

TRABAJO FIN DE GRADO



Geometría y cinemática de pliegues y cabalgamientos en el entorno de Aragüés del Puerto (Sierras Interiores, Pirineos centrales)

AUTOR: Pilar Muniesa Abadía

DIRECTOR: Carlos Luis Liesa Carrera



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradecer su tiempo y dedicación a Carlos Liesa, el cual ha sido fundamental en la realización de este trabajo. En segundo lugar agradecimientos particulares a Antonio Casas por aclaraciones en algún punto de los resultados y a Luis Santamaría por su ayuda a la hora de tomar datos en campo.

RESUMEN

En este trabajo se estudia la geometría y cinemática de los pliegues y cabalgamientos del valle del Osia (Sierras Interiores, Pirineos centrales). El sistema imbricado de Larra está compuesto por cinco cabalgamiento orientados WNW-ESE, que actualmente están plegados y basculados al sur. Los resultados del análisis cinemático de estrías y estructuras S-C observadas en los planos de cabalgamiento, así como las líneas de *cutoff* de los contactos estratigráficos con los planos de cabalgamiento indican una dirección de transporte de los cabalgamientos hacia el SSW. En los materiales turbidíticos de la Cuenca de Jaca se observan a escala de afloramiento pliegues vergentes al sur y foliación de plano axial buzando al norte. Los pliegues tienen orientación media N100°E e indican una dirección de transporte hacia el SSW, igual que la dirección de transporte del sistema de Larra. El estudio de las geometrías de los pliegues ha permitido caracterizar tres tipos principales de pliegues en las turbiditas, de tipo I II y III, a los cuales se les asocian distintas geometrías y distintos mecanismos cinemáticos de plegamiento. En el dominio de los pliegues tipo III también encontramos estructuras dúplex y cabalgamientos que duplican capas en los pliegues. Minoritariamente se observan estructuras en dúplex basculadas y pliegues postesquistosos que plegaban la foliación anterior. Los resultados sugieren dos etapas principales de deformación. La primera da lugar la formación y emplazamiento del sistema de Larra y a *duplex* y luego pliegues con foliación en las turbiditas del Grupo Hecho. La segunda produce el plegamiento y basculamiento hacia el sur del sistema de cabalgamientos de Larra debido al emplazamiento del cabalgamiento basal de Gavarnie y tiene asociada en las turbiditas la formación de pliegues post-esquistosos y fallas inversas que cortan y modifican las geometrías de los pliegues sinesquistosos anteriores.

INDICE

1. Abstract	4
2. Planteamiento y objetivos	4
3. Metodología	5
4. Contexto geográfico y geológico	6
5. Geometría y cinemática de las estructuras en el Valle del Osia	8
5.1 Geometría y cinemática del sistema de cabalgamientos de Larra	9
5.1.1 Cabalgamiento 3	12
5.1.2 Cabalgamiento 4	14
5.1.3 Cabalgamiento 5	15
5.2 Estructuras a escala de afloramiento en la serie turbidítica	16
5.2.1 Los pliegues	16
<i>La orientación</i>	18
<i>La geometría</i>	19
<i>La cinemática</i>	25
5.2.2 La estructura en dúplex	26
6. Discusión y resultados	27
7. Conclusión	30
8. Bibliografía	30

1. ABSTRACT

In this work different types of regional structures and outcrop scale are analyzed at the Sierra Interiores and Jaca Basin, in the South Pyrenean zone (Central Pyrenees). At regional scale the imbricated thrust system of Larra consists of up to five thrusts planes. The analysis of structures (striae and S-C structures), cropping out on the thrust surfaces, has allowed us to infer a transport direction towards the SSW. In the turbiditic materials of Jaca Basin 18 folds at outcrop scale have been studied. Folds show N100°E trends and gentle inmersion (< 10°) and axial plane foliation dipping north. They indicate a transport direction towards the SSW, just like the Larra thrust system. We have distinguished three main types of folds in turbidite, I II and III, to which they are associated several different geometries and kinematic folding mechanisms. On the domain of Type III folds find also duplex structures and thrusts that duplicate beds in the folds. A duplex structure, folded and incorporated in a inverted fold limb, and post-foliation folds have been also recognized. Our result suggest two main deformation stages: i) the formation of the Larra thrust system affecting Cretaceous and Tertiary rocks, and the development of duplex structures and folds with axial plane foliation in the turbidite sequence of the Hecho Group, and (ii) a subsequent folding stage folding (tilting towards the south) the Larra thrust system, with gentle post-foliation folds and reverse faults in the turbidites, likely associated to the emplacement of the basal thrust of Gavarnie.

Key words: Larra thrust system, transport direction, turbidite sequence, fold, Sierras Interiores, Jaca basin.

2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

Existen numerosos trabajos que estudian la estructura y cinemática de las Sierras Interiores en la zona surpirenaica central (p.e., ; Labaume *et al.*, 1985; Teixell *et al.*, 1989; Teixell, 1992, 1996; Teixell y García-Sansegundo, 1995; Rodríguez *et al.*, 2013; Izquierdo *et al.*, 2013). La mayor parte de estos trabajos analizan la estructura fundamentalmente a escala macroestructural a partir de la realización de cartografías y cortes geológicos, caracterizando la geometría general de los distintos sistemas de cabalgamientos, como el sistema de Larra localizado en la región de estudio (p.ej., Teixell, 1990). La evolución de la estructura en estos trabajos es interpretada a partir de relaciones de corte entre dichas macroestructuras y de la relación de éstas con la foliación asociada al plegamiento. En este trabajo se plantea una metodología diferente pues se pretende caracterizar la geometría y cinemática de los pliegues y cabalgamientos a escala de afloramiento y comparar dichos resultados con los obtenidos a escala macroestructural. El objetivo principal de este trabajo es, por tanto, realizar un análisis

geométrico y cinemático de pliegues y cabalgamientos en el entorno de Aragüés del Puerto, situado en las Sierras Interiores (Pirineos Centrales).

El trabajo se estructura con una primera parte en la que se describe la metodología utilizada así como la situación geológica y geográfica de la zona de estudio. El grueso del trabajo lo compone la parte de presentación e interpretación de datos, dividida, a su vez, en dos grandes bloques, uno relacionado con las macroestructuras (fundamentalmente los cabalgamientos del sector norte de la zona de estudio) (Fig.1.B.I) y la cartografía de la zona y otro de estructuras a escala de afloramiento (fundamentalmente pliegues localizados en el sector sur) (Fig.1.B.II). Finalmente, a partir de dichos resultados, se propone la reconstrucción de la evolución de la deformación y de sus mecanismos principales y se discute en el contexto de la geología pirenaica.

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida en este trabajo incluye:

- 1) Recopilación bibliográfica y revisión de trabajos relacionados con la región y temática de estudio.
- 2) Estudio de la cartografía a escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional de la hoja de Ansó (Teixell *et al.*, 1994).
- 3) Realización de una cartografía del sector norte de la zona de estudio a partir de la fotografía aérea a escala 1:18.000 (fotogramas 144_C_7257 y 144_C_7259 del año 1978) y la ortoimagen a escala 1:5.000, ambas obtenidas del Servicio de Investigación Territorial del Gobierno de Aragón (SITAR), y trabajo de campo.
- 4) Trabajos de campo dedicados a la adquisición de datos de i) la geometría y cinemática de los cabalgamientos cartográficos, que incluyen la orientación de los planos de cabalgamiento y estrías de movimiento (cuando fueron observadas), así como de otros indicadores de movimiento como estructuras S-C o pliegues menores asociados y ii) estructuras de deformación (fundamentalmente pliegues sinesquistos) a escala de afloramiento, que incluyen la toma de orientaciones de capas, planos de foliación y líneas de charnela, entre otros, y de espesores de las capas (competentes e incompetentes). Durante los trabajos de campo se realizaron esquemas de campo de las estructuras y se tomaron fotografías de las mismas.
- 5) Trabajos de gabinete de: i) representación de los datos de orientaciones de las estructuras (pliegues y cabalgamientos) en proyección estereográfica mediante la aplicación informática Stereonet 8.9.2 (Allmendinger, 2011-2013) e interpretación de

- los resultados; ii) estudio geométrico de los pliegues de una manera visual por los métodos de Ramsay (1967) y Hudleston (1973), y iii) producción de las figuras y tablas para la recopilación de datos generales y su tratamiento estadístico (programa Excell 2010) y la representación de los resultados en mapas y figuras (Adobe Illustrator CS3).
- 6) Análisis conjunto de los resultados e interpretación general centrada en torno a la geometría y cinemática de dichas estructuras y su discusión con los resultados previos y redacción de la memoria (Word 2010).

4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra en el norte de la Península Ibérica, en la Cordillera Pirenaica, más concretamente en el sector occidental del Pirineo Aragonés (provincia de Huesca) en el Valle de Aragüés del Puerto o Valle del río Osia (Fig. 1). Éste valle limita al oeste con el Valle de Hecho y al este con el Valle de Aísa, todos ellos incluidos en El Parque Natural de los Valles Occidentales del Pirineo.

El Pirineo se divide geológicamente hablando en tres partes principales, zona surpirenaica, zona axial y zona norpirenaica. En este trabajo nos centraremos en el sector surpirenaico, que a su vez se divide de sur a norte: Sierras Exteriores, Cuenca de Jaca (molásica y turbidítica), Sierras Interiores y Pirineo Axial. El sector norte de nuestra zona de estudio se encuentra integrado en las Sierras Interiores, muy cercano al Pirineo Axial, y la zona sur se considera Cuenca turbidítica de Jaca debido a los materiales aflorantes.(Vera, 2004)

Los materiales que afloran en la zona de estudio (Fig. 1B) comprenden desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno. Las unidades cretácicas, de más antiguo a más moderno, son la Formación Margas y Calizas de Zuriza y la Formación Areniscas de Marboré. La primera, que caracteriza las Sierras Interiores, está constituida por un potente paquete de margas y calizas margosas de color gris-amarillento. Se divide en dos grandes tramos, aunque en nuestra cartografía sólo aflora, al NE, el miembro superior, en contacto con las Areniscas de Marboré. Esta formación corresponde a depósitos de plataforma externa y talud silílico-carbonático, y es de edad Campaniense sup.-Maastrichtiense (Teixell y García-Sansegundo, 1994). La Formación Marboré fue definida por Souquet (1967), y está compuesta por areniscas cuarcíticas y bioclásticas con matriz calcárea de color marrón. Tiene potencias máximas próximas a 150 m las cuales van disminuyendo hacia el NW. Son depósitos de plataforma marina terrígena de edad Cretácico Superior (Maastrichtiense) (Teixell y García-Sansegundo, 1994).

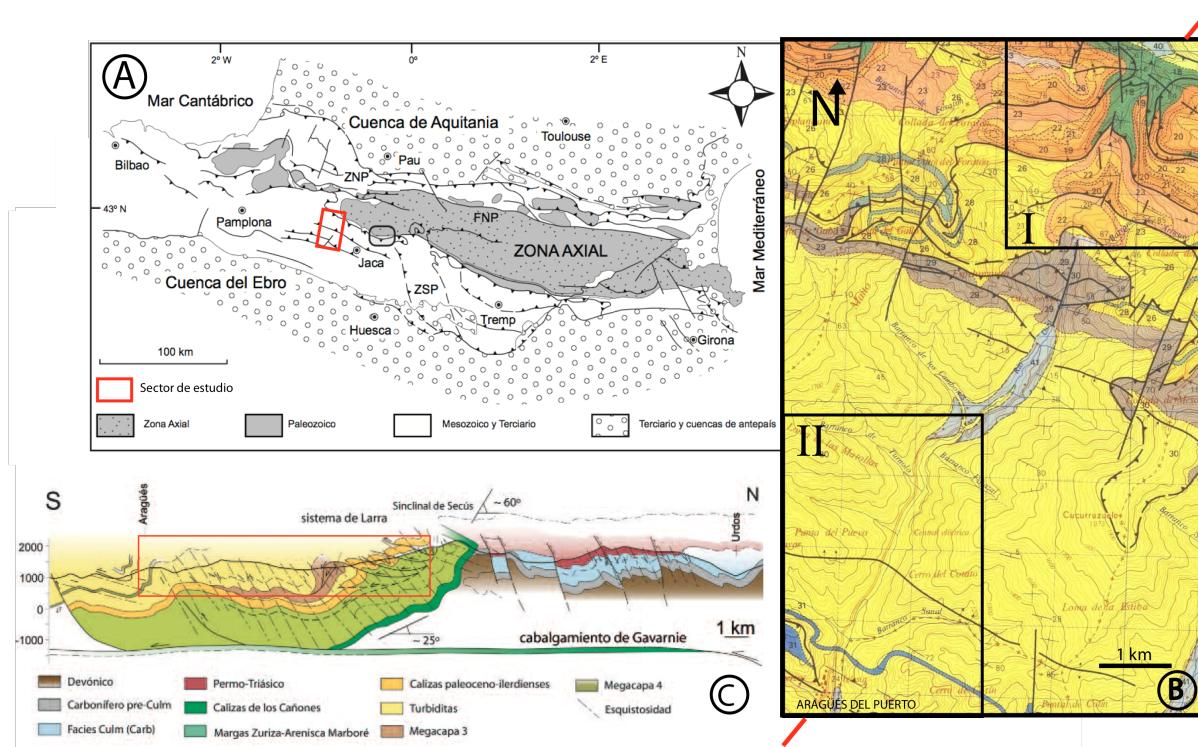


Figura 1. (A) Situación geográfica y geológica del área de estudio. (B) Mapa geológico de la zona de estudio (tomado de Teixell y García-Sansegundo, 1994): en verde el Cretácico, en naranjas calizas terciarias, en amarillo turbiditas del Grupo Hecho y en marrón y azul megacapas. (C) Corte geológico del Valle del Osia (según Izquierdo *et al.*, 2013) (mitad norte no representada en el mapa B).

Los materiales terciarios están compuestos por unidades carbonáticas en la parte inferior y una potente serie de carácter turbidítico (Grupo Hecho) en la parte superior. Se disponen de manera concordante sobre el Cretácico Superior y se distinguen, de base a techo, las siguientes unidades (Teixell y García-Sansegundo, 1994): i) La Formación Salarons (Van de Velde, 1967) formada por dolomías y calizas dolomíticas depositadas en un medio marino somero. La edad atribuida es Daniense-Montiense aunque puede alcanzar el Thanetiense inferior (Robador, 1990); ii) Calizas de algas: calizas micríticas masivas de color claro con algas, corales masivos y foraminíferos, depositadas en medios arrecifales de plataforma somera. Su edad es Thanetiense y alcanza unos 50 m de potencia; iii) Calizas arenosas, calizas arenosas y calcarenitas bien estratificadas de color gris-marrón con fragmentos de ostreidos, bivalvos y foraminíferos y de edad Thanetiense terminal; iv) Calizas con sílex, calizas de grano fino con nódulos de sílex de color gris oscuro y el límite superior de esta unidad caracteriza una profundización progresiva de la plataforma, de edad Ilerdiense inferior; v) Margas y megabrechas, unidad de tránsito entre las calizas de plataforma del Paleógeno inferior y la serie turbidítica del Grupo Hecho interpretada como depósitos de talud carbonático; vi) Grupo Hecho, potente serie en la que alternan areniscas y lutitas en

secuencias turbidíticas. Es una unidad muy característica que aflora en la mayor parte de la zona de estudio, conocida como “flysch eoceno surpirenaico”, y representa la sedimentación marina profunda de la cuenca de antepaís Surpirenica central con edad Ilerdiense-Luteciense. La sedimentación general de estos materiales fue en un surco paralelo a la cadena y con alimentación hacia el oeste (Pigdefábregas et al., 1975). Esta unidad tiene como característica muy notable unas capas carbonáticas con mucha continuidad lateral de varios metros de espesor que sirven como niveles guía, se denominan Megaturbiditas o Megacapas. El espesor total del Grupo Hecho no se puede medir con claridad ya que se encuentra muy plegado y deformado, pero se estima entre los 4200-4400 m. (Soler et al., 1970)

La tectónica del sector norte del Valle de Aragüés del Puerto, integrado en las Sierras Interiores del Pirineo, se caracteriza por dos generaciones de estructuras, primero un sistema de cabalgamientos imbricados con pliegues asociados que se denominan “sistema de cabalgamientos de Larra”, y una segunda caracterizada por grandes pliegues que lo deforman (Teixell y García-Sansegundo, 1995) (Fig. 1C). Los cabalgamientos tienen una orientación WNW-ESE y vergencia sur. Cortan las areniscas cretácicas de Marboré y materiales terciarios calcáreos, los cuales presentan espectaculares pliegues de propagación (Alonso y Teixell, 1992).

1. GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS EN EL VALLE DEL OSIA

La estructura del alto valle del Osia está caracterizada por el desarrollo de un sistema imbricado de cabalgamientos que afloran en la parte septentrional de la zona de estudio, en Sierra Bernera (cima NE de nuestro sector). Se reconocen hasta 5 cabalgamientos imbricados, sistema de Larra (Teixell, 1990, 1992), afectando fundamentalmente a las areniscas de Marboré, en el bloque superior, y a las calizas paleocenas, en el bloque inferior (Fig. 1B). Los planos de cabalgamiento están plegados y basculados hacia el sur (Fig. 1B,C), sobre todo los situados más al norte, lo cual ha sido interpretado como debido a la generación posterior de un cabalgamiento de basamento subyacente, el cabalgamiento de Gavarnie (Teixell y García-Sansegundo, 1995). El sistema de cabalgamientos de Larra continúa hacia el sur afectando a las facies turbidíticas del Grupo Hecho, que afloran en la mitad meridional de nuestra zona de estudio. En este sector las estructuras son relativamente más complejas, de modo que es difícil caracterizar la estructura a escala cartográfica. No obstante a escala de afloramiento, sobre todo en relación con el talud de la carretera se observan trenes de pliegues a veces con geometrías muy complejas, que presentan en general geometrías de tipo *chevron* hacia el norte y más laxos hacia el sur,

pero siempre con vergencia sur y foliación de plano axial buzando al norte (Teixell y García-Sansegundo, 1995).

Esta diferencia estructural entre las partes meridionales y septentrionales de la zona de estudio va a ser utilizada para facilitar la presentación de los resultados que, de este modo, se va a hacer en dos bloques. En el primero analizaremos la geometría y cinemática del sistema imbricado de cabalgamientos de Larra (sector norte), sector integrado en las Sierras Interiores surpirenaicas, tanto a escala cartográfica como de afloramiento. En el segundo bloque se analizarán los pliegues y otras estructuras a escala de afloramiento presentes en las facies turbidíticas del Grupo Hecho (sector sur de la zona de estudio), integradas en la macroestructura de la Cuenca de Jaca.

1.1 Geometría y cinemática del sistema de cabalgamientos de Larra

El sector norte de la zona de estudio está caracterizado por el sistema imbricado de cabalgamientos de Larra (Fig. 1.B.II). Este sistema imbricado de cabalgamientos afectan a materiales del Cretácico superior (areniscas de Marboré) y a materiales calcáreos y turbiditas del Terciario. La orientación general de los cabalgamientos es WNW-ESE y, en menor medida, E-W, e incluso WSW-ENE. Las areniscas cretácicas están cortadas con ángulos de rampa bajos, y contienen foliación plegada en los puntos de *cut-off* visibles, mientras que los materiales calcáreos terciarios presentan espectaculares pliegues de propagación (Alonso y Teixell, 1992). Los pliegues están inclinados con planos axiales subhorizontales (Fig. 2). Los pliegues de propagación a ambos lados del valle presentan, a veces, geometrías distintas. Si atendemos al corte geológico de dicho sistema de cabalgamientos (Fig. 1C), los cabalgamientos imbricados convergen en un cabalgamiento basal paralelo a la estratificación denominado cabalgamiento de Larra, de modo que los materiales que se encuentran por debajo de este cabalgamiento no se encuentran afectados por los cabalgamientos.

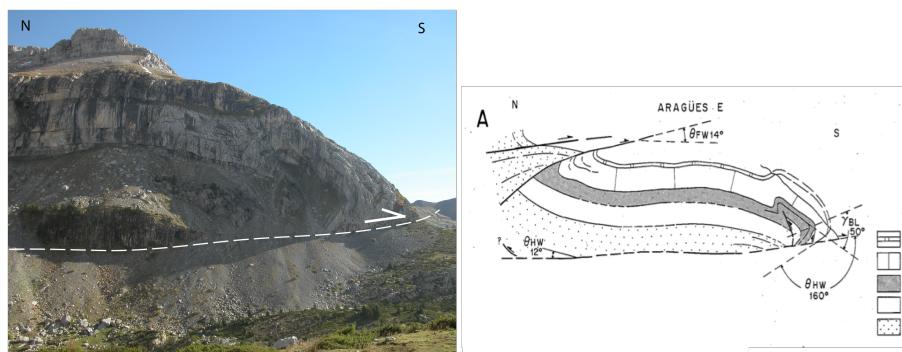
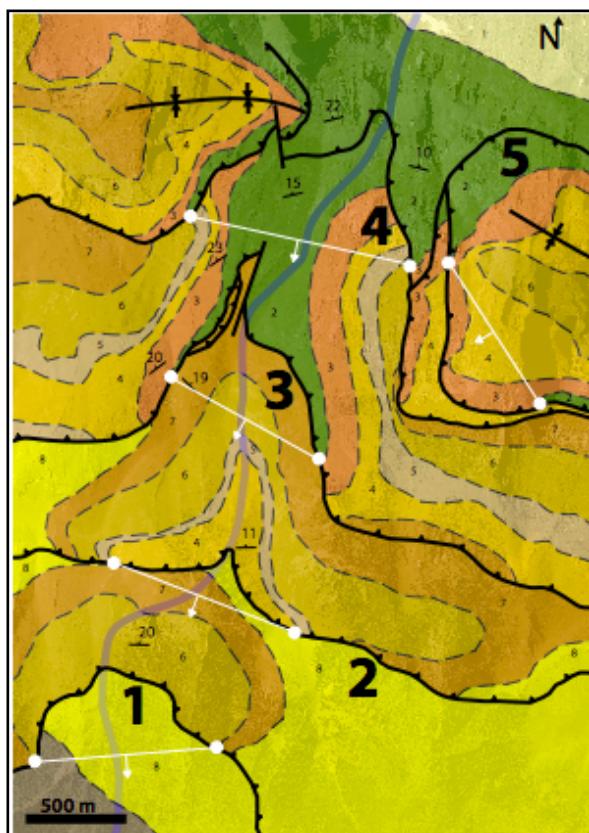
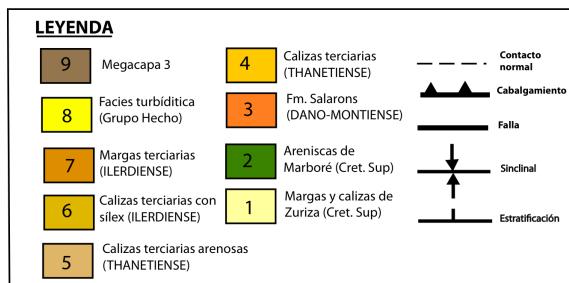


Figura 2. Pliegue de propagación en calizas terciarias del cabalgamiento 3 del sistema de Larra (según Alonso y Teixell, 1992).

La cartografía realizada del sistema de cabalgamientos se asemeja mucho a la cartografía Magna de Teixell y García-Sansegundo (1994), de modo que se reconocen los cinco cabalgamientos imbricados, numerados de 1 a 5 de Sur a Norte (Fig. 3). Las principales diferencias están en el trazado de algunos contactos estratigráficos y en la inclusión de un pequeño cabalgamiento justo por debajo del cabalgamiento 3 del sistema imbricado en la margen derecha del valle (Fig. 4).

La mayoría de los cabalgamientos muestran una geometría de rampa de bloque superior sobre rampa de bloque inferior (cabalgamientos 3 y 4) o rellano de bloque inferior (cabalgamientos 1 y 2). Si se asume que el desplazamiento es perpendicular a las rampas de cabalgamiento, es decir, son rampas frontales, una primera aproximación para conocer la dirección de transporte de los cabalgamientos puede obtenerse mediante el uso de los puntos de corte (*cut-off points*) de los contactos estratigráficos con los planos de cabalgamiento (Fig. 3). Las líneas de *cut-off* para los cabalgamientos 1 a 4 obtenidas uniendo los puntos de *cut-off* equivalentes a un lado y otro del valle dan una orientación aproximada N100°E (N090°E para el cabalgamiento 1). Con ello, y teniendo en cuenta que los cabalgamientos suben serie estratigráfica hacia el sur, la dirección de transporte sería N190°E. El cabalgamiento 5, sólo reconocido en la margen izquierda (este) del valle, indicaría una dirección de transporte hacia el SW.

Figura 3. Mapa geológico del sistema de cabalgamientos de Larra en el Valle del Osia (sector norte de la zona de estudio). Se incluye los puntos de *cut-off* de algunas unidades por los planos de cabalgamiento y la dirección de transporte deducida considerando que ésta se ha producido en la dirección perpendicular a las líneas de *cut-off*.



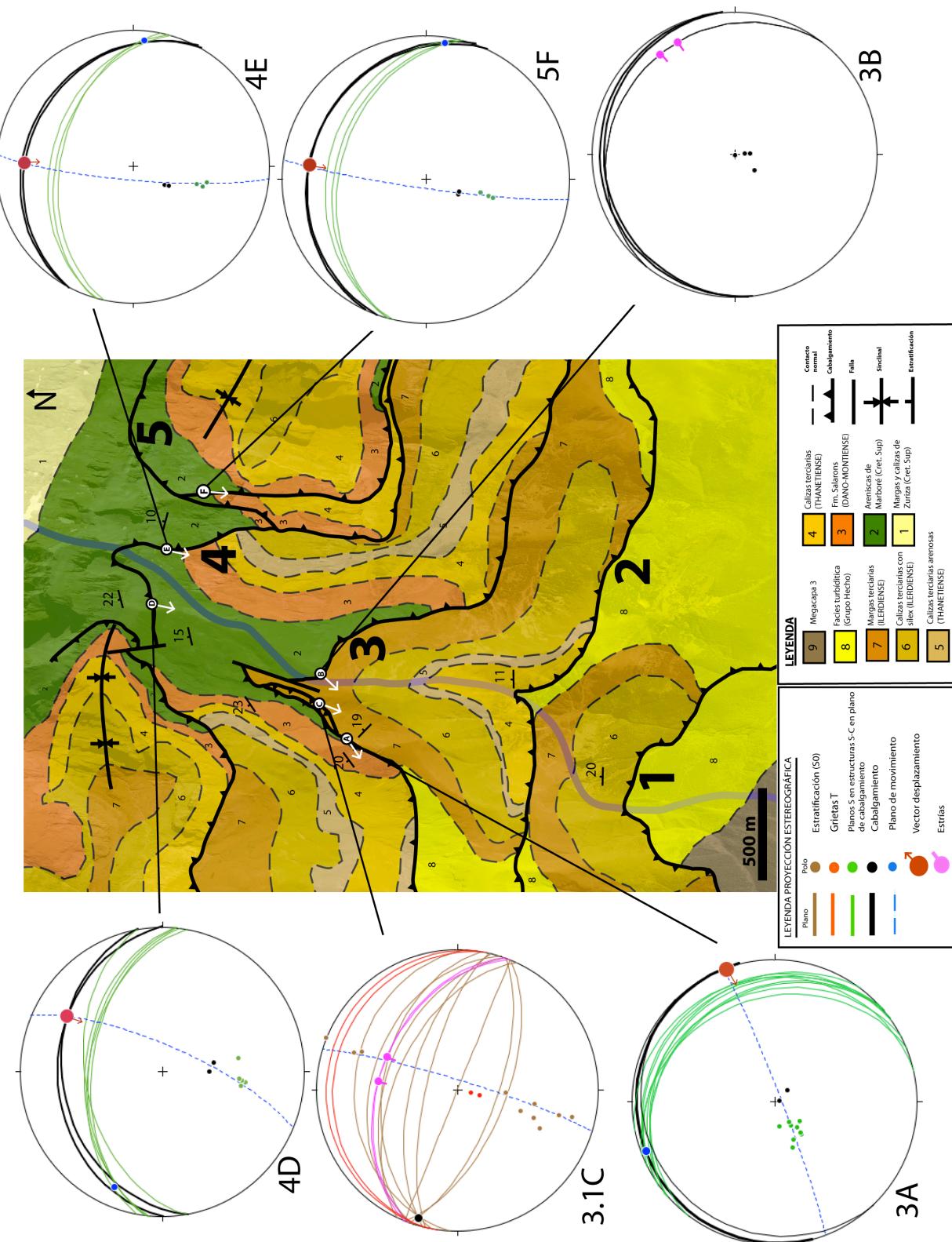


Figura 4. Mapa geológico de la zona de estudio con la localización de las estaciones con datos cinemáticos de los cabalgamientos y su representación en proyección estereográfica.

Para profundizar en el análisis cinemático de los cabalgamientos se buscaron afloramientos de los planos de cabalgamiento, aunque no siempre fue posible, y medimos todos los parámetros posibles en dichos afloramientos. En los cabalgamientos 1 y 2 no aflora el plano de cabalgamiento impidiendo la toma de datos y el análisis cinemático de los mismos. Para los cabalgamientos 3, 4 y 5 se encontraron buenos afloramientos de los planos de cabalgamiento principales en varios sectores. En total se han tomado datos en 6 afloramientos (estaciones A, B, C, D, E y F) repartidos entre los 3 cabalgamientos (Fig. 4), que incluían, según los casos, la orientación del plano de cabalgamiento principal, estrías, planos de cizalla (C) y foliación (S) relacionadas con estructuras S-C y planos de estratificación de los bloques superior e inferior. A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada cabalgamiento.

4.1.1 Cabalgamiento 3

En este plano de cabalgamiento se han estudiado 3 estaciones de medida, 2 a ambos lados del valle en plano principal de cabalgamiento (estaciones A y B), y una tercera (C) situada en el pequeño plano de cabalgamiento situado por debajo de éste en la margen derecha (oeste) del valle, que denominaremos cabalgamiento 3.1 (Fig. 4).

En la *Estación A* el plano de cabalgamiento tiene una dirección y buzamiento de 075/05 N, casi horizontal, y su orientación no corresponde con la orientación general de los cabalgamientos del sistema de Larra, como veremos más adelante. Pone en contacto las areniscas cretácicas de Marboré en el bloque superior (orientadas 054/20 NW) con margas terciarias del llerdiense en el bloque inferior (130/19 N). Ambos bloques muestran una geometría de rampa de bajo ángulo con respecto al plano de cabalgamiento (Fig. 5A). A lo largo del plano principal, además de algunos indicios de deformación frágil, se han reconocido en varios puntos estructuras S-C (Fig 5B). Se observan planos de foliación (planos S) con direcciones en torno a 140° y buzando entre 15° y 30° hacia el NE que quedan cortados por planos de cizalla (planos C) subhorizontales. En su conjunto, estas fábricas S-C dibujan cuerpos sigmoidales. Para realizar el análisis cinemático y deducir la dirección del transporte introducimos estos datos en proyección estereográfica (Fig. 4). La dirección de la cizalla es perpendicular a la línea de intersección entre los planos S y los planos C, por lo que obtenemos un vector desplazamiento del cabalgamiento hacia el WSW (vector 01,070 y sentido inverso). No obstante, en planos de cabalgamiento tan horizontales es posible que el error pueda ser importante, por lo que puede llevar a confusiones importantes.

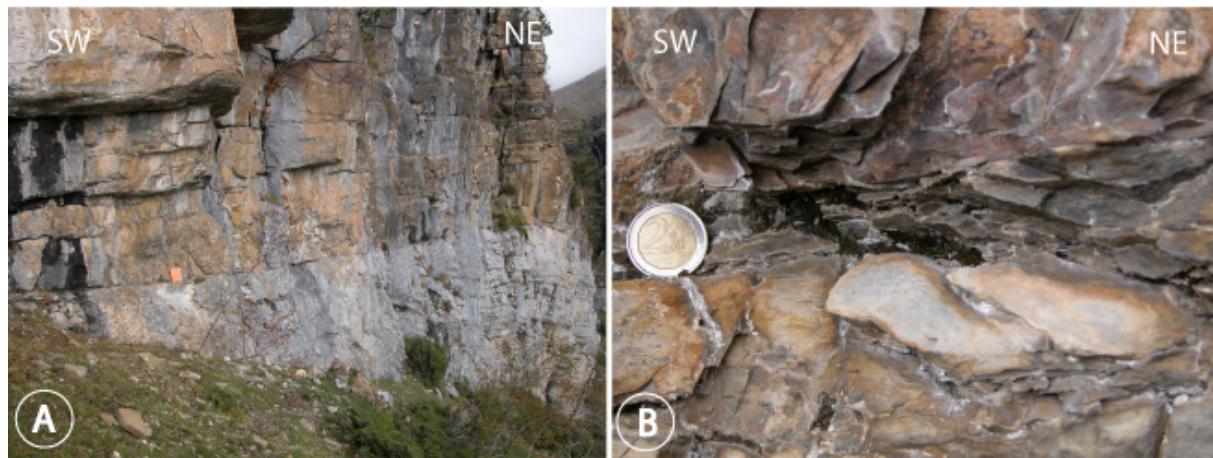


Figura 5. A) El cabalgamiento 3 en la estación A. B) Detalle del plano de cabalgamiento en el que se observan estructuras S-C asociadas al desplazamiento.

En la *Estación B*, en la margen este del valle (Fig. 4), el plano de cabalgamiento aflora unos metros más abajo que su homólogo en la margen oeste. Esta diferencia de situación la comentaremos más adelante. Este cabalgamiento pone en contacto los mismos materiales que en la estación A (Fig. 6) y con la misma relaciones geométricas entre el bloque superior e inferior. El plano de cabalgamiento tiene una dirección y buzamiento de 085/09 N, pero lamentablemente no se reconoció ningún criterio que pudiera ser usado para deducir la dirección de transporte. No obstante, unos pocos metros por encima de este plano de cabalgamiento principal, encontramos un pequeño cabalgamiento que corta en rampa las capas de arenas de Marboré en el que se reconocieron una familia de estrías sobre dicho plano. La dirección y buzamiento del plano de cabalgamiento es 128/14 N, y las estrías tenían cabeceos entre 65° y 75° E y sentido de movimiento inverso. A partir de estos datos se puede deducir directamente el vector desplazamiento, obteniendo una dirección de transporte hacia el SW (Fig. 4).



Figura 6. Imagen de campo del plano de cabalgamiento principal 3 en la margen este del valle.

La *Estación C* está situada en el plano de cabalgamiento (cabalgamiento 3.1) de la pequeña lámina de cabalgamiento que aflora bajo el cabalgamiento 3 en la margen oeste del valle (Fig. 4). Aunque el plano principal no aflora, se reconoció un pliegue de propagación en su bloque superior afectando a las calizas grises, que tenía asociadas estrías capa sobre capa en los flancos y grietas de tracción en la charnela externa (Fig. 7). A partir de estas estructuras y de la orientación de planos de estratificación de las capas plegadas se ha reconstruido la geometría del pliegue (Fig. 4). Las estrías se mantienen siempre perpendiculares al eje de plegamiento, contenidas por tanto en el plano de movimiento del pliegue. Además, los polos de los planos de las grietas T también están contenidas en el plano de movimiento. A partir del plano de movimiento del plano y la vergencia del pliegue hemos deducido una dirección de transporte para el cabalgamiento 3.1 hacia el SSW (Fig. 4).



Figura 7. A) Pliegue de propagación en el bloque superior del cabalgamiento 3.1. B) Detalle de una capa plegada grietas de tracción en la charnela externa y estrías de deslizamiento capa sobre capa.

4.1.2 Cabalgamiento 4

En el cabalgamiento 4 se han realizado observaciones en dos afloramientos (estaciones D y E) situadas a ambos lados del valle (Fig. 4).

En la *Estación D*, situada en la margen derecha del valle, el cabalgamiento se encuentra dentro de las areniscas cretácicas de Marboré, aunque en partes más altas y siguiendo el plano de cabalgamiento se ven materiales cretácicos en el bloque superior y terciarios en el inferior (Fig 4). El plano de cabalgamiento, fácilmente distinguible en el afloramiento, corta en rampa de bajo ángulo tanto el bloque superior como el inferior orientadas 065/22 N y 070/15 N, respectivamente (Fig. 8A). Este plano de cabalgamiento, con una dirección N 085° E y un buzamiento de 30° al N, tiene desarrollada una zona de cizalla inversa bien desarrollada con planos de foliación S que buzan moderadamente hacia el norte cortados

por planos de cizalla C de menor buzamiento (Fig. 8B). La dirección de transporte deducida a partir de estas estructuras es hacia el SSW (vector 30,024 y sentido inverso; Fig. 4).

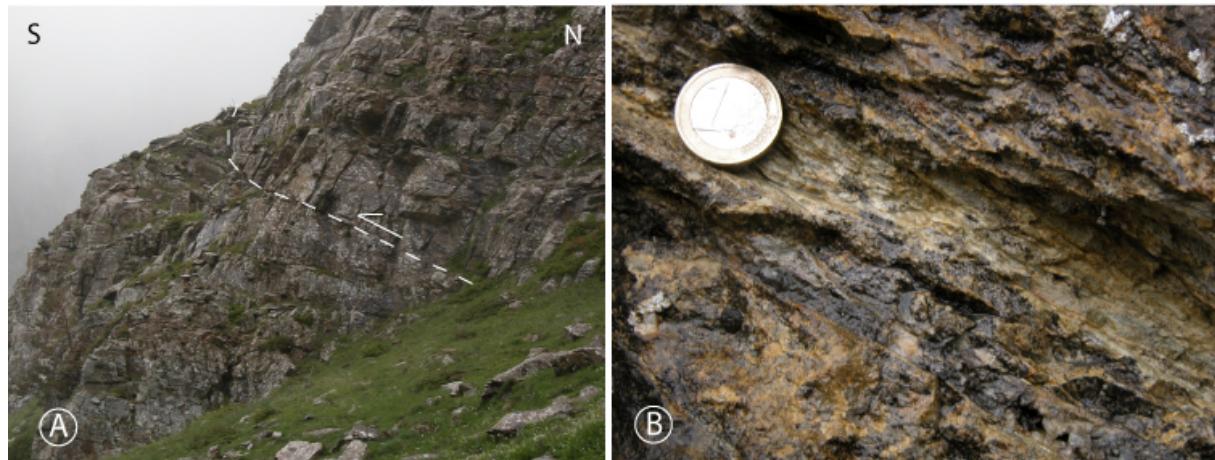


Figura 8. A) Plano de cabalgamiento 4 en areniscas de Marboré (estación D). B) Detalle del plano de cabalgamiento con el desarrollo de estructuras S-C.

En la *Estación E* el plano del cabalgamiento 4 también se encuentra dentro de las areniscas de Marboré y su plano presenta estructuras S-C de cizalla inversa bien desarrolladas (Fig. 9). El plano, muy neto, tiene una dirección y un buzamiento 112/20 N y los planos de estratificación del bloque superior e inferior bastante tendidos (orientados 115/10 N y 102/05 N, respectivamente). A partir de los datos de la foliación y sus planos de cizalla en proyección estereográfica obtenemos un vector desplazamiento de 20, 007 con una dirección de transporte hacia el S (Fig. 4).



Figura 9. Estructuras S-C asociadas al cabalgamiento 4 en la estación E.

4.1.3 Cabalgamiento 5

En el cabalgamiento 5, debido fundamentalmente al difícil acceso, sólo se ha estudiado un afloramiento (estación F) en la margen izquierda del valle (Fig. 4). En este punto se observa

como se bifurca en dos cabalgamientos, y el inferior se acopla al cabalgamiento número 4. En este trabajo únicamente podremos analizar el cabalgamiento superior, ya que el plano del cabalgamiento inferior (el que une el cabalgamiento 5 con el 4) está cubierto por canchales y vegetación. En este plano se observan estructuras de deformación por cizalla, en este caso con formas muy sigmoidales como en el cabalgamiento 3 (Fig. 10). La dirección y buzamiento de este cabalgamiento es 120/22 N y la interpretación cinemática aporta un vector desplazamiento de 22,002 y una dirección de transporte hacia el S (Fig. 4).

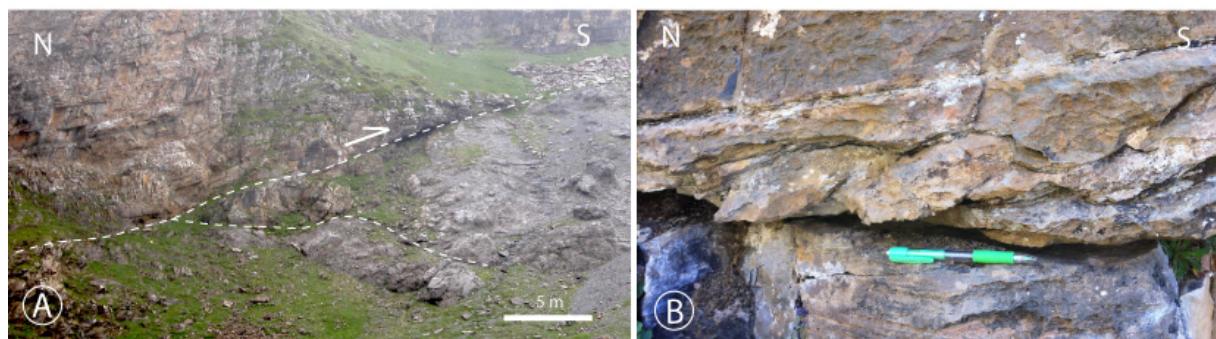


Figura 10. A) Bifurcación del cabalgamiento 5. B) Detalle del plano de cabalgamiento con desarrollo de estructuras S-C.

4.2 Estructura a escala de afloramiento en la serie turbidítica

En este bloque se analizan las estructuras a nivel de afloramiento existentes en las facies turbidíticas del Eoceno medio y superior del Grupo Hecho del sector sur de la zona de estudio (Fig. 1.B.II). Los afloramientos estudiados se localizan en el talud de la carretera que desde la localidad de Aragüés del Puerto se dirige hacia el norte, a Sierra Bernera, y se sitúan en los tres primeros kilómetros de carretera. En dichos taludes se observan numerosos pliegues de escala métrica y variadas geometrías vergentes hacia el sur y con desarrollo de esquistosidad de plano axial buzando hacia el norte sobre todo desarrollada en las capas margosas incompetentes. Además de pliegues, también se han reconocido fallas inversas de escala decamétrica y algunas estructuras en *duplex*. A continuación se van a presentar los datos obtenidos y el análisis cinemático y geométrico de pliegues y cabalgamientos con estructuras en dúplex.

4.2.1 Los pliegues

En el tramo de 3 km de carretera investigado, los pliegues afectan a las facies turbidíticas del Grupo Hecho caracterizadas por la alternancia de capas de areniscas y margas de espesores decimétricos. En una primera investigación visual se observó como la geometría de los pliegues puede estar relacionada con el espesor de las capas y su proporción

relativa. Por ello, el análisis de los pliegues aquí planteado pretende caracterizar, por un lado, la orientación de los pliegues (de su línea de charnela y su plano axial) y, por otro, la geometría. Para ello se han analizado 32 pliegues en 17 estaciones de medida (estaciones P1 a P17, ordenadas numéricamente de sur a norte) y en ellos se midieron, por una lado, la orientación de planos de estratificación de las capas (187 planos), planos de foliación o esquistosidad (49), planos axiales (2) y líneas de charnela y, por otro, 120 espesores de capa. En todos ellos se procedió a la realización de esquemas en campo y toma de fotografías. A partir de ellas se determinaron las dimensiones (anchura y altura) de los pliegues (Tabla 1) y se analizó la relación entre la esquistosidad y el plegamiento, pudiendo conocer de esa manera si se tratan de pliegues sinesquistos o postesquistos.

La orientación de los pliegues

Las líneas de charnela y los planos axiales se han obtenido a partir de la proyección estereográfica. El plano axial de cada pliegue lo obtenemos a partir de la esquistosidad o foliación (ya que es paralela al plano axial), aunque en un par de casos (pliegues 14 y 16) se ha tenido que medir en campo debido a que la foliación se encontraba plegada. La línea de charnela o eje del pliegue lo hemos obtenido mediante el ajuste de un plano que contenga los polos de los planos de estratificación (S0) y foliación (S1), dicho plano obtenido es el plano de movimiento, cuyo polo es el eje (línea de charnela) del pliegue, contenido además en el plano axial. Teniendo en cuenta todos estos parámetros se realiza a continuación el análisis de la orientación de los pliegues. (Ramsay y Huber, 1987)

A modo de ejemplo se presenta aquí el análisis de la orientación de dos de estos pliegues y a continuación se analizarán los resultados obtenidos para el conjunto de las estaciones. En la estación P8 (Fig.11A) destaca una sinclinal vergente al sur con desarrollo de foliación (S1) en las capas margosas incompetentes. Nótese como las capas de areniscas son aproximadamente isópicas, es decir, no varía su espesor a lo largo del pliegue, mientras que las capas de marga aparecen fuertemente engrosadas en la charnela. A partir de los datos de estratificación y foliación y mediante el uso de la proyección estereográfica se determinó la orientación del pliegue: línea de charnela 08,292 (inmersión, azimut) y plano axial 109/71 N (dirección, buzamiento y sentido de buzamiento). De manera similar para la estación P15 se dedujo la línea de charnela 05,291 y el plano axial 108/57 N (Fig. 11B).

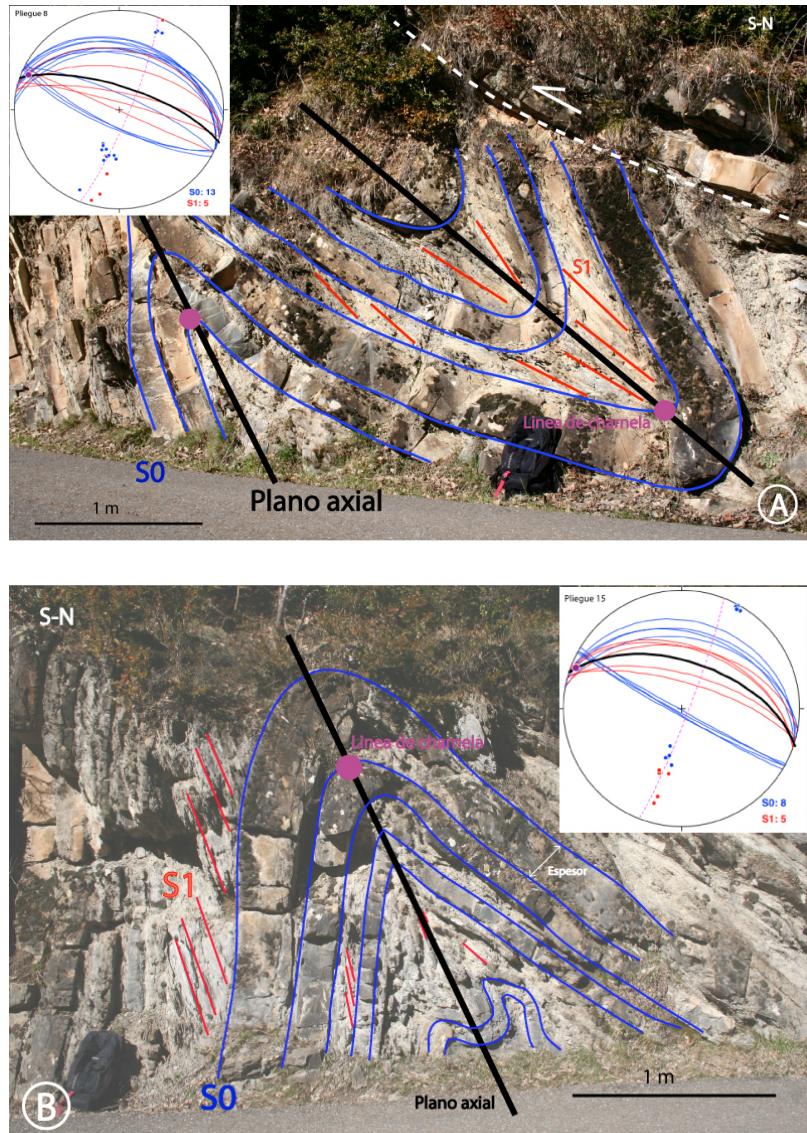
TABLA DE DATOS DE PLIEGUES EN FACIES TURBIDÍTICA DEL GRUPO HECHO

ESTACIÓN	DESCRIPCIÓN	DIMENSIONES (cm)			ESPEJOR DE LAS CARAS (cm)			% CAPA COMPETENTE / % CAPA INCOMPETENTE			GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES RAMSAY (1967)			ORIENTACIÓN DEL PLANO		RELACIÓN ESQUESTOSÍDAD / PLEGAMIENTO			
		ANCHURA	ALTURA	MEDIA	COMPETENTES		DESVIACIÓN ESTÁNDAR	MEDIA	DESVIACIÓN ESTÁNDAR	MEDIA	DESVIACIÓN ESTÁNDAR	COMPETENTE	INCOMPETENTE	COMPETENTE	INCOMPETENTE	CAPA	LINEA DE CHARNELA AXIAL		
					TODAS	DESVIACIÓN ESTÁNDAR													
P1	ANTICLINAL SINCLINAL	300	38	15,2	9,1	13,7	7,6	17,2	11,5	49,8/50,20	D1	E1-E2	D1	1B	1B-1C	01,106	106/89 N	sin esquistosí	
P2	ANTICLINAL VERGENTE	400	45	18,2	13	9,6	5,2	28,6	12	28,85/71,15	E2	D2	D2	1B	1B-1C	01,107	111/24 N	sin esquistosí	
P3	ANTICLINAL VERGENTE	550	100	10,7	5,5	9,4	6	11,8	5,4	39,83/60,17	D1-D2	D1-D2	D1-D2	1B	1B-1C	16,278	076/39 N	sin esquistosí	
P4	ANTICLINAL SINCLINAL	120	35	34,2	19,9	16,3	3	47,7	14,9	20,41/79,59	E2	E2-E3	D2-E2	1B	1B-1C	E2	06,288	102/50 N	sin esquistosí
P5	ANTICLINAL VOLCADO	155	107	21,7	13,5	15,5	6,8	30	17,4	40,78/59,22	D1-D2	D1-D2	D1-D2	1B	1B	04,110	112/62 N	sin esquistosí	
P6	ANTICLINAL VOLCADO	175	106	18,5	5,1	20,7	5,1	15,6	4,1	63,84/36,16	E3	E3	E3	1B	1B	06,111	114/58 N	sin esquistosí	
P7	SINCLINAL	308	60	20	5,3	19,3	4,1	12	3,6	61,7/38,30	D2	D2	D2	1B	1B	11,302	121/85 N	sin esquistosí	
P8	ANTICLINAL VOLCADO	60	65	13,7	7,8	13,4	7	14,2	9,8	54,03/45,97	F4	F4	F4	1B	1B	2	08,292	109/71 N	sin esquistosí
P9	2 ANTICLINALES ISOCLINALES	86	100	20,3	6,8	20,3	7,5	20,3	7,6	50/50	D5	E5	E5	1B	1B	2-3	12,296	108/55 N	sin esquistosí
P10	ANTICLINAL VOLCADO	85	88	17,4	7,6	22	6	10,5	7,7	75,86/24,14	B4-B5	B4	B4	1A-1B	1B	3	11,295	104/45 N	sin esquistosí
P11	ANTICLINAL ISOCLINAL	30	80	7,6	3,8	9,9	4,2	5,7	2,3	64,91/35,09	B5-D5	E5	E5	1A-1B	1B-1C	2-3	09,292	102/44 N	sin esquistosí
P12	ANTICLINAL ISOCLINAL	50	133	13,7	5,2	14,6	5,7	12,7	5,1	56,87/41,13	B3-B5	C3-C5	C3-C5	1B	1B	02,110	110/69 N	sin esquistosí	
P13	SINCLINAL VOLCADO	192	106	15,6	9,4	17,2	7,8	13,5	12,8	63,01/36,99	E3-F3	E3-F3	E3-F3	1B-1C	1C-2	07,298	113/53 N	sin esquistosí	
P14	ANTICLINAL VERGENTE	150	16	18,4	8,2	21,2	9,7	14,6	4,7	65,89/34,11	D1	D1	D1	1B	1B	01,279	098/45 S *	postesquistosí	
P15	ANTICLINAL VERGENTE	193	100	20,1	19,7	16,2	12,8	25	27,7	44,75/55,25	E3-F3	F3-F4	F3-F4	1B-1C	1B	3	05,291	108/57 N	sin esquistosí
P16	SINCLINAL VERGENTE	220	90	20,6	15,5	20,2	14,1	21	18,4	49,02/50,98	D3	D3	D3	1B-1C	2-3	01,104	104/79 N *	postesquistosí	
P17	ANTICLINAL VOLCADO	160	167	11,5	3,4	12,6	4	10,3	2,4	55,07/44,93	E3	F3	F3	1B-1C	1A-1B	3	04,093	095/70 N	sin esquistosí
	SINCLINAL VOLCADO	166	137								E-E4	F3	F3	1A-1B	2-3	00,095	096/40 N	sin esquistosí	

* plano medido en afloramiento

Tabla 1. Datos y resultados del análisis de orientación y geometría de los pliegues estudiados en las turbiditas del Grupo Hecho.

Figura 11. Análisis de pliegues en afloramiento en las turbiditas del Grupo Hecho. A) Anticlinal y sinclinal sinesquistosos en la estación P8. B) Anticlinal sinesquistoso en la estación P15. Los estereogramas muestran las proyecciones de los planos de estratificación (S0, azul), foliación (S1, rojo), plano axial (negro), plano de moimiento (rosa) y linea de charnela (morado).



El conjunto de los resultados de orientaciones obtenidos para los pliegues analizados están recogidos en la tabla 1 y en la figura 12. En total suponen 18 planos axiales y 18 líneas de charnela. Las orientaciones de todos los pliegues (líneas de charnela y planos axiales) están representados en la figura 13. En general los pliegues tienen una orientación E-W a ESE-WNW, con ligera inmersión (normalmente $<10^\circ$) tanto al este como al oeste y sus planos axiales tienen una orientación similar WNW-ESE y la mayoría con buzamientos moderados ($40-70^\circ$) al norte, con algunas excepciones.

La geometría de los pliegues

La tabla 1 recoge las medidas de los datos que van a ser utilizadas para analizar en detalle la geometría de los pliegues como el espesor medio del conjunto de las capas, el espesor medio de las capas competentes (areniscas) e incompetentes (lutitas y margas) por

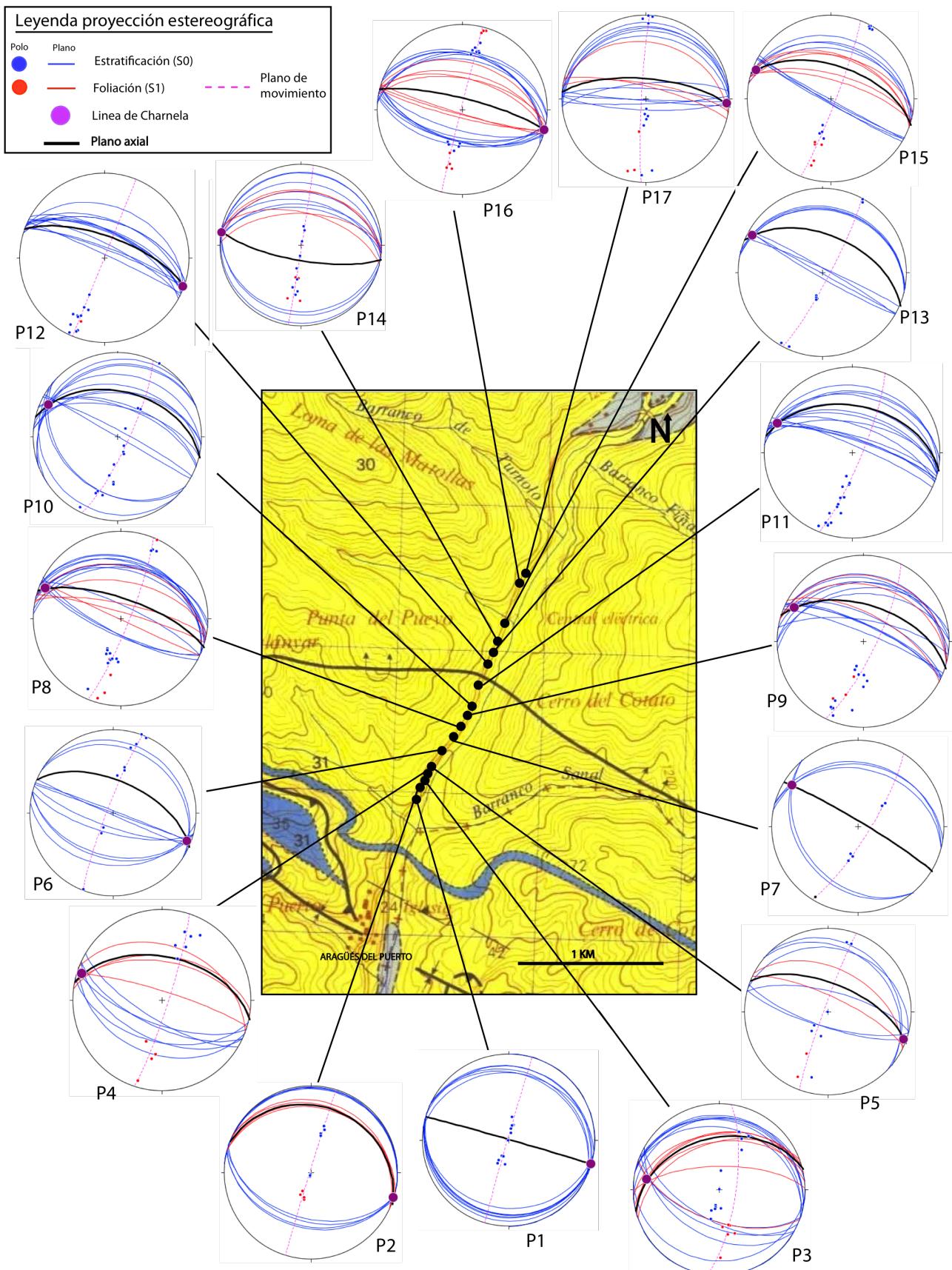


Figura 12. Mapa de localización de las estaciones de medida de pliegues (ver situación en Fig. 1.B.II) y resultados del análisis de los pliegues en proyección estereográfica.

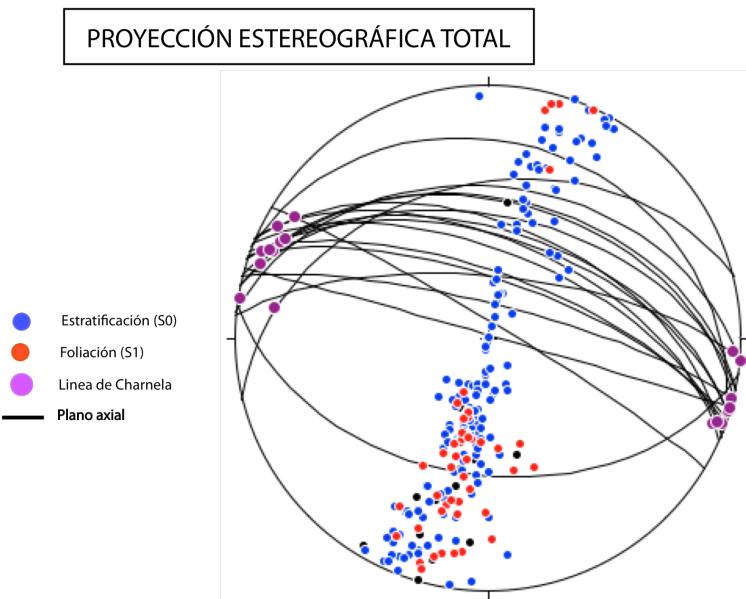


Figura 13. Estereograma mostrando la orientación de todos los pliegues (línea de charnela y planos axiales) estudiados. Muestran una dirección de transporte hacia el SSW.

separado, así como la relación entre los porcentajes que contiene cada pliegue de material competente e incompetente, lo cual será determinante a la hora de discutir la geometría de los pliegues y relacionarlo con el mecanismo de plegamiento o con las propias características reológicas de los materiales que se están deformando.

En el presente trabajo nos vamos a centrar en hacer el estudio geométrico de los pliegues mediante la clasificación geométrica de Ramsay (1967) y la clasificación visual de Hudleston (1973). Las dos clasificaciones se van a realizar por métodos visuales. En el caso de la clasificación de Ramsay se ha tenido en cuenta, la forma que describen las capas, si existe engrosamiento de la charnela, y la relación que existe entre las curvaturas de la charnela interna con la charnela externa. En conjunto se han estudiado la geometría de 60 pliegues, 30 correspondientes a capas competentes (areniscas) y 30 a capas incompetentes (lutitas). En cada estación se pueden distinguir hasta 6 geometrías distintas, dependiendo del número de pliegues que compongan cada estación (Tabla 1). Para hacer un análisis detallado de las geometrías de los pliegues hemos distinguido entre pliegues en capas competentes e incompetentes y la relación de areniscas y lutitas en cada tren de pliegues, de modo que se van a utilizar distintos símbolos para cada una de estas situaciones como queda recogido en la figura 14.

RELACIÓN	Capa Competente	Capa Incompetente
1/2	●	○
1/1	■	□
2/1	▲	△

Figura 14. Leyenda utilizada en las clasificaciones geométricas de Ramsay y Hudleston para los distintos tipos de pliegues dependiendo de la relación capa competente/capa incompetente, y si la geometría se ha determinado en la capa competente o en la incompetente.

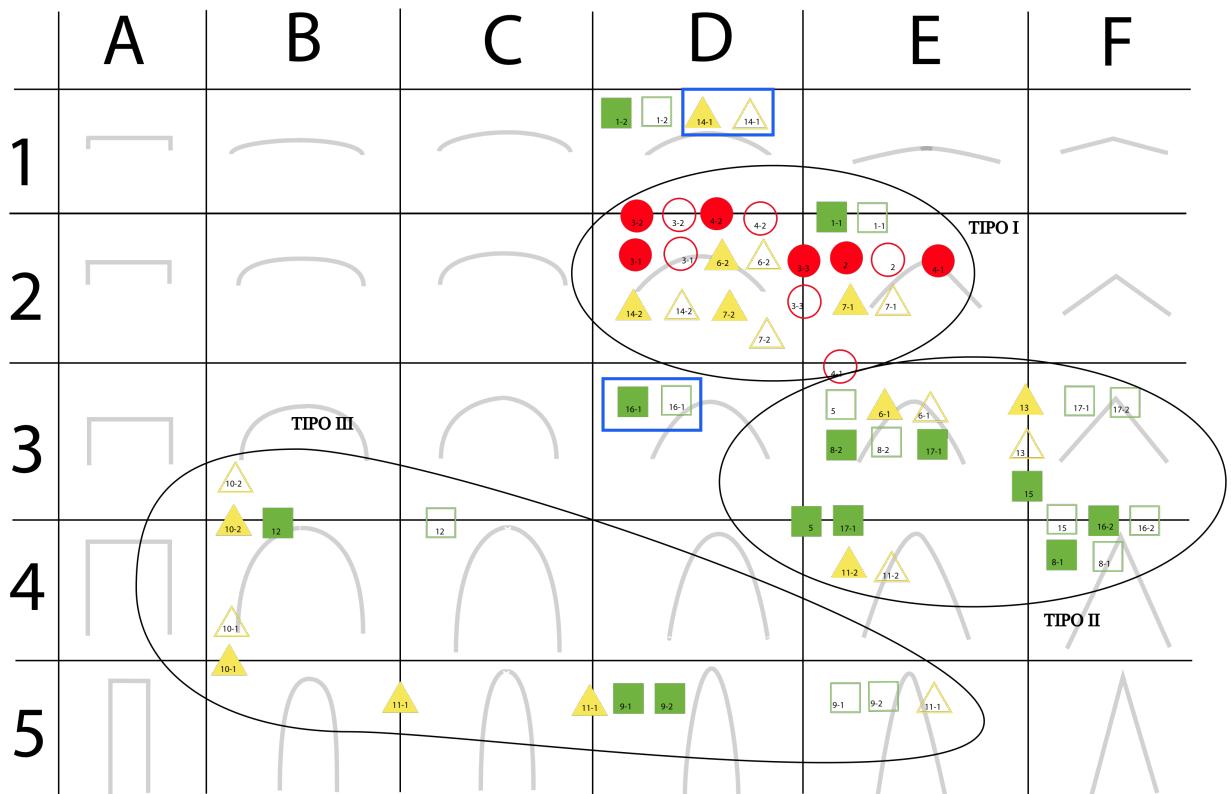


Figura 15. Clasificación geométrica de pliegues en turbiditas mediante la clasificación visual de Hudleston (1973). Símbolos utilizados como en figura 14. El número incluido en el correspondiente símbolo hace referencia a la estación (el primero) y al número de pliegue en esa estación (el segundo) (Tabla 1).

El conjunto de los pliegues estudiados se agrupan en tres zonas en la clasificación de Hudleston (1973), que han sido denominadas pliegues de Tipo I, de Tipo II y de Tipo III (Fig. 15). Los pliegues de Tipo I se concentran según la clasificación de Hudleston en las geometrías D2 y E2 principalmente, por lo que son pliegues bastante redondeados o subredondeados. Los pliegues de Tipo I se concentran en el sector sur (el más cercano al pueblo; estaciones 1 a 7) y la relación de material competente e incompetente de sus pliegues es irregular. En este sector se encuentran todos los pliegues en los que domina el porcentaje de material incompetente (lutitas) y algunos de los que domina el material incompetente, el grupo más minoritario es el que hay igual proporción de material competente e incompetente. Los pliegues de Tipo II se concentran en las geometrías E3, E4, F3 y F4, lo cual significa que son pliegues más angulosos e incluso encontramos trenes de pliegues de tipo Chevron. Este grupo está constituido mayoritariamente por los pliegues situados en las estaciones situadas al norte (estaciones 12 a 17). Los de Tipo III son los más dispersos en la clasificación de Hudleston, ya que describen geometrías desde B3, B4, B5 hasta C5, D5 y E5. Son pliegues con charnelas entre redondeadas y subredondeadas hasta

parcialmente angulosas pero con los flancos bastante apretados. Estos pliegues se sitúan mayoritariamente en las estaciones centrales de la zona de estudio (estaciones 8 a 11) y en el campo estaban asociados muchas veces a fallas inversas. Algunos pliegues (estaciones 14 y 16), señalados con un recuadro azul en la figura 15, quedan fuera de estos grupos. Estos pliegues son postesquistosos, es decir, que tienen la esquistosidad de plano axial plegada, por lo que han sufrido un nuevo plegamiento o compresión posterior a la compresión que generó la foliación.

En la figura 16 se han representado las geometrías de los pliegues estudiados adscribiéndolos a una de las clases que establece la clasificación geométrica de Ramsay (1967). En el diagrama se tiene también en cuenta la posición de las estaciones y los grupos geométricos establecidos en la anterior clasificación que van a servir para describir los resultados obtenidos por este método. Los pliegues del grupo Tipo I se concentran mayoritariamente en la clase 1B, es decir, que la charnela no se ha engrosado ni adelgazado y la curvatura de la charnela interna es mayor que la de la externa, aunque algunos pliegues en lutitas (capa incompetente) se acercan a geometrías 1C.

Los pliegues de tipo II descritos por las capas competentes (areniscas) siguen siendo de clase 1B o incluso 1C, pero los pliegues en las capas incompetentes (lutitas) se acercan a geometrías de clase 2-3, es decir que tienen la charnela engrosada y las curvaturas de las charnelas internas menores o iguales que las externas. En este grupo de pliegues se observa mucha esquistosidad o foliación de plano axial y la proporción de areniscas y lutitas en casi todas las estaciones de este grupo es prácticamente la misma. Estos pliegues se localizan en la parte más septentrional de nuestro sector (Fig. 16).

El grupo de pliegues incluidos en el tipo III son muy parecidos a los de Tipo II, ya que las capas competentes tienen geometrías en las clases 1B-1C y las incompetentes en las clases 2-3. La única diferencia es que también encontramos clases entre 1A-1B, y la característica principal de la clase 1A es que la charnela está adelgazada. En este grupo de pliegues también encontramos abundante esquistosidad de plano axial y, como vemos en la figura 16, los pliegues están situados geográficamente entre los de Tipo I y los de Tipo II. Además, en el campo se observó que este tipo de pliegues están asociados a cabalgamientos, y es en este tramo donde encontraremos estructuras en dúplex. La proporción de areniscas y lutitas en este tipo de pliegues es la misma o predominan las areniscas.

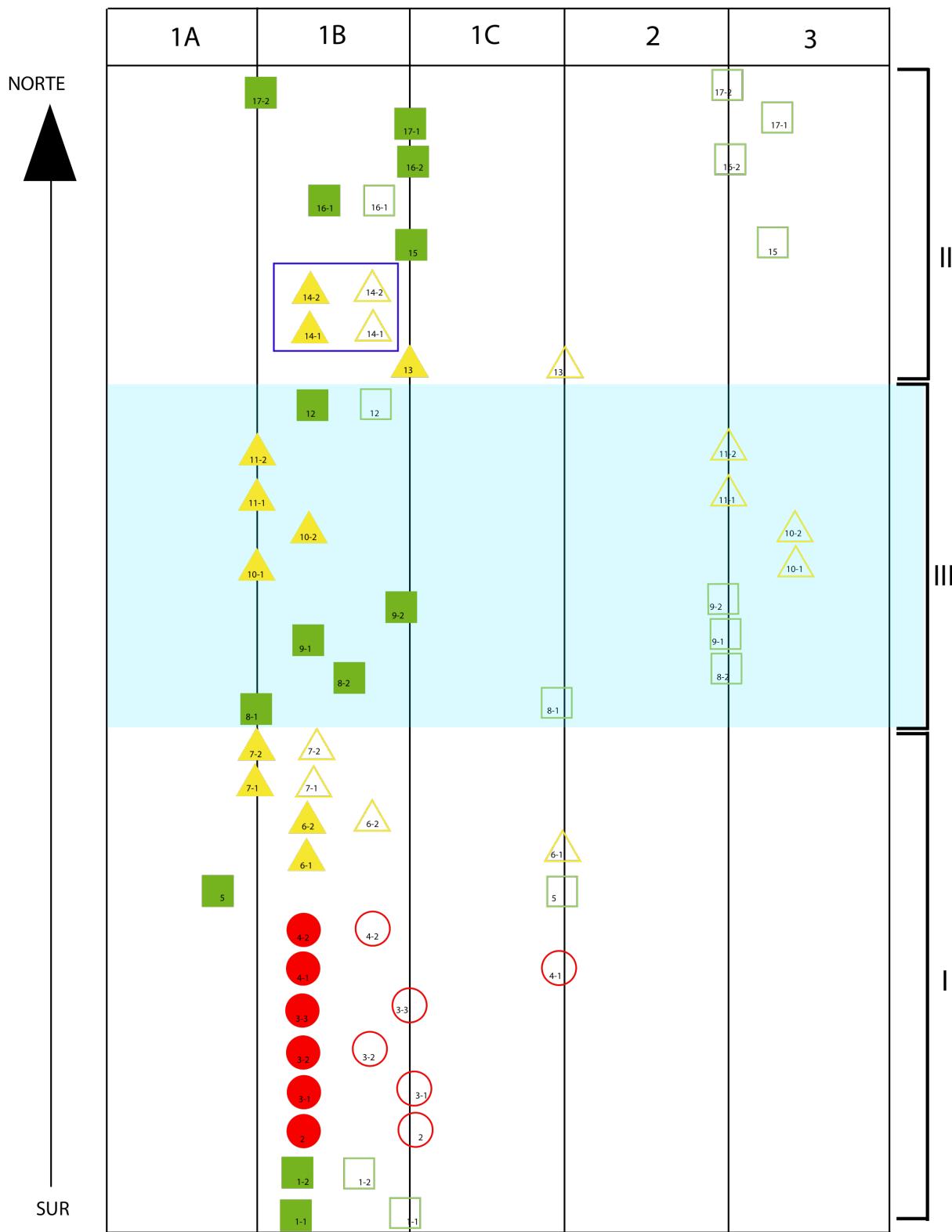


Figura 16. Clasificación de los pliegues mediante el método de Ramsay (1967).



Figura 17. Refracción de la esquistosidad entre capas competentes y capas incompetentes. Nótese la diferente penetratividad que presenta la foliación en las capas competentes e incompetentes.

La cinemática del plegamiento

Multitud de mecanismos pueden contribuir al plegamiento de capas, pero atendiendo a las geometrías de pliegues descritos y al desarrollo de foliación de plano axial las modalidades principales que se dan en las turbiditas del Grupo Hecho es la flexión por *buckling* y *kinking*, además de un tercer mecanismo, el aplastamiento, más desarrollado en ciertos tramos y sobre todo en las capas incompetentes. La flexión por *buckling* se produce cuando la compresión producida es paralela a las capas y el *kinking*, que produce pliegues en *chevron* o *kink*, aparece en materiales muy tableados o anisótropos como parece ser en nuestros ejemplos. El mecanismo de aplastamiento suele aparecer acompañado de flexión, y queda patente con la presencia de foliación o esquistosidad de plano axial. (Pueyo *et al.*, 2007)

Las capas competentes (areniscas) tienden a plegarse con una componente mayor de flexión y las capas incompetentes (lutitas) con una mayor componente de aplastamiento, por lo tanto la densidad de planos de foliación es mayor, y tienden a adaptarse a la geometría de las capas competentes. Los abanicos que dibujan las charnelas de las capas competentes son normales y los que dibujan las capas incompetentes inversos. También se distingue una marcada refracción de la esquistosidad conforme nos desplazamos hacia el norte (Tipos II y III) lo cual indica una importante componente flexural simultánea al aplastamiento (Fig. 17) (Van Elsberg, 1968)

Si lo analizamos por grupos, en los pliegues de Tipo I predomina la componente flexural, ya que las geometrías principales es 1B de Ramsay y no se observa prácticamente foliación de plano axial en las capas incompetentes de lutitas, por lo que el aplastamiento es minoritario.

En los pliegues de Tipo II los mecanismos principales son flexión y aplastamiento. La esquistosidad de plano axial muy marcada nos indica que hacia el norte predomina el aplastamiento y la flexión por *kinking*, ya que encontramos muchos pliegues formando *kinkbands*.

Los pliegues de Tipo III son pliegues que también se generan por flexión y aplastamiento, aunque no parece predominar ningún mecanismo sobre el otro. Lo más interesante de este grupo es que está asociado a la generación de fallas inversas y cabalgamientos y *dúplex*, por lo que sus geometrías más dispares podrían deberse a las modificaciones que estas estructuras producen en los pliegues de los dos grupos anteriores.

4.2.2 La estructura en dúplex

En el tramo estudiado también aparecen a escala de afloramiento (escala métrica) varias estructuras en dúplex. Se observan en las capas competentes (areniscas) y son estructuras limitadas por cabalgamientos a base y a techo con varias lentículas en su interior, por lo tanto se diferencia de un sistema imbricado de cabalgamientos en el cabalgamiento limitante superior. Los dúplex observados en la zona de campo corresponden geográficamente a la zona dónde se encuentran los pliegues de Tipo III, y la mayoría se encuentran plegados e incorporados al flanco vertical o invertido de los pliegues (Fig. 18).

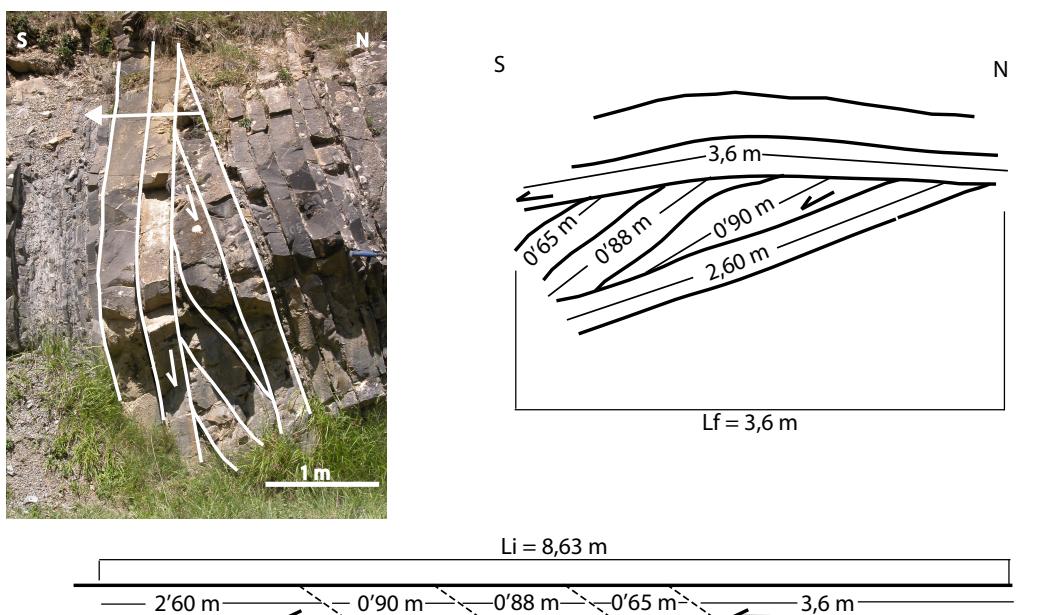


Figura 18. Dúplex con la interpretación de su acortamiento.

El dúplex estudiado se encuentra basculado 90° al Sur y se puede clasificar como un *foreland-dipping duplex* (McClay, 1992) ya que las láminas son transportadas hasta el lado opuesto de un apilamiento antiformal y quedan buzando hacia el antepais en el momento de su formación. No hay indicios de capas incompetentes ni de esquistosidad. Para analizar el acortamiento del dúplex es necesario medir su longitud final (Lf) y su longitud inicial (Li) y realizar una restitución (Gil et al., 2006), el acortamiento mínimo de esta estructura es de $Li-Lf = 5'03$ m (Fig. 18).

5. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN GENERAL

El análisis cinemático y geométrico del sistema de cabalgamientos de Larra del sector norte, y de las estructuras de plegamiento a escala de afloramiento, del sector sur, conduce a unos resultados bastante claros y además bastante compatibles entre sí.

La dirección de transporte de los cabalgamientos inferidas a partir de las líneas de corte (*cutoff*) de contactos estratigráficos con el plano de falla (para los 5 cabalgamientos) y las deducidas de estructuras en el propio plano de cabalgamiento (estrías, estructuras S-C) o en sus proximidades (pliegues), obtenidas para los cabalgamientos 3, 4 y 5 son similares. La dirección de transporte inferida para los cabalgamientos 1 y 2 son hacia el S y el SSW, respectivamente. En los cabalgamientos 3 y 4 la dirección de transporte de ambas técnicas coincide, siendo SW para el cabalgamiento 3 y SSW para el cabalgamiento 4. Dicha semejanza entre los resultados por ambas técnicas sugiere que la dirección de transporte se produjo de manera perpendicular al plano de las rampas de cabalgamiento, es decir que se trataba de rampas frontales. En el caso del análisis del cabalgamiento 5 los resultados difieren siendo WSW, si utilizamos las líneas de *cutoff*, o SSW, si utilizamos datos cinemáticos sobre el plano de cabalgamiento. En todo caso, la dirección de transporte promedio de todos los cabalgamientos del sistema de Larra es hacia el SSW (WSW los situados más al norte y S los situados al sur).

Esta dirección de transporte es muy similar a los planos de movimiento de los pliegues a escala de afloramiento desarrollados en las turbiditas del grupo hecho. Así, la dirección general de estos planos obtenidos en proyección estereográfica es NNE-SSW, y todos los planos axiales de los pliegues tienen una orientación WNW-ESE y buzamiento N. Esto indica que los pliegues muestran una dirección de transporte hacia el SSW. Por tanto, las estructuras estudiadas a escala de afloramiento son geométrica y cinemáticamente coherentes con los pliegues y cabalgamientos de escala cartográfica, siendo ambas de orientación aproximada entre 90° y 120°, igual que la dirección general surpirenáica.

Esta similitud cinemática entre el sistema de cabalgamientos de Larra y los pliegues sinesquistosos de la serie turbidítica sugiere que ambos se formaron durante la misma etapa de deformación. Ahora bien, si la estructura en *duplex*, posteriormente plegada e incorporada a un flanco frontal invertido de uno de los pliegues de la serie turbidítica, se relaciona con el sistema de cabalgamientos de Larra, puede plantearse que el plegamiento sinesquistoso de la serie turbidítica pudo producirse con posterioridad al emplazamiento de dicho sistema.

El sistema imbricado de cabalgamientos de Larra es un sistema con geometrías típicas de rampas y rellanos, o cabalgamientos en escalera. Lo más habitual en este tipo de sistemas es que los cabalgamientos más antiguos estén en las partes internas del orógeno, y los más jóvenes conforme nos acercamos a la cuenca de antepaís (Coward, 1994), es decir siguen una secuencia de emplazamiento de bloque inferior. Lamentablemente, en el sistema de Larra no hay criterios suficientes para afirmarlo con seguridad, y ningún autor se ha pronunciado al respecto. Si se confirmara esa secuencia de bloque inferior, las direcciones de transporte de los cabalgamientos también mostrarían una ligera rotación antihoraria en el tiempo, variando desde SW (si la dirección de transporte del cabalgamiento 5 no es considerada) hasta S.

Por otra parte, entre los pliegues encontramos tres tipos principales, de los cuales los tipos I y II están asociados a procesos de flexión y aplastamiento, encontrando en sus capas incompetentes esquistosidad o foliación de plano axial. Ésta foliación la encontramos siempre buzando al norte excepto en algunas estaciones, en las cuales esa foliación está plegada formando pliegues laxos con plano axial buzando fuertemente al sur. Estos pliegues son, por tanto, posteriores a la generación de la esquistosidad. Además, en el sector centro en el que predominan los pliegues de tipo III, de morfologías muy variadas, se encuentran abundantes fallas inversas afectando a los pliegues. Nuestros resultados sugieren que la actuación de estas fallas es la que puede modificar la geometría original de los pliegues sinesquistosos de tipos I y II desarrollados previamente en la serie turbidítica del Grupo Hecho. Con todo, nuestros datos sugieren una segunda etapa de deformación que probablemente tiene asociados pliegues de mayor radio y menor aplastamiento y desarrollo de fallas inversas.

Las dos fases principales de deformación inferidas por nosotros parecen, en principio, ser compatibles con los resultados obtenidos por otros autores. Teixell (1992) y Labaume *et al.* (1985) propusieron una primera compresión que genera el sistema de Larra y afecta incluso a la sección basal de las turbiditas, y una segunda fase que deforma el sistema de Larra basculándolo hacia el sur debido a la inclusión de la lámina de cabalgamiento de Gavarnie.

El estilo de deformación tectónica de este sistema de cabalgamientos es de tectónica de piel fina (*thin-skinned tectonics*), ya que hace referencia a cabalgamientos que no afectan al basamento, y solamente afectan a la cubierta superficial (Fig. 19) (Teixell, 1996). El emplazamiento del sistema de cabalgamientos de cubierta de Larra, que afecta al Cretácico Superior, calizas terciarias y a una parte de las turbiditas, ha sido datado en el Luteciano medio-superior (Puigdefábregas, 1975; Montes, 1992).

La segunda etapa viene protagonizada por la generación del cabalgamiento de Gavarnie (Teixell, 1992), un cabalgamiento basal de edad Priaboniense-Rupeliense (Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1994) que, según Teixell (1992), pliega y bascula hacia el sur el Sistema de Larra y es responsable además de los cabalgamientos y pliegues con foliación de plano axial observada en las turbiditas. Al plegarse el sistema de cabalgamientos de Larra, éstos probablemente dejan de ser activos, aunque la reactivación del cabalgamiento 3 podría estar relacionada con esta segunda etapa.

La adscripción de los pliegues y su foliación en las turbiditas del grupo hecho manifestada por Teixell (1992) es más discutible. Recientemente, Izquierdo et al. (2013) concluyen que los pliegues con foliación fueron previos o contemporáneos, muy tempranos, respecto al emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie, dando la posibilidad así de que se vuelvan a plegar ciertas estructuras en las turbiditas al emplazarse completamente la lámina de Gavarnie. Nuestros resultados indican que la cinemática de dichos pliegues sinesquistosos parece estar asociada al sistema de Larra, aunque quizás relativamente tardía a aquellas, por lo que la generación de pliegues con esquistosidad sería previa al emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie. Asimismo sugerimos que al emplazamiento de la lámina de Gavarnie, además de plegar el sistema de Larra sería responsable del desarrollo de pliegues postesquistosos y cabalgamientos que modificarán las geometrías de los pliegues sinesquistosos. Dicha interpretación apoya la propuesta de Izquierdo et al. (2013) y difiere, por tanto, de la propuesta previa de Teixell (1992).

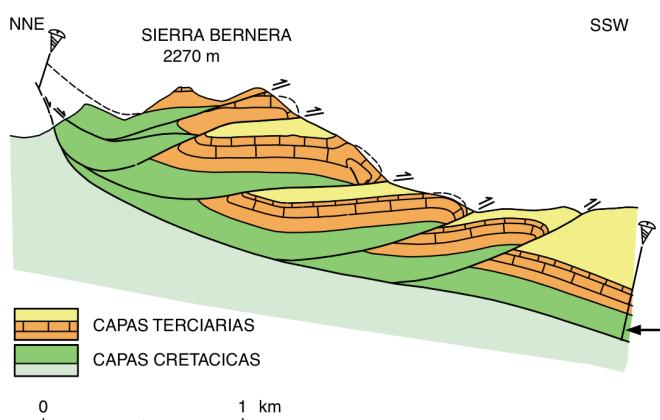


Figura 19. Corte geológico del sistema imbricado de cabalgamientos de Larra en Sierra Bernera (tomado de Teixell, 2000)

Con todo, con las evidencias descritas en este trabajo y observando que las direcciones de transporte en los cabalgamientos de Larra y la dirección de la compresión en las turbiditas es idéntica, primero se produce el sistema de Larra y los pliegues y dúplex con foliación en las turbiditas del Grupo Hecho, y posteriormente se genera la lámina de Gavarnie la cual pliega de nuevo las turbiditas generando pliegues postesquistosos y fallas inversas y el basculamiento/plegamiento de estructuras previas.

6. CONCLUSIONS

Up to 5 thrusts, with a thin-skinned tectonic style and affecting Cretaceous and Tertiary rocks, are distinguished in the imbricated thrust system of Larra (Sierras Interiores, South Pyrenean Zone). Kinematics results inferred from striae and S-C structures on thrust planes indicate a general transport direction SSW (from SW to S). The outcrop-scale structures found in the turbidites of “Grupo Hecho” are mainly folds and thrusts in duplex. The folds usually contain axial plane foliation dipping northwards. The analysis of folds from bedding and axial foliation planes data indicates that the fold axes have N100°E azimuth and gentle inmersion and the axial planes have WNW-ESE trends and high dips towards the N. Geometrical analysis of the folds from visual ratings of Ramsay (1967) and Huddleston (1973) have allowed the differentiation of three main types of folds. In Type I folds, with D2 and E2 geometries, show geometry classes 1B-1C in both competent and incompetent layers, predominating bending. Folds of types II (E3, E4, F3, and F4) and III (variable geometries) show geometries of class 1B-1C in competent layers and of class 2-3 in incompetent layers, so they have flexural and flattening components, later being more important in incompetent layers. In addition, post-foliation folds and a duplex structure tilted southward have been recognized. Two main stages of deformation have been distinguished: I) generation of the imbricated thrust system of Larra, with folding and axial plane foliation in the turbidites, and duplex structures. Even it could be said that first generate the structures in duplex and then the foliated folds; II) Folding of the Larra thrust system with development of post-foliation folds and thrusts, likely associated to the Gavarnie sheet emplacement.

7. BIBLIOGRAFÍA

Alonso, J.L; Teixell, A. (1992) *Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds*. In: *Thrust Tectonics* (K. McClay, Ed.), London, p. 175-180.

- Coward, M. (1994) *Continental collision*. Continental deformation. Pergamon Press Ltd, Oxford, p 264-288
- Davis, G.H; Reynolds, S (1996) *Structural geology of rocks and regions*. New York, John Wiley and Sons, Inc., 776 p.
- Gil, A; Simón, J.L; Pueyo, O; Millán, H; Pocoví, A; Andrés, J.A; Arantegui, A; Arlegui, L.E; Arranz, E; Liesa, C.L; Artieda, O; Corella, J.P; Edo, V; Galindo, G; Maestro, A; Sánchez, E; Rico, M.T; Simón, M; Tyrrell, J. (2006) *Desarrollo simultáneo de pliegues, esquistosidad y cabalgamientos en el Eoceno inferior de Isaba (Valle del Roncal, Pirineo navarro)*. Geogaceta, 40, p 31-34.
- Hudleston, P.J., 1973, Fold morphology and some geometric implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16: 1-46.
- Izquierdo, E; Casas, A; Gil, I. (2013) *Estructura de las Sierras Interiores en la zona Surpirenaica (valles del Aragón y del Osia, Pirineos Centrales). Implicaciones en la cronología de la deformación*. Geogaceta, 53, p 57-60.
- Labaume, P; Seguret, M; Seyve, C (1985) *Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin*. Tectonics, 4, p 661-685
- McClay, K.R. (1992) *Glossary of thrust tectonics terms*. Thrust Tectonics. Chapman & Hall. London. p 419-433
- Montes, M.J. (1992) *Sistemas deposicionales en el Eoceno Medio-Oligoceno del sinclinal del Guarga (Cuenca de jaca, Pirineo Central)*. Simposio sobre geología de los Pirineos, III. Congr. Geol. De Esp. Salamanca, 2, p 150-160.
- Pueyo, O; Gil, A; Pocoví, A; Mochales, T; Ansón, D; del Río, P; Pueyo, E (2007) *Acortamiento paralelo a las capas y dirección de transporte tectónico deducido a partir del análisis de la fábrica magnética (ASM) de rocas post-hercínicas del Pirineo Central, valle del río Aragón-Subordán, Pirineo Oscense*. Geogaceta, 42, p 15-18
- Puigdefábregas, C. (1975) *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Pirineos, 104: 188p
- Puigdefábregas, C; Rupke, N.A; Solé, J (1975) *The sedimentary evolution of the Jaca basin*. The Sedimentary Evolution of the South Pyrenean basin, Exc. Guidebook, 9th Int. Congr. Sedim, 33p.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 págs.
- Ramsay, J.G; Huber, M.I (1987) *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*. London, p 309-351.
- Robador, A (1990) *Early Paleogene Stratigraphy*. ITGE. Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook. First Meeting I.G.C.P. UNESCO.

- Rodriguez, L; Cuevas, J; Tubía, J.M. (2013) Sistemas de cabalgamientos en las Sierras Interiores (Valles de Tena y del Aragón, Zona Surpirenaica), *Geogaceta*, 53, p 65-68. SGE.
- Soler, M; Puigdefábregas, C. (1970) *Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental*. Pirineos, 96: p 5-19.
- Souquet, P (1967) *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*. Publi. Lab. Géol. Univ. Toulouse, 529 pp.
- Teixell, A. (2000). *Geotectónica de los Pirineos*. Investigación y Ciencia, 288: 54-65.
- Teixell, A. (1990) *Alpine trusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone*. Bull. Soc. Geol.. France, 6 (8) p 241-249.
- Teixell, A (1992) *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenáica*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 252p.
- Teixell, A.; García-Sansegundo, J. (1994). Memoria Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 144 (Ansó). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A.; García-Sansegundo, J.; Zamorano, M. (1994). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 144 (Ansó) .Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Teixell, A; García-Sansegundo, J. (1995) *Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales)*. Revista Sociedad Geológica de España 8 (3) p 215-228.
- Teixell, A (1996) *The Ansó transeat of the southern Pyrenees: Basement and cover thrust geometries*. Journal of the Geological Society, London, 153. p 301-310.
- Van Elsberg, J.N. (1968) *Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of Hecho and Aragüés del puerto (Spanish Pyrénées, province of Huesca)* Est. Geol, 24. p 39-77.
- Vera, J.A (2004) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España- IGME, Madrid, p 318-332.