

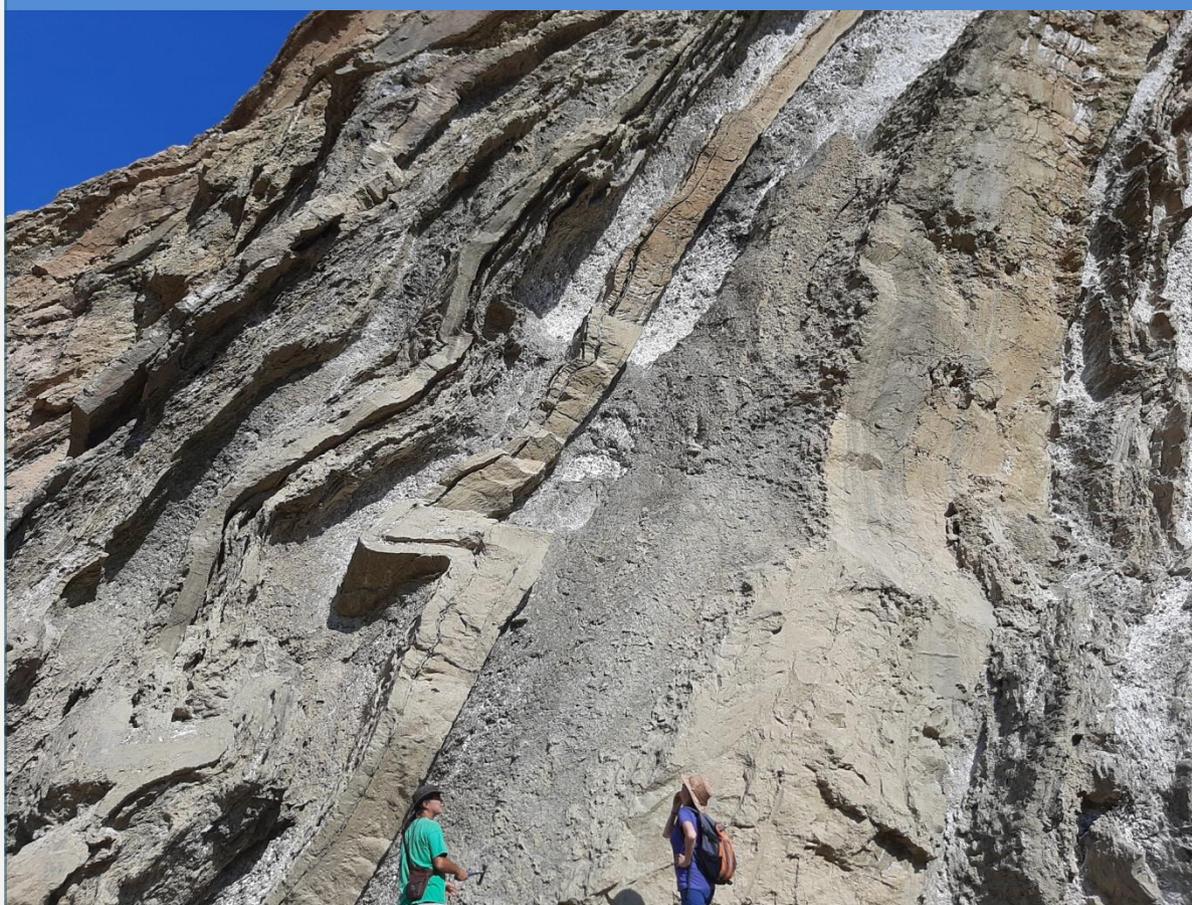
Trabajo de Fin de Grado

Geología y evolución tectónica de la Cordillera Ibérica en
Ariño (Teruel)

Geology and tectonic evolution of the Iberian Chain in
Ariño (Teruel)

Autor: Daniel Ruiz Blasco

Directores: Antonio María Casas Sainz & Teresa Román Berdiel



Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias – Universidad de Zaragoza
Curso 2022/2023



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Índice

1. Abstract	- 2 -
2. Objetivos	- 2 -
3. Contexto geográfico y geológico.....	- 3 -
3.1. Situación geográfica, unidades litológicas y relieve	- 3 -
3.2. Descripción de la serie estratigráfica local	- 4 -
3.2.1. Triásico.....	- 4 -
3.2.2. Jurásico.....	- 5 -
3.2.3. Cretácico	- 6 -
3.2.4. Cenozoico	- 7 -
3.3. Historia geológica.....	- 7 -
4. Metodología.....	- 8 -
5. Presentación de resultados	- 9 -
5.1. Zona Sur: serie jurásica-cretácica	- 11 -
5.1.1. Pliegues principales	- 11 -
5.1.2. Picos estilolíticos.....	- 12 -
5.1.3. Fallas normales en Fm. Cuevas Labradas.....	- 13 -
5.2. Zona N: Cabalgamiento de la Sierra de Arcos	- 14 -
5.2.1. Triásico Superior.....	- 14 -
5.2.2. Planos de esquistosidad.....	- 16 -
5.2.3. Cabalgamiento de la Sierra de Arcos.....	- 17 -
5.3. Interpretación y discusión de resultados	- 18 -
6. Conclusions.....	- 20 -
7. Agradecimientos.....	- 21 -
8. Bibliografía.....	- 21 -

1. Abstract

The town of Ariño (Teruel) is located in the Aragonese branch's north-eastern margin of the Iberian Chain, inside the Oliete's sub basin. In its surroundings, it can be found mainly mesozoic aged materials, which were deformed during the successive compressive events in the Alpine Orogeny, that took place from Late Cretaceous to the Middle Miocene. These deformations consist in a series of NW-SE direction folds that in the studied area's northern sector culminate in the Sierra de Arcos thrust where Keuper facies are placed above Paleogene deposits. The following work presents a structural and tectonic analysis of the mentioned structures in order to formulate a tectonic evolution of the Iberian Chain in this sector.

For its realization, a bibliographical research, field work, cartography of the study area, taking measurements of tectonic structures and preparation of schemes, geological cross and stereograms have been carried out.

The study area presents two differentiated sectors. On the one hand, the S sector, in which Jurassic and Cretaceous materials outcrop, affected by a series of NW-SE trending folds, stylolitic peaks and normal component faults, among other extensional structures, in the oldest deposits of the home series. On the other hand, the N sector is dominated by the Keuper Facies, highly deformed and with increased thickness, it constitutes the take-off level of the frontal thrust of the Sierra de Arcos. This structure is an old S-dipping listric fault of Triassic age that was reactivated by compressive stresses during the Alpine Orogeny. Associated with this structure, a main diapiric structure originated as a result of variations in the load of the overhanging blocks due to the ascent of the Keuper Facies appears in the outcrop of the "La Casilla" Recreational area, on the fault front.

The main tectonic events that affected the studied area comprised several stages under which it was taken to a regional N-NNE stress field that affected the Iberian Chain. During this stage, the reactivation of the inverse Triassic listric fault occurred, forming the Sierra de Arcos Thrust. The changes and differences in the load caused a diapiric phenomenon that affected the Keuper Facies, which became the take-off level of the thrust, generating in the process several secondary diapirs, among the main is the fault front one. The presence of diapirs could directly or indirectly affect the folding of the rest of the Mesozoic series, forming folds in a NW-SE direction. This stress field was recorded as stylolitic peaks and schistosity planes parallel to the axial planes of crushing folds in the Keuper Facies. Thus, it can be concluded that the study area was subjected to a regional N-NNE stress field during the Alpine Orogeny that caused the reactivation of a reverse normal fault and the appearance of the diapiric phenomenon that would condition the resulting geometry and kinematic of the coming structures.

Key Words: Alpine Orogeny, Iberian Chain, Keuper Facies, diapir, reactivated normal fault, folds, stylolitic peaks.

2. Objetivos

El presente trabajo se plantea con el objetivo general de estudiar la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica en las inmediaciones de la localidad de Ariño (Teruel), a través de la aplicación de los conocimientos y técnicas adquiridos durante el transcurso del de Grado en Geología.

Para su cumplimiento, desde el punto de vista metodológico, después de una revisión geográfica regional, se han caracterizado las principales estructuras tectónicas comprendidas en la zona de estudio a lo largo de jornadas de trabajo de campo. La información extraída ha sido procesada e interpretada para la confección de una cartografía geológica de detalle del sector (Fig. 6) y un corte geológico de escala 1:20000 (Fig. 17), además de esquemas de las estructuras principales y sus correspondientes proyecciones estereográficas para analizar sus orientaciones. En última instancia, se ha propuesto una interpretación que condensa toda la información presentada acerca de la formación y evolución de las principales estructuras tectónicas.

3. Contexto geográfico y geológico

3.1. Situación geográfica, unidades litológicas y relieve

La zona de estudio se ubica al S de la cuenca del Ebro, en el sector NE de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Comprende el extremo oriental de la subcuenca de Oliete, en contacto con la cubeta de Alloza al S y el cabalgamiento de la Sierra de Arcos al N. El área a tratar se extiende en dirección SW-NE desde el pico “La Atalaya” (Ariño) hasta el Santuario de la Virgen de Arcos (Albalate) respectivamente, abarcando los alrededores de la localidad turolense de Ariño (Fig. 1).

Los materiales predominantes en el área de estudio están constituidos por la serie continua que abarca desde el Triásico Superior (facies Keuper) hasta el Jurásico Medio (Fm. Chelva), que se sitúa por debajo de una discordancia con respecto al Cretácico Inferior (Fm. Alacón). La serie cretácica consta de carbonatos de edad Barremiense Superior y Aptiense, seguidos de las Fms. Escucha y Utrillas, de carácter mayormente detrítico, sujetas tradicionalmente a la extracción minera de carbón y caolín en la zona. La retirada definitiva del mar a final del Cretácico Superior produjo el levantamiento de la cadena y la erosión de la cobertera mesozoica, que fue acompañada por la sedimentación depósitos detríticos pertenecientes al Paleógeno (Ríos *et al.*, 1981). Los materiales más modernos constan de terrazas cuaternarias de los ríos Martín y Escuriza y depósitos de glaciais.

El relieve del sector meridional se ve influenciado por la presencia de una serie de pliegues de dirección NW-SE que, por erosión diferencial, generan una sucesión de elevaciones y depresiones que se extienden en dicha orientación, tales como la Sierra de Arcos o el Val de Ariño. El río Martín transcurre a lo largo de la zona en dirección SW-NE, cortando perpendicularmente a estas estructuras, ofreciendo afloramientos vistosos en sus márgenes. Asociados a las terrazas aparecen producen depósitos de glaciais que enlazan con los relieves altos de los materiales mesozoicos. Al N del área de estudio, en la Zona Recreativa de La Casilla, el Triásico Superior (Keuper y Fm. Imón) cabalga sobre los depósitos paleógenos mediante el Cabalgamiento de la Sierra de Arcos, de dirección WNW-ESE en este sector.

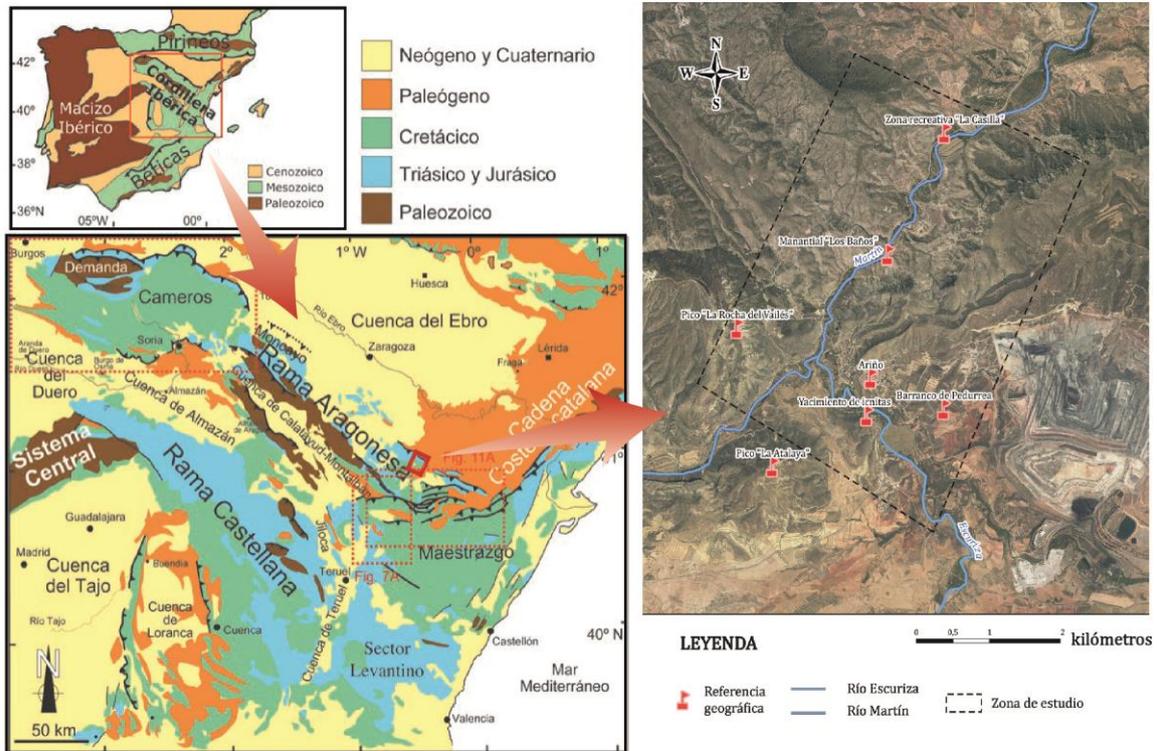


Figura 1: Situación geográfica y geológica de la zona de estudio. Modificado de Liesa *et al.* 2018.

3.2. Descripción de la serie estratigráfica local

3.2.1. Triásico

La Facies Keuper (Triásico Superior) representa los materiales más antiguos encontrados en la zona de estudio y ocupa gran parte de la superficie del sector N. Consta de lutitas versicolores de tonalidades grisáceas en su parte inferior y rojizas a techo, con intercalaciones tabulares de yesos blancos y grises cuyos estratos pueden alcanzar el metro de espesor y, en menor medida, carbonatos. (Fig. 2A).

Formación Imón supone la unidad más moderna del Triásico, está constituida por dolomías tableadas de color beige, de espesor decimétrico y bien estratificadas. En ellas se observan grietas de desecación y laminación subhorizontal. En el entorno del manantial de Los Baños de Ariño aflora con una potencia en torno a 30 m (Fig. 2B).

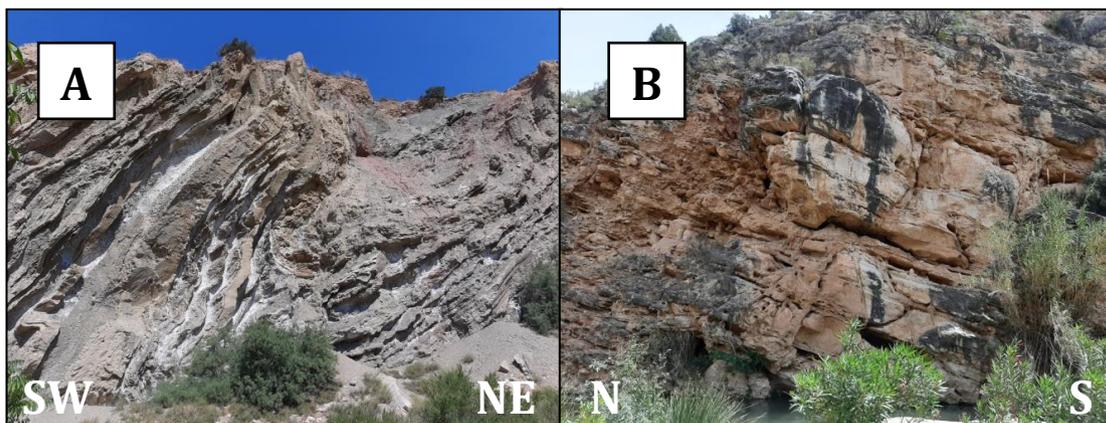


Figura 2: A) Sinclinal tumbado en yesos y lutitas de la Facies Keuper en el afloramiento de la Zona recreativa “La Casilla”. B) Dolomías de Fm. Imón en el manantial de “Los Baños” (Ariño).

3.2.2. Jurásico

Los materiales jurásicos (Fig. 3) se distribuyen a lo largo del sector central de la zona de estudio en afloramientos de dirección SW-NE. Tienen composición carbonatada y alto contenido fosilífero suponen la serie más potente del área. Tanto la Formación Turmiel (Jurásico Inferior) como la Formación Chelva (Jurásico Medio) se encuentran en discordantes, en distintas áreas, bajo el Cretácico Inferior.

En contacto concordante con el Triásico Superior aparecen las carnioles de Formación Cortes de Tajuña (Jurásico Inferior), masivas y de aspecto oqueroso con brechas de clastos dolomíticos. Estos materiales presentan tonalidades pálidas grises y rosáceas. Estratigráficamente por encima aflora la Formación Cuevas Labradas, conformada por calizas grises bien estratificadas de textura micrítica con presencia esporádica de restos de bivalvos y gasterópodos. Ríos *et al.* (1981) estiman un espesor para estas formaciones de entre 250-280 m y 110-140 m respectivamente.

La serie jurásica inferior de edad Sinemuriense y Pliensbachiense se presenta en una sucesión de margas y calizas de plataforma marina somera (Aurell *et al.*, 2017), con restos fósiles de invertebrados marinos, integrada por la Formación Río Palomar, Formación Almonacid de la Cuba, Formación Cerro del Pez y Formación Barahona en orden cronológico ascendente. En conjunto, estas formaciones afloran con una potencia de alrededor de 60 m.

La última unidad del Jurásico Inferior es la Formación Turmiel, constituida por potentes bancos margosos en alternancia con calizas margosas y abundante registro fósil. Cuenta con numerosos ejemplares de braquiópodos, crinoides, bivalvos y ammonites. En el entorno de Ariño, esta formación presenta 40 m de espesor.

La Formación Chelva representa el Jurásico Medio, además de ser la unidad terminal de la sucesión jurásica aflorante en la zona de estudio. Consta de calizas dispuestas en estratos potentes que le confieren un aspecto masivo, presenta restos de bivalvos y belemnites. Próximo al yacimiento de icnits del Río Escuriza alcanza los 30 m de potencia, pero Ríos *et al.* (1981) estiman espesores que pueden llegar a los 70 m.

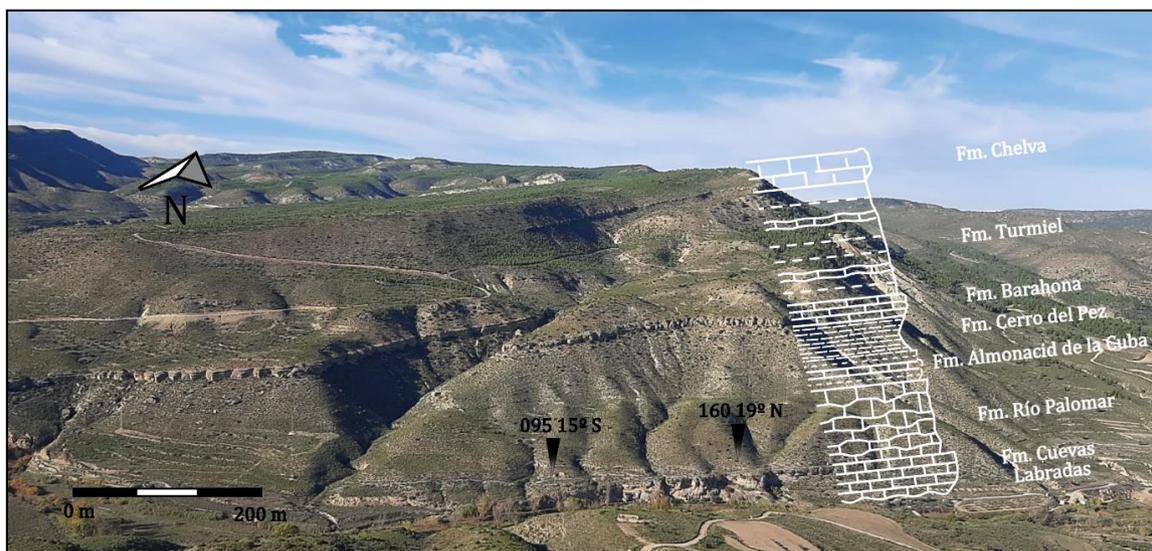


Figura 3: Panorámica de la serie jurásica completa de la zona de estudio (a excepción de Fm. Cortes de Tajuña) en el afloramiento del cabezo de "La Rocha del Vailés".

3.2.3. Cretácico

Los afloramientos cretácicos se ubican en el sector suroriental de la zona de estudio, en las inmediaciones de Ariño. Estos materiales conforman la serie completa del Cretácico Inferior, salvo la Fm. Blesa (Barremiense). En ella encontramos carbonatados de edad Aptiense discordantes con respecto a las lutitas de Fm. Escucha (Albiense).



Figura 4: Panorámica de la serie cretácica en la zona de estudio en el afloramiento del parking del yacimiento de icnitas del río Escuriza.

En la serie carbonatada figura un total de tres formaciones (Fig. 4). La primera de ellas, en contacto con el Jurásico, es la Formación Alacón, constituida por calizas bioclásticas de aspecto irregular e intercalaciones de margas, con un amplio registro fósil, que abarca desde numerosos invertebrados marinos (ammonites, ostreidos, foraminíferos, etc) hasta el yacimiento de icnitas del Río Escuriza. A continuación encontramos las margas fosilíferas de la Formación

Forcall y las calizas de la Formación Oliete, de apariencia irregular y tonalidades ocre, finas intercalaciones margoarenosas y abundante contenido fosilífero. Aurell *et al.*, (2017) tasan espesores de 50 m para la Fm. Alacón y entre 30-50 m para la Fm. Forcall. Las calizas de la Fm. Oliete, en su afloramiento próximo al yacimiento de icnitas, alcanzan los 90 m.

La sucesión cretácica culmina con la Formación Escucha y la Formación Utrillas. Se trata de unidades muy heterogéneas y características (Fig. 5), la primera de ellas se compone principalmente de margas y lutitas, con intercalaciones de limos, areniscas con estratificación cruzada, niveles de carbón y estratos centimétricos de yeso cristalino. La Fm. Utrillas por su parte posee lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas ferruginosas en su parte inferior.



Figura 5: Afloramiento de Fm. Escucha y Fm. Utrillas en el entorno de la Mina María a cielo abierto, próximo al Barranco de Pedurrea (Ariño).

3.2.4. Cenozoico

El Cenozoico viene representado por materiales del Paleógeno y depósitos cuaternarios. Los primeros se corresponden con calizas de *Microcodium* (Ríos *et al.*, 1981) que afloran en el margen N de la zona de estudio, conformando el bloque inferior del cabalgamiento de la Sierra de Arcos, y conglomerados junto a arenas y lutitas en el sector SE en la Val de Ariño. Finalmente encontramos depósitos de terraza a lo largo de los cursos de los ríos Martín y Escuriza y glaciares que unen los relieves con las zonas bajas.

3.3. Historia geológica

A finales del Triásico (primeros materiales registrados en la zona), los depósitos evaporíticos de carácter regresivo, “sebkhas” costeras y lagoons de las Facies Keuper dieron paso a los carbonatos de la Fm. Imón de plataforma marina, en el contexto de una invasión marina acompañada de una etapa de aceleración de tectónica extensional que perduraría durante el inicio del Jurásico (Aurell *et al.*, 2017).

En el tránsito Raethiense-Hettagiense se sucedió el depósito de carbonatos y brechas dolomíticas (Fm. Cortes de Tajuña) y evaporitas (Fm. Lécera) de laguna costera evaporítica. Estas fueron fuertemente influenciadas por la subsidencia diferencial fruto de la tectónica extensional (Bordonaba, 2000-2002) que ocasionó importantes variaciones en el espesor de estas unidades, marcados cambios laterales y la formación de brechas dolomíticas de colapso. Tras esta etapa se produce una deceleración en la tectónica extensional coetánea a varios episodios de transgresión marina, relacionadas con el paulatino ascenso del nivel del mar a partir del Sinemuriense (Jurásico Inferior) (Bordonaba y Aurell, 2001), instalando un régimen de plataforma marina somera hasta el depósito de las facies más profundas de la Fm. Turmiel (Aurell *et al.*, 2017). Delvene *et al.* (1997) apuntan a una somerización de la subcuenca de Oliete, con múltiples episodios de exposición subaérea a partir del Jurásico Medio. La situación especialmente elevada del sector de Ariño redujo el espacio de acomodación para el depósito de las unidades posteriores y acentuó los efectos de la erosión. Esto se ve reflejado por la ausencia de los depósitos continentales de la Fm. Blesa (Barremiense) (Aurell *et al.*, 2017), aflorante en localidades próximas como Alacón.

La etapa de rifting acaecida en el tránsito Jurásico-Cretácico originó la aparición del semigraben de la Cubeta de Oliete que, junto a una nueva invasión marina, permitió el depósito de la serie carbonatada aptiense (Cretácico Inferior) (Soria *et al.*, 1992) discordante con respecto a los materiales jurásicos. A finales del Cretácico Inferior se deposita la última unidad sinrift, la Fm. Escucha (Rodríguez- López *et al.*, 2006) de ambiente deltaico-estuario (Querol, 1990) en ligera discordancia con el Aptiense. El avance del mar a escala global durante el Cretácico Superior afectó a casi todo el margen oriental de Iberia como señalan Aurell *et al.*, (2017) en ausencia de estructuras tectónicas extensivas, a excepción de la Depresión del Ebro y la Meseta Central que se mantuvieron emergidas. Dada la proximidad de Ariño al primer dominio citado y por ende a los márgenes de la cuenca, los afloramientos de estos materiales presentan espesores reducidos o han sido erosionados tras la retirada final del mar a finales del Cretácico Superior (Ríos *et al.*, 1981).

Durante el Paleógeno se produjo la formación de una serie de unidades de depósito continental, conformadas principalmente por lutitas y conglomerados que se apoyan en ligera discordancia sobre el Mesozoico. Estas se subdividen en cuatro, de entre las cuales T1, T2 y T4

(de más antigua a más moderna) afloran entre Ariño y Oliete (Cubeta de Alloza) y en Albalate del Arzobispo (Cuenca del Ebro) (Aurell *et al.*, 2017). A finales de este periodo, Ríos *et al.* (1981) indican la existencia de una etapa de deformación compresiva que produjo la aparición de pliegues y cabalgamientos en la cobertera mesozoica. En el Mioceno Medio se sucedió el último evento tectónico registrado en la zona de estudio (Ríos *et al.*, 1981), ya el Mioceno Superior se presenta postectónico en los sectores de Muniesa y Albalate.

4. Metodología

Previo al trabajo de campo, se realizó un estudio de la zona mediante fotografía aérea en Google Earth Pro, apoyado por la hoja 467 (Muniesa) del Mapa Geológico de España 1:50000 (Ríos *et al.*, 1981) y la consulta bibliográfica de artículos y libros entre los cuales cabe destacar la Guía de geología y paleontología del Parque Cultural del Río Martín (Aurell *et al.*, 2017). Todo ello con el fin de obtener información preliminar en relación a los distintos materiales presentes en el área, distribución de afloramientos, relaciones de contactos entre unidades y presencia de estructuras tectónicas.

El trabajo de campo se realizó a lo largo de 9 jornadas completas, a las que se sumaron sesiones de campo breves de varias horas, en las que se tomaron mediciones de orientaciones de estructuras en afloramientos puntuales. El trayecto seguido comenzó en el cuadrante suroriental de la zona de estudio siguiendo un recorrido progresivo en dirección W-NE, planteado de dicha manera en pos de comenzar desde los afloramientos de materiales más modernos (a excepción del Cuaternario) e ir descendiendo en la serie estratigráfica. La recogida de datos se llevó a cabo manualmente con el respaldo de la hoja 467 (Muniesa) antes mencionada, las columnas estratigráficas de diferentes fuentes bibliográficas y varias ortoimágenes de máxima actualidad (2022) en formato A3 de la zona de estudio, obtenidas del centro de descargas del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica).

Sobre las fotografías aéreas fueron representadas las unidades estratigráficas y sus relaciones de contacto, además de las principales estructuras tectónicas identificadas. Por otro lado, en el cuaderno de campo se anotaron las mediciones de dirección y buzamiento de estructuras, acompañadas de varios esquemas y representaciones de afloramientos o elementos estructurales relevantes. Estas mediciones eran inmediatamente incorporadas al software SW Maps una vez eran tomadas, para su georreferenciación y posterior ingreso y tratamiento en ArcGis.

Por otro lado, las sesiones breves se enfocaron en el estudio de detalle de afloramientos localizados de estructuras tectónicas. Dicha información comprende:

- Datos de inmersión y azimut de picos estilolíticos.
- Dirección y buzamiento de planos de falla y planos de esquistosidad.
- Toma de datos de dirección y buzamiento en planos de estratificación de pliegues secundarios y micropliegues.

El software Stereonet versión 11 (Allmendinger *et al.*, 2013) se utilizó para la representación de los principales pliegues identificados en la zona de estudio. Permitió la caracterización de ejes de pliegues y planos axiales de aquellos pliegues cuya medición no se pudo llevar a cabo por la

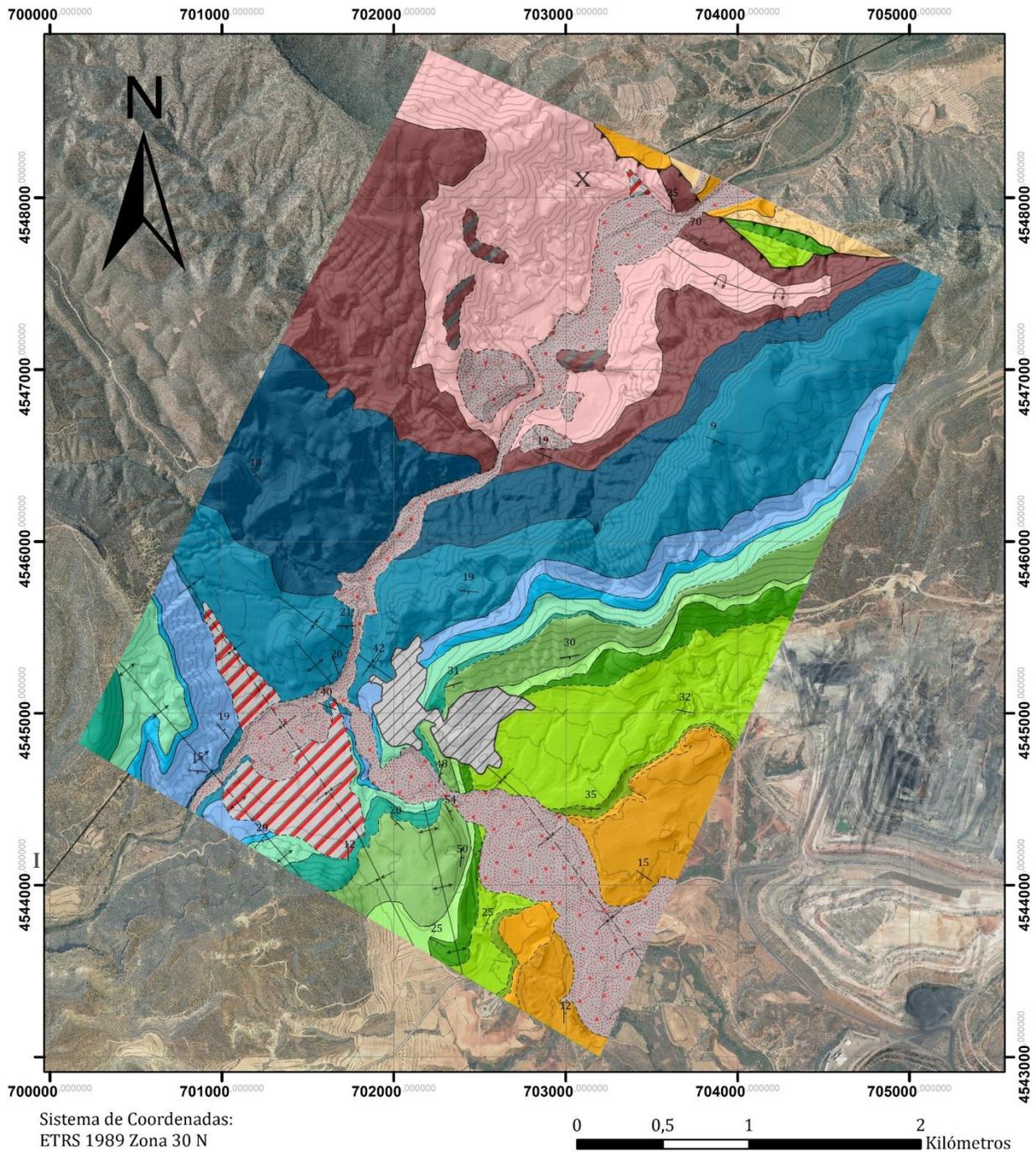
falta de exposición de la zona de charnela pero con medidas de dirección y buzamiento de estratificación de sus flancos. Por otro lado, Stereonet se aplicó en el análisis dinámico sobre el resto de estructuras tectónicas, tales como estilolitos, planos de falla y de esquistosidad.

5. Presentación de resultados

Los datos obtenidos a lo largo de las sesiones de campo han permitido la elaboración de una cartografía geológica de detalle de la zona de estudio (Fig. 6).

La zona de estudio se divide en dos dominios principales en función de la edad de los materiales. Por un lado, la zona S queda caracterizada por afloramientos de edad jurásica y cretácica, afectados por una serie de pliegues que se extienden en dirección NW-SE, donde también se han tomado medidas de azimut e inmersión sobre picos estilolíticos y dirección y buzamiento de planos de fallas. Por otro lado está la zona N, donde el Triásico Superior se coloca por encima de los depósitos de edad paleógena mediante el Cabalgamiento de la Sierra de Arcos. Los materiales aflorantes en este sector constan principalmente de la Facies Keuper y las dolomías de Fm. Imón que, en el caso del primero, se encuentran altamente deformadas conformando una sucesión de pliegues de aplastamiento con esquistosidad de plano axial.

Cartografía geológica de la zona de estudio I'



LEYENDA:

Formación

Bloque caído

Ariño

Cuaternario (Glacis)

Cuaternario (Terrazas)

Paleógeno (Conglomerados)

Paleógeno (Areniscas)

Paleógeno (Arcillas)

Cenozoico

Jurásico Inferior

Fm. Utrillas

Fm. Escucha

Fm. Oliete

Fm. Forcal

Fm. Alacon

Fm. Chelva

Jurásico Med.

Jurásico Superior

Fm. Turmiel

Fm. Barahona

Fms. Palomar-Almonacid-Cerro

Fm. Cuevas Labradas

Fm. Cortes de Tajuña

Fm. Imón

Facies Keuper

Dirección y buzamiento de planos S0

Normal

Invertido

Contacto entre unidades

Discordante

Concordante

Símbolos estructurales

Anticlinal

Sinclinal

Anticlinal invertido

Anticlinal cubierto

Sinclinal cubierto

Cabalgamiento

Figura 6: Cartografía geológica a detalle de la zona de estudio.

5.1. Zona Sur: serie jurásica-cretácica

5.1.1. Pliegues principales

En el sector S de la zona de estudio se encuentran una serie de pliegues que afectan a los materiales jurásicos y cretácicos aflorantes, siendo conformada por dos anticlinales y dos sinclinales que se suceden contiguos de W a E, y que se extienden en dirección NW-SE y NNW-SSE (Fig. 6). El estudio estructural de la secuencia se centrará en la sucesión de los tres pliegues más orientales.

Estos pliegues (Fig. 7) son, de W a E; el sinclinal “Atalaya”, anticlinal “Icnitas” y el sinclinal “Ariño”, en referencia a los elementos más significativos que se sitúan en sus proximidades. A partir de este punto serán nombrados como pliegues “A”, “B” y “C” respectivamente.

Los tres pliegues comparten un sentido de inmersión S en sus ejes, de 8°, 15° y 31° de magnitud para los pliegues A, B y C respectivamente. Los planos axiales de los sinclinales A y C muestran orientaciones NW-SE, siendo la dirección de sus planos axiales N 142° E y N 133° E respectivamente, con altos valores de buzamiento en sentido S en el caso del pliegue C y en sentido N en el pliegue A. Ambos describen una plano de movimiento de dirección NE-SW. El pliegue B, por su parte, presenta una orientación de su plano axial NNW-SSE (N 162° E) y 77° de buzamiento en sentido W, con un plano de movimiento de dirección E-W.

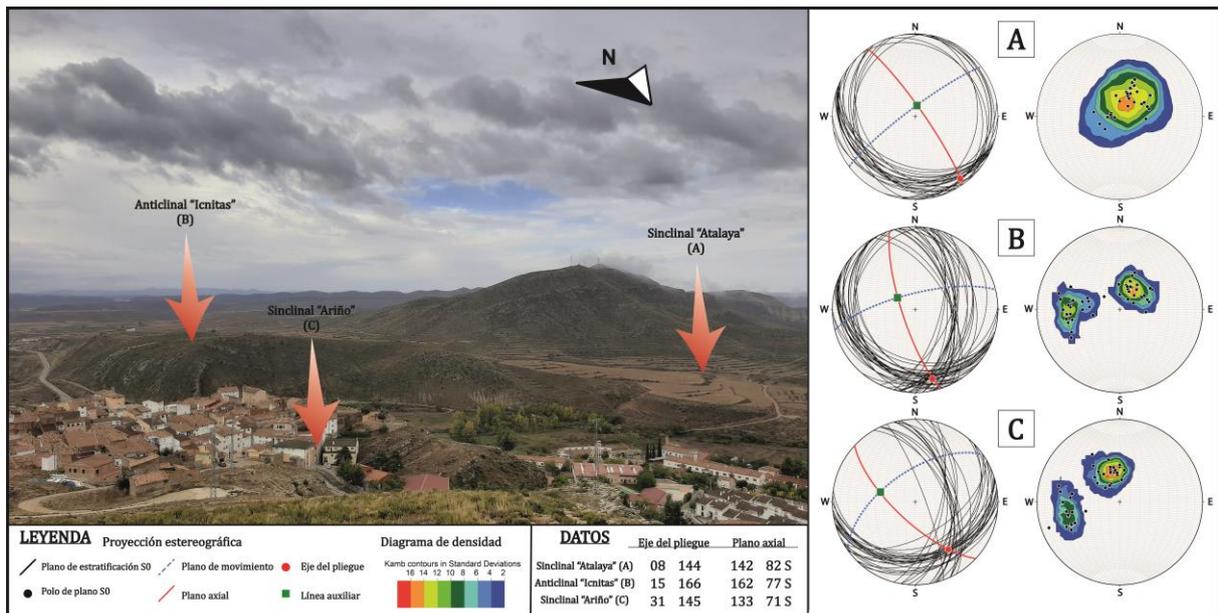


Figura 7: Esquema panorámico de los principales pliegues de la zona de estudio junto a sus correspondientes representaciones estereográficas y de densidad de polos de los planos de estratificación S0.

Atendiendo a los diagramas de densidad y de rosas de los polos de planos S0 totales medidos en dichos pliegues (Fig. 8), se pueden distinguir 3 poblaciones principales de planos de estratificación. Estas son las familias de planos E-W, NW-SE y N-S. Dichas familias se corresponden con direcciones de transporte, definidas por sus polos, de orientación N-S, NE-SW y E-W respectivamente.

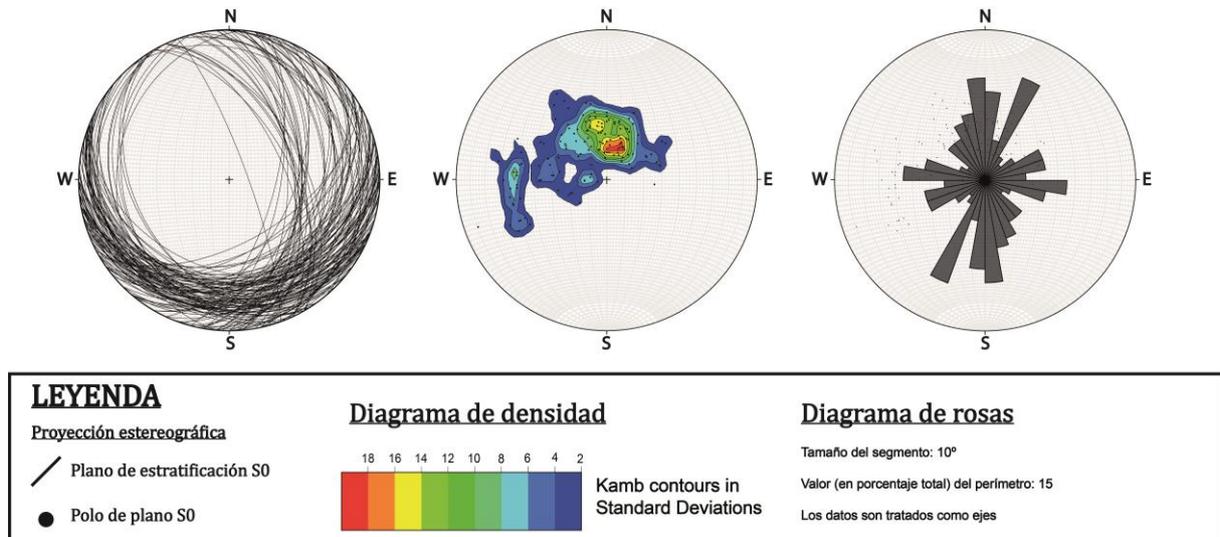


Figura 8: Proyección estereográfica de los planos de estratificación pertenecientes a los pliegues descritos A, B y C, junto al diagrama de densidad de polos de planos S0 y el al diagrama de rosas.

5.1.2. Picos estilolíticos

A lo largo del sector S de la zona de estudio se han tomado medidas de inmersión y azimut sobre picos estilolíticos, distribuidos en varias estaciones de medida correspondientes a afloramientos de materiales carbonatados de edad jurásica (Fm. Cuevas Labradas) y cretácica (Fm. Alacón y Fm. Oliete). Es en estas dos primeras, la Formación Cuevas Labradas (Fig. 9A) y la Formación Alacón (Fig. 9B), donde estos picos estilolíticos muestran un mayor desarrollo, distribución y homogeneidad.

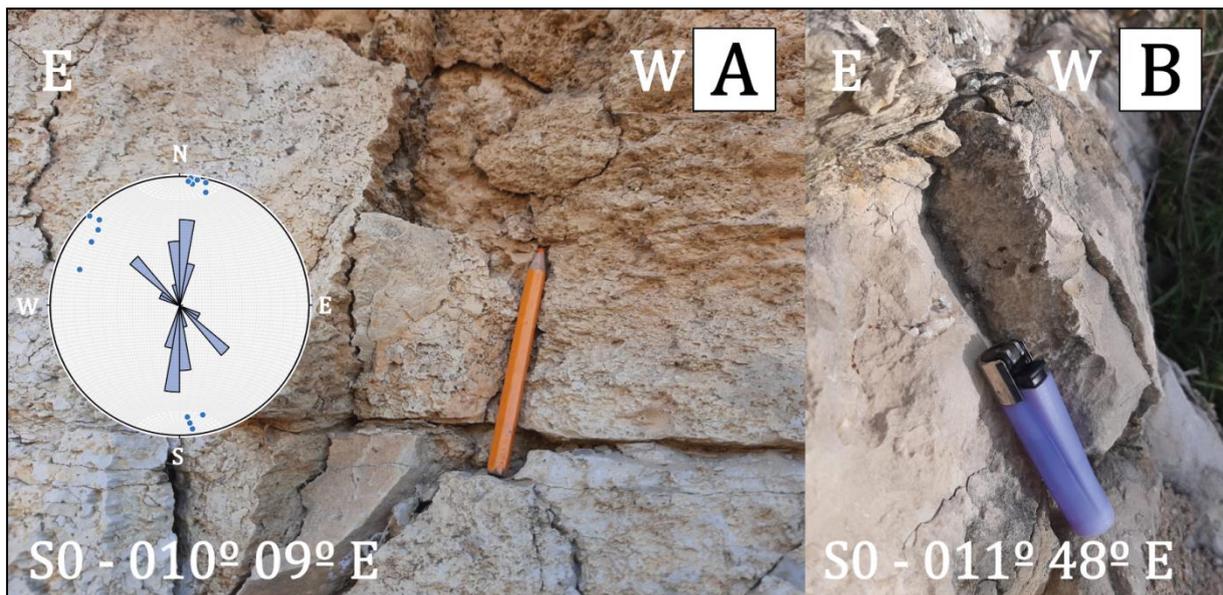


Figura 9: A) Detalle de picos estilolíticos en la Estación 1 (Fm. Cuevas Labradas) en el sector occidental de la zona de estudio, en el margen S del Río Martín, junto a la proyección estereográfica y diagrama de rosas de las orientaciones de estilolitos tomadas en dicha estación. B) Detalle de picos estilolíticos en la Estación 5 (Fm. Alacón) próximo al Yacimiento de Icnitas del Río Escuriza.

Daniel Ruiz Blasco

Una vez restituidos los estilolitos fueron restituidos con respecto a los planos de estratificación, se aplicó sobre los mismos el análisis en diagrama de rosas. Observando su correspondiente estereograma (Fig. 10), la orientación general de los picos estilolíticos es N-S (entre N350°E y N010°E de dirección), con una población significativa NNE-SSW entre N010°E y N030°E, y otra secundaria NW-SE cuyo rango de direcciones y distribución es más amplio.

Dada la relación entre la orientación de los picos estilolíticos y el eje máximo de esfuerzos σ_1 (Arthaud y Choukroune 1972), se puede aseverar que el sector estudiado se vio afectado por una compresión principalmente N-S, con variaciones en su orientación del orden de 20°-30° hacia el E y el W. Esta debió de suceder posteriormente a la diagénesis de Fm. Oliete (Cretácico Inferior), los materiales más modernos en los que se han tomado medidas.

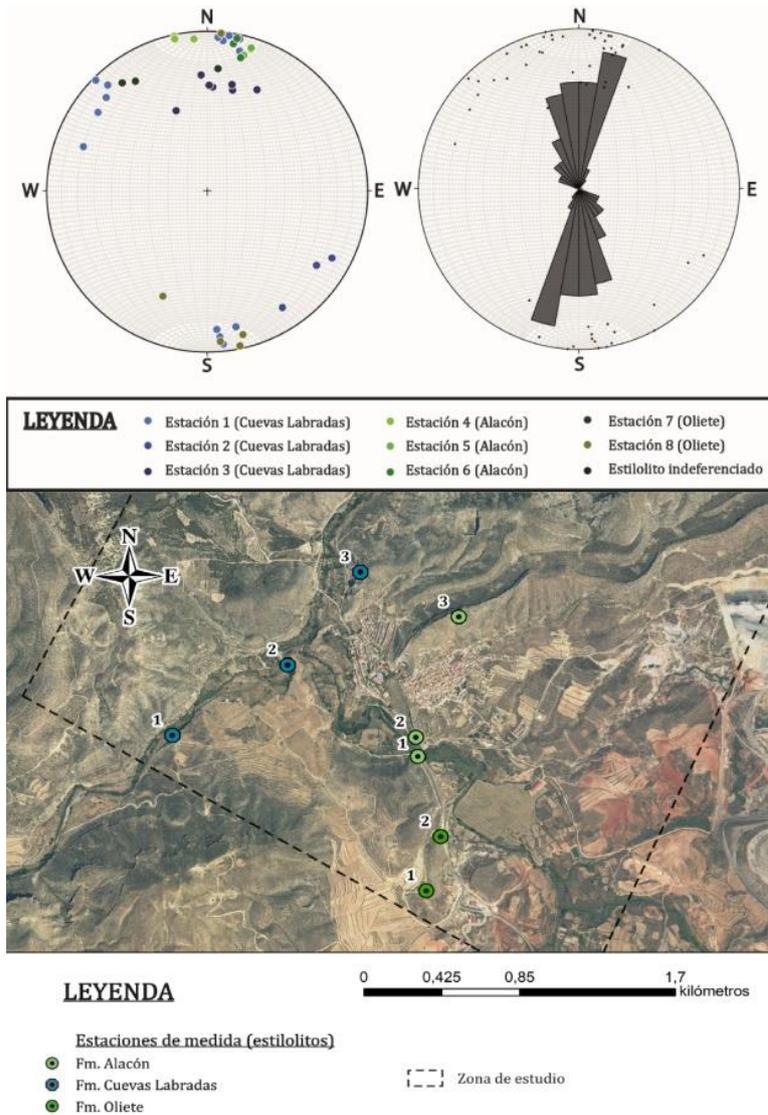


Figura 10: Proyección estereográfica y diagrama de rosas de los picos estilolitos totales medidos en la zona de estudio junto a mapa con las localizaciones de las estaciones de medida.

5.1.3. Fallas normales en Fm. Cuevas Labradas

En el margen suroccidental de la zona de estudio se ha observado un sistema conjugado de fallas normales en la Fm. Cuevas Labradas (Fig. 11). Estas estructuras presentan direcciones E-W y buzamientos que oscilan entre los 50° y 80°, mayores en aquellas fallas de sentido de buzamiento S. Los saltos de falla son del orden de varios centímetros, variando entre 2 y 12 cm. Las fallas se propagan a través de las capas carbonatadas más competentes y se amortiguan al alcanzar los interestratos margosos finos. Según el modelo propuesto por Anderson (1951), se infiere una compresión subvertical (σ_1) y extensión N-S (σ_3) con un σ_2 de dirección E-W,

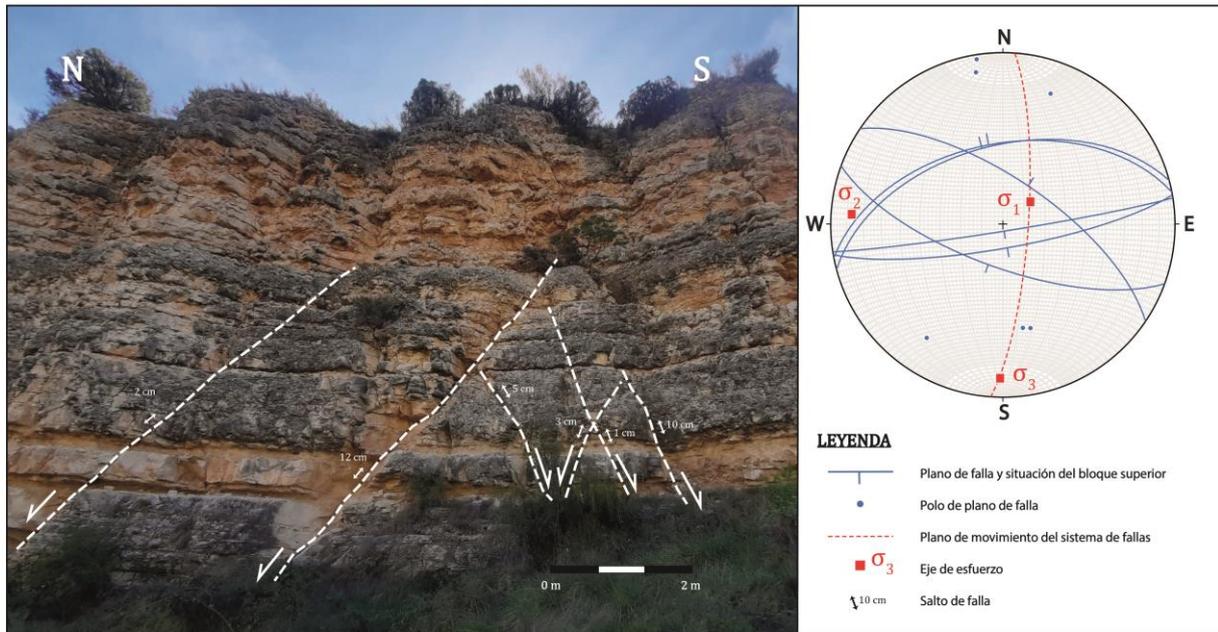


Figura 11: Sistema conjugado de fallas normales en el afloramiento del núcleo del anticlinal en el margen W de la zona de estudio, a orillas del Río Martín, y proyección estereográfica de los planos de fallas y los ejes de esfuerzo inferidos a partir del modelo de fallas conjugadas de Anderson.

También han sido definidas fallas de componente normal en otras estaciones de medida sobre Cuevas Labradas, en el extremo occidental de la zona de estudio (Fig. 12). Se trata de dos fallas normales con sentido de buzamiento S superior a 60° y dirección E-W afectando a estratos subhorizontales. Cabe destacar la presencia de fracturas en la Fm. Imón, con dirección y buzamiento similares a las fallas analizadas en la Fm. Cuevas Labradas pero con desplazamiento nulo o inferior al centímetro.

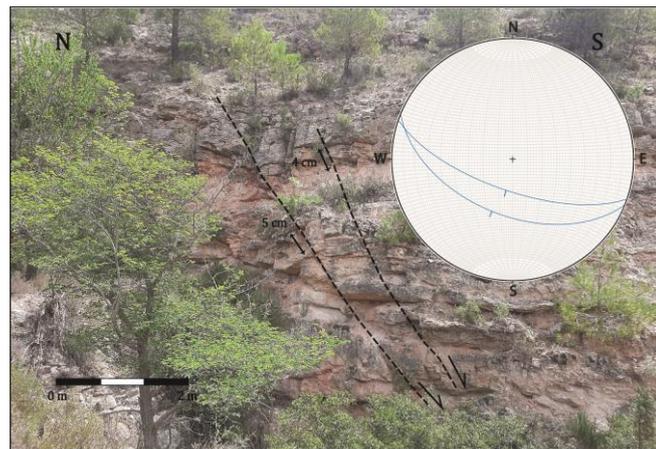


Figura 12: Esquema y estereograma de fallas normales medidas en el afloramiento occidental de Fm. Cuevas Labradas, próximo al cabezo de la Rocha del Bailes.

5.2. Zona N: Cabalgamiento de la Sierra de Arcos

5.2.1. Triásico Superior

En el sector N de la zona de estudio, la Facies Keuper está afectada por una sucesión de pliegues tumbados observables en el afloramiento de la Zona recreativa “La Casilla”. Se tratan de materiales fuertemente deformados, dada la gran plasticidad de las evaporitas y lutitas que conforman estas facies y su condición de nivel de despegue dentro del cabalgamiento (Aurell *et al.*, 2017).

Los materiales de la Facies Keuper presentes en el afloramiento constan de estratos tabulares de yesos ocre y grises laminados, de espesor métrico, con engrosamientos puntuales en la zona

de charnela, y que constituyen las capas de mayor competencia. Por otro lado, aparecen estratos de margas yesíferas de tonos grises claros y lutitas rojas con yesos blancos, de espesor variable, con engrosamientos en la zona de charnela que pueden triplicar el espesor observado en sus flancos. Estos materiales constituyen los depósitos menos competentes dentro de la serie perteneciente al afloramiento.

La estructura general (Fig. 13A) está conformada por una serie de pliegues en tumbados de vergencia N, en la que ha sido descrita una secuencia de estructuras principales sinclinal-anticlinal-sinclinal de escala decamétrica, en cuyos flancos y charnelas aparecen pliegues parásitos de escala métrica. En los núcleos de estos pliegues principales se han observado series compactas de pliegues secundarios de menor entidad, en plegamiento poliarmónico con respecto a la sucesión principal, y que afectan a estratos de menor potencia y competencia. En última instancia, se han encontrado laminaciones plegadas en el interior de los estratos tabulares de yesos ocre, y series de micropliegues de escala centimétrica en estratos de espesores reducidos de yesos y margas grises. Los estratos tabulares forman estructuras tanto de flexión como de aplastamiento, siendo estas últimas los pliegues secundarios y parásitos adscritos a los flancos y charnelas de los pliegues principales. En el caso de las lutitas y margas son de aplastamiento, con importantes deformaciones y variaciones de espesor, como ocurre en el núcleo del sinclinal I (Fig. 13B).

En la Figura 13B se pueden observar las estructuras caracterizadas en el afloramiento. Se trata de pliegues con buzamientos que oscilan entre los 50° y 60° en sentido S y direcciones E-W y E-W de sus planos axiales, describiendo un sentido de movimiento N-S y NNW-SSE respectivamente. Sus ejes, en el caso de los pliegues II y III, se encuentran horizontales en dirección E-W, mientras que en el caso del sinclinal I la inmersión es en sentido W. Los planos de esquistosidad definidos en los interestratos margosos se aproximan a las orientaciones de los planos axiales de los pliegues principales, y establecen relaciones de inversión de los flancos coherentes con la caracterización visual de la estructura.

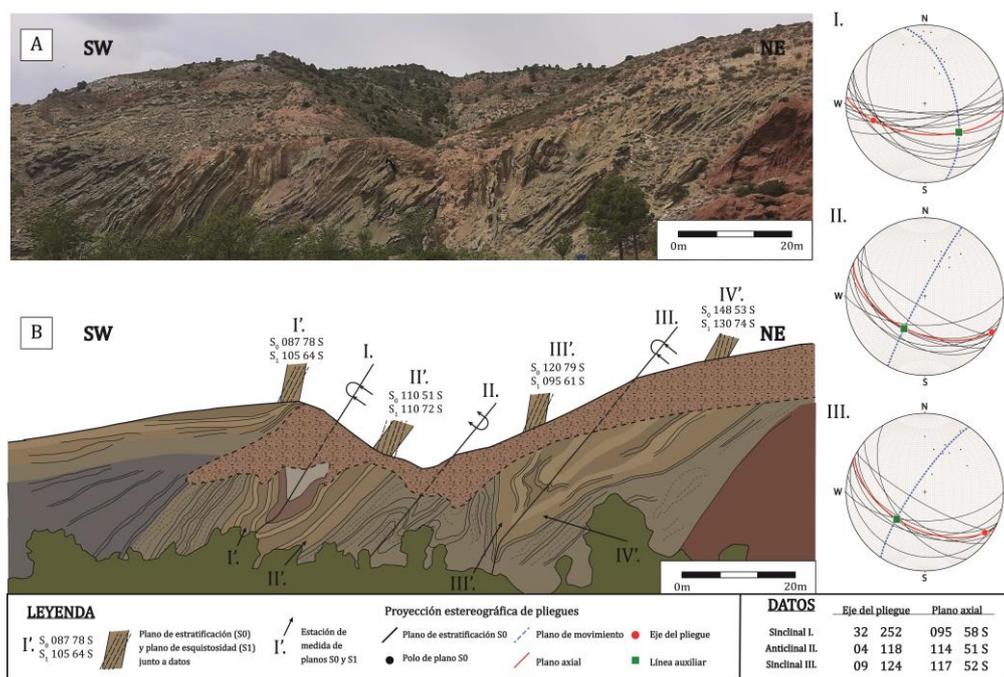


Figura 13: A) Panorámica del afloramiento de las Facies Keuper en la Zona Recreativa “La Casilla”. B) Esquema estructural del afloramiento, relaciones entre planos de estratificación y esquistosidad, pliegues observados y sus correspondientes proyecciones estereográficas geométricas.

Se han tomado medidas sobre varios pliegues de menor entidad a lo largo del afloramiento (Fig. 14). Todos ellos muestran direcciones en sus planos axiales NW-SE, con sentidos de buzamiento S y altos valores de inclinación para los pliegues parásitos y secundarios, mientras que aquellos de sentido de buzamiento N se corresponden con micropliegues y laminaciones plegadas. Ambos conjuntos de pliegues describen un sentido de movimiento NE-SW.



Figura 14: Esquema panorámico de pliegues secundarios y parásitos observados en las Facies Keuper en el afloramiento de la Zona Recreativa “La Casilla”. La imagen izquierda se corresponde con el plegamiento poliarmónico observado en el núcleo del pliegue II, mientras que la imagen derecha pertenece al flanco S del pliegue I (referencia en Figura 13B). Y proyecciones estereográficas de planos axiales y planos de movimiento de varios pliegues medidos.

5.2.2. Planos de esquistosidad

En los estratos lutíticos de las Facies Keuper, pertenecientes al afloramiento tratado, se han realizado mediciones de dirección y buzamiento en planos de esquistosidad S1 (Fig. 15).

Estos planos muestran principalmente direcciones E-W, y en menor medida NW-SE. Sus valores de buzamiento son variables, mayormente oscilan entre los 50° y 70° en sentido S, con mínimo de 42° S y máximo de 90°.

A partir de ellos se ha calculado la inmersión y azimut de la dirección de acortamiento σ_1 , 22/013, como la media de los polos de los planos S1. La Figura 15 presenta conjuntamente los planos S1 con los planos axiales de los pliegues descritos en el afloramiento. En ella, se ha representado también la dirección de acortamiento y plano de movimiento medio de los pliegues, de orientación 033 79° E.

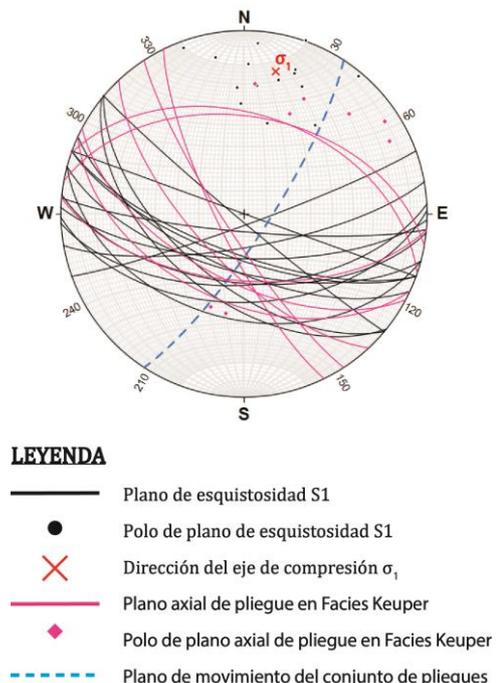


Figura 15: Estereograma conjunto de los planos de esquistosidad S1, planos axiales de los pliegues de la Facies Keuper, dirección de acortamiento inferida de los planos S1 y plano de movimiento general de la secuencia.

5.2.3. Cabalgamiento de la Sierra de Arcos

Este cabalgamiento, ubicado en el extremo N de la zona de estudio, coloca el Triásico Superior por encima de las lutitas y areniscas de edad paleógena. La traza del cabalgamiento perteneciente a la zona de estudio se corresponde con una orientación general E-W, salvo en varios segmentos de baja extensión en su margen W, de dirección NW-SE (Fig. 6). El contacto entre ambos bloques, superior e inferior, es difuso, ya que el cabalgamiento pone en contacto entre sí materiales arcillosos.

En el frente de cabalgamiento occidental (Fig. 16A), el plano de falla correspondiente al cabalgamiento queda cubierto por depósitos de terraza del río Martín y materiales detríticos deslizados. En este punto, las dolomías de Fm. Imón se encuentran plegadas formando un sinclinal en contacto con el Paleógeno. Tomando el plano de estratificación del flanco del pliegue en contacto con los materiales del bloque inferior, se puede inferir una superficie de cabalgamiento de orientación $165, 43^\circ$ W (Fig. 16B) en este punto.

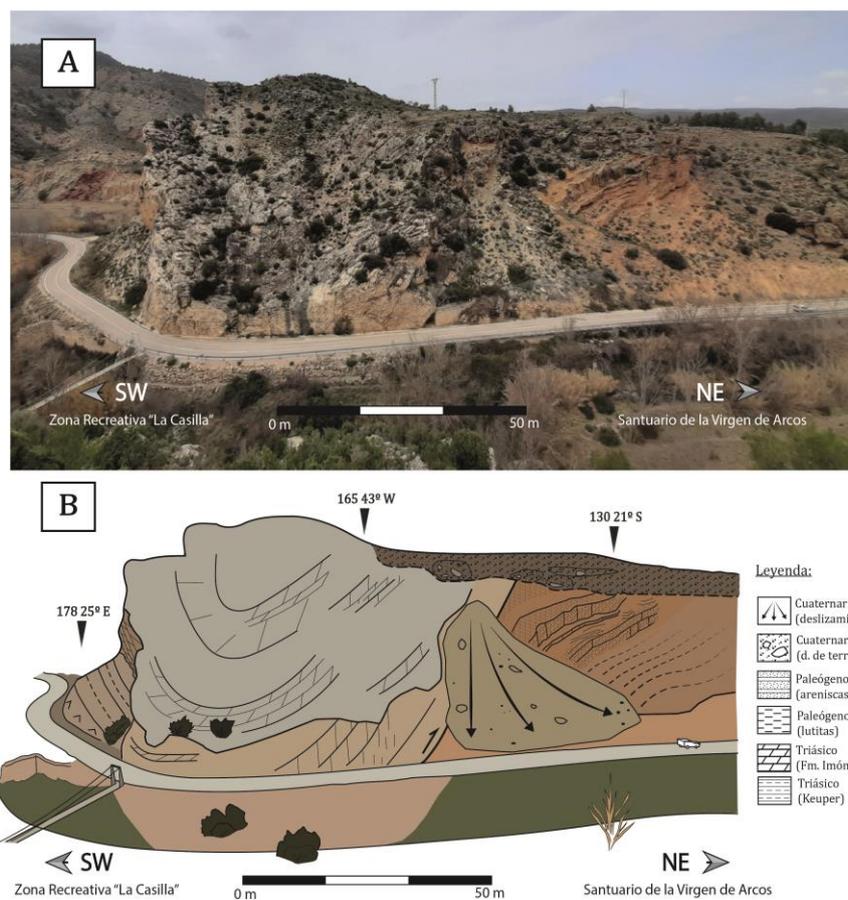


Figura 16: A) Panorámica del Cabalgamiento de la Sierra de Arcos en la Zona Recreativa "La Casilla", próximo al puente colgante. B) Esquema estructural del cabalgamiento en el afloramiento.

Por otro lado, en el margen E del afloramiento del cabalgamiento, los materiales mesozoicos describen un anticlinal inclinado, vergente al N, que se coloca por encima de los materiales paleógenos. En este segmento, la traza del cabalgamiento es de dirección E-W y el plano de falla presenta buzamientos muy altos, en sentido S. El Triásico Superior se encuentra en este punto cabalgando tanto al Paleógeno como a una escama de cabalgamiento conformada por depósitos arcillosos de edad cretácica, que se corresponden con el flanco N del anticlinal inclinado.

5.3. Interpretación y discusión de resultados

Atendiendo a los resultados expuestos a lo largo de este trabajo, se ha propuesto una interpretación de la estructura general de la zona de estudio, reflejada en el corte geológico I-X-I' (Figura 17), referenciado en la Figura 6.

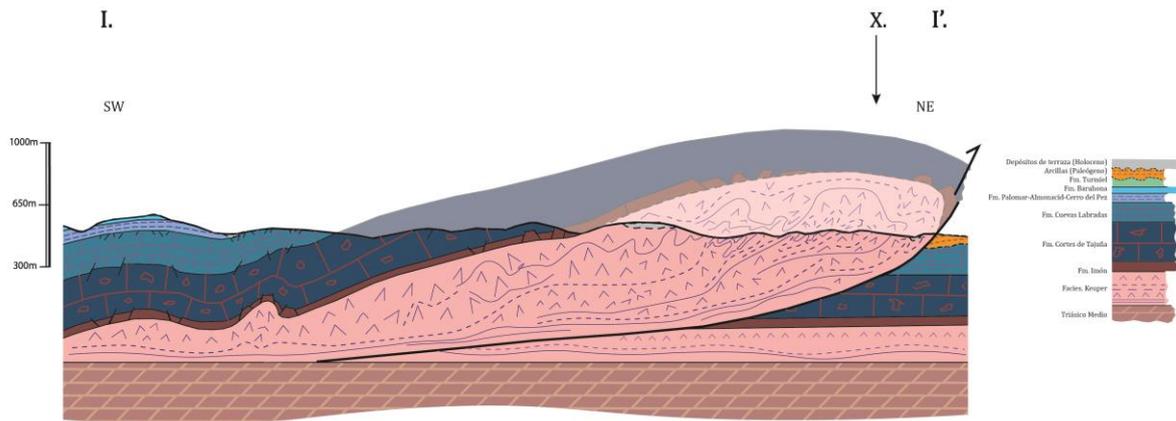


Figura 17: Corte geológico I-X-I' (Referencia geográfica en la Figura 6)

La zona de estudio comprende el bloque superior del cabalgamiento frontal de la Sierra de Arcos, cuya traza de falla se extiende a lo largo de su margen septentrional en dirección NW-SE y E-W, colocando los materiales mesozoicos por encima de los depósitos de edad paleógena. Se ha determinado su origen como producto de la reactivación de una falla lítrica, formada en el marco extensional del rift del Triásico Superior (Bordonaba *et al.*, 1999), durante la Orogenia Alpina. A su vez, debido a la diferencia de cargas fruto de la reactivación de dicha falla, la Facies Keuper actúa como nivel de despegue regional dando lugar a un fenómeno de diapirismo. Las evidencias de ello son la presencia de estructuras extensionales orientadas con respecto al cabalgamiento (Fig. 11 y Fig. 12), infiriendo un eje de compresión σ_1 vertical que se interpreta como el empuje del ascenso del diapiro. Y, por otro lado, el engrosamiento y alta deformación de la Facies Keuper en el frente de falla, donde se encuentra la estructura diapírica principal.

Los pliegues de la Facies Keuper (Fig. 13B), comprendidos en la estructura diapírica principal, tienen una orientación general de plano axial 126, 73S y 033 79 E de plano de movimiento. Mientras que los pliegues descritos en la serie jurásica-cretácica (Fig. 7) presentan dirección y buzamiento general de plano axial de 145 71 S y 056 88 N para el plano de movimiento.

Se ha inferido, mediante la aplicación del análisis dinámico sobre los picos estilolíticos (Fig. 10) y planos de esquistosidad (Fig. 15), una dirección principal de acortamiento N-NNE. En el caso de los primeros, dicha orientación se encuentra entre N350°E y N10°E y, en el caso de los segundos, con valores de inmersión y azimuth de 22/013. Por otro lado, las orientaciones de los diferentes pliegues descritos en la Facies Keuper se corresponden en gran medida con la orientación general de los planos de esquistosidad 103 68 S.

En el estereograma de la Figura 18 se encuentran representados los datos citados anteriormente. De ellos, se han extraído dos direcciones principales; una orientación N-NNE de acortamiento o eje principal de esfuerzos y una dirección de movimiento de las estructuras NE-SW. En este punto, se han tomado dos hipótesis que expliquen la evolución tectónica del sector estudiado:

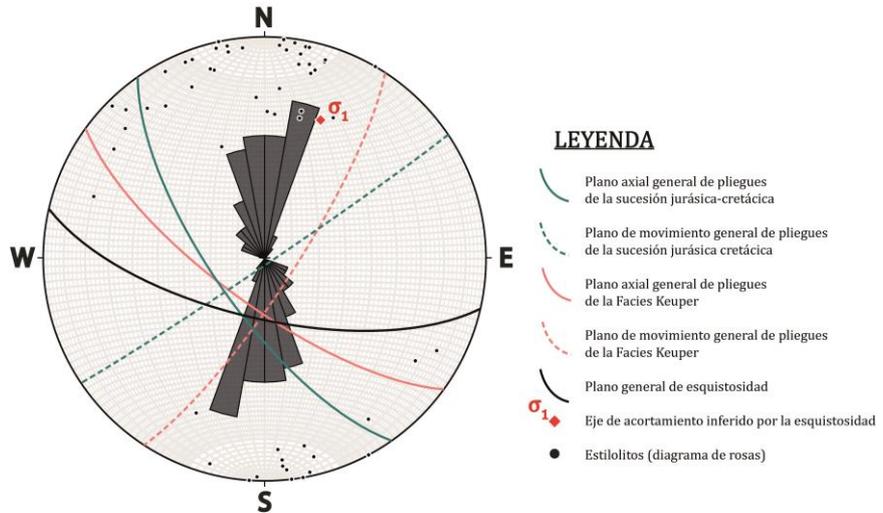


Figura 18: Estereograma de orientaciones generales de los principales conjuntos de estructuras tectónicas comprendidas en la zona de estudio.

1ª Hipótesis

Se interpretan varias etapas de deformación y direcciones de esfuerzo dentro del contexto de la Orogenia Alpina, en las que se formaron las diferentes estructuras presentes en la zona de estudio. Esta hipótesis se centra en el estudio de Simón y Liesa (2011).

Atendiendo al trabajo de Liesa (2000), se establece una primera etapa comprensiva NE-SW (Campo Ibérico) sucedida entre el Eoceno Superior y el Oligoceno, en la cual se produce la reactivación de los segmentos de la falla listrica a inversa de trazado NW-SE y el plegamiento de los materiales mesozoicos. A continuación, sigue una segunda etapa compresiva, esta vez de orientación N-NNE (Campo Pirenaico) durante el Oligoceno Superior y el Mioceno inferior, el resultado de la misma es la formación de picos estilolíticos en carbonatos mesozoicos, y la reactivación de los planos de falla de trazado E-W. La formación del diapiro principal del afloramiento de la Zona recreativa "La Casilla" (Fig. 13A) tuvo lugar durante esta etapa, dada la dirección E-W de las fallas normales asociadas al mismo. La esquistosidad de la Facies Keuper pudo formarse en una etapa intermedia de las mismas dada sus orientaciones mixtas, en la cual se produce una rotación en sentido antihorario en la dirección de los campos de esfuerzo principales. Finalmente, los picos estilolíticos de orientación NW-SE indicarían una tercera y última etapa compresiva (Campo Bético), de menor incidencia en la zona de estudio.

2ª Hipótesis

Se plantea una sola dirección principal de esfuerzos de orientación N-NNE a lo largo de diferentes fases o etapas consecutivas, en las que se formaron las diferentes estructuras presentes en la zona de estudio. Esta teoría se basa en la correlación entre las direcciones definidas en las estructuras de la Facies Keuper, la esquistosidad y el plano axial de los pliegues, y la presencia de diairos secundarios en el bloque superior del Cabalgamiento de la Sierra de Arcos, como estructuras de zócalo que condicionaron la cinemática y geometría de los pliegues.

La evolución planteada iniciaría con la reactivación de la falla lítrica a inversa en el Cabalgamiento de la Sierra de Arcos, por la acción del campo de esfuerzos compresivo N-NNE. En consecuencia a la diferencia de cargas producida por la formación del cabalgamiento, la Facies Keuper actúa como nivel de despegue regional y se produce el fenómeno de diapirismo en la base del bloque superior cabalgante, con la aparición del diapiro principal y otros de menor entidad. El ascenso de los mismos provocó la aparición de estructuras extensionales orientadas con respecto al diapiro principal. Los pliegues NW-SE pudieron ser formados, bien por el propio ascenso del material diapírico o por plegamiento de unidades sobre ellos, modificando su trayectoria y forma esperable bajo dicho régimen de esfuerzos. Esta serie de eventos se sucedió bajo un régimen compresivo acaecido en el Oligoceno Superior y/o Mioceno Inferior, seguido de una compresión menor NW-SE registrada en los picos estilolíticos posterior a la principal (Liesa, 2000).

Discusión

En lo que atañe a la primera hipótesis planteada, cabe destacar que, si bien las orientaciones de las estructuras son muy marcadas, y son relacionables con los campos de esfuerzo planteados por Liesa (2000), hay una divergencia notable entre la orientación de los indicadores cinemáticos y dinámicos. Un ejemplo de ello recae sobre los picos estilolíticos donde, en el muestreo efectuado de los sesenta individuos, no hay ningún ejemplar de dirección NE-SW que se relacione con la dirección de desplazamiento de los pliegues mesozoicos. Si bien, hay que tener en consideración la posibilidad de que la zona de estudio fuese sometida a varios campos de esfuerzo, cuya manifestación estructural haya variado en función de factores tales como su intensidad o duración en la aplicación del esfuerzo.

No obstante, la segunda hipótesis pone de manifiesto una explicación para dicha variación en la orientación, inferida por los indicadores cinemáticos y dinámicos descritos en la zona de estudio, fruto de su interacción entre el campo de esfuerzos N-NNE y el diapirismo patente en la Facies Keuper. Por lo tanto, se toma esta segunda hipótesis como la que más se adecua a los resultados obtenidos.

6. Conclusions

The study area, which includes the Ariño sector (Teruel) within the Iberian Chain, was affected during the Late Oligocene - Early Miocene by a stress field oriented N-NNE. This stress field produced the formation of a series of tectonic structures throughout various phases.

In the first instance, the reactivation of a listric fault of Triassic age and S immersion's sense, forming the Sierra de Arcos Thrust. The difference in loads resulting from this process caused a main diapiric phenomenon that affected the Keuper Facies, as the thrust detachment level, whose most important structure was associated with the fault front. In addition, it caused the appearance of secondary diapiric structures along the basal level of the thrust. This phenomenon is associated with the presence of oriented extensional structures, high deformation and increased thickness in the Keuper Facies.

After the reactivation, the presence of these secondary diapirs as previous basement structures induced, directly or indirectly, the formation of folds in the Mesozoic materials of the upper block, oriented in the NW-SE direction and whose movement plane describes a NE trajectory. -SW. This stress field was recorded as stylolitic peaks and schistosity planes in the

folds of the Keuper Facies. After this N-NNE compressional episode, the study area was affected by a NW-SE direction stress field, weakly recorded in the area and which is related to the last stages of the Alpine Orogeny within the Iberian Cordillera.

7. Agradecimientos

¡Un abrazaco bien de grande a todos aquellos que me han echado un cable, por pequeño que haya sido, durante estos seis años en el Grado! Comenzaría a listar a gente, pero no acabaría nunca vaya...

Sea como sea, si alguno de vosotros lee esto ¡¡¡¡¡Va por vosotros chic@s, espero que os haya molado!!!!

8. Bibliografía

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. y Fisher, D. (2013). Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.

Anderson, E. M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the revised second edition (1963), 206 p.

Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972). Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. Rev. Inst. Fr. Petrol., 27 (5) 715-732.

Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I. y Casas, A. (2017): Guía de geología y paleontología del Parque Cultural del Río Martín, Edición Renovada. Asociación Parque Cultural del Río Martín, Ariño, 151 p.

Bordonaba, A.P. (2000-2002): Estudio de las relaciones sedimentológicas entre las facies carbonatadas y las facies evaporíticas del Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica central (Teruel). Revista del Instituto de Estudios Turolenses, 88-89(1), 7-35.

Bordonaba, A. P. y Aurell M. (2001): El Hettagiense-Sinemuriense (Jurásico Inferior) en el sector Montalbán-Oliete (Teruel): análisis de facies y evolución tectosedimentaria. Revista de la Sociedad Geológica de España, 14(1-2), 135-146.

Bordonaba, A. P., Aurell M. y Casas, A. (1999): Control tectónico y distribución de las facies en el tránsito Triásico-Jurásico en el sector de Oliete (Teruel). Revista de la Sociedad Geológica de España, 25, 43-46.

Delvene, G., Meléndez, G., Bello, J. y Pérez, I. (1997): El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la Llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Truel): Análisis tafonómico y Bioestratigrafía. Cuadernos de geología ibérica, Nº 23, 269-300.

Instituto Geográfico Nacional [En línea] Centro de Descargas del CNIG (Tomado el 23/09/2022). Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>

- Liesa, C.L. (2000). Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 760 p.
- Liesa, C.L., Casas, A. M. y Simón, J.L. (2018). La tectónica de inversión en una región intraplaca: La Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 23-50.
- Querol, X. (1990): Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm. Esucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 509 p.
- Ríos, L.M., Beltrán, F.J. y Lanaja, J.M. (1981): Mapa geológico y Memoria de la Hoja Nº 467 (Muniesa. Mapa Geológico de España E.1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Primera Edición, IGME, Madrid, 26 p.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N. y Soria, A.R. (2006): Tectónica extensiva sinsedimentaria de la Fm. Escucha en el sector meridional de la Subcuenca Cretácica de Oliete (Cadena Ibérica Oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(1-2), 99-112.
- Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2011). Incremental slip story of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society of London, Special Publications*, 349: 77-79.
- Soria, A.R., Vennin, E. y Meléndez, A. (1992): Control tectónico en la evolución de rampas carbonatadas del Cretácico Inferior de la Cubeta de Oliete (prov. De Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(1-2) 47-61.