



Universidad
Zaragoza

Grado en Geología

Trabajo de fin de grado

Estructura de un sector de la Cordillera Ibérica



Autor: David Palacios Ortiz

Directores: Andrés Gil Imaz y Antonio Casas Sainz

Índice.

Resumen.....	2
Abstract.....	3
1.Introducción.....	4
1.1 Objetivos y planteamientos.....	4
1.2 Metodología.....	4
1.2.1 Trabajo de campo.....	4
1.2.2 Trabajo de gabinete.....	5
1.3 Contexto geográfico y geológico.....	5
1.4 Estratigrafía.....	7
2. Resultados.....	9
2.1 Macroestructura.....	9
2.2 Mesoestructura.....	14
2.2.1 Estructuras frágiles.....	14
2.2.1.1 Afloramientos con fallas.....	14
2.2.2 Estructuras dúctiles.....	19
2.2.2.1 Pliegues.....	19
3. Discusión e interpretaciones.....	22
4. Conclusion.....	24
5. Bibliografía.....	24

Resumen

En este trabajo se ha realizado un estudio de las estructuras tectónicas de los materiales Mesozoicos y Cenozoicos que afloran en el entorno de Calanda, Foz-Calanda y Mas de las Matas (Provincia de Teruel, Aragón), situados en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. El objetivo de este trabajo ha sido caracterizar con mayor precisión la estructura general de la zona de estudio y relacionarla tanto como con la evolución de la cuenca Ibérica durante sus etapas de *rift* mesozoico como con los diferentes episodios de acortamiento que ocurrieron durante la Cenozoico

El análisis macroestructural ha consistido en la realización y estudio de un mapa geológico detallado a escala 1:25000 y dos cortes geológicos. A escala mesoestructural se han elaborado esquemas de afloramientos significativos y se ha realizado proyecciones estereográficas de diferentes tipos de datos estructurales para poder realizar estudio geométrico, cinemático y dinámico para proponer un modelo de evolución.

A partir de los afloramientos analizados y de la cartografía elaborada se han podido realizar los cortes geológicos, que han permitido, de esta forma, definir la estructura general y de forma detallada. La tectónica de la zona es de piel fina, organizada en un conjunto de 4 cabalgamientos de escala kilométrica, todos ellos con vergencia norte y una dirección NW-SE que ponen en contacto los materiales triásicos y jurásicos con los oligocénicos. En el cabalgamiento más septentrional (cabalgamiento frontal), los estratos están organizados conformando un anticlinal asimétrico, de dirección WNW- ESE con el flanco norte muy verticalizado. A escala de afloramiento son abundantes las estructuras frágiles que se concentran de forma preferente en la Fm. Imón, la cual presenta posibles estructuras heredadas de las etapas extensionales mesozoicas, además de retrocabalgamientos.

Los pliegues aparecen distribuidos preferentemente entre la Fm. Cuevas Labradas del Jurásico inferior y el Jurásico superior. En la primera aparecen en estructura en “cartón de huevos”, es decir, como resultado de una interferencia de pliegues flexurales de orientación subperpendicular, de los cuales los más abundantes son los que tienen un eje E-W sobre los de eje N-S. En el Jurásico superior, los pliegues están relacionados entre sí por contactos mecánicos. Por un lado, se distinguen sinclinales simétricos con una dirección E-W y por otro, estructuras anticlinales con su traza axial plegada limitada por cabalgamientos, en forma de una estructura en pop-up. Por último se han cartografiado y analizado fallas direccionales que presentan una etapa de movimiento con una componente vertical relevante y otra puramente direccional sinistra. Estas fallas afectan a ambos flancos de los pliegues de escala kilométrica que afectan a las unidades del Jurásico.

Finalmente el trabajo ha permitido establecer un modelo de evolución estructural para la zona estudiada incluyendo una primera etapa extensional, a la que se asocia al depósito de la Fm. Utrillas en relación al funcionamiento de una falla normal, de orientación similar a la del actual cabalgamiento frontal, y otra compresiva a la que se asociarían el desarrollo de, al menos, tres etapas de acortamiento Cenozoico.

Abstract

In the current work a study has been carried out about the tectonic structures of the Mesozoic and Cenozoic outcrops around Calanda, Foz-Calanda and Mas de las Matas (Teruel Province, Aragon). These structures are found in the Linking Zone between Iberian Chain and the coastal Catalan Chain. The objective of this project its been to characterise more accurately the general area of study and related with the evolution of the Iberian basin during its stages of mesozoic rift and the different shortening episodes that took place during Cenozoic.

The macrostructural analysis has related to the elaboration and study of a geologic map in a 1:25000 scale and two cross sections. Schemes of significant outcrops haven been elaborated in mesostructural scale. Stereographic projections of different types of data have been carried out to realise a geometric, cinematic and dynamic study in order to propose an evolution model.

From the outcrops analysed and the cartography its been possible to carry out the cross sections. In this way defining the general structure and the shape in detail . The tectonic in the area is thin skinned, this is organised in a set of four thrusts of kilometric scale. all the thrust have north vergence and NW-SE direction that put in contact the jurassic and triassic materials with the oligocene materials. In the northern thrust (frontal thrust), the layers are organised forming an asymmetric anticlinal, with WNW-ESE direction with the northern flank very verticalized. In the mesoscale there are abundant fragile structures that are concentrated in the Imon Fm, which presents structures that possibly are inherited from the mesozoic extensional stages, besides from the reversed thrusts.

The folds are distributed mainly between the Cuevas Labradas low Jurassic formation and upper Jurassic materials. In the first formation a structure shaped like an eggs box appears, that is to say, that folding has been formed as result from the interference from the flexural folds of sub pendular orientation. The E-W axis folds are more abundant than the ones with a N-S axis. In the upper Jurassic the folds are separarate by mechanic contacts. On one side symmetric syncline with E-W direction are differentiated and on the other side anticlinal structures with its axial trace folded, limited by thrusts shaped in pop-up structure. Lastly strike-slip faults have been cartographed and analysed, one of them presents an stage of movement with a vertical component and the other is purely left-lateral directed. These faults affect both flanks of the folds belonging to the kilometric scale that alter the units from the Jurassic.

This work has made possible to establish an evolutive structural model for the studied area including the first extensional stage, this is associated with the deposit of the Utrillas Fm in relation to the functioning of a normal fault of similar orientation to the actual frontal thrust and the cenozoic compressive stage, which is associated with at least 3 shortening stages.

1. Introducción

1.1 Planteamiento y objetivos

Desde el punto de vista geológico el valle del Guadalope se sitúa en la Cordillera Ibérica en concreto, en su Rama Aragonesa, justo en el límite sur con la Cuenca del Ebro; a su vez forma parte de la denominada Zona de Enlace (Guimerà, 1983) entre la Cordillera Ibérica y los Catalánides. Su estructura general se caracteriza por una “tectónica de piel fina” determinada por un conjunto de cabalgamientos y pliegues con una dirección E-O en la parte más meridional y NW-SE en la parte más septentrional. Desde el punto de vista de la Geología Estructural es un lugar de gran interés debido a que presenta una gran diversidad de estructuras a escalas macro y mesoscópica principalmente, las cuales nos permiten estudiar el acortamiento y evolución de la zona dentro del marco de la orogenia Alpina.

Dado que es una zona de relativo fácil acceso y estudio de los materiales, se planteó, como objetivo principal un estudio estructural de las unidades que afloran a lo largo del valle de Guadalope, ya que algunas reflejan muy bien la deformación ante los esfuerzos tectónicos, así como las variaciones laterales de las mismas hacia el oeste. Además de realizar una cartografía en detalle de la zona, es posible llevar a cabo un estudio estructural detallado a partir de los buenos afloramientos.

Para poder llevar a cabo este estudio estructural se establecieron diversos objetivos secundarios que son: la realización de una cartografía a una escala de 1:25000, la toma de datos estructurales en el campo y su consecuente análisis y la elaboración de dos cortes geológicos en los dos diferentes sectores de la zona de estudio.

1.2. Metodología

1.2.1 Trabajo de campo

El método de trabajo ha sido de carácter inductivo. Mediante las observaciones tomadas en el campo y su tratamiento en gabinete se ha podido realizar un análisis estructural de la zona de estudio.

Basándonos en la cartografía de la hoja nº 494 (Calanda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 (Gálvez *et al.*, 1975) se han llevado a cabo salidas a la zona de interés gracias a las cuales se ha podido realizar un mapa geológico de la zona del valle del Guadalope. Para poder planificar de forma correcta las diferentes salidas de campo, las primeras se centraron en la realización de la cartografía geológica mediante la toma de medidas sobre las estructuras de escala cartográfica, orientadas a la definición de contactos entre las unidades aflorantes, polaridad de la serie y la determinación de la orientación y geometría de los elementos estructurales principales, tales como fallas y pliegues. Todos estos datos aportan la información básica para poder realizar el trabajo de gabinete de forma simultánea y permitir un *feed-back* entre trabajo de campo y gabinete. En cuanto a la recopilación de los datos mesoestructurales, se ha enfocado en el análisis de diferentes afloramientos de interés para poder definir los rasgos más característicos (geométricos, cinemáticos o dinámicos) de diferentes estructuras que puedan ayudar a comprender su evolución. Por último, también se realizaron varias salidas de campo para resolver las diferentes dudas o situaciones que requerían un mayor estudio para poder ser solucionadas correctamente.

1.2.2. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete ha consistió en la elaboración de un mapa geológico en detalle, dos cortes geológicos a partir de este, de los datos tomados en el campo, y diversas figuras junto a los estereogramas correspondientes de las principales estructuras. En primer lugar los datos tomados en las diferentes salidas han permitido realizar una cartografía a escala 1:25000 de mayor precisión del entorno de Calanda y Mas de las Matas, que la existente, a escala 1:50000, en la hoja 494 del Mapa Geológico Nacional (Gálvez *et al.*, 1975). Por otra parte, junto con el mapa, se han realizado varias proyecciones estereográfica con la ayuda del software *Stereonet* (Allmendinger., 2012), de todos los datos estructurales recogidos para su posterior interpretación.

Un segundo aspecto metodológico de gabinete ha contemplado la realización de dos cortes geológicos de la zona occidental y oriental a la misma escala que el mapa para poder comprobar la variación lateral de las diferentes estructuras más relevantes y definir la geometría de la estructura general de la zona de estudio. En algunos casos estos cortes geológicos se han complementado con esquemas a escala de afloramiento para complementar su información en los casos que fuera necesario una menor escala.

1.3. Contexto geográfico y geológico

La zona de estudio se situó en la provincia de Teruel (Aragón) a escasos kilómetros hacia el sur del pueblo de Calanda (Figura 1) e incluyendo en esta el pueblo de Foz-Calanda situado en el valle del Guadalope. El limite sur se esta al norte de la localidad de Mas de las Matas, el area de la zona de estudio es de unos 92 Km².

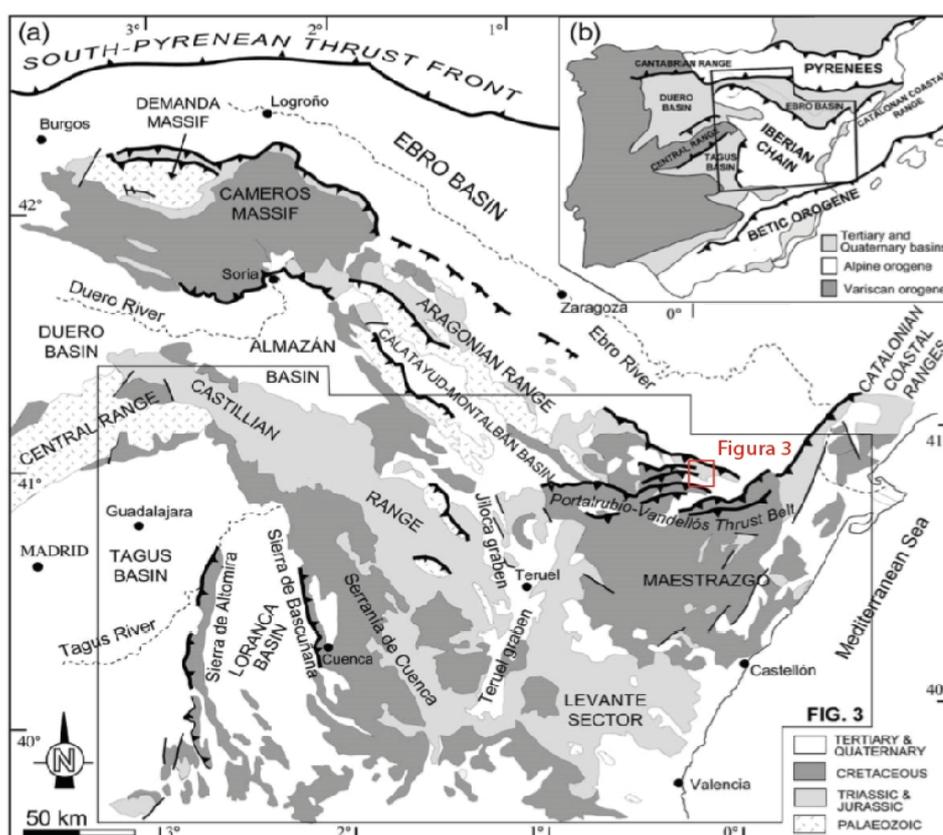


Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio en la zona de enlace. Modificado de Liesa y Simón (2009).

Desde el punto de vista geológico, Calanda se situó en la terminación oriental de la Cordillera Ibérica, lindando con la Cuenca cenozoica de Teruel, concretamente en el frente norte de la denominada “zona de enlace” entre aquella y la Cordillera Costero Catalana (Figura 1). Este dominio está constituido por pliegues y cabalgamientos de dirección predominante E-W y con vergencia hacia el norte. Ésta dirección parece facilitada por fallas de zócalo preexistentes con esta misma orientación (Guimerà 1983). La deformación, mediante pliegues y cabalgamientos, en la zona de enlace se concentra en su sector septentrional, mientras que en el sur queda limitada a fallas direccionales y cubierta por depósitos subhorizontales. El zócalo paleozoico de la zona de enlace aflora en el sector de Puigmoreno y está representado por materiales turbidíticos de edad Carbonífera (Gozalo y Liñán, 1988). Los niveles de despegue pueden ser dos. Por encima, de forma discordante se dispone el Triásico inferior en facies Buntsandstein que representa el “tegumento” a escala de cadena. Por encima y tras un tramo transicional correspondiente al Röt, se dispone el Triásico medio en las facies Mushchelkalk compuesto por margas, con una gran abundancia de estructuras de una escala menor (Guimerà 1988). Por otro lado, las facies Keuper, constituyen el nivel de despegue principal de las estructuras más importantes, y desempeñan un papel importante en la formación de los principales cabalgamientos y pliegues de la zona de enlace. En este sector de la Zona de Enlace, la cobertura queda representada, casi de forma exclusiva las unidades mesozoicas pertenecientes al Jurásico (Guimerà 1983). Algunas estructuras cambian de dirección respecto a la general debido a que en algunas zonas de las fallas de zócalo de dirección NE-SW reanudaron su movimiento durante la compresión. El conjunto de materiales mesozoicos (triásicos, jurásicos y del Cretácico inferior) del valle del Guadalupe fueron depositados durante la fase de rift que generó estructuras de graben complejas articuladas en las fallas tardihercínicas las cuales controlan la dirección general del sistema de surcos que es de NW-SE, el cual funcionará hasta el fin de la etapa de compresión (Archée *et al.*, 1992). Este proceso de distensión se ha asociado con una intrusión de una pluma mantélica en la región de Castellón – Valencia (Burke y Dewy., 1973). Durante el Jurásico, la subsidencia paso a ser térmica, generando un conjunto de transgresiones provenientes del Tethys situado al SE de la cuenca, durante las cuales se depositaron los paquetes calcáreos característicos de este periodo. Conforme la subsidencia disminuyó, dio paso a regresiones marinas acompañadas de depósitos de arenas y lutitas las cuales representan el Cretácico inferior (Canérot, 1974; Morillo y Meléndez, 1972; Viillard, 1973). En el Cretácico inferior hubo una nueva etapa flexural debido a la apertura del golfo de Vizcaya, dando lugar a la última transgresión mesozoica, la cual traspasó los límites del aulacogeno celtibérico, el fin de esta etapa y su regresión asociada hacia las partes orientales del sistema ibérico que da registrada por las arenas de la Fm. Utrillas en las zonas más elevadas.

Durante el Cenozoico, como resultado de la rotación antihoraria de la placa africana sobre la recién independizada placa ibérica, se genera una etapa de compresión que conlleva una inversión tectónica (Alvaro *et al.*, 1979). Esto estructura a la Cordillera Ibérica con una doble vergencia, debido a dos direcciones de compresión transversales entre sí, uno desde las Baleares/Béticas con una dirección NW-SE y otro más intenso desde los Pirineos (debido a su cercanía) con una dirección de NE-SW (Alvaro, 1975; Gómez y Babín, 1973; Alvaro y Capote, 1973; Liesa y Simón, 2009; Liesa, 2011). La compresión Alpina originó las estructuras NW-SE, que estaban controladas por las fallas de zócalo tardihercínicas. En las zonas donde estaban dispuestas en la dirección paralela a la compresión Bética pueden encontrarse pliegues transversos a los NW-SE. Las fallas de zócalo de dirección NW-SE fueron reactivadas como cabalgamientos de gran ángulo con cierta componente dextral. Esta etapa perdura hasta el Oligoceno, durante el cual comienza el depósito del Cenozoico dando depósitos tanto orogénicos como post-orogénicos.

1.4. Estratigrafía

-Mesozoico

Los materiales triásicos quedan representados por sus últimas dos divisiones, las Facies Keuper y la Formación Imón.

La unidad más antigua que aflora en la zona de estudio son las Facies Keuper, con una potencia aproximada de 150 metros (Martín-Fernández et al., 1977), la cual varía en función de la estructura. Estas facies quedan representadas en el núcleo del anticlinal de Calanda y en los cabalgamientos principales (Figura 3 y Anexo 1). Su litología es fácilmente reconocible, ya que se trata de lutitas y yesos versicolores, estos últimos tienen una representación en los núcleos de las estructuras, como el anticlinal frontal (Anticlinal de Calanda) y se disponen en forma de estratos tabulares a ondulados y los niveles de despegue de los diferentes cabalgamientos.

La Formación Imón se apoya sobre las facies Keuper de forma concordante. Está compuesta por dolomías microcristalinas organizadas en estratos decimétricos, en referencia a su distribución en las estructuras suelen dar lugar a las principales crestas topográficas.

Las unidades jurásicas están muy bien representadas, además son las que están involucradas y registran en las principales deformaciones y estructuras en la zona de estudio formando los principales cabalgamientos.

Los materiales Rhetiense – Hettangiense, están representados por la Formación Cortes de Tajuña, la cual se apoya en la Fm. Imón, habiendo un tránsito gradual entre ambas unidades. Formada por carnioles masivas con dolomías rojas vacuolares (Martín-Fernández *et al.* 1977), que albergan olistolitos de las Facies Muschelkalk. Debido a su génesis, presentan una variación de potencia a lo largo de la zona de estudio. Además está afectada por varios sistemas de cabalgamientos siendo estas el nivel de despegue. Su potencia varía entre 200 m y 150 m, es menor hacia el sur de la zona, lo cual es común en esta formación ya que muchos de sus tramos presentan disoluciones durante la diagénesis temprana que eliminan los materiales más solubles, restando volumen rocoso de forma irregular (Bordonaba *et al.*, 1999).

Las formaciones Cuevas Labradas, Cerro del Pez y Barahona, se sedimentan durante el Sinemuriense hasta el Pliesbaquiense.

La Formación Cuevas Labradas está compuesta por calizas micríticas con niveles de biomicritas, distribuidas en estratos métricos tabulares en la base y decimétricos ondulados hacia el techo, siempre con una estratificación bien definida. En total sumará unos 50 m de potencia. Es concordante a techo y base.

En el flanco sur del anticlinal de Calanda en su parte occidental y en el sur de la zona de estudio se pueden identificar las formaciones descritas más abajo, con mayor o menor representación en función de si se encuentran cerca del antiforme o forman parte del cabalgamiento central.

La Formación Cerro del Pez tiene escasa representación en cuanto a potencia, se compone de una alternancia de margas y calizas, distribuidas en estratos decimétricos. Aparece bien representada al sur de la zona, ya que en el norte (anticlinal de Calanda) no aparece por que la formación Barahona y Cuevas labradas presentan un contacto mecánico por falla normal.

La Formación Barahona consiste en calizas arenosas bioclásticas con un gran contenido fosilífero (braquiópodos, bivalvos, belemnites y algunos amonites) de colores marronáceos cuya potencia oscila entre los 5 y 7 m.

La Formación Turmiel presenta una potencia de unos 20 m, y queda bien representada al sureste de Foz Calanda. Esta unidad está compuesta por margas rojas y amarillas con intercalaciones hacia techo de bancos margocalcáreos. El contenido fósil es muy alto, principalmente Equinodermos, Lamelibranquios y numerosos braquiópodos y cefalópodos.

De forma concordante se depositan las calizas grises graveolíticas. Hacia techo está la capa de Arroyo frío, la cual es un nivel guía de ooides y pisoides ferruginosos (Aurell *et al.*, 1999), que indica que esta formación se depositó durante el Calloviense inferior y medio.

El Oxfordiense medio está bien representado en el entorno de Foz Calanda, en el flanco sur del anticlinal de Calanda. De la Fm. Yátova es característico las esponjas que componen el contenido fosilífero de esta y las biozonas definidas a partir de las diferentes especies de ammonites, además de braquiópodos y bivalvos. Se depositan de forma concordante con la capa de Arroyo frío. (Aurell *et al.*, 1999).

En cuanto al Jurásico superior, los dos primeros pisos formados por las formaciones Sot de Chera y Loriguillas (Oxfordiense – Kimmerdigense Superior) no están representadas de una forma importante, ya que su potencia es muy reducida. Esto se debe a que la zona de estudio se encuentra en el borde de cuenca, donde su sedimentación fue muy limitada (Aurell *et al.*, 1999). En cambio la Fm. Higuieruelas, tiene una gran representación en el sur de la zona de estudio, acumulando hasta 85 m de potencia divididos en 5 tramos según (Marín Fernández *et al.*, 1977). Su litología es calcárea, con presencia de oncooides, ooides, bioclastos, equinodermos, fragmentos de corales y bivalvos. Su textura va desde Packstone a Grainstone.

En la zona de estudio durante el Albiense se depositó sobre cualquier unidad jurásica infrayacente las arenas de la Fm. Utrillas. En cuanto a la litología son un conjunto de arcillas arenosas abigarradas, ferruginosas y localmente lignitíferas y caoliníticas. La distribución de estas facies en la zona de estudio se concentra al sur de esta misma, con una potencia indeterminada.

En cuanto a los sedimentos pertenecientes a los pisos Cenomaniense – Coniaciense tienen una litología de calizas dolomíticas bioclásticas con Rudistas. Su distribución es la misma que la de las facies Utrillas, y su potencia varía entre los 20m a 30m a lo largo de la zona (Marín *et al.*, 1977).

-Cenozoico

Los materiales correspondientes al Oligoceno están compuestos por conglomerados calcáreos con matriz lutítica (Figura 2) depositados geometrías canaliformes discordantes a la serie anterior. Su potencia se estima en 1000m (González, 1989) (Figura 2 A, B, C) en la zona de estudio son de gran interés, ya que tanto por su potencia, orientación (Figura 2 D) como por su polaridad al sedimentarse son indicativos de la evolución de las diferentes estructuras que hay en el entorno de Calanda y Foz-Calanda. Estos materiales pertenecientes al Oligoceno aparecen depositados con geometrías canaliformes, las cuales son un buen criterio estratigráfico para determinar la polaridad de la serie y presentan en la actualidad un buzamiento notable (110°/50°S) (Figura 2) Los mayores espesores conservados se sitúan entre el cabalgamiento frontal, el cual tiene asociado el anticlinal de Calanda, y el que levanta los materiales que forman el Tolocho. En cuanto a la polaridad de la serie se ha escogido dos criterios clásicos, el primero es el análisis de la convexidad de la superficie erosiva y el segundo observar la evolución granulométrica de los niveles de conglomerados. Los depósitos canaliformes (TH), tienen una base erosiva convexa hacia muro hacia techo y la evolución de su tamaño de grano presenta una evolución granocreciente hacia techo en algunos casos. (Miall, 1978).

La polaridad de la serie Cenozoica en la zona de estudio se tratará con mayor detalle en la discusión.

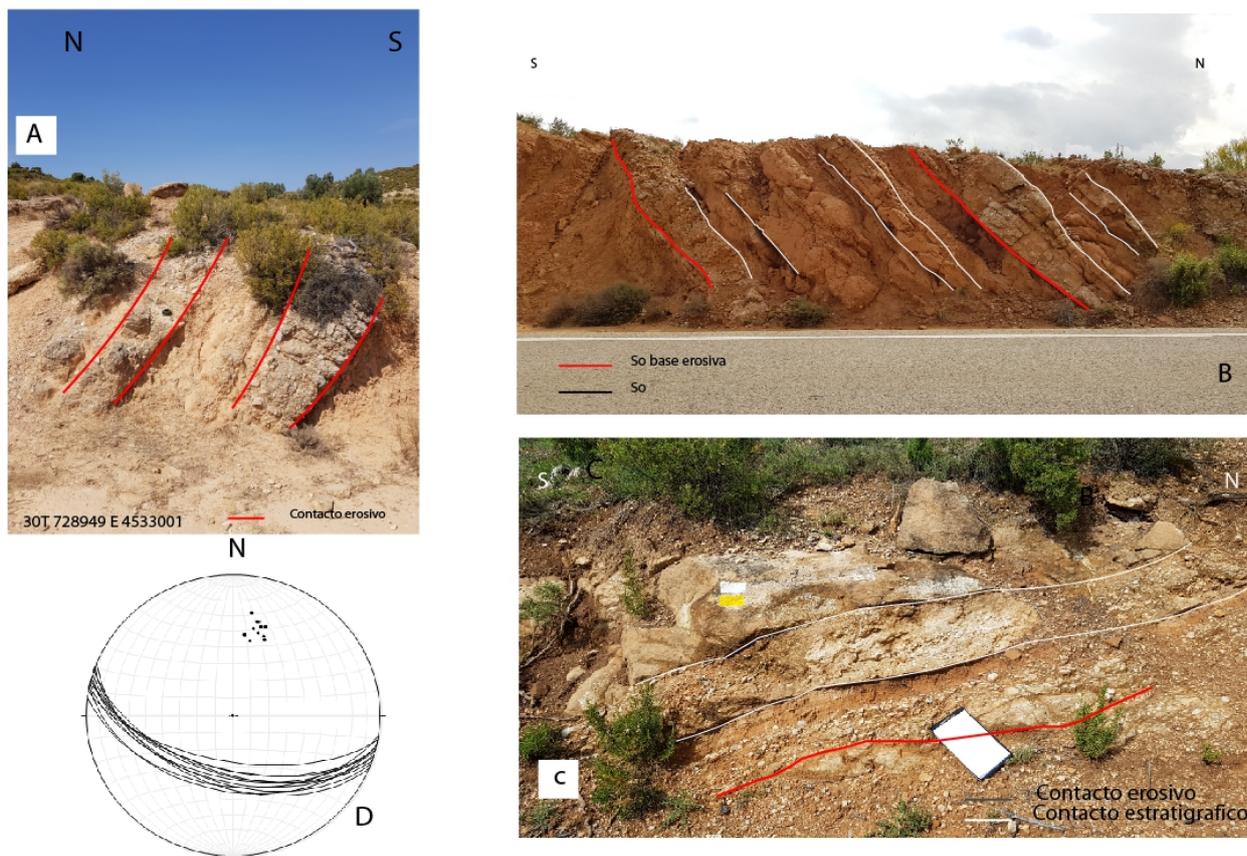


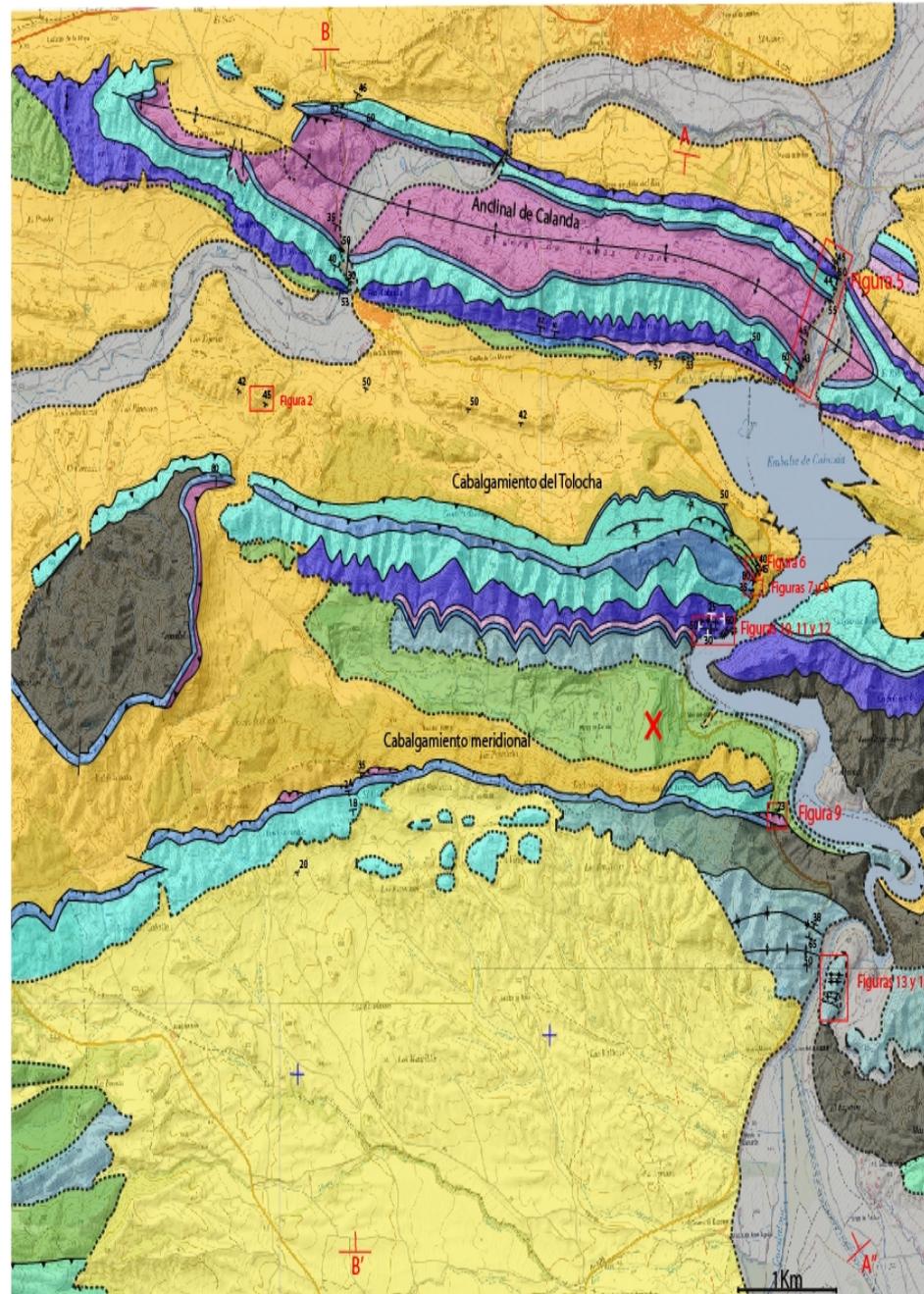
Figura 2. A, B y C) Aspecto y esquema de los diferentes afloramientos pertenecientes al Oligoceno. D) representación del plano de estratificación y sus correspondientes polos de los estratos del Oligoceno.

Los materiales más modernos de la zona de estudio son los correspondientes al Mioceno, los cuales están dispuestos de forma subhorizontal y discordantemente respecto al resto de materiales de la zona. Están distribuidos al sur de ésta y están compuestos por una alternancia de margas con calizas con una potencia de 70m y hacia techo 10m de materiales margo-conglomeráticos.

2. Presentación e interpretación de los resultados

2.1 Macroestructura

En este apartado se expondrán los resultados macroestructurales de los materiales Mesozoicos y Cenozoicos en la zona de estudio, obtenidos a partir de la realización de la cartografía (Figura 3 y Anexo 1), los cortes geológicos (Figura 4) y las observaciones de campo a escala de afloramiento.



Anexo 1.
Mapa a escala 1:25000

Figura 3. Mapa geológico realizado a partir de los datos de campo. Además este mapa aparece a un tamaño mayor en el Anexo 1.

La macroestructura se caracteriza por tener pliegues y cabalgamientos de dirección general E-W, organizados en un sistema de 4 cabalgamientos imbricado con vergencia al norte, con desplazamientos verticales y horizontales de escala kilométrica poniendo en contacto los materiales triásicos de bloque inferior con los cenozoicos de bloque superior. El triás superior en facies Keuper, constituye el nivel de despegue a escala regional.

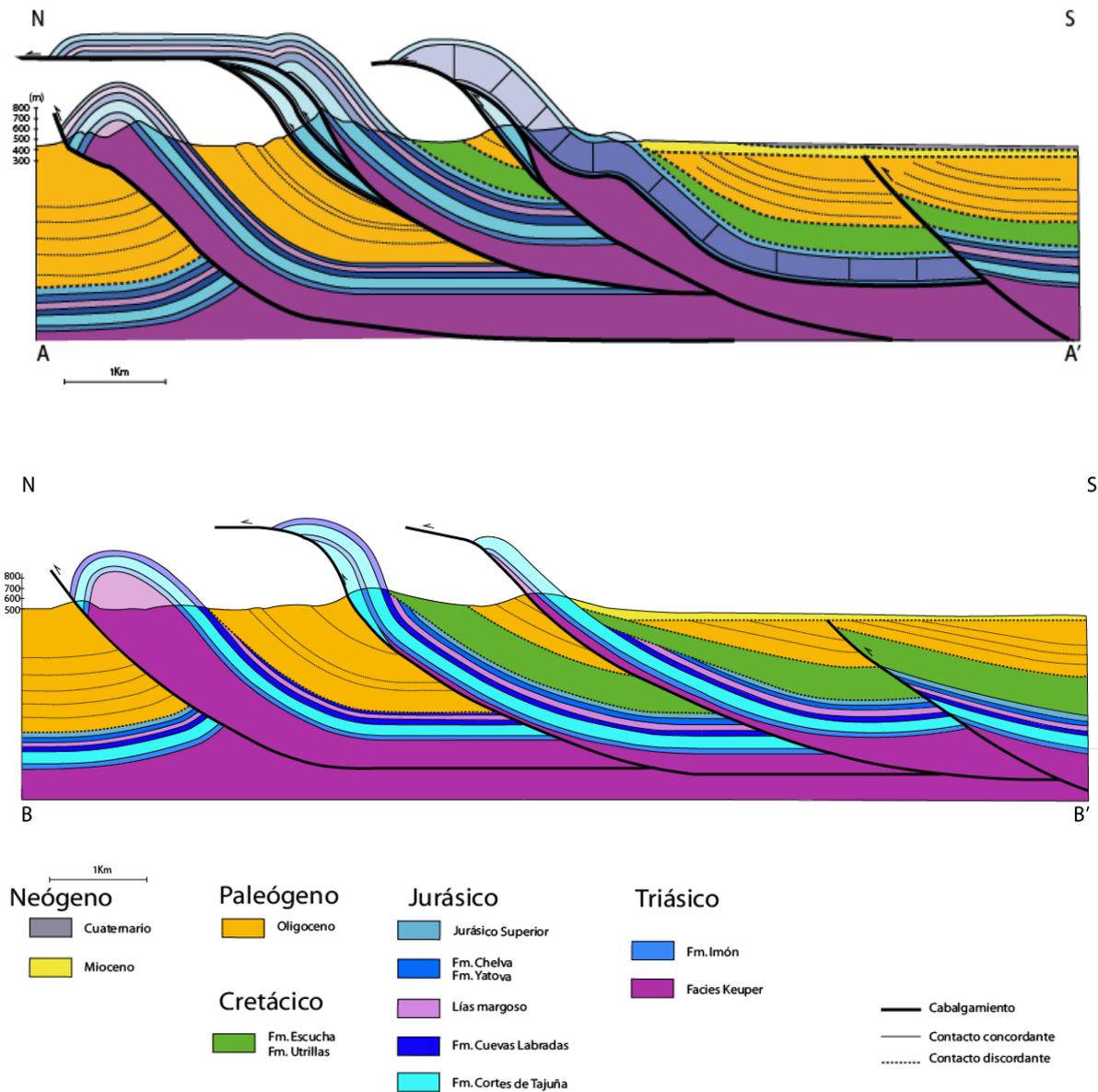


Figura 4. Cortes geológicos realizados a partir de la cartografía de la zona de estudio, ampliados en Anexo 2. Su traza fue definida sobre el mapa cartografiado de la zona(Figura 1).

El cabalgamiento frontal (Figura 3) situado en la parte más septentrional tiene un pliegue anticlinal con vergencia hacia el norte y con una dirección del eje, aproximadamente, NW-SE (Figura 5). El pliegue se asocia a una rampa de bloque superior que involucra a los materiales desde las Facies Keuper como núcleo del pliegue y representa el nivel de despegue para los materiales pertenecientes al Jurásico inferior y medio.

Las capas que controlan la flexión de este pliegue son las pertenecientes a la Fm. Cortes de Tajuña, ya que son las de mayor potencia, (de acuerdo con los modelos de plegamiento de Price y Cosgrove,

1990). Su flanco frontal (112/45NE; 133/50NE; 120/44NE; 126/66NE) en la parte oriental tiene un buzamiento similar al flanco trasero (114/45S; 103/67S; 106/35S; 104/50 S; 110/47S; 104/65S) , mientras que al oeste se va acrecentando el buzamiento hasta ponerse casi vertical (Figura 5). El buzamiento de la rampa del cabalgamiento se puede deducir a partir del flanco trasero de bloque superior, ya que atendiendo a las bases de la geometría de cabalgamientos, existe el “template constraint”, que consiste en que el rellano de bloque superior buza lo mismo que la rampa de bloque inferior (Suppe 1985).

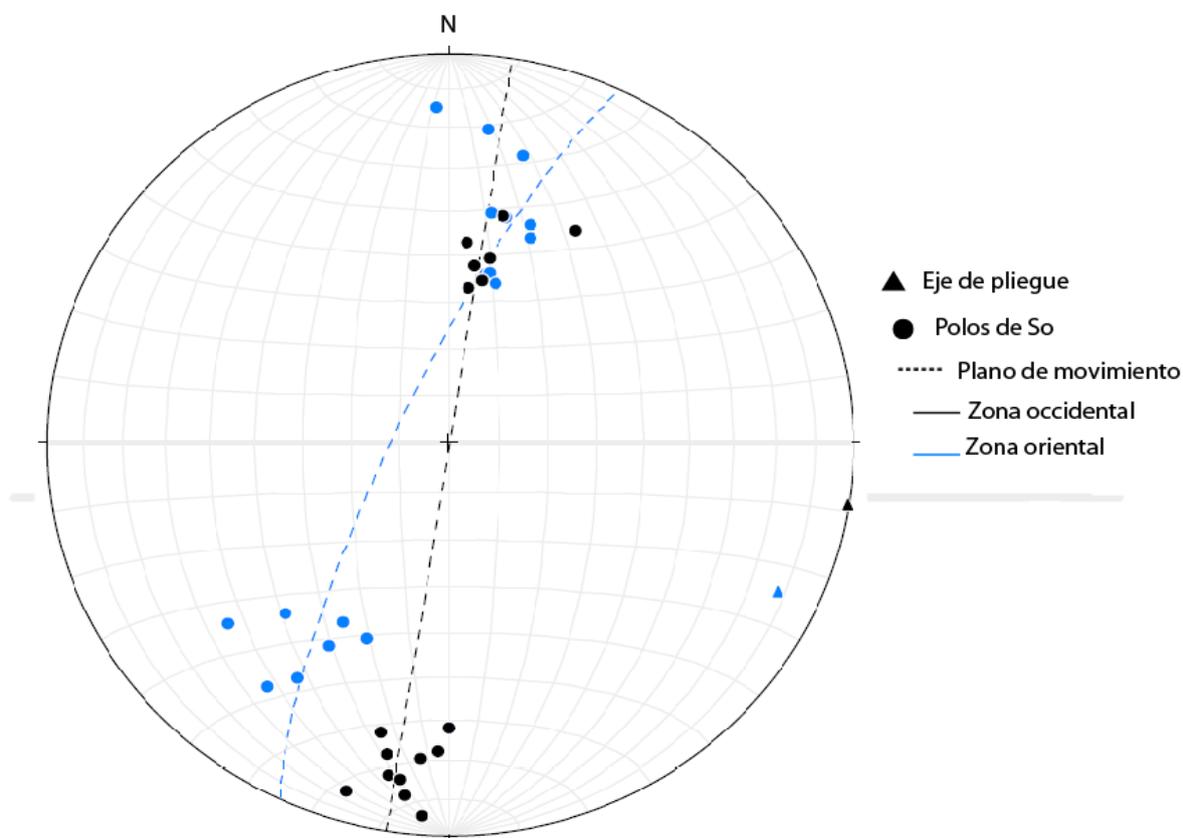


Figura 5. Estereograma (Proyección equiareal, hemisferio inferior) de los polos de la estratificación (So) medida en los flancos del anticlinal de Calanda tanto en la zona oriental como occidental. Ambos con un eje de orientación semejante.

El cabalgamiento que levanta los materiales que forman el Cerro Tolocho (Figura 6 A), presenta geometría de rellano en el bloque superior y de rampa en el inferior. Su orientación media es de 090/50S. Este cabalgamiento pone en contacto los materiales Jurásicos pertenecientes a la Fm. Cortes de Tajuña con los cenozoicos en la mayoría de su extensión.

En el frente de este cabalgamiento aparecen varias escamas de cabalgamiento, repitiendo la serie estratigráfica, en concreto las Fm. Imón y Cortes de Tajuña. En la zona de la carretera A-226 Calanda Mas de las Matas este cabalgamiento pone en contacto la Fm. Utrillas con el cenozoico, la cual a su vez es cabalgada por la Fm. Escucha y las Facies Keuper. El buzamiento de la Fm. Imón aumenta de muro (105/40S) a techo (98/73S) (Figura 6 B). Hacia el oeste el cabalgamiento es entre la Fm. Cortes de Tajuña en bloque inferior y Fm. Imón en bloque superior. En este cabalgamiento se han podido

identificar dos escamas de cabalgamiento (horses) que están constituidas por las Formaciones Imón y Cortes de Tajuña.

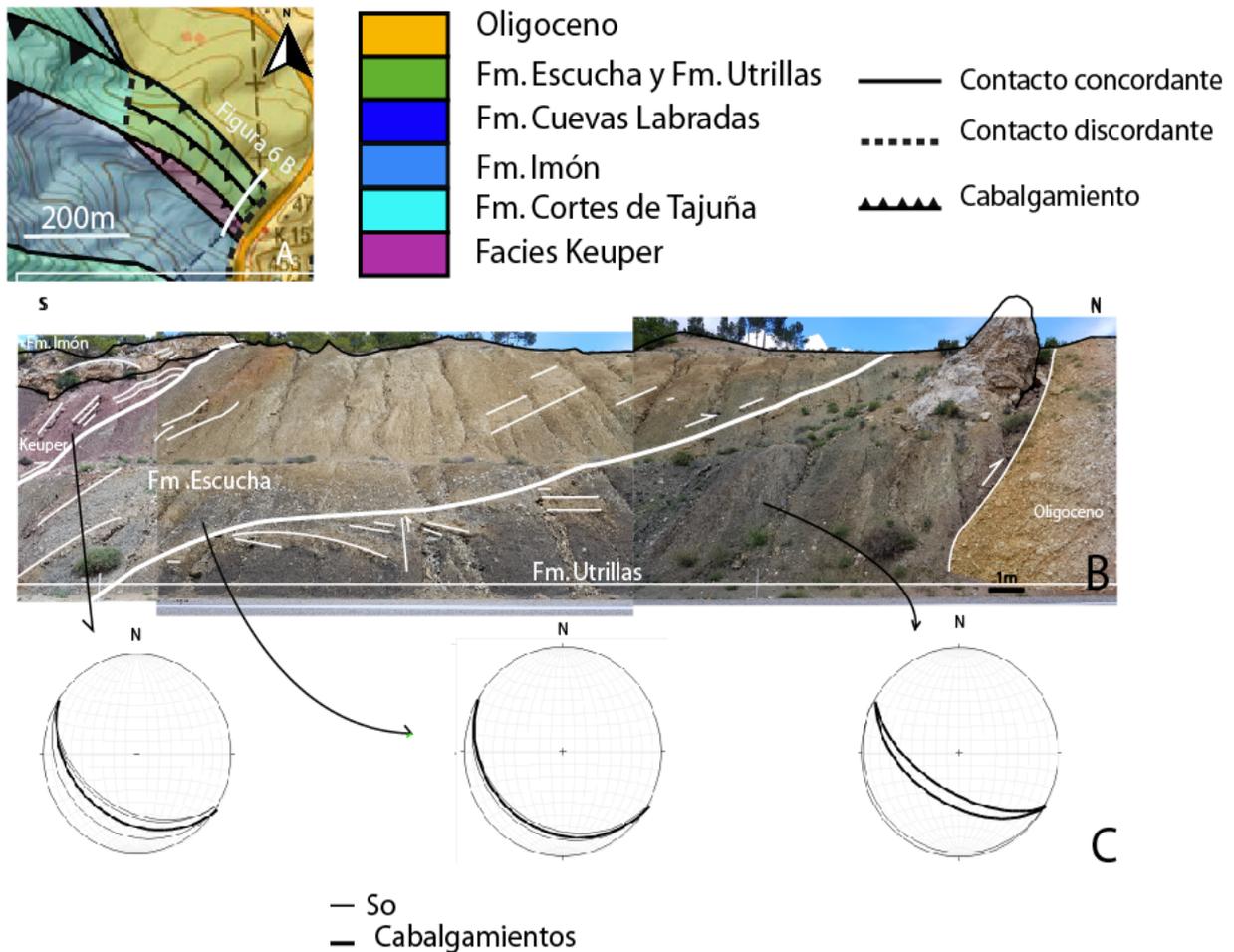


Figura 6. A) Situación geológica del afloramiento de Cerro Tolocha junto con su leyenda (Para su localización ver Figura 3. B) Aspecto de campo y croquis de los cabalgamientos centrales del afloramiento de Cerro Tolocha (coordenadas UTM : 30T N734344.16 E4531919 C) Proyección estereográfica de los datos estructurales (Red Schmidt, hemisferio inferior).

El cabalgamiento situado en el límite con la cubeta de Aguaviva (Gonzalez 1989) tiene una disposición semejante al anterior, su dirección sigue la tónica general de las estructuras principales en la zona de estudio, E-W. Se trata de un cabalgamiento de rampa en bloque inferior y rellano en el superior (Figura 7 A).

Además en su afloramiento en la carretera A-226 a la altura del Mas del Diablo (Figura 7 A) presenta una escama de cabalgamiento formada por las facies Keuper sobre la Fm. Utrillas ($110^{\circ}/25^{\circ}$ S) y esta sobre el Oligoceno ($105^{\circ}/18^{\circ}$ S). De la misma forma que en el cabalgamiento anterior se identifica una escama formada por los mismos materiales.

Cabe mencionar entre las macroestructuras de la zona un cabalgamiento al W de la zona de estudio (Figura 3) . Además de un conjunto de fallas de desplazamiento lateral que aparecen de forma discreta a lo largo del anticlinal de Calanda. Estas fallas han sido estudiadas en el apartado de meso estructura.

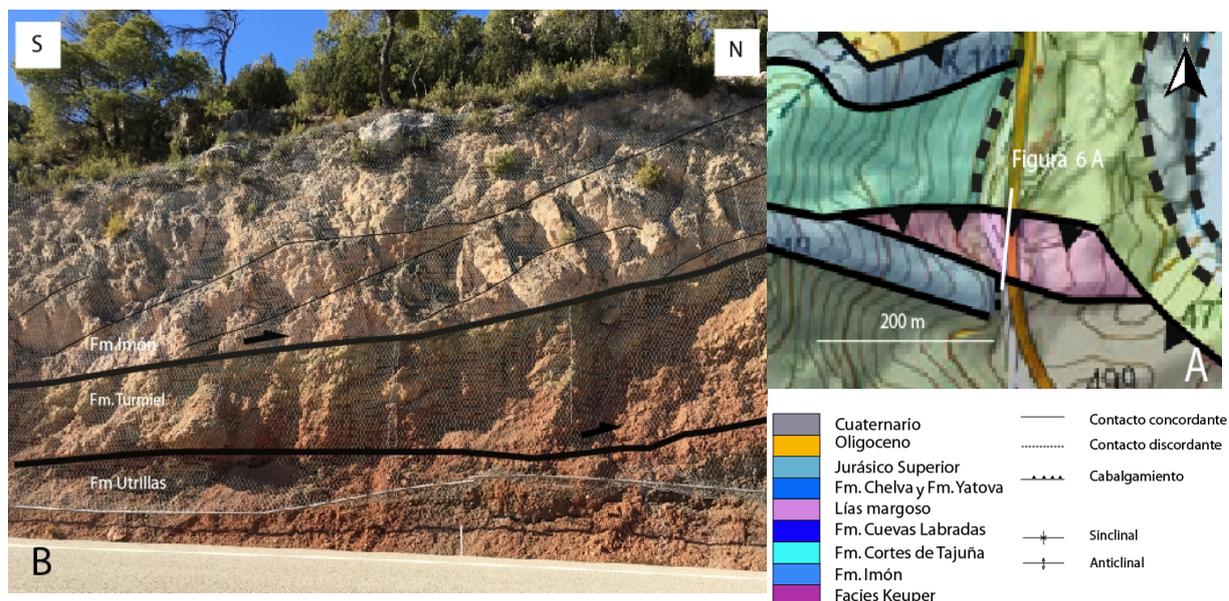


Figura 7. A). Localización de la estructura en el mapa (Figura 3). B) Cabalgamiento sur; afloramiento en la carretera A-226 UTM: 30T N734435 E4530237, se puede apreciar como los materiales pertenecientes al Oligoceno son cabalgados por los cretácicos y los triásicos.

2.2. Mesoestructura

A menor escala, se pueden reconocer dos tipos de estructuras en función de su comportamiento ante la deformación. Por un lado las estructuras frágiles representadas por fallas inversas y fracturaciones, por otro lado estructuras plegamiento. Los materiales que mejor registran la deformación son los calcáreos triásicos y los jurásicos, ya que presentan el mayor número de ellas.

2.2.1 Estructuras frágiles.

2.2.1.1 Afloramientos con fallas.

La Formación Imón es la más afectada por las estructuras fallas y fracturación. La mayor concentración de estructuras frágiles se encuentra en las inmediaciones del cabalgamiento del Tolocha (Figura 6 A). El conjunto de estos dos afloramientos muestra una clara evolución lateral de esta formación en cuanto a desarrollo de estructuras compresivas.

El primer afloramiento presenta las estructuras de un sistema de cabalgamientos imbricados, también refleja el cambio de buzamiento de las Formación Imón de ser prácticamente vertical a un buzamiento aproximado de 40°. La toma de medidas ha sido complicada debido a la malla de hierro para el control de desprendimiento. Tal como se observa en la Figura 7. Las direcciones de los cabalgamientos mesoestructurales encajan en las orientaciones regionales, siendo la general 108°/60°S aproximadamente, con un salto vertical que se aproxima a los 2m.

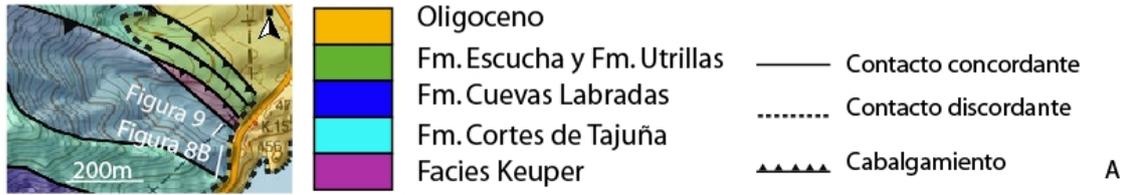


Figura 8. A) Localización de los afloramientos en el mapa junto a la leyenda correspondiente. B) Afloramiento más alejado del cabalgamiento central (UTM: 30T 734275.94 E 4531808.59), en el cual se han identificado estructuras en duplex de escala métrica dentro de la Fm. Imón.

El segundo de ellos, el más cercano al cabalgamiento principal (Figura 9 A), presenta un conjunto de fracturas que tienen una orientación diferente a la regional, ya que buzcan hacia el norte con una dirección de 080° aproximadamente y vergencia al sur (Figura 9 C), las cuales se desarrollan en una estratificación bien definida (Figura 9 A) con un buzamiento cercano a la vertical (80° - 85°). El conjunto de planos han sido representados en los estereogramas correspondientes a este afloramiento (Figura 9C).

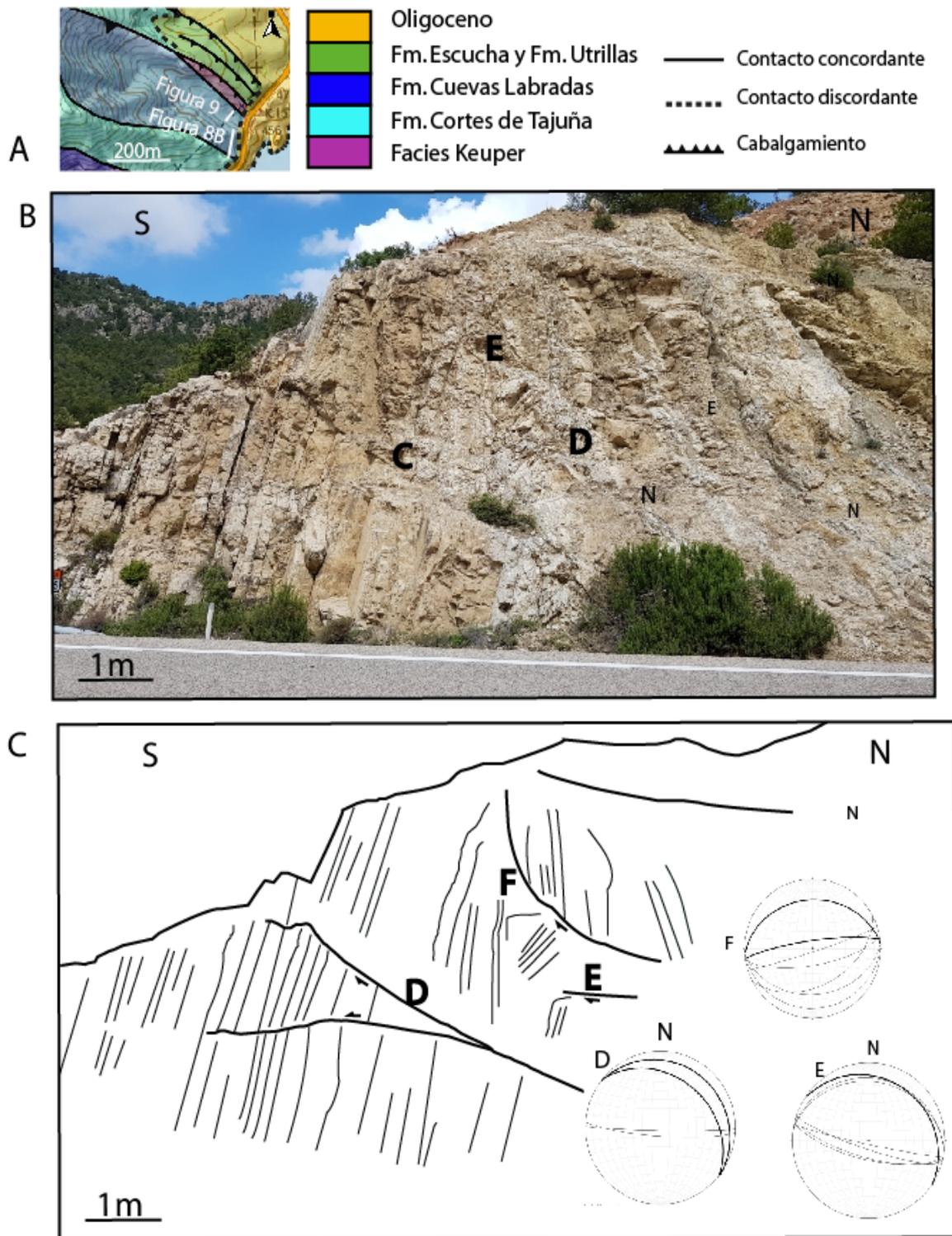


Figura 9. A) Localización del afloramiento en el mapa junto con su leyenda correspondiente (UTM : 30T N 734306 E 45321885). B) Aspecto de campo del afloramiento de la Formación Imón en la carretera A-226 en el cual se ha hecho un estudio de las diferentes estructuras en duplex. C) Esquema del afloramiento en el cual se remarcan las diferentes fallas inversas y estructuras asociadas del afloramiento. D, E y F). Estereogramas de Las estructuras frágiles principales. (Red Schmidt, hemisferio inferior).

En la Figura 9 B, se puede distinguir un conjunto de contactos mecánicos que individualizan un paquete de calizas con un buzamiento de 33° el contacto superior y 15° el inferior y una dirección de 110° . A estas estructuras se le suman una fracturación en la parte inferior del afloramiento (Figura 9B) cuya orientación dirección media es de 110° y sus buzamientos varían desde 30°N hasta 77°N . Las fracturaciones representadas en las figuras 8 B, C, D y E también difieren de la orientación general regional, en sus inmediaciones es donde mejor se pueden diferenciar las diferentes estructuras.

Al igual que ocurría con la anterior estructura, estos contactos sugieren haberse formado antes de que la formación se verticalizara.

Además de las estructuras descritas que afectan a la Fm. Imón, en la Fm. Cuevas labradas, ha sido posible analizar aspectos dinámicos a partir de estrías de falla. En la figura 10 se muestran ejemplos de dos fallas con varias familias de estrías. Estas estructuras tienen dos direcciones preferentes, WNW-ESE y NE-SW.

La primera de ellas tiene una dirección de $110/56\text{N}$, con una superficie de rotura plano (Figura 10 B), de escala decimétrica, y es en la que mejor se pueden reconocer las dos familias de estrías.

Existen dos familias de estrías en el plano de falla, la primera familia de estrías (E1) tiene una inmersión hacia el E, con una media de $25/110$. Esta familia tiene un gran desarrollo y representación a lo largo del afloramiento. La segunda familia de estrías (E2) tiene una orientación media de $05/110$ y esta menos representada en el plano de falla. Suele presentarse de forma difusa salvo en algunas zonas del afloramiento donde claramente dominan pero no muestran un gran desarrollo.

La segunda falla tiene una orientación de $60/80\text{N}$ (Figura 10A).

En su plano, se pueden identificar perfectamente los escalones de falla con calcita recristalizada (Figura 10 C) los cuales están mucho mejor definidos que en la primera falla. En este caso también hay dos familias de estrías, con una ligera predominancia de la primera de ellas.

La primera familia de estrías, tiene una orientación media de $032/060$. Es esta en la cual se recogen los diferentes escalones de falla, esto implica que el movimiento que generó estas estrías fue de mayor intensidad que el que generó la otra familia. El segundo conjunto de estrías, pasa más desapercibido por su escaso desarrollo en el plano, muestra una orientación media $05/060$. Ambas familias tienen una inmersión hacia el E.

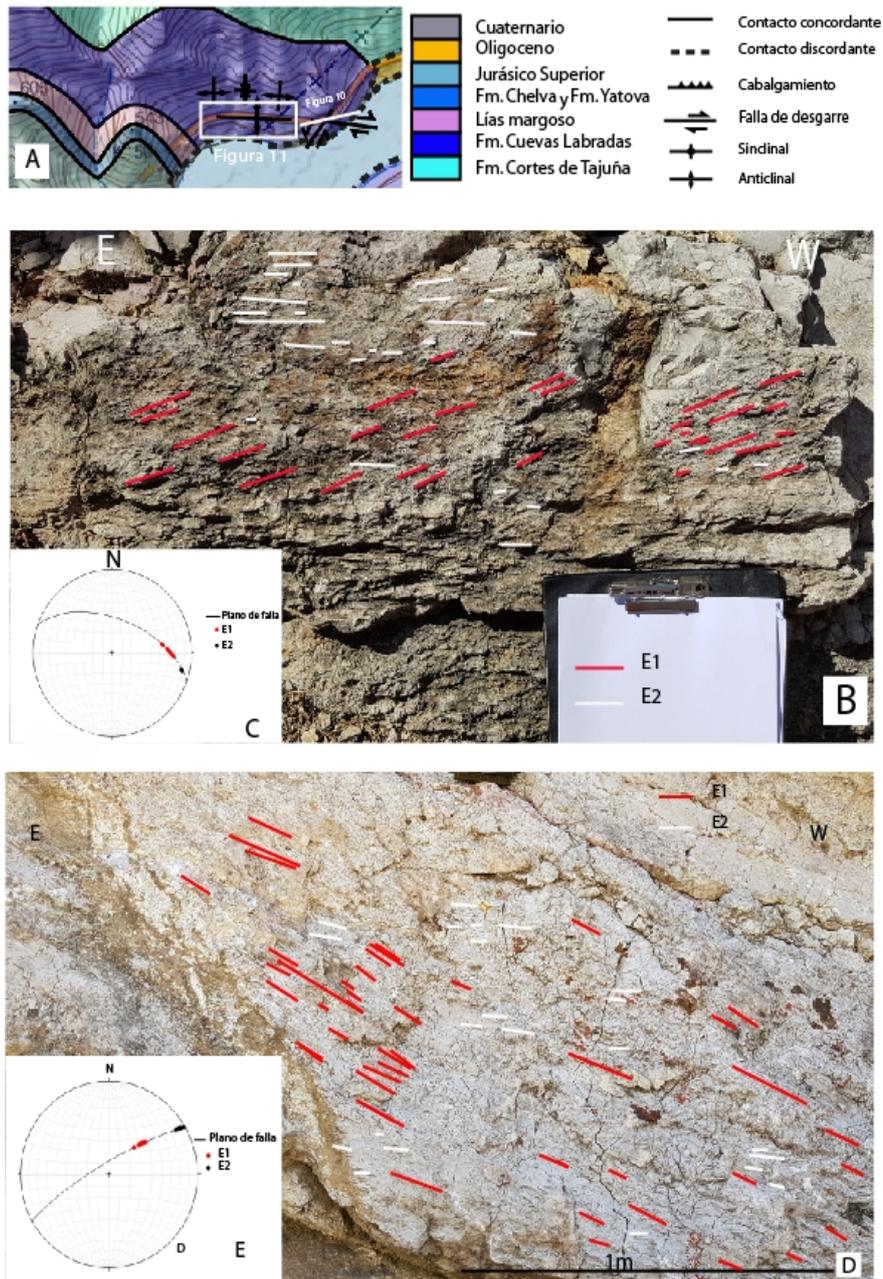


Figura 10. A) Localización de los afloramientos en el mapa junto con su leyenda (UTM: 30T N733974 E 4531505). B) Afloramiento con un esquema de las diferentes familias de estriás sobre el plano de falla. C) Estereograma en el que se representa el plano de falla y ambas familias de estriás de la primera falla (Red Schmidt, hemisferio inferior). D) Afloramiento del segundo plano de falla con un esquema que representa las dos familias de estriás sobre el. E) Representación de las estriás en un estereograma (Red Schmidt, hemisferio inferior).

2.2.2 Estructuras dúctiles

2.2.2.1 Pliegues

Los pliegues analizados a escala métrica a decamétrica, aparecen en un afloramiento a lo largo de la carretera A-226, todos ellos concentrados en la Fm. Cuevas Labradas (Figura 10 A), cerca del anterior afloramiento de fallas direccionales. Se trata de un conjunto de pliegues laxos y de escasa longitud de onda (métrica), además, pueden llegar a difuminarse con la estratificación ondulada de la propia formación.

Como se puede apreciar en los estereogramas (Figura 11- A, B y C), hay dos direcciones de plegamiento, Un eje E-W y otro N-S.

Los pliegues de eje E-W, (Figura 11 A), son asimétricos, pertenecientes a una clase 1B según la clasificación de Ramsay (Ramsay 1967). Su flanco sur de alto buzamiento (75°) y un flanco norte más tendido (30°). Son de menor amplitud y menor longitud de onda.

Los pliegues con orientación N-S (Figura 11 B), son prácticamente simétricos, ya que su flanco E buza una media de 20° y el oeste unos 27° . Además tienen menor representación en la zona de estudio, quedando restringidos a la Formación Cuevas Labradas.

A partir de la deformación de las trazas y planos axiales de ambas familias de pliegues, se deduce que los pliegues de orientación E-W deforman a los de orientación N-S. La superposición de ambas familias de pliegues define un modelo en “cartón de huevos” (Ramsay, 1967). El desarrollo de este tipo de plegamiento guarda relación con el carácter estratificado y competente de los materiales..

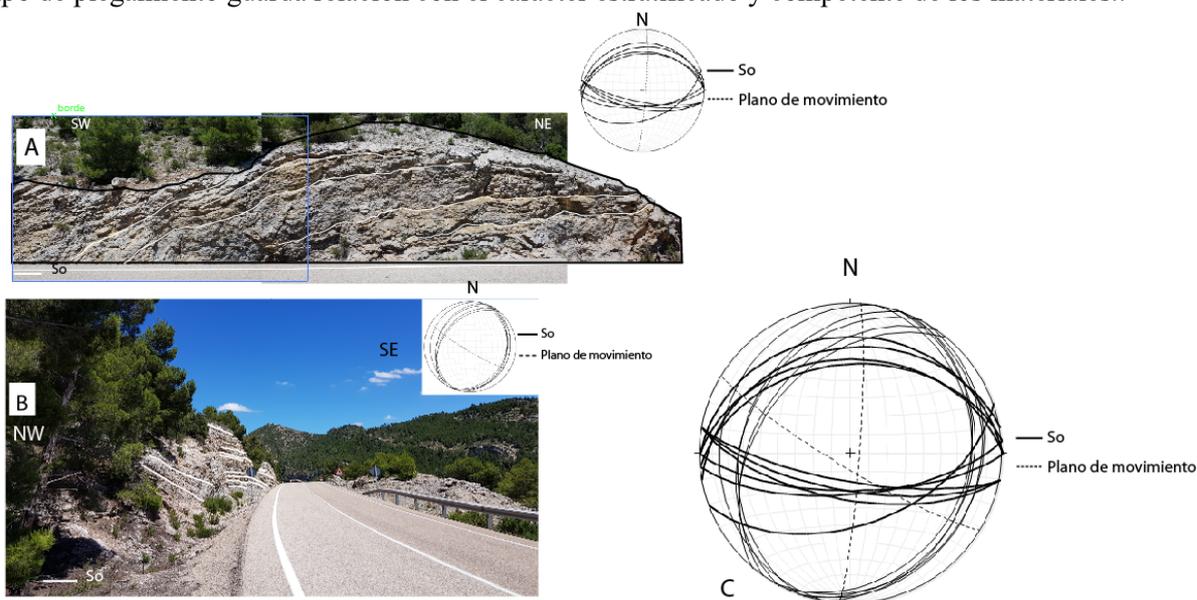


Figura 11. A) Pliegues de eje N-S en el afloramiento de estudio y su correspondiente estereograma. B) Afloramiento del pliegue de eje E-S en la carretera A-226 con la representación estereográfica de sus planos. C) Estereograma con las dos familias de pliegues y sus planos de movimiento correspondientes (Red Schmidt, hemisferio inferior).

Continuando hacia el sur por la carretera A-226 hacia el pueblo de Mas de las Matas (Figura 12A), se encuentran un conjunto de pliegues formados en los materiales pertenecientes al Jurásico superior, los cuales han sido estudiados en dos afloramientos diferentes.

El primero de ellos está compuesto por dos sinclinales relacionados entre sí por un contacto mecánico. El pliegue situado más al norte del afloramiento (Figura 13-A, B) se caracteriza por ser asimétrico con una longitud de onda de magnitud métrica y en cuanto a la clase que le correspondería según la clasificación geométrica a partir del método de Ramsay (Ramsay, 1967) a la 1B.

El segundo pliegue, tal como se observa en el estereograma (Figura 13-A, C), es simétrico y con una longitud de onda semejante al descrito anteriormente.

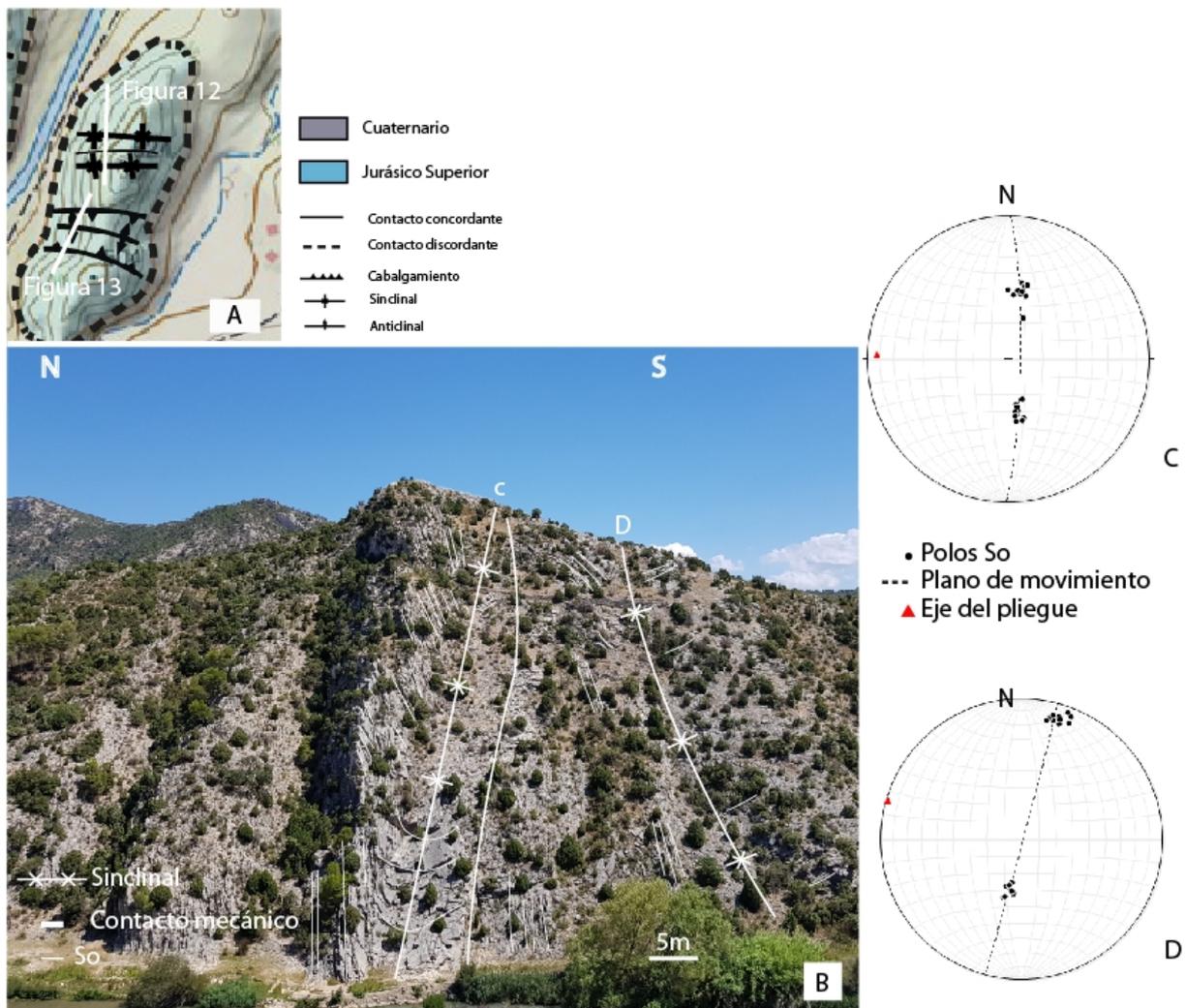


Figura 12. A) Localización de los pliegues en el afloramiento de los pliegues sinformes en los materiales del Jurásico superior en la orilla opuesta a la de la carretera A-226 (30 T 735071.35 E 4529115.62 N) . B) Aspecto y esquema del afloramiento de los pliegues sinclinales . C-D) Estereogramas correspondientes a los sinclinales del afloramiento (Red Schmidt, hemisferio inferior).

El segundo afloramiento se localiza al sur del anterior (Figura 12A), en las inmediaciones de la orilla oriental del Guadalope.

Este pliegue anticlinal se caracteriza por tener su traza axial plegada, lo que genera dos tipos de pliegues diferentes (Figura 13A).

Uno inferior, simétrico, el cual según la clasificación morfológica de Ramsay (Ramsay 1967) de clase 1B y cuyos flancos son representados en el estereograma (Figura 13 C) de la Figura 13 B. Su longitud de onda es métrica pero inferior a los pliegues situados al norte.

Por otro lado, en la parte superior del afloramiento, se desarrolla un pliegue asimétrico cuyo contacto con el inferior es mediante un cabalgamiento horizontalizado. Podría considerarse un pliegue con un flanco invertido, ya que hay en algún sector muy localizado, donde los estratos del flanco norte pasan de la verticalidad a buzarse ligeramente hacia el sur. Al ser en zonas muy discretas, se considerará esto como pliegues menores dentro del principal.

Al analizar los límites de esta estructura se podría considerar que tiene una configuración en pop-up, ya que esta encajada en el bloque superior de dos cabalgamientos. A su vez el pliegue situado en la parte de arriba se forma cuando las capas de bloque superior se desplazan cambiando de rampa a rellano, produciendo una deformación debida por el cambio de buzamiento (bending gravitacional) la cual configura las capas como un pliegue de acomodación formados por los materiales del bloque superior (Suppe 1979)

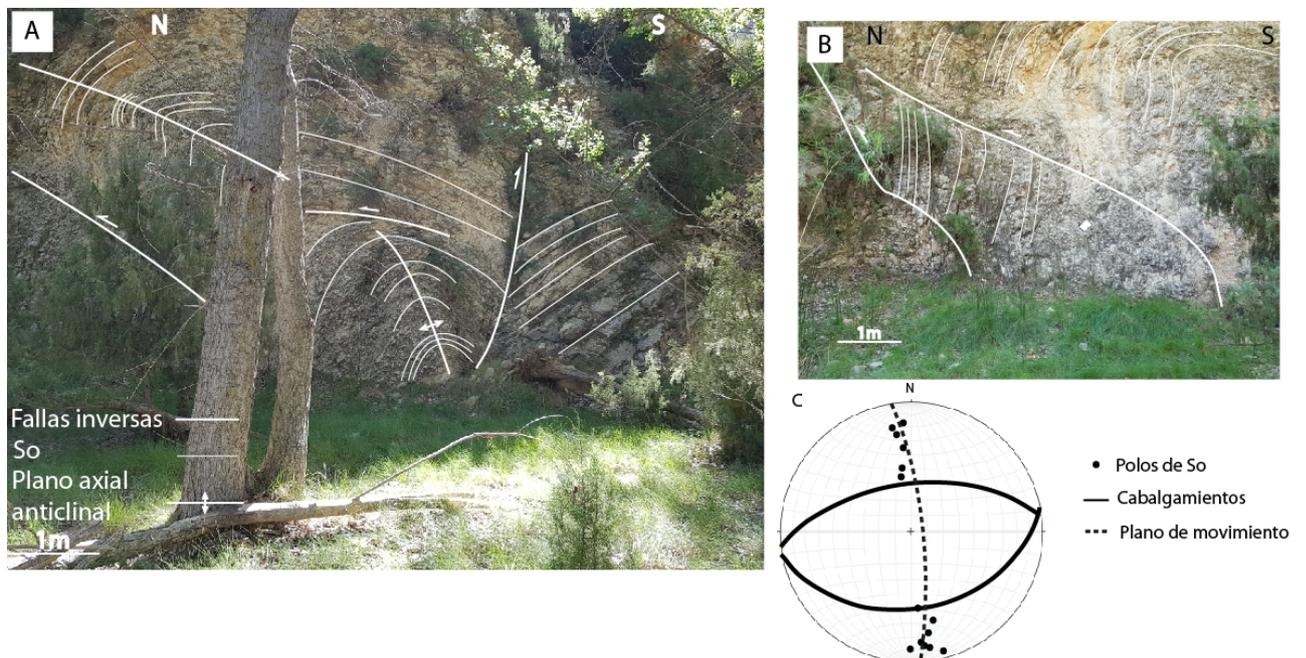


Figura 13. A) Aspecto general del afloramiento del anticlinal de los materiales del Jurásico superior en la rivera en frente de la carretera de A-226 (30 T 734976.55 E 4528813.33 N). Con un esquema explicativo de las diferentes estructuras que se encuentran en el. B) Esquema en detalle del límite norte de la estructura. C) Estereograma del anticlinal inferior junto con los principales cabalgamientos del afloramiento.

3. Discusión e interpretación

El análisis que se ha llevado a cabo de las estructuras tectónicas en los materiales cenozoicos y mesozoicos reconocidas en el entorno de Foz-Calanda, Calanda y Mas de las Matas, tanto a escala macroestructural como a escala de afloramiento ha permitido realizar un modelo evolutivo del sector estudiado en la zona de enlace.

La historia geológica de la zona estudiada se puede dividir en dos periodos principales, uno extensional que abarca desde el Triásico hasta el final del Cretácico y otro compresivo que se desarrolla desde el inicio del Cenozoico hasta el final del Oligoceno (Figura 15) (Álvaro *et al.*, 1979).

Los materiales que se depositaron durante el periodo extensional van desde las Facies Keuper hasta los sedimentos del Conienciense.

El cambio de espesor de los materiales en la parte meridional de la zona de estudio, en concreto en los pertenecientes a la Fm. Utrillas, tal y como se puede observar en los cortes de la Figura 2 (ampliados en el anexo 2). Este cambio de espesor se puede asociarse al depósito sintectónico de dichas unidades en relación a fallas normales mesozoicas (Rodríguez-Lopez, 2006). Estas fallas afectaron al basamento, en cuyo bloque hundido aumentó el espacio disponible, generando la diferencia de potencia en una misma formación que sedimentó durante el movimiento de estas estructuras frágiles (Roca *et al.*, 1993). Una de ellas se situaría en las proximidades del actual cabalgamiento de la Figura 6. Entre los tres diferentes estadios evolutivos del rift, quedarían representados en la zona de estudio la segunda fase de post-rift (Albiense – Mastrichense) (Salas *et al.* 2001).

Durante el periodo compresivo cenozoico, se produjo tanto una inversión tectónica de fallas extensionales previas como la creación de nuevas fallas contractivas que darían lugar a un sistema imbricado de cabalgamientos que conforma la estructura actualmente.

Para determinar si se trata de una secuencia de cabalgamientos normal o inversa, se ha analizado los sedimentos sintectónicos pertenecientes al Oligoceno (González, 1989). A lo largo del sector estudiado, los materiales depositados durante el periodo compresivo tienen diferentes potencias, siendo mayor hacia el norte del sistema.

El aumento de potencia de estos depósitos está asociada al aumento de espacio disponible durante el desarrollo de los cabalgamientos, los cuales conforme fueron desarrollándose, aumentaron la carga litostática hacia el norte. Esta sedimentación sintectónica pudo favorecer el bloqueo del movimiento del primer cabalgamiento y favorecer el desarrollo de los más modernos hacia el sur (McClay, 1992). El último movimiento registrado de este sistema es el del cabalgamiento del sur, el cual es fosilizado por los materiales pertenecientes al Mioceno. Teniendo en cuenta esto, los cabalgamientos más modernos romperían el bloque superior de los anteriores, dando lugar a un sistema de cabalgamientos en secuencia inversa o bloque superior.

Se pueden llegar a distinguir hasta 5 campos de esfuerzos diferentes durante la etapa compresional (Liesa y Simón 2009), de los cuales 3 son compatibles con las estructuras descritas en la zona de estudio.

El primero de ellos ocurre durante el Eoceno, con una dirección ENE-WSW, generando estructuras menores al este de la Cordillera Ibérica. Este fue generado por la combinación de la apertura del

Atlántico y la convergencia del margen este de Iberia. Durante esta etapa, se formaron los pliegues de eje N-S cuyo eje de acortamiento es compatible.

Desde el Eoceno hasta el Oligoceno superior domina el segundo campo de esfuerzos con una dirección de σ_1 NE-SW. Este evento se correlaciona con los episodios principales del levantamiento de los Pirineos, tratándose del de más importante en cuanto magnitud. Durante este episodio se forman los principales cabalgamientos y pliegues de la zona estudiada de orientación NW-SE. Cabe destacar que los esfuerzos compresivos fueron más efectivos durante el Oligoceno medio - superior, cuando la colisión entre la placa Ibérica y Europea llegaba a su fin.

Y por último durante el final del Oligoceno superior y principios del Mioceno, la dirección del campo de esfuerzos compresivo dominante es NW-SE con el cual son compatibles los pliegues de la zona sur del sector estudiado con un eje de orientación NE-SE. Este campo de esfuerzos fue generado una vez más por la combinación del empuje de la dorsal Atlántica y esta vez por la convergencia del margen sur de la placa Ibérica.

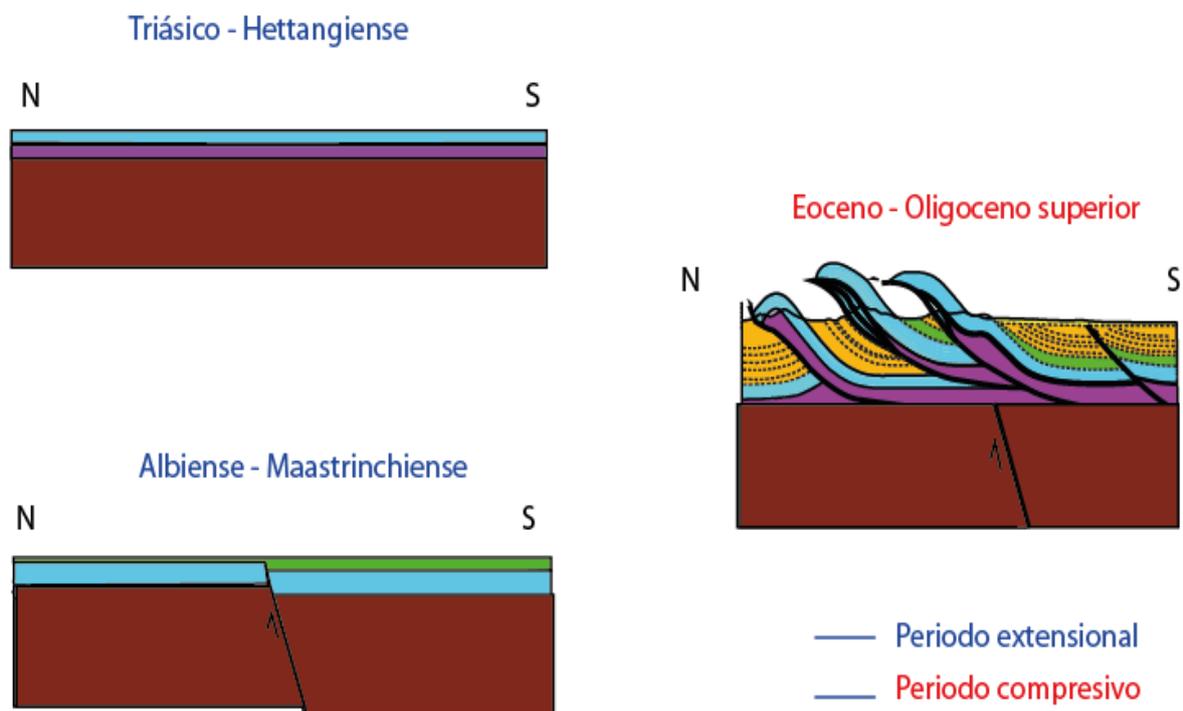


Figura 15. Esquema del modelo de evolución de la zona de estudio desde el Triásico superior hasta el Oligoceno superior

4. Conclusions.

The structural study of the Calanda – Mas de las Matas around Calanda's reservoir in the linking zone has allowed us to present the following conclusions:

The studied materials will be organised macro-structurally in a imbricate beak-back thrust sequence with an asymmetric anticline in the frontal thrust. The strike of these structures is WNW- ESE with a north vergence, this determinates a main shortening regional axis N-St o NE-SW. Regarding the mesostructures, these can be divided in fractures and folds. The fragile mesostructures are mainly represented by metric scale thrusts, fractures and left-lateral strike-slip faults. Respecting the ductile mesostructures, the folds are the most relevant, finding interference folds shaped like an eggs box, folds associated to thrust (drag folds) and formed by flattening, mostly asymmetric.

All the structures studied and defined fit in the different effort fields proposed for the evolution of the Alpine orogeny of the linking zone, between the Iberian and the Catalanian Chains.

5. Bibliografía

Allmendinger, R. W., Cardozo, N., y Fisher, D. (2011): Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press, New York

Alvaro, M., del Villar, R. C., & Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14(1), 172-177.

Arche, A., & López-Gómez, J. (1992). Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución ectosedimentaria de la cuenca pérmico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica.

Bordonaba, A. P., Aurell, M., & Casas, A. (1999). Control tectónico y distribución de las facies en el tránsito. *Geogaceta*, 25, 43-46.

Burke, K., & Dewey, J. F. (1973). Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *The Journal of Geology*, 81(4), 406-433.

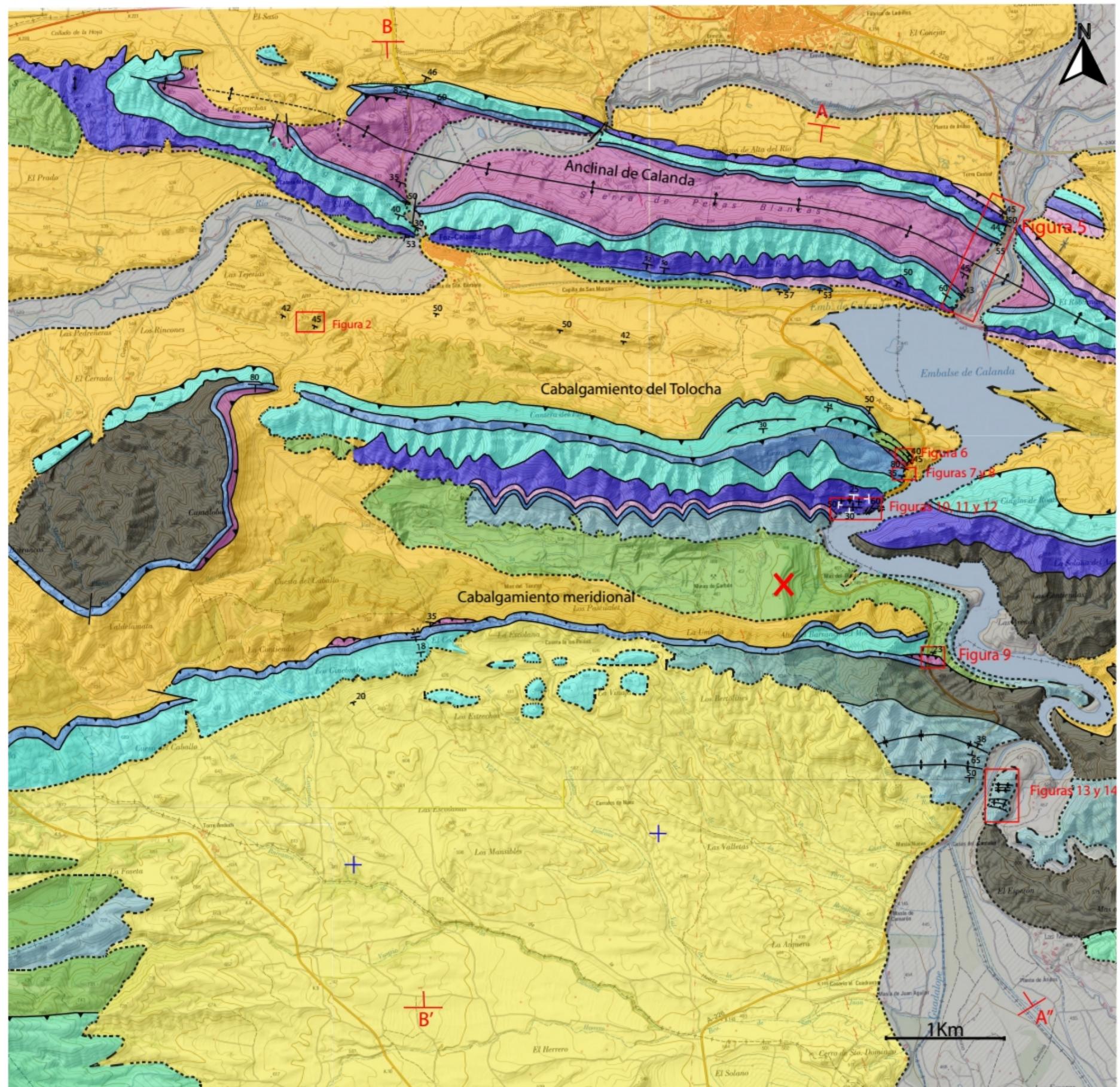
Casas-Sainz, A. M., Cortés-Gracia, A. L., & Maestro-González, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19(2), 258-289.

Gómez, J. L. S. (2006). El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la cuenca terciaria de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(3), 163-179.

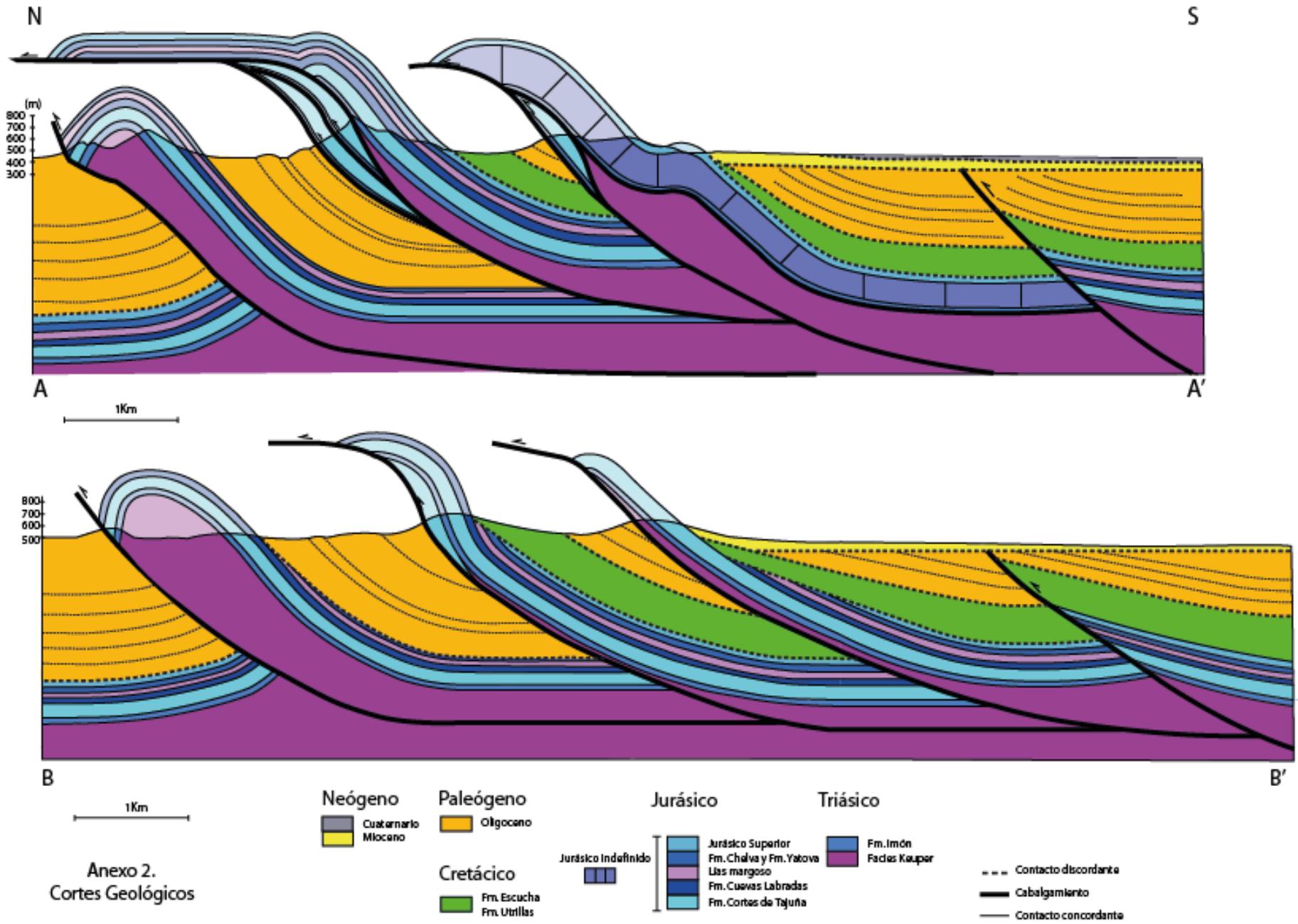
González, Á. (1989). Análisis tectosedimentario del terciario del borde SE de la depresión del Ebro (sector bajoaragonés y cubetas ibéricas marginales.

Gozalo, R., & Liñan, E. (1988). Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44(5-6), 399-404.

- Guimerà i Rosso, J. J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Universitat de Barcelona.
- Guimerà, J. (1984). Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121(5), 413-420. Miall, A. D. (1978). *Fluvial sedimentology* (Vol. 5). Stacs Data Service Limited.
- Liesa, C. L. (2011). Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24, 1-2.
- Liesa, C. L., & Simón, J. L. (2009). Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474(1-2), 144-159.
- McClay, K. R. (ed.). 1992. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall. London, 447 pp.
- Ph. Marín, B. Pallard, B. Duval & A. de Miroschedji. (1977). Mapa Geológico de España, a escala 1:50000 de la hoja n.º 494 (Calanda) y memoria.
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- Roca, E., Guimerà, J., & Salas, R. (1994). Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, 131(2), 155-168.
- Rodríguez-López, J. P., Liesa, C. L., Meléndez, N., & Soria, A. R. (2006). TECTÒNICA EXTENSIVA SINEDIMENTARIA DE LA Fm ESCUCHA EN EL SECTOR MERIDIONAL DE LA SUBCUENCA CRETÀCICA DE OLIETE (CADENA IBÈRICA ORIENTAL). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19, 1-2.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., & Alonso, A. (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6, 145-185.
- Suppe, J. (1985). *Principles of structural geology*. Prentice Hall.



Anexo 1.
 Mapa geológico de la zona estudiada
 a escala 1:25000



Anexo 2.
Cortes Geológicos