

Estructura de la terminación occidental del cabalgamiento del Montsec (USPC).

Structure of occidental termination of Montsec thrust (CSPU).

Franco Balaguer, Jorge



Director:
Antonio Casas Sainz

Universidad de Zaragoza
Trabajo Fin de Grado
2014

Agradecimientos:

En primer lugar, quiero dar las gracias al director de este trabajo: Dr. Antonio Casas Sainz, profesor de la Universidad de Zaragoza del área de Geodinámica, quien sin problema alguno accedió a tutorizar este trabajo, por su tiempo, paciencia, interés y consejos aportados para llevarlo a buen puerto.

También agradecer a Ruth Soto Martín, Científico Titular del IGME, sus sugerencias y aportaciones en campo, así como los préstamos de determinados artículos bibliográficos.

A Andrés Pocoví por el préstamo de interesantes artículos y trabajos geológicos utilizados como recursos bibliográficos básicos para este trabajo.

De la misma manera, agradecer a Luis Arlegui Crespo el tiempo, la ayuda y paciencia dedicada para el manejo del software Fsa utilizado en la interpretación de fallas normales.

Igualmente, agradecer a Carlos Sancho Marcén, del área de Geodinámica, sus comentarios, sugerencias y préstamos bibliográficos relacionados tanto con la neotectónica extensiva en este sector de las Sierras Exteriores oscenses, como en la interpretación de unos depósitos tobáceos cuaternarios.

Tampoco puedo olvidarme del interés y consejos aportados por Pablo Santolaria Otin y la ayuda prestada en la interpretación de los perfiles sísmicos.

ÍNDICE

ABSTRACT	2
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	3
1.1 Planteamiento	3
1.2 Objetivos	3
1.3 Metodología	4
1.4 Contexto Geográfico	5
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	6
2.1 Contexto estructural de la USPC	6
2.2 Estratigrafía	8
CAPÍTULO 3: PRESENTACIÓN DE LOS DATOS	15
3.1 Cartografía	15
3.2 Estructura	16
3.2.1 Macroestructuras	16
3.2.2 Mesoestructuras	21
3.2.3 Cortes	22
CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN DE LOS DATOS	26
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONS	29
BIBLIOGRAFÍA	31
ANEXOS	

Abstract: In the present paper appear the information obtained in the study carried out in the western stretch of the Montsec thrust, which is partially fossilized by *Conglomerados de Graus*.

Through geophysical information proceeding from seismic profiles and boreholes made in the decades of the 60s and 70s, and superficial data, an in-depth interpretation of the structure has been realized of the detached cover above autochthonous of the Ebro. This superficial information is constituted by a detailed cartography of the outcrops of the cover, which emerged in the delimited area. These outcrops are divided in two sectors that correspond with two different thrust sheets.

Has been observed a clear influence by variations of thickness in the Mesozoic series, fundamentally in the Cretaceous materials, as well as by the existence of extensive structures, also the same age, in the actual structural configuration.

Regarding to Conglomerados de Graus, have been observed and described a set of structures that disturb them. These structures are distributed around the study area, and there are two types: compressive and extensional structures. Those with compressional character have been related to the final stages of internal deformation in the Montsec sheet, and they appear in the eastern sector. By contrast, those with extensive character appear in the western sector and are constituted by normal faults of different magnitudes and lengths that are concenter in certain areas.

Keywords: Conglomerados de Graus, monoclinial, Montsec, back thrust, keuper, Tolva.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO

El presente proyecto se concibe como Trabajo de Fin de Grado (TFG), es decir como último paso para obtener el título de Graduado en Geología por la Universidad de Zaragoza. De esta forma se rige por la normativa general de esta universidad, de la Facultad de Ciencias y más concretamente, por la propia normativa del Departamento de Ciencias de la Tierra aprobada por la Comisión de Garantía de Calidad del Grado en Geología el 23 de febrero del 2012.

Así, de acuerdo con la citada normativa, se procede a la redacción y presentación de la pertinente memoria del trabajo individual, llevado a cabo en la parte suroccidental de la Unidad Surpirenaica Central (USPC), en el que se ponen en práctica conocimientos, habilidades y actitudes adquiridos por el estudiante a lo largo de la formación recibida en el Grado, fundamentalmente en aquellos aspectos relacionados con la Geología Estructural, Tectónica y Geofísica, y en menor medida con la Estratigrafía y Petrología. Desde el primer momento en el que se estableció el acuerdo entre el director del TFG y estudiante, estuvo presente la idea de la originalidad del trabajo, de ahí que se eligiera este área al oeste del Montsec donde la existencia de trabajos concretos es muy reducida, ofreciendo la posibilidad de obtener datos y resultados propios, ajustándose siempre a los 9,5 ECTS asignados en la Memoria de Verificación del Grado en Geología.

1.2 OBJETIVOS

En el presente estudio se pretenden alcanzar los siguientes objetivos:

- a. Realizar una cartografía actualizada que unifique los afloramientos mesozoicos aislados de Benabarre-Torres del Obispo, con el afloramiento de Tolva.
- b. Conocer, a través de datos geofísicos y de superficie, la estructura existente en esta zona de transición entre las Sierras Exteriores Aragonesas y las Sierras Marginales Catalanas, así como su relación con la sedimentación de los depósitos continentales sintectónicos del Oligoceno-Mioceno agrupados bajo el nombre de Conglomerados de Graus, y servir de precedente a futuros estudios más en detalle.
- c. Y en última instancia, unificar los datos bibliográficos referentes a la estratigrafía, disponibles en la actualidad sobre estos afloramientos, completándolos con observaciones realizadas en el campo durante este trabajo.

1.3 METODOLOGÍA

El punto de partida ha sido la búsqueda bibliográfica que ha permitido conocer trabajos previos sobre el área de estudio propuesta, fundamentalmente en lo referente a la estratigrafía y paleontología para partir de una buena base a la hora de realizar la posterior cartografía geológica. Esta labor se ha prolongado prácticamente hasta la finalización del trabajo, viéndose aumentada por información relacionada con la Geología Estructural y Geofísica, así como datos de sondeos catalogados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE, 2006), dentro del área de trabajo.

Tras un estudio adecuado previo, se realizó una primera toma de contacto con el campo en la que se delimitó, junto con la ayuda de ortofotos a escala 1:10.000 y mapas geológicos previos (Alvarado *et al.*, 1959; Ullastre, 1998; Merino-Tomé, 2011; ICGC, 2009), el área exacta de estudio, la cual se ha mantenido hasta la presente redacción de la memoria. Tras esta primera toma de contacto se procedió a dividir la zona en dos sectores y a tomar los datos necesarios para realizar la cartografía y el análisis estructural y tectónico posterior. Se han tomado datos de buzamientos, lineaciones, contacto entre unidades, toma de muestras para posterior análisis en laboratorio y gabinete, realización de esquemas y cortes puntuales en campo, junto con un gran número de fotografías.

En cuanto a los trabajos de laboratorio, han consistido básicamente en la realización de láminas delgadas y su posterior análisis en el microscopio petrográfico.

Por último, los trabajos de gabinete, además de la carga bibliográfica, han consistido también en la representación cartográfica digital de los datos tomados en campo a través de la herramienta *gvSIG* sirviéndose de las ortofotos PNOA del año 2009 a escala 1:10.000 descargables del SITAR. El siglado usado en esta cartografía es similar al siglado antiguo de los mapas del IGME. Se ha realizado una escueta cartografía con foto aérea de parte de la zona de estudio sirviéndose para ello de los vuelos de foto aérea del año 1956 (vuelo Americano) a escala 1:33.000; digitalización de figuras, cortes geológicos, retoque de la cartografía y montajes fotográficos para lo que se ha usado *Adobe Photoshop Elements 7.0* y *Adobe Illustrator CS6*. En el análisis de fallas normales, se ha usado el software *Fsa* de Celerier (1999) donde se han obtenido 150 valores para cada eje de esfuerzos, los cuales luego se han representado con *Stereonet 9.1.0* obteniendo así los ejes de esfuerzos más probables para cada estación. Y por último, se ha procedido a la redacción de la presente memoria utilizando para ello *Microsoft Word 2010*.

1.4 CONTEXTO GEOGRÁFICO

El área definida para este trabajo se encuentra en la Comunidad Autónoma de Aragón, concretamente al este de la provincia de Huesca, en la comarca histórica de la Ribagorza. La ubicación exacta del centro del área de estudio viene determinada por las coordenadas geográficas (E50) 42° 06' 38" N y 0° 29' 24" E, que corresponden aproximadamente con la localidad de Benabarre. Forma una franja orientada E-W de unos 20 Km de largo por 8 Km de ancho máximo, comprendiendo un total de unos 120 km².

Geográficamente se localiza en el sector pre-pirenaico aragonés, a unos 100 Km al este de Huesca (Aragón) y a unos 70 Km al noroeste de Lérida (Cataluña). Se puede acceder a través de las carreteras N-230 y N-123, que a su vez atraviesan de este a oeste la zona de estudio. Las localidades más importantes dentro de ésta son Benabarre y Tolva (fig. 1.1).

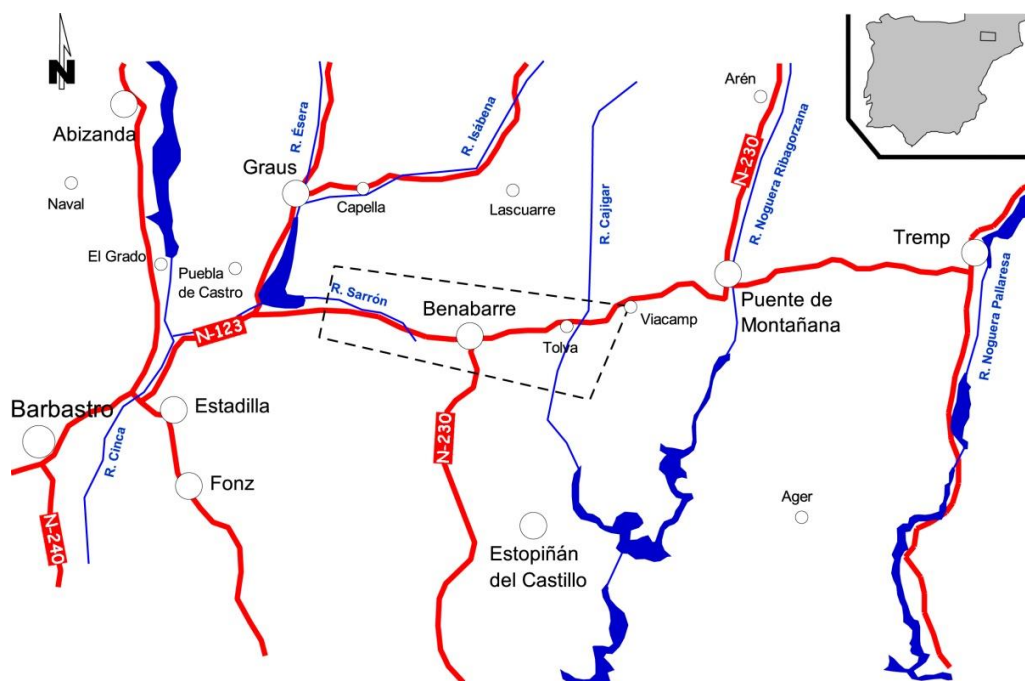


Figura 1.1.- Mapa con la localización del área de estudio.

Se sitúa entre los ríos pirenaicos Ésera, al oeste, y Noguera Ribagorza, al este (fig. 1.1), englobando superficie de ambas cuencas hidrográficas. Presenta un relieve marcado, con cotas comprendidas entre los 450 y 1000 m.n.m. y su clima es claramente continental con fuertes oscilaciones térmicas entre el verano-invierno y precipitaciones anuales de 600 l/m².

Las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 de Fonz (288) y Benabarre (289) comprenden la totalidad del área delimitada para en este trabajo.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO ESTRUCTURAL DE LA USPC

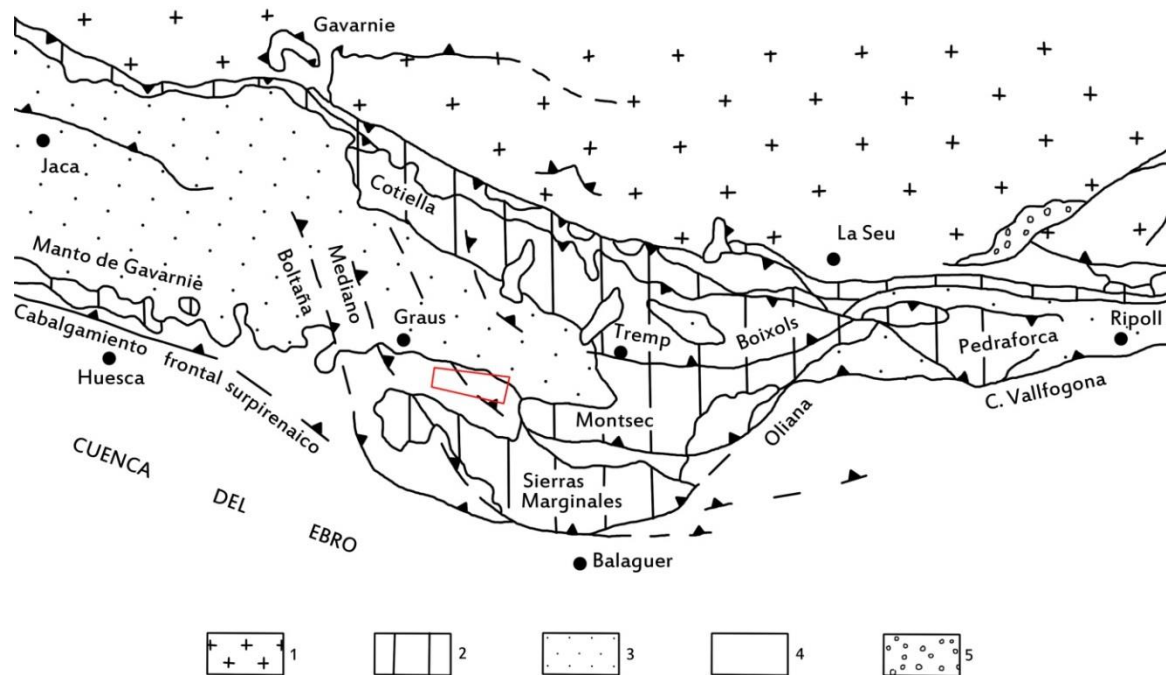


Figura 2.1.- Contexto geológico de la Unidad Surpirenaica Central (USPC). Tomado y modificado de Martínez-Peña (1991).

Respecto al contexto estructural, el presente trabajo se ha realizado en la denominada por Séguret (1972) Unidad Surpirenaica Central (USPC) (fig. 2.1). Esta estructura consiste en un manto de corrimiento hacia el sur respecto a la Zona Axial del Pirineo de entre 45 o 60 km. en dirección N-S (Séguret, 1972; Garrido y Ríos, 1972; Cámara y Klimowitz, 1985; Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Teixell y Muñoz, 2000; y otros) y más de 90 km. en dirección E-W (Elerz, 2008). El despegue se produce a nivel de los materiales dúctiles del Keuper sin llegar a involucrar materiales a los materiales del basamento.

Estructuralmente se encuentra fraccionada a su vez en tres grandes láminas denominadas de norte a sur: Bóixols, Montsec y Sierras Marginales.

- La **lámina de Bóixols** limita al norte con el retrocabalgamiento de Morreres (Saura, 2004) que pone en contacto la USPC con la **Zona de las Nogueras**, y por el sur con el frente de Bóixols. La estructura interna de esta lámina está dominada por el sinclinal de Santa Fe cuyo flanco sur enlaza con el anticlinal de San Corneli, asociado a la rampa de bloque superior del cabalgamiento de Bóixols (García-Senz, 2002). Según Teixell y Muñoz (2000), deriva de la inversión de fallas extensionales de edad Cretácico inferior registrándose inicio de deformación

compresiva surpirenaica a partir del Santoniense superior, emplazándose a finales del Cretácico superior.

- La **lámina del Montsec** posee una estructura más sencilla. Limita al norte con la estructura de Bóixols y al sur con el anticlinal de bloque superior del cabalgamiento del Montsec, el cual muestra una serie mesozoica invertida que se diferencia de la del flanco normal por la ausencia de materiales del Cretácico inferior. Entre medio de estas estructuras se desarrolla un amplio sinforme en el que se encuentran los depósitos de la **cuenca surpirenaica de Graus-Tremp** (Teixell y Muñoz, 2000) (fig. 2.2). La edad de emplazamiento varía según los autores, coincidiendo en que los primeros movimientos se iniciarían en el Cretácico superior, pero su desarrollo esencial sería posterior al Eoceno inferior (Teixell y Muñoz, 2000) llegando, según Solé Sugrañes (1978) a emplazarse durante el Eoceno superior-Oligoceno. En cuanto a la prolongación de su frente hacia el W, para Garrido (1973) y Farrell *et al.* (1987) continuaría por los afloramientos de Tolva y Benabarre tomando una dirección N-S al enlazar con el cabalgamiento de Cotiella a través de la rampa oblicua del anticlinal de Mediano, para Cámara y Klimowitz (1985) el frente tomaría dirección N-S a partir del afloramiento de Tolva; Martínez-Peña (1991) también asume esta segunda teoría.
- La **lámina de las Sierras Marginales** está limitada al norte por la estructura cabalgante de la lámina del Montsec y por el sur por el frente de cabalgamientos surpirenaicos sobre el antepaís del Ebro. Presenta, a diferencia de las láminas anteriores, una estructura interna bastante compleja ya que aparece compartimentada en numerosas láminas menores a través de pliegues y cabalgamientos de orientación diversa que representan rampas frontales, laterales y retrocabalgamientos (Pocoví, 1978a; Martínez-Peña y Pocoví, 1988). En ocasiones estos pliegues aparecen trastocados por un posterior diapirismo con disposición aleatoria, por lo que no se encuentran condicionados por estructuras existentes en la cobertera (Martínez-Peña, 1991; Salvany, 1999).

En el autóctono del valle del Ebro y al sur de la lámina de las Sierras Marginales, se desarrolla una estructura anticlinal de despegue denominada **anticlinal de Barbastro-Balaguer** relacionado con el emplazamiento de la USPC (fig. 2.2) y posteriormente trastocada por diapirismo (Pardo y Villena, 1979; Martínez-Peña y Pocoví, 1988). Hacia el W

del río Cinca, el flanco norte se oculta bajo materiales del Terciario equivalentes laterales de los Conglomerados de Graus (Martínez-Peña, 1991).

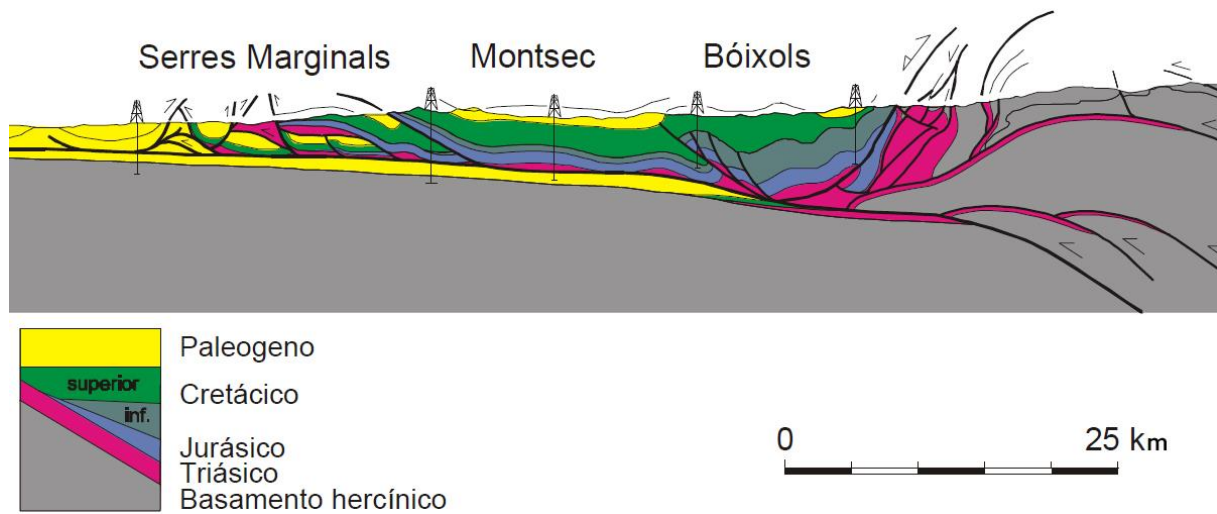


Figura 2.2.- Sección de la vertiente surpirenaica paralela al Perfil ECORS. Tomado de García Senz (2002).

Por último, hacia el E, la USPC termina en la zona de **rampas del Segre** en la que destaca la estructura anticlinal de Oliana interpretada como un *dúplex* antiformal de materiales del autóctono del Ebro que deforman la cobertera mesozoica (Elez Villar, 2008).

2.2 ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se describirá brevemente la serie estratigráfica tipo de la zona de estudio, teniendo en cuenta únicamente los materiales que afloran y por tanto que han sido cartografiados. Así, no se tendrán en cuenta en la descripción aquellos materiales cuya presencia ha sido contrastada en los sondeos existentes dentro del perímetro delimitado. La descripción se realizará a través de datos propios de campo y bibliografía, situando en el título de cada apartado el siglado usado en la cartografía. Así, desde la más antigua a la más moderna, se reconocen las siguientes unidades cartográficas:

Formación Pont de Suert (K, M y O)

Dentro de esta unidad triásica, se ha decidido incluir tanto aquellos materiales de facies Muschelkalk y facies Keuper, como aquellos volcánicos conocidos tradicionalmente como ofitas. Todos ellos afloran únicamente en el afloramiento de Tolva constituyendo el denominado diapiro de Tolva. La edad de la base de estos materiales es difícil de precisar y más teniendo en cuenta que aparecen muy tectonizados, lo que hace imposible además determinar un espesor para esta unidad. No ocurre lo mismo con el techo que parece estar bastante bien definido.

La facies Keuper está compuesta por las típicas arcillas abigarradas con frecuentes intercalaciones de yesos de espesores de hasta 20 cm. también de colores muy variados. En ocasiones aparecen niveles carbonatados, algunos de los cuales presentan megacristales de yeso y/o anhidrita que en superficie están disueltos formando así carniolas.

De forma esporádica, aislados y rodeados de materiales del Keuper, aparecen aquellos de la facies Muschelkalk. En el afloramiento de Tolva son bastante escasos y de volúmenes inferiores a los de las Sierras Marginales o Exteriores. Son de color gris claro, aparecen en bancos tableados centimétricos con finas intercalaciones margosas y muy fracturados.

Sin relación apreciable con los sedimentos del Keuper encajante, se ha encontrado un pequeño afloramiento de basaltos toleíticos con textura ofítica (Lago y Pocoví, 1982; Lago *et al.*, 1989; Lago *et al.*, 1996) en la parte oriental del afloramiento de Tolva. Aparecen muy alterados y con la característica meteorización esferoidal. Se les atribuye una edad pre-Hettangiense.

Garrido (1973, 1972), menciona en Tolva la presencia de lo que él denomina “calizas inferiores” en el techo del Keuper. En este trabajo no las describimos ya que no hemos sido capaces de identificarlas en el campo.

Por último, en esta compleja unidad nos encontramos, con la brecha ferruginosa (Garrido, 1973), compuesta por arcillas rojas endurecidas, y cantos mayoritariamente del Muschelkalk y de ofitas, de espesor difícil de precisar debido a lo deformado que se encuentra, pero que no supera los 5 m.. El hecho de que aparezcan abundantes cantos de ofitas, hace mencionar a Garrido (1973) la posibilidad de que esta unidad estuviera relacionada con el fenómeno eruptivo de la ofita, situando la brecha en el límite Rethiense-Hettangiense.

Lías (J₁₁₋₁₂)

Sobre el conjunto Triásico y la brecha ferruginosa, descansan los primeros materiales del Jurásico, que al igual que el Keuper, en la zona de estudio sólo afloran en Tolva. Esta unidad está compuesta por calizas dolomíticas con textura tipo *mudstone*, de color gris oscuro, con una estratificación regular de orden centimétrico (Ramón, 1989) y un espesor medio en torno a 15 m. Garrido (1973), identifica ostrácodos y en la mitad de la unidad un nivel con radiolas de *Diademopsis*, considerado en la cuenca de Aquitania como límite entre el Hettangiense inferior-superior.

Por encima de estas calizas dolomíticas aparece la unidad de calizas oolíticas de Garrido (1973). La potencia es difícil de determinar por lo tectonizado que se encuentra. Está constituido por calizas laminadas, calizas oolíticas, calizas bioclásticas y algún nivel con brechas de intraclastos (Ramón, 1989). El contenido en fósiles es escaso, aunque Garrido (1973) identifica Ostrácodos, Lamelibranquios, Gasterópodos y algas atribuyendo así la base al Sinemuriense. En el techo de estas calizas oolíticas, aparece un hard-ground con una superficie perforada por organismos endobiontes, un nivel de pirita y un tramo con oolitos ferruginosos (Ramón, 1989), que Garrido (1973) atribuye al límite Lías inferior-medio

Malm (J₃)

Estos últimos materiales del Jurásico están compuestos por una serie monótona de dolomías mal estratificadas, presente también únicamente en el afloramiento de Tolva. Garrido (1973) diferencia en el corte del Pont de Suert tres ritmos diferentes que aquí son muy difíciles de establecer debido a la reducción de espesor. De esta forma, nos encontramos con una dolomía de grano medio a grueso, de color gris oscuro, con algún nivel oolítico y muy fétida de no más de 25 m. La fauna es escasa, aunque se han distinguido Lamelibranquios, Equinodermos y Gasterópodos, y en ocasiones pistas fósiles; el conjunto suele atribuirse al Oxfordiense (Garrido, 1973).

Cretácico inferior (C₁₄₋₁₅)

Sobre una superficie de discordancia en el techo del Jurásico descansan los primeros materiales de la serie cretácica, con único afloramiento en el núcleo del anticlinal de Tolva. Están constituidos de base a techo por una alternancia de calizas y calizas margosas de colores ocre con fauna característica del Barremiense inferior que a techo culminan en unas calizas con carofitas (Schroeder *et al.*, 1982). Le siguen unas calizas grises y calizas margosas con orbitolinas atribuidas al Aptiense inferior junto con unas calizas con cafofitas en la parte superior, sobre las cuales descansa una alternancia de calizas y margas de colores ocre grisáceos también con orbitolinas, con una asociación característica del Aptiense superior (Schroeder *et al.*, 1982). Así, podemos decir que esta unidad de unos 100 m. de potencia máxima, abarca desde el Barremiense inferior hasta el Aptiense superior.

Cenomaniense-Turoniense (C₂₁₋₂₂)

Bajo esta denominación se han cartografiado conjuntamente las formaciones de Santa Fe y Calizas de la Pardina. La primera, también conocida como caliza con Prealveolinas (Souquet, 1967), está constituida básicamente por calizas *mudstones-wackestones* grises claro, bien estratificadas pero muy fracturadas, con una potencia máxima de unos 50 m.

Descansan discordantes sobre el Cretácico inferior y afloran principalmente en el núcleo del anticlinal de Tolva. La Fm. Calizas de la Pardina, destaca en el relieve en forma de crestas o abruptos acantilados. Posee una potencia máxima de unos 25 m. constituidos fundamentalmente por calizas micríticas con abundantes foraminíferos planctónicos (Caus, 1982).

Senoniense inferior (C₂₃₋₂₄ y C^c₂₃₋₂₄)

En esta unidad se ha englobado lo que en el Montsec Pons (1977) definió como la Formación de Calizas de la Cova y Fm. Margas de la Font de Les Bagasses. Se ha decidido unificarlas en una unidad debido a la dificultad para diferenciarlas, consecuencia directa de la brusca reducción de espesor que experimentan en el afloramiento de Tolva desde el río Noguera Ribagorzana. Únicamente al este del anticlinal de Tolva se pueden separar puntualmente gracias a la existencia de una ligera discordancia angular entre ambas unidades.

De esta forma de base a techo nos encontramos con una serie monótona de calizas y margocalizas nodulosas ocreas con núcleos muy calcáreos en las que Ullastre (1998) encuentra *Lacazina compressa* y *L. elongata*. Hacia mitad de la serie se intercalan unos cuerpos aislados lenticulares formados por calizas de colores ocre y gris marronáceo (C^c₂₃₋₂₄) que podrían atribuirse a lo que Caus *et al.* (1999) denomina facies 2.b o por el contrario constituir las propias Calizas de la Cova, ya que de no ser así no aparecerían representadas en este sector de la lámina del Montsec. Por encima se repite la serie margocalcárea que va tomando cada vez tonos más amarillentos, intercalándose hacia techo niveles canaliformes de areniscas rojizas; la presencia de estos materiales detríticos nos indica que nos encontramos ya en la Fm. Margas de la Font de Les Bagasses.

Formación Calizas de Terradets (C₂₄₋₂₆)

Se trata de una unidad muy homogénea constituida fundamentalmente por una potente serie de calizas, donde hacia techo se identan niveles detríticos. Fue denominada inicialmente por Mey *et al.* (1968) como Formación Bona y posteriormente por Pons (1977) como Formación Calizas de Terradets. La totalidad de la serie no aflora en la zona de estudio, por lo que resulta difícil establecer una potencia concreta. A pesar de ello, a través de los sondeos de Benabarre-1 (Be-1) y Benabarre-2 (Be-2) y Tolva-1 (To-1) (Lanaja, 1987), se puede afirmar que superan con creces los 400 m. Se han cartografiado tanto en Tolva como en los afloramientos de Benabarre.

Las calizas micríticas, de colores gris blanquecino y rosáceas, con textura mudestone-wackestone, aparecen poco estratificadas, con abundantes fósiles concentrándose en importantes bancos arrecifales de rudistas con presencia en menor proporción de equínidos, briozoos y corales; en ocasiones presenta nódulos de sílex. A techo de esta monótona serie calcárea, se intercalan niveles detríticos formados por areniscas y microconglomerados monomícticos con granos de cuarzo muy redondeados, de hasta 1,5 cm, y cemento calcáreo; es fácil observar estratificación cruzada de gran escala. Estos últimos materiales no han sido observados en el afloramiento de Tolva.

Formación Arenisca de Arén (C₂₆)

Únicamente aflora al sureste de Benabarre en un pequeño afloramiento con orientación E-W. Ghibaudo *et al.* (1973) diferencia dos unidades, una superior y otra inferior, en nuestro caso nos encontraríamos ante la unidad superior, compuesta por la Arenisca de Arén s. s. De acuerdo con López-Martínez *et al.* (1996) y López-Martínez y Ardévol (1999), consta de 250 m. de secuencias métricas negativas de areniscas con estratificación cruzada de media a gran escala, fuertemente bioturbadas, ricas en cuarzo, depositadas en un ambiente marino somero, entre las que aparecen intercalaciones de calizas lacustres perimareales de 1 a 5 m. de espesor con carofitas, ostrácodos, gasterópodos y foraminíferos. Su edad en Benabarre es Maastrichtiense superior.

Formación Tresp (C₂₆-P₁)

Constituye la unidad de transición entre la era mesozoica y cenozoica siendo aquí donde está representado el límite K/T. Constituye la colmatación de la cuenca pirenaica hasta el Ilerdiense inferior. Aflora mayormente al este de Benabarre, aunque también se reconocen unos afloramientos carbonatados aislados atribuidos a la Unidad 3 al W.

En Benabarre López-Martínez *et al.* (1996) separan la formación en tres unidades, de las que las dos inferiores son de edad Maastrichtiense. La serie comienza con unos 10 m. de calizas *wackestone-packstone* lacustres con carofitas, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos y suelos calcimorfos. Le sigue una sucesión detrítica unos 150 m. estrato y granocrecientes con tres tramos de arenitas híbridas con laminación cruzada de espesor decamétrico separados por lutitas en las que se intercalan calizas y paleosuelos calcimorfos. Por encima del límite K/T, ya en el Paleoceno, aparece un nivel lutítico blanco con numerosos paleosuelos, oncolitos, dientes de peces (Masriera y Ullastre, 1990) y calizas lacustres con carofitas. Por último, la Unidad 3 está constituida por dos tramos carbonáticos

masivos lacustres fuertemente karstificados separados por sedimentos margosos o lutíticos de edad Daniense (López-Martínez *et al.*, 2006).

Calizas de Alveolina (E₁)

Esta unidad representa la gran transgresión del Ilerdiense y está constituida por paquetes de calizas *wackestones-packstones* con abundantes fósiles de Alveolinas, Orbitolites y Miliólidos, separados por finos niveles margosos. Constituye los afloramientos calcáreos más septentrionales orientados E-W y están presentes al W de Tolva y al N/NW de Benabarre, registrándose una potencia máxima de afloramiento en esta última localidad de en torno a 250 m. En ninguno de estos afloramientos se observa el contacto con la unidad inferior, ni el techo de esta serie ya que constituyen afloramientos aislados bordeados por los Conglomerados de Graus y frecuentemente por la unidad T₁. Según Serra-kiel *et al.* (1994) se engloban dentro del Grupo Ager, concretamente al miembro inferior de la Formación Serraduy (Ilerdiense inferior), y según Barberà *et al.* (1996) pertenecen a uno de los miembros de la Formación Margas de Tendrui dentro del Grupo Figols.

Eoceno inferior-medio

Estos materiales aparecen únicamente en el extremo nororiental de la zona delimitada para este trabajo. Únicamente se han cartografiado en el mapa general, dejándolos de lado en la cartografía del anticlinal de Tolva, ya que no muestran mayor interés para este trabajo que el de usarlos para complementar los cortes en profundidad. De esta forma, el área cartografiada esta representada por el Grupo Castigaleu y Grupo Castissent de edad Cuisiense inferior-medio (Serra-Kiel *et al.*, 1994) y Bartonense (Garrido, 1968) respectivamente.

Brecha (T₁)

Esta unidad aparece representada en toda el área cartografiada en forma de pequeños afloramientos aislados y siempre en contacto discordante sobre las unidades más carbonatadas del Mesozoico y Eoceno. Así, esta brecha está constituida básicamente por cantos calcáreos locales muy angulosos y de baja esfericidad, con un tamaño predominantemente centimétrico aunque existen gran número de bloques que superan el metro, presentan una textura no granosostenida con una característica matriz arcillosa rojiza-anaranjada. La mayor parte de los afloramientos presentan potencias no superiores a los 3 m., a excepción del afloramiento al este de Benabarre y otro en el flanco sur del anticlinal de Tolva, donde se pueden medir en torno a 15 m. También se ha detectado en los sondeos estratigráficos Be-4, Be-2 y Be-6. Corresponden a depósitos de ladera y ápices de

pequeños abanicos aluviales en los que destaca la presencia de depósitos de transporte en masa tipo *debris flow*. Constituyen un tapiz que fosiliza y se adapta a la forma del paleorelieve preexistente, y equivale a la *unidad terrígena inferior* de las Sierras Marginales propuesta por Teixell y Muñoz (2000).

Conglomerados (T₂), Areniscas y Lutitas (T₃)

Ambas unidades pertenecen a los denominados informalmente como Conglomerados de Graus existentes en el margen suroeste de la Cuenca de Graus-Tremp, equivalentes a la *unidad terrígena superior* de las Sierras Marginales (Teixell y Muñoz, 2000). El criterio aplicado en este trabajo para la diferenciación de ambas unidades es simplemente la proporción de finos frente a gruesos. La unidad T₃ presenta mayor contenido en gruesos, mientras que en la unidad T₂ la proporción de finos supera a la de gruesos. El conjunto de la serie aparece discordante sobre el resto de unidades anteriores, fosilizando el paleorelieve con disposición geométrica en *onlap*, lo cual hace que no presente una potencia homogénea. La totalidad de la serie, en la zona de estudio no aflora, pero a través de sondeos se han registrado potencias superiores de los 260 m. (Lanaja, 1987; CHE, 2006).

En cuanto a la litología, la unidad T₂ está compuesta mayoritariamente por conglomerados poligenéticos masivos con cantos de litologías siliciclásticas y carbonatadas procedentes de la Zona Axial y Zona de las Nogueras, con textura no granosostenida, entre los que se intercala algún nivel de arenisca. Pasa lateral y verticalmente a la unidad T₃ constituida mayoritariamente por areniscas y lutitas y en menor medida por intercalaciones de conglomerados similares a los de la unidad T₂, lo que se traduce en una retrogradación del sistema aluvial. En el afloramiento de Tolva, como consecuencia de la actividad diapírica, en esta unidad T₃ se identifican niveles de brechas calcáreas masivas con textura granosostenida que pronto dan paso lateralmente a niveles más lutíticos.

Cuaternario indiferenciado (Q)

Bajo esta denominación se han englobado todos aquellos materiales recientes sin diferenciación alguna por falta de interés para este trabajo. La unidad está representada mayoritariamente por depósitos de terrazas y glaciares repartidos homogéneamente por toda el área de estudio. Merecen ser destacados unos materiales tobáceos, detríticos finos carbonatados y margosos blanquecinos al este de Torres del Obispo, que se asemejan a facies de barrera-represamiento.

CAPÍTULO 3: PRESENTACIÓN DE LOS DATOS

3.1 CARTOGRAFÍA

Para hacer más fácil la descripción de la cartografía geológica, se ha dividido en dos sectores: el Sector Oriental (mapa A), comprendido al este de la localidad de Benabarre, y el Sector Occidental (mapa B), al oeste de esta misma localidad.

SECTOR ORIENTAL

Comprende el área de estudio del entorno de Tolva, en la que se ha centrado fundamentalmente el trabajo en este sector. Corresponde al mapa A que hemos denominado: *Cartografía geológica del afloramiento de Tolva*.

De esta forma, la mayor parte de este sector oriental se encuentra cubierto por la unidad Conglomerados de Graus representada por ambas unidades diferenciadas en este trabajo (T_2 y T_3). Estos materiales aparecen basculados ligeramente hacia el SW haciéndose prácticamente horizontales ya en la parte centro del sector. Aparecen afectados al noroeste por lo que hemos denominado como monoclinal de Sagarras y retrocabalgamiento de Tolva. De la misma forma, en el frente norte del diapiro de Tolva aparecen con fuertes buzamientos hacia el norte y un pequeño retrocabalgamiento de dirección E-W. Ya al sur del anticlinal aparecen subhorizontales y onlapando sobre esta estructura fosilizándola parcialmente por el E y W.

En el centro de este sector oriental aparecen las principales estructuras comprendidas por el anticlinal y diapiro de Tolva. La primera se desarrolla mayormente en el flanco norte de la segunda y en menor medida en su núcleo. Ambas estructuras aparecen trastocando toda la cobertera de lo que Martínez-Peña y Pocoví (1988) definieron como lámina del Montsec.

SECTOR OCCIDENTAL

Comprende el área de estudio al W de la localidad de Benabarre incluyendo los afloramientos sobre los que esta localidad se asienta. La cartografía corresponde al mapa B que hemos denominado: *Cartografía geológica de los afloramientos de Benabarre-Torres del Obispo*.

A excepción de pequeños afloramientos aislados con orientación pirenaica de Cretácico superior, Formación Tremp y Calizas de Alveolina que van desapareciendo de E a W, la mayor parte de este sector se encuentra cubierto por los Conglomerados de Graus (T_2 y T_3).

La presencia de estos afloramientos es debida a la existencia de una estructura anticlinal de bloque superior perteneciente a lo que Martínez-Peña (1991) definió como lámina de Mediano. En cuanto a los conglomerados terciarios, decir que describen una morfología de sinclinal laxo con una orientación aproximada del eje E-W, debido al basculamiento hacia el N-NE generado por la reactivación del retrocabalgamiento de Juseu inmediatamente al sur de la zona de estudio. Además, estos materiales terciarios aparecen puntualmente afectados por fallas normales, lístricas y de desgarre.

3.2 ESTRUCTURA

En este apartado se presentará la información recogida en el campo sobre las estructuras más relevantes de la zona de estudio. Con la información procedente de la extrapolación en profundidad de datos de campo, e información interpretada de líneas sísmicas y sondeos disponibles (Anexo 1), se abordarán las estructuras no aflorantes representadas en los distintos cortes realizados.

3.2.1 Macroestructuras

ANTICLINAL DE TOLVA

Resulta complicado encontrar la primera mención bibliográfica de esta estructura, pero ni Mallada (1878) ni Alvarado *et al.* (1959) hacen mención a este sector del Montsec a través de esta designación, sino a través de la denominación de “afloramiento de Tolva”.



Figura 3.1- Vista de la sección N-S del núcleo del anticlinal de Tolva realizada por el río Cajigar.

Se encuentra en el sector oriental y constituye la parte fundamental de la cartografía realizada en este trabajo de este sector. La geometría anticlinal en afloramiento, la describen fundamentalmente los materiales del Jurásico, Cretácico inferior, Cenomaniense y

Turonense a través en una espectacular sección perpendicular al núcleo de la estructura realizada por el río de Cajigar (fig. 3.1 y A3.8), donde se puede intuir cierta geometría cilíndrica, que gracias a la cartografía y datos de campo, podemos afirmar que se pierde al W de este río por la actividad diapírica. Es en esta misma sección, donde se puede apreciar una clara reducción de espesor hacia el sur en los materiales del Cretácico inferior y los de la base del Cretácico superior (C_{21-22}) como consecuencia tanto erosiva en el caso de los primeros como por acuñamiento en el caso de los segundos (fig. A3.8). Así, esta zona se enmarca en lo que debió de ser el margen sur de la cuenca sedimentaria en el Cretácico.

Bordean al núcleo de esta estructura por el S los materiales del Cretácico superior (C_{23-24} y C_{24-26}) constituyendo un flanco muy trastocado (fig. A3.9), que se ha interpretado como un cabalgamiento (fig. A3.7) y donde se han observado en la parte central de la estructura buzamientos hacia el norte, lo que indica que la serie aparece invertida. Por el E aparece parcialmente cubierto por los Conglomerados de Graus; por el NE el flanco norte aparece completamente eliminado por el diapiro de Tolva; hacia el NW se observa el flanco norte buzando en esta misma dirección y donde afloran materiales del Cretácico superior (C_{24-26}) e Ilerdiense (E_{11}); y por el W la estructura se sumerge de nuevo en los Conglomerados de Graus.

Presenta unos buzamientos de los flancos muy variados debidos a la complejidad estructural que ostenta. Así, mientras en el flanco norte se han medido buzamientos muy homogéneos entre $45^{\circ}N$ y $55^{\circ}N$, en el flanco sur se han medido buzamientos entre $50^{\circ}N$ y $85^{\circ}N$ en la zona invertida, entre 90° y $55^{\circ}S$ en el área comprendida entre la zona invertida y el cabalgamiento mencionado, y buzamientos más suaves, entre $20^{\circ}S$ y $30^{\circ}S$, en la zona más alejada al sur del núcleo. Esto le confiere en afloramiento, un aspecto y sensación de elevado aplastamiento en la parte sur, producto posiblemente de la actividad diapírica en el flanco norte.

El anticlinal de Tolva mantiene un rumbo ESE-ONO desde el E a lo largo de poco más de 1 km., con direcciones medidas en el flanco sur en torno a $N095^{\circ}E$ y $N120^{\circ}E$, las cuales pasan a rumbos SE-NW con direcciones entorno a $N140^{\circ}E$.

DIAPIRO DE TOLVA

A diferencia que en el caso del anticlinal de Tolva, para el diapiro podemos decir que la primera referencia bibliográfica encontrada viene por parte de Alvarado *et al.* (1959), donde se afirma que el afloramiento de Keuper en este sector es fruto del diapirismo.

Dadas las características que presenta el Keuper en campo, se ha interpretado la totalidad de los afloramientos cartografiados en el sector oriental, como consecuencia de movimientos halocinéticos, constituyendo por lo tanto todo él el diapiro de Tolva. Además, de acuerdo con la información procedente del sondeo To-1 interpretado por Lanaja (1987), a 800 m. del afloramiento de keuper más cercano, estos materiales triásicos aparecen a más de 2800 m. de profundidad desde la superficie, aunque para este trabajo se han tomado los 2500 m. como profundidad de contacto entre Jurásico inferior y el Triásico superior. De esta forma, son alrededor de 120 hectáreas las que constituyen el afloramiento de Keuper en el sector oriental, distribuidas en dos áreas bien diferenciadas y separadas por un afloramiento alargado de dirección ENE-WSW formado por Jurásico y Cretácico inferior, el cual se explicado como una inclusión aislada englobada en el diapiro (corte A-A'). Así, tenemos una primera área al NE del núcleo del anticlinal de Tolva, y una segunda en el núcleo de este anticlinal fundamentalmente al W del río Cajigar, trastocando, como se ha comentado, la estructura interna del mismo.



Figura 3.2.- Discordancia progresiva en el borde norte del diapiro de Tolva.

El afloramiento NE presenta una morfología alargada con un rumbo medio de ESE-WNW y una longitud máxima en esta dirección de poco más de 2 km y una anchura máxima de 800 m. Se encuentra bordeado desde el E hacia el W pasando por el norte, por los Conglomerados de Graus; al SW por el núcleo del anticlinal de Tolva; y por el SE mayormente por los materiales del Senoniense inferior (C₂₃₋₂₄). El contacto sur con los materiales mesozoicos es muy sinuoso y sin una dirección preferente, donde estos materiales aparecen trastocados cerca del contacto, frecuentemente verticalizados y con buzamientos hacia el S/SW. Por el contrario, el contacto norte es mucho más rectilíneo y

espectacular, afectando a los Conglomerados de Graus, constituyendo un verdadero frente de actividad del diapiro. Presenta dos direcciones claras: una procedente del E de en torno a N140E y otra al SW de Tolva de N040E. Entre estos materiales terciarios y la masa de Triásico, aparecen pequeños afloramientos aislados de Cretácico superior (C₂₃₋₂₄ y C₂₄₋₂₆) y uno reducido de ofitas. Es de destacar la disposición que presentan los materiales de la unidad cartográfica T₃ a lo largo de la mayor parte de este contacto. Comenzando desde el E, a lo largo de unos 500 m. el afloramiento no es del todo bueno debido a la presencia de campos de cultivos y bosque. A partir de aquí las condiciones de afloramiento mejoran, midiéndose buzamientos en el Terciario en torno a 60N. En el punto donde el río Cajigar atraviesa el contacto, éste describe un giro de más de 90° hacia el W formando así un anticlinal con una inmersión del eje hacia el N. La serie sigue buzando fuertemente hacia el norte siguiendo una dirección N040E. Es en este tramo donde se ha conseguido identificar una interesante discordancia progresiva que se abre hacia el norte, con al menos tres cuñas sedimentarias reconocidas que presentan tanto individualmente como en conjunto una evolución estrato y granodecreciente, aumentando hacia techo la proporción de materiales lutíticos, estando la primera cuña compuesta exclusivamente por una brecha calcárea con cantos de las unidades C₂₃₋₂₄ y C₂₄₋₂₆ (fig. 3.2 y A3.3). Hacia el W las capas de T₃ se mantienen con fuerte buzamiento hacia el N desapareciendo a escasos metros a la derecha del río Cajigar donde aparece un pequeño sinforme de rumbo SE-NW sin inmersión aparente del eje. Es aquí también donde se ha identificado una falla inversa con vergencia norte y dirección entorno a N100E, una esquistosidad puntual bastante penetrativa y estrías que indican una claro cizallamiento tipo *flexural-slip*.

El afloramiento del núcleo del anticlinal de Tolva es de menor extensión que del NE. Se desarrolla fundamentalmente al W del río Cajigar con una longitud máxima de 1,3 km subparalela a la dirección del pliegue. Se encuentra fundamentalmente bordeado por materiales del Jurásico y Cretácico inferior, así como un pequeño afloramiento de terciario (T₃) por el W el cual descansa discordante sobre la estructura en general y con una disposición subhorizontal. Por último señalar que topográficamente el Keuper aparece a la misma altura en la margen derecha del río Cajigar que en la margen izquierda los materiales del Jurásico y Cretácico inferior.

RETROCABALGAMIENTO DE TOLVA Y MONOCLINAL DE SAGARRAS

En el dominio occidental de la Sierra del Montsec, concretamente inmediatamente al W del afloramiento de Tolva, la cobertera terciaria aparece trastocada por dos estructuras íntimamente relacionadas como son el retrocabalgamiento de Tolva y su asociado

monoclinal de Sagarras (fig. A3.4 y A3.5). La denominación de estas estructuras se ha realizado en función de la cercanía a estas localidades. No se ha observado en la bibliografía consultada, ninguna mención directa a estas estructuras. Únicamente en la cartografía de Alvarado *et al.* (1959) se observa un trazado con dirección similar que parte del mismo punto que las identificadas en este trabajo. La diferencia radica en que el trazado posee una longitud mayor y representa un único y continuo contacto mecánico. Esta representación cartográfica, se repite en mapas posteriores (Merino-Tomé, 2011; ICGC, 2009).

El retrocabalgamiento de Tolva surge en forma de falla normal en el flanco norte del anticlinal de Tolva con una orientación media de 085,70N y con una longitud de unos 150 m. Rápidamente, el trazado describe un giro brusco de 70° hacia el W a la vez que el plano se hace vertical a lo largo de unos 50 m. Seguidamente, el plano pasa a buzarse hacia el suroeste con una orientación media de 140,60S alcanzando una longitud de afloramiento de 800 m. De esta forma se diferencian tres tramos: uno primero donde el contacto es normal y la estructura pone en contacto la Fm. Calizas de Terradets (bloque superior) con el Senoniense inferior (bloque inferior); un segundo tramo con el plano vertical que pone en contacto las mismas unidades anteriores además del Senoniense inferior con los Conglomerados de Graus; y un tercer tramo donde sólo se ven afectados los Conglomerados de Graus además de poner en contacto la brecha (T₁) con estos en el bloque inferior. La superposición de estos materiales tiene lugar a través de un dispositivo de rampa sobre rampa, donde la dirección de los Conglomerados de Graus en el bloque superior es de 135,25N cerca de la falla, disminuyendo rápidamente en dirección SW haciéndose horizontal a unos 300 m. Por el contrario, en el bloque inferior, estos mismos materiales aparecen con una dirección de 140,60S, y de la misma forma disminuye rápidamente en dirección NE. En el plano de falla del tercer tramo, se han diferenciado tres familias de estrías con los siguientes cabeceos: F1) 60W, F2) 46E, F3) 90, ordenadas cronológicamente.

Finalizado el tramo tercero, el retrocabalgamiento desaparece para dar lugar a lo que se ha denominado como monoclinal de Sagarras. Se dirige hacia el NW con una dirección del eje muy similar a la del retrocabalgamiento de Tolva, en torno a N145E, reconociéndose a lo largo de una longitud de unos 4 km. y afectando -en afloramiento- únicamente a los Conglomerados de Graus. La carretera de acceso a Sagarras Bajas realiza un corte a esta estructura en el que se puede observar el cambio brusco de buzamiento de estos

materiales, pasando en 200 m –medidos perpendicularmente a la estructura- de buzamientos horizontales o subhorizontales a 55N.

3.2.2 Mesoestructuras

SISTEMA DE FALLAS NORMALES DEL SARRÓN

Bajo esta denominación se han englobado todas aquellas fallas con una componente normal y de desgarre que únicamente se han observado en el sector occidental, afectando en afloramiento a los Conglomerados de Graus. Respecto a estas estructuras, es prácticamente nula la información bibliográfica recopilada y existente. Existe un trabajo realizado por Sancho (1990) sobre estructuras similares pero más al sur, ya en las Sierras Marginales Aragonesas y afectando incluso a materiales del Cretácico superior. Martínez-Peña (1991) hace una breve mención a estas estructuras que observan tanto en los Conglomerados de Graus como en las calizas del Cretácico superior.

En nuestra zona de trabajo, se distribuyen en zonas muy concretas y puntuales cercanas al núcleo del anticlinal de bloque superior de la lámina de Mediano, por lo que se han realizado dos estaciones de medida. Así, hemos denominado Estación 1 al conjunto de fallas medidas a poco más de un kilómetro al E de Torres del Obispo y Estación 3 a las medidas a 800 m. al S de Benabarre. Además se han tenido en cuenta las medidas por Martínez-Peña (1991) en un afloramiento en calizas del Cretácico superior (C₂₄₋₂₆) al W de la localidad de Aler y a la que hemos llamado Estación 2.

De esta manera, en la Estación 1 hemos reunido un total de 48 medidas localizadas en 12 planos de falla diferentes. Aquí únicamente se han observado fallas puramente normales (fig. A3.1) distribuidas fundamentalmente en dos familias: una N-S y otra NW-SE. En la familia N-S se agrupan aquellas con mayor longitud y saltos en la vertical superiores a los cuatro metros. Presentan abundantes estrías con cabeceo de 90° y escalones de recristalización que confirman el carácter normal de las mismas. Las de la familia NW-SE presentan longitudes menores y desplazamientos verticales de orden centimétrico sin llegar a superar ninguna los 50 cm. En algunas el desplazamiento es inapreciable y parecen rellenas de material fino. Además, es en esta familia donde se han reconocido algunas con carácter sinsedimentario. Los ejes de esfuerzos obtenidos se muestran en el Anexo 2, resultando un σ_1 subvertical y un σ_3 horizontal en dirección 273.

Mientras, en la Estación 3 hemos reunido un total de 31 medidas realizadas en 15 planos de fallas distintas. En este caso, se han podido identificar en campo dos tipos de fallas:

unas con una clara componente normal entre las que se encuentra alguna de tipo lístrica (fig. A3.2), de pequeña longitud y desplazamientos en la vertical variables, y otras con una importante componente de desgarre en las que se han medido estrías con cabeceos de 30S incluso alguna con un componente de desgarre pura. En este segundo tipo, únicamente se han observado fallas de desgarre de tipo dextral, con planos muy verticalizados y con un trazo en “S”, que hace que determinadas zonas de la falla aparezcan rellenas de material fino. Al analizar todos los datos muestreados en el software Fsa, vemos que únicamente analiza aquellos pertenecientes a fallas normales, dejando de lado las fallas de desgarre, lo que hemos interpretado que pertenecen a fases de deformación distintas, representando entonces únicamente los datos de las fallas normales. Se ha obtenido entonces ejes de esfuerzos con un σ_1 subvertical y un σ_3 horizontal en dirección 043 (Anexo 2).

3.2.3 Cortes

CORTE 1-1'

Se extiende desde el sur del borde la Cuenca de Graus-Tremp hasta el borde norte de las Sierras Marginales pasando por el borde occidental de la lámina del Montsec de Martínez-Peña y Pocoví (1988). Sigue una línea continua de dirección N-S que parte del sur de la Sierra de La Mollera hasta la localidad de Antenza, ya en el sur, dejando al E Tolva. El trazado es paralelo a las líneas sísmicas ND-198 (ENPASA, 1968), ND-211 (ENPASA, 1970) y SP-8 (CAMPASA, 1969), y contiene el sondeo Tolva-1 (ENPASA, 1971).

La orientación de esta sección es tal que corta perpendicularmente el frente de cabalgamiento de la lámina del Montsec y el diapiro de Tolva, englobando en el bloque inferior la lámina de las Sierras Marginales. Ambas están despegadas a nivel del Triásico implicando una traslación y salto estratigráfico importante, superponiendo la serie mesozoica y terciaria sobre el autóctono del Ebro. Junto con los datos de campo, la información obtenida a partir de la sísmica de reflexión y el sondeo de Tolva se puede: 1) reconocer en la lámina del Montsec prácticamente la totalidad de la serie Triásico-Eoceno; 2) confirmar y justificar la brusca disminución hacia el sur de la serie Cretácico a través de una falla normal con buzamiento norte; 3) prolongar estas formaciones hacia el norte y parcialmente hacia la lámina de las Sierras Marginales; 4) detectar el contacto mecánico entre estas dos láminas; 5) situar el contacto entre la cobertera despegada con el autóctono del Ebro, que en la posición del sondeo de Tolva-1 se encuentra entorno a los 2650 m. de profundidad bajo el nivel del mar; 6) constatar el aumento de espesor de la Formación Pont de Suert hacia el sur, concretamente en el entorno del anticlinal de Tolva, y 7) confirmar la translocación del anticlinal de Tolva, fundamentalmente en su parte sur.

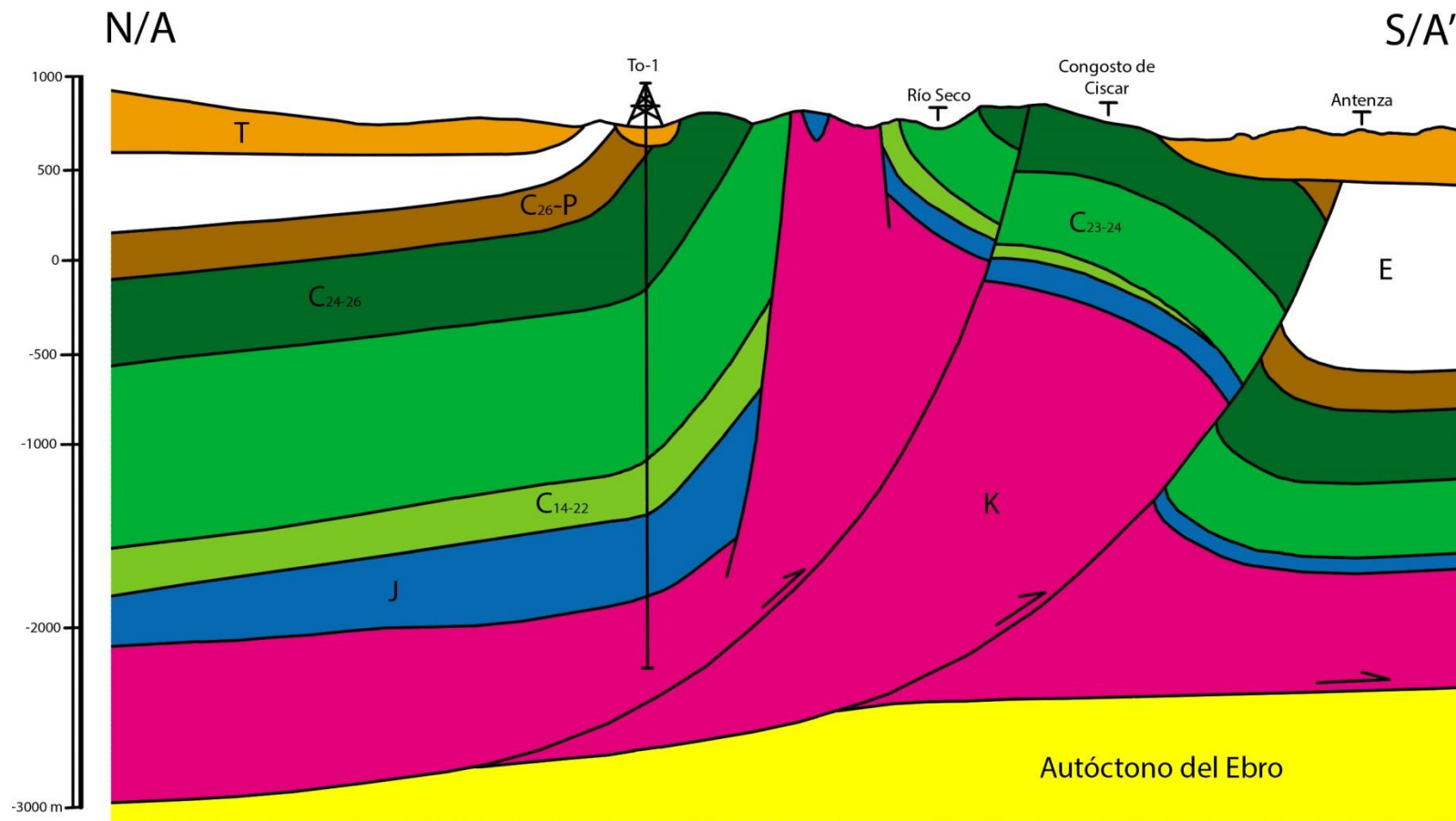


Figura 3.1.- Corte A-A' del sector oriental con orientación N-S. Se observa la compleja estructura del anticlinal de bloque superior de la lámina del Montsec muy trastocado por diapirismo, así como un segundo plano de cabalgamiento algo más al norte. Además, se aprecia cómo la lámina del Montsec cabalga sobre la lámina de las Sierras Marginales, así como una reducción hacia el S de la serie mesozoica. Las unidades representadas no se corresponden con las cartografiadas, y se han agrupado en: **T**: Conglomerados de Graus (T_2 y T_3); **E**: Calizas de Alveolinas (E_{11}), materiales eoceno de la Cuenca de Graus-Tremp (N) y de la Cuenca de Ager (S); **C_{26-P}**: Fm. Treppe (C_{26-P_1}); **C₂₄₋₂₆**: Fm. Calizas de Terradets (C_{24-26}); **C₂₃₋₂₄**: Santoniense (C_{23-24}^c y C_{23-24}); **C₁₄₋₂₂**: Fm Santa Fe y Fm. La Pardina (C_{21-22}) y Cretácico inferior (C_{14-15}); **J**: Malm (J_3) y Lias (J_{11-12}); **K**: Ofitas (O), fs. Muschelkalk (M) y fs. Keuper (K).

CORTE 2-2'

En esta segunda sección se extiende de forma subparalela a la anterior desde el sur del borde la Cuenca de Graus-Tremp hasta el borde norte de las Sierras Marginales atravesando esta vez la lámina de Mediano definida por Martínez-Peña (1991). Constituye una trayectoria continua de dirección NNE-SSO que parte del sur de la Sierra del Castillo de Laguarres hasta el norte de la Sierra de la Carrodilla en el sur, dejando al E la localidad de Benabarre. El trazado es subparalelo a las líneas sísmicas SP-40 (CGG, 1960), SP-42 (CGG, 1960) Y ND-121 (CGG, 1963) y contiene los sondeos Be-1 (ENPASA, 1964) y Be-2 (ENPASA, 1965).

De la misma forma que la sección anterior, esta segunda también corta perpendicularmente el frente de cabalgamiento pero en este caso de la lámina de Mediano, englobando en el bloque inferior la lámina de las Sierras Marginales. Ambas están despegadas también a nivel del Triásico implicando una traslación y salto estratigráfico considerable, superponiendo la serie mesozoica y terciaria sobre el autóctono del Ebro. A partir de datos de campo, la información obtenida a partir de la sísmica de reflexión y los sondeos de Be-1 y Be-2 se ha podido: 1) reconocer en la lámina de Mediano prácticamente la totalidad de la serie Triásico-Eoceno; 2) prolongarla ésta hacia el norte y parcialmente en la lámina de las Sierras Marginales; 3) corroborar la existencia de una estructura anticlinal en el frente de cabalgamiento de la lámina de Mediano con un flanco sur con mayor buzamiento que el norte; 4) detectar el contacto mecánico entre estas las láminas de Mediano y Sierras Marginales; 5) situar en profundidad el contacto entre la cobertera despegada con el autóctono del Ebro entorno a los 2900 m. de profundidad bajo el nivel en el núcleo del anticlinal; 6) confirmar la existencia de un mayor espesor de Triásico (Fm. Pont de Suert) en el núcleo del anticlinal de la lámina de Mediano.

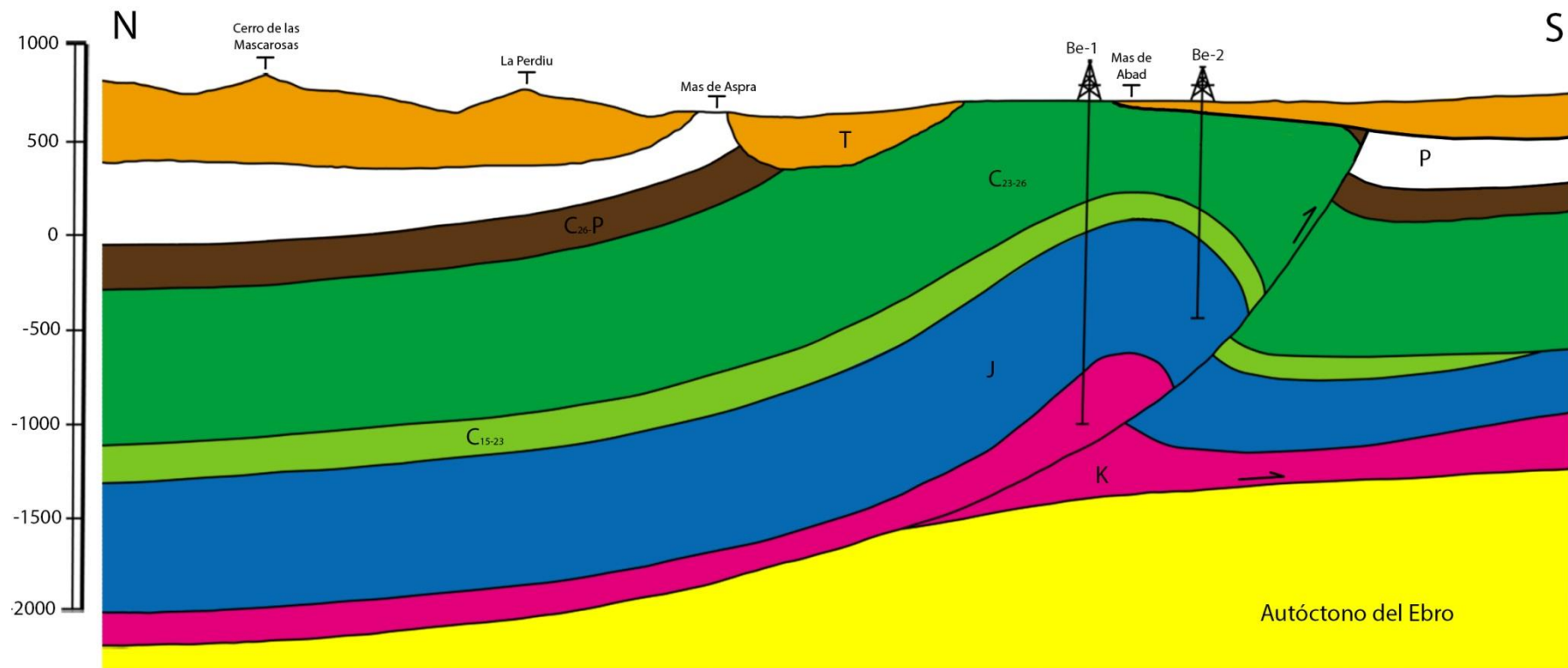


Figura 3.2.- Corte A-A' del sector occidental con orientación N-S. Se observa el anticlinal de bloque superior de la lámina de Mediano la cual cabalga sobre la lámina de las Sierras Marginales, así como una clara reducción hacia el S de la serie mesozoica. Las unidades representadas no corresponden con las cartografiadas en este sector, ya que se han agrupado en: **T**: Conglomerados de Graus (T_2 y T_3); **P**: Calizas de Alveolinas (E_{11}) y materiales eoceno de la Cuenca de Graus-Tremp; **C₂₆-P**: Fm. Tremp (C_{26} - P_1) y Fm. Arenisca de Arén (C_{26}); **C₂₃₋₂₆**: Fm. Calizas de Terradets (C_{24-26}) y Santoniense (C_{23-24}^c y C_{23-24}); **C₁₅₋₂₃**: Fm. Santa Fe y Fm. La Pardina (C_{21-22}) y Cretácico inferior (C_{15}); **J**: Malm (J_3) y Lias (J_{11-12}); **K**: Ofitas (O), fs. Muschelkalk (M) y fs. Keuper (K).

CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN DE LOS DATOS

A lo largo del trabajo se han ido comentando y aportando pequeños aspectos y datos que ayudan a establecer diferencias entre las dos áreas en las que se ha dividido la zona de estudio, que corresponden con los dos sectores cartografiados. Estas pequeñas diferencias vienen determinadas fundamentalmente por un conjunto de características estratigráficas y estructurales, tales como: 1) espesor de Keuper, de acuerdo con Cámara y Klimowitz (1985) disminuye hacia el W, 2) reducción de la potencia de las series estratigráficas del Cretácico, y 3) un claro condicionante en la configuración estructural alpina por parte de las estructuras distensivas de la cuenca mesozoica.

En el apartado de estratigrafía, como ya se ha dicho, únicamente se han descrito aquellos materiales aflorantes y por ende cartografiados. Pero si además, a esta información le sumamos aquella que nos aportan sondeos como To-1, Be-1, Be-2 y Be-3 (este último fuera de la zona de estudio al W), y la procedente de la bibliografía consultada de los alrededores de la zona de trabajo, vemos como al este del río Noguera Ribagorzana la serie cretácica aumenta de E a W, mientras que al oeste del mismo decrece de E a W tal y como atestigua el afloramiento de Tolva y los sondeos citados. De esta forma, en el sondeo To-1 se atraviesan 244 m. de Cretácico inferior, mientras que en el sondeo Be-1 apenas se atraviesan 10 m., no apareciendo ya Cretácico inferior en Be-2 (al sur de Be-1) ni en Be-3 (al oeste de Be-1 y Be-2). Algo parecido ocurre con el Cretácico superior; mientras en To-1 se atraviesan casi 1900 m., en Be-1 son 652 m., en Be-2 642 m. y en Be-3 466 m. Esto hace, como se ha comentado en el apartado de Cortes, que las superficies de despegue de ambas láminas se encuentren a diferentes profundidades. A través de la información de los perfiles sísmicos, se puede apreciar cómo algo similar ocurre en dirección N-S, donde la potencia general de la serie mesozoica disminuye de N-S. En cuanto a la serie Eocena, comentar que se acuña en los flancos norte de los anticlinales de bloque superior de las láminas de Mediano y Montsec, lo que nos indica que para entonces estas estructuras serían incipientes. En relación a la lámina del Montsec y los materiales del Eoceno, en la sección A-A' se ha interpretado a través de los perfiles sísmicos, que materiales laterales a los de la cuenca Ager deben encontrarse en el bloque inferior (lámina de las Sierras Marginales). Jurásico espesor

En cuanto al afloramiento de Tolva, a través de toda la información recopilada en el campo en forma de cartografía geológica, la procedente de los perfiles sísmicos y la bibliográfica, afirmamos que constituye la “esquina” occidental de la lámina del Montsec. A

partir de este punto, el plano de cabalgamiento sufre un giro para pasar de tener una dirección aproximadamente de E-W a otra de SE-NW constituyendo entonces la rampa lateral de esta lámina. Esto queda reflejado de alguna manera en el flanco sur del anticlinal de Tolva. Como se ha descrito en el apartado correspondiente, las capas vienen por el E con una dirección de entre 90° y 100° y rápidamente pasan a poseer al oeste direcciones de 140°. Esta misma dirección de 140° es la que mantienen tanto el retrocabalgamiento de Tolva al surgir del flanco norte del anticlinal con el mismo nombre, como el monoclinal de Sagarras a lo largo de sus 4 km. A esto hay que sumarle la interpretación realizada a partir de las líneas sísmicas ND-128 (CGG, 1956), SP-42PN (CGG, 1981) y SP-10 (PS, 1979) en la que se observan anomalías en los reflectores. Es entonces, por lo que interpreta el retrocablagamiento de Tolva y el monoclinal de Sagarras como una expresión en superficies de la rampa lateral de la lámina del Montsec (fig. 4.1), pasando a tener ésta a partir de este punto un vergencia W.

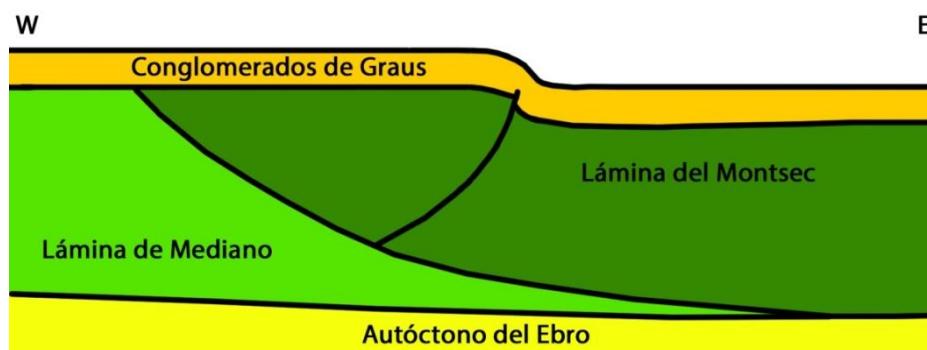


Figura 4.1.- Sección esquemática de la estructura de transición entre la lámina del Montsec y la de Mediano en la que se contextualiza el retrocabalgamiento de Tolva y el monoclinal de Sagarras.

Respecto al diapiro de Tolva, es posible que sus primeros movimientos tuvieran lugar durante el Cretácico superior, algo que no parece imposible ni fuera de contexto si tenemos en cuenta que el anticlinal de Abella-Boixols comienza a levantarse en torno al Coniaciense según Caus *et al*, 1982 y a partir del Santoniense según Teixell y Muñoz (2000). Lo que nos ha llevado a pensar esto es la fuerte reducción de espesor que experimentan los materiales del Santoniense en comparación con sus homólogos en el área del Montsec, el hecho de que en el sondeo de Tolva no aparezca la arenisca de Arén, una reducida serie de la Fm. Tremp y una mención bibliográfica en este sentido formulada por López-Martínez *et al*. (2006) en la que deducen algo similar por el hecho de que en el sondeo To-1 no se atraviesa la Unidad 3 de la Fm. Tremp; hay que mencionar que en este sondeo no se atraviesa la serie entera de la Fm. Tremp, por lo que el hecho de que esta Unidad 3 no sea atravesada no significa que no pueda existir. Como se puede apreciar en el corte A-A', se ha interpretado que es a través de una falla normal heredada del Mesozoico y situada al norte

del afloramiento de Triásico, por la que los materiales del Keuper han ascendido, siendo quizás esto lo que les confiere en afloramiento una disposición alargada con el frente de actividad descrito situado también al norte, confiriéndole una geometría asimétrica. En este mismo corte se observa cómo la serie mesozoica se reduce bruscamente hacia el S de esta falla. Este fenómeno se aprecia con mayor claridad en la unidad cartográfica C₂₃₋₂₄, la cual al sur de esta estructura presenta una brusca reducción, lo que podría estar ligado con la actividad incipiente diapírica del diapiro de Tolva. Respecto a esta falla, deducimos que durante el Jurásico y parte del Cretácico debió de comportarse como una falla normal. Esto queda registrado en las variaciones de espesor visibles en los perfiles sísmicos ND-198, ND-211 y SP-8 y cambios litológicos de los materiales del Jurásico entre los atravesados en el sondeo To-1 y los cartografiados en superficie. De esta forma, esta estructura actuaría como falla normal durante el Jurásico y parte del Cretácico, para servir como vía de ascenso al Keuper posiblemente durante el Santoniense.

En relación con las fallas normales observadas en el sector oriental que afectan a los Conglomerados de Graus, resulta difícil precisar una edad concreta para las mismas ya que para ello se deberían datar con más precisión estos materiales. Sancho (1990) cita en el entorno de la Sierra de la Carrodilla (al sur de nuestra zona de estudio) estructuras similares afectando tanto a materiales del Cretácico superior-Eoceno como a los conglomerados miocenos. A través de estas estructuras deduce la existencia de un régimen de distensión radial con un σ_1 cercano a la vertical y un σ_2 y σ_3 intercambiables en posiciones N115E y N025E que sitúa en el Mioceno superior. Les atribuye una probable génesis relacionada con movimientos corticales en la Cadena Pirenaica. En lo que hemos denominado Estación 2 dentro del área de estudio, Martínez-Peña (1991) mide en materiales del Cretácico superior (C₂₄₋₂₆) fallas normales de las que obtiene una dirección de estiramiento de N106E. En la Cordillera Ibérica, Simón (1983) describe también estructuras semejantes generadas durante el Mioceno medio y Mioceno superior con direcciones de estiramiento de N110E y N030E respectivamente, que atribuye al proceso distensivo finialpino de la Cuenca de Valencia. Con respecto a los datos obtenidos en este trabajo, se observan dos direcciones de estiramientos diferentes para cada estación. Por un lado, en la Estación 1 se ha obtenido una dirección N093E mientras que en la Estación 3 ha sido de N043E (Anexo 1). Según Casas et al. (1990) proponen el uso combinado de tres métodos de análisis de paleoesfuerzos para obtener datos fiables; en nuestro caso tan sólo hemos aplicado el de Etchecopar. De esta forma, si comparamos todos estos datos presentados vemos que existe cierta relación en las direcciones de estiramiento, apreciándose dos direcciones comunes entorno a N100E y N30E. Como se ha mencionado, las fallas de desgarras medidas en la

Estación 3 el software Fsa no las ha analizado conjuntamente con el resto, lo que se ha interpretado como pertenecientes a una fase distinta. De ser así, podríamos encontrarnos ante una situación similar a la que propone Simón (1983) en la que existiría una primera fase de estiramiento en el Mioceno medio con dirección N110E seguida de una segunda en el Mioceno superior con dirección N030E, relacionadas con el proceso de rifting del Mediterráneo. Por el contrario, podrían deberse simplemente a movimientos del Keuper en el núcleo del anticlinal de bloque superior de la lámina de Mediano, lo que podría explicar su disposición puntual en afloramiento.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONS

- ✓ Variations in thickness with N-S and E-W alignment in the Mesozoic series and the existence of normal faults condition the structure, geometry and existence diapirs in sheet thrusts. They are represented by Mediano's on the W, by Montsec's on the E and by Sierras Marginales' on the S.
- ✓ Sheets' front of Montsec and Mediano present hanging wall's anticlinals. The south flanks of these anticlinals are partially verticalized. The anticlinal of Montsec's sheet is profoundly affected by diapirism and seems to be overlapping above Eocenes' materials equivalent to those of Ager's basin.
- ✓ The diapiric activity in the Eastern sector represented by Tolva's diapir could have been prompted during the upper Cretacic. The diapiric activity benefits from the existence of a normal Mesozoic fault and could extend until the deposit of the Conglomerados de Graus.
- ✓ Tolva's anticlinal structure represents the occidental "corner" of Montsec's sheet. From this outcrop, the thrust coming from the E heads SE-NW (circa 140°). This thrust shows in the surface through Tolva's back-thrust and the Sagarras' monoclonal with similar directions. Would it be true that the age of the Conglomerados de Graus spans until Miocene, it could be stated that the last stages of movement of Montsec's sheets are reflected in the former. This can be seen in compressional structures. In this way the emplacement age of this sheet extends until Miocene.

- ✓ The presence of distensive structures has been detected in the Conglomerados de Graus. These structures are grouped in in N-S, E-W and NE-SW directions. Their origin is still unknown. This could be attributed to Keuper's movements or to rifting process occurred in the western Mediterranean during the Neogene.
- ✓ The presence of compresive and distensive structures in the Conglomerados de Graus could point out the existence of a transitional period from one stage to another.

BIBLIOGRAFÍA

Alvarado, M., Coma, J. y Del Valle, J. (1959): *Mapa Geológico España 1:50.000, hoja nº 289 (Benabarre)*. IGME, Madrid

Barberá, C., Marzo, M., Reguant, S., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M. y Tosquella, J. (1996): Estratigrafía del Ilerdiense en la región de Tremp (cuenca de Graus-Tremp, NE de España). *Geogaceta*, 20 (1): 73-75.

Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geológicos*, 41: 391-404.

Caus, E., Cornella, A. y Gómez-Garrido, A. (1982): Evolución de la cuenca sedimentaria del Cretácico superior surpirenaico entre los río Segre y Noguera ribagorzana (NE España). *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 965-977.

Caus, E., Llompart, J., Rosell, J. y Bernaus, J.M. (1999): El Coniaciense superior-Santonense inferior de la Sierra del Montsec (Pirineos, NE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2): 269-280.

Casas Sainz, A., Gil Peña, I. y Simón Gómez, L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, 46: 385-398.

Celerier, B., 2013, FSA: Fault and Stress Analysis software, version 35.1, <http://www.pages-perso-bernard-celerier.univ-montp2.fr/software/dcmf/fsa/fsa.html>.

Confederación Hidrográfica del Ebro, 2006: *Inventario de Pozos y Manantiales*. <<http://iber.chebro.es/geoportal/index.htm>> [Descarga: 23 nov. 2013].

Elez Villar, J. (2008): *Deformación post-emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central (Oligoceno-actualidad): transpresión dextral e implicaciones regionales*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 320 p.

Farrel, S. G., Williams, G. D. y Atkinson, D. (1987): Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, South Central Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 907-914.

Garrido-Megías, A. (1968): Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Tremp-Graus, Pirineo Central, provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, 3 (2): 39-43.

Garrido-Megías, A. y Río-Aragües, L. M^a. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Boletín Geológico y Minero*, 83 (1): 1-47.

Garrido-Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 395 p.

García Senz, J. (2002): *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 310 p.

Ghibaudo, G., Morelli, E., Mutti, E., Obrador, A., Pons, J. M., Ramasco, M. y Rosell, J. (1973): Facies y paleogeografía de la "Arenisca de Aren" (Nota preliminar). *Acta Geológica Hispánica*, VIII: 13-15.

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, (2009): *Visor de Cartografia Geològica*. Geoíndex. <http://siurana.icgc.cat/visorIGC/geologic.jsp>.

Lago-San José, M. y Pocoví-Juan, A. (1982): Nota preliminar sobre la presencia de estrucutras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (Provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, 17: 227-233.

Lago, M., Amigo, J. M. y Pocoví, A. (1989): Características composicionales y geotermométricas de clinopiroxenos en doleritas triásicas ("ofitas") del área de "el Grado-Aguinalú" (Provincia de Huesca). *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 12 (1): 57-58.

Lago, M., Pocoví, A., Arranz, E. Bastida, J. y Garcí Bellés, J. (1996): Magmatismo Toleítico, Trías-Lías, de la cadena pirenaica: afloramiento con interés en el Patrimonio Geológico. *Geogaceta*, 20 (5): 1183-1185.

Lanaja, J. M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España, 465p.

López-Martínez, N., Ardévol, L., Arribas-Mocoroa, M. E., Civis, J. y González-Delgado, J. A. (1996): Transición Cretácico/Terciario en depósitos continentales de la cuenca de Tremp-Graus: datos preliminares de isótopos estables de C y O. *Geogaceta*, 20 (1): 62-65.

López-Martínez, N. y Ardévol, L. (1999). Hallazgo de *Dactyloidites otto* (Geinitz) en la Arenisca de Arén (Cretácico superior surpirenaico). *Revista Española de Paleontología*, vol. extr. hom. J.Truyols : 129-133.

López-Martínez, N., Arribas, M. E., Robador, A., Vicens, E. y Ardévol, L. J. (2006): Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm. Tremp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 233-252.

Mallada, L. (1878): *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico, VI, 1-439.

Martínez-Peña, B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 81-94.

Masriera, A. y Ullastre, J. (1990): Yacimientos inéditos de carófitas que contributen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo Catalán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2): 33-41.

Martínez-Peña, B. (1991): *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Univ. de Zaragoza, 346 p.

Merino-Tomé, O., Suárez-Rodríguez, A., Alonso-Alonso, J. L., González-Menéndez, L., Heredia, N. y Marcos-Vallauré, A. (2011): *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España sistema de Información Geológica Continua*. SIGECO, J. Navas (Ed.). IGME. <http://cuarzo.igme.es/sigeco/>.

Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C, Roberti, K. J. y Hartevelt, J. J. A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of Post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.

Pardo, G. y Villena, J. (1979): Aportación a la geología de la región de Barbastro. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 289-292.

Pons, J. M (1977): *Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos con rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de Lérida*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 105 p.

Pocoví, J. (1978a): *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas. (Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 218 p.

Pocoví, J. (1978b): Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). *Acta Geológica Hispánica*, 13 (3): 73-79.

Ullastre, J. (1998): Boceto para un mapa geológico detallado del frente del Montsec (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 7: 175-186.

Ramón, X. (1989): Análisis secuencial y sedimentológico del Lías en los Pirineos centrales. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 159-173.

Salvany, J. M. (1999): Diapirismo triásico antiguo y reciente en el anticlinal de Canelles, Sierras Marginales Catalanas (Zona Curpirenaica Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2), 149-163.

Sancho-Marcén, C. (1990): Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses. *Boletín Geológico y Minero*, 101 (4): 22-31.

Saura, E. (2004): *Anàlisi estructural de la Zona de Les Nogueres*. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 355 p.

Schroeder, R., Altenbach, A., Brinnet, P., Cherchi, A. y Wallrabe, H. J. (1982): El Barremiense marino de la Sierra de Montsec (proc. Lérida-Huesca). *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 915-933.

Séguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenees. Caractère sédymantaire rôle de la compression et de la gravité*. Thèse, Univ. du Montpellier, 155 p.

Serra-Kiel, J., Canudo, J. I., Dinares, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J. O., Samso, J. M. y Tosquella, J. (1994): Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (3-4): 273-297.

Simón, J. L. (1983): La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental. *Boletín Geológico y Minero*, 94 (4), 281-290.

Solé Sugrañes, L. (1978): Gravity and compresive nappes in the Central Southern Pyrenees (Spain). *American Journal of Science*, 278: 609-637.

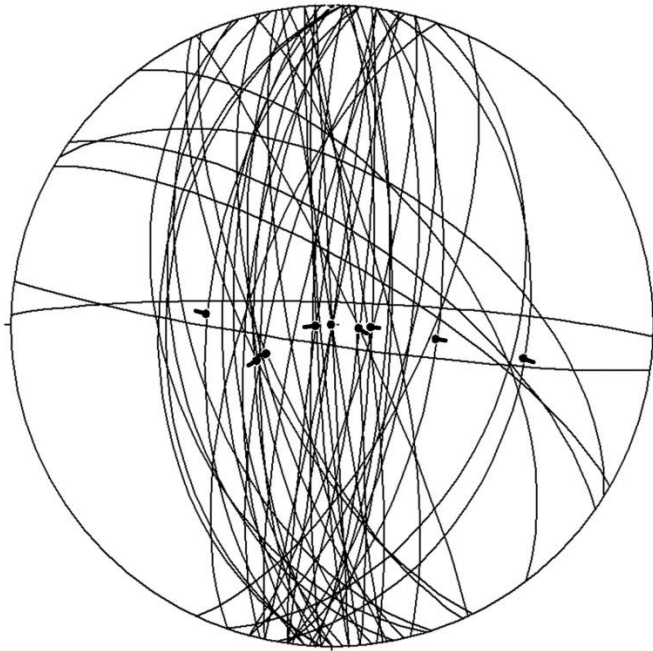
Souquet, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sud-pyreneen en Catalogne, Aragon at Navarre*. Thèse, Univ. de Toulouse, 529 p.

Teixell, A. y Muñoz, J. A. (2000): Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal de río Noguera Ribagorçana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (2): 251-264.

Anexos

Anexo.1: Mapa general con la situación de los recursos utilizados	ii
Anexo.2: Datos de las estaciones geomecánicas 1 y 3.	iii
Anexo.3: Fotografías	iv

Estación: 1



σ_1 : 166, 86
 σ_2 : 003, 02
 σ_3 : 273, 01

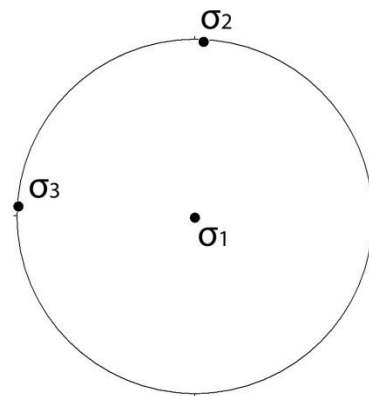
Hoja 288-Fonz

Coordenadas UTM(ED50)
 31 284755 - 4667269

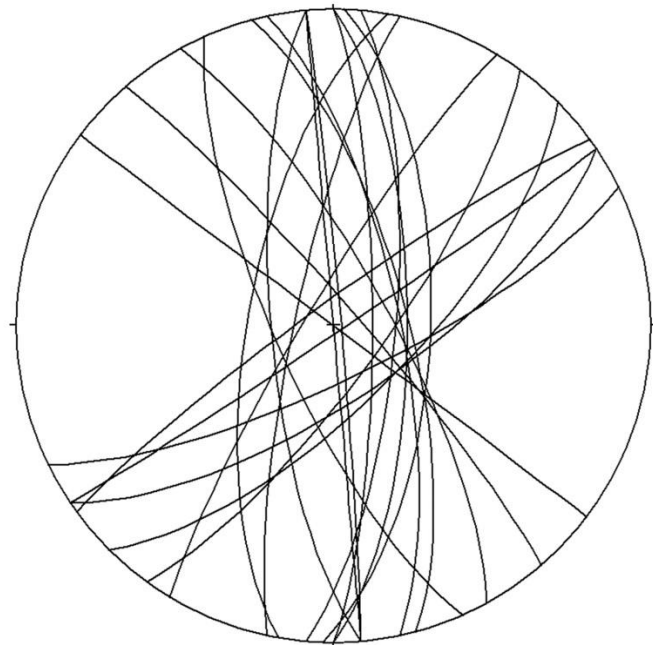
S_o horizontal

Conglomerados de Graus

48 medidas en 12 fallas



Estación: 3



σ_1 : 200, 86
 σ_2 : 313, 01
 σ_3 : 043, 02

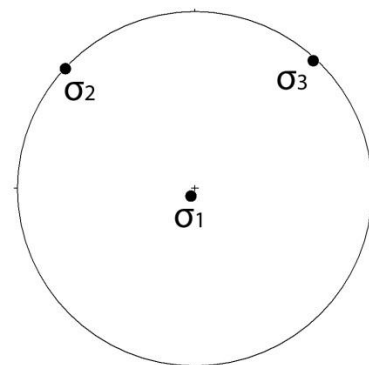
Hoja 289-Benabarre

Coordenadas UTM(ED50)
 31 2892135 - 4664115

S_o horizontal

Conglomerados de Graus

22 medidas en 10 fallas



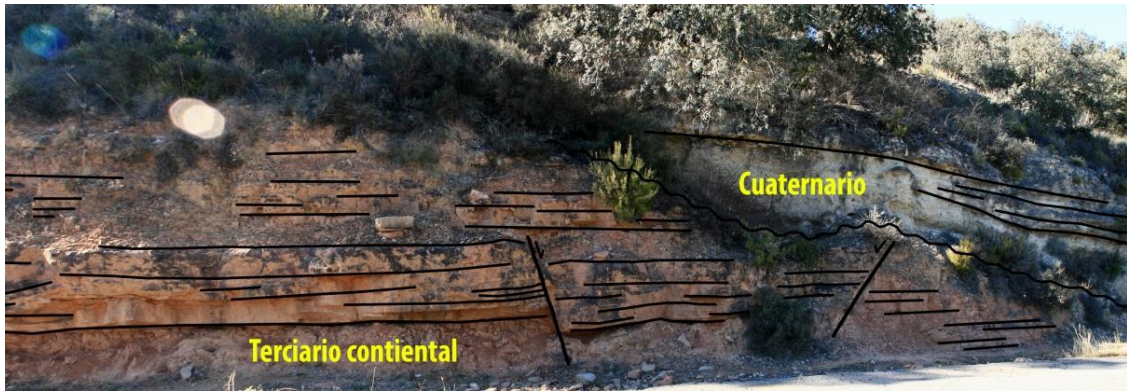


Figura A3.1.- Fallas normales de la estación 1 afectando a los Conglomerados de Graus. Se observa como la de la izquierda es sinsedimentaria y la de la derecha aparece truncada por unos depósitos cuaternarios de barrera-represamiento.



Figura A3.2.- Falla lítica en la estación 3 afectando a los conglomerados de Graus.



Figura A3.3.- Frente activo norte del diapiro de Tolva donde se puede apreciar el abanico de la discordancia progresiva en los Conglomerados de Graus abriéndose hacia el norte (derecha).



Figura A3.4.- Vista del monoclinal de Sagarras (fondo izquierda-centro derecha) desde el Castillo de Fals (Tolva).



Figura A3.5.- Conglomerados de Graus afectados por el retrocabalgamiento de Tolva. Arriba a la izquierda se observa el plano de falla y bajo él el bloque inferior con buzamientos en torno a $50-60^\circ$.

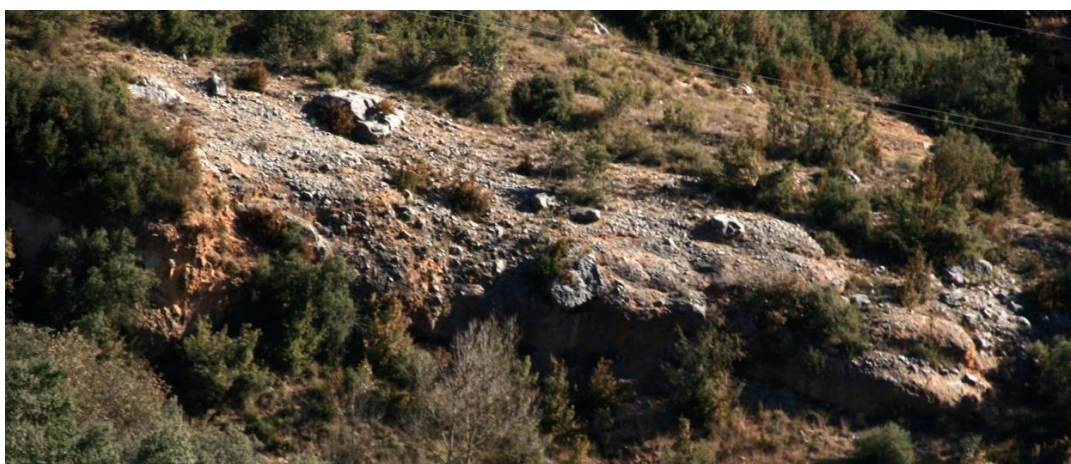


Figura A3.6.- Brecha (T_1) al este de Benabarre donde se aprecian bloques de escala métrica.



Figura A3.7.- Calizas de la Fm. Terradets en el flanco sur del anticlinal de Tolva trastocadas por lo que se ha interpretado como un cabalgamiento. A la derecha de la imagen (N) presentan buzamientos subverticales, mientras que a la izquierda (S) presentan buzamientos más suaves, en torno a 20° .

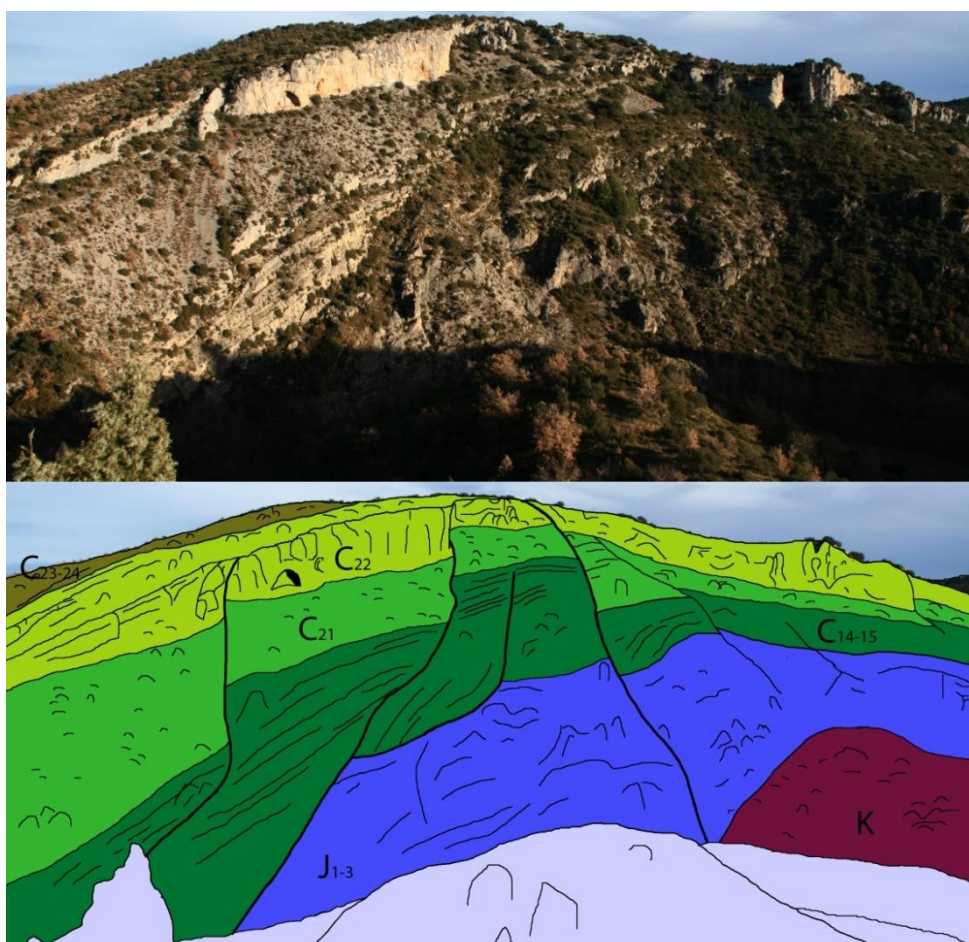


Figura A3.8.- Vista del afloramiento del núcleo del anticlinal de Tolva en sección N-S. Unidades: **K:** keuper; **J₁₋₃:** Jurásico; **C₁₄₋₁₅:** cretácico inferior; **C₂₁:** fm. Santa Fe; **C₂₂:** fm. Calizas de la Pardina; **C₂₃₋₂₄:** Senoniense inferior.



Figura A3.9.- Afloramiento del núcleo del anticlinal de Tolva. A la izquierda de la imagen se observa la sección de la figura A3.6, en primer plano afloramiento de Triásico, detrás de este afloran verticales los niveles calcáreos de las unidades cartográficas C_{14-15} y C_{21-22} , y al fondo aparece el flanco sur parcialmente invertido (vista izquierda) y verticalizado (vista derecha).



Figura A3.10.- Imagen de la sección de Benabarre correspondiente al flanco norte del anticlinal de bloque superior de la lámina de Mediano. De derecha a izquierda (N-S) nos encontramos con: en el extremo derecha con las Calizas de Alveolina (E_{11}), le sigue una pequeña depresión cubierta por los Conglomerados de Graus, seguidamente destacan sobre el resto las calizas del Daniense (Fm. Tremp, C_{26-P_1}) bajo las cuales se encuentra el límite K/T, le siguen los materiales detríticos de la Fm. Tremp (C_{26-P_1}) sobre los que se asienta Benabarre, al sur de éstos aparece una pequeña depresión en la que se encuentra el límite con la Fm. Arenisca de Arén (C_{26}), un poco más al sur aparece un pequeño barranco desarrollado en el contacto entre esta formación y la calizas de la Fm. Terradets (C_{24-26}).

