

ESTUDIO ESTRUCTURAL Y SEDIMENTARIO DE UN SECTOR DE LOS PUERTOS DE BECEITE (TERUEL)

JAIME CASES ABADÍA

Directores: José Luis Simón Gómez
Aránzazu Luzón Aguado



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

ÍNDICE

Abstract	2
Situación geográfica	2
Situación Geológica	2
<i>Estratigrafía</i>	3
Mesozoico	3
Cenozoico	4
Objetivos	5
Metodología	5
Estratigrafía del Cenozoico	6
<i>Columna estratigráfica de Beceite “Peña Galera”</i>	6
Consideraciones	9
<i>Descripción e interpretación de facies</i>	10
<i>Modelo de facies</i>	11
Estructura	12
<i>Fracturas tensionales de Peña Galera</i>	14
<i>Análisis cinemático</i>	16
<i>Análisis de paleoesfuerzos</i>	18
Síntesis e Interpretación General	19
<i>Relaciones entre macro-mesoestructuras y campos de esfuerzos</i>	19
<i>Análisis tectosedimentario y cronología de la deformación</i>	20
<i>Discusión: Evolución Macroestructural y del campo de esfuerzos en los Puertos de Beceite en el marco de la Cordillera Ibérica</i>	22
Conclusions	23
Bibliografía	23
ANEXOS	25
Anexo I:	25
Anexo II:	26
Anexo III:	0
Anexo IV:	0

Abstract

This work presents a study about the structure and the relationships between tectonics and sedimentation in the area of Beceite during the Alpine Orogeny. This area is located in the linking zone between the Iberian Chain and the Coastal Catalan Chain. In this geological context, the area is important because it combines the structural style of the Iberian Chain and the structural trend of the Coastal Catalan Chain. This work provides new data that allow improving our knowledge on the evolution of the Alpine Orogeny in the Iberian Plate.

The sedimentology section is focused on the study of different Cenozoic tectono-sedimentary units and, particularly, the sedimentary characteristics of the Peña Galera alluvial fan.

The structural section includes description and analysis of geometry of macrostructures, kinematics and paleostresses. At a macrostructural scale, the study is based on the elaboration and interpretation of the geological map and two geological cross sections, one of them in detail within the area or Peña Galera. At a microstructural scale, kinematical data been obtained for interpreting transport directions of thrusts. The paleostress analysis is based on the orientation of solution lineations in conglomerate pebbles, which were collected in 11 data sites through the Cenozoic series.

During the Alpine Orogeny, three intraplate compressional stress fields were recorded in the Beceite area, with compression directions ENE-OSO, NNE-SSO y NNO-SSE. These compression directions match the main regional stress fields recognized within the Iberian Chain. Finally, it has been possible to propose a structural and sedimentary evolution model during the Alpine Orogeny.

Situación geográfica

El área de estudio se sitúa al noreste de la provincia de Teruel, entre las localidades de Valderrobres y Beceite, y se encuentra incluida en el entorno de los Puertos de Beceite. Forma parte de las hojas 496 y 521 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.

La localidad de Beceite pertenece a la comarca del Matarraña, al igual que Valderrobres, que es la capital comarcal. Se localiza a 579 m sobre el nivel del mar, con un clima mediterráneo continentalizado de tipo subhúmedo. La temperatura media anual se encuentra en torno a 12°C, y la precipitación media es de 677mm. La red fluvial del área es en general de carácter intermitente, observándose solamente cursos de agua continuos en los ríos Matarraña y Ulldemó.

Es importante resaltar que la zona se encuentra en el entorno de dos Lugares de Interés Geológico (LIGs) declarados por el Gobierno de Aragón: LIG 77 (Relieve de las Guvies del Parrisal) y el LIG 78 (Conglomerados de Peña Galera).

Situación Geológica

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se sitúa en el sector noreste de la Cordillera Ibérica, en la conocida como Zona de Enlace, entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. (Fig. 1)

Los materiales que afloran en la zona son de edades que van desde el Triásico Medio hasta el Cuaternario. En el Mesozoico casi exclusivamente carbonatado, las unidades marinas de calizas, dolomías y margas se intercalan entre sí. Únicamente al final del Cretácico Inferior encontramos una unidad arenosa continental destacando dentro de la dinámica marina de la cuenca. Estos

materiales se encuentran plegados y son los que dan lugar a los grandes relieves de la zona, a excepción de Peña Galera, dominada por conglomerados predominantemente paleógenos. A diferencia de los materiales mesozoicos, los cenozoicos se depositaron en un ambiente continental endorreico, formado por sistemas lacustres y aluviales (López *et al.*, 1985).

La dirección general de las estructuras es la propia de la Cordillera Costero Catalana (NE-SO), siendo sus principales accidentes tectónicos una serie de cabalgamientos con vergencia hacia la Cuenca del Ebro. El nivel de despegue es el nivel margoso-evaporítico del Muchelkalk medio, aunque también pueden actuar como tal las facies Keuper y, localmente, las margas del Jurásico Medio. Desde un punto de vista morfoestructural esta área podría considerarse enmarcada dentro de la Cordillera Costero Catalana, pero desde un punto de vista geológico queda claramente situada dentro de la Cordillera Ibérica, ya que mantiene las unidades estratigráficas y su estilo estructural general.

Los inicios de la historia geológica de la Cordillera Ibérica se localizan en un marco intracratónico, y en ella quedan representadas estructuras tanto de la Orogenia Hercínica y como de la Alpina (Capote *et al.*, 2002). En el Mesozoico se forma y se rellena la Cuenca Ibérica, con dos periodos de *rifting* (Triásico y Cretácico Inferior) y dos de *postrift* (Jurásico y Cretácico Superior), variando significativamente los materiales depositados durante cada periodo (Casas *et al.*, 1997). A finales del Cretácico el estado de esfuerzos cambia dentro de la Placa Ibérica y comienza la Orogenia Alpina. Esto produce la formación de estructuras compresivas y la inversión de la Cuenca Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979). La cordillera presenta un estilo tectónico de zócalo y cobertera.

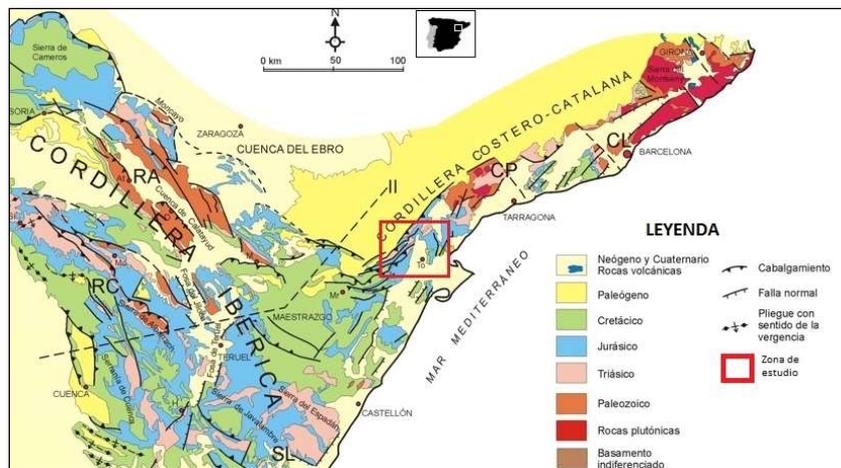


Figura. 1 Localización geológica del área de estudio. Modificado de (Vera *et al.*, 2004).

Estratigrafía

A continuación, se resumen las principales características de las unidades litoestratigráficas del Mesozoico basado en información de los mapas geológicos a escala 1:50.000 en los que se enmarca la zona (López *et al.*, 1985)

Mesozoico

La serie estratigráfica comienza en el Triásico Superior, del que únicamente aflora la Unidad 1 (Fm. Imón), una unidad carbonatada tableada.

Por encima se encuentra toda la serie jurásica, que comienza con la Unidad 2 (Fm. Cortes de Tajuña), formada por mayormente megabrechas, aunque hacia techo en ocasiones se encuentran

carniolas e intercalaciones de dolomías y carniolas. Sobre ella se disponen las unidades carbonatadas Unidad 3 (Fm. Cuevas Labradas), Unidad 4 (Fm. Cerro del Pez) y la Unidad 5 (Fm. Barahona); que junto a las margas de la Unidad 6 (Fm. Turmiel) completan el Jurásico Inferior. El Jurásico Medio está compuesto por las calizas de las unidades 7 (Fm. Casinos) y 9 (Fm. Chelva), y entre ambas aparece la Unidad 8 (Fm. Tivenys), una unidad margosa muy poco potente que desaparece de O a SO. Por encima aparecen la Unidad 10 (Fm. Yatova), calizas micríticas y bioclásticas, la Unidad 11 (Fm. Morrot Blanc), formada por dolomías masivas, y sobre ella, marcando el techo del Jurásico la Unidad 12 (Fm. Garraf), compuesta por calizas grises laminadas.

En la serie Cretácica, al igual que en el Jurásico, destacan los materiales carbonatados. La Unidad 13 se encuentra formada por una alternancia entre calizas y margas. Sobre ésta se apoyan las calizas de la Unidad 14. La Unidad 15 (Fm. Forcall) queda formada por margas de color gris azulado, y sobre esta unidad se encuentran los bancos calcáreos de la Unidad 16 (Fm. Villarroya de los Pinares) y las calizas bioclásticas de la Unidad 17. La Unidad 18 (Fm. Utrillas) se deposita discordante sobre los materiales anteriores y se encuentra compuesta por areniscas, arenas y arcillas versicolores, marcando un claro cambio en la sedimentación. Por encima se encuentran las calizas de las unidades 19 y 20, del Cretácico Superior.

Cenozoico

El Cenozoico queda definido por varias unidades. La inferior es la Unidad 21, formada por una alternancia de areniscas ocre y arcillas rojizas, en las que en ocasiones se puede llegar a observar niveles de conglomerados. Por encima de ésta, la Unidad 22 es predominantemente de conglomerados calcáreos con intercalaciones arcillosas. Estas unidades pertenecen al sistema sedimentario Scala Dei, y dentro de este pertenece al Complejo Horta-Gandesa (Fig.2).

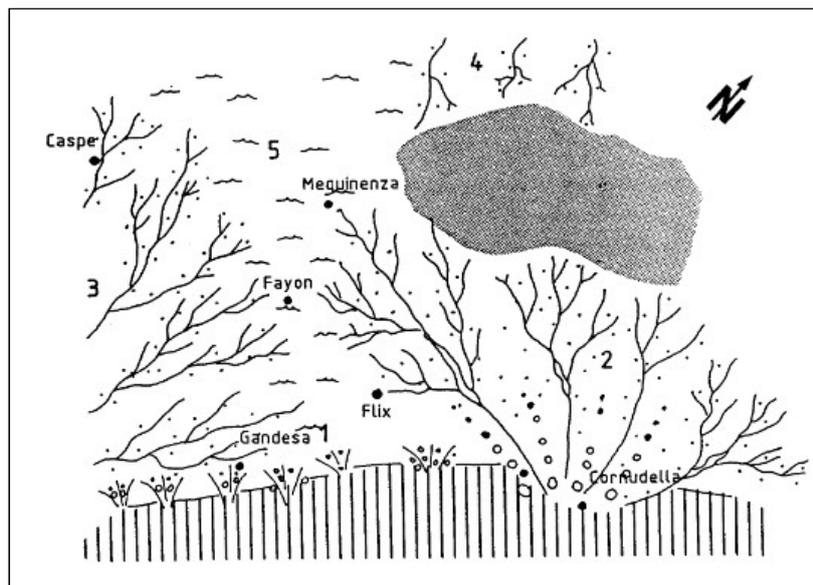


Figura. 2 Sistemas deposicionales del Oligoceno-Mioceno en el Sector Oriental de la Cuenca del Ebro. 1 y 2 Sistema Scaladei: 1 Complejo Horta-Gandesa 2 Complejo Monsant. 3 Sistema aluvial fluival Guadalope-Matarraña. 4 Sistema aluvial fluival Pirenaico. 5 Sistema lacustre de los Monegros. (Tomado de Cabrera et al., 1985)

Estas unidades presentan evidencias de que existe deformación sinsedimentaria, como confirman en su trabajo Pérez y González (en prensa), en el realizan un esquema de Peña Galera en el cual interpretan las diferentes UTS que se pueden encontrar (Fig.3). Como se puede observar en no se ha diferenciado los límites de T1, T2 y T3.

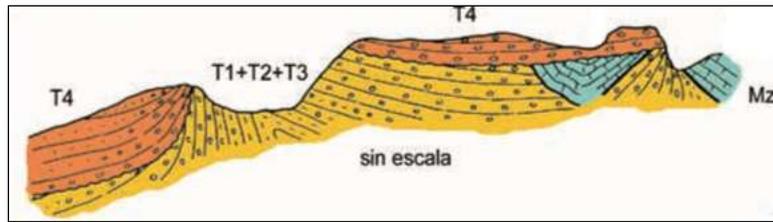


Figura. 3 Esquema de Peña Galera, en el que se observa la distribución de las UTS (Tomado de Pérez y González (en prensa))

Finalmente, el Cuaternario está representado por la Unidad 23, constituida por los depósitos correspondientes a los ríos Matarraña y Ulldemó.

Objetivos

Este trabajo busca aportar nuevos datos sobre la evolución de la Cordillera Ibérica en la Zona de Enlace con las Catalánides. El eje central del trabajo es el estudio de paleoesfuerzos, la cinemática de cabalgamientos y su relación con la sedimentación cenozoica en el área de Beceite. El estudio de los paleoesfuerzos va a estar basado fundamentalmente en el análisis de lineaciones de disolución en los cantos carbonatados de los conglomerados del Cenozoico. Con la estratigrafía se busca identificar la evolución estratigráfica de la serie de Peña Galera y a partir de esto intentamos diferenciar las UTS y establecer el modelo de sedimentación. Se buscará encontrar una relación entre todos los datos tectosedimentarios y el modelo paleogeográfico.

Con todos estos datos se tratará de reconstruir la evolución tectosedimentaria de la zona y se interpretarán los resultados obtenidos en el contexto de la evolución alpina en la Cordillera Ibérica.

Metodología

Este trabajo se encuentra sostenido por un completo estudio bibliográfico de la zona en los aspectos referidos a la evolución tectónica, estructura y estratigrafía; así como en la cartografía 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional de las hojas 492 (Horta de Sant Joan) y 521, Beceite.

Se han realizado 10 días de trabajo de campo, en los que se tomaron los diversos datos estructurales y estratigráficos.

Se ha realizado una cartografía geológica de detalle con el objetivo establecer relaciones entre las deformaciones y los materiales. Para realizar el mapa y el mapa en detalle de Peña Galera se utilizaron ortoimágenes, obtenidas del servidor web del Instituto Geográfico de Aragón (IGEAR), además de las observaciones tomadas en el campo. A partir de este mapa se han elaborado un corte geológico general y otro de detalle, que permitirán caracterizar la geometría general del sistema de cabalgamientos y sus variaciones laterales.

La toma de datos estructurales consistió en:

- orientación de capas y de contactos estratigráficos.
- observaciones sobre la geometría general del sistema de cabalgamientos.
- datos cinemáticos (lineaciones de disolución y fracturas de tracción en cantos; planos de falla estriados).

Se ha realizado un estudio de paleoesfuerzos dentro de los materiales conglomeráticos cenozoicos, basado en el análisis de lineaciones de disolución (pequeñas incisiones alargadas que reproducen el flujo de la matriz en las proximidades de un canto. Los granos insolubles se indentan en la superficie del canto y forman un patrón de marcas envolvente, que irradia generalmente de dos polos opuestos de disolución (Simón, 2006; Hippolyte, 2001). La orientación de las lineaciones en los polos de disolución, en las que toman la forma de picos estilolíticos ortogonales, es subparalela al eje mayor de esfuerzos σ_1 . También tiende a serlo la media de todas las lineaciones medidas en un número suficiente de caras de cantos en cualquier posición. Se han analizado asimismo fracturas de tracción en esos mismos cantos, perpendicular a las cuales se infiere el eje de esfuerzos mínimo σ_3 .

Se han tomado medidas de lineaciones de disolución en un total de 10 estaciones, repartidas entre las unidades T2 a T4. Todas ellas se localizan sobre materiales conglomeráticos. T3 tiene el mayor número de estaciones con 6, en T4 encontramos 3 estaciones, mientras que en T2 solamente ha sido posible tomar una estación. Cada estación de medida consiste generalmente en un segmento de afloramiento, de entre 5 y 10 m de longitud, bien en una sola capa o en unas pocas capas conglomeráticas contiguas. Para la representación y análisis en gabinete de las orientaciones de elementos estructurales mediante proyección estereográfica se ha utilizado el programa informático Stereonet 8.9.2.

Se levantó una columna estratigráfica de las unidades terciarias en la zona de Peña Galera, junto al cabalgamiento frontal de los Puertos de Beceite, atendiendo especialmente a criterios litológicos, con objeto de reconocer las distintas unidades tectosedimentarias que aparecen. La parte superior de la columna se ha basado en observaciones a distancia y a partir de fotografías debido a la inaccesibilidad a la misma. Se ha estudiado las relaciones existentes entre los materiales gruesos y finos para establecer una evolución secuencial.

Con los datos obtenidos a partir de la columna, se ha hecho un estudio sedimentológico, diferenciando así litofacies y elementos arquitectónicos. Para poder llegar a definir las se utilizarán criterios litológicos, las estructuras sedimentarias que contienen o la geometría que presentan. Con estos datos se podrá llegar a proponer un modelo de sedimentación acorde.

También se han realizado esquemas y cortes en el campo y se han tomado fotografías, panorámicas y de detalle, para su posterior estudio. El mapa geológico, el mapa en detalle de Peña Galera, columnas y cortes geológicos se han representado mediante el programa Adobe Illustrator CS6.

Finalmente, todos los resultados se integran en una interpretación general, que se discute en el contexto de la evolución alpina de la Zona de Enlace.

Estratigrafía del Cenozoico.

Columna estratigráfica de Beceite "Peña Galera".

Se ha levantado una columna estratigráfica en los materiales cenozoicos del entorno de Peña Galera (Fig. 4). La columna comienza a unos 3 km hacia el NE de Beceite y termina en Peña Galera, en un paraje conocido como Rincón de Sant Antoni. Con esta columna se busca obtener una idea general acerca de la evolución estratigráfica los materiales cenozoicos y poder identificar las distintas Unidades Tectosedimentarias (UTS) en la zona, cubriendo alguno de los objetivos planteados.

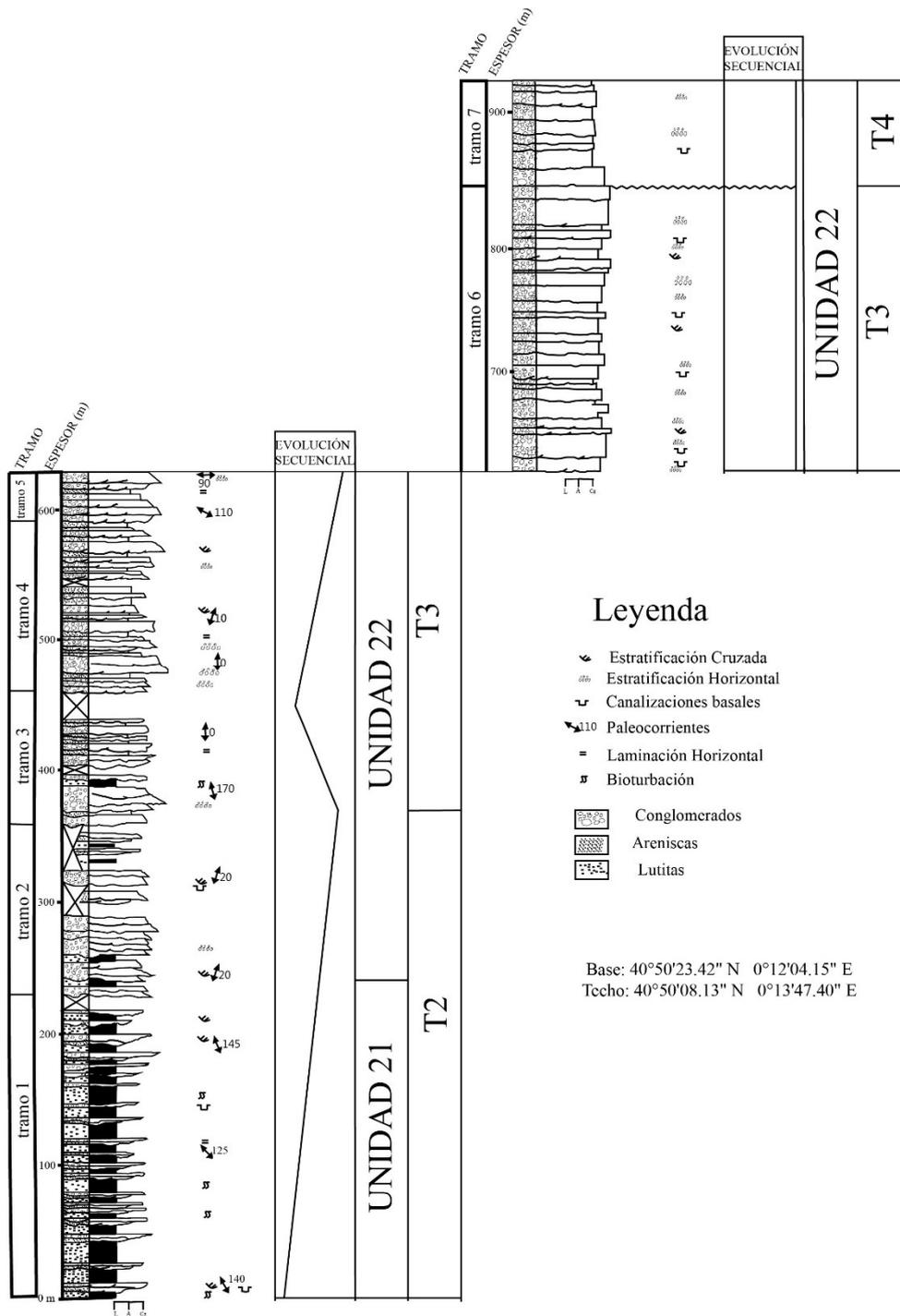


Figura 4. Columna estratigráfica realizada en la zona de estudio, Peñagalera. La columna aparece a mayor tamaño en el anexo II.

En la columna hemos diferenciado 7 tramos, de base a techo se distribuyen de la siguiente forma:

Tramo 1:

230 m de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados y areniscas también rojizas. La presencia de lutitas aumenta considerablemente hacia la mitad del tramo.

Las **lutitas** presentan aspecto masivo y se disponen en estratos tabulares que van desde los 40 cm hasta los 15 metros de espesor. Se observa presencia de bioturbación por raíces y decoloraciones a colores blanquecinos.

Las **areniscas** presentan grano fino-medio y se organizan en estratos tabulares e irregulares que alcanzan los 2 metros de potencia, aunque mayormente no son superiores a un metro. Son estratos irregulares que presentan base canaliforme y en ocasiones estratificación cruzada en surco. Podemos encontrar cantos calcáreos dispersos y cantos blandos que nunca superan los 5 cm de diámetro. Estos cantos se localizan mayormente a base del estrato.

Los **conglomerados**, tienen una textura soportada por la matriz, ésta es arenosa de grano fino, que en ocasiones se encuentra cementada. Los cantos son calcáreos y presentan un centilo de 20 cm y un tamaño medio de 5 cm; son cantos subangulosos. Se disponen mayoritariamente en estratos tabulares con base irregular, aunque también se pueden encontrar estratos canaliformes y estratos en cuña. La potencia de estos estratos se encuentra entorno al metro. Además, los cuerpos conglomeráticos presentan en general evolución granodecreciente. Conforme se avanza hacia techo se observa que en algunos estratos aparecen bolos que llegan a alcanzar los 80 cm de diámetro, aunque el tamaño de grano medio se mantiene en los 10 cm.

Tramo 2:

106 metros de conglomerados rojizos con intercalaciones de lutitas y areniscas también rojas.

Los **conglomerados** son predominantemente calcáreos, con un centilo de 40 cm y un tamaño medio de 10 cm. Se disponen principalmente en estratos canaliformes, en estratos tabulares de base irregular y en algunos estratos en cuneiformes. En base del tramo podemos observar estratos que rondan los 5 metros de potencia, mientras que conforme avanzamos hacia el techo estos estratos disminuyen de un espesor hasta los 1,5 metros. Se reconoce estratificación horizontal dada por cambios granulométricos, de forma que se reconocen varias secuencias granodecrecientes. En el caso de la textura observamos que en las zonas inferiores de los estratos la textura es granosostenida y desorganizada, hacia techo la textura va cambiando a no granosostenida. Igualmente, de base a techo del tramo la textura varía, dominando hacia la base las texturas granosostenidas y a techo las no granosostenidas. La angulosidad de los cantos también varía dentro de los estratos (aunque se observa muy ligeramente) y dentro del tramo, en su parte inferior se encuentran cantos angulosos y conforme se avanza se encuentra un aumento en la redondez de los cantos hasta llegar a cantos subangulosos. Las **lutitas** presentan un aspecto masivo y se disponen en estratos tabulares cuya potencia varía desde 40 cm hasta 15 metros. Se observa presencia de bioturbación por raíces y decoloraciones de color blanco. Las **areniscas** son poco competentes y presentan grano fino-medio. Se disponen en estratos cuya potencia varía desde 50 cm hasta 3 metros. Su geometría es mayormente canaliforme o en cuña, aunque en algún punto puede llegar a observarse estratos tabulares de base irregular. En las arenas podemos encontrar cantos calcáreos dispersos y cantos blandos que nunca superan los 5 cm de diámetro que se localizan predominantemente a base del estrato. Este tramo tiene una clara evolución granodecreciente.

Tramo 3:

103 metros de conglomerados rojizos con intercalaciones de arenas y lutitas rojas. Existe una variación en la cantidad de conglomerados con respecto a la de arenas y lutitas.

Los **conglomerados** de cantos predominantemente calcáreos presentan un centilo de 30 cm y aproximadamente su tamaño medio es de 10 cm. Se disponen en estratos en cuña, canaliformes y tabulares de base irregular. En la base del tramo se observan estratos de 6 metros de potencia, aunque conforme se asciende en la serie disminuyen hasta 1,5 metros. Aparece estratificación horizontal, producida por cambios en la granulometría, de manera que se reconocen varias secuencias granodecrecientes. En cuanto a la textura, en la base es granosostenida y caótica, y va cambiando a no granosostenida hacia techo del tramo. La angulosidad de los cantos cambia también, empezando en la base siendo angulosos-subangulosos y cuando se asciende se llegan hasta cantos subangulosos-subredondeados. Igualmente existe una evolución del tamaño de cantos. En la base el centilo es 20 cm que asciende rápidamente hasta aparecer bolos de 50-60 cm. A continuación, el tamaño disminuye hasta los 10 cm. Vuelve a producirse un ascenso brusco en el centilo hasta los 30 cm que irá disminuyendo progresivamente hasta techo del tramo. Por lo que se puede decir que hay dos secuencias cíclicas granocreciente-granodecrecientes. Las **areniscas** tienen poca competencia y presentan grano fino-medio. Se disponen en estratos cuya potencia va desde 50 cm hasta 7 metros. La geometría es principalmente canaliforme, aunque puede ser también cuña y tabular de base irregular. Se pueden encontrar en la base de los estratos cantos calcáreos dispersos y cantos blandos menores de 8 cm. Las **lutitas** de aspecto masivo se disponen en estratos tabulares que van desde 40 cm hasta 15 metros de espesor. Hay bioturbación por raíces y decoloraciones. Este tramo presenta una evolución granodecreciente.

Tramo 4:

124 metros de conglomerados rojizos con intercalaciones de areniscas rojizas.

Los **conglomerados** presentan cantos calcáreos con un centilo de 40 cm. Se encuentran en estratos en cuña y canaliformes; también aparecen algunos estratos tabulares de base irregular en los que se llega a observar cierta evolución granodecreciente. Sus características varían conforme se asciende en la serie. En base encontramos texturas granosostenidas, caóticas y cantos angulosos-subangulosos; conforme se asciende encontramos texturas no granosostenidas, con una cierta ordenación granodecreciente y cantos subangulosos. El tamaño de grano también varía comenzando en la base con un centilo de 20-25 cm que asciende rápidamente hasta aparecer bolos de 50-70 cm y posteriormente disminuye hasta llegar a los 25 cm. Las **areniscas**, de grano fino-medio, son poco competentes y la potencia de los estratos pasa desde 60 cm hasta los 5 metros. La geometría es principalmente canaliforme o en cuña. Pueden aparecer cantos calcáreos y cantos blandos en base. Este tramo presenta una evolución granodecreciente

Tramo 5:

75 metros de conglomerados rojizos con intercalaciones de areniscas rojas.

Los **conglomerados** de cantos calcáreos con un centilo de 50 cm, aparecen en estratos de geometría canaliforme y tabulares de base irregular. Su potencia varía entre los 8 y 2 metros y en ellos se observa estratificación horizontal, pudiéndose diferenciar secuencias granodecrecientes. La textura en la base es granosostenida y caótica, cuando se asciende en la serie pasamos a observar que la textura cambia a no granosostenida. También se observan variaciones en la angulosidad de los cantos, siendo en la parte inferior del tramo angulosos. Conforme avanzamos en el tramo, cantos subangulosos. Las **areniscas** son de grano fino-medio y forman estratos competentes de geometría mayormente canaliforme con una potencia de 50 cm a 3 metros. En la base de los estratos es fácil encontrar cantos calcáreos y cantos blandos.

Tramo 6:

116 metros de conglomerados rojizos.

Los conglomerados están formados por cantos calcáreos. Se disponen en estratos canaliformes de entre 3 y 20 metros de potencia.

Tramo 7:

80 metros de conglomerados rojizos.

Los **conglomerados** de cantos calcáreos. Se disponen en estratos de geometría canaliforme y en estratos tabulares de base irregular; su tamaño va de 4 a 12 metros de potencia.

Consideraciones

En la columna estratigráfica se observa una clara evolución general granocreciente y estratocreciente observándose que se encuentra claramente dominada en la base por una alternancia de lutitas y conglomerados mientras que va evolucionando a una parte final dominada por conglomerados. La potencia de los estratos también sufre cambios, por un lado, los estratos de conglomerados aumentan, en espesor y abundancia, conforme avanzamos en la serie, mientras que los lutíticos van decreciendo.

Como se ha expuesto anteriormente estos materiales forman parte de una estructura en la que es evidente la existencia de deformación sinsedimentaria (Fig. 3) en la que Pérez y González (en prensa) no llegan a diferenciar entre UTSs 1 a 3. A partir de la columna aquí propuesta y basado en las relaciones $Co/A+L$, así como en el tamaño de los cantos y la potencia de los estratos se ha analizado la evolución megasecuencial de la columna a partir de las que se proponen los límites entre UTSs.

La UTS 1 no queda representada en la columna, puesto que se trata de una unidad lutítica muy cubierta que se encuentra bajo zonas de cultivo en el entorno de Beceite. A partir de las

características descritas por Pérez y González (en prensa) para la UTS 2 (cíclica, granodecreciente-granocreciente), y de los espesores de las UTS 1 y 2, consideramos que la columna comienza sobre la parte alta de la UTS 2 (Fig. 4), dado que se encuentra compuesta mayormente por lutitas, areniscas y conglomerados, y no observan calizas, litología característica de la parte intermedia de esta unidad. Además, la evolución vertical es granocreciente. La parte superior de esta UTS incluye los tramos 1 y 2. El límite con la siguiente unidad queda definido con el cambio de la evolución, pasando de una granocreciente a una granodecreciente.

La UTS 3 queda completamente representada en nuestra columna. Su evolución vertical es cíclica (granodecreciente-granocreciente). Está compuesta por los tramos 3, 4, 5 y 6. Su contacto con la siguiente unidad resulta complejo de situar atendiendo únicamente a los criterios granulométricos. Esto se debe a que por dificultades de accesibilidad no se ha podido realizar con detalle la descripción de los tramos 6 y 7. En cambio, tal y como se observa en la figura 3, el contacto con T4 es una discordancia de carácter angular, si ha seguido esta discordancia en ortofoto hasta llegar la columna y se propone que el límite T3-T4 se sitúa aproximadamente en la base del tramo 7, así este tramo pertenecería a T4.

Descripción e interpretación de facies

Con el perfil levantado en el campo, y después de un análisis de las principales características de los materiales, ha sido posible establecer las litofacies más representativas en esta zona (Tabla 1. Las fotografías de los elementos arquitectónicos observados aparecen en el anexo I). Cada una de ellas se clasifica con un código de facies acorde con la nomenclatura establecida por Miall (1978; 1996). Para conocer la interpretación de las facies se ha consultado manuales básicos de Sedimentología (Arche 1992).

	Textura	Organización interna/ Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Gravas soportadas por la matriz.	Masivas	Debris flows cohesivos
Gcm	Gravas con textura granostenida. Cantidad de matriz variable. Cantos calcáreos mayormente subangulosos.	Masivas. A veces presenta granoselección positiva.	Flujos turbulentos tractivos con arrastre de cantos por el fondo del lecho
Gh	Gravas con textura granostenida. Cantidad de matriz variable. Cantos calcareos mayormente subangulosos.	Estratificación horizontal.	Transporte tractivo en relación con flujos turbulentos con variaciones en las condiciones hidrodinámicas.
Gt	Gravas con textura granostenida. Cantos calcáreos mayormente subredondeados-subangulosos.	Estratificación cruzada en surco	Trasporte tractivo en canales bajo la acción de flujos turbulentos con variaciones en la descarga y energía.
St	Arenas que en ocasiones presentan cantos calcáreos.	Estratificación cruzada en surco	Migración de dunas de cresta sinuosa bajo la acción de flujos unidireccionales tractivos
Sh	Arenas que en ocasiones presentan cantos calcáreos.	Laminación horizontal	Flujos unidireccionales y constantes en condiciones de alto régimen de flujo.
Sm	Arena que en ocasiones presentan cantos calcáreos. En raras ocasiones se observan cantos blandos.	Masivas.	Rápido depósito bajo la acción de flujos turbulentos con concentración variable de arena
Fm	Lutitas	Masivas y con ligera bioturbación	Decantación de material fino bajo lámina de agua.
Fr	Lutitas	Bioturbación	Bioturbación por raíces sobre depósitos depositados por decantación.

Tabla 1. Litofacies presentes en la zona.

Elemento Arquitectural	Litofacies	Geometría de los cuerpos y potencia.	Características	Interpretación	Referencias
GB	Gh, , Gt, Gcm, Sh, St	Tabular	Conglomerados con matriz calcárea y arenosa. Los cantos son carbonatados subredondeados-angulosos. Se puede observar presencia de bolos de hasta 1 metro de diámetro. Secuencias mayormente grandecrecientes. Arenas de color rojizo con grano fino-medio. Presencia de cantos dispersos y cantos blandos.	Barras de gravas longitudinales en canales entrelazados. Transporte tractivo en flujos turbulentos con variaciones en las condiciones hidrodinámicas	Miall (1978,1996)
		40cm-7m			
CH	Gcm, Gt, St, Sm	Canaliforme	Conglomerados con matriz calcárea y arenosa. Los cantos son carbonatados subredondeados-angulosos. Arenas de color rojizo con un grano fino-medio. Presencia de cantos dispersos y cantos blandos	Canales entrelazados de escasa profundidad. Transporte tractivo en flujos turbulentos con variaciones en las condiciones hidrodinámicas	Miall (1978,1996)
		70cm-4m			
SG	Gmm, Gcm	Tabular, irregular.	Conglomerados con matriz litica y arenosa. Los cantos son carbonatados subangulosos-angulosos. Se puede observar presencia de bolos de hasta 1 metro.	Debris Flows	Miall (1978,1996)
		Lenticular			
		50 cm-3m			
OF	Fm, Fr, Sh	Tabular.	Lutitas de color rojizo, en ocasiones gris. Puede presentar bioturbación. Arenas de color rojizo con un grano fino-medio. Presencia de cantos dispersos y cantos blandos	Depósitos de llanura de inundación generados por depósito y decantación de los materiales transportados en suspensión debido al desbordamiento de los canales	Miall (1996)
		30cm – 70cm			

Tabla.2. Elementos arquitecturales presentes en la zona.

Modelo de facies

Una vez que han sido analizadas las características estratigráficas de la serie, como son las facies dominantes, incluyendo litología, geometría y potencia de los cuerpos, tamaño de grano, paleocorrientes y los elementos arquitectónicos se puede llegar a considerar que estos depósitos analizados se corresponden con un medio sedimentario de abanico aluvial de baja eficacia de transporte (Arche 1992).

En este abanico aluvial se pueden llegar a diferenciar dos sectores: parte proximal y parte media. En la primera, que se encuentra más próxima al área fuente, se observa una predominancia de materiales conglomeráticos y arenosos, dominado por los elementos arquitectónicos SG, GB y CH. Se trata así de una zona en la que predominan los procesos tipos debris flow, aunque también se desarrollaron flujos canalizados con barras longitudinales poco organizadas que crecieron en relación con cambios en las descargas acuosas. Dado el tamaño de los cantos, las descargas pudieron ser muy importantes. En la parte media se observa mayor importancia de materiales lutíticos y arenosos, con elementos OF y CH que muestran la existencia de canales someros y preservación de llanuras de inundación generalmente expuestas y colonizadas por vegetación. Tras un análisis de paleocorrientes se observa que éstas presentan una dirección media hacia N 30° E. En función de las megasecuencias establecidas se interpretan varias etapas de progradación y retrogradación. Esta evolución estaría principalmente controlada por la actividad tectónica de estructuras del borde de la cuenca, aunque las evoluciones a menor escala registrarían probablemente cambios en el clima.

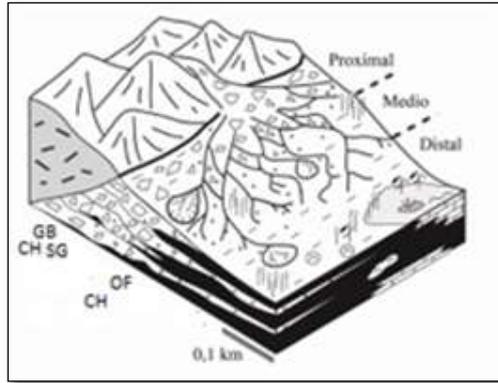


Figura 5. Modelo de un abanico aluvial monogénico corto, en el que se indican los diferentes elementos arquitecturales presentes. Modificado de Luzón (2005).

Estructura

El estudio de la estructura de la zona se fundamenta en la realización y posterior interpretación de la cartografía geológica general y de una cartografía de detalle de la zona de Peña Galera, así como de los dos cortes geológicos.

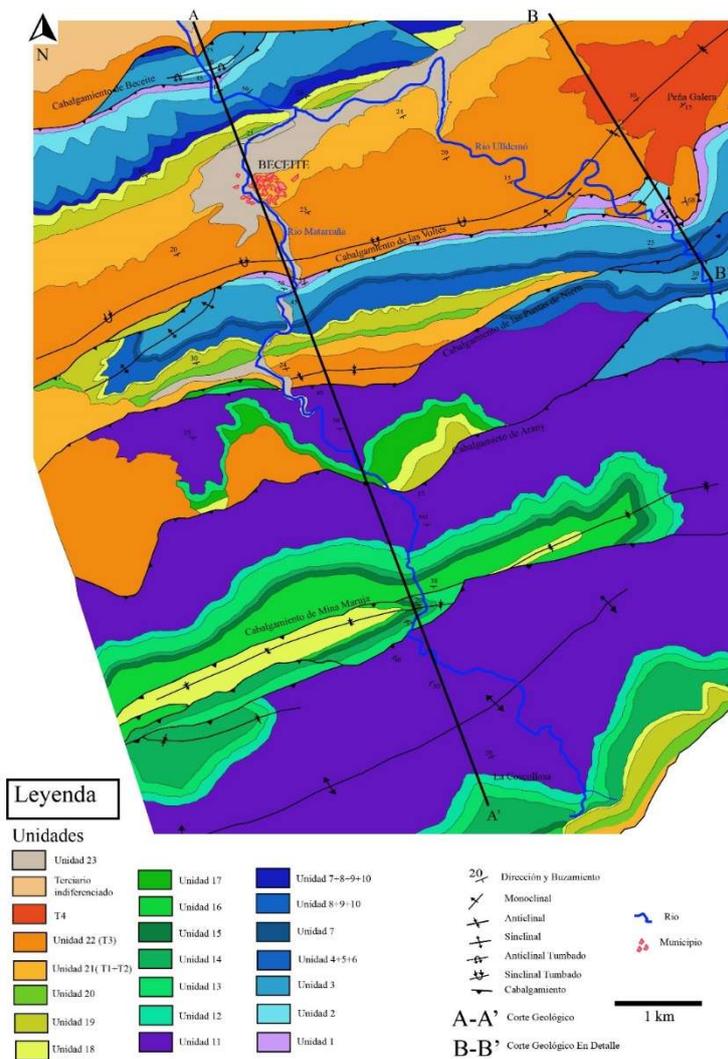


Figura 6. Mapa Geológico realizado a partir de los datos de campo de la zona de Beceite. El mapa aparece a mayor tamaño en el anexo III.

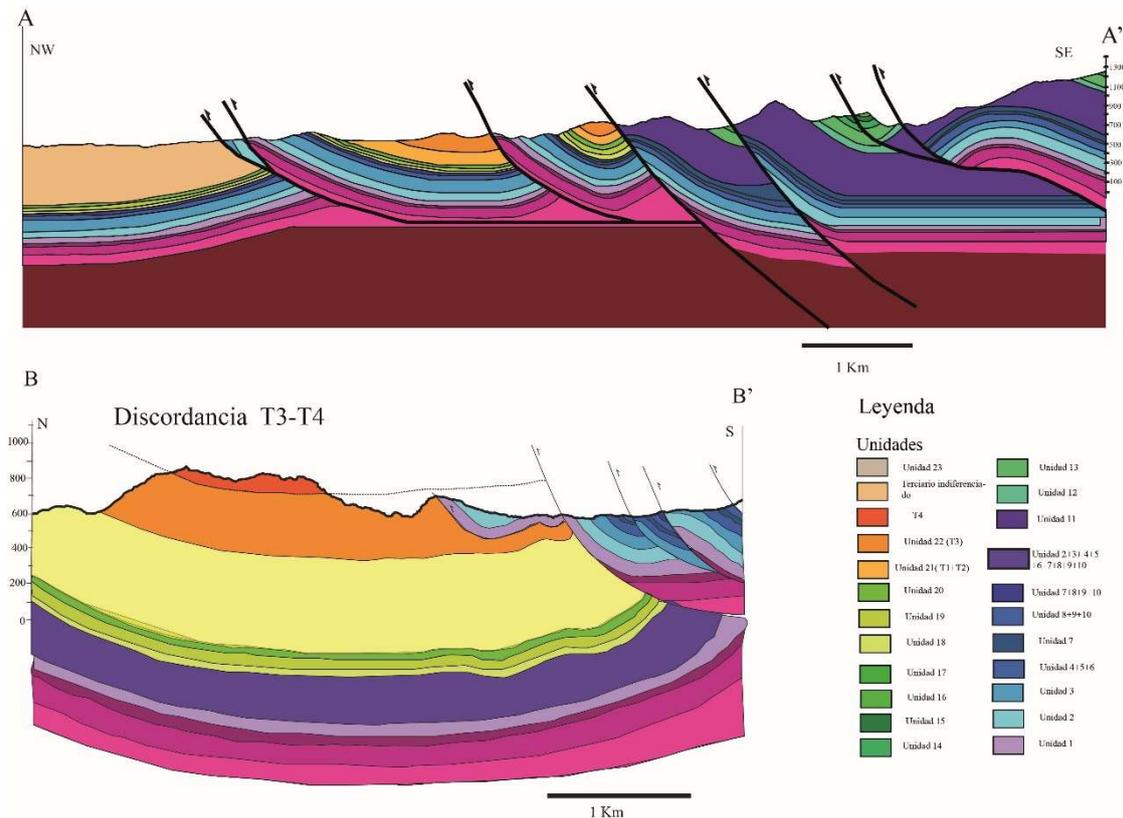


Figura 7. Cortes Geológicos. A-A' B-B'. Los cortes aparecen a mayor tamaño en el anexo IV.

Las estructuras principales presentan una dirección NE-SO.

Nuestra zona se encuentra compuesta por una serie de cabalgamientos imbricados con un buzamiento hacia el Sur. Estos cabalgamientos suelen tener asociados pliegues, tanto anticlinales de bloque superior como algunos sinclinales de bloque inferior, que tienden a presentar una ligera inmersión hacia el NE.

La estructura general de la zona de estudio se divide en cinco unidades estructurales. Estas unidades quedan definidas por los cinco cabalgamientos principales, y dentro de cada una de ellas existe una serie de características propias. A lo largo de una transversal NO-SE, empezando en la Cuenca del Ebro (Fig. 6) y terminando en el sur de nuestra zona, vamos a ir nombrando los diferentes cabalgamientos principales, explicando sus principales características.

El primer cabalgamiento es conocido como Cabalgamiento de Beceite. Este genera un anticlinal volcado, con vergencia NW. Se observa también que el propio anticlinal se encuentra fracturado en su charnela generando una escama de cabalgamiento. Sobre las unidades del mesozoico encontramos discordante la serie paleógena en la que se ha levantado la columna estratigráfica y que ocupa el núcleo sinclinal de Peña Galera. Este sinclinal, cuyos flancos tienen un buzamiento bajo (10° - 20°) en la parte este, muestra su flanco sur más erguido conforme vamos hacia el W, hasta llegar a invertirse, dando así un sinclinal volcado con vergencia hacia el sur de 20° .

El siguiente cabalgamiento, es el **Cabalgamiento de las Voltes**. En él aparece el “anticlinal de Voltes”. Este anticlinal, que se muestra en el corte del río Matarraña, presenta una vergencia hacia el N. Se observa también el cierre periclinal del mismo hacia el W, en el que se suceden una serie de pliegues de pequeña escala que afectan a la unidad 19. En el frente de cabalgamiento existe

una lentícula de materiales del Cretácico Superior (Unidad 19) con un buzamiento alto hacia norte, que representaría un resto laminado del flanco frontal del anticlinal del bloque superior.

Le sigue el **cabalgamiento de las Puntas de Niern**. Este cabalgamiento genera un anticlinal con vergencia hacia el N, este se fracturó en su charnela y cabalga sobre la unidad estructural anterior. Este cabalgamiento tiene además una gran importancia dentro de la historia geológica de la Cordillera Ibérica, dado que esta es una falla de límite de *rift* durante el Kimmeridgiense. Por este motivo encontramos la Unidad 11 (Fm. Morrot Blanc) con 400 metros de potencia. Dado que se trata de una reactivación de una falla extensional mayor, cabe interpretar que se prolonga con un buzamiento alto con una profundidad mayor que el resto de los cabalgamientos.

El **cabalgamiento de Arany** da paso a un sinclinal, que se encuentra cortado en su flanco sur por dos cabalgamientos, estos se encuentran asociados al cabalgamiento principal de la siguiente unidad estructural.

Finalmente, el **cabalgamiento de Mina Maruja**, tras este se encuentra un anticlinal. Se trata de un pliegue de grandes dimensiones que presenta una ligera vergencia hacia el norte, no superior a los 5 grados.

Para finalizar la descripción de las estructuras cabalgantes, y por su especial relevancia para interpretar su secuencia evolutiva, vamos a tratar en detalle un cabalgamiento peculiar que aflora en la base del relieve de Peña Galera.

Se encuentra dentro de la primera unidad estructural y contiguo al contacto con el cabalgamiento de les Voltés; se trata de un cabalgamiento plegado en sinclinal y que queda fosilizado por la unidad T4. Puede interpretarse que en sus inicios fue un cabalgamiento que afectaba a T3, y más tarde, a la vez que se movían cabalgamientos posteriores, fue plegado. El sinclinal que le afecta presenta una dirección 010 y una inmersión de 30° hacia el SO. En él afloran las unidades 1 (Fm. Imón) y 2 (Fm. Cortes de Tajuña), y sobre estas aparecen discordantes materiales de la unidad terciaria T4. Cuando nos desplazamos hacia el W la estructura pasa a encontrarse tapada por el Cenozoico dando lugar a un cabalgamiento ciego. En los conglomerados de T3 se genera un monoclinal asociado al cabalgamiento situado inmediatamente al Este; los estratos pasan de buzarse 40°W junto a dicho cabalgamiento a disponerse horizontales a escasa distancia de este.

Fracturas tensionales de Peña Galera.

Cuando se analiza detenidamente una fotografía aérea de Peña Galera se observan una serie de lineamientos con dos direcciones dominantes: NE-SO y NO-SE. Observadas en sección (por ejemplo, en una panorámica de la vertiente meridional (Fig.8) se observa que corresponden a fracturas subverticales, que atraviesan gran parte de la serie visible y no muestran desplazamiento como tal. Se trata, por tanto, de grandes diaclasas de tracción que contribuyen a modelar la propia morfología de la montaña y a configurar el atractivo paisajístico y la importancia turística y geológica de la zona. Estas fracturas fueron estudiadas inicialmente por Canérot (1974), si bien este autor no completa una interpretación cinemática y genética adecuada de las mismas.

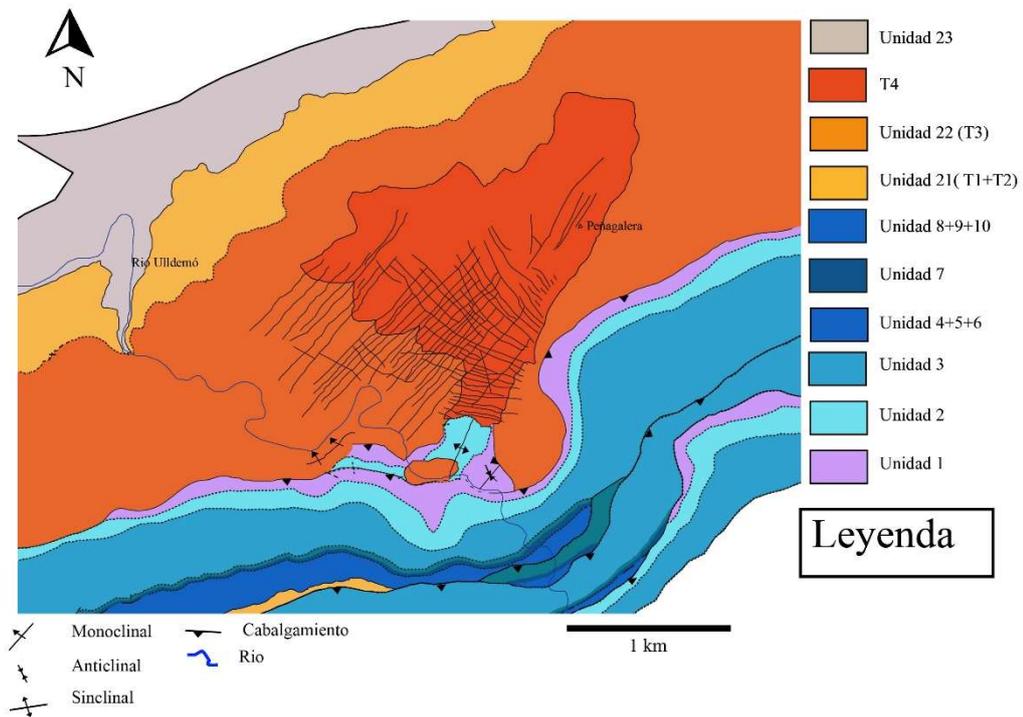


Figura 8. Mapa geológico en detalle de las fracturas de Peñarroya.

- Familia 1 NE-SO (rango aproximado de 030 a 050, media: 040): es una familia con una dirección muy constante y que afecta tanto a T3 como a T4 indistintamente.
- Familia 2 NO-SE (rango aproximado de 110 a 160, media: 140): esta familia presenta un trazado en planta en forma de abanico, cuyo ápice se encuentra junto a la traza del cabalgamiento, en una zona donde dicha traza se curva y adquiere una dirección 050. Esta familia afecta mayormente a T4, aunque en menor medida también se puede ver afectando a T3.

Para investigar la relación genética existente entre ambas familias recurrimos a analizar las relaciones de corte entre ambas. Para ello se irá comprobando a través del mapa en detalle cómo terminan las fracturas entre sí.

RELACIÓN DE CORTE	NÚMERO DE CASOS
Familia 1 termina en Familia 2	19
Familia 2 termina en Familia 1	30
Familias 1 y 2 se cortan entre sí	128

Tabla 3. Relación de corte entre las diferentes familias observadas.

Los resultados no permiten determinar cuál de las dos familias se generó antes. En principio, podría interpretarse que ambas son *grosso modo* contemporáneas; pero esto debe contrastarse analizando su compatibilidad dinámica, según se discutirá más adelante.



Figura 9 Fotografía de las fracturas de la familia 1 de Peña Galera

Análisis cinemático

En este análisis se han recogido datos pertenecientes a dos estaciones de datos, en las que se trata de obtener las direcciones de movimiento de diferentes cabalgamientos, y en el caso de que estos tengan dos o más direcciones ser capaces de establecer la secuencia de movimiento.

Estación 12

El afloramiento se encuentra en un talud de la carretera A-2421 que une las localidades de Beceite y Valderrobles. El talud es paralelo al Río Matarraña y presenta una extensión menor a los 2 m. Se localiza dentro de una lámina de cabalgamiento que se sitúa en la primera unidad estructural de nuestra zona. Estratigráficamente se localiza dentro de las calizas de la Unidad 3 (Fm. Cuevas Labradas). En esta estación queda definida una fábrica S-C consecuencia de un proceso de cizalla dúctil asociado al cabalgamiento principal. En ella podemos observar:

- Planos C: Estos planos presentan una dirección media 104/36S.
- Planos S: Estos planos presentan una dirección media 100/66S, formando ángulos de 25-30° con el plano de cizalla C.
- Falla: Se observa un plano de falla paralelo al cabalgamiento principal, de tamaño métrico y con estrías de fricción. Presenta una orientación 140/50S, con cabeceo de estrías 29E y componente dextral. Sirve como otro dato de plano C.

Con todos estos datos obtenemos un plano de movimiento M 021/84 W y una dirección de transporte del bloque superior hacia N 025° E.

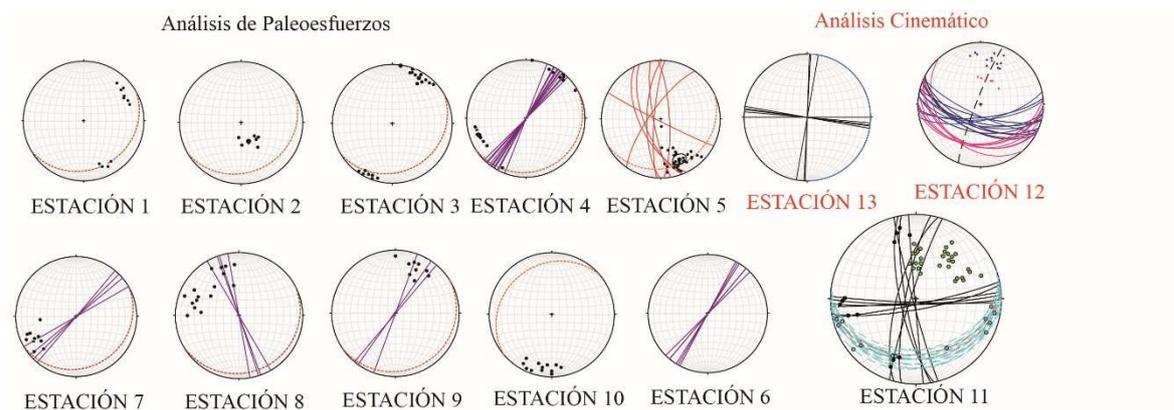
Estación 13

El afloramiento se encuentra en la zona centro-oriental del área de estudio, frente a los conglomerados de Peña Galera. En él queda expuesto el cabalgamiento frontal de la unidad estructural de las Voltes, en el punto en que es cortado por el río Ulldemó. El plano de cabalgamiento tiene una orientación 125/28S, y pone en contacto el Cenozoico (T3) y la Unidad 2 mesozoica (Fm. Cortes de Tajuña).

En el plano de cabalgamiento se observan dos familias de estrías:

- Familia de estrías 1, con una dirección de transporte del bloque superior hacia el N 003° E. Estas estrías presentan una morfología de acanaladuras irregulares y tienen componente inversa.
- Familia de estrías 2, con una dirección de transporte hacia N 279° E. Son más nítidas y regulares que la familia 1, y presentan una componente inversa.

Observando las relaciones de corte entre ambas familias de estrías y comparando su morfología podemos interpretar que la familia 1 es anterior a la familia 2. Esto nos indica que el cabalgamiento frontal de la segunda unidad estructural ha tenido dos direcciones de movimiento muy distintas: una hacia 003 y otra posterior hacia 279.



Leyenda

- ↗ Dirección de movimiento
- ↖ Ejes de paleoesfuerzos

1 Km

Figura .10 Resultados generales del análisis cinemático de los cabalgamientos (flechas en color rojo) y del análisis de paleoesfuerzos (flechas en color morado). En los estereogramas: Lineaciones de disolución en cantos de conglomerados: puntos negros. Picos estilolíticos: puntos de color verde. Fracturas de tracción: planos de color morado. Fallas con estrías: planos en color negro. Fábricas C: planos de color rosa. Fábricas S: Planos de color azul oscuro. Planos de flexural slip: en color azul claro con trazo discontinuo. Planos de S_0 : en color rojo con trazo discontinuo.

Análisis de paleoesfuerzos.

Se han recogido datos mesoestructurales en 11 estaciones, de las cuales 10 quedan localizadas en materiales conglomeráticos pertenecientes a las unidades terciarias y solamente una está en materiales calcáreos del Jurásico.

Las estaciones 1 a 10 se distribuyen por el norte de nuestra zona de estudio, en las unidades terciarias T2, T3 y T4 y dentro de las unidades estructurales 1 y 2 (Fig. 11). En ellas se estudian las siguientes estructuras:

- Lineaciones de disolución: su orientación media corresponde al eje de esfuerzo máximo σ_1 .
- Fracturas de tracción en cantos: Su plano se orienta aproximadamente perpendicular a σ_3 .
- Fracturas de tracción: En la estación 5 encontramos fracturas que no atraviesan porciones de conglomerado sin restringirse a un solo canto y también sin evidencias de movimiento. Su plano se orienta aproximadamente perpendicular a σ_1 .

El análisis de estas estructuras nos ha permitido interpretar 12 orientaciones locales de σ_1 subhorizontales. En algunos casos se puede llegar a inferir también un eje local σ_3 , subhorizontal y perpendicular al anterior, que se atribuye al mismo sistema de esfuerzos (Fig. 10). Únicamente en el caso de la estación 5 se puede llegar a delimitar claramente las direcciones de σ_1 (a partir de lineaciones de disolución) como σ_3 (a partir de fracturas de tracción).

Los resultados nos permiten reconocer tres direcciones dominantes de σ_1 :

- NNE-SSO (rango aproximado: 000 a 040). Aparecen ejes locales dentro de este rango y se encuentra presente en todas las unidades.
- ENE-OSO (rango aproximado: 060 a 070). Hay tres ejes locales en este rango, registrados en los materiales cenozoicos de T3 y T4.
- SSE-NNO (rango aproximado: 150 a 160). Aparecen cinco ejes locales en este rango y se encuentra presente en las unidades T2, T3 y T4.

La estación 11 está situada en una antigua cantera de caliza en un margen de la carretera A-2421 que une las localidades de Beceite y Valderrobles. Los materiales pertenecen a la Unidad 9 (Fm. Chelva), del Jurásico Medio. El afloramiento estudiado tiene una longitud algo menor de 60 m.

En esta estación se pueden observar las siguientes estructuras:

- Picos estilolíticos: Esta estructura de disolución nos indica directamente la orientación de σ_1 . Se han tomado 24 medias a lo largo de toda la cantera.
- Fallas con estrías: En este afloramiento ha sido posible tomar 15 medidas de buzamiento y dirección de diferentes fallas, así como del cabeceo de las estrías sobre ellas.

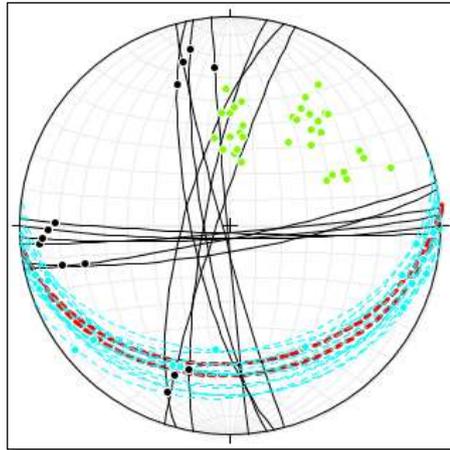


Figura 11. Representación estereográfica de los datos obtenidos en la estación 11. En ella se observan los planos de S_0 (planos de color rojo y discontinuo), picos estilolíticos (puntos de color verde), fallas de desgarre (plano de color negro) y estrías de flexural slip (sobre planos de color azul turquesa y trazo discontinuo).

En el estereograma de la Figura 11 se diferencian tres familias de picos estilolíticos. La primera tiene una orientación media 003/51N y corresponde a juntas estratiformes, y como tales no se encuentran ligadas a las etapas compresivas cenozoicas. Las otras dos familias tienen orientaciones medias 037/39N y 065/34N y, por tanto, indican dos ejes σ_1 p paralelos a las mismas. Se diferencian asimismo tres familias de fallas de desgarre:

- Familia 1: Tienen una componente sinistral y su orientación media es 85/85S; 15W.
- Familia 2: Tienen una componente sinistral y su orientación media es 15/80W; 23S.
- Familia 3: Tienen una componente dextral y su orientación media es 170/80W; 20S.

Cuando se relaciona las familias de fallas entre sí, tratando de encontrar si se ajustan al modelo de fallas conjugadas, observamos que no hay ninguna de las parejas de fallas dentro de las posibilidades existentes que responda claramente a dicho modelo: en unos casos es porque presentan sentidos de movimiento no compatible, otras porque presentan relaciones angulares incorrectas, o porque las estrías no forman un plano de movimiento que sea perpendicular a la línea de intersección entre ellas.

Las familias 1 y 3 son compatibles entre sí y compatibles con un mismo sistema de esfuerzos, que sería una compresión aproximada NE-SO. Al ser prácticamente perpendiculares no corresponden al modelo de Anderson, pero esto no impide que pueden ser heredadas y ser activadas a la vez. Un hipotético eje σ_1 en la bisectriz de ambas familias coincidiría prácticamente con el eje σ_1 obtenido de la familia de picos estilolíticos de dirección 037.

En esta estación también se recogen datos de estrías producidas por *flexural slip*. Estas, aunque no tienen valor para el análisis de paleosfuerzos, aportan información cinemática para los pliegues. Se han tomado 16 medidas, con tres direcciones preferentes, que permiten interpretar planos de movimiento para dicho pliegue con orientaciones 062, 015 y 285.

Síntesis e Interpretación General

Relaciones entre macro-mesoestructuras y campos de esfuerzos.

Cuando se analizan las direcciones presentes en la macroestructura de la zona, se observa que estas tienen una dirección NE-SO. Si se considerara que estos cabalgamientos tienen un

movimiento inverso puro, encajarían con una dirección de movimiento que se encontraría entre N 300° E y N 320° E.

En el momento que se contrasta esta hipótesis con las direcciones de transporte obtenidas de los indicadores cinemáticos, se observa que no concuerdan. Los datos recogidos nos muestran que los cabalgamientos presentan unas direcciones de transporte hacia N 003° E, N 025° E y N 275° E. Cuando se analiza la compatibilidad de estas direcciones de movimiento con los campos de esfuerzo obtenidos, se observa que existe una compatibilidad entre N 003° E y N 025° E con el campo de esfuerzo de dirección NNE-SSO, mientras que en el caso de N 275° E no encajaría con los campos de esfuerzos que han quedado registrados.

La evolución final resulta ser más compleja que la que se podría obtener únicamente observando las macroestructuras. No es posible por lo tanto mantener que los puertos de Beceite se han deformado con una única dirección de compresión constante que se ha mantenido en el tiempo, sino que han existido una serie de diferentes direcciones de compresión que han ido variando a lo largo de la Orogenia Alpina, y que durante ellas los cabalgamientos se han movido en distintas direcciones. Que esas variaciones en la compresión no hayan dado lugar a estructuras de diferentes direcciones es indicativo de que las macroestructuras preexistentes condicionaban la deformación y por lo tanto cuando se producía un movimiento era en gran medida a partir de la reactivación de estructuras heredadas.

Análisis tectosedimentario y cronología de la deformación.

Analizando la columna estratigráfica de Peña Galera y su evolución megasecuencial, podemos afirmar que se observan dos cambios de tendencia, de granocreciente a granodecreciente, que podrían atribuirse a dos máximos de actividad tectónica. Estos máximos coinciden en la columna con los contactos entre unidades tectosedimentarias.

El tránsito T2-T3 puede corresponder a uno de esos máximos de actividad tectónica. Aunque no ha sido posible identificar estructuras que se puedan atribuir con seguridad a este pulso tectónico, la interpretación realizada por González y Pérez (en prensa) en su esquema de Peña Galera (Fig. 2) muestra un abanico de capas entre T2 y T3, indicando así una discordancia progresiva entre ambas. Esta tectónica sinsedimentaria en el tránsito T2-T3, y observando su proximidad al cabalgamiento de las Voltes, que nos indica un primer movimiento de este.

El siguiente pico en la actividad tectónica se sitúa en el tránsito T3-T4. Dentro de este se habrían activado varias estructuras que van a ser analizadas a continuación. Una de ellas es el cabalgamiento plegado de Peña Galera. El cabalgamiento inicial se origina al final o después de la sedimentación de T3, ya que se encuentra cabalgando a esta unidad. Lateralmente este cabalgamiento será el que genere el monoclinal al pasar a ser un cabalgamiento ciego bajo las unidades terciarias. Posteriormente se producirá el plegamiento de la rampa de dicho cabalgamiento, probablemente a la vez que se reactiva el cabalgamiento de las Voltes. Tras esta actividad tectónica comienza la sedimentación de T4 discordante sobre las estructuras descritas.

Otra evidencia que puede añadirse para la reconstrucción de la historia de las macroestructuras es la propia arquitectura y patrón de paleocorrientes del Sistema Aluvial de Horta-Gandesa. Cuando se analizan las paleocorrientes que han sido tomadas durante la realización de la columna se observa que estas tienen una dirección predominante hacia el N, oblicua a la dirección de las paleocorrientes presentes en los abanicos aluviales del Sistema Aluvial Horta-Gandesa (Fig.2), con una dirección NO. Esto sugiere que había una barrera estructural que impedía el desarrollo

normal del abanico, y provocaba un cambio en la dirección de las paleocorrientes. Esta barrera fue muy probablemente la formación del anticlinal de Beceite. Por tanto, eso significaría que el cabalgamiento de Beceite ya se había formado cuando se inició el depósito de la parte superior de T2.

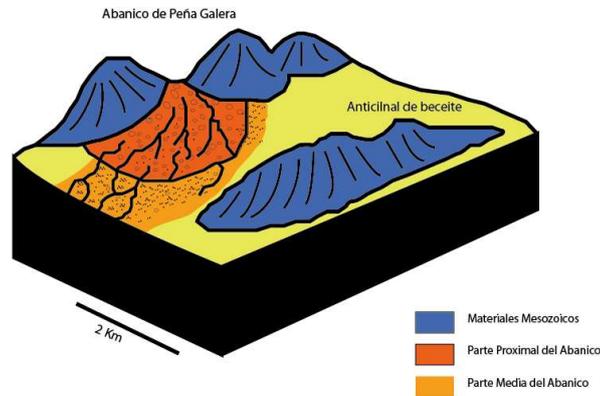


Figura .12 Esquema paleogeográfico del abanico aluvial de Beceite.

Finalmente, otra aproximación a la cronología de la deformación y de los sistemas de esfuerzos a lo largo del periodo orogénico se hace analizando la distribución de las direcciones de los ejes de σ_1 que han quedado registradas en los materiales de cada una de las unidades terciarias. Esa distribución aparece en los histogramas de la Figura 13.

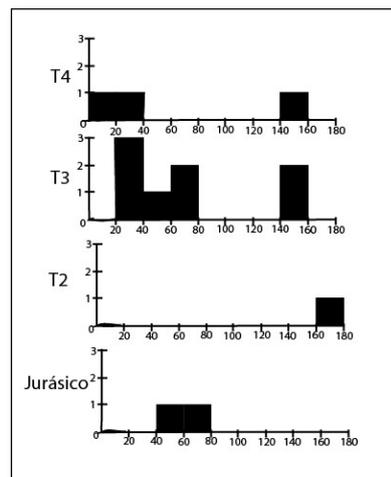


Figura .13 Histogramas en los que se muestran la distribución de direcciones de los ejes de σ_1 en función de las unidades donde han sido obtenidos.

Analizando dichos histogramas encontramos que aparecen representadas tres direcciones preferentes, que se localizan entre los siguientes rangos 20-40 (NNE-SSO), 40-80 (ENE-OSO) y 140-180 (NNO-SSE).

Los datos tomados en las estaciones en Jurásico y en T2, tienen un valor indicativo de dirección presente pero no resultan representativos para poder acotar las edades de las compresiones, porque son materiales anteriores a todas las estructuras observadas. Por otro lado, los histogramas tanto de T3 como de T4 se encuentran nutridos con un mayor número de direcciones, que nos permiten llegar a obtener conclusiones más precisas. Entre T3 y T4 se observa que desaparecen las lineaciones con una dirección ENE-OSO. Esta ausencia nos permite sospechar que durante T4 el

campo de esfuerzos ENE-OSO ya ha finalizado, mientras que los campos de NNE-SSO y NNO-SSE continúan.

En la estación 4 se observa un canto en el cual se entrecruzan lineaciones de disolución de direcciones NNE-SSO y NNO-SSE. Observando en detalle la relación de corte entre ambas se llega a la conclusión de que la lineación NNO-SSE, muy clara y definida, es posterior a la NNE-SSO, más irregular y degradada.

La similitud existente entre los datos obtenidos, su poca desviación en las trayectorias y que presentan una secuencia cronológica consistente, permite afirmar que las variaciones de las direcciones de σ_1 entre unidades se deben a cambios temporales y no a variaciones espaciales. Por lo que con el conjunto de estas evidencias es posible establecer esta cronología relativa más probable de la evolución de los campos de esfuerzos:

ENE-OSO → NNE-SSO → NNO-SSE

Discusión: Evolución Macroestructural y del campo de esfuerzos en los Puertos de Beceite en el marco de la Cordillera Ibérica.

En este apartado se va a contrastar la evolución estructural interpretada en nuestra zona de estudio con la evolución general de la Cordillera Ibérica. En primer lugar, enmarcaremos la secuencia de etapas compresivas registradas en los Puertos de Beceite con los modelos generales propuestos por Liesa (2000) y Liesa y Simón (2004) que sintetizan las direcciones de σ_1 para el conjunto de la Cadena Ibérica.

- ENE-OSO, se trata del campo de esfuerzos *Ibérico*. En toda la cordillera permanece activo hasta el Oligoceno superior (afectando a T4), mientras que en Beceite no se ha registrado ya en esa unidad.
- NNE-SSO, se trata del campo de esfuerzos *Pirenaico*. Se produce a partir del Mioceno inferior.
- SSE-NNO, se trata del estadio tardío del campo Bético, compresión *Guadarrama*. A lo largo de la cordillera permanece activo desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior. Dado que sabemos, gracias a los datos obtenidos, que la compresión *Guadarrama* perdura más tiempo en Beceite que la *Pirenaica*, nos encontramos con una *Guadarrama* tardía y con una *Pirenaica* temprana.

Debido a la similitud con las direcciones de σ_1 dentro de la Cordillera Ibérica, se pueden comparar estas direcciones y enmarcar nuestra correlación anterior dentro de los campos de esfuerzos definidos para toda la cadena.

Ibérica → Pirenaica temprana → Guadarrama tardía

En nuestra zona no ha quedado registrada la compresión *Bética Temprana* (ESE-ONO), lo cual puede parecer contradictorio puesto que precisamente los cabalgamientos de esta zona presentan una misma dirección que las Catalánides y serían perfectamente coherentes con esa compresión.

Conclusions

The tectonic and sedimentologic study of the Beceite area, in the linking zone between Iberian Chain and Coastal Catalan Chain, has allowed us to reconstruct the following geologic evolution of the Cenozoic compression.

The first compressional event recorded in this area occurred during the deposit of T2 in the late Eocene. When the Beceite anticline started to grow, it made a barrier that produced some changes in the direction of paleocurrents. The T2-T3 transition represented a maximum of tectonic activity, which generated a syntectonic unconformity between both units.

In the Early Oligocene the deposit of T3 started, which was affected by two compression events. The first one generates the thrust of Peña Galera, that in the next event was folded by the movement of the thrust of XXX. The transition T3-T4 represented another maximum of tectonic activity. This event generates another unconformity between both, and was probably related to the NE-SW compression (Iberian stress field).

Deposition of T4 in the Middle-Late Oligocene represented the last UTS that we can find in this area. On it we find the end of the orogenic compression following the *Pirenean* and the *Gudarrama* stress directions, probably during the Early Miocene.

Bibliografía

Allmendinger, R.W. (2004): Stereonet for Macintosh. Stereonet for Windows. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/maintext.html>

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. (1992). *Sedimentología*, tomos I y II. Nuevas tendencias. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

Cabrera, L., Colombo, F., & Robles, S. (1985). Sedimentation and Tectonics Interrelationships in the Paleogene Marginal Alluvial Systems of the SE Ebro Basin: Transition from Alluvial to Shallow Lacustrine Environments. *International Association of Sedimentologists*, Institut d'Estudis Ilerdencs, Universitat Autònoma de Barcelona.

Capote, R., Muñoz, J. A., Simón, J. L., Liesa, C. L., & Arlegui, L. E. (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. *The geology of Spain*, 367-400.

Canérot, J. (1974). *Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne)* (Doctoral dissertation, Laboratoire de géologie de l'Université Paul Sabatier).

Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.

Hippolyte, J.C. (2001). Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, 23: 421-429.

Miall, A. D. (1978). *Fluvial sedimentology* (Vol. 5). Stacs Data Service Limited.

Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology* Berlin, Springer-Verlag 582 pp.

Liesa, C.L. (2000). *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 611 p.

Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2004). Campos compresivos primarios vs perturbaciones de esfuerzos en la Cordillera Ibérica: una aproximación probabilística. *Geotemas*, 6 (5): 233-236

López Olmedo, F. García de Domingo, A. (1985). Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 de la hoja nº 521 (Beceite) y memoria. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 42 pp

López Olmedo, F. García de Domingo, A. (1985). Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 de la hoja nº 496 (Horta de San Juan) y memoria. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 48 pp

Luzón, A. (2005): Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177: 19-39.

González, A. Pérez, A. (en prensa): El Terciario del sector Turolense de la Cuenca del Ebro; una crónica de la Estructuración alpina de la Cordillera Ibérica . *Geología de la provincia de Teruel* Alcala. L Calvo JP Simón JL.

Vera, J. A. (Ed.). (2004). *Geología de España*. IGME.

ANEXOS

Anexo I:

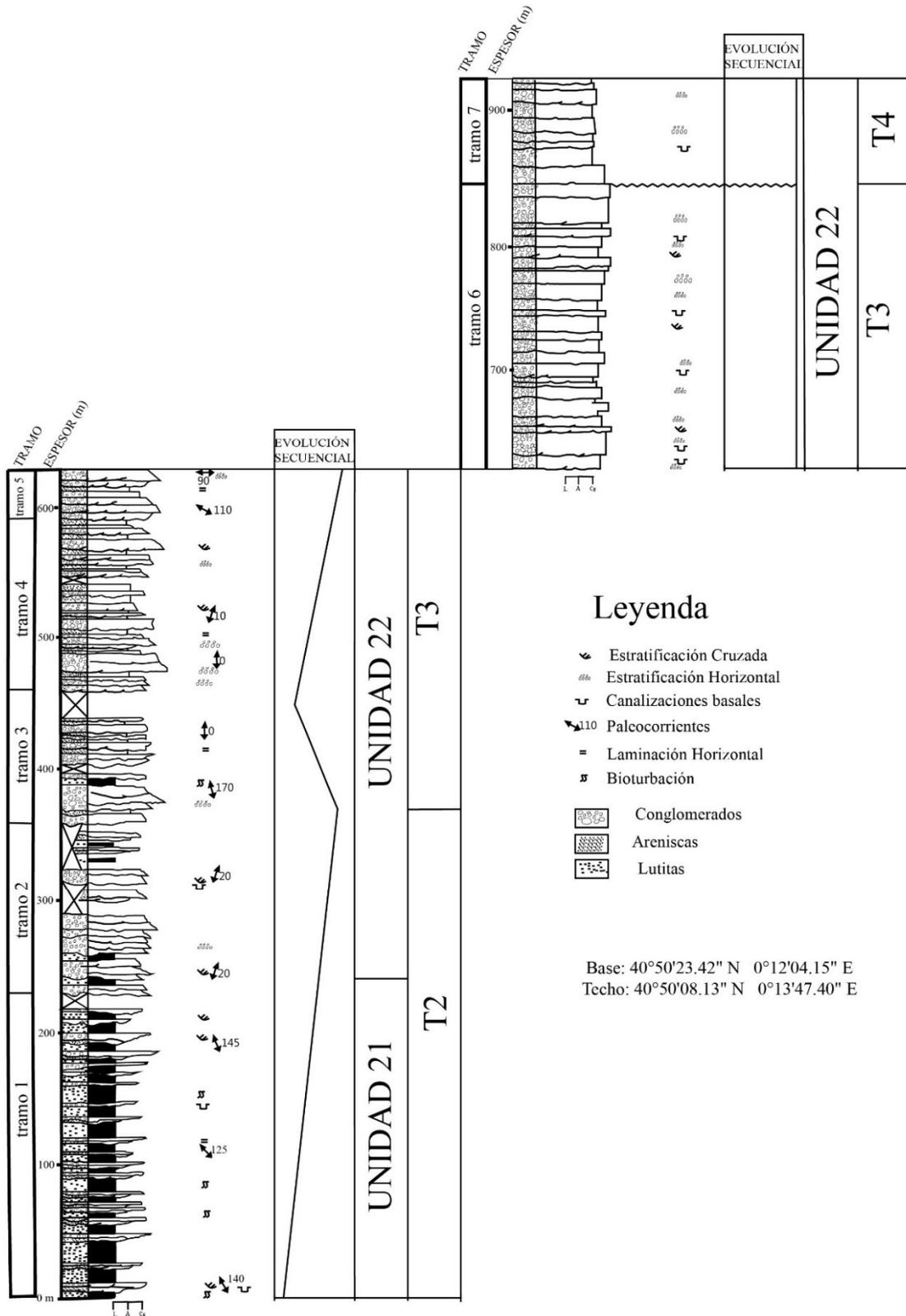
Fotografías de los elementos arquitecturales que se pueden observar en nuestra área de estudio.

A) Se puede observar un elemento arquitectural CH. B) Encontramos elemento arquitectural OF. C) Elemento arquitectural CH. D) Aparece un elemento arquitectural OF, en el que destaca la facies Fl. E) Se observa un elemento arquitectural SG. F) Elementos arquitecturales de los tipos CH, GB y OF.

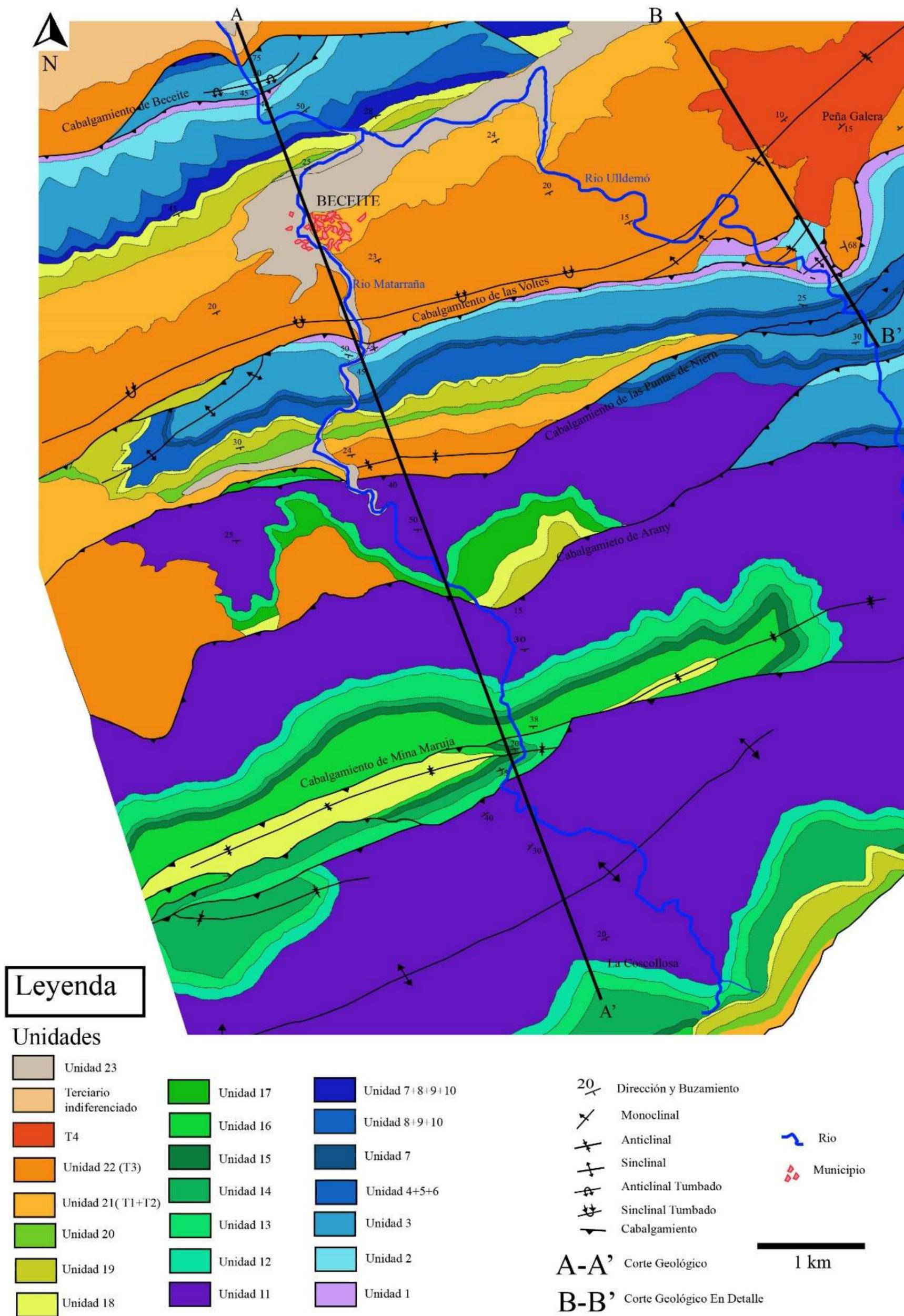


Anexo II:

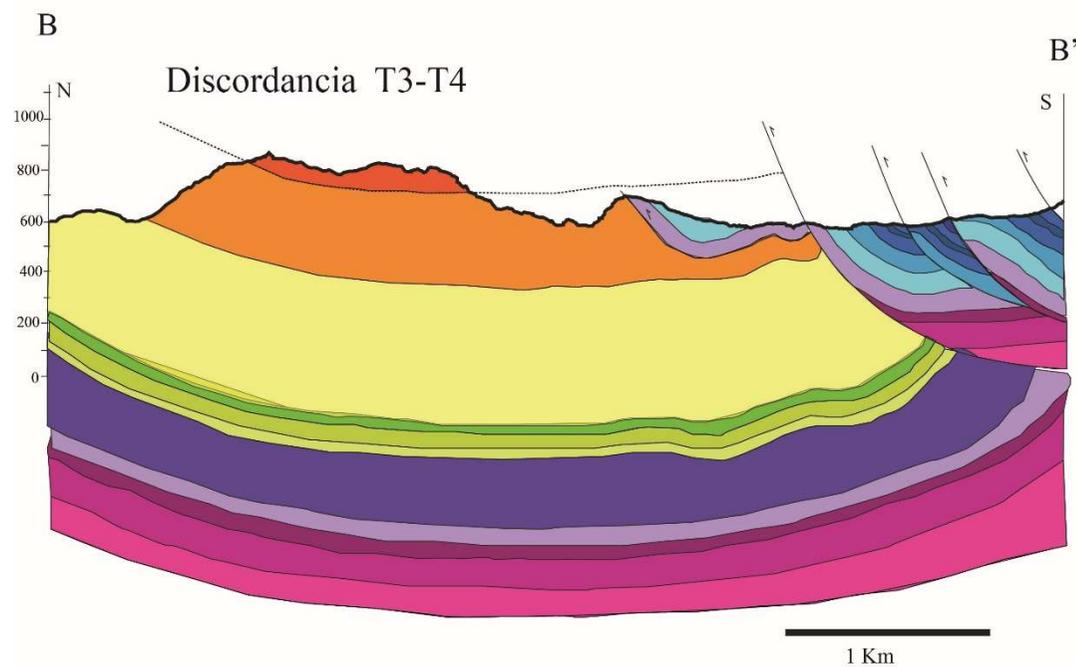
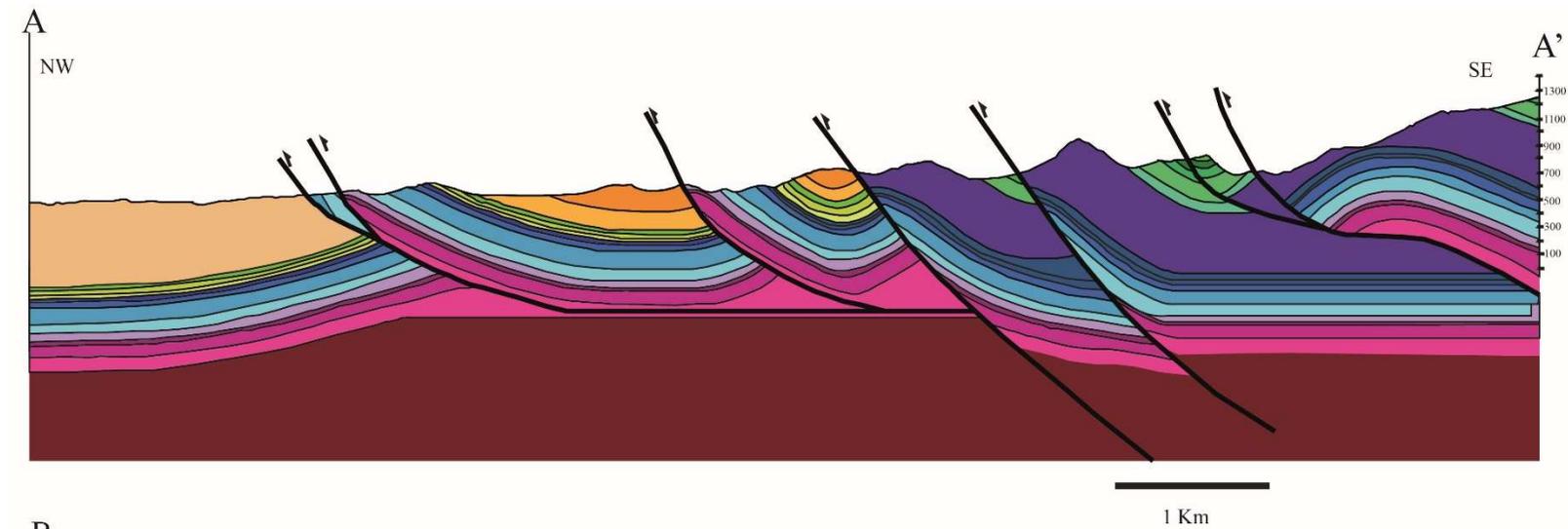
Columna estratigráfica en la que aparecen, además de litologías, potencias y estructuras sedimentarias, las diferentes unidades tectosedimentarias y la evolución secuencial de la serie.



Anexo III:
Mapa geológico de la zona de estudio.



Anexo IV:
Cortes geológicos



Leyenda

Unidades

 Unidad 23	 Unidad 13
 Terciario indiferenciado	 Unidad 12
 T4	 Unidad 11
 Unidad 22 (13)	 Unidad 21(3) 4/5 +6+7+8+9+10
 Unidad 21 (T1+T2)	 Unidad 7+8+9+10
 Unidad 20	 Unidad 8/9/10
 Unidad 19	 Unidad 7
 Unidad 18	 Unidad 4+5+6
 Unidad 17	 Unidad 3
 Unidad 16	 Unidad 2
 Unidad 15	 Unidad 1
 Unidad 14	