluir con el río a la altura de Caminreal. El citado manantial se encuentra muy antropizado y explotado para su uso en una instalación piscícola próxima. Históricamente dicho manantial se conoce al menos desde 1228, aunque su saneamiento y canalización artificial data del primer tercio del siglo XVIII (DELER, 1995).

GRUTAS

En la zona de estudio se tiene conocimiento de la existencia de algunas grutas, todas de dimensiones modestas. La más importante de ellas se localiza a unos 3 km al oeste de Aldehuela de Liestos, desarrollada sobre calizas cretácicas. Se trata de una cavidad subhorizontal de unos 70 m de longitud y apenas 1 m de anchura, de la cual parten otros conductos verticales secundarios de menor tamaño. La Federación Aragonesa de Espeleología realizó en 1984 un estudio de la misma, observando tres salas principales en las que existe un cierto desarrollo de espeleotemas verticales. El suelo, muy llano, está cubierto por limos y arcillas, así como por bloques y fragmentos caídos, lo cual es indicativo de inactividad actual. La dirección de alargamiento de la gruta parece reflejar probablemente un control estructural. Finalmente, otras cavidades menores se localizan a lo largo del cañón del río Piedra, en forma de conductos de gran tamaño y pequeñas cavidades de escaso desarrollo. Todas estas grutas son de carácter fósil, totalmente secas, sin conexión aparente con un sistema exokárstico o con surgencias. Su dinámica debió de ser activa en tiempos pasados, asociadas a un nivel de base kárstico regional más alto, o bien a un periodo climático más húmedo, en cualquier caso intracuaternario. Todas tienen dimensiones reducidas, lo cual no significa que no pueda existir un sistema endokárstico más complejo y de mayores dimensiones en otras zonas más favorables.

CONSIDERACIONES CRONOLÓGICAS Y EVOLUTIVAS

El amplio conjunto de formas kársticas presentadas se ha desarrollado a lo largo de un dilatado periodo de tiempo. El inicio de generación de estas formas puede considerarse como posterior a la elaboración de la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica, puesto que se superponen a ella (polje de Gallocanta, campos de dolinas, campos de lapiaces, etc.). Podemos concluir, por tanto, que las principales formas kársticas de la zona tienen una edad post-pliocena. La morfología kárstica más importante reconocida en la zona de estudio es el polje de Gallocanta. Su génesis estuvo ligada a un cierto drenaje hídrico hacia la falla de Valdelacasa, la cual constituye una barrera hidrogeológica que permitió el desarrollo del polje al pie de la Sierra de Santa Cruz-Valdelacasa. Por ello, no hay que descartar una pulsación tectónica intrapliocena de la falla de Valdelacasa, coincidiendo probablemente con la fase tectónica que dio lugar a las fosas de Daroca y Jiloca (GRACIA y GUTIÉRREZ, 1996). Esta pulsación pudo producir un leve hundimiento de la superficie de erosión fundamental al pie de la falla, condicionando así un drenaje hacia esta zona y favoreciendo el inicio de una karstificación superficial generalizada que supondría el comienzo de generación del polje.

A lo largo del Cuaternario se desarrollaron varias superficies de corrosión escalonadas en el polje de Gallocanta. Su escalonamiento debió de estar controlado por sucesivas fluctuaciones del nivel freático, relacionadas seguramente con factores alogénicos de índole regional: cambios climáticos, procesos de captura fluvial de las cuencas terciarias circundantes, etc. Finalmente, una vez que la profundización criptokárstica alcanzó el substrato impermeable (Keuper margoyesífero), los procesos de karstificación se detuvieron y el polje quedó abortado. El afloramiento del substrato triásico impermeable dio lugar al encharcamiento de las aguas superficiales en el fondo de la depresión, originando un lago más o menos permanente en función de las oscilaciones pluviométricas. La generación de varias terrazas lacustres tuvo lugar después de la interrupción de la profundización del polje.

Simultáneamente a la evolución del polje de Gallocanta se desarrollaron otros procesos kársticos en la zona de estudio. Entre ellos hay que destacar la dolinización, tanto de la superficie de erosión fundamental como de las sucesivas superficies de corrosión del polje, proceso que continuó a lo largo del Plioceno superior-Cuaternario. Algunas depresiones kársticas llegan a afectar a la superficie acumulativa de los travertinos del Jiloca, por lo que la dolinización ha continuado hasta tiempos recientes. No obstante, algunas de las dolinas desarrolladas sobre la superficie de erosión fundamental aparecen hoy degradadas, semirrellenas por sedimentos, parcialmente capturadas por la red fluvial, etc. Por tanto, los procesos de dolinización han evolucionado de manera independiente en unos lugares y otros, dependiendo del momento en que iniciaron su actividad y también de la proximidad y evolución del nivel de base kárstico local.

La evolución de dicho nivel de base kárstico también controló el desarrollo de un incipiente endokarst en los macizos carbonatados de la zona, representado por algunas grutas, sumideros y surgencias repartidas a lo largo de los afloramientos calcáreos. Las grutas conocidas están hoy día inactivas y secas, lo cual indica que debieron de ser funcionales en épocas cuaternarias más húme-

das. Las fluctuaciones climáticas cuaternarias también afectaron a las microformas kársticas superficiales. Así, las morfologías de lapiaz cubierto aparecen casi siempre exhumadas; dado que se generan bajo un suelo, debe tratarse de formas heredadas, tal y como han observado otros autores en diversos puntos de la cordillera (GUTIÉRREZ y PEÑA, 1979a y b). Además, la superposición de lapiaces cubiertos exhumados sobre otros previos de karst desnudo indica una evolución compleja de las superficies karstificadas, con alternancia de épocas húmedas con desarrollo edáfico y otras más secas en las que éste estuvo ausente.

En general, puede hablarse de una progresiva ralentización de los procesos kársticos en la zona, debido tanto a una paulatina aridificación climática como a la profundización de los niveles de base fluviales. De igual forma, el polje de Gallocanta se encuentra en vías de captura fluvial, tanto por el NW (hacia el río Piedra) como por el SE (hacia el río Jiloca). En la actualidad se observan algunos procesos de karstificación muy débiles asociados a los fondos de algunas dolinas, así como a las superficies desnudas de calizas mesozoicas. La carbonatación parcial de las aguas superficiales y subsuperficiales se refleja en los procesos actuales de recubrimiento espeleotémico en los travertinos de Fuentes Claras, así como en la precipitación de carbonatos tobáceos en el manantial de Cimballa.

Finalmente, por todas las características descritas, el karst que nos ocupa puede ser considerado como un "merokarst" dentro de la clasificación de CVIJIC (1918), que da formas de absorción circulares, circulación vertical y horizontal y surgencias periféricas. Según la clasificación de LLOPIS (1970), se trataría en general de un karst pluvial con alimentación alóctona. También podría hablarse de un "fluviokarst" relicto, en el sentido de SWEETING (1972), ya que coexisten las formas kársticas con las fluviales (ríos alógenos, gargantas, lapiaz, dolinas, poljes, etc.). En cuanto a su estado evolutivo, estaríamos ante un karst senil policíclico, con la existencia de formas vivas y muertas, donde predominan las segundas.

IMPLICACIONES AMBIENTALES DE LOS PROCESOS KÁRSTICOS

Un aspecto importante en el estudio de los procesos kársticos es el relacionado con su posible interacción con la actividad humana. Aunque la intensidad actual de dichos procesos en la zona de estudio es muy reducida, existe una clara potencialidad de interferencia con los asentamientos humanos, así como con los usos agrícolas y ganaderos, vías de comunicación, etc. Las diversas posibilidades de interacción son múltiples: procesos kársticos que pueden afectar negativamente a las actividades humanas (es decir, riesgos geológicos de origen kárstico), usos antrópicos que pueden interferir con la estabilidad y preservación de las formas kársticas, o bien actividades en general que a través de los procesos kársticos pueden originar consecuencias no deseadas (impactos ambientales), etc.

Uno de los procesos kársticos que más directamente pueden afectar a los asentamientos humanos es el colapso del techo de cavidades próximas a la superficie. Aunque no abundan las simas y dolinas de colapso, la extracción de aguas subterráneas en zonas de cultivo intensivo puede afectar

a la dinámica hidrogeológica kárstica a través de un descenso del nivel freático kárstico, el cual puede catalizar los procesos de disolución y posterior colapso. En la zona de estudio estos fenómenos pueden desarrollarse en el área de Fuentes Claras-Caminreal, donde la existencia de dolinas afectando a las acumulaciones travertínicas nos habla de un proceso de disolución subsuperficial activo en la actualidad. La alta proliferación de pozos para regadío en esta zona puede suponer una situación potencial de riesgo de subsidencia kárstica que convendría tener en cuenta de cara a un uso más racional y seguro de los recursos hidráulicos de dicho sector. Por otro lado, en la depresión de Gallocanta, el riesgo de subsidencia kárstica está asociado al substrato evaporítico, en su mayor parte fosilizado por una cobertera detritica permeable. Aunque en este sector no abundan los puntos de extracción masiva de aguas subterráneas, el posible aumento de su número podría favorecer el desarrollo de estos fenómenos de subsidencia, además de provocar un descenso del nivel freático que afectaría a la estabilidad del nivel de agua de la laguna.

Otra forma de interacción está relacionada con el uso de fertilizantes y pesticidas en los campos de cultivo desarrollados sobre los terrenos kársticos. Dichas sustancias pueden ser disueltas por las aguas de escorrentía y contaminar tanto a las manifestaciones hídricas superficiales (ríos Piedra y Jiloca, laguna de Gallocanta) como a los acuíferos kársticos. La contaminación de un ecosistema altamente sensible como es la laguna de Gallocanta puede producir daños importantes en las comunidades bióticas que la ocupan (asociaciones algales y microorganismos que constituyen la base de la cadena trófica que sustenta a la ornitofauna de este humedal). Asociado a este proceso hay que resaltar las labores de roturación de los márgenes de la laguna dentro de la zona de protección de la misma, que pueden deteriorar las comunidades de plantas halófilas desarrolladas en su litoral. Los recursos hídricos asociados a las surgencias kársticas de Cimballa, Fuentes Claras, Cella, etc., podrían verse también afectados por vertidos realizados incluso en zonas alejadas de las mismas.

Por último, la actividad humana puede provocar el deterioro de parajes kársticos de interés cultural y paisajístico. Además del citado caso de la laguna de Gallocanta, conviene incluir aquí el caso de la Hoces de Torralba, formadas por la garganta del río Piedra entre Embid y Cimballa. Afortunadamente, este paraje de indudable interés paisajístico, ecológico y espeleológico, no recibe hoy una afluencia masiva de visitantes, debido a las dificultades de acceso. No obstante, sería importante desarrollar las oportunas medidas de protección ambiental del mismo, de cara a preservar sus características tanto paisajísticas como ecológicas.

CONCLUSIONES

Con el objeto de conocer con detalle las morfologías kársticas existentes en las depresiones de Gallocanta y Jiloca se ha realizado un estudio geomorfológico detallado mediante trabajos de fotointerpretación y de campo. Dicho estudio ha permitido reconocer una amplia variedad de morfologías kársticas asociadas a los afloramientos carbonatados mesozoicos de la zona, tanto micro, meso y macromorfologías de disolución superficial, como formas endokársticas y depósitos de origen kárstico.

Entre las primeras se ha reconocido una variada gama de lapiales, tanto desnudos como cubiertos y exhumados. También se han identificado numerosas mesoformas de disolución, representadas por depresiones kársticas, tanto aisladas como agrupadas en campos de dolinas. Como macroformas de disolución superficial se ha reconocido un polje de grandes dimensiones ocupando la actual depresión de Gallocanta. Dicho polje, ya inactivo por alcanzar el substrato impermeable, está caracterizado por un conjunto de superficies de corrosión escalonadas hacia la actual laguna de Gallocanta. El estudio detallado del citado polje ha permitido inferir el momento de generación de dicha laguna, en torno al Pleistoceno superior, así como su posible relación con la evolución fluvio-kárstica de la vecina depresión del Jiloca. Otras formas superficiales estudiadas son los valles kársticos, representados fundamentalmente por valles ciegos, valles secos y gargantas, entre las que destaca el cañón del río Piedra en las Hoces de Torralba, cuyo desarrollo parte de la evolución tardía y captura fluvial de un polje subordinado al sistema de Gallocanta. Por otro lado, las manifestaciones endokársticas de la zona están representadas por sumideros, surgencias y grutas. Los primeros se localizan, preferentemente, en los fondos actuales del polje de Gallocanta. Las surgencias aparecen en los fondos de los valles de los ríos Piedra y Jiloca. En cuanto a las grutas, los casos conocidos son muy escasos, de poco desarrollo y con escasa o nula funcionalidad actual.

El conjunto de formas kársticas reconocidas se desarrolló fundamentalmente a lo largo del Cuaternario y su evolución estuvo ligada a las sucesivas fluctuaciones climáticas y a las oscilaciones del nivel freático regional. Hoy día aparecen como formas relictas con escasa funcionalidad, características de un karst senil cuyas implicaciones ambientales (riesgos kársticos) son muy reducidas, aunque en determinados sectores presenta un apreciable interés paisajístico que conviene preservar.

BIBLIOGRAFÍA

- BALLARÍN, I. (1986), *La Laguna de Gallocanta, refugio nacional de caza*, DGA, 8 págs.
- BATLLE, A.; DOBLAS, J. e IGLESIAS, A. (1979), «Proyecto de investigación de la Cuenca del Ebro. Síntesis de resultados», 2.º *Simp. Nac. Hidrogeología*, Pamplona, secc. 1.ª, Hidrogeol., 4, pp. 391-414.
- BÖGLI, A. (1960), «Solution of limestones and karren formation», *Zeit. f. Geomorph.*, Supp. Bd. 2, pp. 4-21.
- CALVO, J.; GONZÁLEZ, J.M.; GONZÁLEZ, J. y VILLENA, J. (1978), «Primeros datos sobre la sedimentación de dolomías en la Laguna de Gallocanta (provs. de Zaragoza y Teruel)», *Tecniterrae*, 21, pp. 1-9.
- CASCALES, J.C.; DOBLAS, J.G. y GARRIDO, M. (1979), «Hidrogeología de la Laguna de Gallocanta», 2.º *Simp. Nac. Hidrogeol.*, Pamplona, secc. 1.ª, Hidrogeol., 4, pp. 431-446.
- CLARK, P. y EVANS, F.C. (1954), «Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations», *Ecology*, 35, pp. 445-453.
- CVIJIC, J. (1918), «L'hydrographie souterraine et l'évolution morphologique du karst», *Rev. Géogr. Alp.*, 6, pp. 375-426.
- DANTÍN CERECEDA, J. (1941), «La laguna salada de Gallocanta (Zaragoza)», *Est. Geogr.*, 3, pp. 269-303.
- DELER, P.P. (1995), *La fuente de Cella*, Teruel, A.G. Perruca, 46 págs.

- GONZÁLEZ, J.; FERNÁNDEZ-NIETO, C. y GONZÁLEZ, J.M. (1984), «Los minerales de la arcilla de la Laguna de Gallocanta (Zaragoza y Teruel)», *I Congr. Esp. de Geología*, Segovia, vol. II, pp. 243-254.
- GRACIA, F.J. (1987), «Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica», *Cuaternario y Geomorfología*, 1, pp. 119-134.
- (1990), *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*, Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 660 págs.
 - (1991), «Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas», *Cuaternario y Geomorfología*, 5, pp. 65-76.
 - (1992), «Papel de la karstificación en la evolución cuaternaria de la Laguna de Gallocanta (provincia de Zaragoza)», *Actas del III Congr. Geol. España*, Salamanca, S.G.E., vol. II, pp. 58-62.
 - (1995), «Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain)», *Geomorphology*, 11, pp. 323-335.
- GRACIA, F.J. y CUCHÍ, J.A. (1990), «Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica)», *2.ª Reun. Cuaternario Ibérico*, Madrid, AEQUA y GTPEQ, vol. 2, pp. 697-706.
- GRACIA, F.J.; GUTIÉRREZ, M. y LERÁNOZ, B. (1988), «Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica», *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 125-142.
- GRACIA, F.J. y GUTIÉRREZ, F. (1996), «Neotectónica y sismicidad del Valle del Jiloca y sus alrededores», *Xiloca*, 17, pp. 165-206.
- GRACIA, F.J.; OLIVÉ, A. y GUTIÉRREZ, M. (1996a), «Fosas del Jiloca y de Gallocanta», *XXX Curso de Geología Práctica*, Univ. de Verano de Teruel, pp. 139-156.
- GRACIA, F.J.; GUTIÉRREZ, F. y GUTIÉRREZ, M. (1996b), «Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica noroccidental)», *Cuaternario y Geomorfología*, 10, pp. 33-45.
- GRACIA, F.J. y SANTOS, J.A. (1992), «Caracterización sedimentológica y modelo deposicional costero de una terraza lacustre pleistocena en la Laguna de Gallocanta (provincia de Zaragoza)», *Symposium sobre Sedimentación Lacustre*, III Congr. Geol. España, Salamanca, vol. I, pp. 98-107.
- GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979a), «El karst de los Llanos de Pozondón (prov. de Teruel)», *Teruel*, 61-62, pp. 39-46.
- (1979b), «El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín)», *Est. Geol.*, 35, pp. 651-654.
 - (1989), «El karst de la Cordillera Ibérica», *El karst en España*, Monogr. de la S.E.G., n.º 4, pp. 151-162.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982), «El polje de Vistabella del Maestrazgo (prov. de Castellón)», *Actas Reun. Monogr. sobre el Karst*, Larra, pp. 95-104.
- (1983), «Los poljes de la región Torrijas-Abejuela (provs. de Teruel, Castellón y Valencia)», *Teruel*, 69, pp. 99-108.
- GUTIÉRREZ, M. y VALVERDE, M. (1994), «El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, prov. de Cuenca)», *Cuaternario y Geomorfología*, 8, pp. 87-95.
- GUTIÉRREZ, F.; GRACIA, F.J. y GUTIÉRREZ, M. (1996), «Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfoestratigráficas y estructurales», *Cuad. Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, La Coruña, pp. 23-43.
- HERNÁNDEZ, A.; OLIVÉ, A.; MOISSENET, E.; PARDO, G.; VILLENA, J.; PORTERO, J.M. y GUTIÉRREZ, M. (1983a), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 491, Calamocha*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 73 págs.

- HERNÁNDEZ, A.; RAMÍREZ, J.I.; OLIVÉ, A. y RIBA, O. (1983b), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 566, Cella*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 68 págs.
- HERNÁNDEZ, A.; GODOY, A.; ÁLVARO, M. y RAMÍREZ, J.I. (1985), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:200.000. Hoja n.º 47, Teruel*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 192 págs.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926), «La Laguna de Gallocanta y geología de sus alrededores», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVI, Madrid, pp. 419-429.
- JENNINGS, J.N. (1985), *Karst Geomorphology*, Blackwell, 239 págs.
- LLOPIS, N. (1970), *Fundamentos de hidrogeología kárstica*, Ed. Blume, 269 págs.
- LOZANO, M.V. (1988a), *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*, Tesis Doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, Univ. de Zaragoza, 804 págs.
- (1988b), «Los poljes del sector de Mosqueruela (Serranías de Gúdar-Maestrazgo, provincia de Teruel)», *Cuaternario y Geomorfología*, 2, pp. 57-66.
- LOZANO, M.V. y JIMÉNEZ, A. (1990), «El karst de los llanos de Villaseco (Cordillera Ibérica oriental, provincia de Teruel)», *I Reun. Nac. de Geomorfología*, S.E.G., tomo I, pp. 115-124.
- MOISSENET, E. (1980), «Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales», *R.G.P.S.O.*, 51, pp. 315-344.
- OLAVERRI, T. y REY, R. (1980), *Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, E.1:1.000.000*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
- OLIVÉ, A.; HERNÁNDEZ, A.; MOISSENET, E.; PARDO, G.; VILLENA, J. y GUTIÉRREZ, M. (1983), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 516, Monreal del Campo*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 62 págs.
- OLMO, P. del; PORTERO, J.M. y GUTIÉRREZ, M. (1983a), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 464, Used*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 74 págs.
- OLMO, P. del; PORTERO, J.M.; VILLENA, J.; PARDO, G. y GUTIÉRREZ, M. (1983b), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 490, Odón*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 76 págs.
- PEÑA, J.L.; ECHEVERRÍA, M.T. y JIMÉNEZ, A. (1991), «El sistema de poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín (prov. de Teruel)», *Teruel*, 82, pp. 79-100.
- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984), *Geomorfología de la provincia de Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses, 149 págs.
- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ, M. y SIMÓN, J.L. (1987), «El polje de Barracas-Alcotas (provs. de Castellón y Teruel)», *Actas VII Reun. sobre el Cuaternario*, Santander, pp. 135-138.
- PEÑA, J.L.; LOZANO, M.V.; SÁNCHEZ, M.; JIMÉNEZ, A.; ECHEVERRÍA, M.T. y MOYA, C. (1996), «Los campos de dolinas y los sistemas de poljes de la Sierra de Albarracín», *Geomorfología de la Sierra de Albarracín*, XI Curso de Geografía Física. Univ. Verano de Teruel, pp. 83-107.
- PROYEX (1980), *Estudio de impactos ambientales sobre la Laguna de Gallocanta por la acción del desarrollo agrario*, Madrid, CEOTMA/MOPU, 184 págs.
- RAMÍREZ, J.I.; OLIVÉ, A. y MOISSENET, E. (1983), *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja n.º 541, Santa Eulalia*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 71 págs.

- SÁNCHEZ FABRE, M. (1990), «Los poljes de la región de Fuentelespino de Moya (Serranías de Cuenca)», *I Reun. Nac. Geomorfología*, S.E.G., tomo I, pp. 135-146.
- SOLÉ, L. y RIBA, O. (1952), «El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica», *Teruel*, 7, pp. 7-22.
- SUÁREZ, F.; SÁINZ, H.; SANTOS, T. y GONZÁLEZ-BERNÁLDEZ, F. (1991), *Las Estepas Ibéricas*, Madrid, Ministerio de Obras Públicas y Transportes.
- SWEETING, M.M. (1972), *Karst landforms*, Macmillan Press, 362 págs.
- VILLENA, J. (1969), «Mapa geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores», *Guía Excur. V Reun. Grupo Esp. Sedimentología*, Pamplona.
- YETANO, L.M. (1980), *El Sistema Ibérico zaragozano: los macizos paleozoicos y su entorno. Estudio geomorfológico*, Tesis Doctoral, Fac. Filosofía y Letras, Univ. Zaragoza, 207 págs.

Recibido el 22 de febrero de 1999

Aceptado el 4 de marzo de 1999

