

Karst: un concepto muy diverso

Karst: a very diverse concept

JOSÉ MIGUEL ANDREU¹, JOSÉ MARÍA CALAFORRA^{2,8}, JUAN CARLOS CAÑAVERAS¹, SOLEDAD CUEZVA³, JUAN JOSÉ DURÁN⁴, POLICARPO GARAY⁵, M^a ÁNGELES GARCÍA DEL CURA⁶, ÁNGEL GARCÍA-CORTÉS², FERNANDO GÁZQUEZ⁷, SALVADOR ORDÓÑEZ¹ Y SERGIO SÁNCHEZ-MORAL³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, 03080 Alicante. E-mail: andreu.rodas@ua.es, jcanaveras@ua.es, salvador@ua.es

² Departamento de Biología y Geología, CAES Cambio Global, Universidad de Almería, 04120 Almería. E-mail: jmcalaforra@ual.es, acortes@mncm.csic.es

³ Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), C/José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. E-mail: scuezva@mncm.csic.es, ssmilk@mncm.csic.es

⁴ Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. E-mail: jlduran@igme.es

⁵ Servicio Territorial de Medio Ambiente. Generalitat Valenciana C/Gregori Gea, 27, 46009 Valencia. E-mail: garay_pol@gva.es

⁶ Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), Facultad de Geología, c/José Antonio Novais, 12, 28040 Madrid. E-mail: angegcura@ua.es

⁷ Department of Earth Sciences. University of Cambridge. Downing Street, Cambridge. CB2 3EQ, UK. E-mail: f.gazquez@ual.es

⁸ La Venta Esplorazioni Geografiche (www.laventa.it)

Resumen La gran diversidad intrínseca del karst y la variedad de campos científicos desde los que ha sido estudiado este medio ha generado un espectacular aumento de su conocimiento. Ese avance ha venido acompañado también de nuevas incógnitas y nuevos planteamientos. El presente trabajo trata de recoger una pequeña muestra de esa amplia diversidad, asociada a un elevado grado de especialización, que de forma integrada permite completar el puzzle del karst. Inicialmente, se presenta una revisión sintética del concepto de karst, del proceso de karstificación y de las morfologías asociadas al mismo. Seguidamente, y planteado a partir de una serie de interrogantes, se muestran algunos aspectos y curiosidades relacionadas con el karst. Las características microclimáticas subterráneas, el karst no tradicional o los depósitos y mineralizaciones asociados al karst, son algunos de los temas que se incluyen en este trabajo y que puede interesar a los docentes que imparten docencia sobre el karst.

Palabras clave: Atmósfera subterránea, karst hipogeo, paleokarst, pseudokarst, travertinos, toponimia kárstica, yacimientos kársticos.

Abstract *The great intrinsic diversity of karst and the variety of scientific fields in which it has been studied has generated a dramatic increase in our knowledge about it. This advance has also been accompanied by new questions and issues that open the door to new approaches. Our work intends to show a small sample of the wide diversity, often associated with a high degree of specialization, which allows completing the karst puzzle. In the first place, this paper provides a synthetic review of the concept of karst, the karstification process and the morphologies associated with it. Next, starting with a few questions, it shows some aspects and curiosities related to karst. The features of the underground microclimate, the non-traditional karst or deposits and mineralization associated with karst, are some of the topics included in this work, which can be interesting for the teachers dealing with the topic of karst in their classes*

Keywords: Hypogene karst, karstic toponimy, ore karst, paleokarst, pseudokarst, subterranean atmosphere, travertines.

INTRODUCCIÓN

Desde un punto de vista geológico se entiende el karst como un terreno con características hidrológicas y rasgos geomorfológicos propios, resultado de la interacción del agua con las rocas solubles

(carbonatos y evaporitas como más representativas) que afloran en un territorio o subyacen en el subsuelo. Son muchos los lugares del planeta donde se encuentran estos materiales y donde las características climáticas y geológicas han originado una gran

variedad de morfologías y tipologías de karst. Esta amplia representación y diversidad natural ha suscitado el interés por el karst desde muchos puntos de vista (científico, social, cultural, patrimonial, entre otros). Pero además, el karst presenta un enorme valor con respecto a sus recursos, ya que gran parte de nuestras actividades dependen de ellos; a título de ejemplo, se estima que aproximadamente un 25% de la población mundial depende del agua del karst (Ford y Williams, 2007). Bajo esa amplia diversidad de facetas, el estudio del karst ha sido abordado mediante distintas aproximaciones disciplinares (geológica, geográfica, química, biológica, hidrológica, etc.). Esta multidisciplinariedad de enfoques ha hecho que a lo largo de las últimas décadas el conocimiento sobre el medio kárstico haya experimentado un notable avance, al tiempo que se han abierto nuevos interrogantes y líneas de investigación.

Este trabajo, que se presenta como tema del día del monográfico dedicado al karst, trata de exponer una pequeña pincelada de algunos aspectos generales relacionados con el karst y de otros más específicos, de cierto interés o singularidad. Centrado básicamente en cuestiones relacionadas con la geología, se ha estructurado en una primera parte, más clásica y convencional, en la que se presenta brevemente el proceso y los resultados de la karstificación, para pasar a una segunda parte, en la que se abordan algunos tópicos más específicos del karst. Indudablemente, no se pretende cubrir todos los ámbitos relacionados con el karst, sino exponer brevemente algunos de los ítems en los que actualmente la comunidad científica muestra interés, y sobre los que se están produciendo importantes avances.

¿QUÉ ES Y QUÉ NO ES UN KARST?

El término karst es la forma germanizada de la palabra indo-europea *kar* o *karra*, que significa roca o superficie de roca desnuda y es el nombre de una antigua plataforma caliza que se extiende por la región más septentrional de los Montes Dináricos (en la actual Eslovenia, al noreste de la bahía de Trieste) (Gams, 1993; Kranjc, 2011). Su uso en geología data de finales del siglo XIX y principios del XX (Cvijic, 1893; 1918) y se empleó originalmente para definir un tipo distintivo de sistema geomorfológico e hidrogeológico asociado a unas determinadas rocas solubles (calizas). Desde entonces, el término karst ha sufrido diferentes acepciones, siendo definido como un paisaje, un sistema hidrogeológico o una facies diagenética (Swetling, 1972; Esteban y Klappa, 1983; Choquette y James, 1988; Esteban, 1991; Ford y Williams, 2007).

El intento de unificar los conceptos geomorfológico, hidrológico y diagenético del karst en una única definición es complicado, debido básicamente a la gran cantidad de elementos y factores que influyen en su funcionamiento y a su carácter policíclico en el registro geológico. No obstante, a partir de los diversos conceptos de karst en la literatura científica se puede establecer que un karst implica:

- Un sistema de drenaje (jerarquizado y generalmente integrado) con flujo por conductos, controlado

por un nivel de base. El término integrado implica un sistema de drenaje en el que los conductos no son independientes y desconectados unos de otros, sino que están interconectados y dirigidos hacia unos puntos de salida (surgencias).

- Un proceso de disolución (y también de erosión mecánica) por la acción de aguas naturales, que produce este sistema de drenaje.
- La generación de una serie de caracteres morfológicos (paisaje) y sedimentológicos (depósitos, tanto detríticos como químicos), subterráneos y/o superficiales, producto de la instalación de este sistema de drenaje.

Del mismo modo, el karst no implica:

- Que la naturaleza de las aguas que generan la disolución sea meteórica (derivada de aguas de lluvia), ya que se producen disoluciones significativas y karstificación en otros ambientes y por la acción de otro tipo de aguas naturales.
- La existencia de superficies de exposición subaérea, si bien buena parte de los ejemplos de karst son productos de tales exposiciones subaéreas.
- El desarrollo siempre de caracteres superficiales, asociados a un paisaje terrestre.
- La naturaleza exclusiva carbonática y evaporítica del karst. Las morfologías kársticas también se producen en otros tipos de rocas de diferente solubilidad, por lo que puede existir karst en una amplia variedad de materiales.

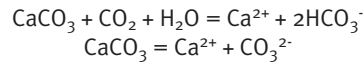
Por consiguiente, se puede definir al karst como un sistema de drenaje jerarquizado (y generalmente integrado) con flujo hídrico por conductos, que se forma por la disolución de rocas solubles (predominantemente carbonatos y evaporitas) y que generan unas características morfológicas y sedimentológicas subterráneas y superficiales (o solamente subterráneas) distintivas.

EL PROCESO DE KARSTIFICACIÓN

El proceso de karstificación no se puede entender sin tener en cuenta los mecanismos y factores que controlan la interacción agua-roca. La circulación de las aguas naturales, su cantidad y su capacidad de disolución, la distribución y tipología de los caracteres kársticos y su evolución dependen de la interrelación entre factores intrínsecos (tipo de litología, estructura, estratificación) y extrínsecos (clima, relieve, tiempo) (Swetting, 1972; Esteban y Klappa, 1983; Choquette y James, 1988; Ford y Williams, 2007).

Entre los diversos factores que afectan la karstificación en rocas carbonáticas, es la presencia de CO₂ en el agua, el que más peso tiene y el que favorece que se acentúe la disolución. Mayoritariamente, el agua se enriquece en CO₂ cuando atraviesa el suelo y se hace agresiva frente a los carbonatos y comienza la generación de porosidad secundaria en forma de conductos y cavidades por disolución (karstificación). El proceso origina la ruptura de la red cristalina del mineral carbonático y la consiguiente dispersión de sus componentes en el seno del líquido (disolución acuosa). Normalmente, este proceso se suele ejemplarizar a partir de la reacción

de disolución de la calcita. La ecuación se suele expresar de forma simplificada como:



Otros mecanismos generadores de disolución en carbonatos son: por oxidación de la materia orgánica (significativa en profundidad, donde otros procesos son menos importantes), por mezcla de aguas de diferente quimismo, como, por ejemplo, diferentes PCO_2 , temperaturas, salinidades o composición iónica (predominante en las zonas de mezcla marino-meteórico), y, en menor medida, por cambios en la temperatura de fluidos o por expulsión de gases o fluidos de cuencas adyacentes (Smart y Whitaker, 1991).

Solubilidad de las rocas

El proceso de karstificación depende fundamentalmente de los equilibrios químicos. Los materiales susceptibles de karstificación, tanto rocas muy solubles (yeso y sal gema) como las rocas que aparentemente no se disuelven como las cuarcitas, tienen cierto grado de solubilidad que les permite ser “candidatas” a desarrollar también un karst (Fig. 1). La tabla I muestra que los datos de material disuelto pueden variar muchísimo de unas rocas a otras.

Por ejemplo, el yeso es 5 veces más soluble en agua que la caliza y la sal gema es 150 veces más soluble que el yeso ó 700 veces más que la caliza (Calaforra, 2000). Por otro lado, hay rocas prácticamente insolubles como las cuarcitas cuya solubilidad en condiciones normales supera escasamente los 10 g/L de agua. Sin embargo, en la naturaleza existen grandes cavidades tanto en cuarcitas como en calizas, o por el contrario, las cuevas en materiales muy solubles como el yeso o la halita no generan espacios tan grandes como pueden hacerlo en las calizas.

Esta paradoja ya nos indica que en el proceso de formación de un karst no sólo intervienen los procesos químicos, sino que hay factores controlados

CUARCITAS Cuarzo (sílice-amorfo) $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} == \text{Si}(\text{OH})_4$	Sol. (mg/L) 12-120
CALIZAS Calcita ($\text{PCO}_2 = 10^{-3}, 10^{-1} \text{ atm}$) $\text{CaCO}_3 == \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	100-500
DOLOMIAS Dolomita ($\text{PCO}_2 = \text{idem}$) $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 == \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-}$	90-480
YESOS Yeso $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} == \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	2400
SAL GEMA Halita $\text{NaCl} == \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	360000

Tabla I. Algunas reacciones de solubilización de distintos minerales formadores de rocas.

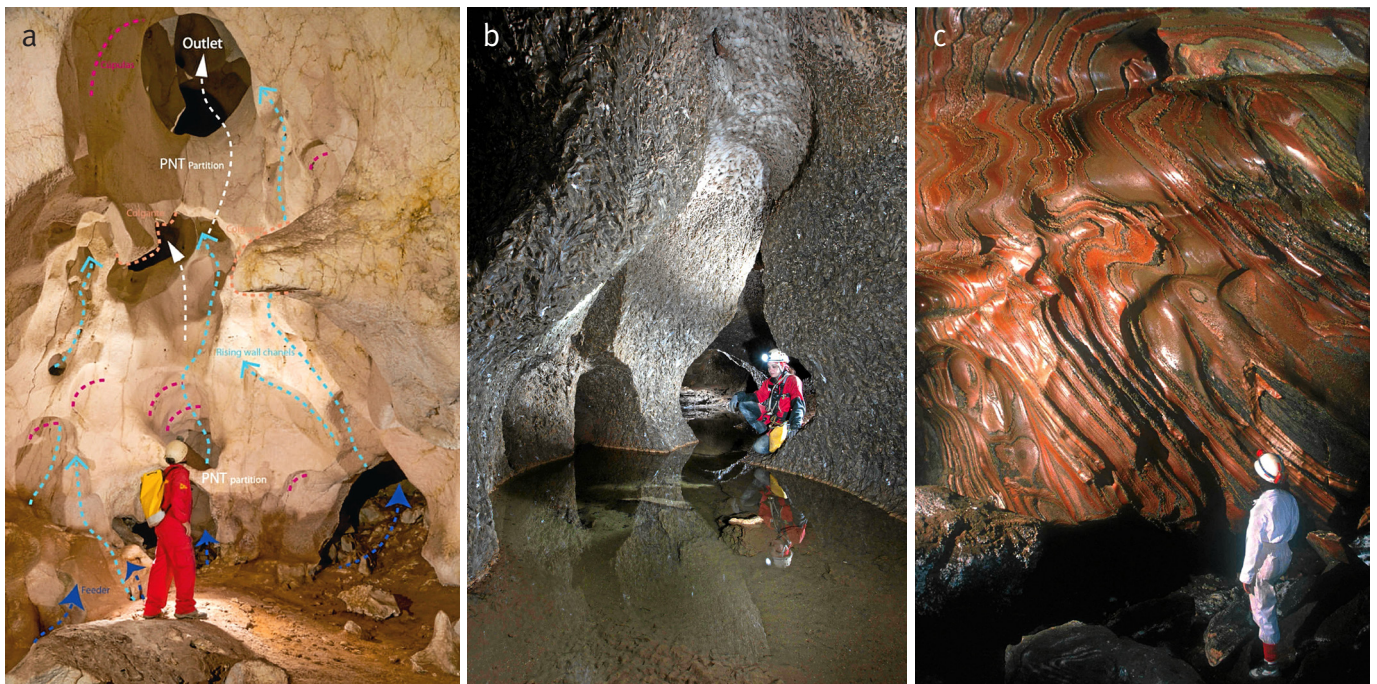
por los procesos geológicos como son la enorme magnitud del tiempo geológico –que no podemos llevar a un laboratorio- la estructura de las rocas o la historia geomorfológica de una zona a lo largo del tiempo.

Tasas de disolución

El proceso de karstificación no sólo depende de la solubilidad de la roca, sino también de la rapidez a la cual se disuelve el material (tasa de disolución). En general, las rocas más solubles se disuelven más rápidamente. Pero si entramos en detalle, la velocidad a la cual se disuelve una roca está controlada por la tasa de material disuelto que pasa desde la roca al agua por unidad de tiempo. En suma, hablamos de esa delgada y poco conocida interfase entre agua y roca y de todos los procesos fisicoquímicos que en ella intervienen.

Entre estos procesos complejos de la interfase hay dos que destacan: la difusión y la turbulencia. La difusión controla el movimiento de las partículas disueltas desde las zonas de alta concentración (justo en el contacto con la roca) hasta las zonas de baja concentración (flujo de agua). Pero la difusión depende mucho del tipo de material:

Fig. 1. (a) Disolución de calizas por aguas altamente agresivas en la cueva del Puerto, Murcia (foto CENM); (b) Disolución de yesos en Sorbas, Almería (foto F. Hoyos); (c) Disolución de sal en Cardona, Barcelona (foto F. Cardona).



no es lo mismo una roca porosa como el yeso macrocristalino que una roca masiva como una caliza micrítica. Por otro lado, la turbulencia aumenta enormemente la transferencia de material desde la roca al agua. La turbulencia depende del tamaño de los conductos, de la velocidad de flujo, pero, en términos generales, los procesos turbulentos lo que provocan en última instancia es la disminución del espesor de la capa límite roca-agua y, en consecuencia, el aumento de la velocidad de disolución de la roca. Además, las tasas de disolución de las rocas no son constantes en el tiempo de forma que disminuyen drásticamente a medida que el agua va adquiriendo la saturación. De nuevo los procesos geológicos, la textura de las rocas y las condiciones del medio son clave para entender la karstificación.

Otros factores que controlan el desarrollo de los procesos kársticos

En la formación de un karst no sólo intervienen procesos químicos sino también físicos, geológicos e incluso biológicos. Por ejemplo, en el caso de rocas tan poco solubles como las cuarcitas (compuestos fundamentalmente de SiO_2) la formación de ácido silícico (H_4SiO_4) puede descomponer las rocas a lo largo de los contactos cristalinos, produciéndose un proceso de arenitización (alteración de la cuarcita en arena de cuarzo) que permite, en última instancia que los procesos erosivos mecánicos o físicos sean los realmente causantes de este tipo de cavidades tan peculiares (Fig. 2). Por ello hace falta esencialmente tiempo y unas condiciones de humedad y acidez adecuadas.

La microbiología también juega un papel en el proceso de formación y evolución de un karst, aspecto que ha sido reconocido recientemente en numerosos trabajos científicos. De hecho muchos de los procesos implicados en la formación de cavidades están controlados por microbios que pueden actuar tanto en condiciones reductoras como oxidantes. Como por ejemplo, la reducción de sulfatos y formación de ácido sulfhídrico (H_2S), muy agresivo ante la roca carbonatada, o la precipitación de minerales de manganeso o hierro que están controlados también por la actividad microbiana en las cavidades (Sarbu *et al.*, 1994; Boston *et al.*, 2006).

Algunos autores entienden la denudación kárstica como todo el conjunto de procesos que intervienen en la formación del paisaje kárstico, tanto superficial como subterráneo. Una de las formas directas de valorar esta denudación es el uso de instrumentos capaces de medir el descenso (erosión y disolución) en una superficie de roca karstificable a lo largo del tiempo, mediante el uso de instrumentos de medida directa, como los micrómetros de erosión. Para ello, es necesario no sólo una gran precisión en la medida, sino también realizar un seguimiento durante muchos años, ya que el proceso de la karstificación supera con creces la escala temporal humana. Algunos ejemplos de las tasas de denudación de la superficie en terrenos kársticos se muestran en la tabla II.

Una de las primeras conclusiones que se desprenden de estos datos es que la denudación es



Fig. 2. Las cuevas de Tepuy en Venezuela son un ejemplo de karstificación en cuarcitas. Foto: Vittorio Crobu (La Venta-Therapsosa).

fuertemente dependiente de dos factores: el tipo de roca karstificable y el clima del área, en concreto de la precipitación media anual. Parece existir una proporción bastante adecuada de 0,1 mm por cada 100 mm de lluvia para los materiales yesíferos y alrededor de 0,1 mm por cada 2000 mm de lluvia para las fases carbonáticas.

Por lo tanto, bajo un prisma más amplio podríamos decir del proceso de karstificación que supone la confluencia de multitud de procesos individuales que intervienen con distinto peso de acuerdo con las condiciones del medio. El estudio del karst sigue siendo todo un reto incluso para un equipo multidisciplinar de investigadores.

Tabla II. Tasas de denudación kárstica en calizas y yesos.

	DENUDACIÓN KÁRSTICA (mm/AÑO)	LLUVIA MEDIA (mm/AÑO)
CALIZAS		
Grazalema (Cádiz, España)	0,050-0,100	2200
Trieste (Italia)	0,010-0,040	1050
YESOS		
Sorbas (Almería, España)	0,100-0,300	210
Bolonia (Italia)	0,500-0,700	709

EL PAISAJE KÁRSTICO

Un acercamiento al paisaje kárstico puede iniciarse separando las morfologías subaéreas (exokarst) de las subterráneas (endokarst), si bien un aspecto importante y característico de la geomorfología kárstica es la existencia de formas mixtas, generalmente relacionadas con la propia evolución (envejecimiento - rejuvenecimiento) del sistema kárstico. El alto número de morfologías y el carácter poligénico de muchas de ellas hace que cualquier clasificación (descriptiva, genética o morfogenética) resulte compleja (Bogli, 1960; White 1988; Ford y Williams, 2007), no obstante definiremos los caracteres morfológicos más comunes.

Las formas exokársticas pueden dividirse en función de la escala de observación en formas a pequeña escala (genéricamente denominadas *lapiaz* o *karren*), a escala intermedia (*dolinas*) y a gran escala

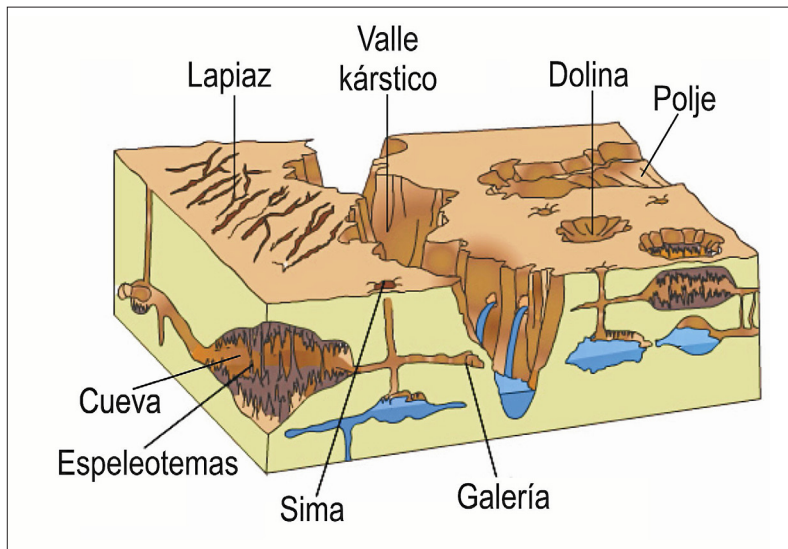


Fig. 3. Esquema simplificado de las principales morfologías kársticas (modificado de http://agrega.juntadeandalucia.es/repositorio/22112011/5a/es-an_201112213_9125651/ODE-ef73do6ef308-3e1a-baec-51e1c19eaf1d/modelado_karstico.jpg).

(gargantas o cañones kársticos, poljes, valles kársticos) (Fig. 3).

Lapiaz. También llamado lenar o karren, está formado por morfologías generalmente de pequeñas dimensiones desarrolladas sobre la roca desnuda o parcialmente cubierta, resultado de la acción directa de la disolución del agua: formas circulares planares (cubetas de disolución o *kamenitzas*, *pits*, *pans*, *heelprints*,...), formas lineales controladas por fracturas (*grikes*, *splitkarren*,...), formas lineales controladas hidrodinámicamente (*rillenkarren*, *runnels*,...) y formas poligénicas (las más abundantes). A pesar de encontrarse dentro de las morfologías de pequeña escala presentan dimensiones muy variables, pudiendo abarcar de nanoformas (< 1 mm) a microformas (1-10 mm), mesoformas (1 cm-10 m) y macroformas (> 10 m), incluye también los campos de lapiaz). En algunas clasificaciones se incluyen en estos últimos los callejones (*bogaces*), un elemento básico en los torcales y pavimentos kársticos.

Dolina. Depresión cerrada de pequeño o mediano tamaño (pocos metros a 1 km de diámetro) de morfología circular o elíptica y cuyo fondo actúa como sumidero (ponor) por donde el agua se introduce en el interior del karst. Han sido consideradas tradicionalmente como la "unidad esencial del relieve exokárstico" (Swetling, 1972), y su origen puede ser diverso, lo que ha originado una amplia propuesta de tipologías, pero las más frecuentes son las originadas por disolución, subsidencia y colapso. En algunos lugares de España también se les ha denominado torcas. La conjunción de dos o más dolinas origina depresiones más amplias de formas irregulares denominadas uvalas.

Polje. Depresión de origen mixto (tectónico o erosional y kárstico) en cuyo fondo plano se acumulan depósitos superficiales (fluviales, aluviales, residuales de la disolución, etc.). Su drenaje puede realizarse por cursos fluviales temporales o permanentes (polje abierto), o por sumideros (polje cerrado o de drenaje kárstico). Se trata de la morfología exokárstica de mayor tamaño, de escala kilométrica.

Valles kársticos. Son morfologías de incisión fluvial en terrenos kársticos, cuyo funcionamiento se localiza en parte o totalmente bajo la superficie, lo que puede traducirse en que a veces no discurre nin-

guna corriente fluvial (valles secos) o el curso fluvial se infiltra en un sumidero (valle ciego). Cuando son estrechos y presentan paredes verticales forman cañones y gargantas. La cabecera de estos valles puede tener una forma de anfiteatro y tener un manantial que da lugar a un curso de agua superficial en cuyo caso se denomina valle en fondo de saco. Con el transcurso del tiempo y debido a la ampliación de su parte terminal, estos valles se pueden transformar rudimentariamente en poljes.

Algunas clasificaciones agrupan las morfologías superficiales en negativas (*dolinas*, *gorges*, *poljes*) y positivas (*mogotes*, *torres*, *conos* y *pináculos*), estos últimos podemos considerarlos en muchos casos como relieves residuales, correspondientes a sistemas kársticos muy evolucionados, en etapas seniles. En áreas tropicales forman el paisaje de torcillas o bosques de picos rocosos.

La unidad esencial de las morfologías endokársticas es la *cueva* o *cavidad kárstica*. Tradicionalmente, este término se emplea cuando las cavidades son lo suficientemente grandes para permitir el tránsito de una persona. No obstante, una definición basada en propiedades hidrológicas, es decir, de acuerdo con las propiedades físicas del flujo de agua, es, sin lugar a dudas, mucho más adecuada. Se define como cueva, o sistemas de cuevas kársticas, a los conductos formados por disolución, de un tamaño mayor a 5-15 mm de diámetro o sección, que se extiende, de forma continua, desde los puntos de entrada de agua subterránea a los puntos de salida (Ford, 1988). Este tamaño mínimo corresponde a la apertura mínima efectiva para permitir el flujo turbulento del agua. Cuando son menores de 5 mm se habla de *protocuevas* (Ford y Ewers, 1978).

La morfología de las cavidades está sujeta a una amplia variedad de factores, principalmente a la interacción de la estructura y el tipo de régimen hidrodinámico. De forma esquemática, se puede sintetizar que las secciones de las cuevas y conductos freáticos tienden a ser subcirculares o elípticas y las vadosas tienden a ser trapezoidales (*like cannyon*) (Ford, 1988). Ambas pueden tener indicadores de corrientes y la morfología de sus secciones puede estar más o menos modificada y destruida por colapsos.

Descripciones más detalladas y completas pueden consultarse en los manuales clásicos de Geomorfología Kárstica. Además de los textos sobre geomorfología e hidrología kárstica, es posible encontrar numerosa documentación sobre morfología kárstica en la red, muchos de los cuales ofrecen abundante material visual. Sin embargo, deben emplearse con cuidado, ya que algunos presentan errores y confusiones. Entre los recursos de la red se destaca la página de la *Unión Internacional de Espeleología*, que ofrece entre otros, un interesante glosario terminológico de cuevas y karst (<http://www.speleogenesis.info/directory/glossary/>).

LOS DEPÓSITOS KÁRSTICOS

Además de las morfologías erosivas resultantes de la disolución de la roca, en el karst se pueden encontrar diferentes morfologías asociadas a la acreción o acumulación de materiales. En un ambiente

exokárstico, como en cualquier sistema morfodinámico externo, los depósitos sedimentarios asociados al karst pueden ser *alóctonos* (procedentes del desmantelamiento y/o erosión de materiales adyacentes no karstificados) o *autóctonos* (derivados del desmantelamiento y/o erosión de los propios materiales karstificables *in situ*). Dependiendo del entorno geomorfológico, del clima y de la red de drenaje, pueden ser: edáficos, de alteración o *terra rossa* o propios de una red fluvial.

Por otro lado, las cuevas funcionan como grandes trampas de sedimentos, abarcando depósitos de tipo clástico, químico y orgánico. Como el funcionamiento de los conductos y canales kársticos es muy similar al de sistemas fluviales superficiales, también es muy común encontrar estructuras típicas de estos sistemas, si bien en los sedimentos endokársticos hay una serie de rasgos distintivos: son muy comunes los procesos de retrabajamiento y resedimentación; los procesos de *skrinkage*, *slumping* y bioturbación provocan que a veces no se cumpla la “ley de superposición”; muchas facies son diacrónicas, incluso lateralmente y las variaciones en las tasas de sedimentación son muy importantes (Ford, 1988). Los principales depósitos endokársticos de origen detrítico son los autóctonos, derivados de colapsos de las propias cavidades, mientras que los sedimentos fluviales suelen ser alóctonos.

Merecen mención aparte los depósitos de precipitación química en el interior de las cuevas, genéricamente denominados *espeleotemas* (Fig. 4). Existe una amplia variedad de grupos de minerales que precipitan en el medio subterráneo, tales como carbonatos, sulfatos, nitratos, fosfatos, silicatos, siendo la calcita el mineral más importante desde el punto de vista cuantitativo. En función de su morfología, posición dentro de la cavidad o al proceso que lo origina reciben diferentes denominaciones. A continuación, se esquematizan algunas de las clasificaciones y terminologías más usadas:

Según el mecanismo de formación se distingue entre *dripstones* (agua de goteo), *flowstones* o *coladas* (agua circulante), *seepage deposits* (agua de percolación o asociada a surgencias), *pool deposits* (agua estancada) y por condensación.

En función de su situación dentro de las cavidades y de sus morfologías, se pueden dividir en:

- * *Cenitales*: estalactitas, anemolitas, helictitas, antoditas, etc.
- * *Parietales*: cortezas, coladas, macizos, cortinas, banderas, etc.
- * *Pavimentarios*: estalagmitas, columnas, coladas, suelos estalagmíticos, gours, etc.

Por último, según el ambiente en el que se originan, se pueden distinguir entre:

- * *Vadosos*: formados en la zona no saturada donde predomina el flujo vertical descendente.
- * *Epifreáticos y freáticos*: formados en la interfase aire-agua, por debajo de ella, siempre y cuando esta interfase se corresponde con el nivel freático. Un tipo similar son los espeleotemas epiacuáticos y subacuáticos.

ALGUNAS CUESTIONES RELACIONADAS CON EL KARST

¿Todos los conductos y cavidades naturales de las rocas son kársticos?

Tradicionalmente se han denominado formas pseudokársticas a aquellas morfologías similares a las kársticas en las que la disolución no es el proceso principal (Gillieson, 1996; Field, 1999). Los dominios geomorfológicos en los que diversos agentes y procesos generan morfologías que asemejan caracteres kársticos (formados por disolución) son muy variados (Halliday, 2007). A modo de ejemplo se pueden citar:

- Cuevas y abrigos en las costas marinas generadas por erosión litoral (*pseudokarst litoral*).
- Tubos y cavidades volcánicos asociados a flujos de lava (*pseudokarst volcánico*) (Fig. 5).
- Cuevas y galerías glaciares formadas por fusión y ablación (*deshielo*) (*pseudokarst glacial*).
- Cavidades eólicas formadas por deflación (*acción del viento*) (*pseudokarst eólico*).
- Galerías verticales en sedimentos poco consolidados y suelos por procesos de sufusión (*piping*) (*pseudokarst por sufusión*).

Fig. 4. Helictitas pertenecientes a la cueva de Castañar de Ibor (Cáceres).



Fig. 5. Tubos y cavidades en rocas volcánicas de la isla de El Hierro (*pseudokarst*).

- *Cavidades* y depresiones formadas por procesos de subsidencia o por movimientos en masa de sedimentos, etc.

No obstante, la práctica de referirse a ciertos fenómenos morfológicamente similares a los de un verdadero karst como ‘pseudokarst’ es problemática, ya que complica la terminología y choca con los principios básicos de las clasificaciones geomorfológicas convencionales. Existen términos geomorfológicos convencionales para la mayoría de los tipos de morfologías pseudokársticas (Grimes, 1975; Eberhard y Shaples, 2013).

¿Qué son realmente los travertinos?

El término travertino tiene su origen en el vocablo italiano *travertino* que es una derivación de *tiburtino* (del latín *Lapis tiburtinus* o piedra del Tíber). Esta roca era muy utilizada por los romanos, tal como recoge la obra de Vitruvio, por su cercanía a la ciudad de Roma y por su fácil talla. Es una roca bien cementada con abundantes macrocristales de calcita, orientados preferentemente con la dimensión mayor perpendicular al bandeado y texturas grumerales atribuibles a bacterias. Esta roca constituía importantes depósitos con bandeado y estratificación horizontal y colocada con la estructura perpendicular a los esfuerzos que se pretendía soportar ofrecía buena resistencia. Además, su porosidad característica la hacía muy apta para ser enroscada, pudiendo así imitar a mármoles de mayor figuración, como puede observarse en muchos monumentos clásicos de Roma y Grecia (como Segesta en Sicilia, Paistos en la Magna Grecia, dentro de la península Itálica, Paestum para los romanos) (Pedley, 2009; Pentecost, 2015) y en monumentos de algunas zonas de la Península Ibérica, como Valencia (García el Cura *et al.*, 2012).

Pero los denominados travertinos asociados al karst desde el punto de vista sedimentológico son tobas (Pentecost 2015, Capezzuoli *et al.*, 2014) y/o calizas estromatolíticas, que en épocas anteriores han sido denominadas travertinos *s.l* y tienen unas propiedades muy distintas. En general, presentan abundante porosidad relacionada con moldes de plantas e incluso de larvas de insectos (principalmente Quironómidos), su resistencia a la compresión es menor y sólo algunos de ellos presentan localmente estructuras bandeadas más complejas (estromatolitos *s.l.*), generadas por la precipitación de carbonato asociada a *biofilms* preferentemente cianobacterianos, que pueden llegar a ser confundidas con los travertinos *s.s.*, si bien difieren en su grado de litificación; ello hace que todos estos materiales sean reconocidos por el sonido poco agudo que hacen al ser golpeados con un martillo (*tuf, tuf, ...*) los que ha dado origen al término de toba, que también comparte el material constituido por piroclastos, preferentemente finos, como cenizas volcánicas (en la bibliografía anglosajona se diferencian por la forma de escribirlo: *tuff*: toba volcánica y *tufa*: toba carbonática).

Además de la diferenciación organoléptica y textural existente entre las tobas calcáreas (*tufas*) y los travertinos *s.s.* (*travertines*), hay una diferenciación genética que deja una impronta geoquímica (Ordóñez y Benavente, 2014), ligada al origen del CO₂ constituyente de los carbonatos, fácil de detectar.

Mientras los travertinos son generados por aguas calientes (De Filippis *et al.*, 2013), como lo muestra la composición isotópica del oxígeno de los carbonatos que los constituyen, las tobas son generadas por aguas frías saturadas en calcita procedentes de sistemas kársticos, esto es especialmente patente en las tobas de manantial, *perched springline tufas* (Pedley *et al.* 2003), pero también en las tobas fluviales de cascada o de terrazas de los ríos. En todo caso siempre están asociadas a aguas procedentes de acuíferos carbonáticos. En la península Ibérica, hay abundantes formaciones tobáceas actuales y para-actuales (González Martín y González Amuchastegui, 2014), así como travertinos coloreados de interés como roca ornamental.

Pentecost definió como “*meteogene travertines*”, a los travertinos generados por aguas relacionadas con el ciclo meteórico, que sería asimilable a las tobas, y “*thermogene travertines*”, para los generados por aguas de surgencias asociadas a procesos geotermales, en relación con fallas, como es el caso de los travertinos fisurales (*fissure ridge travertines*), que pueden constituir cuerpos litológicos verticales coincidiendo con el plano de falla. Si el agua se acumula en una depresión o pequeña cuenca se forman cuerpos de travertinos horizontales, son los denominados *plateau travertines*. Es frecuente que ambos aparezcan juntos en la misma zona como ocurre en Denizli en Turquía (De Filippis *et al.*, 2013) y en el SE de la península Ibérica (García del Cura *et al.*, 2016). Como consecuencia de la pérdida de temperatura del agua de la surgencia termal, se pueden desarrollar macrofitas y consecuentemente facies tobáceas, quedando intercaladas dentro del travertino, tal y como puede comprobarse en muchos travertinos comercializados como roca ornamental.

¿Se puede reconocer un karst en el registro geológico?

En la literatura se emplea el concepto de *palaeokarst* para referirse a un sistema kárstico relacionado con un contexto hidrológico (a menudo con una superficie de exposición subaérea) que se desarrolla en gran parte o por completo durante períodos geológicos pasados (Choquette y James, 1988).

Dado que el karst es esencialmente un sistema de drenaje, se dice que deja de ser activo cuando pierde su función hidrológica. Esta pérdida de funcionalidad está motivada por cambios en el contexto geotectónico, variaciones del nivel del mar, cambios climáticos, o la interacción de varios o de todos estos condicionantes; es decir, básicamente por los mismos factores que controlan su génesis y desarrollo. Otra cosa distinta es la fosilización de un sistema kárstico que puede ser el resultado de transgresiones marinas, sedimentación continental, elevaciones o levantamientos de conjuntos rocosos y cambios climáticos.

La fosilización de un sistema kárstico se produce en un determinado momento o estadio de la evolución de dicho sistema, por lo que el registro que se preserve corresponderá a dicho estadio evolutivo. Como todo sistema que implica un paleorelieve, éste presentará serios problemas de conservación, generalmente debido a la naturaleza fuertemente erosiva de las discontinuidades a las que se asocian,

por lo que las facies y perfiles kársticos pueden ser reabajados y/o destruidos. La destrucción o modificación de un determinado rasgo kárstico puede producirse durante su fosilización o durante posteriores reactivaciones.

En definitiva, un sistema kárstico antiguo puede haber estado relacionado con una superficie de exposición subaérea o no, puede haber sido enterrado o no por sedimentos más jóvenes, puede haber sido exhumado, reactivado, etc. Por eso en la literatura científica se habla de paleokarsts enterrados, cubiertos, exhumados, relictos, subyacentes, heredados, intraestratales, entre otros (Wright, 1982; James y Choquette, 1988; Bosak *et al.*, 1989; Wright y Smart, 1994; Ford, 1995). Esta "variedad terminológica" es simplemente el reflejo, por un lado, de la multidisciplinariedad del estudio de los paleokarsts y, por otro, del carácter polifásico inherente al propio concepto de paleokarst (Fig. 6). No obstante, conviene hacer las siguientes consideraciones:

- Un paleokarst supone que su formación está relacionada con periodos geológicos antiguos, aunque haya seguido desarrollándose, reactivándose o modificándose en o hasta la actualidad. Si el karst desarrollado en tiempos pasados no es cubierto por sedimentos más modernos, tendremos un karst relicto; si es cubierto por sedimentos más modernos, tendremos un paleokarst enterrado y si estos sedimentos desaparecen por erosión, tendremos un paleokarst exhumado. En todos estos tipos podremos tener desarrollo superficial o exokárstico y desarrollo subsuperficial o endokárstico.

- El karst, tanto en el presente como en el pasado, puede relacionarse directamente con un paisaje externo o no, es decir, asociado o no a una superficie de exposición subaérea. En el caso de no estar relacionado con un paisaje superficial, la karstificación sólo tendrá desarrollo subsuperficial (aunque si este paleokarst es exhumado pueda presentar morfologías confundibles con un desarrollo superficial), por lo que se trata de un paleokarst intraestratal.

¿Existe una atmósfera kárstica?

Se puede denominar aire subterráneo al situado por debajo del suelo, en la zona vadosa superior de un terreno kárstico dentro del sistema de poros y fracturas de los materiales encajantes, y que pueden alcanzar profundidades superiores al centenar de metros (Hopmans y Van Genuchten, 2005). En mayor o menor medida esta zona presenta estacionalmente conexión con la atmósfera libre. Es en las cuevas próximas a la superficie donde se hace más patente y efectiva esa conexión y donde se produce un intercambio directo de gases con la atmósfera. Por lo tanto, las cuevas pueden considerarse como representaciones a pequeña escala de la parte superior de la zona vadosa y como macroporos naturales fácilmente accesibles para el seguimiento de los procesos de acumulación y consumo de gases de origen edáfico o atmosférico. La conexión del aire subterráneo con la atmósfera libre se produce a través del suelo y de la roca encajante, generando cambios en sus propiedades físico-químicas. El aire subterráneo presenta unas características diferentes de la atmósfera externa, entre las que se puede destacar la estabilidad térmica, la saturación en vapor de agua casi constante, las altas concentraciones estacionales de CO₂ y los altos niveles de radón en aire.

La temperatura del aire es uno de los parámetros fundamentales en la microclimatología de cavidades, ya que su valor depende de la densidad del aire y de la presión parcial y de saturación del vapor de agua, parámetros que a su vez juegan un papel fundamental en los procesos aerodinámicos y en los fenómenos de condensación y evaporación de agua en el medio subterráneo, respectivamente. Por regla general, se suele cumplir que la temperatura media del aire en una cavidad es muy parecida a la temperatura media anual en el exterior del lugar donde se ubica la cavidad. Si bien, la morfología de la cavidad (número y situación de las entradas y relación con la morfología exterior, principalmente) y la evolución temporal de la relación de temperatura exterior e interior a lo largo del

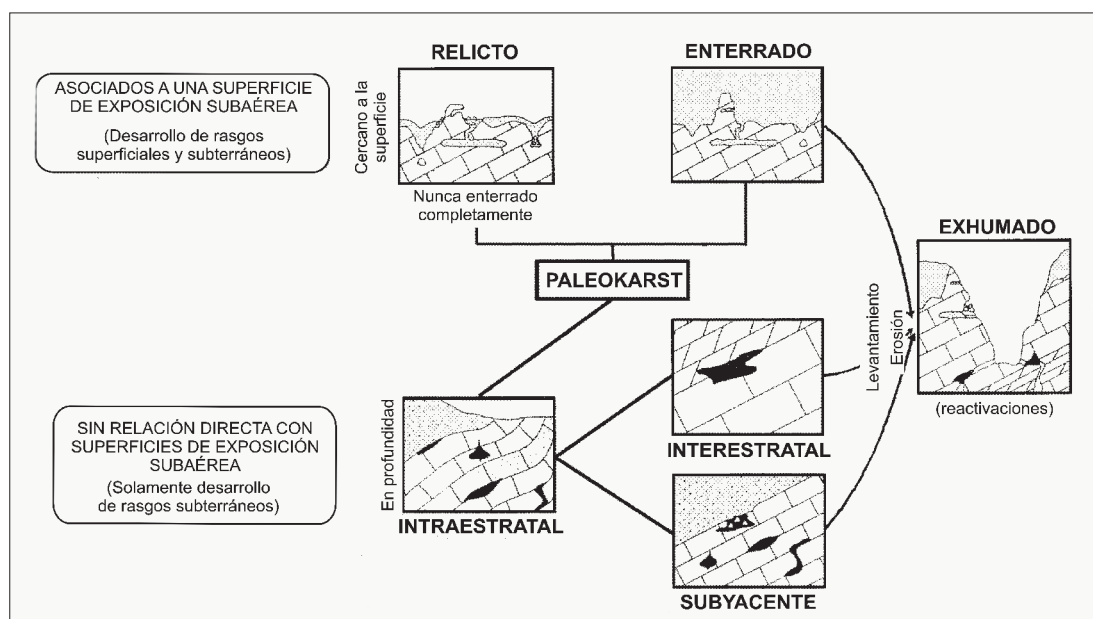


Fig. 6. Tipos de paleokarst (tomado de Bosak *et al.*, 1989).

año determinan la variabilidad térmica y regulan la ventilación de la atmósfera subterránea, tanto en lo referente a las características de la circulación convectiva predominante como a su temporización y periodicidad. De forma simplificada, el movimiento del aire se producirá en función de la diferencia de densidad del aire entre el exterior y el interior de la cavidad, de modo que el aire frío y más denso se desplazará por cotas inferiores de la cavidad, mientras que el aire caliente y menos denso se desplazará próximo al techo de la cavidad.

Estos procesos aerodinámicos en los ambientes vadosos poco profundos provocan importantes variaciones diarias y estacionales en la composición gaseosa del aire subterráneo, en especial en las proporciones de gases de efecto invernadero (GEIs) como el CO_2 y CH_4 (Fig. 7), y de otros gases trazadores de carácter inerte como el radón (^{222}Rn), es de-

cir, que no intervienen en los procesos bioquímicos que acontecen en el sistema suelo-roca encajante-cavidad.

Estas periodicidades en la composición gaseosa de la atmósfera subterránea del karst determinan que las cavidades juegan un papel crucial en el ciclo de los GEIs, en particular actuando como fuente o sumidero de forma secuencial y a diferentes escalas temporales (Bourges *et al.*, 2001; Kowalczk y Froelich, 2010; Frisia *et al.*, 2011; Cuezva *et al.*, 2011; García-Antón *et al.*, 2014). En definitiva, el medio kárstico subterráneo constituye una parte importante de la capa límite atmosférica que interactúa con la superficie terrestre, donde se producen una gran cantidad de procesos biogeoquímicos que actúan como reguladores del intercambio de gases entre el subsuelo y la atmósfera libre. Este papel regulador puede ser muy relevante a escala planetaria si se

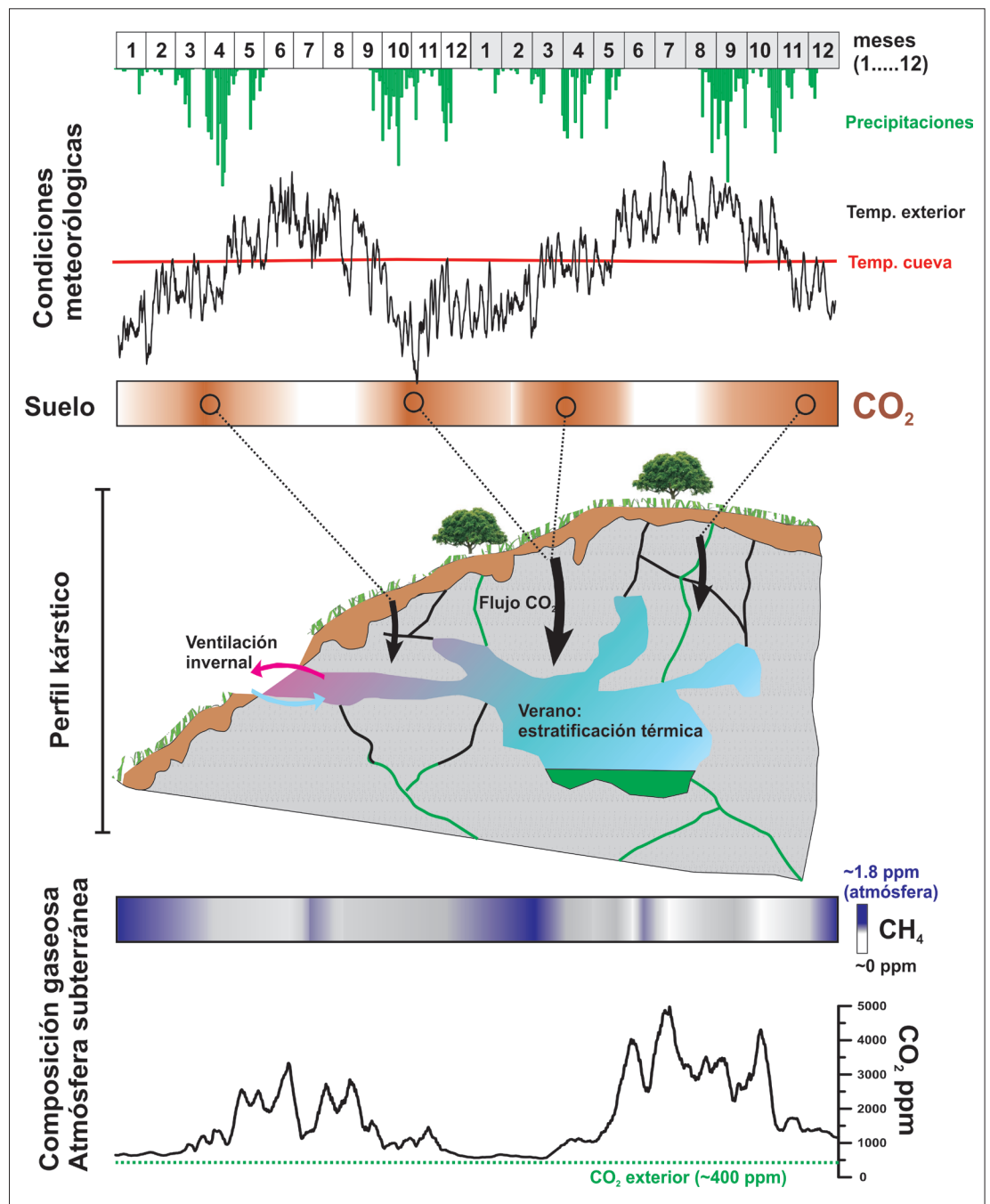


Fig. 7. Ejemplo de la evolución del contenido en gases del aire subterráneo en un sistema idealizado suelo-roca encajante-cavidad, en función de las condiciones meteorológicas externas.

tiene en cuenta que, de acuerdo con la distribución mundial de los afloramientos de rocas karstificables (Durr *et al.*, 2005), entre un 15 y un 25% de la superficie de la Tierra sería susceptible de albergar masas de aire subterráneo que periódicamente se renuevan por interacción con la atmósfera en sus capas más bajas. En particular, se ha estimado que la transferencia de grandes cantidades de CO₂ (gas) con la baja troposfera puede tener un impacto significativo en los balances de carbono a escala anual (Serrano-Ortiz *et al.*, 2010; Fernández-Cortés *et al.*, 2015a). En relación al metano, se ha descrito recientemente el papel de las cavidades en terrenos kársticos como un sumidero efectivo de metano (CH₄) que es cuantificable incluso a escala diaria y que está ligado a los procesos de oxidación de este gas que prevalecen durante los periodos de bajas tasas de ventilación (Mattey *et al.*, 2013; Fernández-Cortés *et al.*, 2015b).

¿Qué es el karst hipogénico?

Frente al modelo tradicional del karst formado por la acción de las aguas infiltracionales, derivadas de las meteóricas, hay también otro modelo natural, menos conocido, que es el del karst hipogénico. A diferencia del anterior (epigénico), éste no responde al flujo gravitatorio de las aguas subterráneas y a la cinética kárstica, ni se rige por la Ley de Darcy (aunque tampoco lo hacen en sentido estricto las aguas del karst epigénico). El karst hipogénico se forma por la liberación y ascenso de fluidos profundos o gases corrosivos capaces de generar una karstificación y espeleogénesis notable que se puede manifestar de varias formas. En ocasiones se dan desarrollos rosariformes arborescentes formados por cavidades esféricas enlazadas, otras veces se forman salas gigantes, pero lo más frecuente son las complejas redes tridimensionales de cuevas laberínticas con desarrollos de hasta centenas de kilómetros. Estas redes crecen, por lo general, adaptándose a estructuras de acuíferos confinados y llegan, en algunos casos, a alcanzar el exterior, aunque lo habitual es que el acceso a estas cavernas sea casual, por haber sido interceptadas o destapadas en excavaciones, desmontes o por el retroceso de cantiles.

Estas complejas cavernas presentan patrones de desarrollo y crecimiento distintos a los de las cuevas epigénicas. Las estructuras de corriente están ausentes o denotan flujos notablemente lentos. No se dan sedimentos detríticos, si bien se pueden encontrar a veces notables acumulaciones de arena de calcita o de dolomita, procedente de la propia descomposición de la roca o bien, en el caso de la calcita, de precipitados químicos en medio acuático. Presentan estructuras y formas características (canales de bóveda, *pendants*...) que a menudo son exclusivas del karst hipogénico: *feeders*, *outlets*, *bubble trails*, *boxwork*, etc. (Klimchouk, 2007).

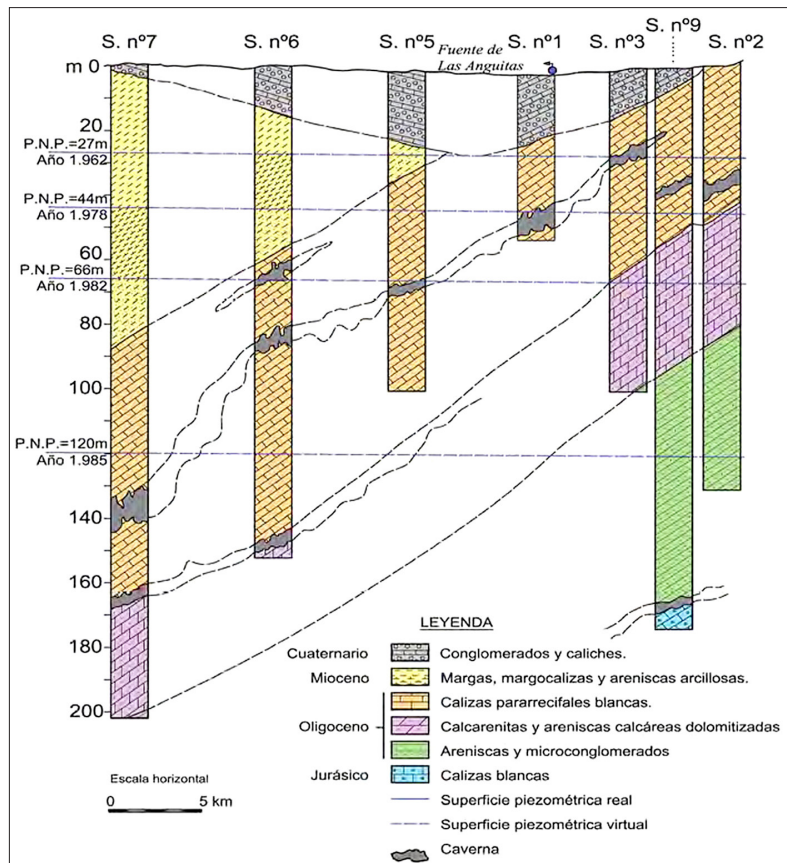
Los procesos responsables de esta karstificación más o menos profunda pero ascendente pueden ser diversos. Las grandes redes de Guadalupe Mountain (Carlsbad, con 34 km o Lechuguilla, con 217 km), en Nuevo México (EEUU), se habrían formado por ácido sulfúrico a partir de emanaciones de SH₂ procedentes de campos petrolíferos (Jagnow *et al.*, 2000). Los sistemas de Jewell Cave (257 km) y Wind Cave (222 km), en el estado de Dakota del Sur (EEUU), se

habrían formado por procesos hidrotermales antiguos (Bakalowicz *et al.*, 1987). A su vez, en torno a Budapest (Hungría) se conocían complejas redes de cuevas cuyo origen también era atribuido a la acción de aguas termales (Muller y Savary, 1977), destacando entre ellas el sistema Pál Völgy- Szemlő Hegy (más de 35 km). Por otra parte, las enormes redes de cuevas en yeso de Ucrania, como Optimisticheskaja (236 km) y Ozernaja (127 km) presentan los mismos patrones geomorfológicos que las anteriores, a pesar de que su proceso de formación nada tiene que ver con la acción de los ácidos, sino con la disolución producida por el ascenso de aguas desde un acuífero calizo subyacente (Klimchouk, 1990).

En España, la existencia de karstificación (espeleogénesis hipogénica) en acuíferos profundos confinados ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones mediante sondeos. Uno de los casos más interesantes es el del acuífero de las Anguilas (Pliego, Murcia), dado a conocer por Rodríguez-Estrella *et al.* (1986) (Fig. 8): el manantial hipotermal de las Anguilas dejó de manar en 1977 por la sobreexplotación del acuífero, mediante sucesivos sondeos de explotación cada vez más alejados del manantial (buscando el acuífero cautivo que cada vez se encontraba a mayor profundidad). En pocas décadas, el nivel piezométrico descendió cerca de 300 m.

A pesar del elevado potencial de karstificación que pueden generar las estructuras profundas (aguas termales con elevada presión de CO₂) también pueden verse modificados los equilibrios físico-químicos, llegándose a invertir el sentido de las ecuaciones; entonces se produce la precipitación química de carbonatos, dando lugar a espeleotemas exclusivos del medio acuático. La sima de la Higuera (Pliego, Mur-

Fig. 8. Esquema hidrogeológico del Acuífero de las Anguilas realizado mediante la correlación de columnas de sondeos (Rodríguez *et al.*, 1986).



cia) es un magnífico ejemplo de este tipo de procesos y los trabajos de Ferrer (2010) y de Trives y Ros (2015) ofrecen una buena muestra de ello.

¿Hay recursos minerales asociados al karst?

La naturaleza porosa de los sistemas kársticos los hace unos ambientes óptimos para la concentración de recursos minerales y energéticos. Entre éstos destacan los yacimientos de sulfuros metálicos, por ejemplo los de Pb-Zn tipo Mississippi Valley y los de hidrocarburos (cerca de la mitad de las reservas de petróleo se encuentran en carbonatos karstificados). Un ejemplo cercano de éstos es el campo “off shore” de Amposta (delta del Ebro) descubierto por la Shell en el año 1970 (Merten, 2012) y conocido por el Proyecto Castor, que pretendía usar el almacén como reserva estratégica de gas natural. El almacén se desarrolla en calizas y dolomías del Jurásico-Cretácico, y se fosiliza por sedimentos marinos de edad Mioceno-Plioceno. No obstante, en las siguientes líneas sólo se tratan brevemente los yacimientos minerales que están directamente asociados a la propia génesis y evolución kárstica.

Los sistemas kársticos constituyen un medio fracturado y poroso de alta transmisividad, que unido a climas templados y lluviosos hacen de este medio un ámbito especialmente favorable para la concentración de determinados minerales generados por la lixiviación de silicatos, como son los oxihidróxidos de Al, Fe, Mn y Ti. Este hecho se detectó en las formaciones paleo-edáficas de la isla de Jamaica, donde se encuentran yacimientos actuales y para-actuales de bauxitas, y que han servido como modelo para interpretar yacimientos de épocas geológicas anteriores.

Las dos terceras partes de la superficie de la isla de Jamaica están constituidas por una gigantesca plataforma carbonatada (Fm. *White Limestone*), situada hasta unos 1000 m s.n.m. en la que se ha desarrollado un importante sistema kárstico tropical conocido como *Cockpit Country* compuesto por simas, picos elevados, colinas escarpadas, barrancos, dolinas y cuevas, que a su vez constituyen un importante recurso turístico. Su clima es muy lluvioso, con precipitaciones entre 2000 y 2500 mm/año, y con temperaturas medias de 25° C, y oscilaciones entre 32° C y 17° C. Bajo estas condiciones se desarrolla un bosque tropical muy característico, la concentración de CO₂ en suelo es muy grande y las aguas que se infiltran en el subsuelo presentan una alta capacidad de disolver las calizas. El material residual de esta disolución más o menos mezclado con arrastres de terrígenos, constituye una cantidad ingente de suelos de tipo “*terra rossa*” que rellenan los huecos de las calizas profundamente karstificadas y forman una acumulación de oxihidróxidos de aluminio, conocido como bauxitas. En concreto están formadas fundamentalmente por gibbsita ($\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$), entre un 34 – 46 %, y bohemita ($\text{AlO}(\text{OH})$), entre un 1-12%. Estas bauxitas contienen además entre 1-3% de filosilicatos, caolinita o halloysita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) y cantidades variables de hematites (Fe_2O_3) y goethita ($\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$) (Anderson, 1971). Comúnmente presentan texturas concrecionales, llamadas pisolitos, de varios mm o incluso cm de diámetro. El grado de

desilicización, y por tanto la riqueza en bauxitas de los rellenos bauxíticos, aumenta con la altura topográfica con respecto a las calizas karstificadas. Los datos indican que el material silicatado de origen son los propios terrígenos presentes en las calizas (“teorías autoctonistas”), aunque hay muchas discusiones acerca de esta hipótesis.

Patterson (1987) elaboró en función de los datos de las bauxitas jamaicanas el “modelo descriptivo de bauxitas kársticas”, que se puede aplicar a todas las bauxitas de las plataformas carbonatadas del Mesozoico peri-mediterráneo. En la península Ibérica se han descrito e interpretado por Ordóñez *et al.* (1990). Algunas bauxitas contienen significativas cantidades de Tierras Raras, que las hacen susceptibles de ser consideradas como mena de estos elementos, base de las denominadas tecnologías verdes (*greentech*). Recientemente, Mindszenty (2016) ha señalado que el desarrollo de bauxitas kársticas en el registro estratigráfico, coincide con periodos de altas temperaturas globales, coincidente con etapas de incremento de la actividad volcánica global, y periodos de anoxia en los fondos oceánicos, lo que equivaldría a etapas con efecto “invernadero” a nivel global.

Cuando la karstificación se desarrolla sobre carbonatos que contienen hierro (dolomías, ankeritas y sideritas) pueden darse importantes acumulaciones de oxihidróxidos de Fe que “fosilizan” el paisaje kárstico y que llegan a constituir importantes yacimientos. Así en la península Ibérica, existen en Alquife (Granada), desarrollo sobre mármoles sideríticos del Nevado Filábride (Torres–Ruiz, 2006), Somorrostro (Vizcaya), sobre ankeritas y sideritas del Urgo-Aptense (Gil *et al.*, 1992) y sierra Menera (Teruel-Guadalajara), sobre calizas y dolomías del Ordovícico superior (Fm. Calizas del Cabezo) (Fernández-Nieto *et al.*, 1981).

Los yacimientos descritos hasta el momento están asociados a sistemas de aguas infiltracionales (karst epigénico). Pero también las aguas termales en contacto con rocas carbonatadas producen procesos de karstificación (karst hidrotermal o hipogénico). Ejemplos de mineralizaciones asociados a estos sistemas en España son los de la sima de la Higuera (Murcia) compuestas de costras de óxidos de manganeso (todorokita y pirolusita), y fases de oxihidróxidos de baja cristalinidad (Gázquez *et al.*, 2012). Asimismo, en muchos yacimientos de sulfuros, que habían sido interpretados como rellenos de karst infiltracionales, las técnicas de investigación moderna han revelado que se trata de yacimientos epitermales, y que el origen de las soluciones mineralizantes puede estar vinculado a salmueras calientes procedentes de aguas connatas, semejantes a las salmueras del petróleo, que disuelven y metasomatizan los carbonatos, dando lugar a amplios procesos de dolomitización – ankeritización – sideritización, a la vez que los huecos se rellenan con sulfuros (Bustillo y Ordóñez, 1985).

¿Qué topónimos nos indican que estamos en un karst?

Posiblemente, uno de los tipos de modelado de la superficie terrestre donde la toponimia es más variada y relevante es en los terrenos kársticos.

Como anteriormente se ha indicado el propio nombre de karst es un topónimo. El significado original del topónimo karst es el de un terreno rocoso, abrupto, parecido al definido por la raíz de otra denominación geográfica más cercana (Cantabria), que podría derivar de los términos prerromanos “cant” y “abr”, designando igualmente una región montuosa donde afloran extensiones importantes de rocas desnudas.

La toponimia original de los terrenos kársticos ha condicionado los nombres científicos de muchas morfologías exokársticas. Así, por ejemplo, los términos que designan los principales tipos de depresiones kársticas (dolina y polje) son topónimos de origen eslavo, y significan nava, valle cerrado de pequeño tamaño y campo o valle alargado de gran tamaño, respectivamente. Más complejo es el significado original y la traducción científica del topónimo del karst clásico “uvala” y sometido desde hace años a revisión y reinterpretación sobre su origen y morfología, así como sobre la necesidad o no de su mantenimiento en la literatura científica (Čalić, 2011). También la denominación de las pérdidas localizadas de las depresiones (ponors y estavelas) se corresponde con ese origen.

Sin embargo, la mayor riqueza toponímica del exokarst está ligada a la enorme diversidad morfológica de este tipo de terrenos y, sobre todo, a su complejidad topográfica. Esa variedad de formas y dicha complejidad conducen directamente a la necesidad de nombrar y definir adecuadamente toda una serie de morfologías a distintas escalas, entre otras razones para poder orientarse adecuadamente en esos territorios.

Un caso de gran interés es el Torcal de Antequera, en la provincia de Málaga (Durán y Burillo, 2001). Es un karst de media montaña, en forma de meseta elevada sobre el terreno circundante, con una morfología muy desarrollada de “ciudad de piedra”, del tipo de Las Majadas, La Ciudad Encantada o Las Tuerces, en España, o Montpellier Le Vieux o Stone Forest, en el extranjero. A escala del conjunto kárstico, existen dos grandes divisiones morfológicas: los agrios y los callejones. Los agrios son parcelas de terreno donde aflora la roca caliza, con una morfología de detalle muy compleja y relativamente difíciles de transitar, así como de ser potencialmente utilizadas para cualquier tipo de uso (Fig. 9). Estas parcelas están delimitadas por los callejones, que fundamentalmente son áreas deprimidas, de geometría lineal, condicionadas por la importante red de fracturación existente. Suelen tener un cierto desarrollo de suelos y, en el cruce entre diferentes callejones, se desarrollan las llamadas localmente torcas u hoyos, es decir dolinas o depresiones cerradas de cierta extensión. Lateralmente adosada a un macizo, alguna de estas depresiones alcanza casi la categoría de uvala, pasándose a denominarse entonces navazo. A mesoescala, existe toda una serie de morfologías que toman nombres propios, algunos de ellos con tipologías bien definidas, como portillos, pilas de platos, mesas, tornillos, burladeros o moños.

La mayoría de estas denominaciones son muy intuitivas, pues se basan en los parecidos físicos con las entidades a las que originalmente designan.



Fig. 9. Modelado kárstico desarrollado sobre los denominados agrios del Torcal de Antequera (Málaga).

Así, un portillo es un pequeño puerto más o menos angosto a lo largo de un callejón.

Los tornillos, pilas de platos (o bollos, también llamados a veces) y mesas son diferentes versiones de las típicas formas tableadas de la morfología torcalense, de tamaño métrico o decamétrico. Los burladeros son unas curiosas formas existentes en algunos callejones que consisten en mega-agujas de lapiaz separadas de la pared del callejón, que se parecen al símil taurino.

Los moños, por último, son resaltes de piedra cubiertos por vegetación de tipo hiedra, muy característicos de ciertos enclaves de El Torcal, por el contraste de textura y color con el resto del macizo rocoso.

Pero aún hay un nivel de mayor detalle donde se hace necesario afinar la toponimia local. Por ejemplo, la necesidad de encontrar agua en un entorno donde está totalmente ausente, salvo en los momentos puntuales de las precipitaciones, condiciona la denominación de pilas, pilancones, canalones y bañaderos (todos ellos enclaves con pequeños volúmenes de agua), con nombres propios y localización precisa en la laberíntica red de El Torcal. Este ejemplo no es, ni mucho menos, único en la geografía española. La situación se repite en otras zonas, donde el modelado es complejo, adaptándose los topónimos a las morfologías existentes: jous en Picos de Europa, calares en las sierras de Cazorla y Segura, etc.

Y la situación se repite en el endokarst. Desde la propia denominación de las bocas de las cavidades, con una diversidad toponímica muy notable, según la ubicación en la geografía española: cueva, abrigo, sima, avenc, balma, espluga, grallera, hoyo, pozo, forat, forau, etc., hasta la enorme variedad de denominaciones de ciertos lugares que se repiten en muchas cavidades, en especial en aquellas habilitadas para su visita turística. En muchas de éstas no faltan denominaciones relacionadas con asuntos tan diversos como el santoral, la religión o la mitología, fruto de la especial y ancestral relación

del hombre con el mundo subterráneo (sala de Belén, de la Virgen, etc.) o las referencias a animales y vegetales, ancladas seguramente en las primeras interpretaciones históricas del posible origen “orgánico” de los espeleotemas. Pero tampoco faltan denominaciones más racionales, relacionadas con los procesos que originaron o se produjeron en el lugar que denominan. Por ejemplo, la sala del Cataclismo, en la cueva de Nerja, en Málaga, hace alusión a un gran evento que dio lugar a la rotura de una enorme columna preexistente en la parte central de la gigantesca sala. En estos casos, la denominación se convierte en una perfecta excusa pedagógica para poder explicar el proceso implicado.

En general, algunos de los nombres de las salas, galerías o elementos singulares de las cuevas turísticas, pueden tener interés para convertirse en argumentos centrales para una discusión científica de corte pedagógico.

CONCLUSIONES

Se entiende por karst a un sistema de drenaje jerarquizado con flujo hídrico por conductos, que se forma por la disolución de rocas solubles y que generan unas características morfológicas y sedimentológicas subterráneas y superficiales distintivas. En la formación de un karst intervienen multitud de procesos, no sólo químicos sino también físicos, geológicos e incluso biológicos. El resultado es la formación de una amplia diversidad de morfologías kársticas, las cuales pueden encontrarse tanto en la parte superficial (exokarst) como en la interior de los terrenos kársticos (endokarst). Además, el karst también se asocia a depósitos procedentes de los propios terrenos karstificados como de otros no karstificables adyacentes. Entre estos depósitos destacan los espeleotemas en el endokarst y las tobas en superficie, si bien, cuando estas últimas tienen una génesis relacionada con aguas termales se denominan travertinos.

Aunque la mayoría de los ejemplos de karst del planeta se asocian a una karstificación por las aguas infiltracionales (karst epigénico), existen muchos ejemplos relacionados con la liberación y ascenso de fluidos profundos o gases corrosivos capaces de generar una karstificación en profundidad. Este tipo de karst se conoce como karst hipogénico. En algunos casos, ambos tipologías de karst pueden asociarse a mineralizaciones importantes con elevado interés económico, como por ejemplo las bauxitas jamaicanas o las mineralizaciones de muchos carbonatos de la península ibérica.

Como se ha expuesto en este trabajo, son numerosas las líneas de investigación centradas en el karst, líneas muy diversas relacionadas con aspectos de especial interés en la actualidad como por ejemplo el Cambio Climático. Así, las cavidades kársticas juegan un papel crucial en el ciclo de los gases de efecto invernadero al actuar como fuente o sumidero. Pero también el karst ofrece un gran potencial pedagógico y didáctico que puede ser utilizado por los docentes. Para ello se pueden aprovechar la gran cantidad de topónimos que existen en nuestro entorno y que están relacionados con el karts.

BIBLIOGRAFÍA

Anderson, R.E. (1971). The Geology of the Bauxite deposits of Jamaica. En: *The Journal of the Geological Society of Jamaica. Bauxite /Alumina Symposium*, 9-16.

Bakalowicz, M.J., Ford, D.C., Miller, T.E., Palmer, A.N., y Palmer, M.V. (1987). Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 99.6, 729-738.

Bögli, A. (1960). *Kalklösung und karrenbildung*. Bornträger.

Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J. y Horacek, J. (Eds.) (1989). *Paleokarst. A systematic and regional review*. Elsevier, 725 p.

Boston, P. J., Hose, L. D., Northup, D. E. y Spilde, M. N. (2006). The microbial communities of sulfur caves: a newly appreciated geologically driven system on Earth and potential model for Mars. *Geological Society of America Special Papers*, 404, 331-344.

Bourges, F., Mangin, A. y d'Hulst, D. (2001). Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques: l'exemple de l'Aven d'Orgnac (Ardèche). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333.11, 685-692.

Bustillo, M. y Ordóñez, S. (1985). Los Yacimientos Pb-Zn del tipo Reocín en el sector oeste de Cantabria: Estudio comparativo y aspectos genéticos. *Boletín Geológico Minero*, 96.6, 48-53.

Calaforra, J.M. (2000) *Karstología de yesos*. Servicio Publicaciones Universidad de Almería, 390 p.

Čalić, J. (2011). Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*, 134, 32-42.

Capezuoli, E., Gandin, A. y Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61, 1-21.

Choquette P.W. y James N.P. (1988). Introduction. En: *Paleokarst* (Eds.: N.V. James N.V. y P.W. Choquette). Springer, New York, 1-21.

Cvijić, J. (1893). Das Kartsphanomen. *Geogr. Abh.* 5, H. 3, Wien, 21, 7-329.

Cvijić J. (1918). Hydrographie souterraine et evolution morphologique du Karst. *Recueil de Travaux du Institute du Geographie Alpine*, 6.4, 375-426.

Cuezva, S., Fernández-Cortes, A., Benavente, D., Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S. y Sánchez-Moral, S. (2011). Short-term CO₂ (g) exchange between a shallow karstic cavity and the external atmosphere during summer: role of the surface soil layer. *Atmospheric Environment*, 45-7, 1418-1427.

De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Soligo, M. y Tuccimei, P. (2013). Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: Interactions and feedbacks between fluid discharge, paleoclimate, and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 123, 35-52.

Durán, J.J. y Burillo, F.J. (2001). El Torcal de Antequera, ciudad de piedra con cimientos de agua. En: *Aguas subterráneas, paisaje y vida. Acuíferos de España*. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 2, 366-379.

Dürr, H. H., Meybeck, M. y Dürr, S. H. (2005). Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. *Global Biogeochemical Cycles*, 19.4, GB4S10.

Eberhard, R. y Sharples, C. (2013). Appropriate terminology for karst-like phenomena: the problem with 'pseudokarst'. *International Journal of Speleology*, 42.2, 109-113.

- Esteban, M. (1991). Palaeokarst: Practical applications. En: *Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs* (Eds.: V.P. Wright, M. Esteban y P.L. Smart). Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Occasional Publication Series, 2, 89-119.
- Esteban, M. y Klappa, C.I. (1983). Subaerial exposure environments. En: *Carbonate depositional environments* (Eds.: P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1-54.
- Fernández-Cortés, A., Cuezva, S., García-Antón, E., Álvarez-Gallego, M., Pla, C., Benavente, D. y Sanchez-Moral, S. (2015a). Changes in the storage and sink of carbon dioxide in subsurface atmospheres controlled by climate-driven processes: the case of the Ojo Guareña karst system. *Environmental Earth Sciences*, 74.12, 7715-7730.
- Fernández-Cortés, A., Cuezva, S., Álvarez-Gallego, M., García-Antón, E., Pla, C., Benavente, D. y Sánchez-Moral, S. (2015b). Subterranean atmospheres may act as daily methane sinks. *Nature communications*, 6, 7003.
- Fernández-Nieto, C., Fernández Rubio, R., Gutiérrez Elorza, M. y Arrese, F. (1981). Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, 92, 127-140.
- Ferrer, V. (2010). *La sima de la Higuera. Pliego-Murcia*. Ed. V. Ferrer, 80 p.
- Field, M.S. (1999). *A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology*. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, National Center for Environmental Assessment, Washington Office, Washington, DC, EPA/600/R-99/006.
- Ford, D.C. (1995). Paleokarst as a target for modern karstification. *Carbonates and Evaporites*, 10, 138-147.
- Ford, D.C. y Ewers, R.O. (1978). The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15.11, 1783-1798.
- Ford D.C. y Williams P.W. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd., 562 p.
- Frisia, S., Fairchild, I. J., Fohlmeister, J., Miorandi, R., Spötl, C. y Borsato, A. (2011). Carbon mass-balance modeling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75.2, 380-400.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Rull, F.G. (2012). Boxwork and ferromanganese coatings in hypogenic caves: An example from Sima de la Higuera Cave (Murcia, SE Spain). *Geomorphology*, 177, 158-166.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Rull, F. Martínez-Frías, J. (2012). Espeleotemas y evidencias de cavernamiento hipogénico en la Sima de la Higuera. (Pliego, Murcia). En: *Las cuevas turísticas como activos económicos: conservación e innovación* (Eds.: J.J. Durán y P.A. Robledo). Asociación de Cuevas Turísticas Españolas (ACTE), 21-34.
- García-Antón, E., Cuezva, S., Fernández-Cortés, A., Benavente, D., y Sanchez-Moral, S. (2014). Main drivers of diffusive and advective processes of CO₂-gas exchange between a shallow vadose zone and the atmosphere. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 21, 113-129.
- García del Cura, M.A., Benavente, D. y Martínez-Martínez, J. (2012). Tobas y travertinos en el patrimonio arquitectónico de Valencia: propiedades físicas y durabilidad. *Geotemas*, 13, 1044-1047.
- García-del-Cura, M.A., Benavente, D., Martínez-Martínez, J., Ordóñez, S. (2016). Travertinos coloreados en la Cordillera Bética (SE de la Península Ibérica). Situación geológica y características petrofísicas. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (en prensa)
- Gams, I. (1993). Origin of the term "karst," and the transformation of the classical karst (kras). *Environmental Geology*, 21.3, 110-114.
- Gil, P.P., Velasco, F., Martínez, R. y Casares, M.A., (1992). Yacimientos de carbonatos de hierro de Bilbao. En: *Recursos Minerales de España* (Ed.: J. García Guinea y J. Martínez-Frías). Col. Textos Universitarios CSIC, 585-601.
- Gillieson D. (1996). *Caves: Processes, Development and Management*. Blackwell Publishers Inc., Oxford, 324 p.
- Grimes K.G. (1975). *Pseudokarst: definition and types*. Proceedings of the 10th Biennial Conference, Australian Speleological Federation, Brisbane, 6-10.
- González Martín, J.A. y González Amuchastegui, M.J. (Eds.) (2014). *Las Tobas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 418 p. <http://www.geomorfologia.es/publicaciones-socios/>.
- Halliday, W.R. (2007). Pseudokarst in the 21st century. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69, 103-113.
- Hopmans, J.W. y Van Genuchten, M.T. (2005). Vadose Zone: Hydrological Processes. En: *Encyclopedia of Soils in the Environment*. (Ed.: D. Hillel), 209-216.
- Jagnow, D.H., Hill, C.A., Davis, D.G., DuChene, H.R., Cunningham, K.I., Northup, D.E. y Queen, J.M. (2000). History of the sulfuric acid theory of speleogenesis in the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62.2, 54-59.
- James, N. P. y Choquette P. W. (Eds.) (1988). *Palaeokarst*. Springer Verlag. Nueva York, 416 p.
- Klimckouk, A.B. (1990). Artesian genesis of the maze caves in Miocen gypsum of the western Ukraine. *Doklady Akademii Nauk Ukrainskoj SSR*. B, 28-32.
- Klimchouk, A.B. (2007). *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. Special Paper 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 p.
- Kranjc, A. (2011). The Origin and evolution of the term "Karst". *Procedia Social and Behavioral Sciences*, 19, 567-570.
- Kowalczyk, A. y Froelich, P.N. (2010). Cave air ventilation and CO₂ outgassing by radon-222 modeling: How fast do caves breathe? *Earth and Planetary Science Letters*, 289.1-2, 209-219.
- Mattey, D.P., Fisher, R., Atkinson, T.C., Latin, J.P., Durrell, R., Ainsworth, M. y Fairchild, I.J. (2013). Methane in underground air in Gibraltar karst. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 71-80.
- Merten, R. (2012). Historia de la exploración y producción de hidrocarburos en España. *Geotemas*, 13, 31-36.
- Mindszenty, A. (2016). Bauxites: Feedbacks of System Earth at Greenhouse times. *Geologia Croatica*, 69.1, 79-87.
- Müller, P. y Sarvary, I. (1977). Some aspects of developments in Hungarian speleology theories during the last ten years. *Karszt és Barlang*, special issue: 53-60.
- Ordóñez, S., Fort, R. y Bustillo, M. (1990) Estudio de las Tierras Raras en las bauxitas kársticas del noreste de la península ibérica. *Estudios geológicos*, 46, 373-384.
- Ordóñez, S. y Benavente, D. (2014). Revisión de los modelos hidrogeoquímicos de génesis de tobas calcáreas. *Estudios geológicos*, 70.2, e013.
- Patterson, S.H. (1987). Descriptive Model of Karst Type bauxite deposits. En: *Mineral Deposits Model*. (Eds.: D.P. Cox y D.A. Singer) U.S. Geological Survey Bulletin, 1693, 258-260.
- Pedley, M.H. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56, 221-246.

- Pentecost, A. (2015). *Travertine*. Springer-Verlag. Berlin. 445 p.
- Rodríguez-Estrella, T., Martínez Conesa, A. y Solís García-Barbón, L. (1986). Hidrodinámica del Karst de las Anguilas (Murcia): Método de prospección en acuíferos kársticos. En: *El Karst en Euskadi*. Donostia-San Sebastián, 379-396.
- Sarbu, S. M., Kinkle, B. K., Vlasceanu, L., Kane, T. C., y Popa, R. (1994). Microbiological characterization of a sulfide-rich groundwater ecosystem. *Geomicrobiology Journal*, 12.3, 175-182.
- Serrano-Ortiz, P., Roland, M., Sánchez-Moral, S., Janssens, I. A., Domingo, F., Goddérís, Y. y Kowalski, A.S. (2010). Hidden, abiotic CO₂ flows and gaseous reservoirs in the terrestrial carbon cycle: review and perspectives. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150.3, 321-329.
- Smart, P.L. y Whitaker, F.F. (1991). Karst processes, hydrology, and porosity evolution. *Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs. Reading England, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading*, 1-55.
- Sweeting, M.M. (1972). *Karst Landforms*. London, Macmillan, 362 p.
- Trives, M. y Ros, A. (Coord.) (2015). *Conoce Pliego, conoce su Patrimonio. Sima de la Higuera, monumento natural*. Ed. Ayuntamiento de Priego, 100 p. <http://www.simadelahiguera.es>
- Torres-Ruiz, J. (2006). Geochemical Constraints on the Genesis of the Marquesado Iron Ore Deposits, Betic Cordillera, Spain. *Economic Geology*, 101, 667-677
- White, W.B.W.B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, 464 p.
- Wright, V.P. (1982). The recognition and interpretation of paleokarst: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. *Journal of Sedimentary Research*, 52.1, 83-94.
- Wright, V.P. y Smart, P.L. (1994). Paleokarst (dissolution diagenesis): its occurrence and hydrocarbon exploration significance. En: *Diagenesis IV* (Eds.: K.H. Wolf y G.V. Chilingarian). *Developments in Sedimentology*, 51, 477-517. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 15 de octubre de 2015 y aceptado definitivamente para su publicación el 18 de enero de 2016