



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Estudio de dolinas en el Valle del Fluvià, Girona

Trabajo de Fin de Grado

Lucía Santas Lajusticia

Director: Francisco Gutiérrez Santolalla

ÍNDICE

	Página
1. ABSTRACT	2
2. OBJETIVOS	2
3. METODOLOGÍA	2
4. INTRODUCCIÓN	
a. Contexto geográfico	4
b. Contexto geológico	5
c. Antecedentes	11
5. RESULTADOS	
a. Cartografía Geomorfológica	12
b. Inventario de dolinas	16
6. DISCUSIÓN DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS OBTENIDOS	20
7. CONCLUSIONS	22
8. BIBLIOGRAFÍA	23

ANEXOS

ANEXO I. Cartografía geomorfológica

ANEXO II. Inventario de dolinas

ANEXO III. Datos para la realización de las gráficas magnitud-frecuencia

1. ABSTRACT

Sinkholes and paleosinkholes have been analysed in a stretch of the Fluvia River valley located in the surroundings of Besalu town, NE Spain. The area, located in the boundary zone between the Pyrenees and the Ebro Basin, is underlain by an Eocene succession including several evaporite units and affected by compressional and extensional structures. A geomorphological map of the area has been produced together with a sinkhole inventory including 47 depressions. The cartographic and morphometric data have been used to analyse the spatial distribution of the sinkholes and their magnitude and frequency relationships.

2. OBJETIVOS

El objetivo general de este Trabajo de Fin de Grado consiste en adquirir experiencia en la aplicación de métodos y el desarrollo de las actividades propias de un geólogo a la hora de realizar un estudio geomorfológico. Más concretamente, los objetivos del estudio llevado a cabo son: (1) la confección de una cartografía geomorfológica de un tramo del valle del río Fluvià mediante la interpretación de fotografías aéreas y trabajo de campo; (2) la elaboración de un inventario cartográfico de dolinas incluyendo información morfométrica; y (3) el análisis de la dolinización, incluyendo una evaluación cualitativa de la peligrosidad y de los riesgos potenciales asociados a los procesos de subsidencia.

3. METODOLOGÍA

Para el estudio cartográfico de la geomorfología y las dolinas de la zona se han empleado diversos métodos y técnicas, que se dividen en una revisión bibliográfica, trabajo de gabinete y trabajo de campo.

En primer lugar, se realizó una recopilación bibliográfica de trabajos de geología que abordasen tanto la zona de estudio como las inmediaciones de la misma. Así mismo, se llevó a cabo una revisión bibliográfica de artículos, cartografías e informes que tuvieran relación con la geomorfología y, más concretamente, con las dolinas concebidas a la disolución de evaporitas.

Tras recopilar y analizar la información existente, se procedió a la interpretación mediante estereoscopio de las fotografías aéreas proporcionadas y a la realización de una cartografía geomorfológica preliminar. Para ello, se han empleado fotografías aéreas en blanco y negro de 1957 y en color de 2002, impresas a escalas aproximadas de 1:30.000 y 1:20.000, respectivamente. La interpretación de las fotografías aéreas se complementó con el uso de un modelo sombreado del terreno generado mediante la aplicación ArcGIS con el modelo digital de elevaciones (LIDAR de 5 m) disponible en el Instituto Geográfico Nacional (IGN) (FIG.1).

Posteriormente, se realizó el trabajo de campo para el reconocimiento de la zona. En la primera parte de la campaña, se llevó a cabo una exploración de la zona para la comprobación y corrección de aquello que se había cartografiado preliminarmente durante el trabajo de gabinete. En la segunda parte de la misma, se prestó atención preferente a aquellos afloramientos en los que aparecían las unidades litoestratigráficas que se exponen en la memoria y a la recogida de datos sobre las dolinas con expresión morfológica y las paleodolinas observables en afloramientos. Los datos morfométricos de las dolinas pequeñas

fueron tomados en campo, mientras que los de mayores dimensiones han sido extraídos de la cartografía y del modelo de elevaciones. La tercera parte de la campaña, se dedicó a tomar datos y fotografías de aquellas construcciones antrópicas afectadas por la presencia de dolinas activas.

Una vez se corrigió la cartografía geomorfológica preliminar, se digitalizó mediante un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS). Para realizar la cartografía, se emplearon ortofotos georeferenciadas descargadas del visor del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (vissir3) y el modelo sombreado del terreno generado con el programa ArcGIS. A su vez, con los datos numéricos del inventario se han generado diversas gráficas que permiten ilustrar algunos de las características de la población de dolinas cartografiadas.

Finalmente, se redactó la presente memoria exponiendo los resultados obtenidos, una discusión de los mismos y las principales conclusiones del trabajo relativas a los objetivos planteados anteriormente.

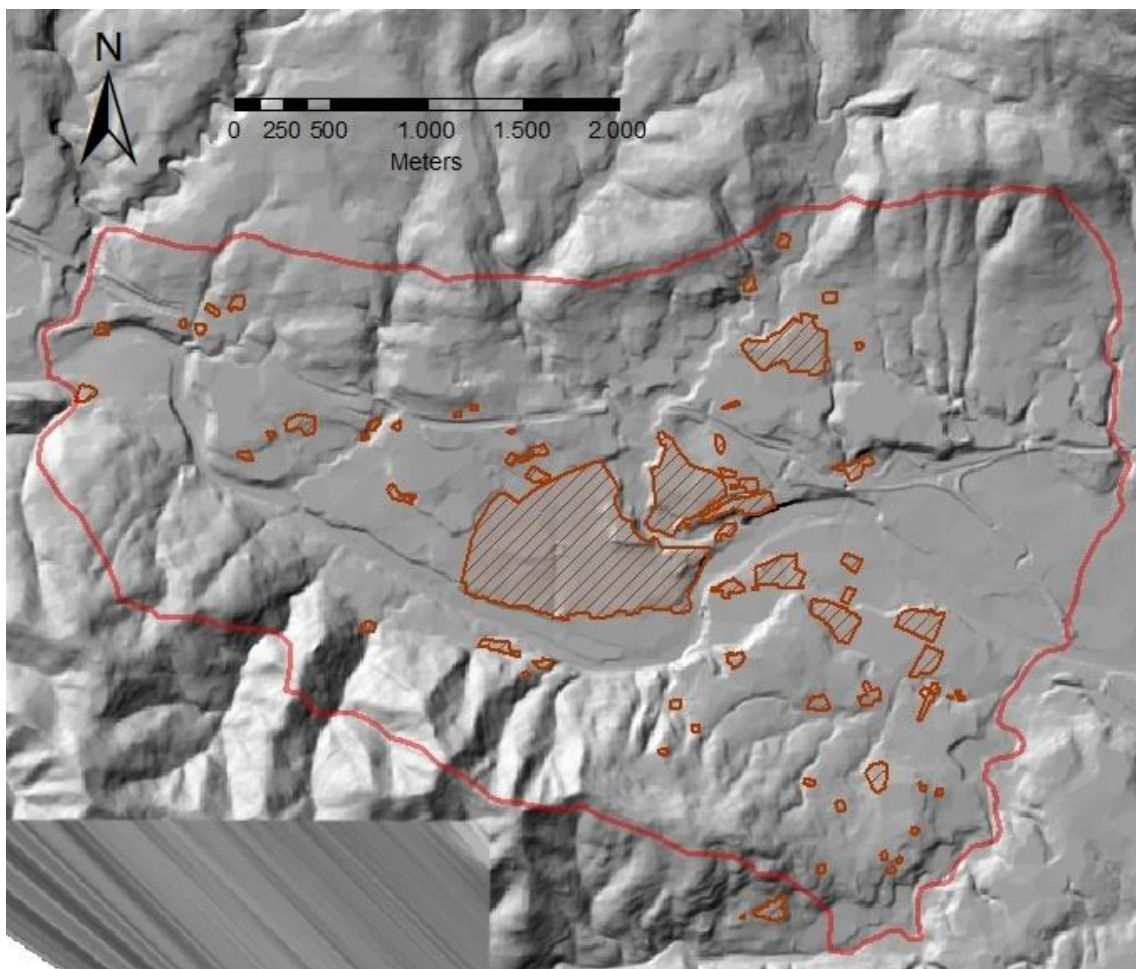


FIG.1. Modelo digital sombreado del terreno generado con ArcGIS a partir del modelo de elevaciones (LIDAR de 5 m) descargado del IGN. En rojo, el límite de la zona de estudio; en marrón, las principales zonas urbanas y construcciones de Besalú.

4. INTRODUCCIÓN

a. Contexto geográfico

La zona de estudio se encuentra en el noreste de la Península Ibérica, concretamente en la comarca prepirenaica de La Garrocha, provincia de Gerona, en los alrededores del municipio de Besalú (FIG.2). Esta comarca incluye dos sectores con una orografía muy contrastada. La Alta Garrocha, dominada por materiales calcáreos, se caracteriza por tener relieves abruptos y valles profundos y estrechos. La Baja Garrocha, donde se localiza la zona estudiada en este trabajo, aparece asociada al amplio valle del Río del Fluvià, con extensos piedemontes, y coladas basálticas en la zona de Olot.

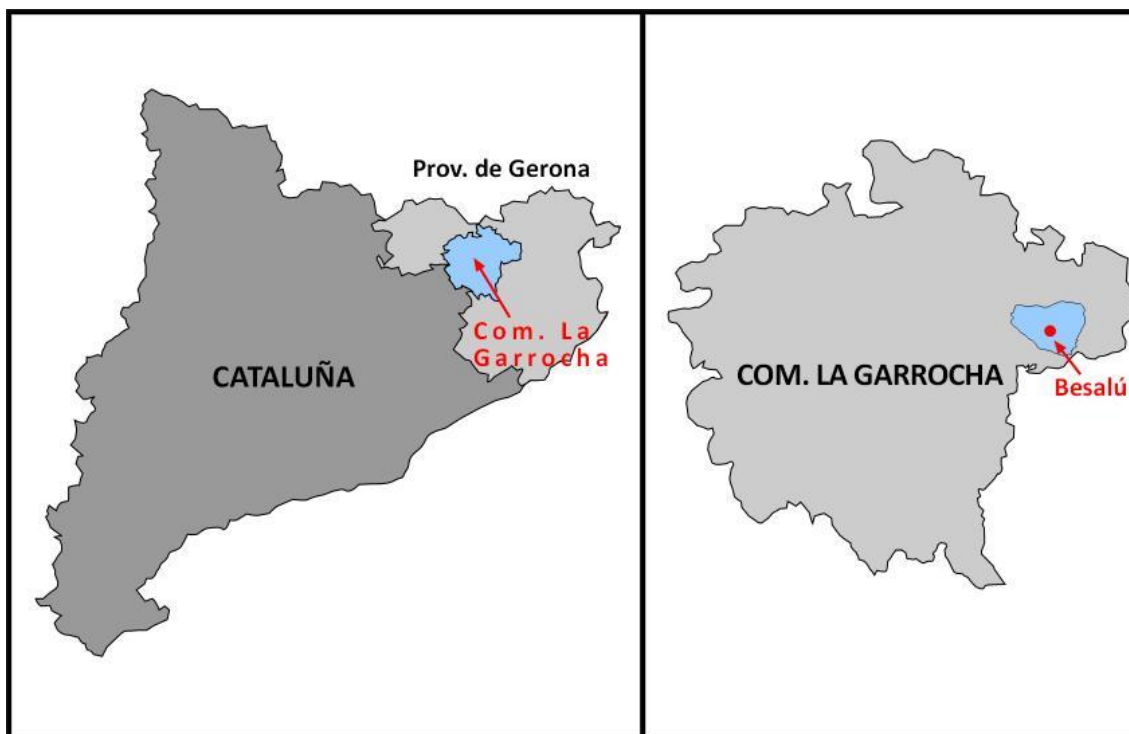


FIG.2. Localización de la comarca de la Garrocha en la CC.AA. de Cataluña y de la zona de estudio en la comarca de la Garrocha.

El clima es mediterráneo húmedo con una precipitación media anual de 720 mm y temperaturas medias de 15°C en la estación meteorológica de Besalú. Los glaciares y las terrazas relacionadas con el Fluvià ocupan la mayor parte del área analizada. Estas superficies aluviales están destinadas mayoritariamente a la agricultura. La zona presenta una densa cobertura arbórea, dominada por encinas (*Quercus ilex*) y pinos (*Pinus halepensis* y *Pinus sylvestris*), lo que limita enormemente los afloramientos y la visualización tanto del sustrato rocoso como de las formaciones superficiales (Gutiérrez et al, 2016).

Las dolinas que se analizan en este trabajo se han desarrollado fundamentalmente en superficies de glaciares y terrazas del río Fluvià. Este sistema fluvial nace en las montañas del Collsacabra siguiendo una dirección S-N hasta la localidad de Olot, donde toma una dirección O-E subparalela a las estructuras pirenaicas y perpendicular al margen de la Fosa del Ampurdán, hasta su desembocadura en San Pedro Pescador.

La zona de estudio corresponde al tramo del valle del Fluvià situado entre la Riera del Borró al oeste y la Riera de Junyell al este. Los límites norte y sur están definidos por divisorias de aguas con una altitud máxima de 550 m, mientras que el río Fluvià en el extremo este de la zona se sitúa a unos 150 m (FIG.3).

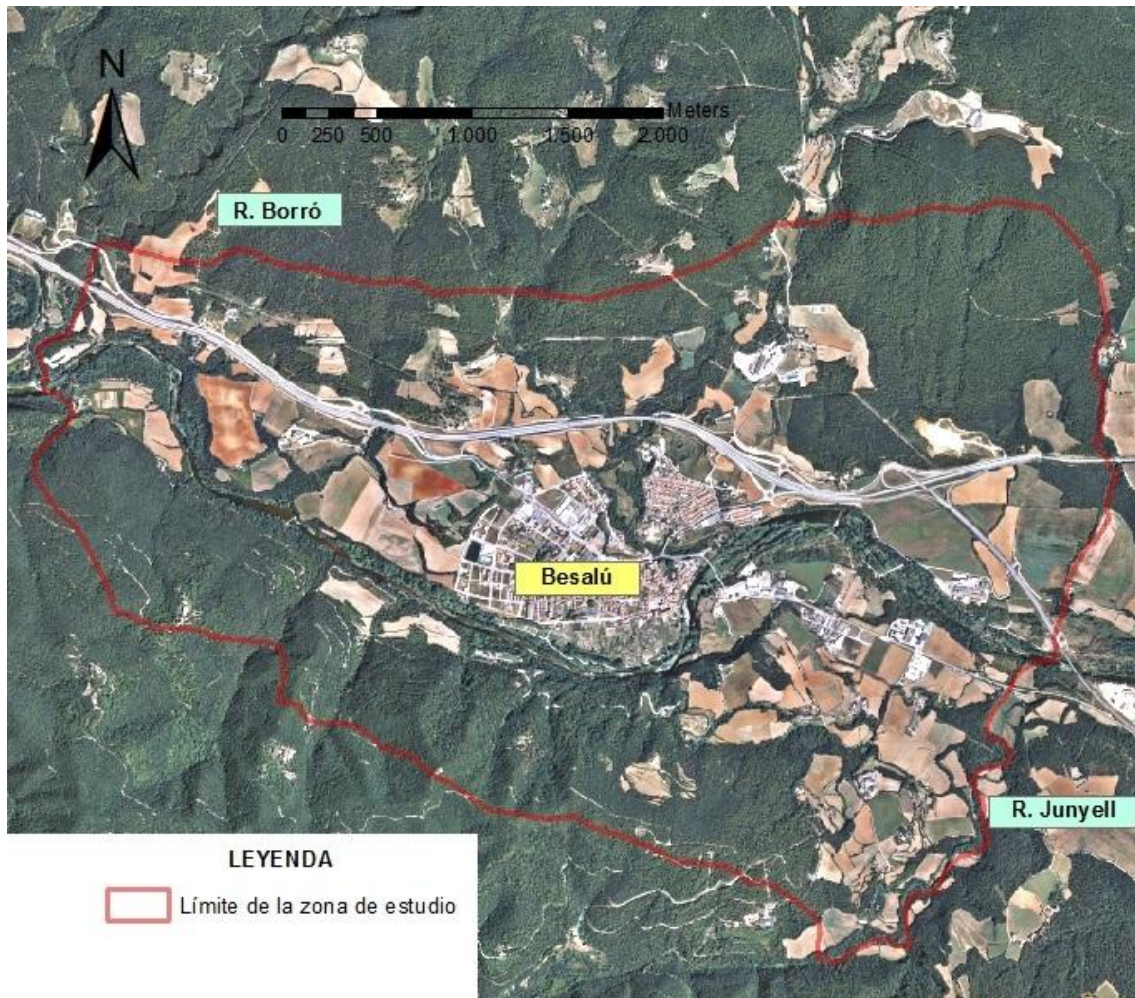


FIG.3. Ortoimagen con los límites de *la zona de estudio*.

b. Contexto geológico

El área de estudio se localiza en una región geológicamente compleja, entre dos unidades estructurales separadas por el Cabalgamiento de Vallfogona: la Cordillera Pirenaica al norte y la Cuenca del Ebro al sur. Concretamente, la zona incluye la parte meridional del Sinclinorio de Ripoll y el sector septentrional de la Cuenca del Ebro (Martínez et al, 1994, 2000) (FIG.4).

La Cordillera Pirenaica es un orógeno alpino relacionado con la convergencia y colisión entre las placas Ibérica y Europea. Durante dicha etapa orogénica, ocurrida entre el Cretácico superior y el Mioceno, se produjo la inversión y el levantamiento de cuencas mesozoicas y paleógenas, así como el desarrollo de nuevas estructuras contractivas en el sustrato Varisco (Barnolas y Pujalte, 2004). Los Pirineos constituyen la parte de la Cordillera Pirenaica que

abarca desde el Golfo de León hasta el Golfo de Vizcaya, y se caracteriza por ser una cadena con doble vergencia en la que se pueden diferenciar las siguientes unidades estructurales:

- La Zona Norpirenaica, cuyo límite septentrional corresponde con el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico y está limitada al sur por la Falla Norpirenaica. Se caracteriza por presentar cabalgamientos y pliegues con vergencia norte y que involucran al basamento.
- La Zona Axial, en la que existe un amplio afloramiento del basamento varisco. Este forma un apilamiento antiformal con vergencia hacia el sur que localmente involucra a la cobertera post-varisca.
- La Zona Surpirenaica, formada fundamentalmente por mantos de cabalgamiento con vergencia sur y que afectan principalmente a materiales post-variscos

La zona de estudio se localiza en el sector oriental de la Zona Surpirenaica, comprendida entre el Mar Mediterráneo y la alineación estructural del Segre (Barnolas y Pujalte, 2004). Este dominio está compuesto por una serie de láminas de cabalgamiento superiores que afectan desde el Mesozoico al Terciario (Pedraforca, Bac Grillera-Biure y Figueres-Montgrí) y unos cabalgamientos inferiores que involucran al basamento varisco y a una cobertera formada por el Garum y el Paleógeno del Sinclinorio de Ripoll (Unidad del Cadí) (Muñoz y Vergés, 1986). Esta última unidad queda limitada al sur por el Cabalgamiento de Vallfogona. Al sur de dicha estructura y dentro por tanto de la Cuenca del Ebro, las formaciones paleógenas están afectadas por estructuras compresivas (pliegues de despegue, cabalgamientos ciegos) hasta el anticlinal de Bellmunt (Barnolas y Pujalte (2004).

Durante el Eoceno, se depositaron varias unidades de evaporíticas en la cuenca de antepaís de la Zona Surpirenaica Oriental, cuya sedimentación estuvo controlada por el desplazamiento de los primeros mantos de cabalgamiento (Carrillo, 2009; Carrillo et al., 2014). Esta cuenca se caracteriza por poseer una geometría asimétrica en la mayor parte de su desarrollo, comprendiendo un surco profundo asociado a la cuña orogénica que pasa hacia el sur a una plataforma poco profunda. Esta configuración de la plataforma condiciona cambios de facies y de espesor en cada unidad cronoestratigráfica (Carrillo et al., 2014).

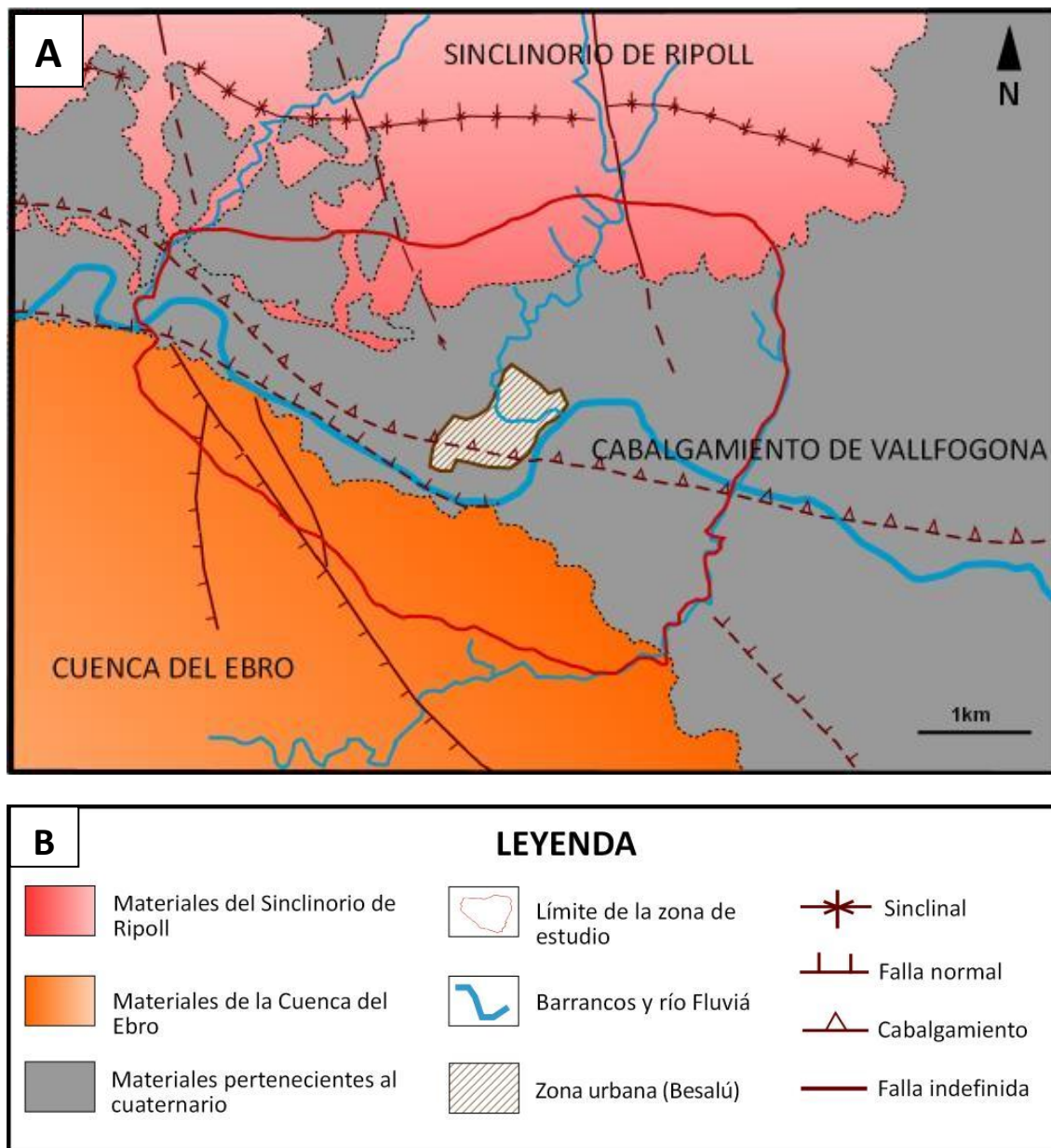


FIG.4. Delimitación de la zona de estudio dentro del contexto geológico. A: Mapa geológico modificado de (Martínez et al., 2000); B: Leyenda del mapa.

Las unidades sedimentarias eocenas que afloran en la zona de estudio son (FIG.5):

Unidad Evaporítica de Serrat (Eoceno inferior-medio), cuyo afloramiento se ha encontrado excepcionalmente en el sector de Besalú. Esta unidad aflora a lo largo del flanco norte del Sinclinal de Ripoll y en el flanco sur asociada al cabalgamiento de Vallfogona. En afloramiento, es un yeso secundario bandeado con colores blanco y gris oscuro. La potencia de esta unidad es variable en toda la cuenca, debido a la tectónica y a la paleogeografía (Carrillo, 2009). Estos materiales representan depósitos de cuenca restringida (Carrillo et al., 2014). Esta formación muestra una amplia diversidad de facies que muestra una cuenca evaporítica compleja (yeso selenítico, anhidrita nodular), un talud con una acumulación de sulfatos

detríticos re TRABAJADOS derivados de la plataforma (gipsarenitas, brechas de yesos y magabrechas) y un surco en el norte (yesos laminados y sal) (Carrillo et al., 2014) (FIG.6).

Formación Vallfogona (Eoceno medio), aflora en ambos flancos del Sinclinorio de Ripoll y a lo largo de los barrancos de Llierca y Borró. Está formada por intervalos de sulfatos asociados con turbiditas siliciclásticas y yesos residimentados (Carrillo et al., 2014), localmente se puede encontrar intercalaciones de areniscas y conglomerados en esta unidad, algunos canalizados, que muestran características claras de turbiditas (Martínez et al, 1994, 2000). Las unidades de sulfato se corresponden con brechas no estratificadas y caóticas con una alta proporción de bloques de yeso (Carrillo et al., 2014). La parte basal de esta unidad se desconoce debido a que queda truncada por el Cabalgamiento de Vallfogona. Cabe precisar que esta unidad es interpretada como olistolitos y movimientos en masa submarinos procedentes de una plataforma sulfatada (Carrillo et al., 2014).

Formación Yesos de Beuda (Eoceno medio), compuesta por yeso secundario y anhidrita, generalmente masivo y de color blanco. Ocasionalmente se pueden reconocer pseudomorfos de yeso selenítico y facies laminadas grisáceas. Esta unidad puede llegar a alcanzar los 50-70m de potencia (Carrillo, 2009). Esta unidad se interpreta como facies de plataforma somera (Carrillo et al., 2014).

Formación Margas de Banyoles (Eoceno medio), formada por margas y margocalizas azuladas con intercalaciones de areniscas, yesos y conglomerados. Lateralmente, los materiales de prodelta de esta formación pasan a los materiales deltaicos areniscosos de la Fm. Coubet (Martínez et al, 1994, 2000) (FIG.7).

Formación Coubet (Eoceno medio), formada por una alternancia de areniscas, conglomerados y margas en secuencias estrato y granocrecientes, que se corresponden con materiales detríticos en facies marinas (facies deltaicas). La potencia es variable (50 a 650m) (Barberà y Buxó, 1998; Martínez et al, 1994; Martínez et al., 2000).

Unidad Yesos de Besalú (Eoceno medio), constituida por yeso secundario blanco, masivo y bandeado, cuya potencia oscila entre los 20 y 30m (Carrillo, 2009). Estos yesos aparecen intercalados dentro de las formaciones Coubet y Banyolas, las cuales se interdigitan al ser cronoestratigráficamente equivalentes.

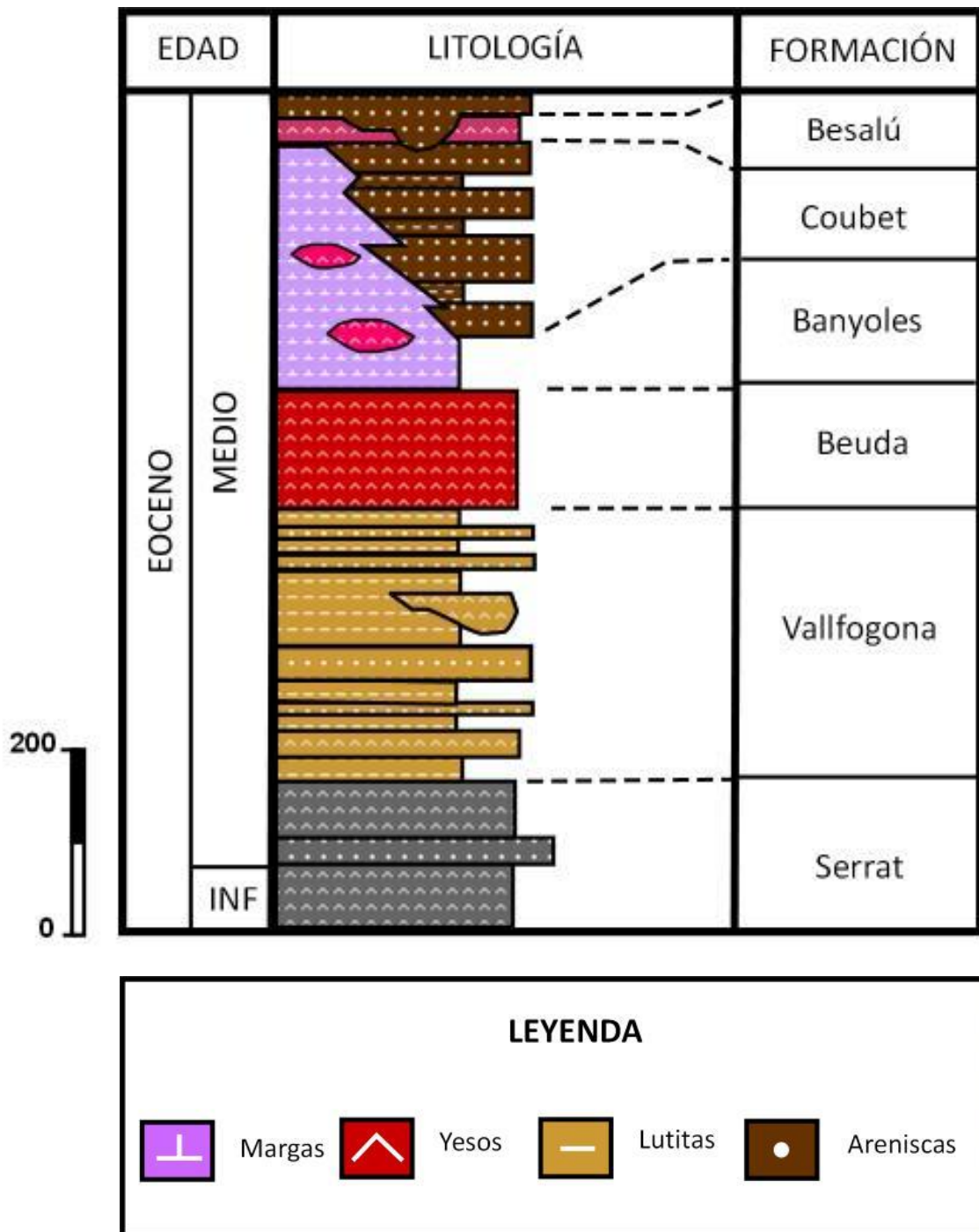


FIG.5. Columna litoestratigráfica de la zona de estudio y su leyenda. Modificado de Gutiérrez et al. (2016).



FIG.6. Afloramiento de la Unidad evaporítica del Serrat. Situado en la cara externa de un meandro del barranco de Capellada. (Coordenadas: 2° 41' 49,35"E; 42° 12' 4,66"N).



FIG.7. Afloramiento de la Formación Margas de Banyoles. Vista Situado en la N-260 dentro de Besalú. (Coordenadas: 2° 41' 43,12"E; 42° 12' 1,45"N).

c. Antecedentes

Uno de los procesos activos que afectan a la zona de estudio es la karstificación de los materiales yesíferos del sustrato, generando hundimientos en forma de dolinas que conformarían el modelado kárstico. Estudios anteriores de la zona de estudio (Barberà y Buxó, 1998; Roqué et al., 1999; Gutiérrez et al., 2016) confirman la existencia de los mismos, encontrando dolinas cuya formación se remonta a antes de 1940, sin contar con las paleodolinas que se han identificado en alfloramientos.

El estudio realizado por Barberà y Buxó (1998) consiste en un informe relacionado con la peligrosidad de los movimientos del terreno (hundimientos y movimientos en masa) en los alrededores de Besalú. Estos autores realizaron una recopilación y síntesis de los archivos técnicos existentes, interpretaron fotografías aéreas mediante estereoscopio, reconocer y verificar la geología del campo así como la evolución temporal de los movimientos del terreno, y la elaboración de cartografías que comprende tanto la localización de las dolinas como de los movimientos en masa y mapas de peligrosidad.

Los resultados obtenidos en dicho trabajo apuntan a que las dolinas parecen agruparse en diversas franjas con dirección ENE-OSO acordes con las direcciones obtenidas de las capas del sustrato eoceno y cuya formación se relaciona con la disolución de las unidades evaporíticas debido a procesos naturales como antrópicos.

Posteriormente, Roqué et al. (1999) analizan las características generales y particulares de las dolinas que se producen en el término municipal de Besalú, así como diversos datos que permiten confeccionar un mapa de susceptibilidad de hundimientos kársticos. Para la realización de esta cartografía se tuvieron en cuenta aspectos como las zonas en las que se encuentran las unidades yesíferas, la localización de dolinas antiguas, y diversos datos derivados de sondeos y prospecciones geofísicas. Con la realización de dicho mapa, se puso de manifiesto la existencia de áreas con una susceptibilidad muy alta donde los procesos de hundimiento son activos actualmente.

Por último, Gutiérrez et al. (2016) investigan el área con los siguientes objetivos: entender los mecanismos de subsidencia que intervienen en el desarrollo de los hundimientos, analizar el papel que desempeñan los sistemas de cavidades en la formación de dolinas, construir un inventario de dolinas con información geológica y geomorfológica para identificar los factores de control y la contribución de las distintas unidades evaporíticas, generar relaciones magnitud-frecuencia, evaluar los problemas ambientales relacionados con la actividad de las dolinas y proporcionar las bases para el desarrollo y evaluación de modelos de susceptibilidad de las dolinas.

Los resultados obtenidos a partir del análisis de la distribución espacial de las dolinas revelan que las estructuras geológicas actúan como barreras hidrogeológicas y contribuyen a elevar la permeabilidad de las rocas controlando el desarrollo de dolinas con una orientación preferente ONO-ESE. Así mismo, las actividades relacionadas con la agricultura (bombeo de agua e irrigación) contribuyen al desarrollo y distribución de las dolinas.

5. RESULTADOS

a. Cartografía Geomorfológica

De acuerdo con Martínez et al. (1994, 2000), la zona de estudio se sitúa en la cubeta de Tortellà-Besalú, que incluye tanto grandes relieves dominados por un modelado estructural (crestas, escarpes...) como zonas bajas cubiertas por materiales pliocuaternarios y cuaternarios, en los que se incluyen las terrazas fluviales del Fluvià y Llierca y glacis correlacionables con las terrazas, siendo frecuente en estos modelados la presencia de dolinas y colapsos (Barberà y Buxó, 1998; Roqué et al., 1999).

Por otra parte, otro modelado característico en los alrededores del área es el volcánico, dominado por conos volcánicos, coladas y escarpes de coladas basálticas, como el de Castellfollit de la Roca. La interacción entre la dinámica fluvial y la volcánica es intensa una vez se avanza en el Cuaternario, condicionando el relleno del valle del río Fluvià. Este fenómeno ocasiona el represamiento de lagos y el encajamiento de la red fluvial originando el sistema de terrazas actual (Martínez et al, 1994, 2000). Un ejemplo de esta interacción sería la colada de Sant Jaume, que se correlaciona con un nivel de terraza y glacis del Fluvià, siendo el techo de esta colada concordante con el techo de la colada superior de Castellfollit y con una edad que se corresponde con el Pleistoceno medio (217 ± 35 ka y 192 ± 25 ka mediante Ar^{40}/Ar^{39}) (Lewis et al., 1998).

La cartografía geomorfológica realizada (ANEXO I) ilustra los elementos geomorfológicos existentes, su distribución y su cronología relativa. El río Fluvià es el curso principal, con una trayectoria E-O concordante y paralela a las principales estructuras compresivas (Sinclinorio de Ripoll y Cabalgamiento de Vallfogona) (Martínez et al. 1994, 2000). También se encuentra una serie de barrancos de incisión lineal con dirección N-S (drenajes transversos) que desembocan en el Fluvià, entre los que destacan el Borró, Capellada y Junyell.

En la zona de Besalú, el río Fluvià a lo largo de su evolución ha generado una serie de terrazas escalonadas que registran una alternancia de etapas de agradación e incisión. Los cinco niveles cartografiados han sido designados, de más moderno a más antiguo, T1 (+3-7 m), T2 (+8-12 m), T3 (+19-25 m), T4 (+28-32 m) y T5 (+36-45 m) (Gutiérrez et al., 2016). Las terrazas pertenecen al Cuaternario atendiendo a las dataciones realizadas sobre los cantos de procedencia volcánica, además de la correlación existente de la colada de Sant Jaume con la terraza T5 y el glacis P5 del río Fluvià, que data del Pleistoceno Medio (217 ± 35 ka y 192 ± 25 ka mediante Ar^{40}/Ar^{39}) (Martínez et al, 1994; Martínez et al., 2000; Lewis et al., 1998; Gutiérrez et al., 2016). Las terrazas más antiguas se correlacionan con una serie de glacis, que en la cartografía se denominan P2, P3 y P5. Los depósitos de terraza están mayormente compuestos por gravas redondeadas polimícticas y estratificadas, que por lo general incluyen clastos de composición volcánica, mientras que los de glacis están formados por gravas masivas y subangulosas, incluyendo en algunos casos facies carbonatadas. La mayoría de los niveles de terrazas (T2, T3 y T4) y de los niveles de glacis (P2 y P3) presentan dolinas y paleodolinas (Gutiérrez et al, 2016).

En la cartografía que se ha realizado para este trabajo, se han diferenciado diferentes tipos de dolinas según su morfología:

- Dolinas de colapso. Se caracterizan por poseer márgenes escarpados y producirse de manera rápida por la deformación frágil de los materiales situados por encima del techo de cavidades. Hay que tener en cuenta que la morfología de estas dolinas pueden verse alteradas por procesos de erosión y sedimentación o por la acción antrópica, pudiendo confundirlas con dolinas de flexión (Barberà y Buxó, 1998).
- Dolinas de flexión. Son aquellas que presentan taludes suaves, generándose lentamente por la flexión dúctil de los materiales situados sobre zonas afectadas por karstificación activa.

Atendiendo a una clasificación más formal (Gutiérrez et al., 2008; Gutiérrez, 2016), se describen las dolinas atendiendo al tipo de material afectado por la subsidencia: cobertera (*cover*), sustrato no soluble (*caprock*) y sustrato soluble (*bedrock*); y el mecanismo de subsidencia: flexión (*sagging*), sufusión (*suffosion*) y colapso (*collapse*). En la zona de estudio se encuentran dolinas formadas por colapso de la cobertera (*cover-collapse sinkholes*) y dolinas originadas por flexión de la cobertera (*cover-sagging sinkhole*), siendo la cobertera tanto las terrazas fluviales como los glaciares anteriormente mencionados (FIG. 8). No podemos descartar que la subsidencia también afecte a materiales del sustrato, tal y como indican algunas paleodolinas observables en afloramiento.

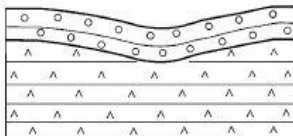
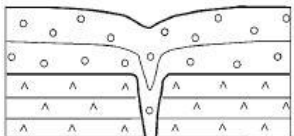
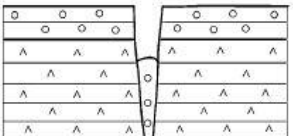
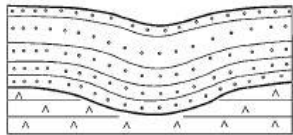
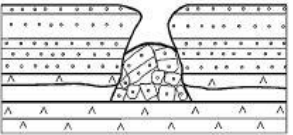
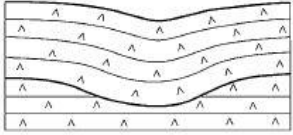
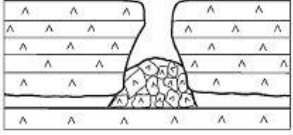
MAIN SINKHOLE TYPES			
MATERIAL	PROCESS		
	Sagging	Suffosion	Collapse
Cover	<p>Cover sagging sinkhole</p> 	<p>Cover suffosion sinkhole</p> 	<p>Cover collapse sinkhole</p> 
Caprock	<p>Caprock sagging sinkhole</p> 		<p>Caprock collapse sinkhole</p> 
Bedrock	<p>Bedrock sagging sinkhole</p> 		<p>Bedrock collapse sinkhole</p> 

FIG.8. Clasificación de las dolinas atendiendo al tipo de material afectado y al tipo de subsidencia. Imagen extraída de (Gutiérrez et al., 2008; Gutiérrez, 2016).

También se ha diferenciado entre aquellas dolinas que han podido detectarse durante las campañas de campo, de las que se han inventariado a partir de la bibliografía o la interpretación de las fotografías aéreas (FIG.9):

- Dolinas observadas. Son aquéllas que se han podido reconocer durante las campañas de campo, ya sea por su expresión morfológica como por los daños ocasionados en estructuras humanas (FIG.10).
- Dolinas históricas. Corresponden a aquellas dolinas que no ha sido posible reconocer en el campo, debido a la actividad antrópica o al difícil acceso, y cuyo conocimiento ha sido posible a partir de la interpretación de fotografías aéreas y/o estudios previos.

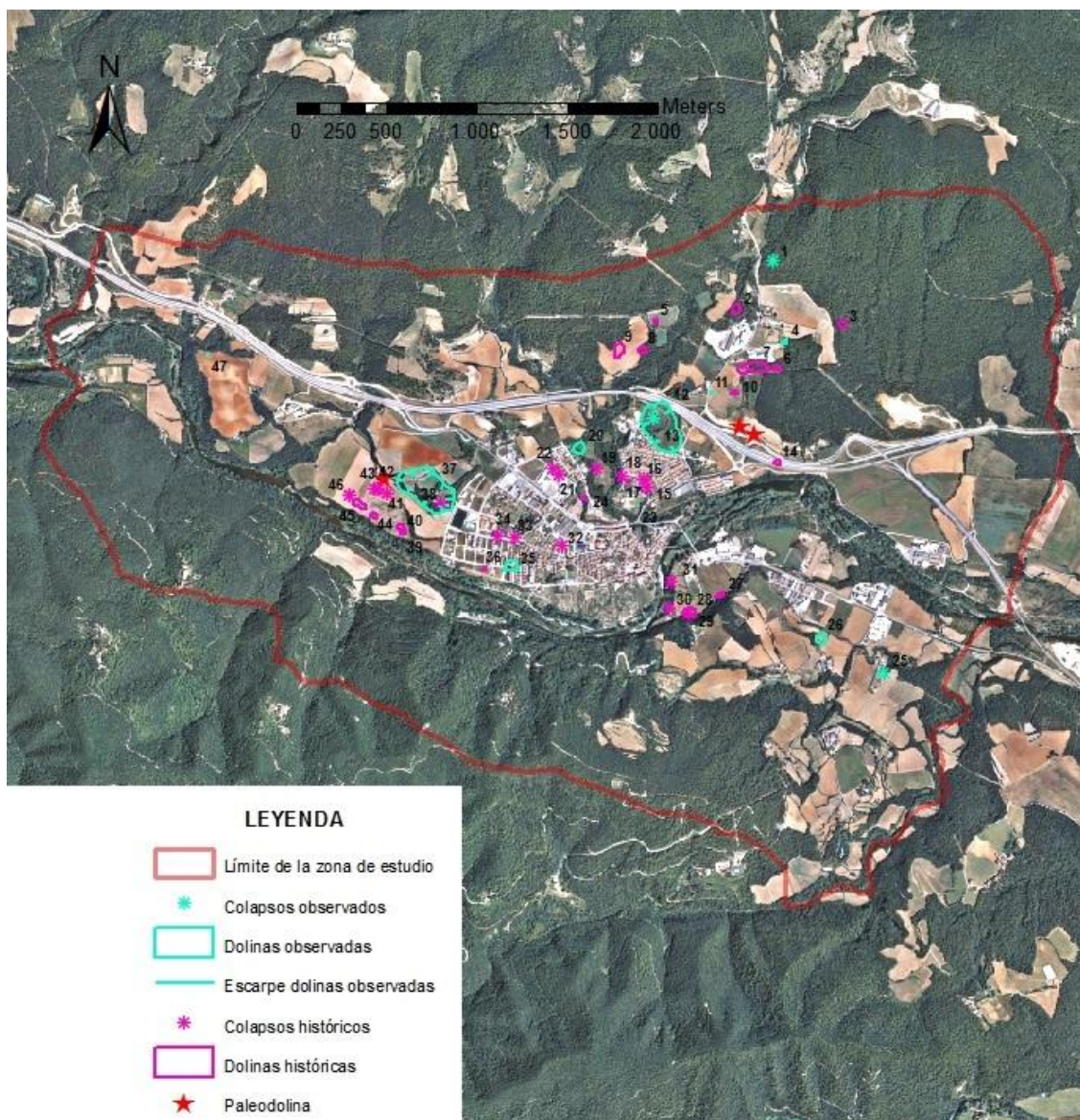


FIG.9. Distribución de las dolinas y colapsos en la zona de estudio. En azul, las dolinas observadas; en rosa, las dolinas históricas; y en rojo, las paleodolinas.

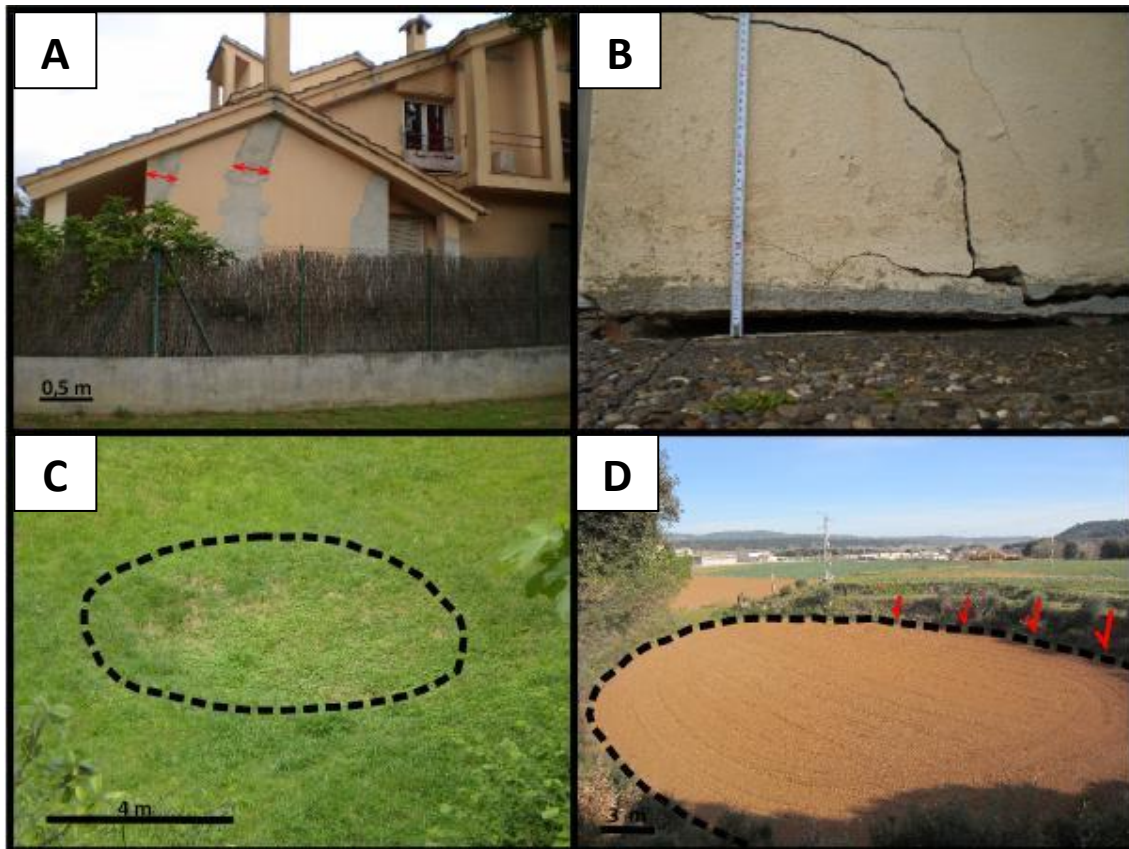


FIG.10. A: Casas afectadas por la presencia de una dolina activa (Situado entre Camí Can Surós y Carrer de Josep Placita. Coordenadas: $2^{\circ}41'25,835''E$ $42^{\circ}11'54,244''N$); B: Muro suspendido en una casa afectada por una dolina (Situado en Grup del Mont, en Carrer de la Blanqueria. Coordenadas: $2^{\circ}41'54,323''E$ $42^{\circ}12'9,636''N$); C: Dolina subcircular de márgenes difusos formada por flexión de cobertera (Coordenadas: $2^{\circ}41'56,334''E$ $42^{\circ}12'5,202''N$); D: Dolina formada por colapso de cobertera (Coordenadas: $2^{\circ}42'40,629''E$ $42^{\circ}11'41,342''N$).

Por otra parte, se han encontrado tres paleodolinas (FIG. 9) en la zona de estudio, que responderían tanto a los mecanismos de colapso (*collapse*) y flexión (*sagging*). Los materiales afectados por dichas paleodolinas serían la cobertera (*cover*), constituida principalmente por los depósitos cuaternarios de terraza, y el sustrato no soluble (*caprock*), siendo aquellos en los que las rocas están litificadas y no son evaporíticas, como las Margas de Bañolas (Fm. Banyoles) (FIG. 11).

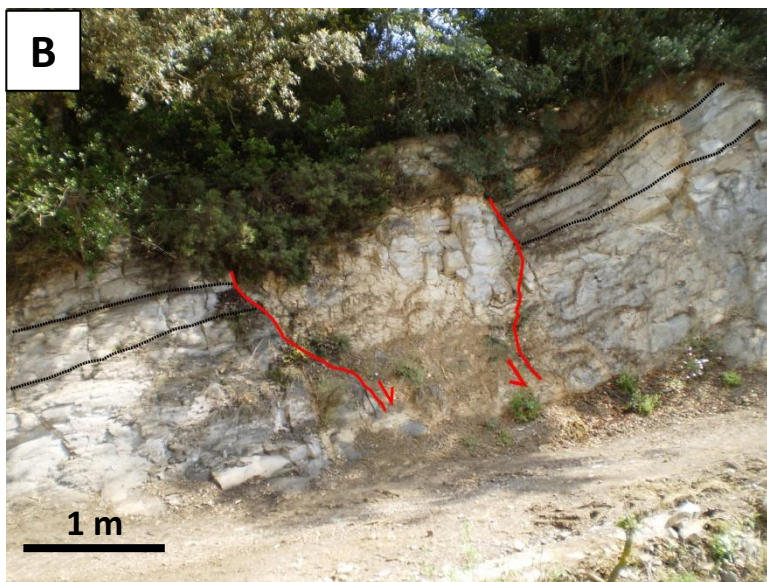


FIG.11.

A: Paleodolina de flexión y colapso de cobertera. Vista de afloramiento (Situado en la carretera GIV-5234. Coordenadas: 2° 42' 21,15''E; 42° 12' 20,1''N).

B: Paleodolina de colapso de sustrato no soluble. Vista en afloramiento. (Coordenadas: 2° 40' 55,4''E; 42° 12' 10,7''N).

b. Inventario de dolinas

A partir de los datos obtenidos tanto durante la campaña de campo, como de la interpretación de fotos aéreas y mediante el programa ArcGIS, se han podido realizar una serie de cálculos para conseguir algunos de los parámetros morfométricos propuestos por Williams (1972) (ANEXO II).

Tras realizar algunas aproximaciones geométricas, tales como considerar el área de todas las dolinas no circulares como la de una elipse, se han podido calcular la superficie y el volumen. Por otro lado, otros datos como la distancia a la dolina más próxima y el área total del campo se han calculado mediante el programa ArcGIS.

Con todo ello, se ha podido calcular una serie de parámetros introduciendo los valores en una hoja Excel 2007 (Williams, 1972; Gracia, 1991; Maldonado et al., 2000) (TABLA.1).

El área total del campo es 8,86 km², siendo la superficie de la zona de estudio la que resulta de unir las dolinas más alejadas. Con el número de dolinas existentes, 47, se ha podido estimar una densidad de dolinización de 5,31 dolinas/km². La superficie dolinizada total es de 442.845 m², que se corresponde con una proporción del área dolinizada del 5%.

Por otra parte, la distancia media al vecino más próximo (L_a) es 157,1 m; obteniéndose para cada dolina midiendo la distancia que existe entre su centro y los centros de las dolinas más próximas.

La distancia media teórica al vecino más próximo (L_e) se calcula a partir de la distancia teórica entre las dolinas más próximas en un campo teórico con igual densidad y máxima aleatoriedad, siendo su valor de 220 m (Clark y Evans, 1954):

$$L_e = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{1}{D}}$$

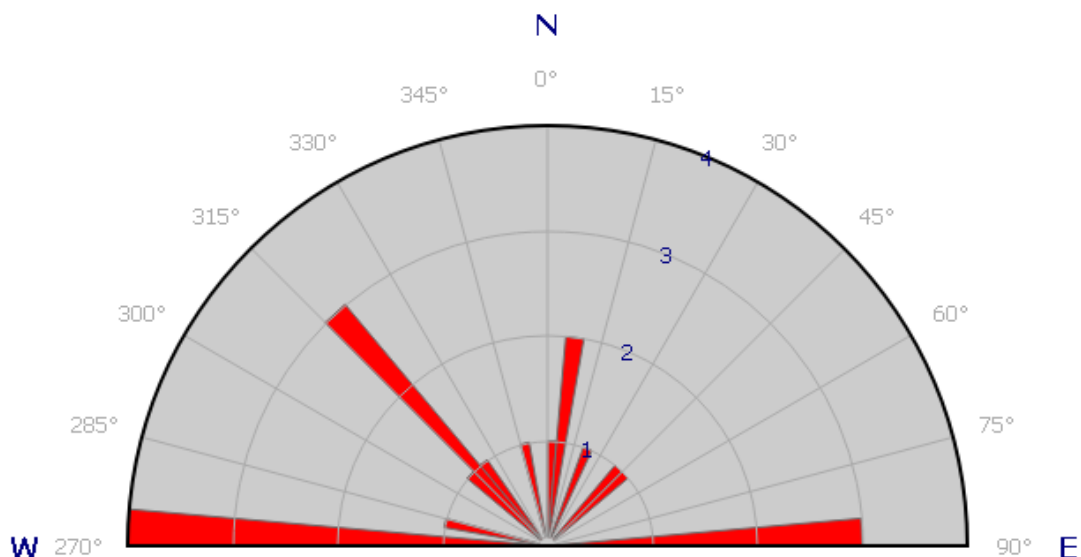
Con los dos anteriores, se puede estimar el índice de distribución espacial: 0,72. Indica el tipo de distribución espacial que presentan las dolinas en el campo (Clark y Evans, 1954). Su valor varía de entre 0 a 2,1491, siendo 0 el valor que responde al máximo agrupamiento; 1 indica una dispersión aleatoria al azar; y 2,1491 representa la máxima dispersión con un patrón hexagonal.

$$R = \frac{L_a}{L_e}$$

La orientación preferente del eje mayor de las dolinas se corresponde con el rango de dirección de N090-095E. En gabinete se ha medido dicho parámetro en cada una de las 20 dolinas que presentaba cierta elongación. Empleando el programa GeoRose 0.5.1, se han representado estas orientaciones en una rosa de direcciones diagrama de rosas en el que se obtiene esta orientación preferente (FIG. 12). Así mismo, la elongación media viene dada de dividir el eje mayor de una dolina entre su eje menor (incluyendo también aquellas dolinas subcirculares), dando como resultado un valor de 1,69.

Conociendo la superficie y la profundidad de las dolinas de mayor entidad, se ha podido estimar groseramente un volumen total para las dolinas de 3241100m³, que se corresponde con el rebajamiento aproximado, expresado en volumen, que ha experimentado la zona por fenómenos de hundimiento por karstificación. Para estimar el rebajamiento medio se considera la superficie de todo el campo y el volumen dolinizado, obteniendo como resultado un rebajamiento de 0,37 m, que será una estimación mínima, ya que las dolinas tienden a rellenarse por agradación natural y por vertido de material artificial.

ÁREA TOTAL DEL CAMPO (km ²)	8,86
NÚMERO DE DOLINAS	47
DENSIDAD DE DOLINIZACIÓN (dolinas/km ²)	5,31
SUPERFICIE DOLINIZADA (m ²)	442845
PROPORCIÓN DE ÁREA DOLINIZADA (%)	4,97
DISTANCIA MEDIA AL VECINO MÁS PRÓXIMO (m)	157,06
DISTANCIA MEDIA TEÓRICA AL VECINO MÁS PRÓXIMO (m)	220
ÍNDICE DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL	0,72
ORIENTACIÓN PREFERENTE DEL EJE MAYOR DE LAS DOLINAS	N90-095E
ELONGACIÓN MEDIA	1,69
VOLUMEN (m ³)	3241100
REBAJAMIENTO MEDIO DE LA SUPERFICIE (m)	0,37

TABLA.1. *Parámetros morfométricos y valores obtenidos.*FIG.12. *Diagrama de rosas obtenido mediante el programa GeoRose 0.5.1.*

La longitud del eje mayor de las dolinas muestra un amplio rango de variación (3,99 m a 343,77 m). El valor máximo de longitud corresponde a la dolina 37 situada al oeste de Besalú entre las terrazas T3 y T4, mientras que el valor mínimo se relaciona con la dolina 23 situada en Besalú, que tiene una longitud de eje mayor de 3,99 m (FIG. 9).

Para realizar un análisis de las mismas, se han escogido 29 de las 47 dolinas, ya que son las que contienen los datos de interés. Estos datos se colocan en una tabla Excel (ANEXO III), colocando el parámetro del eje mayor en orden descendente y se les asigna un valor que se corresponde con su orden. Para hallar la probabilidad de excedencia, se divide el orden entre el número de orden mayor (29). Posteriormente, se representa una gráfica magnitud-frecuencia en la que se representa la longitud del eje mayor en metros de 29 dolinas (magnitud, D), en escala logarítmica, frente a la probabilidad de excedencia (P) (FIG.13).

Además, se ha realizado un ajuste con los pares de valores a una función logarítmica, obteniendo de esta manera un coeficiente de correlación razonablemente elevado ($R^2=0,8852$). De esta manera, es posible estimar la probabilidad relativa de ocurrencia de una dolina de una longitud determinada (Gutiérrez et al, 2016).

De la misma manera, se ha generado una gráfica magnitud-frecuencia empleando el parámetro superficie, obteniendo un ajuste muy similar al de la longitud del eje mayor (FIG.14).

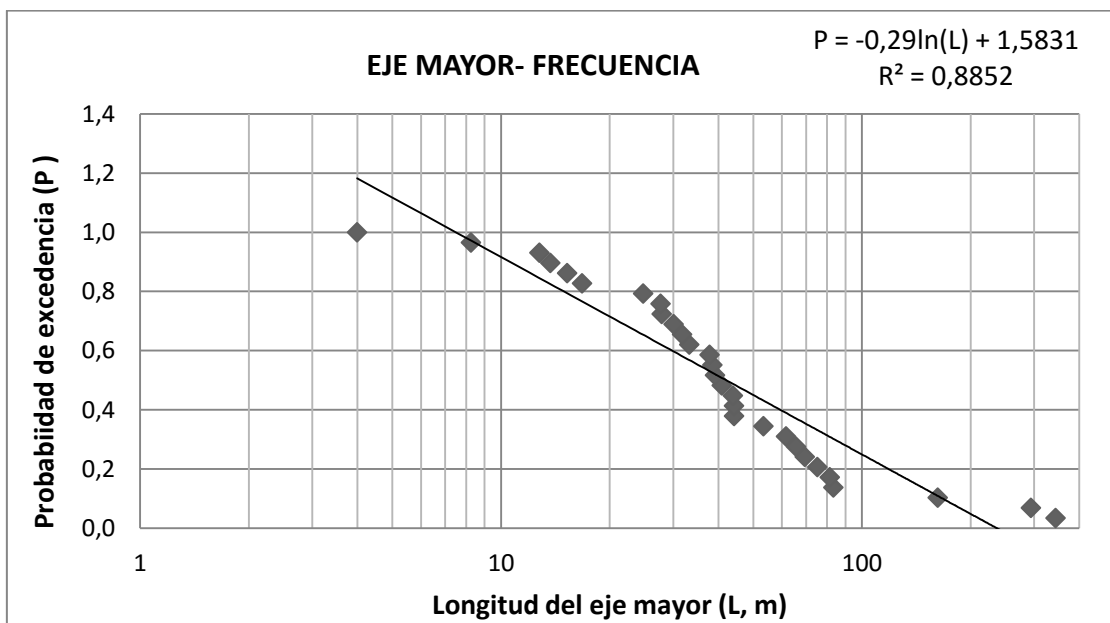


FIG.13. Gráfica magnitud frecuencia construida mediante la longitud del eje mayor de 29 dolinas.

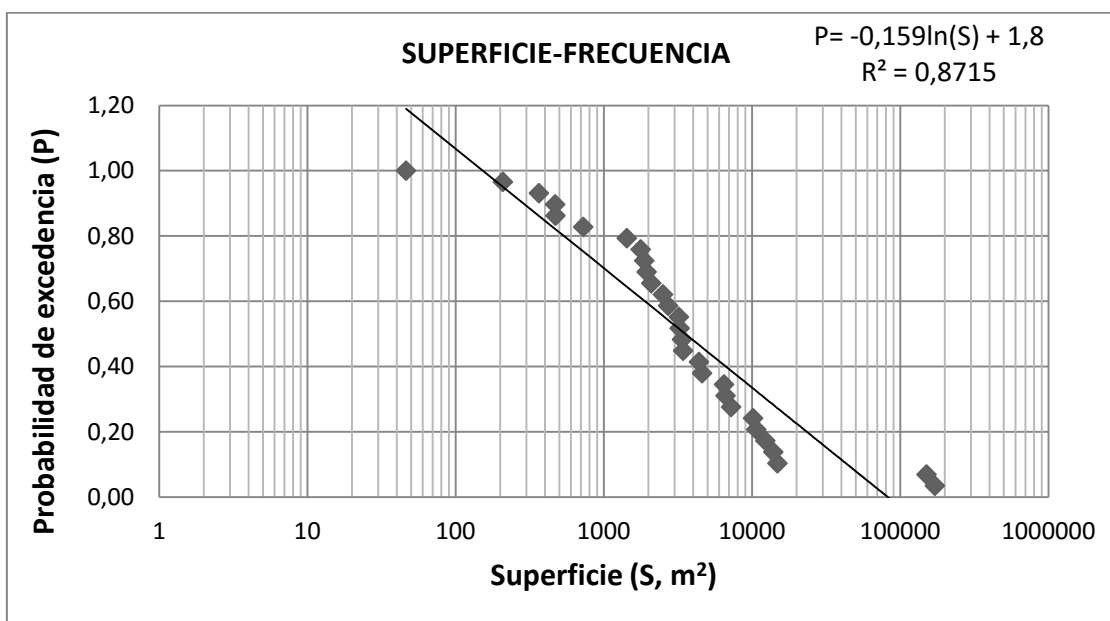


FIG.14. Gráfica magnitud frecuencia construida mediante la superficie de 29 dolinas.

6. DISCUSIÓN DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS OBTENIDOS

Las dolinas identificadas en la zona de Besalú se han clasificado como dolinas formadas por colapso de la cobertera (*cover collapse sinkholes*) y dolinas originadas por flexión de la cobertera (*cover sagging sinkholes*), siendo la cobertera las terrazas fluviales (T2, T3 y T4) y los glaciares (P2 y P3). A su vez, las paleodolinas responderían tanto a los mecanismos de colapso (*collapse*) como flexión (*sagging*). Los materiales afectados por dichos mecanismos serían la cobertera (*cover*), constituida principalmente por los depósitos cuaternarios de terraza, y el sustrato rocoso no evaporítico (*caprock*) como las Margas de Banyoles (Gutiérrez et al., 2008; Gutiérrez, 2016).

Con respecto a los parámetros morfométricos de las dolinas, cabe destacar la relativamente baja densidad de dolinización (5,31 dolinas/km²), que se corresponde con una proporción de área dolinizada del 5%. Muy posiblemente el número real de dolinas es muy superior al estimado, ya que estas depresiones tienden a ser rellenadas artificialmente poco después de su aparición. Por otro lado, el índice de elongación medio de las dolinas es de 1,69, lo que sugiere cierta circularidad en la mayoría de las dolinas. Algunas de ellas presentan índices de elongación bastante elevados (5,56; 3,37; 2,17) debido a que corresponden a uvalas o dolinas compuestas relacionadas con la coalescencia de varias dolinas.

Estas dolinas presentan un patrón de distribución espacial prácticamente aleatorio (índice de distribución espacial de 0,72). En aquéllas cuyo índice de elongación supera al valor de 1,30; se han tomado las orientaciones de su eje mayor. Tras plasmar las orientaciones en un diagrama de rosas, y teniendo en cuenta que la elongación de las dolinas no son excesivamente marcadas, se observa que existe una orientación fuertemente preferente E-O (N090-095E) que podría relacionarse con estructuras ligadas al Cabalgamiento de Vallfogona (orientación Alpina) y que favorecerían la disolución de los materiales yesíferos.

Por otra parte, las relaciones magnitud-frecuencia han sido construidas empleando dos parámetros morfométricos de 29 dolinas relativos a sus dimensiones. En la primera de las relaciones (FIG. 13), en la que el parámetro morfométrico representado es el eje mayor, se obtiene un índice de correlación razonablemente elevado ($R^2=0,8852$) por medio de una función logarítmica. En la otra gráfica, en la que se representa la superficie, el resultado es similar, presentando también un alto índice de correlación ($R^2=0,8715$) al representarse en una función logarítmica (FIG.14).

La buena correlación existente en las gráficas se muestra por medio de puntos que tienden a ajustarse a una recta. Esto indica que las dolinas pequeñas son muy frecuentes y que las grandes se forman muy raramente. La relación obtenida, aunque presenta un buen ajuste, presenta algunas limitaciones importantes que deben ser tenidas en cuenta: (1) el inventario es incompleto, (2) se han incluido dolinas de diferentes tipologías (colapso y flexión), (3) estas dolinas no son de formación reciente, por lo que el tamaño de las mismas queda modificado debido a la amplificación de sus márgenes y a la sedimentación en su fondo.

Existen datos puntuales que hacen que ciertas dolinas se desvíen notablemente (FIG.9):

Dolina 7: Es una uvala que surge de la coalescencia de al menos tres dolinas alineadas en dirección E-O con un índice de elongación de 5,56.

Dolina 12: Se caracteriza por ser una gran uvala, con una dolina principal muy bien definida y con un aparente colapso en su interior (13). Los parámetros morfométricos destacables son el eje mayor (294 m) y la superficie (aproximadamente 150.000 m²).

Dolina 23: Esta dolina es pequeña, subcircular y de márgenes difusos. Presenta un eje mayor de 4 m y una superficie de 46 m².

Dolina 37: Consiste en una uvala con forma irregular. Tiene un eje mayor de 344 m y una superficie de aproximadamente 171.000 m².

Por lo tanto, la causa común es que dichas dolinas surgen de la coalescencia de otras (uvalas), por lo que las desviaciones con respecto a la línea de tendencia quedan justificadas. Por otro lado, la dolina 23 no se ajustaría debido a que, posiblemente, sea una dolina de flexión que esté en proceso de formación.

Como se observa en la FIG.15, al eliminar los datos que se desvían notablemente de la línea de tendencia, se obtiene un índice de correlación considerablemente elevado ($R^2 = 0,9372$) para una función logarítmica, teniendo en cuenta aquellas limitaciones que ya de por sí constituían factor condicionantes para conseguir un alto ajuste.

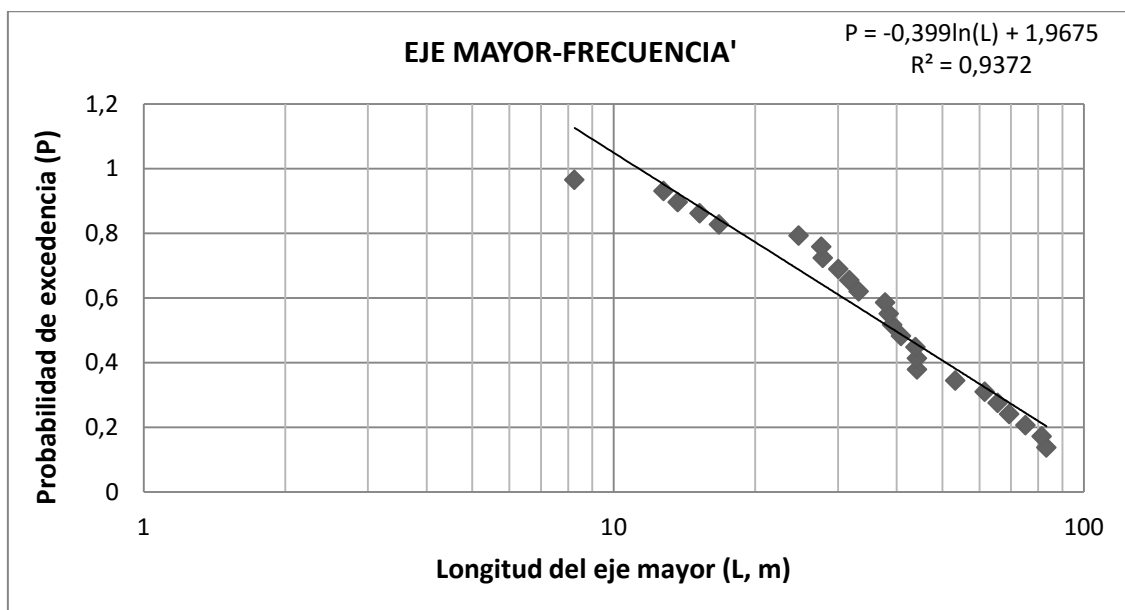


FIG.15. Gráfica magnitud frecuencia construida mediante la longitud del eje mayor de dolinas. Se han eliminado los datos de aquellas dolinas que se desvían notablemente.

Teniendo en cuenta los materiales afectados por dolinas (terrazas, glaciares y la Fm. Banyoles) lo más probable es que las unidades evaporíticas afectadas por los procesos de karstificación sean la Unidad Evaporítica de Serrat y la Formación Yesos de Beuda, coincidiendo con Gutiérrez et al. (2016). La disolución de estos materiales se vería favorecida por la entrada de agua a partir de las estructuras de orientación Alpina ENE-OSW (por ejemplo, el Cabalgamiento

de Vallfogona). Estos efectos, a su vez, se verían magnificados por la presencia en la zona de una alta proporción de actividad agrícola que incluye el bombeo de agua y la irrigación.

7. CONCLUSIONS

The sinkholes and paleosinkholes identified in the study area have formed by collapse and/or sagging subsidence and affect cover deposits (terraces, pediments) and/or non-soluble bedrock (Banyoles Marls). In previous works, sinkholes in the area were attributed to the karstification of the Beuda Gypsum. However, this study reveals that the dissolution of the Serrat Evaporitic Fm. plays an important role. The existence of this formation in the area has been proved in an outcrop located in the Capellada Stream. Similarly, previous sinkhole susceptibility maps were largely based on the distribution of the Beuda Gypsum in outcrop or in subcrop. However, sinkholes may also form by the dissolution of the Serrat Evaporites and the Beuda Gypsum beneath non-soluble rocks (interstratal karstification).

The dissolution-induced subsidence phenomena have generated abundant gravitational deformation in the Quaternary deposits, including basin structures, monoclines, and oversteepened normal faults with the appearance of reverse faults. Some authors have proposed that the area is currently dominated by a compressional tectonic regime, despite the Quaternary faults mapped in the area are clearly normal faults (Fleta et al., 1996). Probably, the recent deformations used by those authors are not tectonic but gravitational structures related to the karstification of the bedrock.

The size of the sinkholes inventoried show a broad range. A magnitude and frequency scaling relationship has been produced using the major length of the sinkholes. The logarithmic function obtained shows a good correlation coefficient, indicating that the formation of large sinkholes is very infrequent compared with the intermediate and small sinkholes.

Some sinkholes clearly show evidence of activity, including obvious damage on recent human structures. Nonetheless, in general, the sinkhole hazard in the area can be considered as relatively low. Some sectors seem to be more prone to the occurrence of sinkholes probably due to irrigation and water pumping.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Barberà, M. y Buxó, P. (1998): *Estudi sobre la possibilitat de moviments del terreny a la població de Besalú i les rodalies (Garrotxa)*. Institut Cartogràfic de Catalunya, unpublished report AR-083-98, 40.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004): La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. *Geología de España* (J.A. Vera, Ed), SGE-IGME, Madrid, 288-291.
- Carrillo, E. (2009): Unidades evaporíticas eocenas en la Zona Surpirenaica Oriental (Área de La Garrotxa), *Geogaceta* 47: 73-76.
- Carrillo, E., Rosell, L. y Ortí, F. (2014): Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of palaeogeographical evolution in foreland basins (South-eastern Pyrenean basin, Early-Middle Eocene, *Sedimentology* 61: 2086-2112.
- Clark, P. y Evans, F.C. (1954): Distance to nearest neighbor as measure of spatial relationships in populations. *Ecology*, 35: 445-453.
- Fleta, J., Grellet, B., Philip, H., Escuer, J., Goula, X., Bousquet, J.C. (1996) : Les deformacions tectòniques en el materials plioquaternaris de la depressió de Tortellà-Besalú. In: Maroto, J., Pallí, L. (Eds.), *Geologia de la Conca Lacustre de Banyoles-Besalú. Quaderns* 17 : 99-112.
- Gracia, F.J. (1991): Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 65-76.
- Gutiérrez, F. (2016): Sinkhole hazards. Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science. *Oxford University Press*, 1-92.
- Gutiérrez, F., Fabregat, I., Roqué, C., Domingo, C., Guerrero, J., García-Hermoso, F., Zarroca, M. y Linares, R. (2016): Sinkholes and caves related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implication. *Geomorphology*, 267: 76-97.
- Gutiérrez, F., Guerrero, J. y Lucha, P. (2008): A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environ. Geol.*, 53: 993-1006.
- Lewis, C.J., Balbridge, W.S., Asmerom, Y. (1998): Neogene asthenosphere derived volcanism and NE-directed extension in NE Spain: constraints on the geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Spring Meeting Suppl. S336-S-337*. Eos Trans. AGU 79 (17).
- Maldonado, C., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. y Desir, G. (2000): Distribución espacial, morfometría y actividad de la subsidencia por disolución de evaporitas en un campo de dolinas de colapso (Valle del Ebro, Zaragoza). *Rev. C&G*, 14 (3-4): 9-24.
- Martínez, A., Samsó, J.M., Zamorano, M., Picart, J., Solà, J., Montaner, J., Mató, E. (2000): *Besalú (76-22)*. *Mapa Geològic de Catalunya 1:25000*. Institut Cartogràfic de Catalunya.

Martínez, A., Vergés, J., Fleta, J., Escuer, J., Pujadas, J., Tosquella, J., Samsó, J.M., Barmerà, M., Muñoz, J.A. y Mallarach, J.M. (1994): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50000, Olot*. IGME. Madrid, 92.

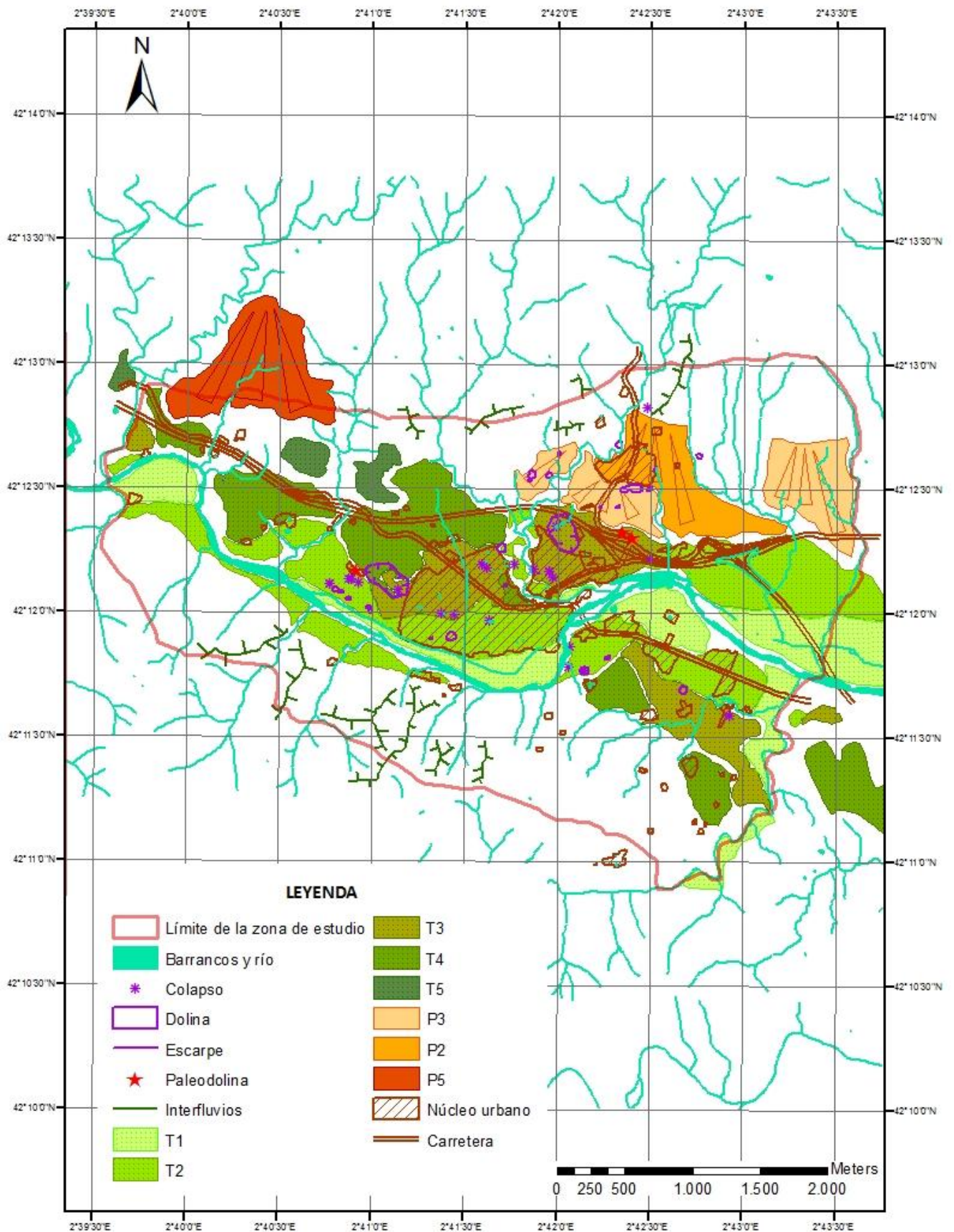
Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8: 399-405.

Roqué, C., Pallí, L., Capellà, I., Linares, R., Brusi, D. (1999): Els enfondraments per carstificació al terme municipal de Besalú. *La Punxa*, 28: 42-43.

Williams, P.W. (1972): The analysis of spatial characteristics of karst terrains. *Spatial analysis in geomorphology* (R.J., Chorley, ed.) Butler & Tanner. London, 135-163.

ANEXOS

ANEXO I. Cartografía geomorfológica



ANEXO II. Inventario de dolinas

DOLINA	TIPO	EJE MAYOR (m)	EJE MENOR (m)	ÍNDICE DE ELONGACIÓN
1	colapso	-	-	-
2	flexión	53,31	43,13	1,24
3	flexión	38,49	28,34	1,36
4	flexión	33,22	18,63	1,78
5	flexión	27,66	21,55	1,28
6	flexión	39,149	26,41	1,48
7	flexión	162,07	29,13	5,56
8	flexión	37,81	36,9	1,02
9	flexión	83,29	24,75	3,37
10	flexión	27,86	20,25	1,38
11	flexión	15,24	9,85	1,55
12	flexión	293,74	163,05	1,80
13	colapso	44,19	33,13	1,33
14	flexión	31,73	25,12	1,26
15	colapso	-	-	-
16	colapso	-	-	-
17	flexión	12,77	11,7	1,09
18	colapso	-	-	-
19	colapso	-	-	-
20	flexión	65,61	59,66	1,10
21	colapso	-	-	-
22	colapso	-	-	-
23	flexión	3,99	3,69	1,08
24	flexión	24,75	18,37	1,35
25	colapso	13,69	8,48	1,61
26	flexión	61,58	52,52	1,17
27	flexión	44,2	23,1	1,91
28	flexión	69,42	48,99	1,42
29	colapso	-	-	-
30	colapso	-	-	-
31	colapso	-	-	-
32	colapso	-	-	-
33	colapso	-	-	-
34	colapso	-	-	-
35	flexión	75,18	58,89	1,28
36	flexión	16,76	13,78	1,22
37	flexión	343,77	158,64	2,17
38	colapso	-	-	-
39	flexión	30,06	22,13	1,36
40	flexión	40,87	21,14	1,93
41	colapso	-	-	-
42	colapso	-	-	-
43	colapso	-	-	-
44	flexión	43,87	24,46	1,79
45	flexión	81,41	25,89	3,14
46	colapso	nd	nd	nd
47	flexión	8,25	8,04	1,03

DOLINA	SUPERFICIE (m ²)	PROFUNDIDAD MEDIA (m)	VOLUMEN (m ³)	ORIENTACIÓN EJE MAYOR
1	-	-	-	-
2	7223,57	-	-	N0E
3	3426,87	-	-	N135E
4	1944,30	-	-	N20E
5	1872,62	-	-	N140E
6	3248,17	-	-	N86E
7	14831,77	-	-	N90E
8	4383,11	-	-	subcircular
9	6476,16	-	-	N5E
10	1772,38	-	-	N87E
11	471,60	-	-	N7E
12	150464,37	8,79	1322581,83	N167E
13	4599,34	-	-	subcircular
14	2504,03	-	-	subcircular
15	-	-	-	-
16	-	-	-	-
17	469,38	-	-	subcircular
18	-	-	-	-
19	-	-	-	-
20	12297,11	6,82	83866,29	subcircular
21	-	-	-	-
22	-	-	-	-
23	46,25	-	-	subcircular
24	1428,35	-	-	N103E
25	364,71	-	-	-
26	10160,48	2,64	26823,66	subcircular
27	3207,63	-	-	N41E
28	10684,20	-	-	N90E
29	-	-	-	-
30	-	-	-	-
31	-	-	-	-
32	-	-	-	-
33	-	-	-	-
34	-	-	-	-
35	13908,93	3,84	53410,28	N92E
36	725,56	-	-	N45E
37	171328,83	10,24	1754407,25	N135E
38	-	-	-	-
39	2089,87	-	-	N89E
40	2714,31	-	-	N91E
41	-	-	-	-
42	-	-	-	-
43	-	-	-	-
44	3371,12	-	-	N132E
45	6621,55	-	-	N135E
46	-	-	-	-
47	208,38	-	-	subcircular

DOLINA	DISTANCIA A LA DOLINA MÁS CERCANA (m)
1	341,98
2	327,33
3	336,94
4	158,45
5	176,32
6	134,21
7	134,21
8	135,88
9	135,88
10	127,01
11	127,01
12	75,91
13	75,91
14	455,84
15	44,34
16	44,34
17	44,75
18	44,75
19	142,77
20	154,92
21	50,58
22	50,58
23	116,81
24	179,59
25	399,85
26	399,85
27	193,19
28	0
29	0
30	112,39
31	151,11
32	264,8
33	97,34
34	97,34
35	146,03
36	146,03
37	117,24
38	117,24
39	34,12
40	34,12
41	62,04
42	16,05
43	16,05
44	99,19
45	73,95
46	73,95
47	1113,5

ANEXO III. Datos para la realización de las gráficas magnitud-frecuencia

EJE MAYOR-FRECUENCIA		
ORDEN	EJE MAYOR (m)	FRECUENCIA
1	343,77	0,03
2	293,74	0,07
3	162,07	0,10
4	83,29	0,14
5	81,41	0,17
6	75,18	0,21
7	69,42	0,24
8	65,61	0,28
9	61,58	0,31
10	53,31	0,34
11	44,2	0,38
12	44,19	0,41
13	43,87	0,45
14	40,87	0,48
15	39,149	0,52
16	38,49	0,55
17	37,81	0,59
18	33,22	0,62
19	31,73	0,66
20	30,06	0,69
21	27,86	0,72
22	27,66	0,76
23	24,75	0,79
24	16,76	0,83
25	15,24	0,86
26	13,69	0,90
27	12,77	0,93
28	8,25	0,97
29	3,99	1,00

SUPERFICIE-FRECUENCIA		
ORDEN	SUPERFICIE (m²)	FRECUENCIA
1	171328,83	0,03
2	150464,37	0,07
3	14831,77	0,10
4	13908,93	0,14
5	12297,11	0,17
6	10684,20	0,21
7	10160,48	0,24
8	7223,57	0,28
9	6621,55	0,31
10	6476,16	0,34
11	4599,34	0,38
12	4383,11	0,41
13	3426,87	0,45
14	3371,12	0,48
15	3248,17	0,52
16	3207,63	0,55
17	2714,31	0,59
18	2504,03	0,62
19	2089,87	0,66
20	1944,30	0,69
21	1872,62	0,72
22	1772,38	0,76
23	1428,35	0,79
24	725,56	0,83
25	471,60	0,86
26	469,38	0,90
27	364,71	0,93
28	208,38	0,97
29	46,25	1,00

ÍNDICE DE ELONGACIÓN-FRECUENCIA		
ORDEN	ÍNDICE DE ELONGACIÓN	FRECUENCIA
1	5,56	0,03
2	3,37	0,07
3	3,14	0,10
4	2,17	0,14
5	1,93	0,17
6	1,91	0,21
7	1,80	0,24
8	1,79	0,28
9	1,78	0,31
10	1,61	0,34
11	1,55	0,38
12	1,48	0,41
13	1,42	0,45
14	1,38	0,48
15	1,36	0,52
16	1,36	0,55
17	1,35	0,59
18	1,33	0,62
19	1,28	0,66
20	1,28	0,69
21	1,26	0,72
22	1,24	0,76
23	1,22	0,79
24	1,17	0,83
25	1,10	0,86
26	1,09	0,90
27	1,08	0,93
28	1,03	0,97
29	1,02	1,00