



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Máster

LA FALLA DE SIERRA PALOMERA: evolución estructural y actividad reciente

Autor

Ana Isabel García Lacosta

Director

José Luis Simón Gómez

Facultad de Ciencias /Departamento de Ciencias de la Tierra
Año 2012-2013

LA FALLA DE SIERRA PALOMERA: evolución estructural y actividad reciente



Autor:
Ana Isabel García Lacosta

Director:
José Luis Simón Gómez

Trabajo Fin de Máster
Universidad de Zaragoza
Facultad de Ciencias
Departamento de Ciencias de la Tierra

ÍNDICE

Resumen	Pág. 1
1. Introducción	
• Planteamiento y antecedentes	Pág. 3
• Objetivos	Pág. 4
2. Contexto geográfico y geológico	Pág. 5
• Evolución tectónica de la zona de falla de Sierra Palomera en el Mesozoico y el Terciario	Pág. 6
3. Metodología	Pág. 9
4. Estudio estructural	
• Descripción macroestructural	Pág. 13
• Contribución del Modelo Digital de Elevación (DEM)	Pág. 19
• Contribución de la prospección geofísica	Pág. 21
5. Estudio morfotectónico	
• Descripción geomorfológica	Pág. 25
• Características geomorfológicas del frente montañoso de Sierra Palomera	Pág. 33
• Análisis morfométrica: índices geomórficos	Pág. 37
• Clasificaciones de actividad tectónica relativa	Pág. 42
6. Interpretación y discusión	
• Cálculo del salto de falla y de la tasa de movimiento para la falla de Sierra Palomera	Pág. 45
• Evaluación tectónica de la falla de Sierra Palomera en el contexto regional	Pág. 47
• Contribución del estudio de la falla de Sierra Palomera al contexto morfogenético de la fosa del Jiloca	Pág. 49
7. Conclusiones	Pág. 51
8. Bibliografía	Pág. 55

RESUMEN

La falla de Sierra Palomera es una falla normal de 15,6 km de longitud con una orientación general NNO-SSE, que limita el sector centro-oriental de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). Su expresión morfológica en el relieve está constituida por un gran frente montañoso de dirección NO-SSE que presenta altitudes comprendidas entre 320 y 530 m respecto al fondo de la fosa del Jiloca y que está caracterizado por la escasa incisión de la red de drenaje, la presencia de importantes facetas trapezoidales en el sector norte y un conjunto de abanicos aluviales funcionales emplazados en su piedemonte. El estudio morfotectónico de estos rasgos geomorfológicos principales asociados al frente montañoso permiten clasificar a la falla de Sierra Palomera como una estructura tectónica activa relativamente rápida. La Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica identificada en la región de Sierra Palomera con altitudes que varían entre 1280 y 1440 m se encuentra deformada por la actividad extensional reciente, estando desplazada por la falla principal de Sierra Palomera y presentando un ligero basculamiento hacia la falla de la Sierra del Pobo y hacia el relevo dextral con la falla de Calamocha. A partir de dicha Superficie de Erosión Fundamental se estima un salto máximo post-Plioceno medio para la falla de Sierra Palomera de entre 430 y 460 m y tasas medias de desplazamiento post-Plioceno inferior que varían entre 0,08-0,13 m/ka, comparables a las identificadas en otras estructuras tectónicas de la Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The Sierra Palomera fault is a 15,6 km long, NNW-SSE striking normal fault that bounded the central-eastern sector of Jiloca basin (Iberian Chain). Its relief morphological expression consists of an important NW-SE striking, 320 to 520 m high over de Jiloca basin floor, mountain front, which is characterized by very low fluvial incision, the existence of important trapezoidal facets in the northern sector and several active aluvial fans located in its piedmont. The morphotectonic analysis of these principal geomorphological features classify the Sierra Palomera fault as an rapid active tectonic structure. The Fundamental Erosion Surface of Iberian Chain located in the Sierra Palomera region presents heights ranging between 1280 and 1440 m and it is deformed by the extensional recent tectonic activity, with a gentle slope towards Sierra del Pobo fault and dextral relay with Calamocha fault and displaced by the Sierra Palomera fault. This Fundamental Erosion Surface allow estimate a maximum post-Pliocene vertical offset ranging between 430 and 460 m and a post-Pliocene slip rate of 0,08-0,13 m/ka, comparable to those estimated in other tectonic structures of Iberian Chain.

1. INTRODUCCIÓN

Planteamiento y antecedentes

La neotectónica se basa en el estudio de los movimientos de la corteza terrestre que han tenido lugar durante el Terciario superior (Neógeno) y el Cuaternario, presentando un papel decisivo en la formación de la topografía actual. La definición de falla activa más aceptada actualmente es aquella que considera como fallas activas a las estructuras que han producido eventos sísmicos bajo el régimen de esfuerzos tectónico actual, y que potencialmente pueden volver a hacerlo, pudiendo diferenciar entre fallas activas durante el Holoceno, durante el Cuaternario superior y durante todo del Cuaternario (Machete, 2000).

Este trabajo se centra en el estudio de la actividad tectónica reciente asociada al frente montañoso de Sierra Palomera, desde diversas disciplinas interrelacionadas como son el análisis estructural o la geomorfología tectónica. Designaremos con el término de falla de Sierra Palomera a la estructura tectónica extensional activa durante el Plio-Cuaternario que da lugar al escarpe morfológico de Sierra Palomera y que, por tanto, es objeto de estudio desde el punto de vista de posible falla activa. Emplearemos el término de zona de falla de Sierra Palomera para referirnos a toda la estructuración tectónica relacionada con dicho frente montañoso, que presenta actividad tectónica desde el Mesozoico, estando constituida por múltiples estructuras tectónicas tanto sintéticas como antitéticas con la falla de Sierra Palomera, así como por otras estructuras con orientaciones oblicuas a dicha falla principal.

La fosa del Jiloca es una de las cuencas neógenas más importantes del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica, junto con la Cuenca de Calatayud y la Cuenca de Teruel. Tradicionalmente, se atribuía un origen tectónico para la fosa del Jiloca; sin embargo, en la última década, diversos autores han defendido tres modelos morfogenéticos principales para su formación. De este modo, la localización de la falla de Sierra Palomera como límite centro-oriental de la fosa del Jiloca lleva consigo que su grado de actividad tectónica sea controvertido.

Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) defienden que la fosa del Jiloca se originó fundamentalmente por procesos erosivos que comenzaron con el levantamiento orogénico alpino dando lugar a grandes estructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos vergentes al NE) entre el Oligoceno y el Mioceno, localizándose la fosa del Jiloca en un gran sinclinal desarrollado durante el Paleógeno. Finalmente, durante el régimen extensional que afecta a toda la Cordillera Ibérica a partir del Plioceno, se reactivaron algunas de las estructuras tectónicas preexistentes, fundamentalmente por mecanismos de *flexural-slip* de los flancos de los pliegues principales, originando fallas normales de poca continuidad lateral y de salto decamétrico paralelas a la dirección general de dichos pliegues.

Por otro lado, Gracia *et al.* (2003) y Gutiérrez *et al.* (2010, 2012) defienden un modelo genético mixto para la fosa del Jiloca, identificándola como un polje controlado estructuralmente en sus etapas iniciales de formación por las fallas de Sierra Palomera, de Conud y de Calamocha, pero en el cual dominan los procesos de erosión diferencial posteriores. Según estos autores, se habría producido en él un rebajamiento kárstico de 300 m debido a la disolución de los materiales carbonatados mesozoicos, fundamentalmente jurásicos, que conforman el sustrato de la fosa del Jiloca.

Finalmente, Rubio y Simón (2007), Rubio *et al.* (2007) y Simón *et al.* (2010) defienden el origen tectónico de la fosa del Jiloca, estando controlada por fallas neógeno-cuaternarias, de saltos hectométricos e importantes escarpes morfológicos, coherentes con el campo de esfuerzos reciente del este de la Península Ibérica en relación con el *rifting* del Golfo de Valencia.

Cada uno de estos modelos morfogenéticos propuestos para la formación de la fosa del Jiloca plantea saltos verticales muy diferentes para las fallas principales que limitan dicha fosa en su sector oriental. Los modelos morfogenéticos que defienden la erosión diferencial como principal responsable de la formación de la topografía actual de la fosa del Jiloca determinan para la falla de Sierra Palomera saltos verticales de algunas decenas de metros (Cortés y Casas, 2000; Casas y Cortés, 2002) a unos 100 m (Gracia *et al.*, 2003; Gutiérrez *et al.*, 2010, 2012), mientras que el modelo morfogenético que considera la fosa del Jiloca como un semigraben tectónico determinan un salto vertical para la falla de Sierra Palomera de 350-400 m (Rubio y Simón, 2007; Rubio *et al.*, 2007; Simón *et al.*, 2010).

Objetivos

Los objetivos principales de este trabajo son los siguientes:

1. Caracterizar la falla de Sierra Palomera geométrica y cinemáticamente, reconstruyendo su evolución estructural, con el fin de intentar esclarecer el origen de la fosa del Jiloca.
2. Caracterizar tanto de forma cualitativa como cuantitativa los rasgos geomorfológicos asociados al frente montañoso de Sierra Palomera, con el fin de evaluar el grado de actividad tectónica relativa de la falla de Sierra Palomera en tiempos recientes, permitiendo inferir sus tasas de desplazamiento.

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La zona de estudio de Sierra Palomera se localiza en la comarca del Jiloca, en la provincia de Teruel (Comunidad Autónoma de Aragón, España), en las hojas nº 516 y 541 (Monreal del Campo y Santa Eulalia, respectivamente) del Mapa Topográfico de España 1:50.000.

La fosa del Jiloca se localiza en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica, en contacto con las cuencas de Calatayud y de Teruel (Fig. 1). El desarrollo de estas cuencas neógenas se encuentra ligado al *rifting* del Golfo de Valencia, en el que pueden identificarse dos episodios extensionales principales: el primero con trayectorias de σ_3 ONO-ESE durante el Mioceno, que dió lugar a la formación de las cuencas de Teruel y del Maestrazgo oriental; el segundo, a partir del Plioceno superior, de extensión aproximadamente multidireccional, que originó la reactivación de las cuencas neógenas previamente formadas y la formación de la fosa del Jiloca (Capote *et al.*, 2002; Arlegui *et al.*, 2005; Rubio y Simón, 2007).

Se trata de una fosa asimétrica de orientación general NNO-SSE, con unas dimensiones de unos 80 km de longitud y 10 km de anchura. Está limitada en su parte occidental por una caída suave desde la Sierra de Albarracín, con algunas fallas de salto moderado, mientras que en su parte oriental se encuentra delimitada por tres fallas principales de dirección NO-SE y componente normal dispuestas en relevo dextral con saltos en la vertical importantes: fallas de Calamocha, de Sierra Palomera y de Concad (Fig. 1).

La falla de Sierra Palomera, objeto de estudio de este trabajo, constituye el límite oriental de la fosa del Jiloca en su región central entre los municipios de Monreal del Campo y Santa Eulalia (Fig. 1).

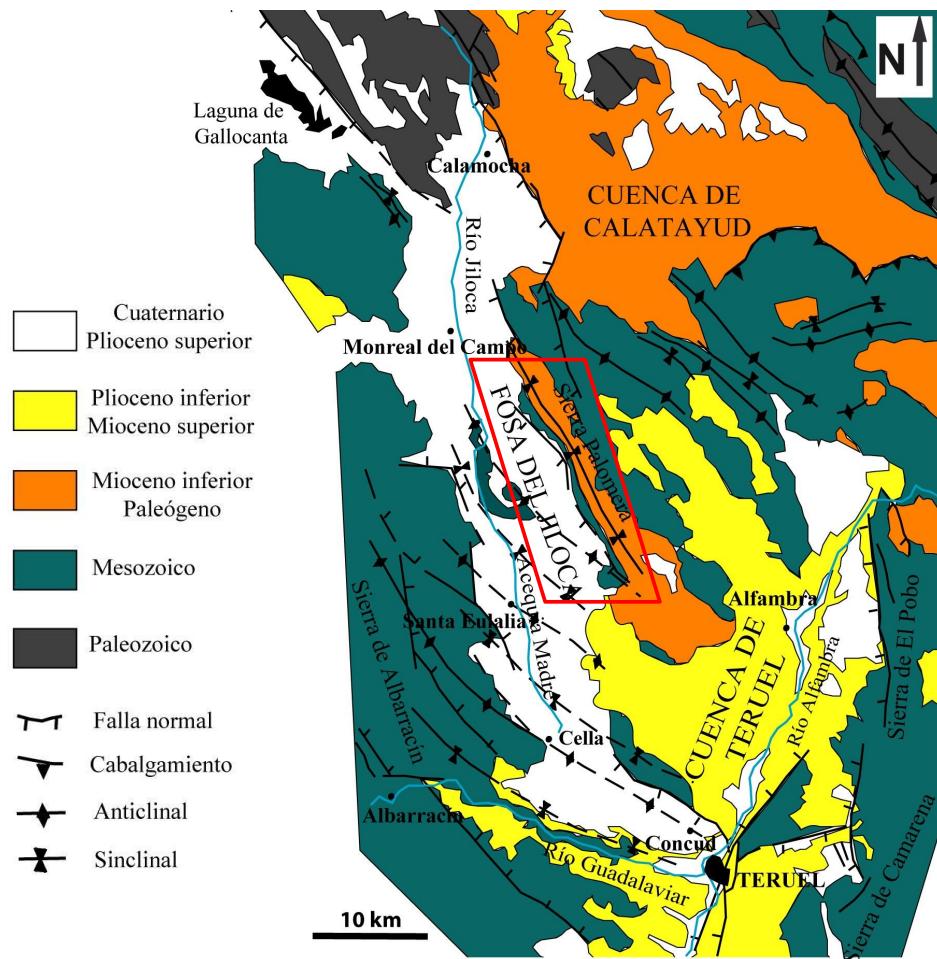


Fig. 1: Mapa geológico de la fosa del Jiloca: zona de estudio de Sierra Palomera recuadrada en rojo.
Modificado de Rubio y Simón (2007).

Evolución tectónica de la zona de falla de Sierra Palomera en el Mesozoico y el Terciario

La falla de Sierra Palomera corresponde a una estructura tectónica heredada, asociada actualmente al flanco oriental del pliegue anticlinal en rodilla de Sierra Palomera, de dirección general NNO-SSE, cuyo cierre periclinal se identifica en Peña Palomera, en el sur del área de estudio.

La zona de Sierra Palomera, al igual que toda la Cordillera Ibérica, está caracterizada por la presencia de fallas de zócalo subverticales con orientaciones preferentes NO-SE y NE-SO heredadas de la orogenia hercínica o varisca (Calvo, 1993; Capote *et al.*, 2002). Durante esta orogenia, dichas estructuras tectónicas actuaron como fallas direccionales, que posteriormente fueron reactivadas durante el *rifting* mesozoico. Este *rifting* mesozoico generalizado en toda la Cordillera Ibérica presenta dos ciclos principales: el primero de ellos desarrollado entre el Pérmico superior y el Jurásico medio, y el segundo desarrollado entre el Jurásico superior y el Cretácico superior (Capote *et al.*, 2002).

Durante el Jurásico inferior, al Este de la zona de falla de Sierra Palomera se localizaría una falla normal de dirección NO-SE al Este de los municipios de Argente y Alfambra, denominada falla de Ateca-Castellón. Dicha falla estaría activa desde el Sinemuriense inferior hasta el Pliensbachiense, condicionando la sedimentación de las Formaciones Cuevas Labradas, Cerro del Pez y Barahona, como muestran los mapas de isopacas elaborados para dichas formaciones, con un gran depocentro localizado en el actual fondo de la fosa del Jiloca (Calvo, 1993; Gómez y Goy, 2005).

En el límite entre el Jurásico inferior y medio, desde el Pliensbachiense hasta el Bajociense inferior, esta estructura tectónica de Ateca-Castellón se vuelve inactiva, mientras que una falla extensional de dirección NE-SO, denominada falla de Noguera-Aguatón, condiciona la sedimentación de las Formaciones Barahona, Turmiel y Casinos (Fernández-López, Meléndez y Sequeiros, 1985; Fernández-López y Gómez, 1990; Gómez y Goy, 2005).

En la segunda etapa de *rifting*, durante el Jurásico superior, se identifica en la zona de falla de Sierra Palomera una falla normal de dirección NO-SE al Este de los municipios de Bueña-Aguatón, unos kilómetros al Este de la actual falla de Sierra Palomera. Esta estructura permaneció activa en el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense, condicionando el depósito de los materiales carbonatados de la Formación Loriguilla, la Formación Sot de Chera y el Miembro oolítico de Aguatón, y configurando un depocentro principal de dirección NO-SE localizado en su bloque occidental (Aurell y Meléndez, 1989; Aurell y Meléndez, 2008; Bádenas, 2001). Por otro lado, esta estructura extensional condicionaría también la sedimentación de las facies Purbeck y Weald del Cretácico inferior, ausentes en toda la zona de Sierra Palomera (Calvo, 1993).

Posteriormente, durante la orogenia alpina en el Paleógeno, consecuencia de la colisión entre Euroasia y África, se produce la inversión tectónica positiva de todas estas estructuras heredadas, produciéndose el plegamiento de toda la cobertura mesozoica favorecido por un nivel de despegue plástico constituido por la facies Keuper del Triásico superior (Calvo, 1993). Esta compresión daría lugar a los pliegues de dirección NO-SE identificados en la zona de falla de Sierra Palomera: pliegue anticlinal de Sierra Palomera y pliegue sinclinal de Bueña-Aguatón, así como otras estructuras compresivas de menor entidad. En el flanco oriental del pliegue de Sierra Palomera se identifican diversos pliegues de dirección general NNO-SSE, paralelos a los pliegues principales, con una longitud de onda de unos 500 m y longitudes de entre 5 y 7 km.

Conforme progresó la deformación compresiva alpina, se produce la fracturación de la cobertura dando lugar a importantes cabalgamientos asociados a los pliegues principales (Calvo, 1993). Uno de estos cabalgamientos se localizaría en la actual posición de la falla de Sierra Palomera, como evidencia la desviación del campo de esfuerzos compresivo en el entorno de Sierra Palomera durante el Eoceno superior-Oligoceno superior (Liesa y Simón, 2009).

Finalmente, durante la extensión neógena asociada al *rifting* del Golfo de Valencia, se produce la inversión tectónica negativa del cabalgamiento paleógeno generado en el flanco oriental del anticlinal de Sierra Palomera, dando lugar a la falla extensional de Sierra Palomera, que condiciona la formación de la fosa del Jiloca en el Plioceno superior. Toda la estructuración en *horsts* y *grabens* asociada a la falla principal de Sierra Palomera se desarrolla durante el Cuaternario con la formación de fallas normales sintéticas y antitéticas a dicha falla principal.

3. METODOLOGÍA

Los estudios neotectónicos emplean metodologías interdisciplinares. Al igual que cualquier estudio tectónico, es necesario realizar un estudio estructural de la zona de estudio, así como estudios morfotectónicos centrados en la evolución de la morfología del relieve en relación a la actividad tectónica a la que se encuentran asociadas. Estos estudios morfotectónicos se centran en los distintos aspectos geomorfológicos (red de drenaje, abanicos aluviales, etc) tanto cualitativa como cuantitativamente. A continuación, se describen brevemente cada una de las metodologías empleadas a lo largo de la elaboración de este trabajo.

Inicialmente, se ha realizado una cartografía detallada de la zona de estudio, tanto geológica como geomorfológica, a partir de fotografías aéreas de escala 1:18.000 y del estudio de campo de la región de Sierra Palomera. Desde el punto de vista estratigráfico, las cartografías elaboradas no presentan un detalle general mayor que los mapas 1:50.000 del MAGNA, ya que no se han diferenciado las distintas formaciones para cada periodo geológico, con la finalidad de centrarnos en las principales estructuras tectónicas recientes. Se ha prestado, por tanto, un mayor detalle en la identificación de la traza de la falla principal de Sierra Palomera y de las estructuras secundarias asociadas a ella: fallas sintéticas y antitéticas a la falla principal y pliegues menores localizados en el flanco oriental del anticlinal de Sierra Palomera.

En el análisis estructural, se ha determinado la geometría de la falla de Sierra Palomera: longitud, dirección, buzamiento, etc, así como su sentido de movimiento, a partir de la observación en afloramiento de diversos planos de falla y la toma de datos estructurales.

A causa de la dificultad para identificar la estructuración de la zona de falla de Sierra Palomera en afloramientos con gran continuidad lateral, como consecuencia de la escasa incisión por parte de la red de drenaje, la vegetación de monte bajo y campos de cultivo y la abundancia de derrubios de ladera procedentes de Sierra Palomera, se han empleado métodos geofísicos con la finalidad de inferir la existencia de las estructuras tectónicas de manera indirecta.

La prospección geofísica puede presentar interpretaciones no inequívocas para las diferentes anomalías magnéticas identificadas, puesto que la misma anomalía geofísica puede estar relacionada con diversos orígenes. En este sentido, la interpretación de dichas anomalías puede realizarse a partir de un conocimiento geológico local, así como mediante la integración de más de una técnica geofísica, que permita disminuir la incertidumbre de la interpretación de una única variación geofísica del subsuelo, y también constreñir las características de dicha anomalía a través de la integración conjunta de variaciones en distintas propiedades geofísicas. En este trabajo se han empleado dos técnicas geofísicas: la magnetometría y la prospección electromagnética de frecuencia variable. La adquisición y tratamiento de datos se ha realizado con la inestimable colaboración de Óscar Pueyo, responsable del equipo de Geofísica del grupo de investigación Geotransfer de la Universidad de Zaragoza.

La magnetometría se basa en la medición de la intensidad y del gradiente vertical del campo magnético terrestre (Pueyo-Anchuela *et al.*, 2011). Para ello, se ha empleado un magnetómetro de efecto Overhauser (GSM-19, con sensores distanciados 0,5 metros, el sensor de medida principal situado a 1,5 m de la superficie topográfica y con GPS integrado) como equipo itinerante y un segundo magnetómetro de precesión protónica (PMG-01) como referencia de las variaciones naturales del campo magnético terrestre durante la prospección. Las variaciones de la intensidad del campo magnético se pueden relacionar con variaciones del tipo y de la edad de los materiales, de tal manera que la cartografía, la disposición y la distribución de dichos cambios a lo largo de una zona permite establecer la cartografía indirecta de las variaciones de la estructura y del tipo de los materiales del subsuelo. El procesado de los datos ha consistido en la corrección de la variación diurna del equipo itinerante a partir de los datos de la base y en la corrección a un datum local común para los datos obtenidos en los diferentes días de prospección. Esta corrección a un datum

local ha servido también para establecer las anomalías relativas de intensidad del campo magnético terrestre a lo largo de la zona de estudio.

Para la prospección electromagnética (EM) de frecuencia variable, se ha empleado un equipo multifrecuencia GEM-02 con rangos de frecuencias desde 65 a 0,5 Hz. Esta técnica de prospección geofísica, a diferencia de la magnetometría, es de tipo activo; el equipo de prospección emite una radiación electromagnética que registra las variaciones de intensidad de la onda en fase y cuadratura para los distintos rangos de frecuencia de estudio (Pueyo-Anchuela *et al.*, 2011). Estas variaciones pueden emplearse para el cálculo de las variaciones de la susceptibilidad magnética y de la conductividad eléctrica aparente de los materiales del subsuelo, permitiendo analizar las variaciones asociadas al cambio del tipo del material como de su estado o disposición.

Las campañas de prospección geofísica se han centrado en dos contextos diferenciados. El primero de ellos es la caracterización general de la estructuración de la zona de falla de Sierra Palomera a partir de la realización de 5 perfiles transversales a la dirección principal NO-SE de Sierra Palomera, al pie del frente montañoso. El segundo se centra en la prospección geofísica a mayor detalle, con una mayor densidad de perfiles, de uno de los abanicos cuaternarios localizados en el piedemonte de Sierra Palomera (abanico de Singra o abanico del Barranco de la Cecilia), en el cual se ha identificado un escarpe topográfico antítetico a la falla principal de Sierra Palomera en el Modelo Digital de Elevación (MDE).

Un aspecto importante en el estudio de estructuras tectónicas con actividad tectónica reciente es la elaboración de un análisis geomorfológico del área de estudio, ya que las morfologías asociadas al frente montañoso (escarpes de falla, cursos fluviales, abanicos aluviales, etc) proporcionan una primera aproximación al grado de actividad tectónica relativa de la estructura analizada.

Además de un análisis cualitativo de los rasgos geomorfológicos principales, se ha realizado un estudio morfométrico del frente montañoso de Sierra Palomera mediante la determinación de varios índices geomórficos: índice de sinuosidad del frente montañoso e índices de anchura del fondo de valle y de gradiente fluvial, a lo largo de 10 barrancos principales que cortan el frente montañoso transversalmente.

Estos índices geomórficos, así como los rasgos geomorfológicos analizados de forma cualitativa, han permitido caracterizar el grado de actividad tectónica relativa de la falla de Sierra Palomera en función de las clasificaciones establecidas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003), determinando sus tasas de levantamiento tectónico aproximadas.

La elaboración de un modelo digital de elevación (MDE) de la región de Sierra Palomera ha permitido la identificación de una serie de lineamientos y escarpes topográficos dentro de la zona de estudio, permitiendo seleccionar las zonas de interés para la elaboración de las campañas de prospección geofísica, y ha contribuido en el cálculo de los índices geomórficos elaborados en el estudio morfotectónico del frente montañoso proporcionando los perfiles longitudinales y transversales de los cursos fluviales analizados. Dicho modelo digital de elevación y la extracción de datos a partir de éste han sido elaborados por Teresa Lamelas, del Centro Universitario de la Defensa de Zaragoza.

El modelo digital de elevación presenta un paso de malla de 5 m y, en el caso de la zona de estudio, está elaborado por interpolación a partir de la clase terreno de los vuelos LIDAR del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea realizados en 2010.

En primer lugar se llevó a cabo la digitalización de los perfiles longitudinales de los cursos fluviales analizados sobre la ortofotografía proporcionada por el Sistema de Información Territorial del Gobierno de Aragón (SITAR) del año 2009 y georreferenciada en el sistema geodésico de referencia ETRS89 y proyección UTM zona 30 norte.

Con posterioridad, para conocer la distancia horizontal de los segmentos de cada perfil longitudinal que se localiza entre las curvas de nivel de equidistancia de 5 m, se crearon las citadas curvas de nivel mediante la elaboración de un mosaico de los cuatro archivos del MDE existentes

para la zona de estudio, aplicando la herramienta disponible en SEXTANTE e incorporada en GvSIG al Modelo Digital del Elevaciones (MDE) del Instituto Geográfico Nacional. Una vez elaboradas las curvas de nivel con una equidistancia de 5 m, se recortaron los perfiles longitudinales en las zonas de intersección con dichas curvas de nivel y se obtuvieron las distancias horizontales de cada uno de los tramos.

En el caso de los perfiles transversales, para su elaboración se utilizó la herramienta “Perfiles”, incluida en SEXTANTE, que extrae el valor de cota del punto centroide de cada uno de los pixeles del modelo digital de elevación por los que pasa la línea digitalizada de manera transversal al cauce, así como la distancia horizontal entre los diferentes puntos centroides que conforman el perfil.

4. ESTUDIO ESTRUCTURAL

Descripción macroestructural

La falla de Sierra Palomera presenta una dirección general NNO-SSE, predominante entre 150 y 160, con buzamientos que varían entre 54° y 87° hacia el Oeste. Las estrías identificadas presentan cabeceos que oscilan entre 75 N y 70 S, indicando un movimiento normal casi puro, con una dirección de transporte tectónico 70, 223 (Fig. 2).

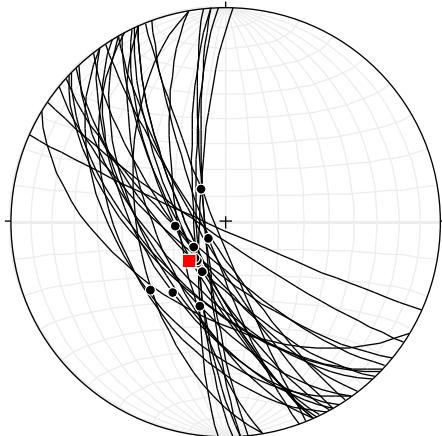


Fig. 2: Estereograma con las orientaciones de los planos de falla identificados a lo largo de la traza de la falla de Sierra Palomera.
En rojo, orientación media del transporte tectónico.

La falla de Sierra Palomera presenta una longitud de 15,6 km y se encuentra asociada al flanco oriental del pliegue anticlinal en rodilla de Sierra Palomera de dirección general NNO-SSE, cuyo cierre periclinal se identifica en Peña Palomera, al Sur de la zona de estudio (Fig. 3).

Esta estructura tectónica extensional pone en contacto materiales plio-cuaternarios del relleno de la fosa del Jiloca con materiales jurásicos (Fig. 3 y 4). En el bloque levantado (bloque oriental) de la falla de Sierra Palomera se identifican fundamentalmente materiales carbonatados del Jurásico inferior, medio y superior, así como materiales detríticos paleógenos, principalmente oligocenos, que constituyen el núcleo del pliegue sinclinal de Bueña-Aguatón (Fig. 3 y 4). Por su parte, el bloque hundido está constituido fundamentalmente por materiales detríticos aluviales plio-cuaternarios; ocasionalmente afloran también materiales mesozoicos del Triásico (facies Bundsandstein y Muschelkalk) y del Jurásico, que corresponderían a relieves residuales no completamente recubiertos por el relleno sedimentario de la cuenca, como los identificados en el entorno del municipio de Singra (Fig. 3).

La falla principal de Sierra Palomera genera un gran escarpe morfológico de entre 320 y 530 m de altitud sobre el fondo de la fosa del Jiloca. McCalpin (2009) estima que para la formación de escarpes de falla de centenas de metros son necesarios numerosos eventos de fracturación, entre 25 y 100 eventos, dando lugar a una zona de deformación amplia y compleja asociada a dichos escarpes de falla.

Los cortes geológicos transversales a dicho frente montañoso muestran la estructuración en *horst* y *graben* de la zona de falla de Sierra Palomera, condicionada por la presencia de una serie de estructuras tectónicas asociadas a la falla principal. Esta estructuración presenta una orientación NNO-SSE, paralela a la dirección general de la fosa del Jiloca (Fig. 4).

Los cortes geológicos realizados en los extremos de Sierra Palomera (Fig. 4 A y C) muestran un *horst* intermedio. Sin embargo, dicho *horst* se identifica en el corte más septentrional (Fig. 4 A) por la presencia de suaves escarpes topográficos localizados en los materiales aluviales del piedemonte de Sierra Palomera, siendo de mayor importancia el escarpe topográfico asociado a la falla antitética.

En el corte más meridional (Fig. 4 C), el *horst* intermedio se identifica por la presencia de materiales jurásicos a una altitud de entre 1200 y 1100 m. En este corte, se identifica la acomodación de los materiales villafranquieses a la deformación producida por la falla sintética a la falla principal de Sierra Palomera.

Por su parte, el corte geológico central (Fig. 4 B) no presenta la estructuración en *horst* y *graben* identificada en los otros sectores de Sierra Palomera. Sin embargo, en el bloque inferior de la falla de Sierra Palomera se identifican un conjunto de pliegues menores de dirección general NO-SE, paralelos al pliegue anticlinal principal de Sierra Palomera, y longitudes de entre 5 y 7 km. En el bloque superior se identifica, al igual que en el corte localizado al Sur, un basculamiento de los materiales villafranquieses hacia el frente montañoso.

Debido a la escasa incisión de la red de drenaje en el sector centro-oriental de la fosa del Jiloca como consecuencia de su carácter endorreico incluso hasta tiempos históricos, se identifican pocos cursos fluviales que atraviesen Sierra Palomera y conecten con el nivel de base regional. Este hecho, así como los materiales de derrubios recientes procedentes de Sierra Palomera y la vegetación de la zona de estudio, tanto campos de cultivo como vegetación de monte bajo, dificulta la identificación de la falla de Sierra Palomera, quedando restringida su observación a afloramientos sin gran continuidad lateral.

Sin embargo, se han identificado a lo largo de toda la zona de estudio diversas evidencias de afloramiento de planos de falla relacionados con la estructuración de Sierra Palomera. También, basculamientos hacia Sierra Palomera de los materiales detríticos que conforman los glacis villafranquieses, como consecuencia de su acomodación a eventos de actividad tectónica reciente.

Comparadas con las estructuras tectónicas inversas o de desgarre, las fallas normales presentan una mayor abundancia de superficies de ruptura secundarias, paralelas al escarpe de falla principal y con longitudes entre el 6 y el 95% de la longitud de la estructura tectónica principal (McCalpin, 2009). Este hecho se constata en diversos afloramientos de los materiales jurásicos que constituyen el frente montañoso de Sierra Palomera, identificando múltiples planos de fractura paralelos a la falla principal y sintéticos con ella. Dichas superficies de fractura secundarias originan escarpes de falla de altura decimétrica y ocasionalmente, métrica, con longitudes generalmente métricas, entre 1 y 4 m (Fig. 5).

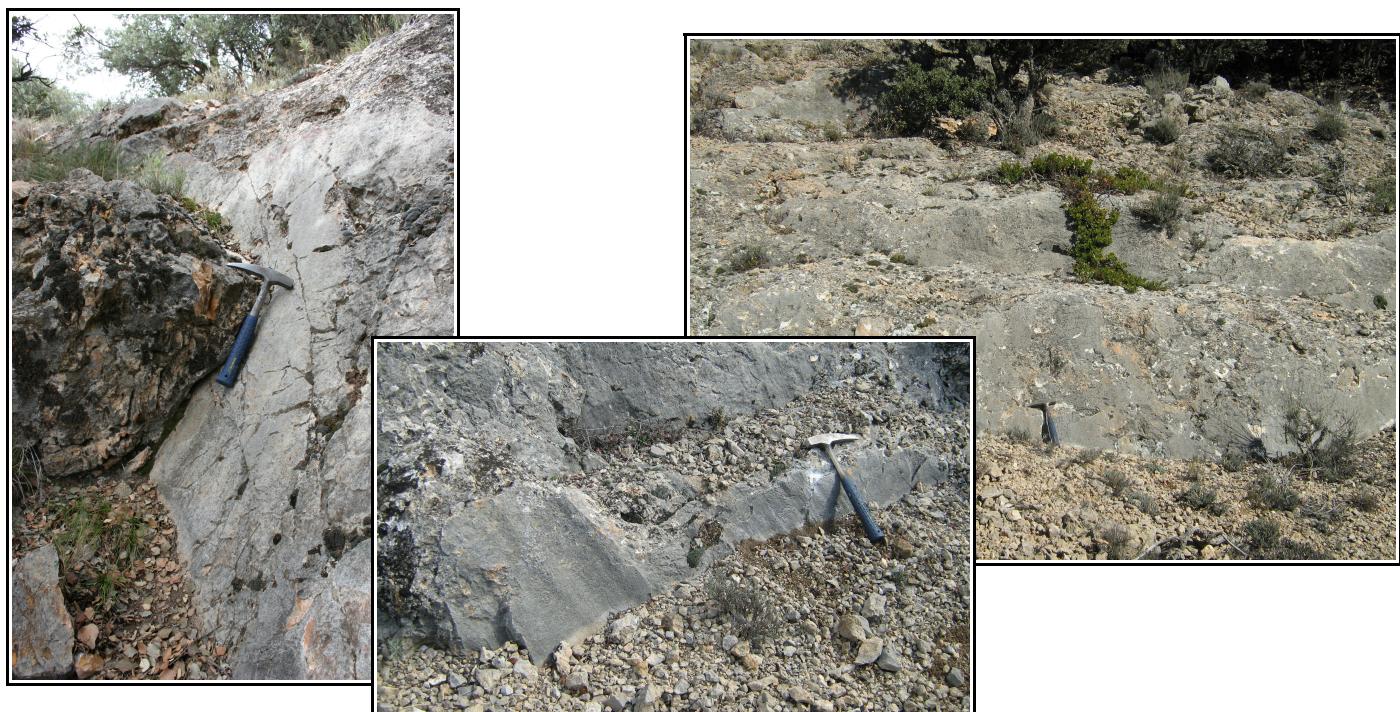
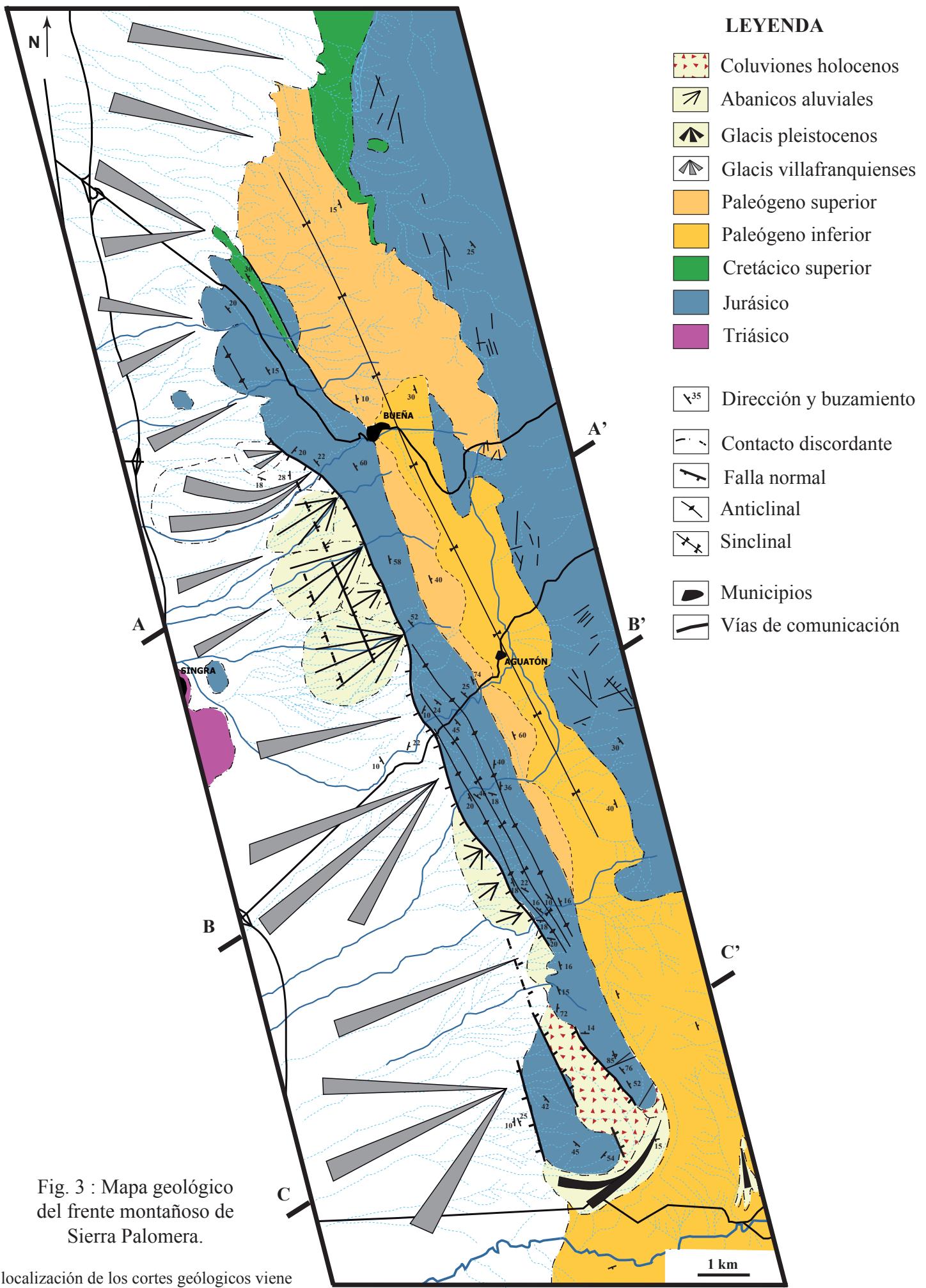


Fig. 5: Superficies de ruptura secundarias sintéticas con la falla principal de Sierra Palomera identificadas en los materiales jurásicos.



La localización de los cortes geológicos viene marcada por letras: A) Campo de la Sima; B) El Montecillo; C) Peña Palomera.

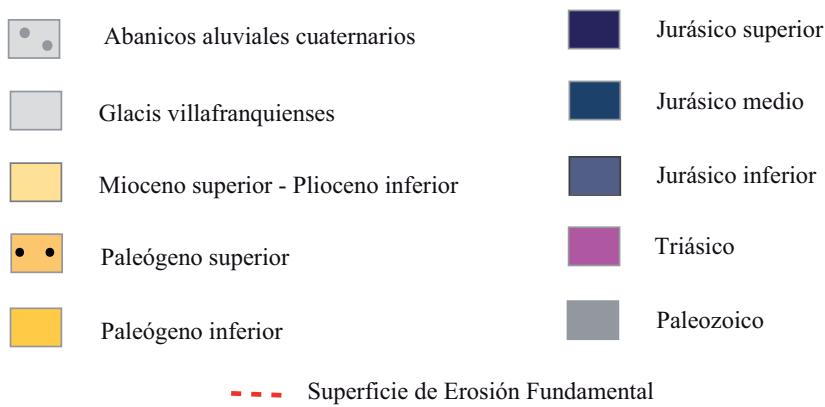
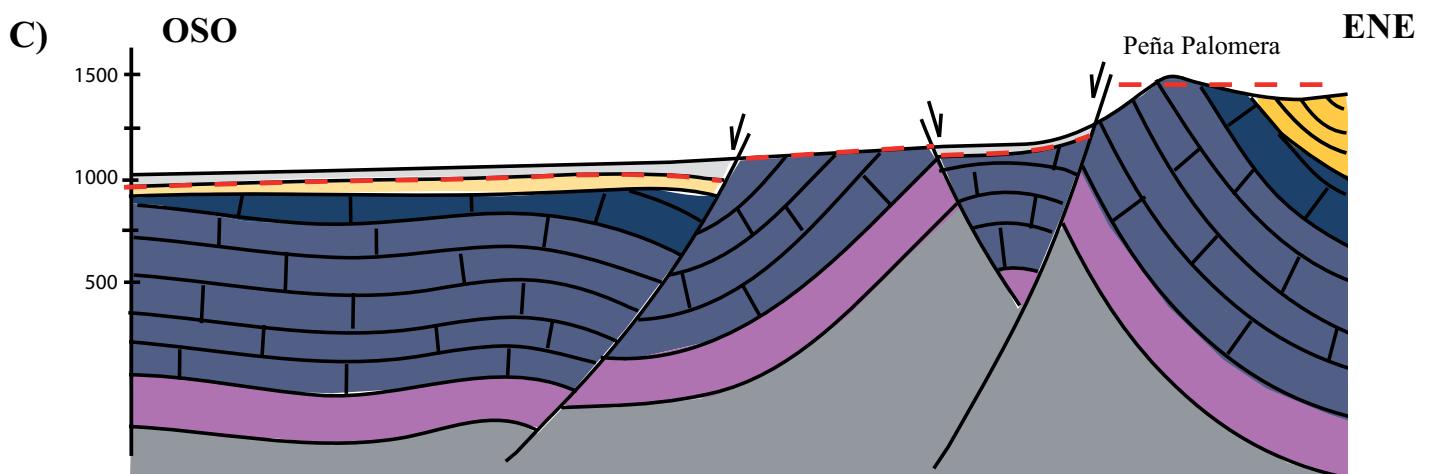
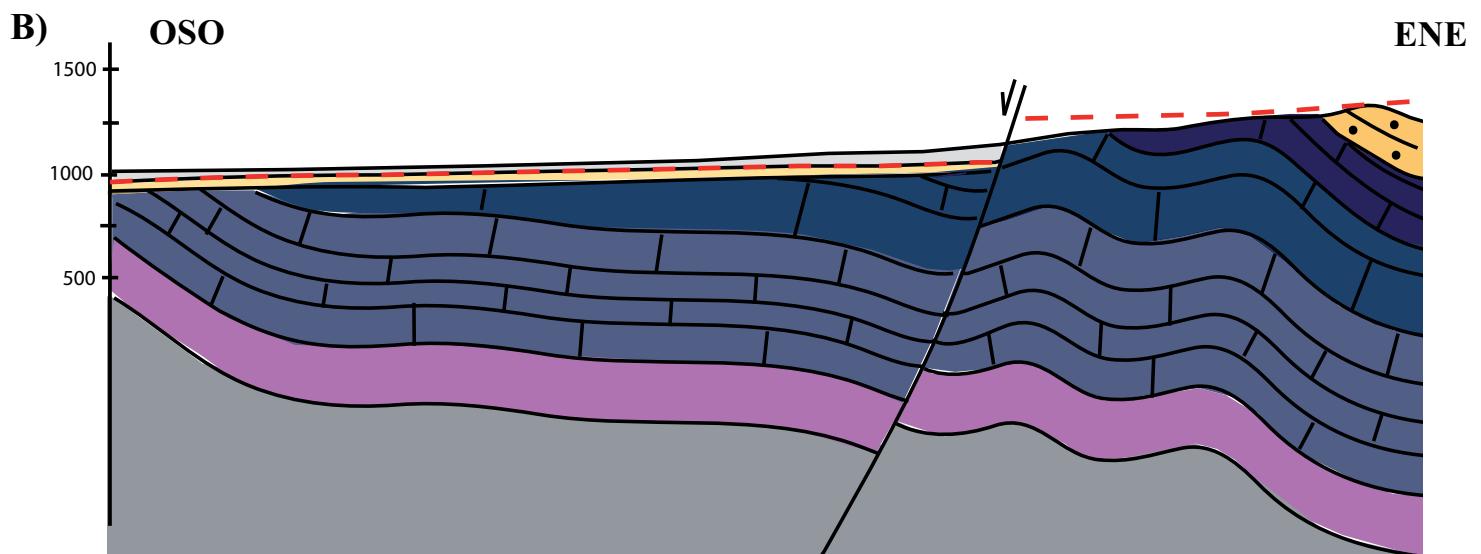
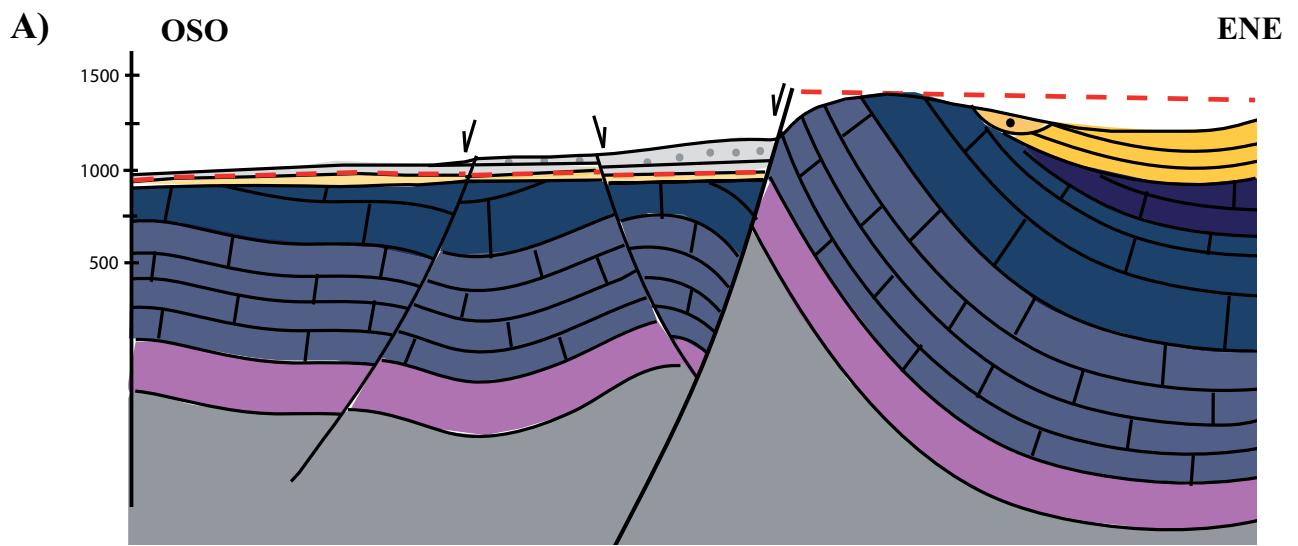
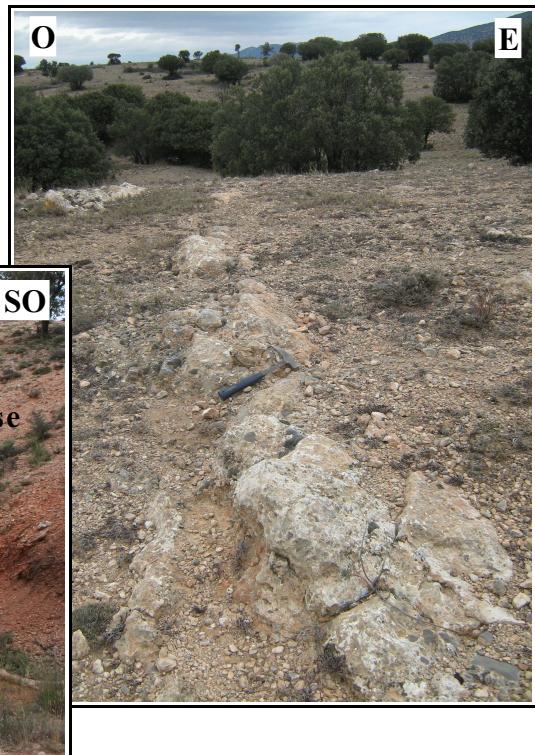


Fig. 4: Cortes geológicos de Sierra Palomera: A) Sector Norte (Campo de la Sima); B) Sector Central (El Montecillo); C) Sector Sur (Peña Palomera). Localización en mapa geológico (Fig. 3).

Por otro lado, en diversos afloramientos del margen oriental de la fosa del Jiloca en el entorno de Sierra Palomera, se han identificado depósitos detríticos del fondo de la fosa del Jiloca pertenecientes a los glacis villafranquieses que presentan buzamientos hacia el Este, hacia el frente montañoso de Sierra Palomera, y no hacia el fondo de la fosa del Jiloca como cabría esperar (Fig. 4 y 6).

Este buzamiento anómalo, en sentido opuesto a la pendiente general hacia el fondo de la fosa, debe atribuirse por tanto a actividad tectónica cuaternaria. Desde el Plioceno superior, la zona de estudio a estado afectada por un campo de esfuerzos extensional multidireccional, con trayectorias dominantes del eje principal de esfuerzos σ_3 ENE-OSO. De esta forma, las deformaciones identificadas en los depósitos villafranquieses son el reflejo en superficie de la acomodación de los depósitos del relleno de la fosa del Jiloca a la actividad tectónica de fallas normales sintéticas a la falla principal de Sierra Palomera, dando lugar en el bloque superior a una serie de anticlinales de *roll-over*.

Fig. 6: Depósitos de glacis villafranquieses basculados hacia el frente montañoso de Sierra Palomera, en la Rambla del Regajo de la Cañada (izq) y en el sector de Las Vallejadas (dcha).



Como se ha comentado con anterioridad, las condiciones de identificación de la falla de Sierra Palomera se reducen a escasos afloramientos sin gran continuidad lateral. Por tanto, se ha elaborado un modelo digital de elevación (MDE) y se han llevado a cabo diversas campañas de prospección geofísica (magnetometría y prospección electromagnética), con la finalidad de identificar la estructuración de la zona de falla de Sierra Palomera de manera indirecta.

Contribución del Modelo Digital de Elevación (MDE)

En el modelo digital de elevación elaborado para el entorno de Sierra Palomera (Fig. 7), se identifican múltiples lineamientos que condicionan los principales rasgos geomorfológicos de la zona de estudio.

Estos lineamientos se reconocen a partir de cursos fluviales marcadamente rectilíneos, así como por variaciones acodadas en sus orientaciones, dando lugar a un patrón escalonado en diversas áreas (Fig. 7, flechas verdes). Los cursos fluviales que drenan los abanicos aluviales cuaternarios y los glacis villafranquieses del piedemonte de Sierra Palomera se encuentran condicionados por la presencia de una familia de lineamientos ONO-ESE, como se identifica al Oeste del municipio de

Bueña (Fig. 7). Por otro lado, se identifican diversos escarpes topográficos de dirección general NO-SE, afectando a los depósitos plio-cuaternarios que constituyen el fondo de la fosa del Jiloca, tanto sintéticos como antitéticos con la falla de Sierra Palomera (Fig. 7).

Se identifican tres familias de lineamientos estructurales (Fig. 7). La familia principal presenta una orientación general NO-SE, con direcciones que varían entre 140 y 170, perteneciendo a esta familia de lineamientos la falla principal de Sierra Palomera. Por su parte, las dos familias secundarias presentan orientaciones ONO-ESE y NE-SO, con direcciones predominantes de 090-110 y 025-060, respectivamente.

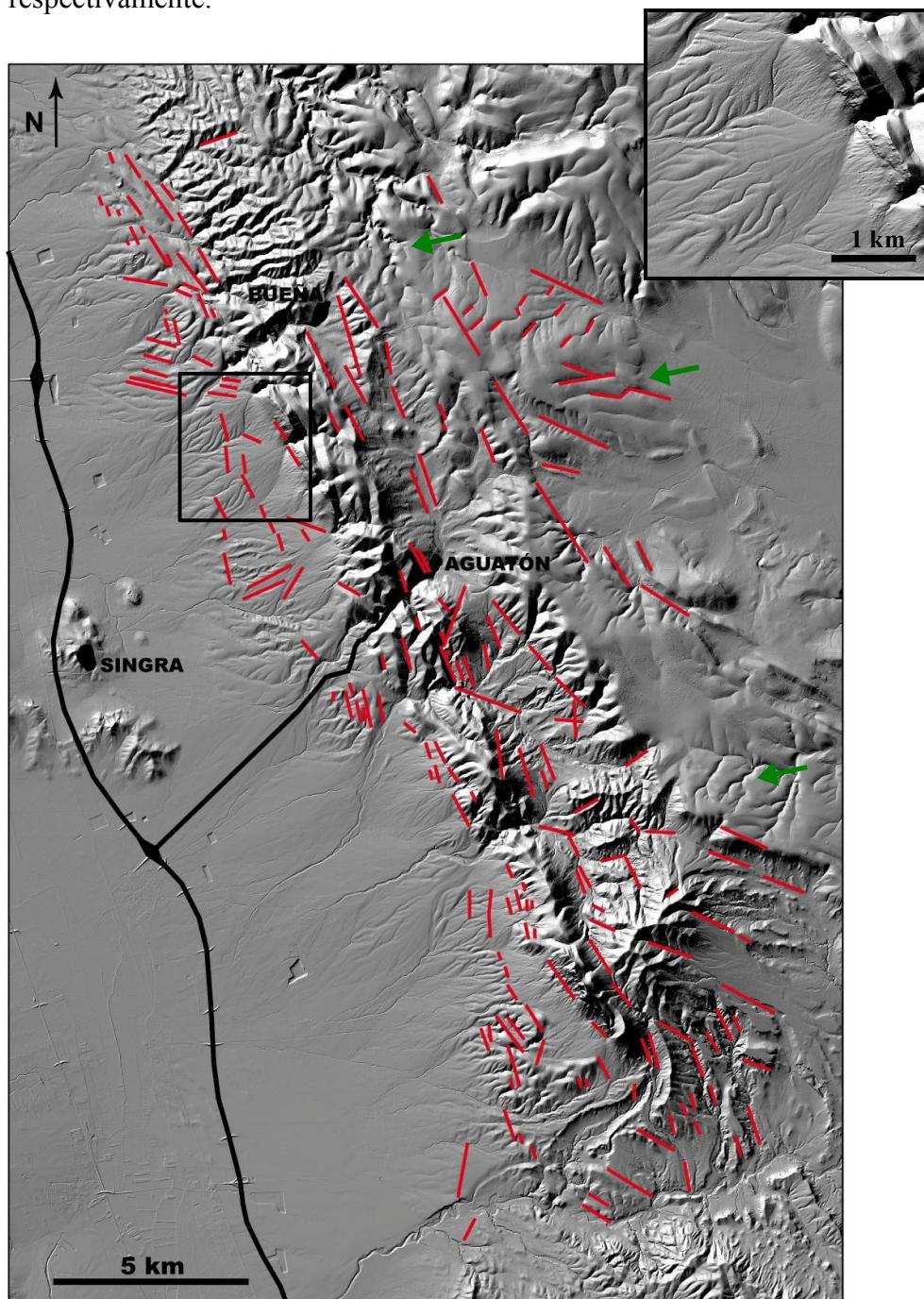


Fig. 7: Modelo Digital de Elevación (MDE) de Sierra Palomera.

Los principales lineamientos estructurales identificados están marcados en rojo.
 Las flechas verdes indican patrones de la red de drenaje condicionados por los lineamientos estructurales.
 La zona recuadrada corresponde a la zona prospectada mediante técnicas geofísicas.

Contribución de la prospección geofísica

Durante las campañas de prospección geofísica, se han realizado una serie de perfiles transversales a la dirección general NO-SE de Sierra Palomera de 2-3 km de longitud, empleando las técnicas geofísicas de prospección magnetométrica y electromagnética, descritas en el apartado de la metodología.

A lo largo de estos perfiles se diferencian tres dominios de comportamiento geofísico principales (Fig. 8): 1) el sector oriental, con un comportamiento homogéneo o con variaciones de la intensidad del campo magnético terrestre o de la conductividad eléctrica aparente de tipo progresivo; 2) el sector centro-oriental, caracterizado por un comportamiento más heterogéneo con anomalías sistemáticas de menor desarrollo tanto de la intensidad del campo magnético como de la conductividad eléctrica aparente (< 50 nT); 3) el sector occidental, que presenta mayores variaciones de la conductividad eléctrica aparente y de la susceptibilidad magnética, mientras que la intensidad del campo magnético presenta un descenso progresivo, con anomalías puntuales de menor desarrollo.

El límite entre el sector oriental y el sector centro-oriental corresponde a un dipolo magnético de amplio desarrollo de hasta 100 nT de variación de la intensidad del campo magnético. Por su parte, las variaciones de las propiedades magnéticas identificadas en el sector occidental permiten identificar una serie de anomalías magnéticas que presentan el mayor desarrollo en la zona de estudio, con variaciones de la conductividad aparente de hasta 30 mS/m.

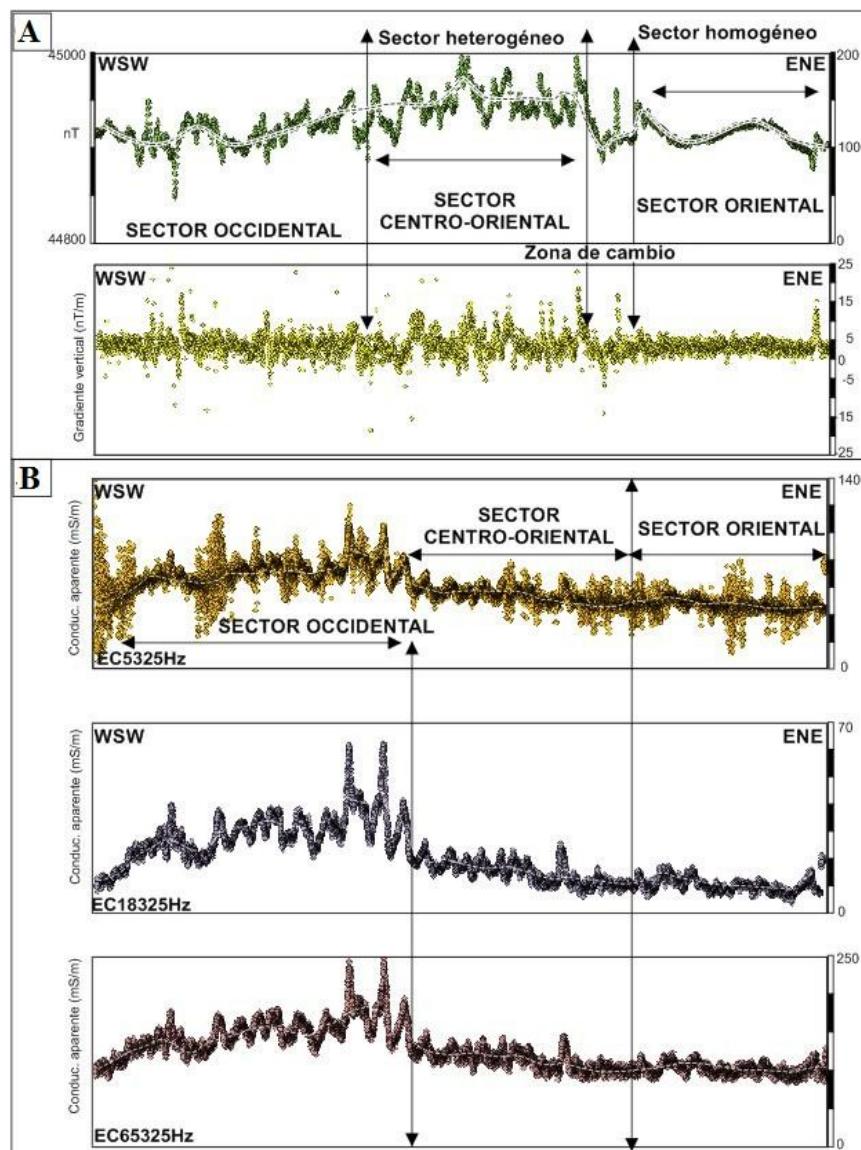


Fig. 8: Perfiles geofísicos obtenidos en el estudio regional a lo largo del abanico de Singra:

A) Intensidad y gradiente vertical del campo magnético terrestre obtenidos a partir de la magnetometría.

B) Conductividad eléctrica aparente para distintas frecuencias de estudio obtenida a partir de la prospección electromagnética.

El límite entre los sectores central y centro-oriental se presenta como un aumento importante de la intensidad del campo magnético, mientras que en el límite entre el sector centro-oriental y occidental, se identifica a un descenso en la intensidad del campo magnético, ya sea de manera abrupta o más progresiva (Fig. 8 y 9).

El perfil geofísico denominado como Singra 3 (Fig. 9) presenta diferencias notables respecto al resto de los perfiles prospectados, presentando un sector central caracterizado por un descenso en la intensidad del campo magnético y un sector occidental con intensidades del campo magnético mayores. Sin embargo, los cambios en las tendencias de las intensidades del campo magnético se correlacionan con los límites establecidos para los distintos sectores en el resto de perfiles estudiados.

Estos límites principales entre sectores presentan orientaciones aproximadamente rectilíneas NNO-SSE, paralelas a la orientación general de Sierra Palomera (Fig. 9). Las anomalías magnéticas identificadas se caracterizan por el desarrollo de dipolos magnéticos con geometría aguda y alta pendiente indicando que se trata de afecciones subsuperficiales. Sin embargo, el contraste identificado para dichas anomalías requiere de una continuidad en profundidad para su desarrollo.

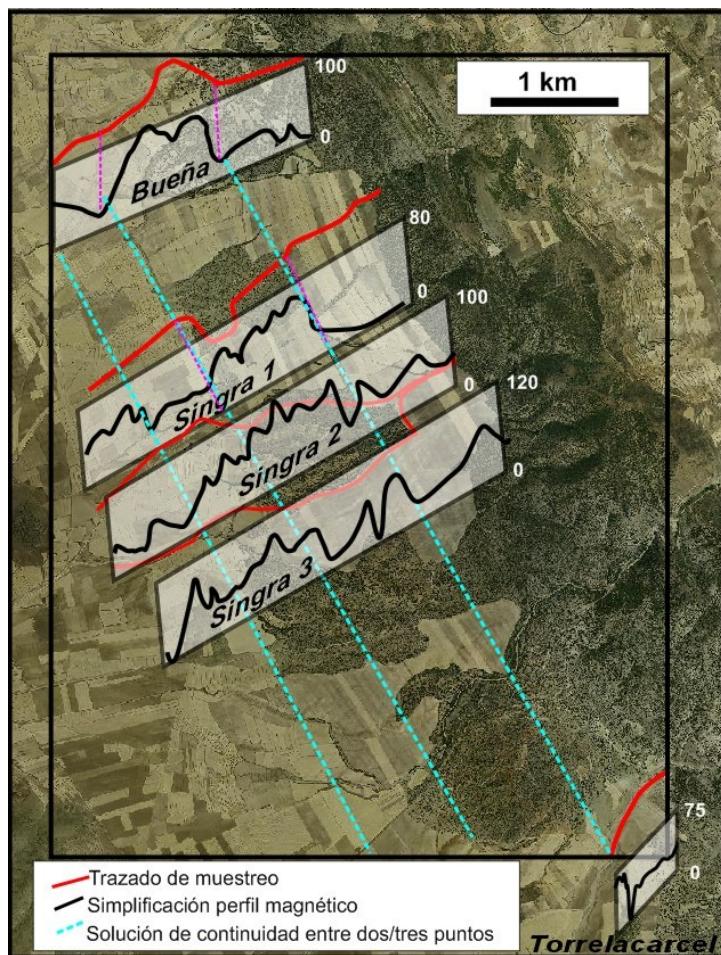


Fig. 9: Resultados obtenidos para la envolvente de la variación de la intensidad del campo magnético terrestre a lo largo de los distintos perfiles geofísicos prospectados.

Los resultados de la prospección geofísica general, así como las evidencias de escarpes topográficos y de lineamientos estructurales identificados en el modelo digital de elevación (MDE), orientaron sobre la elaboración de una prospección geofísica de detalle con densidades de prospección mayores en el abanico aluvial cuaternario de Singra (Barranco del Campo de la Sima), en el cual se identifica un escarpe antítetico a Sierra Palomera (Fig. 10).

El análisis preliminar de los datos obtenidos muestra la presencia de un grupo de alineaciones de dipolos magnéticos según una orientación principal NNO-SSE, con geometrías muy agudas y que pueden variar en intensidad y desarrollo a lo largo de la zona de estudio en relación con algunos de los límites entre parcelas de la zona de estudio (Fig. 10). Se observa un descenso en la intensidad de la anomalía hacia el norte, debido al cambio en el tipo de suelo, puesto que en dicho sector septentrional sólo se identifican campos de cultivo. Mientras, en el sector meridional se produce un cambio entre los campos de cultivo y un área de monte bajo, que podría contribuir incrementando la anomalía de la intensidad del campo magnético existente en dicha zona (Fig. 10 B y C).

El estudio comparado de los perfiles obtenidos para las dos técnicas analizadas permite identificar un diferente grado de definición de las anomalías en función de la técnica, propiedad y profundidad analizada. Las anomalías magnéticas superficiales y las anomalías electromagnéticas muestran una correlación en planta similar pero con variaciones del signo de la anomalía entre ambas técnicas y un ligero desplazamiento de las anomalías a lo largo de la zona de estudio (Fig. 10 D y E).

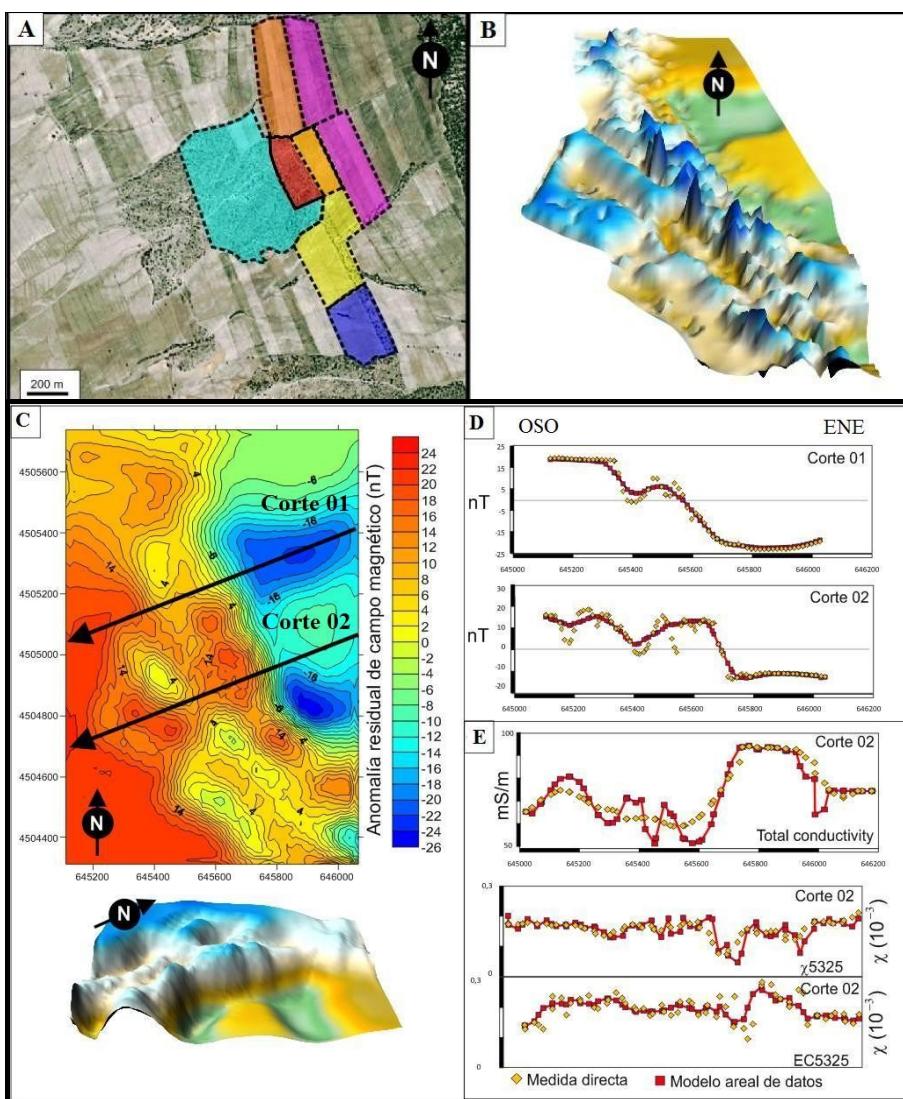


Fig. 10: Prospección geofísica del área del abanico cuaternario de Singra.

A) Sectores prospectados en el abanico cuaternario del Campo de la Sima para los distintos días de prospección geofísica realizados.

B) Modelo en perspectiva de las anomalías magnéticas identificadas.

C) Modelo de anomalías residuales del campo magnético.

D) Variaciones identificadas en el registro de la prospección magnetométrica de los perfiles realizados a lo largo del sector central de la zona de estudio (localización en C).

E) Variaciones identificadas en el registro de la prospección electromagnética de frecuencia variable para el perfil más meridional de la zona de estudio (localización en C).

Estas anomalías identificadas en este estudio local realizado en el abanico cuaternario de Singra permiten identificar la continuidad lateral de las anomalías magnéticas puntuales y los dominios de comportamiento geofísico definidos a nivel general a partir de los diversos perfiles transversales elaborados.

En síntesis, en la zona prospectada del abanico de Singra, se identifican un grupo de anomalías magnéticas de orientación NNO-SSE, que presentan los contrastes relativos más elevados (Fig. 11). Sin embargo, al Oeste de estas alineaciones principales se identifican otras anomalías oblicuas a la dirección general de Sierra Palomera, con orientaciones NE-SO y ONO-ESE y contrastes relativos bastante inferiores a las alineaciones predominantes NNO-SSE (Fig. 11). Estas tres orientaciones preferentes de las anomalías magnéticas coinciden con las identificadas a partir del modelo digital de elevación (Fig. 7).

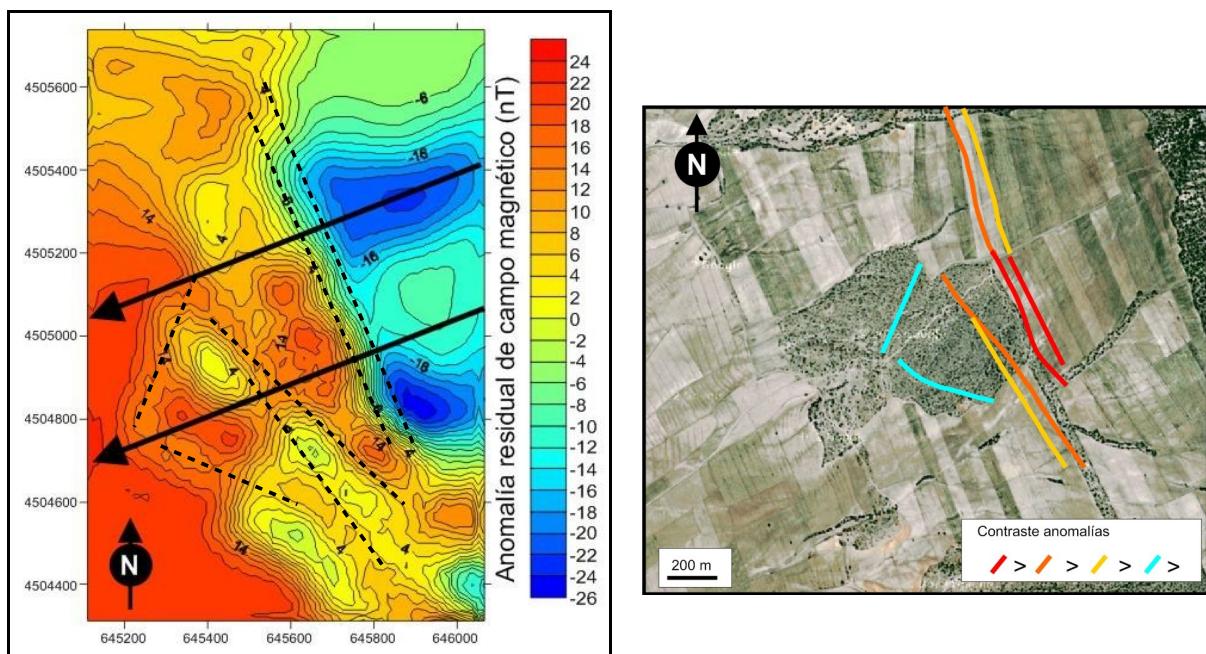


Fig. 11: Anomalías geofísicas principales identificadas en el abanico de Singra. A) Modelo de anomalías residuales del campo magnético. Las líneas negras discontinuas representan las principales anomalías. B) Ortofoto de la zona prospectada. Las principales anomalías magnéticas están clasificadas en función del contraste relativo de las mismas.

5. ESTUDIO MORFOTECTÓNICO

La disciplina que se centra en el estudio de la morfología del relieve y su evolución en áreas o regiones afectadas por actividad tectónica reciente se denomina geomorfología tectónica o morfotectónica (Keller y Rockwell, 1984; Bull, 2007). El estudio de los aspectos geomorfológicos de los frentes montañosos asociados a estructuras tectónicas recientes, tanto de forma cualitativa como cuantitativa, permite caracterizar no sólo su grado de actividad tectónica relativa sino también sus tasas de desplazamiento.

Las morfologías del relieve identificadas en áreas tectónicamente activas presentan características diferenciadas en función del tipo de estructura tectónica que las genera. Las fallas direccionales controlan el desarrollo de valles lineales, cursos fluviales decapitados o desviados, crestas de obturación o “shutter ridges”, etc. Por su parte, las fallas con componente vertical se caracterizan por la presencia de frentes montañosos: los frentes montañosos asociados a fallas inversas se caracterizan por la presencia de numerosos deslizamientos de ladera, mientras que aquellos que se encuentran asociados a fallas normales tienden a desarrollar facetas triangulares y depresiones asociadas a la falla principal (Keller y Rockwell, 1984; Mayer, 1986).

Hay que tener en cuenta que los aspectos morfológicos de los frentes montañosos están controlados por diversos factores, no sólo por las tasas de levantamiento tectónico, sino también por el clima, la litología o la estructura tectónica en la que se desarrollan (Bull, 2007; McCalpin, 2009).

En climas húmedos, las tasas de erosión son más elevadas debido a la mayor disponibilidad hídrica. En estas condiciones, los frentes montañosos se degradan en un lapso de tiempo menor que en condiciones climáticas áridas y semiáridas (McCalpin, 2009).

Por otro lado, la litología de los materiales que constituyen el frente montañoso así como su disposición condicionan su erosión por parte de la red de drenaje. Las facetas triangulares asociadas a frentes montañosos presentarán, por ejemplo, una mejor conservación y mayores pendientes en frentes montañosos constituidos por rocas sedimentarias con buzamientos suaves u horizontales, mientras que las facetas triangulares peor desarrolladas se localizarán en rocas ígneas y metamórficas debido a su mayor resistencia frente a la erosión (Bull, 2007; McCalpin, 2009).

La región de Sierra Palomera, en la que se centra este trabajo, presenta un clima semiárido, con temperaturas anuales medias de 10-11°C, amplitudes térmicas anuales de 18-20°C y precipitaciones anuales medias de 400-500 mm (Rubio *et al.*, 2007). Estas condiciones climáticas favorecen la preservación de las morfologías asociadas al frente montañoso de Sierra Palomera, permitiendo su estudio no sólo cualitativo sino también morfométrico, centrado en los modelados de las laderas y en los modelados fluviales tanto erosivos como deposicionales.

Descripción geomorfológica

La principal expresión geomorfológica de la falla de Sierra Palomera en el paisaje está constituida por un frente montañoso de dirección general NO-SE, con altitudes que varían desde 1280 hasta 1530 m, limitando el fondo de la fosa del Jiloca en su sector centro-oriental, con altitudes alrededor de los 950 y los 1000 m (Fig. 12). Se trata, por tanto, de un escalón morfológico del relieve con una longitud de unos 16 km y una altitud respecto al fondo de la fosa del Jiloca de entre 320 y 530 m, que disminuye de manera progresiva hacia el NO.



Fig. 12: Vista panorámica del escarpe morfológico de Sierra Palomera.

El sector central de la fosa del Jiloca se caracteriza por presentar una escasa incisión fluvial debido a su carácter endorreico hasta el Pleistoceno. Terrazas fluviales relacionadas con el Jiloca y el Guadalaviar se identifican exclusivamente al norte de Monreal del Campo y al sur de Caudé, mientras que en el sector central en el que se localiza Sierra Palomera permanecieron áreas endorreicas hasta tiempos históricos, como la Laguna del Cañizar en Villarquemado, drenada artificialmente en el siglo XVIII (Rubio y Valle, 2005). Como consecuencia de dicho carácter endorreico, la red de drenaje identificada en la zona de estudio se caracteriza por cursos fluviales de escasa incisión y continuidad, siendo escasos los cursos fluviales que atraviesan transversalmente el frente montañoso de Sierra Palomera.

El fondo de la fosa del Jiloca en su sector centro-oriental se encuentra caracterizado por la presencia de amplios glacis villafranquieses (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) procedentes de Sierra Palomera. Generalmente, estos glacis se encuentran incididos y degradados por la red de drenaje, sin embargo, algunos de ellos continúan presentando morfologías lobuladas, como los identificados en el piedemonte de Sierra Palomera al Oeste del municipio de Bueña (Fig. 13).

En cuanto a las formas cuaternarias, además de la presencia de amplios glacis que constituyen el fondo de la fosa del Jiloca, en el piedemonte del frente montañoso de Sierra Palomera se identifican un conjunto de abanicos aluviales, caracterizados por presentar pendientes elevadas y áreas comprendidas entre 1 y 4 km² (Fig. 12 y 13).

Finalmente, un aspecto geomorfológico importante en la región de estudio es el hecho de que el relieve de la Cordillera Ibérica se encuentra condicionado por el desarrollo de extensas superficies de erosión. Las interpretaciones clásicas determinan la existencia de cuatro superficies de erosión neógenas, que se presentan como superficies escalonadas con pendientes suaves desde los relieves constituidos por materiales paleozoicos hasta las cuencas neógenas, como son la fosa del Jiloca o la fosa de Teruel (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez y Gracia, 1997; Simón *et al.*, 2010). De esta forma, las

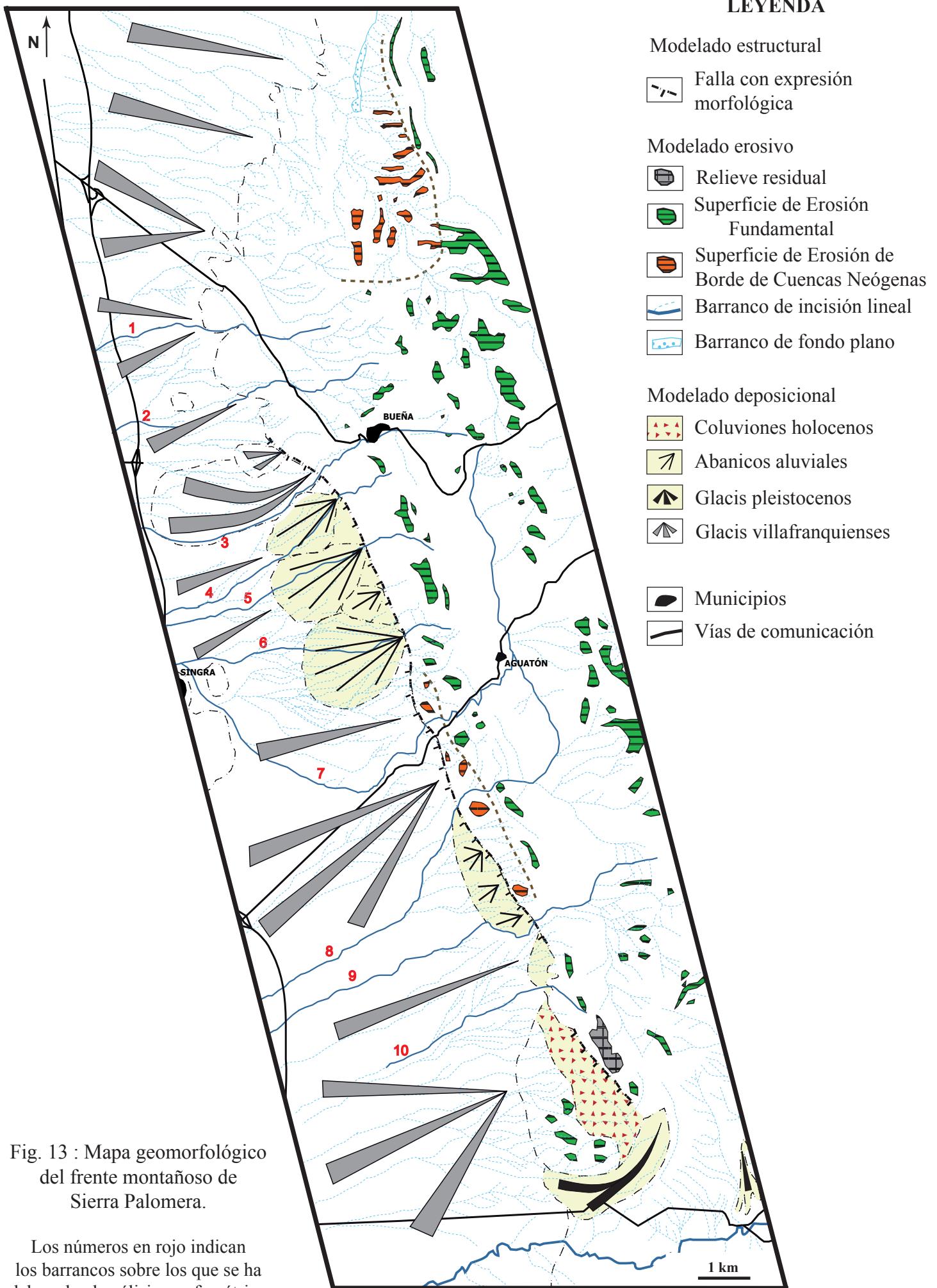


Fig. 13 : Mapa geomorfológico del frente montañoso de Sierra Palomera.

Los números en rojo indican los barrancos sobre los que se ha elaborado el análisis morfométrico.

superficies de erosión más modernas se encuentran encajadas respecto a las superficies erosivas más antiguas, presentando altitudes inferiores conforme su edad es más reciente.

La superficie de erosión más antigua, denominada *Superficie Intramiocena* o S_1 , presenta una escasa conservación, limitándose a áreas de cumbres aplanadas, desarrollándose entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio (Aragoníense). Posteriormente, tuvo lugar la formación de la denominada *Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica* o S_2 a partir del Mioceno medio. Dicha superficie de erosión presenta una gran extensión, identificándose fundamentalmente en los materiales carbonatados mesozoicos de toda la Cordillera Ibérica. En algunas áreas, su desarrollo progresó hasta el Plioceno medio, mientras que en otras regiones se identifica otro nivel encajado en ésta, denominado *Superficie de Erosión de Borde de las Cuencas Neógenas* o S_3 , desarrollado entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior. Finalmente, durante el Villafranquiense se desarrolla la *Superficie de Erosión Pliocuaternaria* o S_4 limitada a los bordes de los *grabens* y cuencas neógenas más modernos.

Sin embargo, otros autores como Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) defienden la existencia de siete niveles de superficies erosivas escalonadas desarrolladas desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno, y que se encuentran afectadas por la deformación compresiva y extensional desarrollada en la Cordillera Ibérica. Estas superficies de erosión presentan altitudes medias de 1600, 1450, 1350, 1280, 1160, 1050 y 1000 m sobre el nivel del mar. De estos siete niveles de escalonamiento erosivo, no precisan cuál podría correlacionarse con la *Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*.

Por otro lado, las superficies de erosión propuestas por Casas y Cortés (2002) son interpretadas a su vez por Gracia *et al.* (2003) como ocho superficies de corrosión kárstica pliocuaternarias, asimétricas en ambos márgenes de la Depresión del Jiloca. Estas corresponderían a antiguos niveles del fondo de la fosa, estando condicionado su desarrollo con la distribución de los afloramientos de materiales carbonatados jurásicos. En el sector central de la fosa del Jiloca en el que se localiza la zona de estudio, las superficies de corrosión más elevadas muestran una pendiente hacia el N, mientras que las más bajas presentan una pendiente dominante hacia el E, hacia la falla de Sierra Palomera. Casi todas estas superficies de corrosión kárstica estarían encajadas en la *Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica* localizada a ambos márgenes de la fosa del Jiloca, con diferencias altitudinales respecto a la superficie de corrosión kárstica más antigua generalmente inferiores a 20 m (altitudes entre 1270 y 1420 m).

En este trabajo se han identificado en la zona de Sierra Palomera múltiples retazos de superficies aplanadas con rasgos erosivos a altitudes comprendidas entre los 1150 y los 1440 m y generalmente de pequeña extensión. Por otro lado, en el sector sur de la zona de estudio, en Peña Palomera, se identifica un relieve residual con altitudes entre 1500 y 1530 m (Fig. 13).

Teniendo en cuenta no sólo la cota que presentan las superficies erosivas sino también las relaciones de encajamiento identificadas entre ellas, es posible determinar dos niveles principales de superficies de erosión. La superficie de erosión más elevada presenta altitudes que varían entre 1280 y 1440 m y se localiza a lo largo de toda la zona de estudio, desarrollada fundamentalmente en los materiales carbonatados del Jurásico. Sobre esta superficie de mayor extensión, se encaja unas decenas de metros una segunda superficie erosiva, con altitudes entre 1150 y 1260 m, identificada en dos áreas de Sierra Palomera: en el sector norte, sobre los materiales jurásicos y paleógenos del flanco oriental del sinclinal de Bueña-Aguatón, y en el sector central, sobre los materiales jurásicos del flanco oriental del anticlinal de Sierra Palomera.

Atendiendo a las interpretaciones clásicas (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez y Gracia, 1997), la superficie de erosión más elevada y con una mayor extensión areal correspondería a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica, mientras que la superficie de erosión inferior correspondería a la Superficie de Erosión de Borde de las Cuencas Neógenas o S_3 .

En el sector norte de la zona de estudio, ambas superficies de erosión presentan una ligera pendiente hacia el Norte, como consecuencia del *relay ramp* generado en el relevo dextral entre las fallas de Sierra Palomera y de Calamocha (Fig. 13). En el resto de la zona de estudio, la Superficie de Erosión Fundamental localizada en el bloque oriental de la falla de Sierra Palomera presenta en general una ligera pendiente hacia el Este, ocasionada por el basculamiento de dicho bloque hacia la Sierra del Pobo (Fig. 14).

Estos basculamientos de la Superficie de Erosión Fundamental se evidencian en los distintos cortes geológicos elaborados (Fig. 4) y en el mapa de contornos de las superficies de erosión identificadas en la región de Sierra Palomera (Fig. 14). Asimismo, se identifica el desplazamiento de la Superficie de Erosión Fundamental por parte de la falla de Sierra Palomera (Fig. 4 y 14).

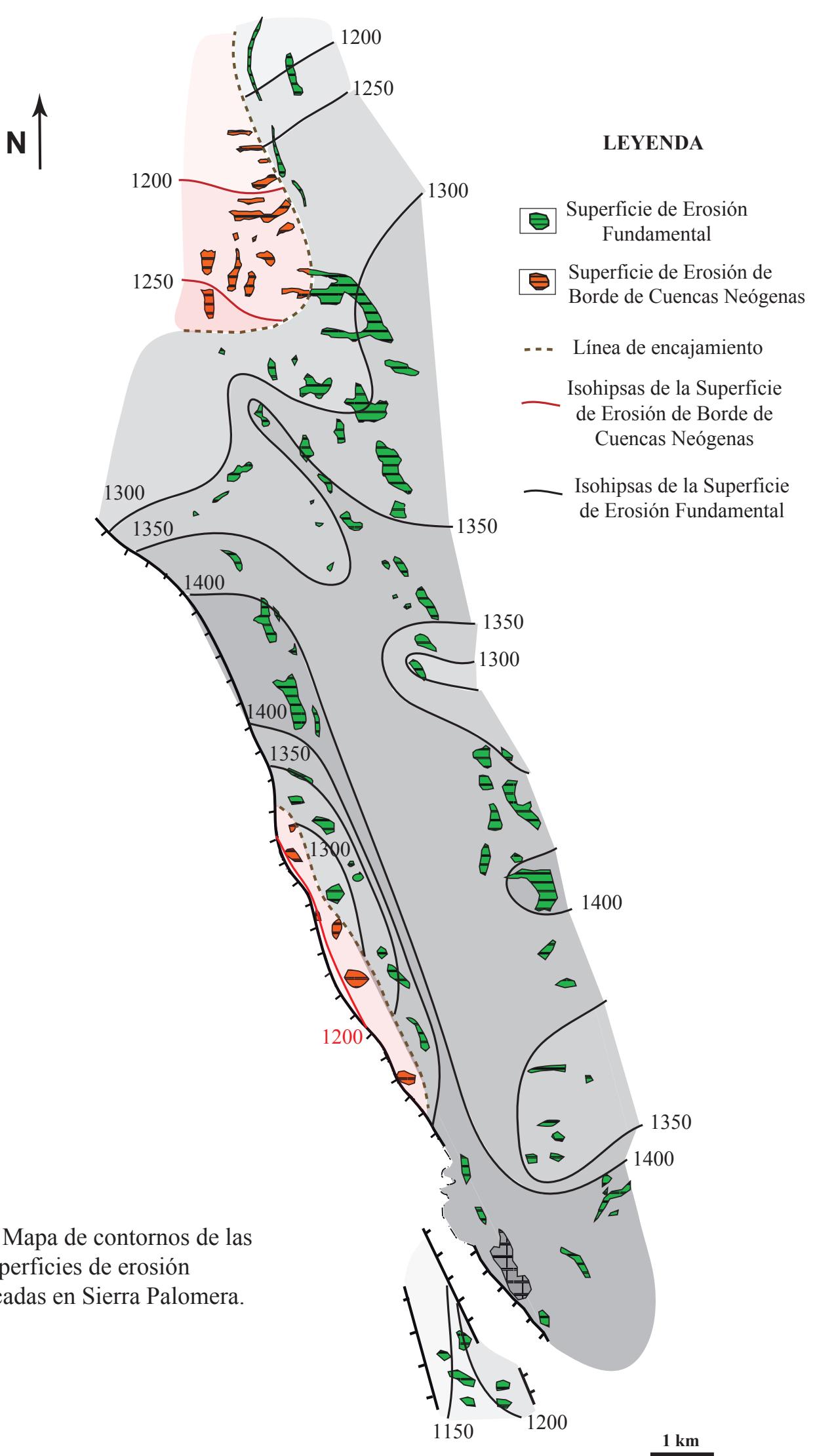


Fig. 14 : Mapa de contornos de las superficies de erosión identificadas en Sierra Palomera.

Características geomorfológicas del frente montañoso de Sierra Palomera

El indicador geomórfico principal de la actividad de fallas normales es la presencia de escarpes de falla, que varían desde frentes montañosos de centenas de metros de elevación a escarpes decimétricos que desplazan materiales aluviales y coluviales cuaternarios (McCalpin, 2009).

Como se ha comentado anteriormente, Sierra Palomera constituye un gran frente montañoso de entre 320 y 530 m de altitud respecto al fondo de la fosa del Jiloca (Fig. 12). Además, se identifican en el área de estudio múltiples escarpes de falla con una altura de orden decimétrico a métrico. Algunos se localizan en los materiales jurásicos del frente montañoso, son sintéticos a la falla principal de Sierra Palomera y presentan superficies frescas (Fig. 5); no resulta fácil discriminar si se trata de escarpes recientes de falla *s.s.* o escarpes de línea de falla producidos por la exhumación de planos más antiguos. Otros aparecen como escarpes topográficos tanto sintéticos como antitéticos a la falla de Sierra Palomera en los materiales detríticos que conforman el relleno de la fosa del Jiloca (Fig. 7).

Las laderas asociadas a los escarpes de falla (Fig. 15) presentan una evolución dinámica, con elementos característicos que varían progresivamente con el tiempo hasta alcanzar el perfil de equilibrio del relieve (Wallace, 1977; Keller y Rockwell, 1984; Bull, 2007; McCalpin, 2009).

La parte superior del escarpe de falla se encuentra caracterizada por la presencia de crestas más o menos degradadas, así como por una zona de roca desnuda de gran pendiente denominada “free face” o escarpe libre. Posteriormente, se localiza una zona constituida por derrubios de ladera o “debris flows” con pendientes en torno a 30-40°, y finalmente, en la parte inferior de la ladera, se localiza una zona de transporte por agua de los materiales procedentes de las zonas superiores, con pendientes entre 3 y 15° (Wallace, 1977; Keller y Rockwell, 1984; Mayer, 1986; McCalpin, 2009).

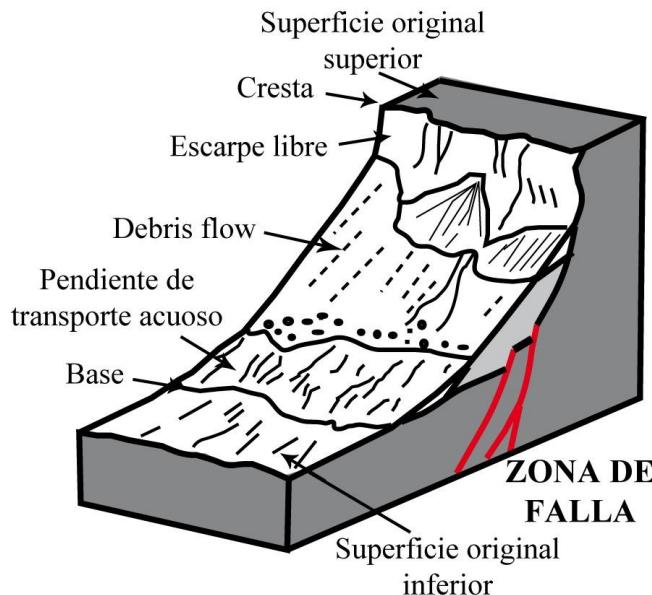


Fig. 15: Elementos generales de una ladera asociada a un escarpe de falla normal.
Modificado de Keller and Rockwell (1984; adaptada de Wallace, 1977).

Esta evolución de las laderas asociada a la degradación de los escarpes de falla puede identificarse en diversos puntos de Sierra Palomera, evidenciándose de manera clara en Peña Palomera, en el sector sur de la zona de estudio (Fig. 16). Se identifica la cresta en torno a los 1450-1500 m de altitud, así como el escarpe libre, constituidos sobre los materiales carbonatados del Jurásico. Posteriormente, se identifican depósitos de derrubios de ladera con pendientes moderadas y finalmente, una zona con una suave pendiente hacia el Oeste, dominada por los procesos de transporte acuoso de los materiales detríticos de las zonas más elevadas.



Fig. 16: Vista de Peña Palomera, en la que se identifican las distintas zonas de ladera asociadas al escarpe de falla.

Por otro lado, la degradación erosiva de un frente montañoso origina una morfología característica denominada facetas triangulares. Estas facetas se originan debido al descenso del nivel de base regional, que puede estar asociado a diversos contextos tectónicos (fallas normales, anticlinales, cabalgamientos) o a factores exclusivamente erosivos (Bull, 2007; McCalpin, 2009).

La morfología de estas facetas así como su pendiente media y su altura permite estimar de manera relativa el estadio evolutivo de la degradación del frente montañoso y, por tanto, la actividad tectónica relativa del frente montañoso al que se encuentran asociadas (Bull y McFadden, 1977; Bull, 2007). De esta manera, facetas asociadas a un frente montañoso relativamente reciente presentarán mayores pendientes, mientras que en estadios muy avanzados de la degradación del frente montañoso, la morfología de las facetas será prácticamente irreconocible y presentará pendientes cada vez más suaves (Fig. 17).

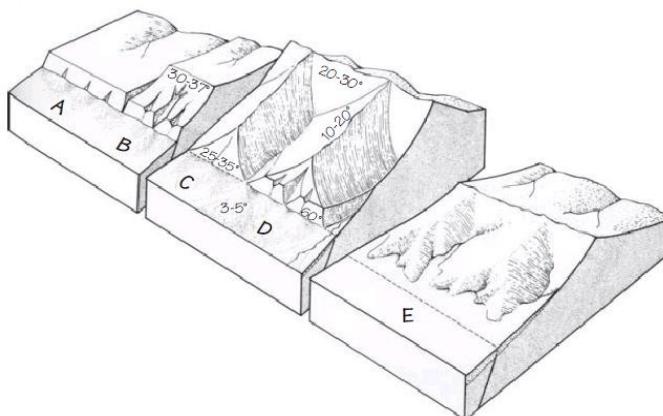


Fig. 17: Esquema evolutivo de un frente montañoso asociado a un escarpe de falla normal.
Tomado de Bull (2007).

El desarrollo de las facetas triangulares está condicionado por la naturaleza de los materiales sobre los que se originan, así como por su disposición, presentando un mayor desarrollo y con mayores pendientes en frentes montañosos constituidos por rocas sedimentarias horizontales o con suaves buzamientos (Bull, 2007; McCalpin, 2009). Por otro lado, la anchura de dichas facetas viene condicionada por la forma y el espaciado de las cuencas de drenaje que disectan el frente montañoso, presentando tamaños mayores aquellas facetas asociadas a cuencas de drenaje circulares y con espaciados mayores entre sus cursos fluviales (Mayer, 1986).

El frente montañoso de Sierra Palomera se dispone sobre materiales sedimentarios carbonatados con buzamientos variables, desde subverticales, incluso invertidos en Peña Palomera, hasta buzamientos entre 10-20° en la zona norte. Es esperable, por tanto, encontrar facetas mejor desarrolladas en el sector norte de Sierra Palomera, identificándose en dicha región grandes facetas trapezoidales asociadas al escarpe de falla (Fig. 18). Su morfología trapezoidal se debe al gran espaciado que existe entre las desembocaduras de los valles incididos en el frente montañoso. Junto con las elevadas pendientes que presentan, son indicadoras de actividad tectónica reciente.



Fig. 18: Facetas trapezoidales y abanicos aluviales asociados al frente montañoso en el sector norte de Sierra Palomera, entorno de Bueña.

Finalmente, las morfologías que presentan los abanicos aluviales localizados en el piedemonte del frente montañoso reflejan las variaciones en los procesos tectónicos respecto a los procesos erosivos y deposicionales llevados a cabo por la red de drenaje, siendo indicadores asimismo de la actividad tectónica reciente (Keller y Rockwell, 1984; Bull, 2007).

Existen tres situaciones básicas que condicionan la distribución y el aspecto de dichos abanicos aluviales (Fig. 19): 1) la velocidad de levantamiento tectónico (VL) es mayor que la suma de la incisión de la red de drenaje (VI) y del depósito en el abanico (VD), favoreciendo la sedimentación de potentes materiales detríticos al pie del frente montañoso; 2) el levantamiento tectónico (VL) es menor que la suma de la incisión de la red de drenaje (VI) y del depósito (VD), siendo la incisión menor que la sedimentación y favoreciendo, por tanto, la fosilización de la falla por parte de los depósitos aluviales; 3) el levantamiento tectónico (VL) es menor que la suma de la incisión de la red de drenaje (VI) y del depósito (VD), siendo la incisión mayor que el depósito, se produce entonces el encajamiento de la red de drenaje tanto en el bloque levantado como en el abanico aluvial, y la sedimentación, si existiese, se produce sólo en las regiones más distales del abanico.

Los dos primeros casos corresponderían a frentes montañosos tectónicamente activos, siendo la actividad tectónica relativa mayor en el primero de los casos; el tercer caso representaría una situación de inactividad tectónica (Bull, 2007).

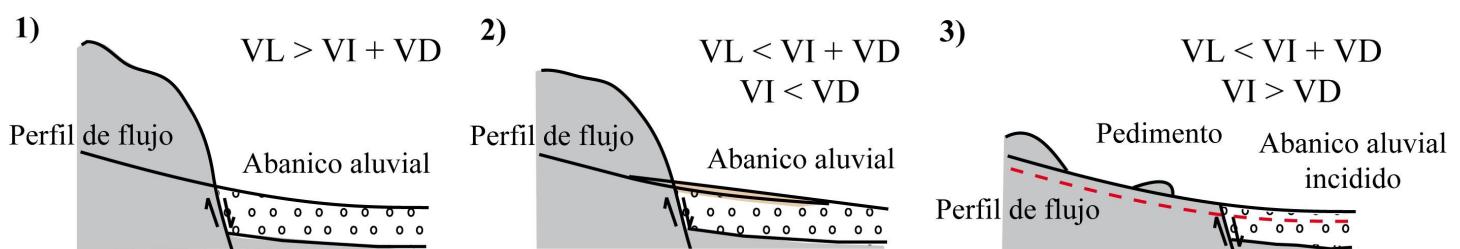


Fig. 19: Modelos esquemáticos del perfil longitudinal de un sistema fluvial en relación a las tasas de levantamiento tectónico del frente montañoso. Modificado de Bull (2007).

En el piedemonte de Sierra Palomera se han identificado diversas situaciones en las cuales los abanicos aluviales presentan morfologías que se ajustan al primero de los casos explicados con anterioridad, con perfiles caracterizados por un escarpe, de mayor o menor entidad, constituido por materiales jurásicos en contacto con los materiales detríticos que constituyen el abanico aluvial cuaternario (Fig. 20 A). Sin embargo, también se han observado situaciones del segundo tipo con depósitos aluviales que fosilizan la falla, con espesores en torno a 1 o 2 m, disponiéndose de manera discordante sobre los materiales carbonatados del Jurásico (Fig. 20 B).

Estos dos tipos de situaciones indicarían una clasificación cualitativa para la falla de Sierra Palomera como estructura tectónica activa.

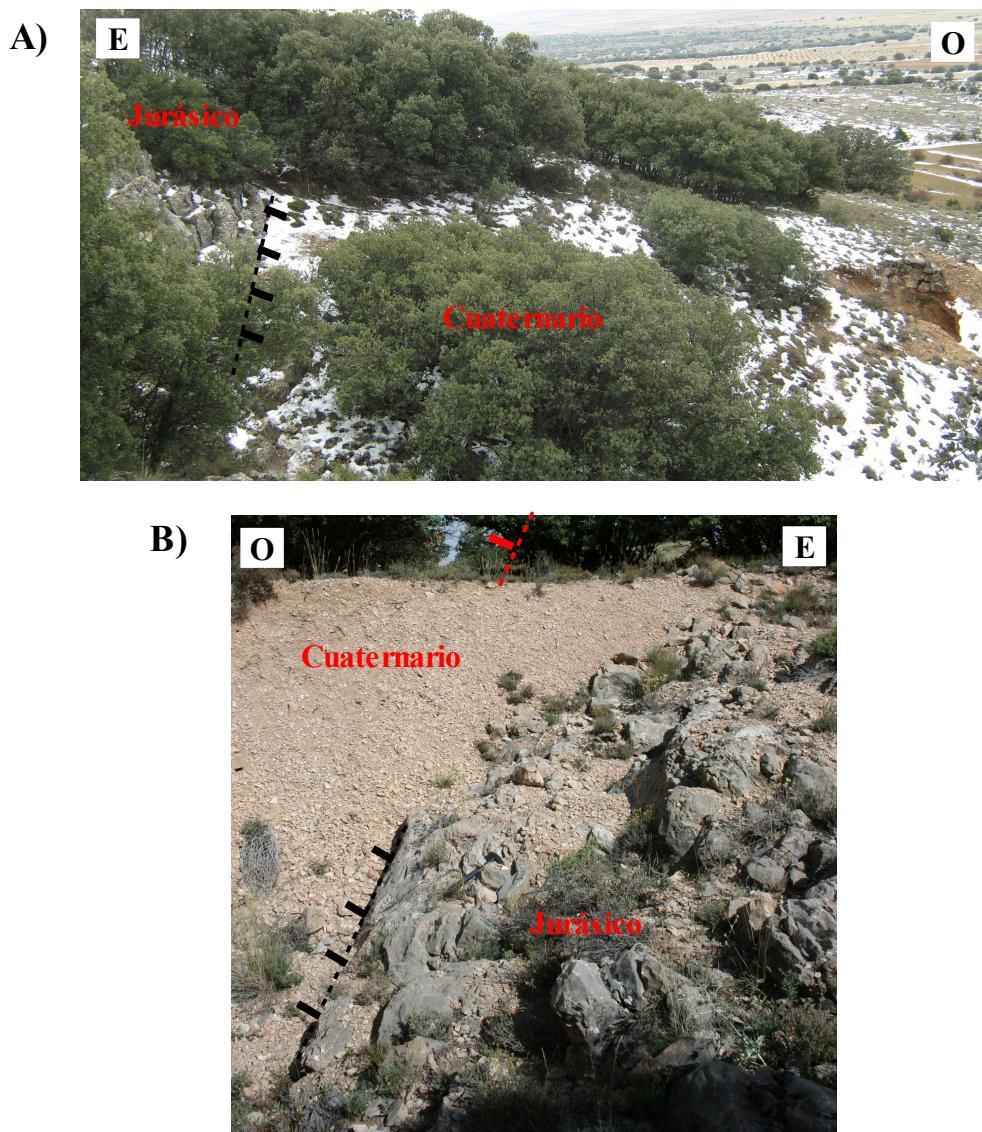


Fig. 20: Depósitos de abanicos aluviales cuaternarios en contacto con los materiales jurásicos mediante un pequeño escarpe (A) y fosilizando una falla sintética a la falla principal de Sierra Palomera (B); ambos en la zona del Llano del Monte, entre el Punto de la Silla y Peña Palomera.

Análisis morfométrico: índices geomórficos

Dentro del estudio de la tectónica activa, los índices geomórficos proporcionan información relevante acerca de los procesos tectónicos recientes. De ellos, los índices geomórficos que presentan mayor utilidad y, por tanto, son los más empleados en los estudios morfotectónicos, son aquellos relacionados con los procesos erosivos y deposicionales asociados al sistema fluvial: el índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}); el índice de gradiente fluvial (SL) y el índice de relación entre la anchura de fondo de valle y su profundidad (V_f).

El **índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf})** fue definido por Bull y McFadden (1977) mediante la relación:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

donde L_{mf} es la longitud total del frente montañoso a lo largo del contacto entre dicho frente y su piedemonte y L_s es la longitud total del frente montañoso en línea recta (Fig. 21).

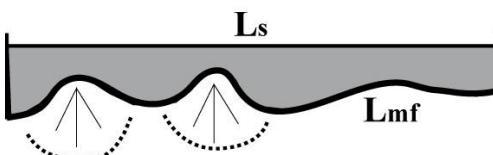


Fig. 21: Esquema de los parámetros empleados en el cálculo del índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}).

Este índice geomórfico refleja el equilibrio entre el levantamiento tectónico, que tendería a mantener un frente montañoso rectilíneo, y la erosión producida por los cursos fluviales, que tenderían a originar un frente montañoso cada vez más sinuoso (Bull y McFadden, 1977; Keller y Rockwell, 1984). Un frente montañoso rectilíneo, con valores de este índice próximos a 1, sería indicativo de una zona de deformación activa, mientras que un frente con valores de S_{mf} elevados generalmente se considera indicativo de inactividad tectónica (Bull y McFadden, 1977).

Este índice de sinuosidad se ve afectado además por factores hidrológicos, como son el espaciado de la red de drenaje y la anchura del frente montañoso. Cuanto mayor sea el espaciado de la red de drenaje, menor será la sinuosidad del frente montañoso. Cuanto más ancho sea dicho frente montañoso, con mayor rapidez comenzará a desarrollar su sinuosidad, debido a la mayor erosión por parte de los cursos fluviales, ya que drenan cuencas hidrológicas de mayor tamaño (Mayer, 1986).

Finalmente, un aspecto importante a tener en cuenta es que los valores de este índice están condicionados por la escala del mapa topográfico y/o de las fotografías aéreas sobre las que está medido (Bull y McFadden, 1977). Mapas topográficos y fotografías aéreas de escala mayor proporcionarán estimaciones más precisas de este índice. Sin embargo, los valores obtenidos del índice S_{mf} empleando diferentes escalas suelen ser aproximadamente iguales.

En el caso de Sierra Palomera, se han realizado diversas medidas de la longitud del frente montañoso sobre mapas topográficos de escala 1:25.000, fotografías aéreas de escala 1:18.000 y empleando el Sistema de Información Territorial del Gobierno de Aragón (SITAR).

A partir de ellas se ha realizado el cálculo de su índice de sinuosidad, obteniendo un valor medio de este índice S_{mf} de 1,27, con un rango que varía entre 1,20 y 1,33.

El **índice de gradiente fluvial (SL)** fue definido por Hack (1973) como la relación:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L$$

siendo $\Delta H/\Delta L$ el gradiente del curso fluvial, es decir, la relación entre el desnivel en la vertical y la longitud en la horizontal del tramo estudiado, y L la longitud total del curso fluvial desde su cabecera hasta el centro del tramo estudiado en la horizontal (Fig. 22).

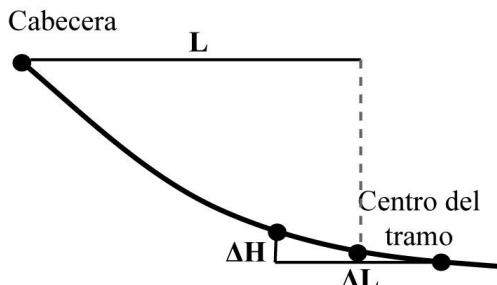


Fig. 22: Esquema de los parámetros empleados en el cálculo del índice de gradiente fluvial (SL).
Modificado de Hack (1973).

Puesto que el índice de gradiente fluvial depende generalmente de la coherencia de la relación entre el área de drenaje y la longitud del curso fluvial que existe en la mayoría de los sistemas fluviales naturales, es importante que la distancia L sea medida a lo largo del curso fluvial principal o de mayor longitud (Hack, 1973).

El índice de gradiente fluvial es particularmente sensible a los cambios de pendiente, de tal manera que permite evaluar las relaciones entre la resistencia de la roca, la actividad tectónica y la topografía (Keller and Rockwell, 1984). Se asume que los cursos fluviales se adaptan rápidamente a las perturbaciones tanto tectónicas como climáticas y, por tanto, valores del índice de gradiente fluvial elevados se relacionan con rocas muy resistentes o con cambios climáticos y/o actividad tectónica recientes. Si el índice de gradiente fluvial SL permanece constante significa que dicho curso fluvial presenta un perfil de equilibrio. En áreas tectónicamente activas, identificar zonas con índice del gradiente fluvial SL anormalmente elevado es una herramienta para detectar fallas activas una vez se ha descartado que su causa sea la presencia de rocas particularmente resistentes.

En este trabajo, este índice de gradiente fluvial se ha calculado para 10 barrancos que cortan transversalmente el frente montañoso de Sierra Palomera (localización en Fig. 13), a partir de los datos proporcionados por sus perfiles longitudinales obtenidos con el modelo digital de elevación (MDE).

Los resultados obtenidos de este índice de gradiente fluvial SL para los barrancos analizados se muestran en la Fig. 23. Cada uno de ellos muestra a lo largo de su perfil longitudinal diversos máximos relativos respecto a la tendencia basal creciente desde su cabecera. Estas anomalías significativas están asociadas a múltiples causas, algunas de ellas presentan una clara relación con la intersección de un curso fluvial de relativa importancia (Fig. 23, círculos azules), mientras que otras se relacionan con cambios litológicos, ligadas a la presencia de materiales jurásicos más resistentes (Fig. 23, círculos verdes). Sin embargo, en la mayoría de los barrancos se identifican máximos relativos unos metros aguas arriba de la posición de la traza de la falla de Sierra Palomera (Fig. 23, círculos rojos).

Por otro lado, en el barranco 6, se ha identificado una anomalía significativa a unos 2700 m de distancia de la cabecera que coincide con la estructura secundaria antitética a la falla principal de Sierra Palomera identificada en el modelo digital de elevación y corroborada con las técnicas de prospección geofísica. Del mismo modo, en otros barrancos analizados (barrancos 7 y 9) se identifican anomalías significativas en los materiales detríticos de la fosa del Jiloca, atribuibles a estructuras tectónicas secundarias identificadas en el modelo digital de elevación.

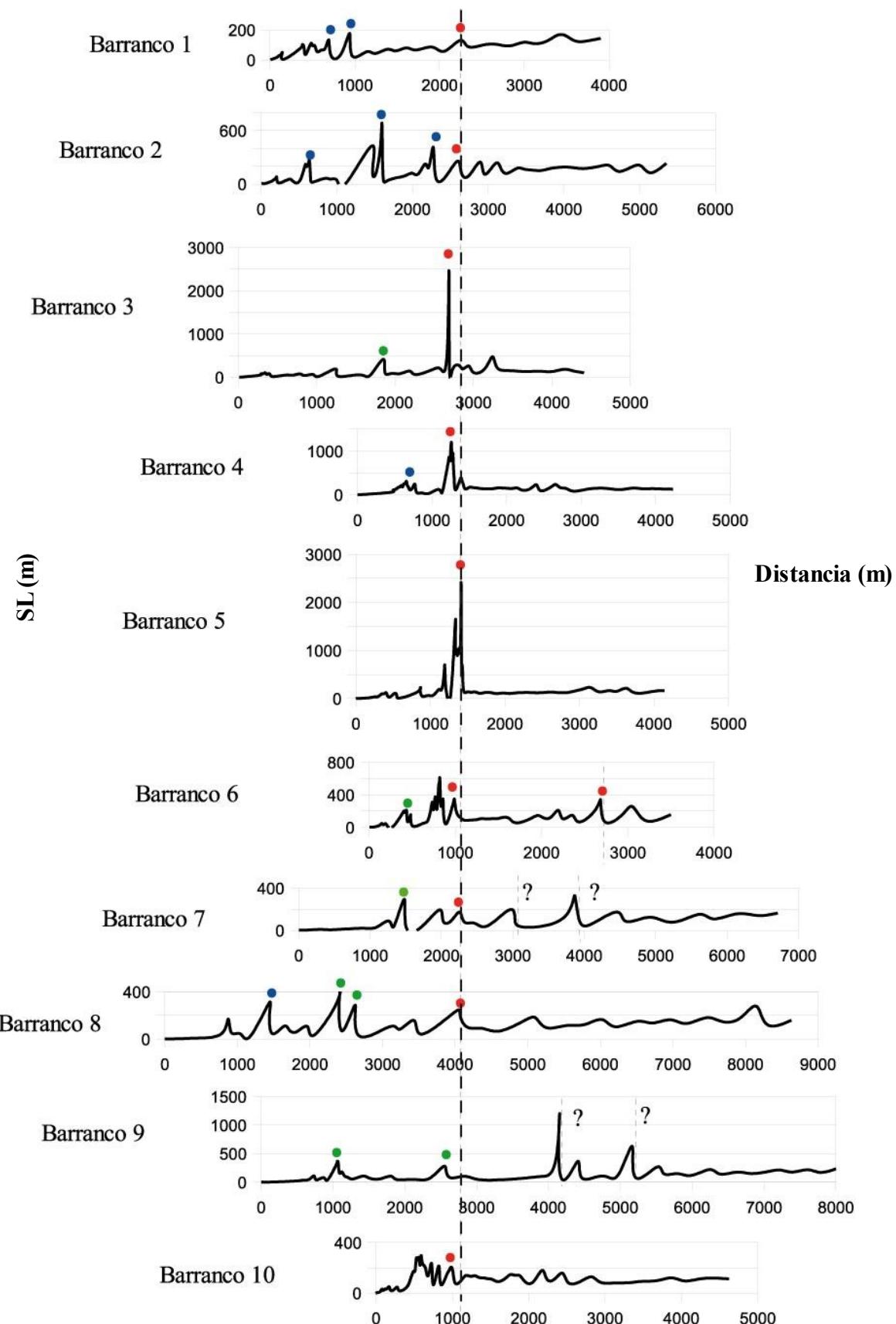


Fig. 23: Representación de los valores del índice de gradiente fluvial SL frente a su longitud para los diferentes barrancos analizados. Ordenadas: valor del índice SL (en m). Abscisas: distancia horizontal contada desde la cabecera del barranco (en m). Línea discontinua: posición de la falla principal de Sierra Palomera. Círculos rojos: anomalías del índice SL asociadas a estructuras tectónicas. Círculos azules: anomalías del índice SL asociadas a la red de drenaje. Círculos verdes: anomalías del índice SL relacionadas a cambios litológicos.

El índice de relación de altura y anchura del fondo de valle (V_f) fue desarrollado por Bull y McFadden (1977) como la relación:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})}$$

donde V_{fw} es la anchura del fondo de valle, E_{ld} y E_{rd} son las altitudes de las divisorias de los cursos fluviales a izquierda y derecha, respectivamente, y E_{sc} es la altitud del fondo de valle (Fig. 24).

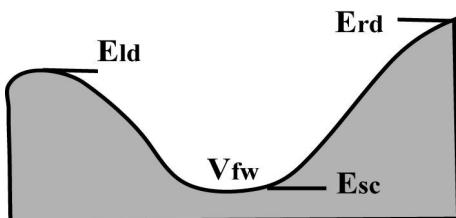


Fig. 24: Esquema de los parámetros empleados en el cálculo del índice de anchura del fondo de valle (V_f).
Modificado de Bull (2007).

Los fondos de los cursos fluviales tienden a ser progresivamente más estrechos aguas arriba del frente montañoso y por tanto, para un sistema de drenaje dado, los valores del índice de anchura del fondo de valle V_f tenderán a ser progresivamente mayores desde la cabecera (Bull y McFadden, 1977).

Este índice refleja las diferencias entre los cursos fluviales con morfologías en V y aquellos con fondos más amplios. Permite así discriminar los cursos fluviales incididos en respuesta a actividad tectónica del frente montañoso de los cursos fluviales con mayor erosión lateral debido a la estabilidad del nivel de base relativo (Bull y McFadden, 1977; Keller y Rockwell, 1984; Mayer, 1986).

Se han calculado los valores de este índice de anchura de fondo de valle en los mismos 10 barrancos sobre los que se ha calculado el índice de gradiente fluvial (localización en Fig. 13). Los parámetros necesarios para calcular este índice se han obtenido a partir de perfiles transversales al curso fluvial, proporcionados por el modelo digital de elevación. Dichos perfiles transversales se sitúan a 250 y 500 m aguas arriba del contacto del frente montañoso con su piedemonte medidos sobre el cauce fluvial, con la finalidad de emplearlos en las clasificaciones de actividad tectónica relativa propuestas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003).

Hay que tener en cuenta que el pixel del modelo digital de elevación es de 5 m y, por tanto, las anchuras del fondo de valle obtenidas a partir de los perfiles transversales proporcionados por dicho modelo digital pueden ser sobreestimadas, obteniendo valores del índice V_f superiores a los valores reales de dicho índice y subestimando la actividad tectónica relativa.

Los valores de este índice V_f a 250 m aguas arriba presentan valores entre 0,07 y 0,39, con un valor medio de 0,22; los valores obtenidos a 500 m aguas arriba presentan una mayor variación, entre 0,05 y 1,47, con un valor medio de 0,45, siendo superiores a 1 únicamente los valores del índice de anchura de fondo obtenidos en las Ramblas de Cabezo Pardo y de Monteviejo.

Los resultados obtenidos para este índice en los barrancos analizados en Sierra Palomera se muestran en la siguiente tabla (Tabla 1):

Barranco		V_{fw} (m)	E_{ld} (m)	E_{rd} (m)	E_{sc} (m)	V_f
1. Rambla de Cabezo Pardo	250 m	5	1087,51	1087,39	1074,33	0,38
	500 m	5	1091,51	1087,02	1085,77	1,43
2. Rambla de la Panueba	250 m	5	1126,38	1139,24	1116,09	0,3
	500 m	5	1136,89	1134,31	1027,81	0,05
3. Barranco del Salto	250 m	5	1201,09	1177,43	1126,19	0,08
	500 m	5	1207,82	1230,19	1147,02	0,07
4. Barranco de la Cecilia	250 m	5	1292,27	1288,75	1213,74	0,07
	500 m	5	1282,6	1287,51	1265,74	0,26
5. Barranco de la Sima	250 m	10	1381,12	1373,69	1244,94	0,08
	500 m	10	1350,32	1379,51	1280,98	0,12
6. Barranco de la Calleja	250 m	5	1249,69	1218,28	1198,39	0,14
	500 m	5	1283,48	1376,87	1258,75	0,07
7. Rambla del Regajo de la Cañada	250 m	5	1125,03	1127,65	1110,3	0,31
	500 m	10	1150,73	1137,33	1117,1	0,37
8. Rambla de la Peña	250 m	15	1170,52	1204,47	1128,81	0,26
	500 m	15	1176,52	1144,52	1134,67	0,58
9. Rambla de la Virgen	250 m	10	1172,37	1158,06	1139,71	0,39
	500 m	5	1205,95	1176,05	1146,72	0,11
10. Rambla de Monteviejo	250 m	5	1228,64	1258,89	1220,83	0,22
	500 m	20	1291,28	1283,54	1273,81	1,47

Tabla 1: Índice de relación de anchura de fondo de valle frente a su altura (V_f).

Clasificaciones de actividad tectónica relativa

A partir de los valores obtenidos para los índices geomórficos, y teniendo en cuenta otros aspectos geomorfológicos relacionados con los abanicos aluviales y la red de drenaje descritos con anterioridad, se puede caracterizar la actividad tectónica relativa de la falla de Sierra Palomera utilizando a las clasificaciones propuestas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003), así como estimar su tasa de levantamiento tectónico (Tablas 2 y 3).

En el estudio morfométrico de Sierra Palomera se ha obtenido un valor del índice de sinuosidad (S_{mf}) de 1,27, y valores para el índice de anchura de fondo de valle (V_f) de 0,06-0,38 y 0,05-1,47, a 250 m y 500 m aguas arriba del escarpe morfológico principal, respectivamente.

El índice de gradiente fluvial (SL) no es empleado en las clasificaciones de actividad tectónica relativa, ya que los valores absolutos obtenidos varían con la longitud del curso fluvial analizado; cuanto mayor es la longitud del curso fluvial, mayor es el valor absoluto. Sin embargo, los máximos de este índice SL identificados aguas arriba de la traza de la falla de Sierra Palomera avalan la existencia de actividad tectónica reciente asociada a dicha estructura.

Desde el punto de vista cualitativo, los cursos fluviales presentan morfologías generales en V suave indicando incisión activa. Por su parte, los abanicos aluviales presentan pendientes elevadas y extensiones reducidas. Los de edad más antigua se encuentran incididos por múltiples cursos fluviales, pero muchos de ellos son de poca entidad y están desconectados del sistema axial de la red de drenaje constituido por el río Jiloca. Los del Cuaternario reciente conservan una morfología “fresca” y presentan depósitos actuales en su ápice, lo que indica que son abanicos funcionales (Fig. 26). Los cursos fluviales identificados en estos abanicos funcionales son los canales propios de la dinámica de sedimentación del abanico, desconectados del sistema axial y caracterizados por la presencia de sedimentación activa con importantes aportes detríticos.



Fig. 25: Ápice de un abanico funcional de Sierra Palomera. Se identifica la disminución en el tamaño de grano de los materiales detríticos hacia las zonas más distales y la sedimentación activa afectando a la vegetación.

Clases de actividad relativa	Morfología del piedemonte	Morfología del bloque levantado	Sinuosidad del frente montañoso	Tasa de levantamiento (m/ka)
1- Activa	<ul style="list-style-type: none"> - Abanicos aluviales superpuestos por agradación fluvial, de tamaño relativamente reducido y con gran pendiente. - Canales desconectados del conector fluvial principal. - Morfologías tectónicas bien desarrolladas y conservadas: facetas triangulares, basculamientos, etc. - Superficies de ruptura aisladas (< 2 km de longitud) con desplazamientos verticales asociados < 1,4 m. 	<p>Valles en forma de V con incisión activa</p> <p>$V_f < 0,6$</p>	<p>Frente montañoso lineal</p> <p>$S_{mf} < 1,5$</p>	$\geq 0,08$
2- Moderada	<ul style="list-style-type: none"> - Abanicos aluviales superpuestos, con agradación o encajamiento distales muy limitados, con extensiones relativamente elevadas, pendientes suaves y calcretas en las zonas proximales. - Canales parcialmente conectados al sistema fluvial axial. Canales internos totalmente conectados disectando los abanicos. - Morfologías tectónicas degradadas y/o enterradas. - Superficies de ruptura no observadas. 	<p>Valles en forma de U, con agradación en el fondo del valle</p> <p>$V_f 0,3 - 0,8$</p>	<p>Frente montañoso irregular</p> <p>$S_{mf} 1,8 - 2,3$</p>	0,07 – 0,03
3- Inactiva	<ul style="list-style-type: none"> - Abanicos aluviales completamente disectados, retrabajados y con amplio desarrollo de calcretas. - Amplias áreas de pedimentos, abundantemente disectados. - Canales internos totalmente conectados al sistema fluvial axial e integrados en la red de drenaje regional. - Morfologías tectónicas muy degradadas y/o enterradas, generalmente asiladas. - Superficies de ruptura no observadas. 	<p>Valles amplios, con desarrollo de terrazas fluviales</p> <p>$V_f \geq 0,8$</p>	<p>Frente montañoso de elevada sinuosidad</p> <p>$S_{mf} \geq 2,8$</p>	< 0,03

Tabla 2: Clasificación de la actividad tectónica relativa de frentes montañosos en función de sus características estructurales y geomórficas principales. Modificada de Silva *et al.* (2003).
Índice de anchura de fondo de valle (V_f) medido 250 m aguas arriba del escarpe.

Clases de actividad relativa	Morfología del piedemonte	Morfología del bloque levantado	Sinuosidad del frente montañoso	Anchura de fondo de valle	Tasa de levantamiento (m/ka)
1- Máxima	Abanicos aluviales no incididos	Valles en forma de V en roca y en forma de U en aluviales o rocas blandas			1,0 – 5,0
2- Rápida	Abanicos aluviales incididos	Valles en forma de V	1,1 – 1,3	0,06 – 0,53 (0,15)	0,5
3- Lenta	Abanicos aluviales incididos	Valles en forma de U	1,6 – 2,3	0,2 – 3,5 (1,5)	0,05
4- Mínima	Abanicos aluviales incididos	Retroceso del frente montañoso	≥ 2,5	0,4 – 3,8 (1,7 – 2,5)	0,01
5- Inactiva	Pedimentos disectados	Retroceso del pedimento	2,6 – 4,0	0,9 – 39,4 (7,4)	≤ 0,005

Tabla 3: Clasificación de la actividad tectónica relativa de frentes montañosos generados en el bloque levantado de fallas normales. Modificada de McCalpin (1996, 2009; adaptada de Bull y McFadden, 1977).

Tasas de levantamiento inferidas para climas semiáridos.

Índice de anchura de fondo de valle (V_f) medido 500 m aguas arriba del escarpe.

Atendiendo a las clasificaciones de actividad tectónica relativa, la falla de Sierra Palomera sería clasificada como una estructura tectónica con actividad tectónica rápida según McCalpin (1996). De acuerdo con Silva *et al.* (2003), se clasificaría como una estructura tectónica activa.

Algunos barrancos analizados morfométricamente presentan valores del índice de anchura de fondo de valle 500 m aguas arriba del escarpe morfológico próximos a 1,4. Los dos cursos fluviales que presentan dichos valores se localizan en las regiones más limitrofes de la falla de Sierra Palomera (barranco 1 y 10, Fig. 12) y presentan morfologías más suavizadas. Sin embargo, los valores del resto de barrancos (2 a 9) son mucho más bajos. Si se omitieran los dos barrancos extremos, la media del índice V_f sería de 0,20, que se atribuiría a una actividad tectónica rápida.

Se infiere una tasa de levantamiento tectónico para la falla de Sierra Palomera superior o igual a 0,08 m/ka atendiendo a la clasificación de Silva *et al.* (2003) y de entre 0,05 m/ka y 0,5 m/ka atendiendo a la clasificación McCalpin (2009), como estructura tectónica activa con una actividad relativa lenta en los extremos de la falla y rápida en su parte central.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Cálculo del salto de falla y de la tasa de movimiento para la falla de Sierra Palomera

La falla principal de Sierra Palomera presenta una actividad tectónica reciente, con múltiples estructuras tectónicas secundarias tanto sintéticas como antitéticas asociadas a ella. Esto confiere a la zona de falla de Sierra Palomera una estructuración en *horsts* y *grabens* con una orientación general NO-SE, paralela a la falla principal de Sierra Palomera, que condiciona la sedimentación sintectónica plio-cuaternaria del margen oriental de la fosa del Jiloca en su sector central (Fig. 3).

La falta de marcadores sedimentarios neógeno-cuaternarios en ambos bloques de la falla de Sierra Palomera impide la determinación de su salto vertical de manera precisa, a diferencia de las otras dos fallas importantes que limitan el margen oriental de la fosa del Jiloca, fallas de Concud y de Calamocha. Dichas fallas presentan saltos estimados hectométricos, de 290-300 m para la falla de Concud (Lafuente, 2011; Lafuente et al., 2011; Simón et al., 2012) y entre 160 y 250 m para la falla de Calamocha (Gutiérrez et al., 2008, 2012; Rubio y Simón, 2007; Simón et al., 2010, 2012).

Dada la localización de la falla de Sierra Palomera en el sector central de la fosa del Jiloca es esperable que presente un desplazamiento vertical mayor que las estructuras tectónicas que limitan los extremos de dicho semigraben en su borde oriental. En el frente montañoso de Sierra Palomera se identifica un escarpe morfológico superior a los observados en las fallas de Concud y de Calamocha, con una altitud que varía entre 320 y 530 m respecto al fondo de la fosa del Jiloca y que diminuye su importancia hacia el NO.

El bloque inferior de la falla principal de Sierra Palomera presenta un basculamiento hacia la Sierra del Pobo, localizada al Este de Sierra Palomera delimitando la Cuenca de Teruel (Fig. 1). Este basculamiento se identifica en el sector de Sierra Palomera por la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica desarrollada en los materiales mesozoicos y paleógenos. En el sector de la Cuenca de Teruel se encuentra definido por los depósitos carbonatados lacustres del Plioceno inferior (Rubio y Simón, 2007; Simón et al., 2010, 2012). A partir de la geometría de dicho bloque basculado hacia la Sierra del Pobo, se infiere un levantamiento tectónico relativo de Sierra Palomera de unos 420 m respecto al fondo de la Cuenca de Teruel (Rubio y Simón, 2007; Simón et al., 2010, 2012).

La Superficie de Erosión Fundamental, además de presentar un basculamiento progresivo hacia la Sierra del Pobo, se encuentra desplazada por la falla de Sierra Palomera, como se muestra en los cortes geológicos elaborados (Fig. 4).

El corte geológico más meridional (Fig. 4 C) presenta un escalón morfológico intermedio al piedemonte del frente montañoso en el que se identifica la Superficie de Erosión Fundamental con altitudes comprendidas entre 1130 y 1220 m, con una ligera pendiente hacia el NO. En el bloque superior, la Superficie de Erosión Fundamental presenta altitudes de 1440 m, con una ligera pendiente hacia el Este. Se estima un salto vertical entre dicho bloque inferior y el *horst* intermedio de 300 m (Fig. 4 C). El contacto estratigráfico identificado en el relleno sedimentario de la fosa del Jiloca entre los depósitos detríticos plio-cuaternarios y la unidad carbonatada infrayacente del Mioceno superior-Plioceno inferior se correlaciona con la Superficie de Erosión Fundamental (Rubio y Simón, 2007; Simón et al., 2012) y presenta una suave pendiente hacia el O, con altitudes entre 950 y 1000 m en fondo de la fosa del Jiloca. Indica por tanto un salto en la vertical de 130 m entre el escalón morfológico intermedio y el fondo de la fosa. En consecuencia, en el conjunto de la zona de falla a la altura de Peña Palomera (Fig. 4 C) se identifica un salto total para la falla de Sierra Palomera de 430 m.

El salto estimado para la falla de Sierra Palomera a partir de los otros dos cortes geológicos (Fig. 4 A y B) es de 460 y 280 m. Estas estimaciones son más imprecisas que la elaborada para el corte geológico de Peña Palomera debido a la ausencia de afloramientos de la Superficie de Erosión

Fundamental en el bloque hundido y a la menor información sobre los espesores de los materiales plio-cuaternarios y su contacto con la unidad infrayacente.

El salto vertical atribuido a la falla de Sierra Palomera calculado empleando como marcador la Superficie de Erosión Fundamental y su correlación con el contacto entre los depósitos villafranquieses y los depósitos carbonatados del Mioceno superior-Plioceno inferior varía entre 280 y 460 m. A partir de la edad de formación de dichos materiales lacustres carbonatados (3,6 Ma, Rusciniense) y asumiendo que el salto vertical de la falla de Sierra Palomera es posterior, post-plioceno inferior, se estiman tasas medias de desplazamiento vertical de 0,08-0,13 m/ka.

Los valores de las tasas medias de desplazamiento obtenidas en este trabajo empleando como marcador desplazado la Superficie de Erosión Fundamental (0,08-0,13 m/ka) son muy similares a las tasas medias de desplazamiento vertical estimadas para esta estructura tectónica por Simón *et al.* (2012), con valores entre 0,11 y 0,15 m/ka.

Por otro lado, a partir del estudio morfotectónico, se han estimado tasas de desplazamiento vertical de entre 0,05 y 0,5 m/ka y superiores a 0,08 m/ka, de acuerdo con las clasificaciones establecidas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003), respectivamente. Los valores estimados a partir de la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental de 0,08-0,13 m/ka son coherentes con los rangos establecidos en el estudio morfotectónico, confirmando su clasificación como estructura tectónica activa.

En algunos casos, es posible realizar una aproximación general a las tasas de desplazamiento de una estructura tectónica a partir de los espesores de sedimentos localizados en su bloque hundido. En la región de Sierra Palomera, se localiza en el entorno del municipio de Villarquemado la Laguna del Cañizar, que permaneció en condiciones endorreicas hasta su drenaje artificial en tiempos históricos (s. XVIII). En dicha laguna se ha extraído un sondeo de 74 m que engloba sedimentos de los últimos 120.000 años (Pleistoceno superior-Holoceno), estimando una tasa de sedimentación de 0,6 m/ka (Gutiérrez *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012).

Este valor es significativamente superior a los valores de subsidencia tectónica estimados a partir de la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental y del estudio morfotectónico del frente montañoso y no representaría una estimación fiable de la tasa de desplazamiento de la falla de Sierra Palomera, estando influenciada por otros factores. Sin embargo, en la falla de Concud se identifican variaciones temporales en las tasas de desplazamiento, y durante cortos períodos temporales (entre 72 y 60 ka BP), presenta tasas de desplazamiento de 0,63 m/ka, próximas al valor de dicha tasa de sedimentación (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011).

Evaluación tectónica de la falla de Sierra Palomera en el contexto regional

Los resultados obtenidos en el análisis morfométrico realizado en el frente montañoso de Sierra Palomera clasifican a la estructura principal como una falla activa con importantes tasas de desplazamiento.

El valor obtenido para el índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}) de 1,27 es muy similar al valor de dicho índice que presenta la falla de Concud de 1,24 (Lafuente, 2011). Por su parte, los valores del índice de relación entre la anchura del fondo de valle y su profundidad (V_f) varían entre 0,07 y 0,39 (valor medio: 0,22) y entre 0,05 y 1,47 (valor medio: 0,45) medidos 250 y 500 m aguas arriba del escarpe morfológico, respectivamente. Si no se tienen en cuenta los dos valores anómalamente elevados identificados en los dos barrancos más extremos de Sierra Palomera, los valores de V_f obtenidos en este trabajo son ligeramente inferiores a los identificados en la falla de Concud: 0,11-0,88 (0,30) y 0,06-0,40 (0,22), 250 y 500 m aguas arriba del escarpe, respectivamente (Lafuente, 2011).

En comparación con otras estructuras tectónicas activas de la Península Ibérica (Fig. 25), el frente montañoso de Sierra Palomera presenta un valor del índice de sinuosidad bajo, posiblemente debido a la escasa anchura que presenta el frente montañoso (Silva *et al.*, 2003; Azañón *et al.*, 2012). Al igual que ocurre en Sierra Palomera, los valores del índice de anchura del fondo de valle de estas estructuras activas son generalmente inferiores a 0,6, aunque ocasionalmente se identifican valores superiores a 1 en la Sierra de Alhamilla en las Béticas (Silva *et al.*, 2003; Azañón *et al.*, 2012).

Asimismo, si comparamos los valores para estos índices obtenidos en Sierra Palomera con los identificados en frentes montañosos de regiones activas de Estados Unidos, como los localizados en el Basin and Range, se observa que dichos frentes montañosos presentan valores de S_{mf} sustancialmente superiores, al igual que ocurre con los valores elevados de V_f de los frentes montañosos centrales y meridionales asociados a la falla Garlock en California (Fig. 25).

La relación entre estos dos índices geomórficos permite la caracterización de la actividad tectónica de la falla de Sierra Palomera de manera directa, a partir de los rangos establecidos por Silva *et al.* (2003). De este modo, se corrobora que la falla de Sierra Palomera corresponde a una estructura extensional de la clase 1 (tectónica activa) (Fig. 27).

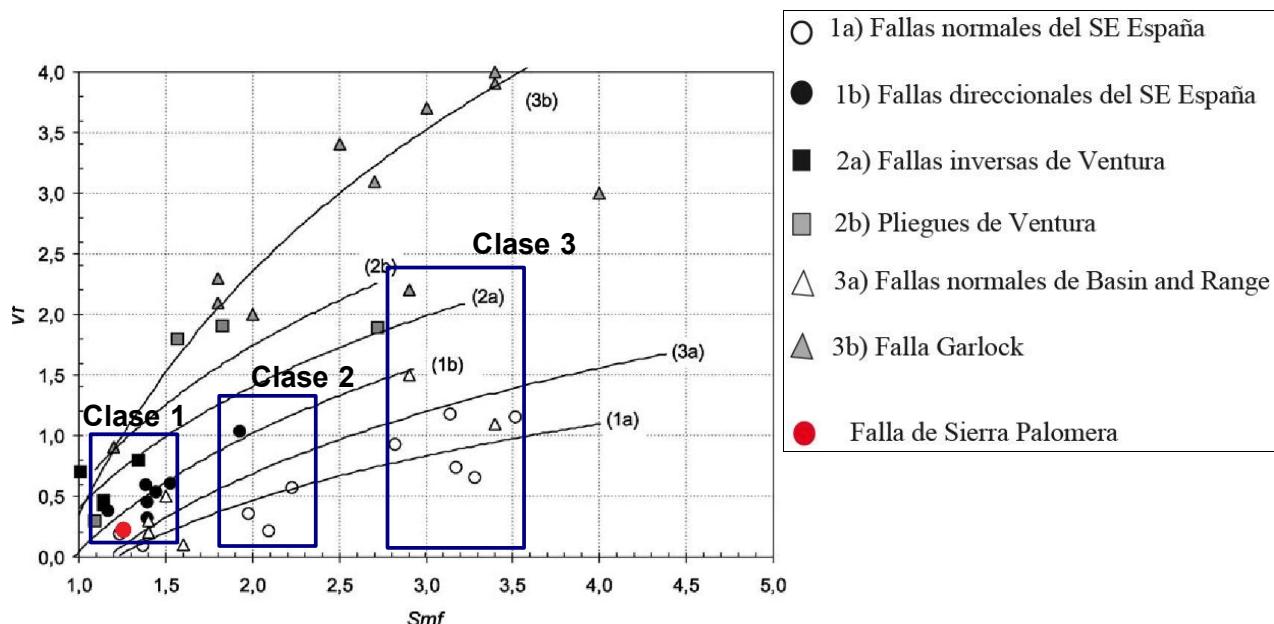


Fig. 27: Representación gráfica de los valores del índice de sinuosidad (S_{mf}) frente a los valores del índice de anchura de fondo de valle (V_f) identificados para frentes montañosos del SE de España y de USA. En rojo, los valores obtenidos para la falla de Sierra Palomera. En azul, los rangos de estos índices geomórficos para las clases de actividad tectónica relativa establecida por Silva *et al.*: clase 1 activa, 2 moderada y 3 inactiva. Modificado de Silva *et al.* (2003).

En el contexto regional, las tasas de desplazamiento identificadas para la falla de Sierra Palomera con un rango de 0,08-0,13 m/ka son similares a las identificadas en otras estructuras tectónicas extensionales neógenas de la Cordillera Ibérica. La falla de Concud presenta tasas medias de desplazamiento de 0,07 m/ka durante el Plioceno medio y de 0,22-0,35 m/ka durante el Pleistoceno (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011; Simón *et al.*, 2012). Por otro lado, las fallas de Teruel y del Pobo, que controlan el límite oriental de la Cuenca de Teruel, presentan tasas de desplazamiento vertical post-pliocenas próximas a 0,11 m/ka, al igual que la falla de Munébrega (Gutiérrez *et al.*, 2008; Simón *et al.*, 2012). Sin embargo, otras estructuras tectónicas principales como la falla de Calamocha presentan tasas de desplazamiento inferiores, de 0,06-0,07 m/ka, próximas a las identificadas en otras estructuras menores como las fallas de Valdecebro y de Rubielos de la Cérida que presentan tasas comprendidas entre 0,03 y 0,07 m/ka (Gutiérrez *et al.*, 2008, 2012; Simón *et al.*, 2012). Finalmente, las fallas principales de las cuencas del Maestrazgo presentan tasas de desplazamiento que varían entre 0,02 y 0,18 m/ka, siendo generalmente inferiores a las estimadas para la falla de Sierra Palomera.

Las tasas medias de desplazamiento vertical inferidas para falla principal de Sierra Palomera, de 0,08-0,13 m/ka, son similares y ocasionalmente superiores a las identificadas en otras regiones de España tectónicamente más activas. En las regiones de Almería y Murcia (Depresión de Guadalest, Arco de Aguilas, etc), se identifican generalmente fallas activas con tasas de desplazamiento inferiores a 0,09 m/ka (Silva *et al.*, 2003). Por su parte, en la Cordillera Bética, se estiman tasas de desplazamiento mayores, de 0,06 a 0,5 m/ka en la Cuenca de Granada y de 0,03 a 0,28 m/ka en la Cuenca de Guadix-Baza (Sanz de Galdeano *et al.*, 2012).

Las tasas de desplazamiento estimadas para la falla de Sierra Palomera pueden parecer anómalamente elevadas en comparación con dichas regiones. La explicación podría atribuirse al hecho de que en las Béticas la deformación cortical se acomoda a lo largo de diversas estructuras tectónicas importantes. Sin embargo, en la Cordillera Ibérica, la extensión asociada al *rifting* del Golfo de Valencia es acomodada de manera discontinua por las distintas fallas normales principales.

Contribución del estudio de la falla de Sierra Palomera al contexto morfogenético de la fosa del Jiloca

Como se ha comentado en el planteamiento de este trabajo, se han propuesto tres modelos morfogenéticos para la fosa del Jiloca en función de la importancia relativa de los procesos erosivos frente a los procesos tectónicos extensionales neógenos.

Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) defienden el origen exclusivamente erosivo de la fosa del Jiloca condicionado por el relieve compresivo paleógeno. La falla de Sierra Palomera presentaría una escasa continuidad lateral y un salto en la vertical de unas decenas de metros. Se trataría por tanto de una falla normal originada por mecanismos de *flexural-slip* sobre el flanco oriental invertido de Sierra Palomera y que apenas alteraría la estructura mesozoica infrayacente.

Gracia *et al.* (2003) y Gutierrez *et al.* (2010, 2012) consideran la fosa del Jiloca como un polje controlado estructuralmente en sus etapas iniciales de formación, con un rebajamiento kárstico de 300 m y un salto vertical de la falla principal de Sierra Palomera inferior a 100 m.

Rubio y Simón (2007), Rubio *et al.* (2007) y Simón *et al.* (2010) defienden el origen tectónico de la fosa del Jiloca, controlada por fallas neógeno-cuaternarias con saltos hectométricos (entre 400 y 500 m para la falla de Sierra Palomera), coherentes con el campo de esfuerzos reciente de la fosa del Jiloca en relación con el *rifting* del Golfo de Valencia.

En este trabajo, se ha estimado un salto máximo post-Plioceno medio para la falla de Sierra Palomera a partir de la deformación que presenta la Superficie de Erosión Fundamental de entre 43 y 460 m, significativamente superior al propuesto por los modelos morfogenéticos erosivos.

Además, se han identificado evidencias de la falla principal de Sierra Palomera en áreas del frente montañoso en las cuales los materiales jurásicos del flanco oriental no se encuentran invertidos, sino que presentan buzamientos entre 50° y 60° E e incluso buzamientos suaves hacia el O (alrededor de 20°) asociados a los pliegues menores en el sector central del frente montañoso.

Por otro lado, la existencia de paleorrelieves constituidos por materiales mesozoicos y localizados a alturas relativamente bajas en el fondo de la fosa del Jiloca ha sido argumentado como punto a favor de los procesos erosivos dominantes en la formación de la fosa del Jiloca y, por tanto, de la escasa entidad de la falla de Sierra Palomera (Cortés y Casas, 2000; Casas y Cortés, 2002; Gracia *et al.*, 2003; Gutierrez *et al.*, 2010, 2012). Sin embargo, como se ha indicado en el estudio estructural, la zona de falla de Sierra Palomera presenta una marcada estructuración en *horsts* y *grabens* (Fig. 4), confirmada tanto con observaciones de campo, como con técnicas indirectas (modelo digital de elevación y prospección geofísica). Esta estructuración tectónica, y no los procesos erosivos, condicionaría la presencia de los paleorrelieves mesozoicos en el margen oriental de la fosa del Jiloca, como se identifica en el sector sur de Sierra Palomera (Fig. 4C).

La presencia de anomalías magnéticas subsuperficiales pero con continuidad en profundidad afectando a depósitos cuaternarios del piedemonte de Sierra Palomera, así como las deformaciones identificadas en dichos materiales, son indicativos de actividad tectónica reciente. Asimismo, el estudio morfotectónico atribuye una actividad tectónica significativamente rápida a la falla Sierra Palomera.

Todo ello apoyaría el origen tectónico de la fosa del Jiloca, controlado en su sector centro-oriental por la falla de Sierra Palomera que presenta un salto de 450 m y tasas medias de desplazamiento de 0,08-0,13 m/ka. Este control estructural en la formación de la fosa del Jiloca no sólo se desarrollaría durante las etapas iniciales de la depresión sino también durante el Cuaternario, identificándose múltiples evidencias de actividad tectónica reciente.

7. CONCLUSIONES

La falla de Sierra Palomera es una estructura extensional plio-cuaternaria originada por la inversión tectónica negativa de un cabalgamiento paleógeno asociado al pliegue anticlinal de Sierra Palomera. Presenta una longitud de 15,6 km y una dirección general NNO-SSE, con buzamientos que varían entre 54° y 87° O y cabeceos de 75° N a 70° S.

Asociadas a la falla principal de Sierra Palomera, se identifican todo un conjunto de estructuras tectónicas sintéticas y antitéticas con ella, que confieren a la zona de falla de Sierra Palomera una estructuración en *horsts* y *grabens*. Esta estructuración es la responsable de la presencia de relieves jurásicos al pie del frente montañoso.

La falla de Sierra Palomera presenta un salto máximo post-Plioceno medio en torno a los 450 m. Este salto ha sido estimado a partir de múltiples aproximaciones: 1) el escarpe morfológico superior a 320 m del frente montañoso de Sierra Palomera; 2) el basculamiento de la Superficie de Erosión Fundamental hacia la Sierra del Pobo; y 3) el desplazamiento de dicha Superficie de Erosión Fundamental identificado en la región de Sierra Palomera. La determinación del salto máximo de entre 430 y 460 m permite estimar tasas medias de desplazamiento para la falla de Sierra Palomera que varían entre 0,08 y 0,13 m/ka.

La principal expresión morfológica de la falla de Sierra Palomera es un frente montañoso de dirección NNO-SSE, con una altitud respecto al fondo de la fosa del Jiloca que llega a alcanzar los 500 m. El estudio morfotectónico de dicho frente montañoso ha permitido la clasificación de la falla de Sierra Palomera como estructura tectónica activa y relativamente rápida, con tasas de desplazamiento estimadas entre 0,08 y 0,5 m/ka.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, me gustaría expresar mi agradecimiento al director de este trabajo, José Luis Simón, por el apoyo y su ayuda a lo largo de su realización. Agradecer también a Oscar Pueyo su inestimable ayuda en la elaboración de las campañas de prospección geofísica así como por el procesado de los datos obtenidos y su interpretación. Del mismo modo, a Lope Ezquerro por su colaboración durante la realización de dichas campañas de prospección. Agradecer a Asunción Soriano su ayuda en la identificación de los aspectos geomorfológicos y a Teresa Lamelas la elaboración del modelo digital de elevación.

Agradecer también a todas aquellas personas con las que he compartido todos estos años de Facultad, en especial a Reyes, por su apoyo y ánimo incondicional. Gracias por todos esos “cafés”.

Finalmente, quiero dar las gracias a mi familia por todo el apoyo durante los años de licenciatura y de máster, por su ayuda en el trabajo de campo y porque sin ellos no sería quién soy.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Arlegui, L.E.; Simón, J.L.; Lisle, R.J. y Orife, T. (2005): “*Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion*”. *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1989): “*Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica Central (provincia de Teruel). Relación tectónica-sedimentación*”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2 (1-2): 65-75.
- Aurell, M. y Meléndez, G. (2008): “*El Jurásico de Sierra Palomera: sedimentología marina y paleoecología*”. En: *XLII Curso de Geología Práctica. El Mesozoico de la Cordillera Ibérica: cuencas sedimentarias, tectónica y magmatismo*. Universidad de Verano de Teruel: 15-28.
- Azañón, J.M.; Pérez-Peña, J.V.; Giaconia, F.; Booth-Rea, G.; Martínez-Martínez, J.M. Y Rodríguez-Peces, M.J. (2012): “*Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental y Central mediante análisis morfotectónico: el caso de Sierra Nevada y Sierra Alhamilla*”. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 225-238.
- Bádenas, B. (2001): “*Análisis sedimentológico y tectónica sinsedimentaria del Kimmeridgiense inferior en un sector marginal de la Cuenca Ibérica (Sierra Menera-Palomera, Teruel)*”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (1-2): 101-112.
- Bull, W.B. (2007): “*Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*”. Blackwell Publishing: 328.
- Bull, W.B. y McFadden, L.D. (1977): “*Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*”. En: *Geomorphology in Arid Regions*. D.O. Doehring, ed., Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton: 115-138.
- Calvo, J.M. (1993): “*Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica*”. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza: 355.
- Capote, R.; Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): “*Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera*”. En: *The Geology of Spain*. W. Gibbons y T. Moreno, eds., The Geological Society London: 384-397.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002): “*Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain*”. *Geomorphology*, 44: 19-46.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000): “*¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional?*”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4): 445-470.
- Fernández-López, S.; Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1985): “*Le Dogger et la Malm de la Sierra Palomera (Teruel)*”. *Le Jurassique des Iberides Occidentales*, série 2, vol. 2: 142-153.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (2005): “*Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain)*”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 77-94.
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, M. y Leránoz, B. (1988): “*Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica*”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 135-142.
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (2003): “*The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain)*”. *Geomorphology*, 52: 215-231.
- Gutiérrez, M. y Gracia, F.J. (1997): “*Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain)*”. En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction*

and Palaeoenvironmental Interpretation. M. Widdowson, ed., Geological Society Special Publication, 120: 147-158.

Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M.; Gracia, F.J.; McCalpin, J.P.; Lucha, P. y Guerrero, J. (2008): “*Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain)*”. *Geomorphology*, 102: 21-42.

Gutiérrez, F.; Gracia, F.J.; Gutiérrez, M.; Lucha, P.; Guerrero, J.; Carbonel, D. y Galve, J.P (2012): “*A review on Quaternary tectonic and nontectonic faults in the central sector of the Iberian Chain, NE Spain*”. *Journal of Iberian Geology*, 38: 145-160.

Hack, J.T. (1973): “*Stream-profile analysis and stream-gradient index*”. *U.S. Geol. Surv. J.Res.*, 1: 421-429.

Keller, E.A. y Rockwell, T.K. (1984): “*Tectonic Geomorphology, Quaternary Chronology and Paleoseismicity*”. En: *Developments and Applications of Geomorphology*. E. Costa y P. Jayfleisher, eds., Springer-Verlag: 203-239.

Lafuente, P. (2011): “*Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica Central)*”. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza: 338.

Lafuente, P.; Arlegui, L.E.; Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2011): “*Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, eastern Spain)*”. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1713-1732.

Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009): “*Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain)*”. *Tectonophysics*, 474: 144-159.

Machete, M.N. (2000): “*Active, capable and potentially active faults – a paleoseismic perspective*”. *Journal of Geodynamics*, 29: 387-392.

Mayer, L. (1986): “*Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts*”. En: *Active tectonics*. R.E. Wallace, ed., National Academy Press: 125-135.

McCalpin, J.P. (1996): “*Paleoseismology*”. *International Geophysics*, Volume 95, Academic Press: 588.

McCalpin, J.P. (2009): “*Paleoseismology*”. *International Geophysics*, Volume 95, Academic Press: 613.

Moreno, A.; González-Sampériz, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B.L. y Fletcher, W.J. (2012): “*Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A review from lacustrine sediments*”. *Quaternary Science Reviews*, 36: 139-153.

Olivé, A.; Hernández, A.; Moissenet, E.; Pardo, G. y Villena, J. (1983): “*Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 516 (Monreal del Campo)*”. IGME, Madrid.

Pueyo-Anchuela, Ó.; Casas-Sainz, A.M.; Soriano, M.A. y Pocoví-Juan, A (2011): “*Geophysical techniques applied to urban planning in complex near surface environments. Examples of Zaragoza, NE Spain*”. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36: 1211-1227.

Ramírez, J.I.; Olivé, A. y Moissenet, E. (1983): “*Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 541 (Santa Eulalia)*”. IGME, Madrid.

Rubio, J.C. y del Valle, J. (2005): “*Estudio de la evolución de régimen hidrológico en zonas húmedas drenadas: los humedales del Cañizar (provincia de Teruel, España)*”. *Investigaciones Geográficas*, 38: 47-63.

Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007): “*Tectonic subsidence v. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain)*”. *Geol. Mag.*, 144 (1): 127-141.

Rubio, J.C.; Simón, J.L. y Soriano, M.A. (2007): “*Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in an intramontane basin: the Jiloca graben (NE Spain)*”. *Hydrogeology Journal*, 15: 1565-1576.

Sanz de Galdeano, C.; García-Tortosa, F.J.; Peláez, J.A.; Alfaro, P.; Azañón, J.M.; Galindo-Zaldívar, J.; López Casado, C.; López Garrido, A.C.; Rodríguez-Fernández, J. y Ruano, P. (2012): “*Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera)*”. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 209-223.

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Bardají, T. (2003): “*Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity*”. *Geomorphology*, 50: 203-225.

Simón, J.L.; Rubio, J.C. y Soriano, M.A. (2010): “*Sobre el origen y edad de la depresión del Jiloca (Teruel, Cordillera Ibérica centro-oriental)*”. *Geogaceta*, 48: 183-186.

Simón, J.L.; Arlegui, L.E.; Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2012): “*Active extensional faults in the central-eastern Iberian*”. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 127-144.

SITAR (2013): Sistema de Información Territorial de Aragón.

Wallace, R.E. (1977): “*Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada*”. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1267-1281.