

## EL MODELADO EXOKÁRSTICO EN LA VERTIENTE ORIENTAL DEL MACIZO DEL TURBÓN (PROVINCIA DE HUESCA)

Javier CHUECA CÍA<sup>1</sup>

RESUMEN.—En el sector oriental del macizo del Turbón —localizado en los Pirineos centrales españoles— multitud de formas exokársticas mayores y menores han sido creadas por disolución. Tales formas incluyen el micromodelado en *Karren* y las dolinas, en ocasiones extremadamente asimétricas, debido a la acumulación diferencial de la nieve por la acción eólica.

ABSTRACT.—*Exokarstic landforms in the eastern sector of the macizo del Turbón (Huesca, Spain).* In the eastern sector of the macizo del Turbón —located in the central part of the Spanish Pyrenees— lots of minor and major karst features have been created by solution of the surface of the rock (limestones). Such forms include small-scale solutional sculpture (karren), and dolines, which are well-, cone-, or bowl shaped and —in some cases— extremely asymmetric, due to preferential accumulation of snow on one side of the doline.

KEY WORDS.—Landforms, exokarstic, karren, dolines, asymmetric hollows, macizo del Turbón.

---

<sup>1</sup> Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza. E-50009 ZARAGOZA.

## INTRODUCCIÓN

En la vertiente oriental del macizo del Turbón —espléndida divisoria de aguas entre los ríos Ésera e Isábena— y a una altitud comprendida entre los 1.700 y los 2.100 m, activos procesos de karstificación nival han ido elaborando un modelado con características geomorfológicas peculiares. Diversos campos de dolinas (Turbón A y B; sierra de Ballabriga; Selvapiana-Montalisque; sierra de Gabás) se extienden por todo el área, ocupando una superficie superior a los 40 km<sup>2</sup>. Este trabajo se centra en el análisis de los dos primeros (fig. 1), sin duda los de mejor desarrollo y máxima riqueza de formas.

## CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

La zona de estudio se localiza en la porción oriental oscense de las denominadas Sierras Interiores pirenaicas, estrecho cordal de materiales mesozoicos adosado a la zona axial que se articula siguiendo un eje orientado —groseramente— en dirección ONO-ESE. Se incluye, por tanto, en la *Unidad sudpirenaica central* definida por SEGURET, M. (1972), coincidiendo, asimismo, con el área septentrional —situada prácticamente en contacto con la zona de escamas de corrimiento de las Nogueras— de la *Unidad de Tremp (o Manto de Cotiella-Montsec)* de GARRIDO, A. (1972, 1973).

Los materiales aflorantes en este flanco del macizo del Turbón consisten, básicamente, en calizas del Cenomaniense-Santoniense (GARRIDO, A., 1973), grisáceas o beige, de grano fino, localmente arenosas y con ocasionales pasadas de nódulos de sílex. La parte superior está formada por calizas guijosas, grises oscuras, que aparecen dispuestas en bancos de decimétricos a métricos. Es frecuente la existencia de puntaciones ferruginosas y —a techo— la presencia numerosa de Equínidos. Se hallan comprendidas en la denominada *Formación Baciero*, definida por los autores holandeses WENNEKERS, J. H. N. (1968) y MEY, P. H. W. *et al.* (1968).

La estructura de detalle es de una aparente simplicidad. Los campos de dolinas aparecen instalados en la zona de contacto entre el macizo calizo del Turbón, formado por un gran anticlinal transversal avanzado hacia el

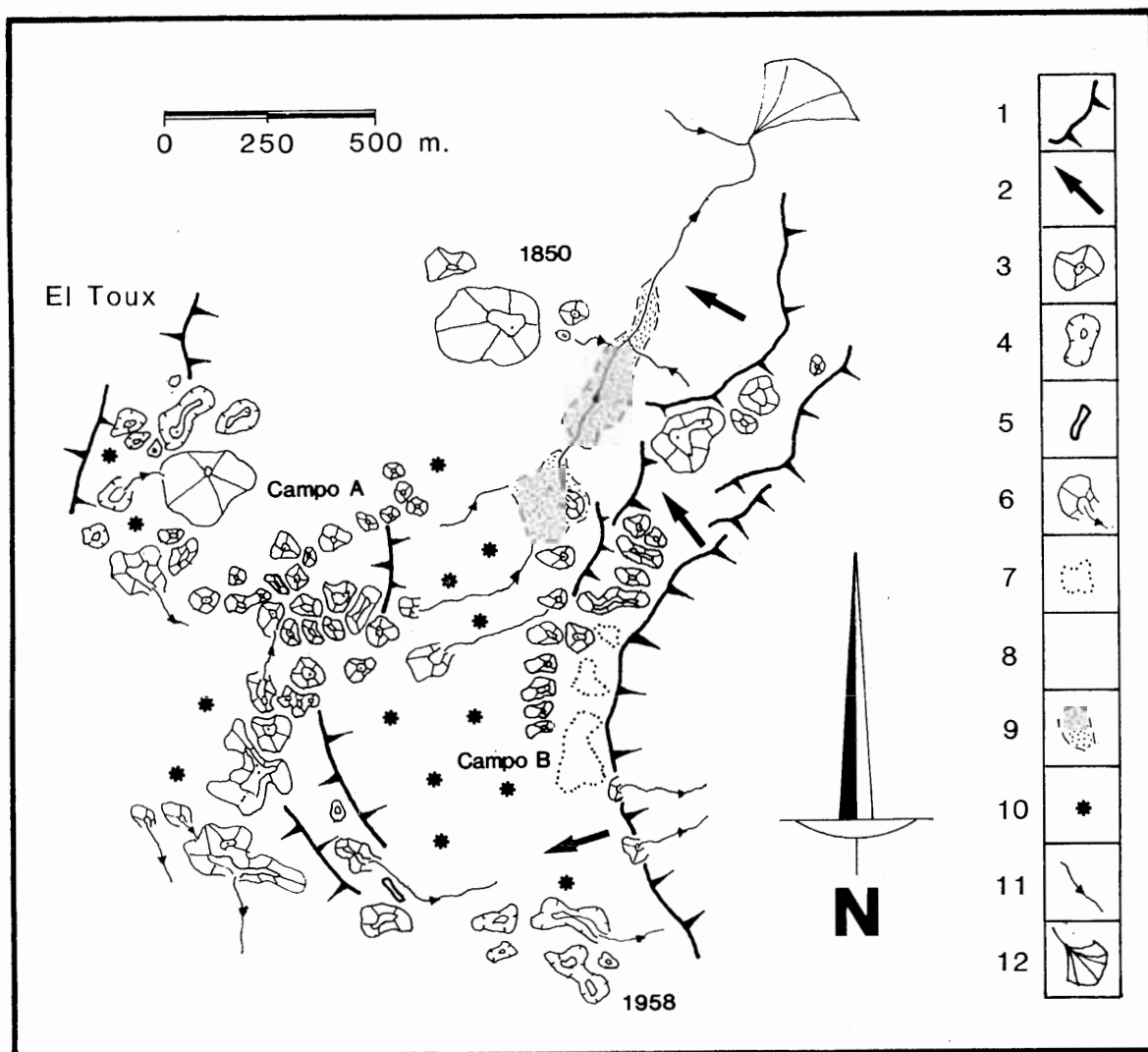


Fig. 1. Mapa geomorfológico del modelado exokárstico en la vertiente oriental del macizo del Turbón. *Leyenda:* 1. Escarpe estructural en calizas del Cenomaniense-Santonense. 2. Indicación de buzamiento. 3. Dolina en cubeta. 4. Dolina en embudo. 5. Dolina en ventana. 6. Dolina capturada. 7. Fondo de dolina degradada. 8. Sumidero. 9. Rellenos de valles kársticos. 10. Lapiaces. 11. Barrancos de incisión lineal. 12. Conos de deyección.

S, y el anticlinal de Ballabriga, de vergencia meridional y rumbo pirenaico que, procedente del E, viene a extinguirse aquí. El buzamiento de las capas se va haciendo progresivamente mayor conforme nos desplazamos hacia el O, transformándose las cuestas del Clot de Torrasiassa en agudas crestas en las proximidades de El Toux. Las consecuencias que la estructura tiene en el desarrollo diferenciado de las dolinas son importantes, como veremos posteriormente al analizar las formas exokársticas mayores.

#### EL MODELADO EXOKÁRSTICO

El Pirineo oscense constituye todavía un campo prácticamente virgen en el ámbito de los estudios geomorfológicos aplicados al karst (cuando menos en lo que respecta al modelado exokárstico). Únicamente las valiosas aportaciones de LLOPIS, N. (1955), MAIRE, R. (1982), LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1982, 1986, 1987) o LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y MARTÍN ESCORZA, C. (1987) sobre el macizo de la Piedra de San Martín o de Larra, en el linde entre las provincias de Navarra y Huesca, y los trabajos de RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1986) y SANCHO, C. (1988) en la zona de las Sierras Exteriores, examinan estos aspectos. Un resumen de carácter general sobre la situación actual de los estudios sobre karst —en todas sus facetas— dentro del ámbito pirenaico, puede encontrarse en la obra de DURÁN, J. J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (eds.) (1989).

En nuestro estudio, nos centraremos en el análisis de las formas de modelado superficial, tanto menores —lapiaces—, como mayores —campos de dolinas—, desarrolladas en la vertiente oriental del macizo del Turbón. En futuros trabajos trataremos de abordar otros aspectos (tasas de disolución, hidrología, morfometría de la red de drenaje) de suma importancia para la comprensión global de los fenómenos kársticos en esta zona del Pirineo oscense.

#### 1. *Lapiaces*

Por **lapiaz** (*karren*, *lapiés*) se entienden todas aquellas formas menores producidas por procesos corrosivos actuantes sobre materiales carbonata-

dos. Son la indicación visible de la existencia de disolución en la roca debida a la acción de aguas con altos contenidos en dióxido de carbono (BÖGLI, A., 1960). En el macizo del Turbón, la gama de lapiazes presente es muy amplia, viéndose sin duda favorecido el desarrollo de las muy numerosas formas de lapiaz desnudo por la existencia de amplias áreas con afloramientos rocosos sobre los que no existe ninguna cubierta vegetal de entidad (la influencia en la zona de procesos de erosión del suelo como resultado de la tala indiscriminada de bosques efectuada en épocas recientes, o la destrucción de muchas especies vegetales por causa del sobrepastoreo, son factores potenciadores dignos de destacar en este sentido). Las abundantes precipitaciones y una notable niviosidad estacional coadyuvan, asimismo, al mantenimiento y desarrollo de un fenómeno que —por otra parte— no se ve aparentemente alterado por procesos crioclásticos de importancia.

Las condiciones en las cuales se desarrollan los lapiazes, y especialmente las características de la escorrentía, son la base esencial para llegar al establecimiento de un sistema genético. De este modo, en la bibliografía sobre el tema (JENNINGS, J. N., 1971, 1985; NICOD, J., 1972; SWEETING, M. M., 1972, 1981) se suele distinguir entre lapiazes creados bajo la influencia de la escorrentía libre (formas de karst desnudo o libre), lapiazes formados bajo una cubierta parcial y lapiazes desarrollados en áreas totalmente cubiertas por los suelos o el tapiz vegetal (formas de karst cubierto).

Obvio es decir que un mismo lapiaz ha podido estar afectado por condicionantes genéticos diferentes (el caso de los lapiazes de crestas redondeadas, comentado más adelante, es sintomático), dando como resultado la aparición de formas subsecuentes —o impuras— en las que se conjugan características de los tres tipos.

### 1.1. Formas de karst desnudo o libre

Entre las formas desarrolladas sobre karst desnudo en nuestra zona de estudio, destacan por su ubicuidad las **microdepresiones** (*rainpits*). Aparecen generalmente en zonas de pendientes suaves, tanto en el interior

de las dolinas como en los espacios intermedios. En ningún caso hemos observado que excedan los 2 cm de diámetro, siendo su profundidad máxima algo menor. Aparentemente, la disolución en alguno de estos *pits* es de naturaleza bioquímica, a partir de la acción de determinadas cianobacterias (JENNINGS, J. N., 1985).

El **lapiaz con formas de flujo** (*solution ripples, flow forms, facets*) es también bastante frecuente. Se desarrolla como consecuencia del desplazamiento –en manto– del agua sobre la superficie de la roca, dando lugar a zonas de disolución/acumulación preferente. Exige siempre la existencia de un desnivel mínimo, y suele encontrarse asociado a lapiaces de mayores dimensiones, actuando entonces como lapiaz de origen subsecuente.

Los **lapiaces acanalados o de crestas agudas** (*solution flutes, rillenkarren, lapiés de fissures*) y los **lapiaces en regueros** (*solution runnels, rinnenkarren, lapiés de ruissellement*) están bien representados. Ambos aparecen ligados al flujo canalizado del agua. La anchura de los primeros no excede usualmente los 5 cm, estableciéndose normalmente agudas crestas entre cada reguero. Las profundidades oscilan entre 1 y 2 cm y la longitud puede llegar a alcanzar los 2 m. Los lapiaces en regueros son de mayores dimensiones (30-40 cm de anchura/profundidad y varios metros de largo). En las zonas de escarpes verticalizados netos –por ejemplo en el área de transición entre los campos de dolinas A y B, donde se crea un desnivel de más de 150 m– se desarrollan lapiaces del tipo *regenrillenkarren, regenrinnenkarren* y *wandkarren* (*wall solution runnels, wall karren, lapiés verticaux*). Generalmente aparecen como cortes rectilíneos, tajando las paredes pseudovertales. *Wandkarrens* de dimensiones más modestas pueden hallarse también en las vertientes disimétricas abruptas de algunas dolinas del campo B.

El **lapiaz en meandros** (*meandering runnels, mäanderkarren*) aparece en contadas ocasiones, y siempre sobre superficies planas o suavemente inclinadas. Frecuentemente tiene su origen en depresiones del tipo *kamenitsa*, actuando como efectivo canal interconector y de desagüe.

Con una mayor impronta morfológica surge el **lapiaz estructural** (*grikes, kluftkarren*), desarrollado a partir de fracturas, diaclasas o juntas de estratificación que, actuando como planos de debilidad, canalizan el

flujo y promueven su propio ensanchamiento. De dimensiones variables, puede alcanzar los 2 m de profundidad en ciertas zonas (extremo septentrional del campo A) con estratificación subvertical/vertical favorable. Suelen contener rellenos de arcillas de descalcificación de una cierta potencia que contribuyen a potenciar el crecimiento selectivo de la vegetación.

### 1.2. Formas de karst parcialmente cubierto

Dentro de las formas sobre karst parcialmente cubierto localizables en nuestra zona destacan las denominadas **cubetas de disolución** (*solution pans, kamenitsa, cuvettes de dissolution*). Suelen desarrollarse preferentemente en las calizas grisáceas de grano fino que aparecen en la parte inferior de la **Formación Baciero**. La profundidad oscila entre los 3 y los 15 cm, apareciendo frecuentemente en el fondo una fina capa de limos, restos algares o arcillas de descalcificación.

El **lapiaz tubular u oqueroso** (*undercut solution runnels, hollow karren, hohlkarren, lapiés perforants*) es menos abundante, aunque pueden encontrarse algunos ejemplos de llamativas dimensiones (tubos de tamaño decimétrico) en las zonas –escasas– con una cubierta edáfica potente.

Las **muestras de corrosión** (*solution notches, corrosion grooves, korrosionskehlen*) son relativamente numerosas. Son formas mayores debidas a la activa disolución producida en las zonas de contacto entre el suelo rico en CO<sub>2</sub> y la roca. Morfológicamente resultan en cortes curvados que tienden a producir un voladizo o resalte, expuesto al erosionarse la capa de suelo más superficial.

### 1.3. Formas de karst cubierto

Entre las formas desarrolladas sobre karst cubierto, sólo hemos podido reconocer los típicos **lapiaces de crestas redondeadas** (*rounded solution runnels, round karren, rundkarren*), familiares únicamente cuando son exhumados y quedan a nuestra vista. De tamaño similar a los *rinnenka-*

Area total (km <sup>2</sup> )		Turbón A	Turbón B	Total
		2,13	0,45	2,58
Area dolinizada	km <sup>2</sup>	0,372	0,110	0,482
	‰	17,46	24,44	18,68
Número total de dolinas		69	23	92
Densidad nº dol/km <sup>2</sup>		32,39	51,11	35,65
Longitud (L)		75,15 m.	90,28 m.	82,90 m.
Anchura (A)		64,05 m	53,66 m.	58,73 m.
L/A (elongación)		1,17	1,68	1,41
V/v (índice simetría vert.)		1,144	2,539	1,734
At (área total media dolinas)		5.391,3 m <sup>2</sup>	4.782,6 m <sup>2</sup>	5.239,1 m <sup>2</sup>

Tabla I



*rren*, aparecen principalmente en determinadas zonas del campo B –fondos de dolinas– y están siendo activamente retocados por formas subsecuentes menores de karst libre.

## 2. Dolinas

El área total que ocupan los campos de dolinas localizados en la falda oriental del macizo del Turbón (Turbón A y Turbón B) es de 2,58 km<sup>2</sup>. En este exiguo espacio el número de dolinas se eleva a 92 (tabla I), con un porcentaje dolinizado del 18,68%. La densidad de dolinización es ciertamente alta, con un valor medio de 35,65 dolinas/km<sup>2</sup> (32,39 dol./km<sup>2</sup> y 51,11 dol./km<sup>2</sup> en los campos A y B, respectivamente). Esta cifra se asemeja a las presentes en el Jura francés o a la citada por RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1986) para el Plano de Cupierlo (Sierras Exteriores oscenses).

### 2.1. Clasificación y morfometría

La mayor parte de las dolinas son de dimensiones medianas (superficie media, 5.239,13 m<sup>2</sup>), con diámetros variables entre 30 y 100 m (longitud media, 82,90 m; anchura media, 58,73 m), aunque en los casos de ciertas **uvalas** pueden alcanzarse los 220 m de longitud. Generalmente poco profundas (entre 5 y 15 m), tienden a adquirir una morfología alargada siguiendo un eje mayor más evidente en el caso del campo B (valor de elongación, 1,68) que en el A (valor de elongación, 1,17).

Abundan las **dolinas en embudo** (*funnel-shaped dolines, dolines en entonnoir*) según la clasificación morfológica de CVIJC, J. (1893), de diámetros unas dos o tres veces superiores a su profundidad y pendientes internas moderadas, aunque también hay buenos ejemplos de **dolinas en cubeta** (*bowl-shaped dolines, dolines en auge*) y –en el campo A, a unos 2.000-2.100 m de altitud– **dolinas en pozo o en ventana** (*well-shaped dolines, dolines en fenêtre*).

Genéticamente se corresponden con las **dolinas de disolución** (*solution dolines, dolines normales*) de BIROT, P. (1966), JENNINGS, J. N.

(1971), o SWEETING, M. M. (1972). Al tener la nieve –y los procesos de fusión nival– un papel importante en su desarrollo, podrían considerarse siguiendo la clasificación de CVIJIC, J. (1893), **dolinas nivales** (*schneedolinen*), con características semejantes a los *kotlici* de los Alpes Julianos (SWEETING, M. M., 1972), o a los ejemplos más cercanos presentes en la sierra de Guara (RODRÍGUEZ VIDAL, J., 1986) o en el macizo de la Piedra de San Martín o de Larra (LÓPEZ MARTÍNEZ, J., 1982, 1986, 1987).

## 2.2. Disimetría de vertientes

Uno de los hechos que caracteriza a las dolinas del sector oriental del macizo del Turbón, es la existencia en ellas de una marcada disimetría de vertientes. Esta circunstancia es especialmente llamativa en el campo B (índice de simetría de vertientes, 2,539), localizado a un nivel altitudinal inferior que el campo A (índice de simetría de vertientes, 1,144). De hecho, éste ha sido el factor fundamental que nos ha guiado en la diferenciación entre ambos.

La mayoría de dolinas del campo B es claramente asimétrica. Su borde oriental es mucho más marcado, abrupto y con valores de pendiente elevados. Lapiaces del tipo *regenrinnenkarren*, *regenrillenkarren* y *wandkarren* abundan en estas paredes verticalizadas, donde la roca aflora desnuda y sin protección de ningún tipo. Por contra, la vertiente opuesta –occidental– es mucho más tendida, suavemente convexa, labrada muchas veces también sobre la roca viva, aunque predominando en ella los lapiaces acanalados, en meandros, las microdepresiones y las cubetas de disolución. Estas últimas pueden alcanzar un notable desarrollo en los espacios entre dolinas y en las zonas de planitud extrema cercanas a los sumideros (muy numerosos –pese a estar ausentes en ciertos aparatos– embudiformes, y con tendencia a situarse al pie de la escarpada pared oriental).

Generalmente se han aducido, para explicar este tipo de disimetrías, condicionantes estructurales o climáticos. En el primero de los casos, el buzamiento de los estratos o las fallas influirían en la disimetría de la dolina; la pendiente más tendida seguiría los planos de estratificación y la más abrupta el frente de las capas. En el caso de los condicionantes climáticos,

se ha apuntado que la acumulación preferencial de nieve en las zonas situadas a sotavento de los vientos dominantes incrementaría los procesos de disolución, creando unas pendientes más escarpadas.

En nuestro caso, ambos condicionantes pueden coexistir, aunque de forma un tanto paradójica. Como ya hemos mencionado con anterioridad, la inmensa mayoría de dolinas disimétricas se sitúan en el campo inferior. En esta zona, el buzamiento de las capas –con valores entre 30 y 45°– es hacia el oeste, dando microcuestas cuyo frente mira a la cercana sierra de Ballabriga (fig. 2). Por consiguiente, la estructura no parece contar aquí como factor determinante, ya que, en caso de hacerlo, la asimetría de vertientes se produciría en –precisamente– el sentido contrario al actual. Sin embargo, si acudimos a los condicionantes climáticos, podremos comprobar cómo la orientación de los vientos dominantes en el área durante los meses invernales (fig. 3) coincide –de una forma rotunda– con la dirección de elongación de las dolinas del campo B (fig. 4) y, por ende, ayuda a explicar la creación de las mencionadas disimetrías.

La nivación juega aquí, por tanto, un papel fundamental e interviene activamente en el desarrollo de las dolinas del macizo, pues puede permanecer en el fondo de las depresiones durante buena parte de los meses invernales y, en algunos casos, hasta bien avanzada la primavera (durante el mes de mayo de 1989 –año, por otra parte, parco en precipitaciones nivosas– pudimos observar restos en el interior de alguna de las dolinas del campo A).

Así, el manto nival localizado al pie de los bordes escarpados actúa como potenciador de la disolución de la roca, favoreciendo el agua de fusión un potente desarrollo de lapiares en sus paredes. Todo lo cual viene a indicar que en este tipo de dolinas (*schneedolinen*) la erosión química subaérea tiene una importancia mayor que en los otros tipos, ya comentados. La nieve acumulada, además de favorecer su ulterior desarrollo –mucho después de que la nieve haya desaparecido del terreno circundante todavía se mantiene en el interior de las dolinas– funde en un período corto de tiempo, por lo que tanto la disolución como la erosión vertical se ven intensificadas.

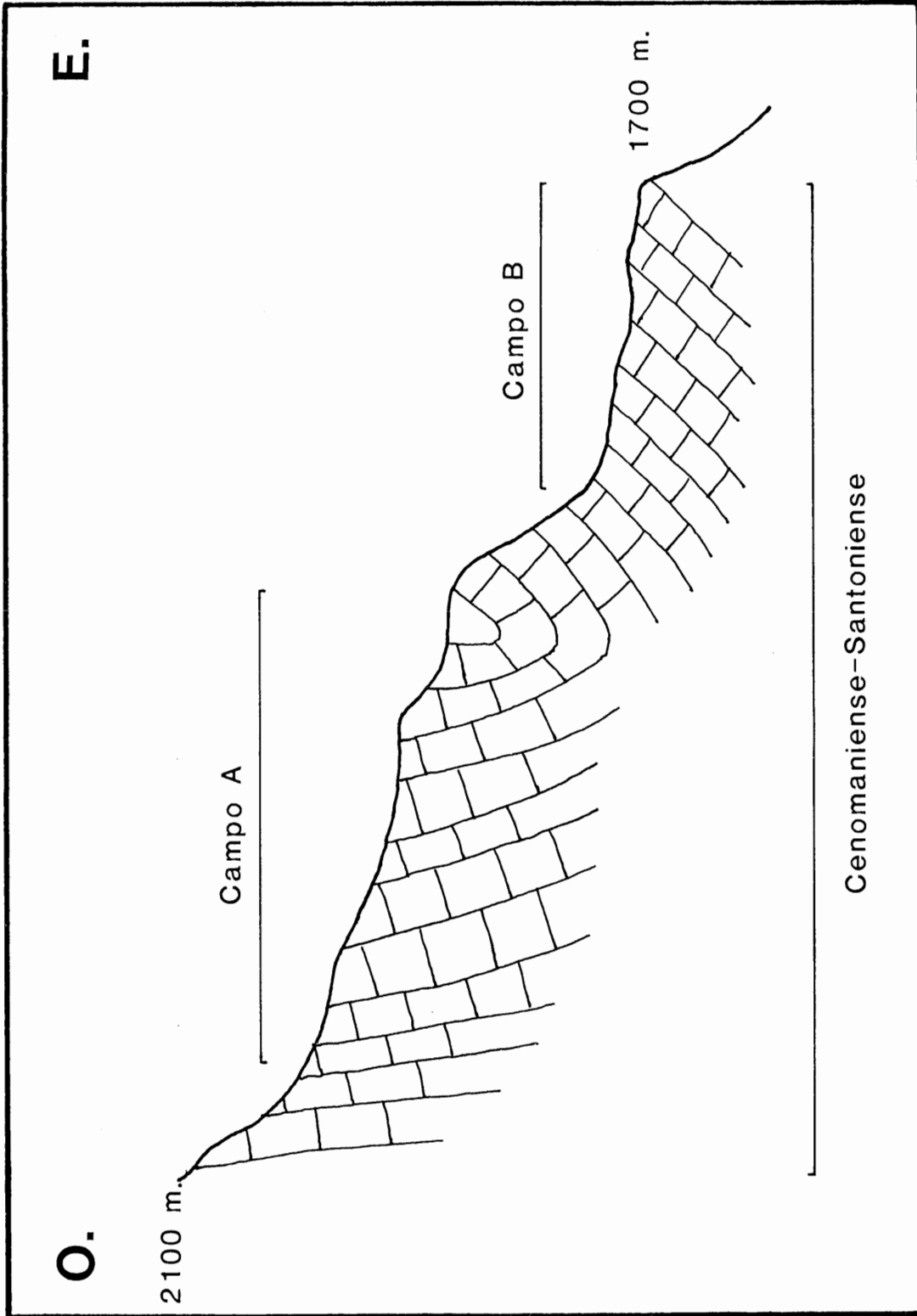


Fig. 2. Perfil esquemático de la ubicación de los campos A y B (sin escala).

El caso del campo B es –como ya hemos anticipado– curiosamente paradójico. En primer lugar, la estructura de detalle (buzamientos verticales o subverticales) no favorece el desarrollo de disimetrías, lo que puede ayudarnos a explicar su ausencia. Más bien, por el contrario, tiende a potenciar la creación de aparatos simétricos. En este sentido, pues, es evidente que la influencia de los condicionantes estructurales primaría sobre la de los climáticos. La mayor parte de las dolinas del campo B son simétricas, con valores del índice de simetría de vertientes cercanos a la unidad. Por otro lado, las direcciones de elongación de sus ejes mayores son muy dispersas (fig. 4), sin constatare en ellas con tanta nitidez como en el campo inferior la componente E.

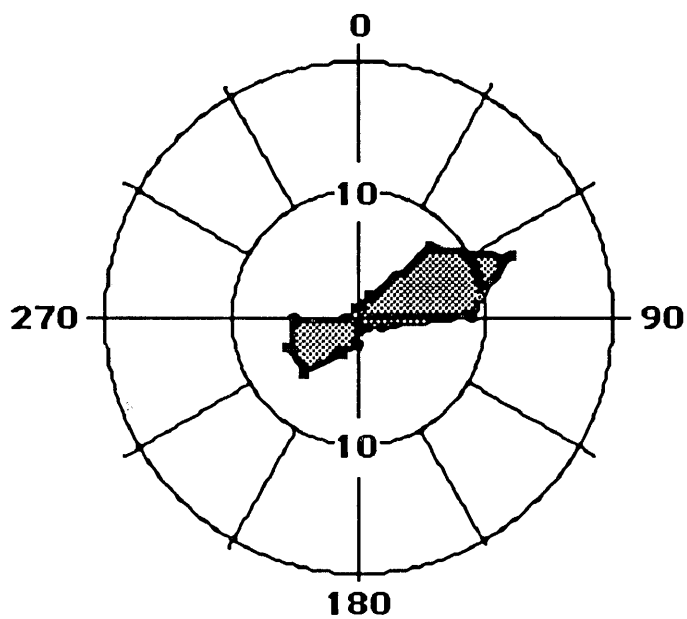
Una cuestión, llegados a este punto, parece surgir. Si los procesos de acumulación nival debidos al barrido por el viento son efectivos en el campo inferior, ¿por qué no han de serlo también 200 m más arriba, creando el mismo tipo de disimetrías? De hecho, es en el campo A donde hemos comprobado –hasta bien avanzado el mes de mayo– una mayor permanencia del manto nivoso.

La explicación a este fenómeno aparentemente contradictorio no parece sencilla, aunque creemos que pudiera encontrarse en la actuación de factores de tipo edáfico o biológico. En un futuro próximo, vamos a trabajar en la elaboración de una serie de perfiles edáficos de los dos campos, con los que intentaremos confirmar la existencia, o no, de diferencias significativas entre ambos. No obstante, alguna de las hipótesis que podrían aventurarse incluiría la posible existencia de procesos de fusión diferenciados, o la de edades de formación y desarrollo distintas en el tiempo.

### 2.3. Cronología

Creemos, como PEÑA, J. L. (1983), que la mayor parte de la karstificación presente en el área –no sólo en los campos A y B, sino en la zona Turbón-Ballabriga-Gabás– es heredada. Los procesos kársticos se iniciarían después del desmantelamiento de la discordante cobertera terciaria que cubría la zona. Este hecho debió de producirse en el Terciario Superior y la fase de karstificación principal sería por tanto asimilable al

### Vientos. Medias invierno



### Vientos. Medias anuales

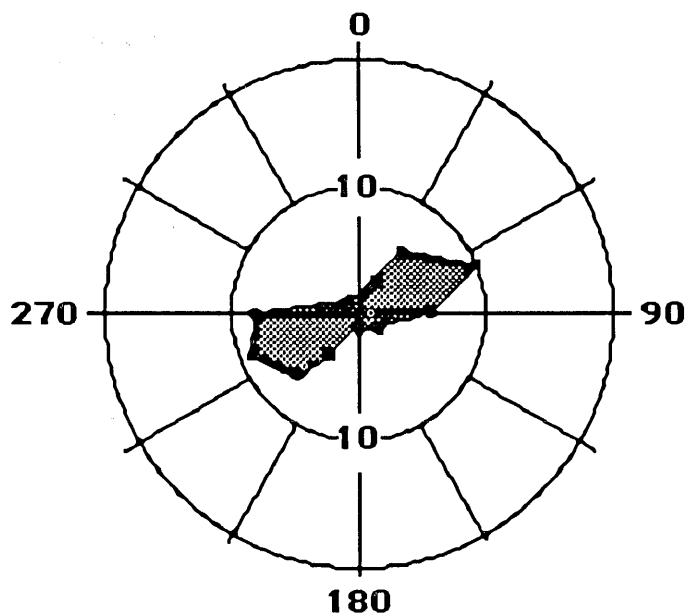
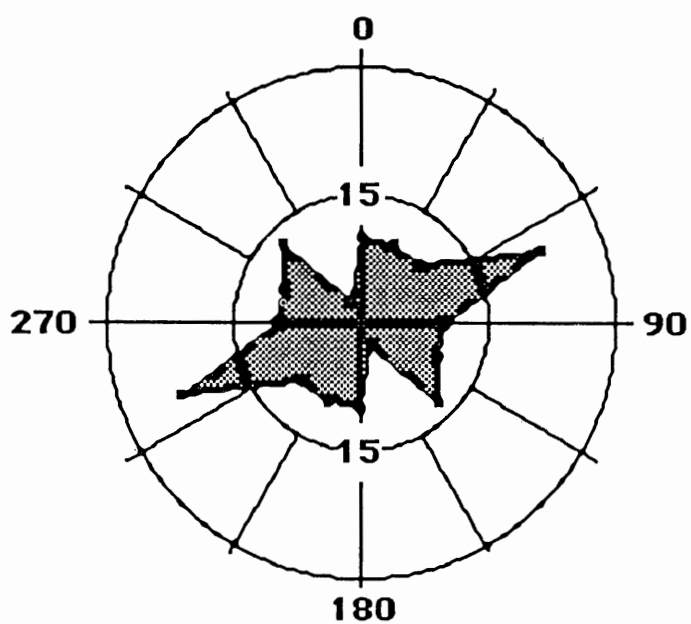


Fig. 3. Rosas de vientos (% en cada dirección). Estación de Benasque.

Turbón. Campo A



Turbón. Campo B

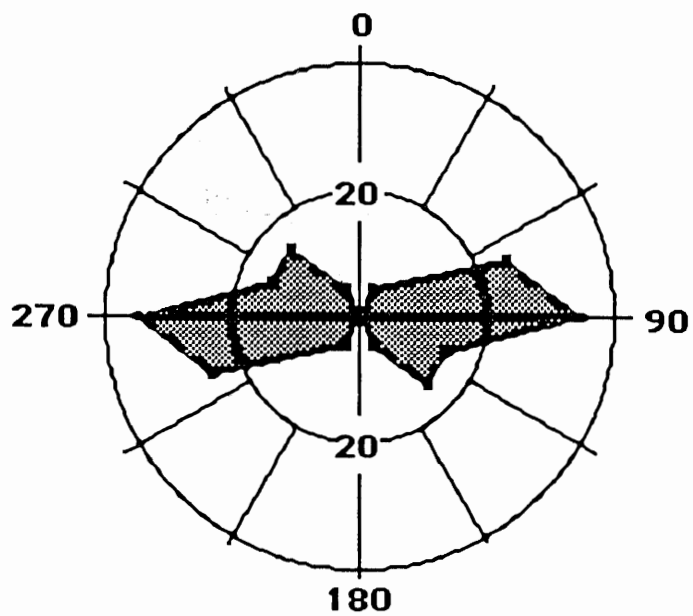


Fig. 4. Rosas de orientaciones de dolinas (eje mayor).

Mioceno Superior o Plioceno. No obstante, la evolución de los procesos kársticos ha debido venir prosiguiendo durante el Cuaternario sin interrupciones muy llamativas. Quizá en las fases frías glaciares –como apunta LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1986)– y debido a la mayor importancia de los procesos de tipo crioclástico, el desarrollo del karst se vio frenado, aunque, en la actualidad, la funcionalidad del fenómeno es evidente.

## CONCLUSIONES

En la vertiente oriental del macizo del Turbón se ha desarrollado un relieve kárstico de considerable importancia. Edificadas sobre las calizas del Cenomaniense-Santonense, las formas menores de disolución alcanzan unas dimensiones espectaculares, con abundancia de lapiares de karst libre y semi-libre y menor presencia de formas de karst cubierto.

Las dolinas, de carácter nival en su mayoría, ocupan una extensión considerable y alcanzan una densidad muy elevada, llegando a ser uno de los elementos fundamentales del paisaje. En nuestra zona encontramos ejemplos de los tipos morfológicos básicos: dolinas en embudo, en cubeta y en ventana, con una génesis por disolución normal mayoritaria. Las dolinas del campo B están caracterizadas por su disimetría, relacionable –aparentemente– con condicionantes de tipo climático. La pseudosimetría del campo A vendría motivada por factores de tipo estructural. Cronológicamente, el establecimiento inicial de la karstificación podría situarse en el Mioceno Superior-Plioceno, aunque la existencia de una funcionalidad actual es innegable.

## BIBLIOGRAFÍA

- BIROT, P. (1966), *Le relief calcaire*, Cours CDU.
- BÖGLI, A. (1960), Solution of limestone and karren formation; en SWEETING, M. M. (ed.) (1981), *Karst geomorphology*, Hutchinson Ross Publ. Com., Stroudsburg, 427 pp.
- CVIJC, J. (1893), The dolines; en SWEETING, M.M. (Ed.), (1981), *Karst geomorphology*, Hutchinson Ross Publ. Com., Stroudsburg, 427 pp.
- DURÁN, J. J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (eds.) (1989), *El karst en España*, Monografía n.º 4 de la Sociedad Española de Geomorfología, 414 pp.
- GARRIDO, A. (1972), Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, el manto del Montsec (vertiente sur-pire-



- naica, provincias de Huesca y Lérida), *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII-III, pp. 32-38.
- GARRIDO, A. (1973), *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)*, Tesis Fac. Ciencias, Univ. de Granada, 3 tomos, 395 pp.
- JENNINGS, J. N. (1971), *Karst*, MIT Press, Londres, 252 pp.
- JENNINGS, J. N. (1985), *Karst geomorphology*, Basil Blackwell Ltd., Oxford, 293 pp.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1982), Geología, geomorfología, clima e hidrología del macizo de la Piedra de San Martín, *Actas Reunión Monográfica Karst Larra*, Publ. Serv. Geol. Diput. de Navarra, pp. 13-53.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1986), *Geomorfología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín. Pirineo Occidental*, Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 529 pp.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1987), Relaciones entre la fracturación y el karst en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental), *Est. Geológicos*, 43, pp. 217-225.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y MARTÍN ESCORZA, C. (1987), Longitudes de fracturas y cavidades en el karst de Larra (Pirineos), *Geogaceta*, 2, pp. 32-34.
- LLOPIS, N. (1955), Glaciarismo y karstificación en la región de la Piedra de San Martín (Navarra), *Geographica*, n.º 5-6, pp. 21-42.
- MAIRE, R. (1982), Connaissances actuelles sur le karst profond de Larra (Pyrénées Atlantiques, Navarra, Huesca), *Actas Reunión Monográfica Karst Larra*, Publ. Serv. Geol. Diput. de Navarra, pp. 54-79.
- MEY, P. H. W. *et al.* (1968), Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain, *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 41, pp. 221-228.
- NICOD, J. (1972), *Pays et Paysages du Calcaire*, Presses Universitaires, Paris, 244 pp.
- PEÑA, J. L. (1983), *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico*, Instituto de Estudios Ilerdenses, Lérida, 373 pp.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1986), *Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su Piedemonte*, Col. de Est. Altoaragoneses, n.º 4, 172 pp.
- SANCHO, C. (1988), El polje de Saganta (Sierras Exteriores Pirenaicas, Provincia de Huesca), *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 2 (1-4), pp. 107-113.
- SEGURET, M. (1972), Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité, *Publ. Univ. Sc. et Tec. du Languedoc (USTELA)*, série Géol. Struct., n.º 2, 160 pp.
- SWEETING, M. M. (1972), *Karst Landforms*, Macmillan Press Ltd., Londres, 354 pp.
- SWEETING, M. M. (ed.) (1981), *Karst geomorphology*, Hutchinson Ross Publ. Com., Stroudsburg, 427 pp.
- WENNEKERS, J. H. N. (1968), The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaus Massif, Central Pyrenees, Spain, France, *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 41, pp. 229-267.