



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

ESTUDIO GEOLÓGICO DEL SECTOR DE TIERGA (ZARAGOZA): SECTOR NW DE LA RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

TRABAJO FIN DE GRADO

2019/2020



Autor:

Germán Mendizábal Molinero

Directores:

Andrés Gil Imaz

Concha Arenas Abad

ÍNDICE

ABSTRACT	1
1: PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	2
2: METODOLOGÍA	2
3: CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	3
4: PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	3
4.1: DESCRIPCIÓN DE MATERIALES	3
4.1.1: Paleozoico	3
4.1.2: Mesozoico	4
4.1.3: Cenozoico	5
4.2: MAPA GEOLÓGICO	6
4.3: CORTES GEOLÓGICOS	9
4.4: ESTRATIGRAFÍA	10
5: DISCUSIÓN DE RESULTADOS	17
5.1: EVOLUCIÓN DE LA RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBÉRICA	17
5.1.1: Evolución de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico...	17
5.1.2: Estructuración alpina del sector noroeste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica	19
5.2: MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA ZONA DE TIERGA	19
5.3: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL: FACIES BUNTSANDSTEIN	21
6: CONCLUSIONES	23
BIBLIOGRAFÍA	24

ABSTRACT

This work is focussed on the Mesozoic materials situated in western Iberian Ranges, Tierga (Zaragoza, Spain). The main aims of this study were the description of these Mesozoic materials and the tectonic structures that affect them to propose a tectonic evolution model for the studied area. Furthermore, a study on a small section of the Early Triassic Buntsandstein facies has been carried out in order to introduce a proposal of paleoenvironment for the formation of that section.

The use of different techniques has been adopted to achieve the purposes mentioned above, some of them are: The completion of three geological maps at different scales that show the main features of the studied area; Four geologic cross sections that show the most significant tectonic structures and a stratigraphic section measured in the Buntsandstein facies. Besides that, the strike – dip data sets taken in the different Mesozoic materials have been graphically represented. However, it has not been possible to describe kinematic indicators in the main faults. So, that is why the study has been based on geological maps, geologic cross – sections and the study of Buntsandstein facies.

The main rocks that crop out in the study area are Triassic to Early Jurassic: The typical Germanic Trias succession formed by Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper facies and the Imón Formation. Early Jurassic is represented by Lécera and Cortes de Tajuña Formations. Paleozoic and Cenozoic materials also crop out in the area, but this thesis' main concern does not analyse them.

The main tectonic structures cross the area in different directions that do not match with the typical direction expected in this area of the Iberian Chain: NE – SE, NNW – SSE, WNW – ESE y NNE – SSW. The main structure described in this thesis is a reverse fault trending WNW – ESE, but changing to NE – SW in its eastern sector. This fault has been designated as Valdelosa thrust and it represents a cartographic reference in the studied area. The reason why that structure directions differ from typical ones for Iberian's Chain Aragonese Branch will be discussed at this work.

1: PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

La zona de estudio se sitúa en los alrededores de la localidad de Tierga (Comarca del Aranda, Zaragoza), en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Figura 1.A). En esta zona no se han realizado estudios detallados, pero la información relativa a los materiales y estructuras que en ella aparecen se puede encontrar en la memoria asociada al *Mapa Geológico de Illueca (381)* (Ramírez del Pozo et al., 1978), donde se encuentra también la cartografía general de la zona, como aparece en la Figura 1.B.

En este trabajo se va a estudiar una zona en la que afloran mayoritariamente materiales del Mesozoico, situados principalmente en la margen derecha del río Isuela, y materiales del Paleozoico y Cenozoico. El estudio se plantea por la complejidad estructural y la falta de trabajos cartográficos detallados en esta zona. Por esta razón se pone especial énfasis en la caracterización de la estructura tectónica del Mesozoico y algunos rasgos sedimentológicos interesantes del Triásico. De esta manera se pretende establecer finalmente un modelo de evolución tectónica de la zona, integrando los elementos estudiados *in situ* y los datos obtenidos de la investigación bibliográfica.

Debido a los objetivos descritos, el estudio se centra en los materiales del Mesozoico y, por esta razón, serán los que se describan en profundidad en este trabajo, sin enfatizar en la descripción de otros materiales que se observan en la zona, como los del Paleozoico y Cenozoico.

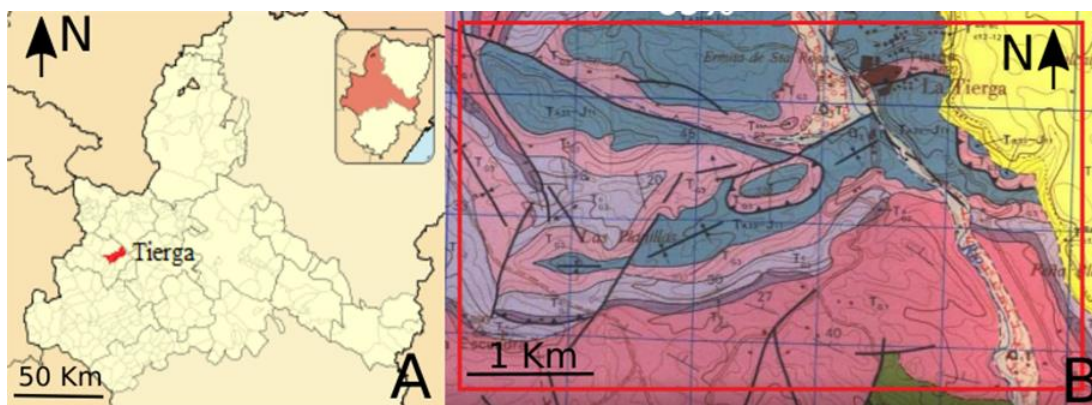


Figura 1: (A) Situación geográfica de Tierga, en el oeste de la provincia de Zaragoza. Imagen modificada de Wikipedia. (B) Situación geológica de la zona de estudio (delimitada en rojo) respecto a la localidad de Tierga. Modificado de Ramírez del Pozo et al., (1978).

2: METODOLOGÍA

Para la realización del trabajo se han utilizado varios métodos que incluyen tanto el trabajo sobre el terreno como el estudio, previo y posterior, en gabinete. Los procedimientos seguidos para la caracterización de las unidades y las estructuras tectónicas presentes combinan técnicas usadas en estratigrafía y geología estructural para conseguir la mejor descripción posible de la zona de estudio.

Para el análisis previo de la zona se realizó un estudio mediante fotografía aérea a escala 1:18.000, que permite hacer un análisis preliminar de los materiales que aparecen y, principalmente, hacer una aproximación de qué unidades litológicas y estructuras tectónicas principales pueden estudiarse, además de su extensión en la zona. Para este estudio previo, y durante la realización de todo el trabajo, se ha utilizado la herramienta Google Earth para completar algunos aspectos del trabajo. Previamente a la realización del trabajo se ha consultado la bibliografía relacionada.

El estudio detallado de los materiales y las estructuras tectónicas se ha realizado sobre el terreno. Para caracterizar las unidades litológicas principales se ha recurrido a la bibliografía previa sobre la zona (Ramírez del Pozo et al., 1978) en la que se describe la sucesión completa observada en campo. Como complemento al estudio estratigráfico se ha levantado una columna de detalle (Escala 1:200) de un tramo de la facies Buntsandstein que presenta características sedimentológicas idóneas para el análisis paleoambiental, contribuyendo al conocimiento de dichos materiales en esta zona. La columna se adjunta en el Anexo III. El análisis sedimentológico de la Facies Buntsandstein se basa en la descripción y asociación de estructuras sedimentarias y la evolución vertical de las características sedimentológicas.

El estudio estructural de la zona se ha basado en la toma sistemática de datos de orientación de superficies de estratificación de las distintas unidades litológicas cartografiadas, líneas de charnela, planos axiales, etc. y su análisis a partir de proyección estereográfica. A partir de todos los datos anteriores se ha realizado un mapa geológico sobre el mapa topográfico (Escala 1:10.000) y dos mapas de cartografía de detalle a menor escala (1:5.000) en los que se pretende representar aspectos concretos que no pueden ser plasmados correctamente en el mapa de escala 1:10.000. Los mapas geológicos se incluyen en el Anexo I. El estudio estructural se ha completado con cuatro cortes geológicos realizados a partir de los datos de orientación y la cartografía. Tres de los cortes se han realizado a escala 1:10.000 y el último, que pretende resaltar en detalle una zona de complejidad estructural, a una escala mayor (1: 5.000). Los cortes se adjuntan en el Anexo II. Todos los datos obtenidos mediante los procedimientos anteriores se han utilizado para la redacción de esta memoria.

3: CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO.

La zona estudiada se encuentra al noroeste de la Cordillera Ibérica, en la denominada Rama Aragonesa. En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica afloran materiales del Paleozoico al Cenozoico. Los afloramientos del Paleozoico que aparecen en la zona de estudio constituyen las series más completas de esta era en toda la Cordillera Ibérica y les rodea una orla formada por materiales del Mesozoico, tal como se describe en Sopeña y De Vicente (2004).

A diferencia de la orientación estructural dominante NW- SW de la Cordillera Ibérica, en la zona de estudio predomina una orientación media E – W con variaciones WSW – ENE y WNW – ESE. Este rasgo peculiar será objeto de análisis en este trabajo en apartados posteriores.

En la zona dominan las rocas sedimentarias del Mesozoico y, en menor extensión, del Paleozoico y Cenozoico. Dentro de las correspondientes al Mesozoico se encuentra la sucesión típica del Trías Germánico (Facies Buntsandstein – Facies Muschelkalk – Facies Keuper) y la Formación Imón, que será descrita en este trabajo en conjunto con la unidad de tránsito Triásico – Jurásico (Formación Cortes de Tajuña) como Formación Imón – Tajuña, en los casos en que la búsqueda de criterios específicos para su división no ha sido posible. Los materiales del Paleozoico que afloran corresponden al Cámbrico. Se ha descrito, además, una unidad de tránsito Pérmico – Triásico. La leyenda correspondiente a los materiales de la zona de estudio se adjunta junto a los mapas geológicos y cortes en los Anexos I y II.

4: PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

4.1: DESCRIPCIÓN DE MATERIALES

4.1.1: Paleozoico

Los materiales de este periodo aparecen en la zona sureste del mapa (Anexo I) y, a pesar de no haber formado parte de este estudio, se ha realizado una descripción bibliográfica de éstos. Tal como se describe en Ramírez del Pozo *et al.* (1978), los materiales que aparecen corresponden al Cámbrico y son, fundamentalmente, pizarras y dolomías. Sobre estos materiales se apoyan de manera discordante otros

que corresponderían al tránsito Pérmico – Triásico, dominados por areniscas, pero en los que no se han encontrado criterios concluyentes para incluirse como parte de la Facies Buntsandstein. Concordantemente a estos materiales del Pérmico – Triásico aparece la serie del Mesozoico.

4.1.2: Mesozoico

Triásico

Como aparece en Arribas, (1985), en la zona norte de la Rama Aragonesa los materiales del Triásico carecen de base litoestratigráfica precisa. Los materiales que afloran son los de las facies del Triás Germánico (Facies Buntsandstein, Facies Muschelkalk y Facies Keuper) y la Formación Imón, incluidos estos últimos junto a la Formación Cortes de Tajuña por la falta de criterios para su correcta separación.

-**Facies Buntsandstein**: Se distribuye mayoritariamente por el sur del mapa, aunque aflora con menor extensión al noroeste de la zona de estudio. En Arribas (1985) se describe detalladamente la Facies Buntsandstein de esta zona, diferenciando varias unidades en función de su litología, concepto en el que no se va a profundizar en este apartado. La base del Buntsandstein consta principalmente de conglomerados y lutitas, la parte media de areniscas rojas y en la parte superior aparecen abundantes niveles de margas y lutitas. En la zona de estudio se han descrito principalmente areniscas rojas y gris verdosas que presentan estructuras como estratificación cruzada planar y en surco (Figura 2A) y arcillas rojas con niveles de areniscas blancas o verdosas, pero la base conglomerática de Buntsandstein no ha sido definida en esta zona durante los trabajos de campo. Las areniscas rojas y arcillas con areniscas blanquecinas se disponen en varios tramos, que alcanzan un espesor total de 300 a 320 metros (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978). Se ha realizado una columna estratigráfica en la zona cerca del techo de la unidad en facies Buntsandstein que se adjunta en el Anexo III y se describe en el apartado 4.4.

-**Facies Muschelkalk**: Se dispone de manera concordante sobre la Facies Buntsandstein y se puede dividir en tres tramos: M1, M2 y M3. En el caso de estudio debido a la ausencia de criterios para diferenciar los dos primeros tramos, se denominará M2 al conjunto, pues son las características de este tramo las que se han podido identificar con mayor precisión en el estudio de campo. El tramo M2 se caracteriza por la dominancia de limos y margas de colores variados (rojizos, pardos y amarillentos) y la presencia de niveles carbonatados poco potentes, sobre todo a techo, en un cambio gradual hasta el siguiente tramo. El tramo M2 presenta un espesor que ronda los 20 m (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978). El tramo M3 es carbonatado y llega hasta 90 metros de potencia en la zona cercana de Morata de Jalón, aunque se describe un cambio a menor potencia hacia el noroeste en toda la Rama Aragonesa (Arribas, 1985). Dominan las dolomías de color gris oscuro (Figura 2B) y aspecto generalmente masivo pero que pasa a “tableado” en la parte superior del tramo, observándose niveles lutíticos de escasa potencia en esta parte. Un rasgo diagnóstico de este tramo observado en campo es la presencia de nódulos de sílex.

-**Facies Keuper**: Se dispone concordante respecto a los niveles carbonatados de la Facies Muschelkalk y aflora en el centro y norte del mapa (Anexo I). Los materiales que aparecen son arcillas abigarradas (amarillas, rojizas, verdes y grises) y yesos también de colores variados (blanco, rojo, verdoso, etc.), además de niveles carbonatados de poca potencia. Tal como se especifica en Ramírez del Pozo *et al.* (1978), alcanza una potencia de 80 metros en esta zona, aunque es difícil determinar su potencia real debido a la presencia de muchos contactos mecanizados. Esta facies constituye, además, el principal nivel de despegue en la zona, hecho que será abordado en posteriores apartados. Es importante destacar que en la zona de Tierga y dentro de la Facies Keuper, afloran ofitas en pequeñas “manchas”. Se trata de rocas muy alteradas formadas por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos, de textura porfídica holocristalina (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978).

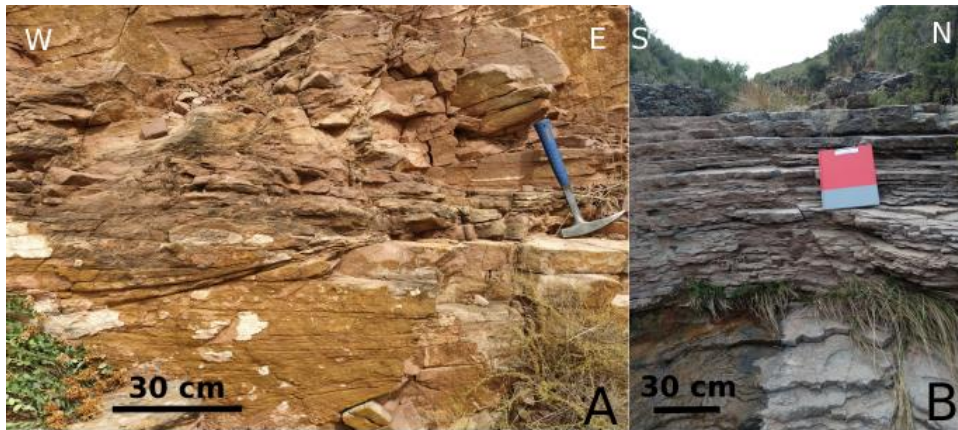


Figura 2: (A) Facies Buntsandstein en la zona de la carretera A – 1301, que forma parte del Tramo 9 de la columna de detalle que se describe en el apartado 4.4. Puede verse la característica arenisca de color rojizo y la presencia de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada en surco. (B) Facies Muschelkalk (M3) en su zona más “tableada”, situada en el barranco de Las Cenosas, en la parte centro – oeste de la zona estudiada).

-Formación Imón: Como se ha mencionado en anteriores apartados, en muchos casos no se ha podido diferenciar con claridad esta formación de la Formación Cortes de Tajuña. Esta formación se ha descrito en la Cordillera Ibérica como calizas y dolomías arcillosas, cristalinas y de tonos amarillentos (Yébenes y Goy, 1977). En el mapa de cartografía de detalle 2 (Anexo I) se diferencia una unidad que podría tratarse de Imón por sus características litológicas, pero que finalmente se ha incluido como un tramo carbonatado de la Facies Keuper debido a la variación lateral a materiales arcillosos y yesíferos.

Jurásico

-Formación Cortes de Tajuña: Aparece en el centro y norte del mapa. Está formada por materiales carbonatados de tonos grises, con una parte inferior de la unidad dominada por carnioles grises y una parte superior con brechas dolomíticas de color gris a amarillento, con cantos de composición carbonatada. El espesor de ambos tramos alcanza en total 90 metros (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978). En el área estudiada se han identificado algunos intervalos bien estratificados (Figura 3A) dentro de la unidad, en contraste con el aspecto masivo o mal estratificado que generalmente presenta (Sánchez – Moya y Sopena, 2004).

-Formación Lécera: Se trata de una unidad equivalente a la base de la Formación Cortes de Tajuña. Son yesos de tonos grises y amarillentos (Figura 3B) que pasan lateralmente a los materiales carbonatados de la Formación Cortes de Tajuña (Sánchez – Moya y Sopena, 2004). Se ha identificado al norte de la zona de estudio.

4.1.3: Cenoico

En el área de estudio se reconoce en la zona noreste del mapa (Anexo I) y en un pequeño afloramiento conglomerático en el barranco de Valdelosa, en la parte centro – norte del mapa, sin embargo, los materiales del Cenoico no han sido objeto de un estudio exhaustivo. Los materiales que aparecen al noreste del mapa son del Mioceno; se describen en la zona dos unidades (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978): una de ellas formada por areniscas y conglomerados con cantos de caliza, y otra en la que dominan las calizas lacustres y tobáceas fluviales. Los depósitos cuaternarios del río Isuela y el barranco de Valdelosa no se han cartografiado debido a la sustancial pérdida de información cartográfica que supondría su representación en el mapa.

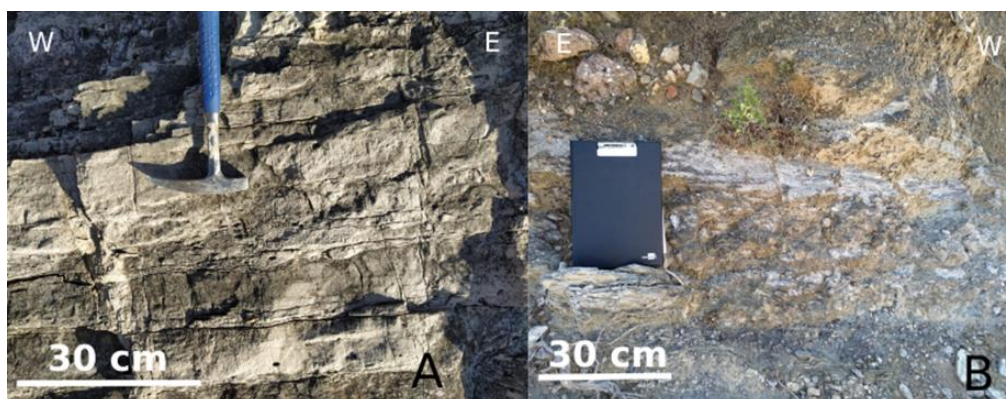


Figura 3: (A) Detalle de la Formación denominada como Imón – Tajuña, en su parte más estratificada, situada en la zona de El Estrecho. (B) Formación Lécera en la zona norte del mapa, donde pueden verse los colores típicos de los yesos que la forman.

4.2: MAPA GEOLÓGICO

Las unidades descritas en el anterior apartado aparecen representadas en el mapa geológico, así como las estructuras tectónicas que las afectan (Figura 5). El mapa geológico general con los datos tomados y los dos mapas de detalle se incluyen en el Anexo I.

En el extremo sureste del mapa afloran los materiales del Paleozoico que, como se ha señalado, corresponden al Cámbrico (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978). En la zona occidental se encuentran en contacto con la facies Buntsandstein mediante un cabalgamiento de orientación NNE – SSW. Si se sigue la sucesión hacia el norte, sin embargo, se encuentran dispuestos en contacto discordante bajo los materiales descritos para el Pérmico – Triásico.

En el resto del mapa dominan los materiales del Mesozoico, exceptuando la esquina noreste y un pequeño afloramiento en el barranco de Valdelosa, donde afloran, dispuestos de manera discordante sobre el Mesozoico, los materiales del Mioceno. En el afloramiento noreste, estos carbonatos del Mioceno presentan un ligero basculamiento hacia el norte. La sucesión del Mesozoico comienza con las areniscas y lutitas de la facies Buntsandstein, que alcanza su mayor extensión en la zona sur del mapa, donde llegan a aparecer buzamientos subverticales cerca del contacto con la facies Muschelkalk (tramo M2), concordante con la anterior. El tramo carbonatado superior del Muschelkalk (M3) representa un resalte topográfico en los afloramientos de la zona estudiada, en contraposición con el tramo margoso intermedio (M2). La facies Keuper, concordante con el tramo M3, es la última unidad del Trías Germánico y constituye el principal nivel de despegue regional en la zona de estudio.

La sucesión del Triásico aparece afectada por múltiples estructuras tectónicas. Al sur se identifican varios pliegues a la altura del barranco de Valdejarque (Bco. Valdejarque en el mapa), entre los que destaca un pliegue monoclinial que podría representar el flanco norte de un gran pliegue en rodilla de vergencia norte.

En la zona del barranco de Las Cenosas (Bco. Las Cenosas en el mapa), en la parte centro – occidental del mapa, aparece el tramo M3 afectado por varios pliegues de escala decamétrica con dirección aproximadamente E – W (Figura 4). La zona de Las Cenosas está atravesada, en la misma dirección E – W, por un anticlinal de mayor escala y sentido de inmersión este. Este anticlinal, al este, adquiere una dirección de tendencia ENE – WSW. Al sur del barranco de Las Cenosas se encuentra un sinclinal de dirección aproximadamente ENE – WSW pero que evoluciona en su sector occidental hasta adquirir una

dirección NW – SE. Ambos pliegues afectan también a la Formación Imón – Cortes de Tajuña en los afloramientos más al sur de esta unidad. Al sur del sinclinal aparece un cabalgamiento con morfología arqueada y dirección que varía entre NNW – SSE, en su sector occidental, hasta NE – SW en la parte oriental.

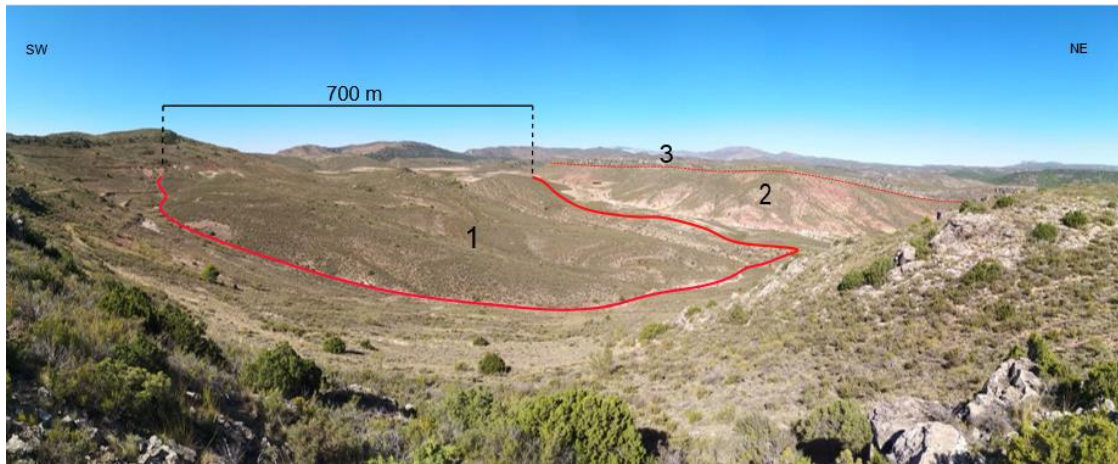


Figura 4: Tramo M3 del Muschelkalk plegado en la zona de Las Cenosas (1), en la que aparecen pliegues de orientación aproximada E – W y escala decamétrica. La zona está atravesada por un pliegue anticlinal de escala mayor y misma orientación. (2) Facies Keuper. (3) Formación Imón – Cortes de Tajuña.

Al noroeste del mapa aparece otro cabalgamiento, con orientación NNW – SSE, y que pone en contacto la facies Buntsandstein y Muschelkalk, en el bloque occidental, con la facies Keuper en el bloque oriental, que corresponde con el bloque hundido. Este cabalgamiento, como muestra la cartografía, afecta al tegumento (Buntsandstein). En este sector del mapa aparece al menos otro cabalgamiento de características similares, pero con dirección NNE – SSW y el bloque hundido al oeste.

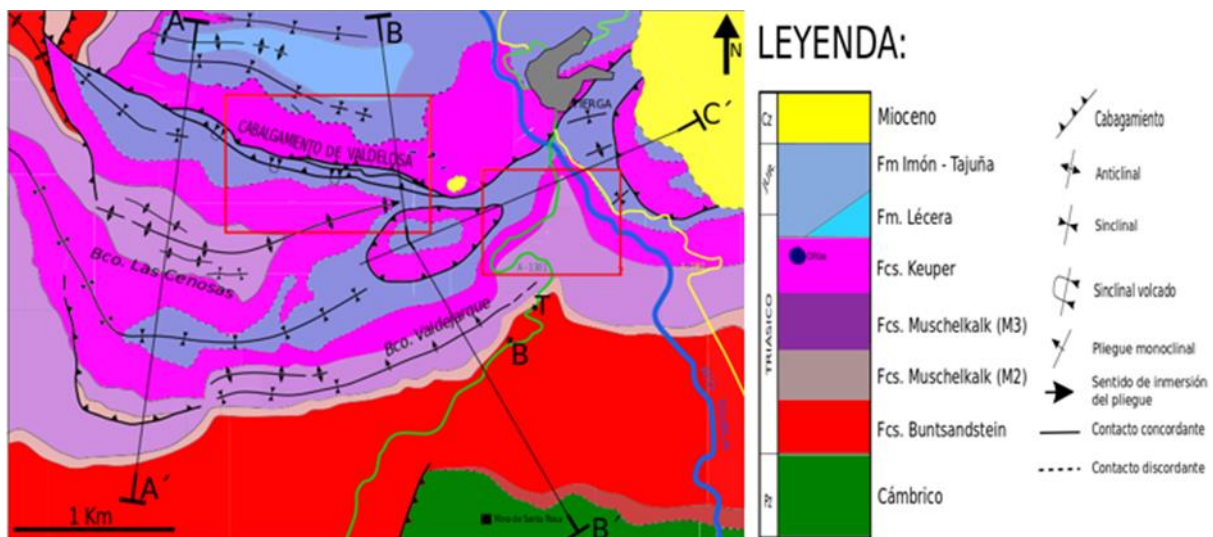


Figura 5: Mapa geológico de la zona estudiada en el que aparecen las unidades y estructuras tectónicas descritas, además de las trazas de los cortes A, B y C, las zonas de cartografía de detalle y la base (B) y techo (T) de la columna realizada. Se incluye la leyenda. En el Anexo I se adjunta una versión de este mapa realizada sobre el mapa topográfico a escala 1.10.000 en la que aparecen los datos de orientación tomados.

La Formación Imón – Cortes de Tajuña, que representa el tránsito Triásico – Jurásico en la zona de estudio y está ampliamente representada en la zona central y norte del mapa, dispuesta de manera

discordante respecto a la sucesión anterior. En la zona central del mapa ha quedado preservado un isleo tectónico formado por la facies Keuper y la base de la Formación Imón – Cortes de Tajuña, dispuesto sobre tramos medio – altos de la Fm Tajuña ss. (en este caso, al corresponder a los tramos dispuestos más a techo de la unidad, se puede asegurar que se trata de la Formación Cortes de Tajuña). Es probable que este isleo tectónico enlace con el cabalgamiento principal que atraviesa la zona de estudio. Este cabalgamiento tiene una dirección que evoluciona de E – W en su zona occidental a NW – SE en la parte oriental y presenta morfología arqueada. Será referido, de aquí en adelante, como cabalgamiento de Valdelosa, ya que es subparalelo al barranco del mismo nombre.

El bloque superior del cabalgamiento de Valdelosa está al norte. En el bloque norte aparece la facies Keuper y la Formación Imón – Cortes de Tajuña. Es en este bloque al norte de la zona de estudio, en el que afloran los yesos de la Formación Lécera, se identifican además varios pliegues de dirección WNW – ESE. En el bloque inferior, al sur del cabalgamiento de Valdelosa, se puede identificar el mencionado anticlinal que atraviesa el Barranco de las Cenosas y, además, la Formación Imón – Cortes de Tajuña forma un sinclinal volcado de bloque inferior que tiene vergencia sur.

Desde el punto de vista estructural, la zona del Cabalgamiento de Valdelosa es importante debido a su complejidad por la presencia, justo al sur de este cabalgamiento, de dos cabalgamientos de igual orientación, pero menor desarrollo, que individualizan dos “horses”. En superficie se observa como estos cabalgamientos afectan a la Formación Imón – Cortes de Tajuña y pueden identificarse en la denominada “zona del Estrecho” (Figura 6A).

Al este de la zona de estudio aparece la sucesión facies Keuper y Formación Imón – Cortes de Tajuña sobre tramos superiores de Tajuña ss, en contacto por un cabalgamiento (Figura 6B). En el bloque inferior la Formación Imón – Cortes de Tajuña se ve afectada por varios pliegues de escala decamétrica y dirección que varía entre E – W y NW – SE. El cabalgamiento podría verse afectado, a su vez, por estos pliegues.

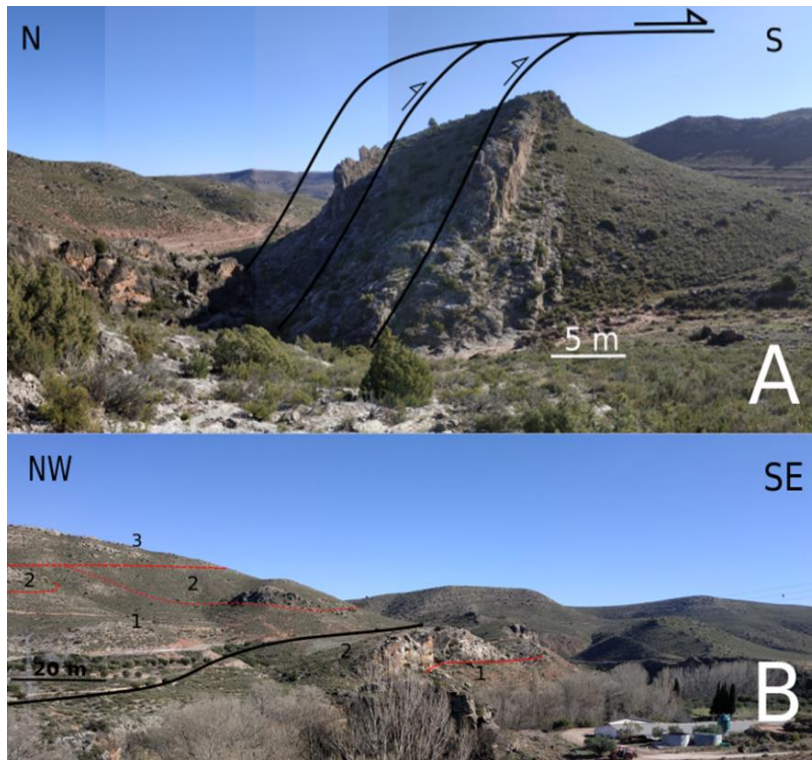


Figura 6: (A) Representación del cabalgamiento de Valdelosa (al norte) y los dos cabalgamientos (“horses”) asociados. La estructura se representa en los cortes geológicos. (B) Facies Keuper y Formación Imón – Cortes de Tajuña en la parte este de la zona de estudio. La imagen representa un corte aproximadamente perpendicular de la repetición estratigráfica de esta sucesión, en contacto mecánico mediante un cabalgamiento, cuya traza aproximada se representa en color negro: (1) Facies Keuper; (2) Fm Imón – Cortes de Tajuña; (3) Carbonatos del Mioceno.

Del estudio de la cartografía puede deducirse que existen cuatro direcciones principales para todas las estructuras tectónicas estudiadas: NW – SE, NNW – SSE, WNW – ESE y NNE – SSW.

4.3. CORTES GEOLÓGICOS

Se ha realizado un total de cuatro cortes geológicos de la zona de estudio cuyas trazas están representadas sobre los mapas adjuntos. En estos cortes aparecen representadas las principales estructuras que atraviesan la zona. Todos los cortes se incluyen en el Anexo II.

Los cortes A – A' y B- B' atraviesan toda la zona de estudio de norte a sur, pues la mayoría de las estructuras presentan una orientación próxima a E – W. Por el contrario, el corte C – C' presenta una traza paralela a las principales estructuras tectónicas, atravesando el isleo tectónico de la parte central. que aparecen en la zona perpendicularmente a la dirección de movimiento, por lo que se obtiene un mayor detalle de la disposición de estas estructuras. El corte D – D' muestra un detalle de la zona de El Estrecho, donde aparecen los cabalgamientos secundarios asociados al cabalgamiento de Valdelosa, en su tramo centro – occidental (ver Figura 5).

El cabalgamiento de Valdelosa es la principal estructura frágil que atraviesa la zona de estudio, subparalelo al barranco del mismo nombre. La orientación de su traza varía de WNW – ESE, en su parte occidental y central, hasta NE – SW en su tramo oriental. El resto de las macroestructuras de la zona también presentan variaciones de orientación, en rangos que van de tendencia NE – SW a tendencia NW – SE. El cabalgamiento de Valdelosa aparece representado en los cortes A – A', B – B' y D – D' y presenta un buzamiento bastante elevado en los lugares donde ha podido ser identificado en campo, sin embargo, en los cortes se ha resuelto que el buzamiento no es constante, formando una gran estructura de rampa – rellano.

En todos los cortes realizados puede observarse que los materiales del Mesozoico experimentan importantes despegues a partir del tramo evaporítico del triásico superior (Facies Keuper) y, en menor medida, del tramo M2 del Muschelkalk. Esto es de importancia a la hora de explicar la formación de los cabalgamientos principales. Un aspecto estructural de interés en la zona de estudio es la presencia de macroestructuras tanto con vergencia hacia el sur (Cabalgamiento de Valdelosa y sinclinal de bloque inferior) como hacia el norte (pliegue en rodilla de los materiales del Mesozoico, que puede verse al sur de los cortes A – A' y B – B'). Mediante los cortes se puede estimar un salto aproximado para el cabalgamiento de Valdelosa de hasta 900 metros.

Los cambios de dirección en las estructuras principales y la presencia de otras estructuras de menos escala evidencian la existencia de, al menos, dos direcciones principales de plegamiento, tal como aparece reflejado en el estereograma adjunto (Figura 7) que se ha realizado con todos los datos de orientación de capas recogidos en campo. Las dos direcciones principales tienen ejes de plegamiento de orientación 02,107 y 17,243.

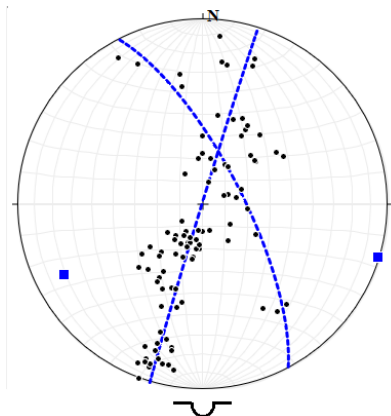


Figura 7: (A) Estereograma (Red Schmidt, hemisferio inferior) realizado con los datos de planos de estratificación tomados en las unidades del Mesozoico. Los puntos de color negro representan los polos de planos de estratificación, los planos de movimiento y sus polos, los cuadrados de color azul, los ejes de plegamiento (n: 98).

En la zona del Estrecho, se ha decidido realizar otro estereograma (Figura 8) con los datos de orientación de la Formación Imón – Cortes de Tajuña debido a que la abundancia de datos en esta zona es suficientemente representativa como para asociar las estructuras principales a una de las dos direcciones estructurales principales. Del análisis de este estereograma se extrae un eje de plegamiento de orientación 02,110.

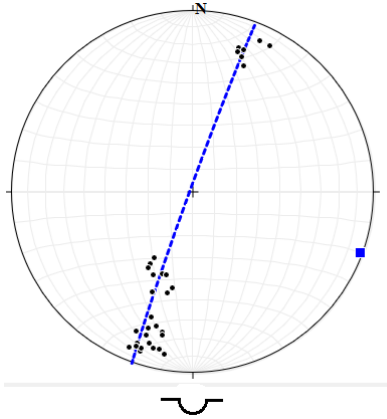


Figura 8: Estereograma (Red Schmidt, hemisferio inferior) realizado con los datos de planos de estratificación de la Formación Imón – Cortes de Tajuña. Los puntos de color negro representan los polos de planos de estratificación, el plano de color azul en línea discontinua representa el plano de movimiento y su polo, el cuadrado de color azul, el eje del plegamiento (n: 34).

A partir del análisis estructural de los datos estereográficos presentados se puede deducir que existen dos orientaciones principales para la estructura tectónica de la zona de estudio, que se asociarían a dos direcciones principales de acortamiento regional: NNW – SSE y NNE – SSW.

4.4: ESTRATIGRAFÍA

La unidad que se ha considerado más interesante para la realización de un perfil detallado es la facies Buntsandstein, debido a las conclusiones paleoambientales que pueden extraerse de su estudio. Para este estudio se ha realizado una columna en el afloramiento de la carretera A – 1301, a escala 1:200. La columna tiene las siguientes coordenadas UTM para base y techo: Base (B): 30TXM615989 – Techo (T): 30TXM6160784. Se ha denominado a la columna Perfil de Tierga y se incluye en el Anexo III.

A efectos de la descripción de tramos, algunos de ellos se han agrupado, aunque aparecen representados por separado en la columna (Anexo III), además, los tramos 32 a 36 de la columna han sido descritos únicamente en términos de espesor y litología debido a su difícil acceso y a la presencia en la zona de fallas y pliegues de escala local que provocan la pérdida parcial de la continuidad de la serie (Figura 10). En varios tramos de la columna se han tomado muestras de roca que se nombran como TIER 1 a TIER 6. De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Yaciente: Lutitas rojas de la facies Buntsandstein.

TRAMO 1: 3,30 metros de arenisca de color gris verdoso con escasas intercalaciones de lutitas de color gris (Figura 9A): Se trata de areniscas de grano medio, que corresponderían con sublitoarenitas. Se distribuyen en cuerpos cuneiformes y lenticulares. Los cuerpos cuneiformes tienen un espesor máximo entre 30 cm y 40 cm. Estos cuerpos tienen en su interior laminación paralela y/o de bajo ángulo. Los cuerpos lenticulares tienen base cóncava y techo entre plano y cóncavo y espesor máximo de 50 cm. Muestran internamente estratificación cruzada planar y en surco. Se observan cuerpos con estratificación ondulada que podría corresponder a estratificación cruzada hummocky. Hacia techo los cuerpos lenticulares presentan tamaño de grano medio – grueso. Hacia la base aparecen lutitas, en cuerpos de 2 a 6 cm de espesor. A este tramo pertenece la muestra TIER 1.

TRAMO 2: 1,60 metros de arenisca de color gris verdoso: Se trata de sublitoarenitas de grano medio que se disponen en cuerpos tabulares, con bases y techos planoparalelos, de 10 a 25 cm de espesor, con laminación horizontal. Las láminas son más finas a techo. A este tramo pertenece la muestra TIER 2.

TRAMO 3: 1 metro de arenisca de color gris claro y marrón claro: Son sublitoarenitas de tamaño de grano medio y grueso. Se disponen en un cuerpo basal cuneiforme, espesor máximo de 60cm, con estratificación cruzada planar y dos cuerpos lenticulares de hasta 40cm de espesor.

TRAMO 4: 1,5 metros de arenisca de color gris claro con cantos lutíticos: Son sublitoarenitas de grano medio y grueso. Aparecen en cuerpos entre tabulares y cuneiformes de potencia entre 30 y 35 cm, con laminación horizontal hacia la base y estratificación cruzada planar a techo. Hacia la mitad del tramo se encuentra un cuerpo lenticular de grano grueso, con base canaliforme, y espesor máximo de 26 cm. En este cuerpo aparecen cantos lutíticos en la base y presenta estratificación cruzada en surco.

TRAMO 5: 1,73 metros de arenisca de color gris claro y marrón claro: Sublitoarenita de grano medio que se dispone en cuerpos tabulares con espesor máximo de 30 cm y que presentan laminación horizontal. A techo los cuerpos son cuneiformes por erosión (Figura 9B).

TRAMO 6: 0,90 metros de conglomerado no granosotenido y arenisca de color gris claro: El conglomerado se encuentra en la base; tiene fábrica no granosotenida, con cantos blandos, lutíticos, tanto ovoidales como planos, de tamaño máximo 10 cm, entre matriz de arenisca. A techo, la sucesión, granodecreciente, evoluciona a sublitoarenita de grano medio que presenta estratificación cruzada en surco en sets lenticulares de espesor decimétrico.

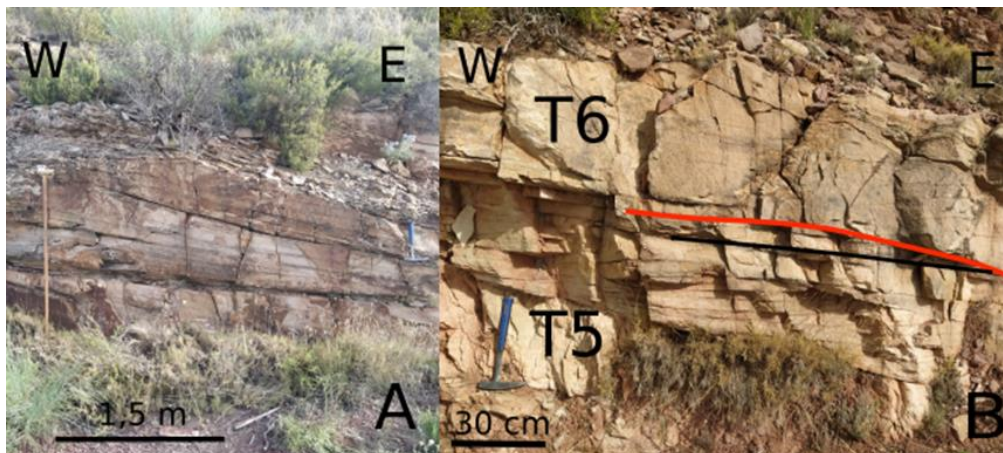


Figura 9: (A) Parte del Tramo 1 de la columna en el que pueden verse varios cuerpos cuneiformes con laminación paralela en su interior. (B) Tramos 5 y 6 de la columna. La línea roja representa la superficie erosiva que separa ambos tramos; en el Tramo 5 (T5) puede verse cómo los estratos tabulares pasan a ser cuneiformes por erosión.

TRAMO 7: 1,4 metros de arenisca color gris claro: Sublitoarenita - Litoarenita de grano grueso que se dispone en cuerpos cuneiformes y lenticulares a techo. Los cuerpos cuneiformes son de espesor decimétrico; en conjunto, forman un set de estratificación cruzada planar. Sobre éste se disponen, en superficie erosiva, un set cuneiforme de estratificación cruzada planar y un set lenticular de 50cm de espesor máximo, con estratificación cruzada en surco. A techo se encuentra otro set lenticular de espesor máximo 20 cm y características similares al anterior. En la representación gráfica, la escala no permite representar todos los cuerpos descritos.

TRAMO 8: 4,9 metros de lutita de color rojo y arenisca de color rojo y gris claro: Las lutitas se disponen en varios paquetes de espesor entre 50 y 70 cm. Los cuerpos de arenisca, de composición sublitoarenita a

grauvaca lítica, son tabulares, con un espesor entre 30 y 40 cm, y granocrecientes, con tamaño de grano fino – medio a medio. Aparece laminación cruzada que podría corresponder con ripples de oscilación u oleaje en el cuerpo más cercano al techo.

TRAMO 9: 1,9 metros de arenisca gris claro y marrón rojizo (ver Figura 2.A): La sublitoarenita presenta grano medio y se dispone en un coset de estratificación cruzada en surco, con sets lenticulares que tienen base y techo cóncavos, con un espesor máximo de 45cm. La geometría de esas superficies permite estimar la orientación del eje del canal, que en este caso sería aproximadamente N-S. La estratificación cruzada en surco indica una dirección SE. A este tramo pertenece la muestra TIER 3.

TRAMO 10: 1,5 metros de lutitas y areniscas rojas: La sublitoarenita presenta grano muy fino y se dispone en un cuerpo aproximadamente tabular, de aproximadamente 30 cm de espesor, hacia la mitad de la potencia del tramo.

TRAMO 11: 3 metros de arenisca y microconglomerado de color gris claro – marrón claro y rojo: Las sublitoarenitas, de grano grueso, se distribuyen en cuerpos lenticulares y cuneiformes, formando un coset de megaestratificación cruzada que aparentemente puede describirse como en surco. Algunos de los cuerpos de sublitoarenita presentan internamente estratificación cruzada planar y en surco. Los microconglomerados aparecen en la base de dos cuerpos de arenisca; uno en la base y otro en el tercio superior del tramo; en ambos casos presentan cantos blandos, ovoidales, de composición lutítica, de tamaño no superior a 4cm y color gris y rojo. Se han encontrado cantos planos de la misma composición. El microconglomerado presenta matriz de sublitoarenita. El cuerpo superior es de color rojo.

TRAMO 12: 12 metros de lutitas de color rojo con intercalaciones de arenisca de color rojo y gris claro: Las intercalaciones de arenisca presentan grano fino y se dispone en paquetes tabulares de aproximadamente 30 cm de espesor.

TAMO 13: 5,65 metros de lutitas, areniscas, limolitas y microconglomerados de color rojo: Las lutitas forman un único paquete de unos 3m de potencia. Las areniscas podrían clasificarse como sublitoarenitas a grauvacas líticas y presentan tamaño de grano de fino a medio; se disponen en la base y en el techo del tramo. En la base, formando cuñas que, en conjunto, constituyen una estructura de estratificación cruzada planar de 1,20 metros de potencia. A techo aparece laminación horizontal y laminación cruzada asociada a ripples, probablemente de oleaje. Ocasionalmente se encuentran niveles milimétricos de cantos blandos. A techo, las areniscas se disponen en un cuerpo tabular de unos 50 cm de espesor y presentan características texturales similares.

Las limolitas, que podrían clasificarse como cuarzograuvasas e incluso grauvacas líticas, se disponen sobre las areniscas inferiores y evolucionan a lutitas a techo. El nivel de limolitas tiene una potencia de 1 metro y presenta, sobre todo en la parte basal, suaves ondas que podrían corresponder con laminación cruzada asociada a ripples. Hacia la base del tramo se encuentra un nivel poco potente de microconglomerado (de hasta 15 cm de potencia) que presenta cantos blandos y planos, de composición variante entre lutita y arenisca de grano fino y color de amarillento a rojizo (Figura 10A). Los cantos tienen un tamaño que no supera 1,5cm. La matriz es de arenisca. La muestra TIER 4 pertenece a este nivel. El tramo completo constituye una sucesión granodecreciente, con un granocrecimiento relativo en la parte superior.

TRAMOS 14 Y 15: 4,30 metros de areniscas, lutitas y microconglomerados de color rojo: Las sublitoarenitas tienen grano de medio a fino y se disponen en cuerpos tabulares y cuneiformes. En la zona basal (que correspondería al tramo 14), se disponen en cuerpos tabulares y cuneiformes. Alcanzan una potencia de 1,70 metros y presenta laminación cruzada que podría estar asociada a ripples unidireccionales. Los ripples unidireccionales indican una dirección de paleocorriente aproximada ESE.

A techo (en la parte correspondiente al tramo 15) aparecen sets tabulares y cuneiformes de potencia en torno a 30cm. En el nivel que correspondería a la base del tramo 15 aparecen, además, cantos blandos y planos lutíticos en un nivel de unos 10 cm de espesor

El nivel lutítico inferior tiene 70 cm de potencia y el nivel lutítico superior tiene 1 metro de espesor y proporciones menores de sublitoarenitas – cuarzoarenitas rojas. Se trata de dos sucesiones que, en conjunto, forman una gran sucesión granodecreciente. En la base de esta sucesión aparecen los microconglomerados, que se disponen en un tramo de 2 cm de potencia, con características idénticas a los encontrados en el tramo anterior, y que presentan estratificación cruzada de bajo ángulo.

TRAMO 16: 6,55 metros de areniscas y lutitas rojas (Figura 10B): Las sublitoarenitas - cuarzoarenitas tienen grano medio y se disponen en cuerpos cuneiformes y lenticulares de 30 a 45 cm de potencia, con estratificación cruzada planar y en surco y laminación cruzada asociada a ripples unidireccionales cuya asimetría indica un sentido de paleocorriente hacia el SW (220°). Estos ripples aparecen a 50 cm sobre la base del primer cuerpo de las areniscas. La estratificación cruzada planar indica un sentido de paleocorriente hacia el SE. Los niveles lutíticos alcanzan potencias de 2,75 metros (sobre el primer tramo de arenisca) y 0,4 m aproximadamente. La sucesión general es granodecreciente.

TRAMO 17: 6,75 metros de arenisca roja con intercalaciones de lutitas rojas (Figura 10C): Las areniscas pueden clasificarse, de la misma forma que en el tramo anterior, como sublitoarenitas – cuarzoarenitas de grano medio; se disponen en sets cuneiformes de espesor en torno a 30 a 50 cm que presentan estratificación cruzada planar y, además, algunos cuerpos de morfología aproximadamente lobular de base plana y techo convexo. La estratificación cruzada indica una dirección de paleocorriente hacia el SW. En la mitad superior del tramo aparecen ondulaciones de gran escala que podrían corresponder con morfologías tipo estratificación cruzada hummocky. Las intercalaciones de lutita son poco potentes y no superan los 10 cm de espesor.

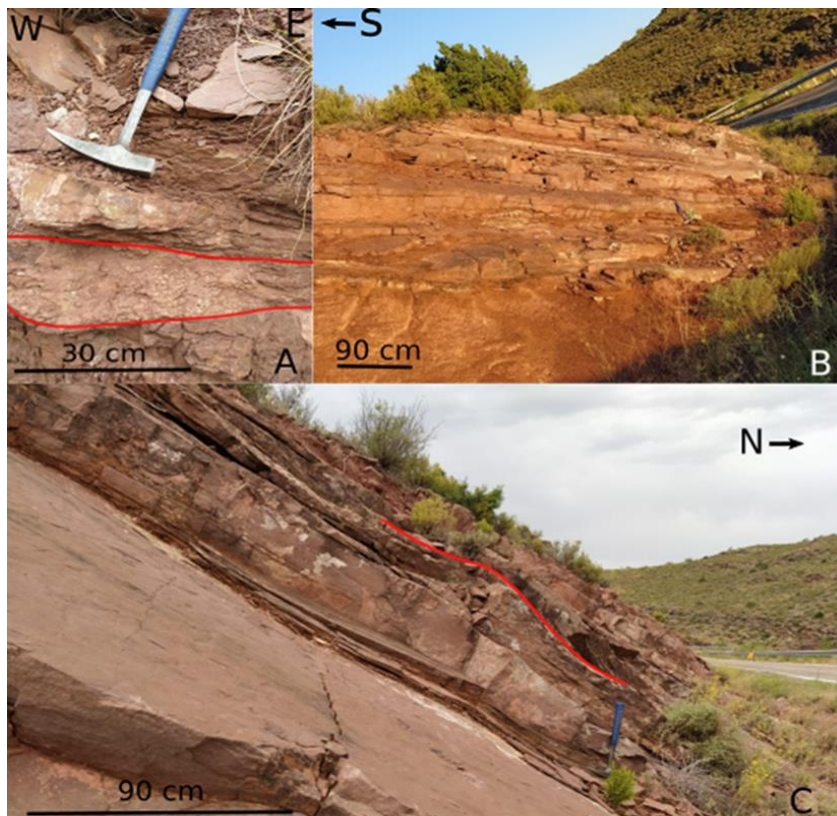


Figura 10: (A) Nivel microconglomerático (delineado en rojo) de la base del tramo 13. (B) Vista general del tramo 16. (C) Vista general del tramo 17. Se resalta en rojo el nivel del plano en el que se identifican las ondulaciones que podrían corresponder con estratificación cruzada hummocky.

TRAMO 18: 6 metros de lutitas rojas con intercalaciones de arenisca rojas: Las areniscas tienen grano medio y se disponen en varios cuerpos en la parte central del tramo. El afloramiento no permite más apreciaciones.

TRAMO 19: 2,5 metros de areniscas rojas: La sublitoarenita - cuarzoarenita tiene grano medio; forma un paquete aparentemente tabular compuesto por estratos entre tabulares y cuneiformes, de espesor decimétrico. Aparece estratificación cruzada planar en la base, que indica una dirección de paleocorriente hacia el NE.

TRAMOS 20 y 21: 4 metros de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas.: La sublitoarenita – cuarzoarenita presenta tamaño de grano fino – medio y se dispone en estrato tabulares de 10 a 25 cm de espesor, que presentan laminación horizontal y se sitúan a techo, correspondiendo con el tramo 25 de la representación gráfica.

TRAMO 22: 15,5 metros de lutitas rojas y grises con intercalaciones de areniscas rojas.: Las lutitas forman un paquete aparentemente masivo. A techo las lutitas presentan color gris en una franja de unos 10cm. A los 12 metros sobre la base del tramo aparece un nivel de areniscas rojas que no se han clasificado y descrito detalladamente debido a su difícil acceso, ya que se sitúan en el fondo del barranco.

TRAMO 23: 1 metro de areniscas y conglomerados de color gris. (Figura 11A): Las areniscas, que podrían corresponder con sublitoarenitas, tienen tamaño de grano que va de medio a grueso, en sucesión granodecreciente desde los conglomerados basales hasta el techo. Las areniscas forman cuerpos lenticulares y cuneiformes de espesor decimétrico que presentan laminación horizontal y laminación cruzada asociada a ripples de oleaje; esta última se dispone en varios sets de unos 3cm, formando en conjunto un nivel de aproximadamente 10 cm de potencia. La laminación asociada a ripples indica sentido norte y sur.

A techo aparecen cuñas con laminación paralela y estratificación cruzada planar que indica un sentido de paleocorriente hacia el NW. Las cuñas, en conjunto, forman otra estructura de estratificación cruzada planar y se acuñan hacia este y oeste. En la base del tramo hay conglomerados granosostenidos con cantos blandos, de composición lutítica, que alcanzan un tamaño máximo de 2,5 cm. Los conglomerados presentan estratificación cruzada en surco.

TRAMO 24: 0,40 metros de arenisca gris claro. (Figura 11B): Sublitoarenitas - litoarenitas de tamaño de grano medio a grueso. Se disponen en un cuerpo de morfología aproximadamente cuneiforme, con base irregular, y que internamente presenta superficies curvas con estratificación cruzada que parece planar en la zona basal, pero la aparición de pequeñas lentículas a techo hace sospechar que se trata de estratificación cruzada en surco.

En la base aparecen fragmentos vegetales de color marrón - rojizo (oxidados) que tienen una anchura entre 0,5 cm y 1 cm y longitud de hasta 6 cm. Se ha encontrado también un molde interno de erizo de 1 cm de diámetro. Los fragmentos vegetales son paralelos a la superficie de estratificación y no se aprecia orientación preferente

TRAMO 25: 1,10 metros de arenisca de color granate claro: La arenisca, que puede ser sublitoarenita, tiene tamaño de grano de medio a grueso en sucesión granodecreciente hacia techo. Se dispone en sets tabulares o ligeramente cuneiformes con laminación horizontal

TRAMO 26: 1,30 metros de areniscas y microconglomerados rojos: En este tramo se han diferenciado tres cuerpos. El cuerpo basal tiene 60 cm de potencia y es una litoarenita de grano grueso en la base, con algunos cantos blandos lutíticos y estratificación cruzada en surco. Por encima de la arenisca de grano grueso aparece arenisca de grano similar, sin cantos blandos, y que tiene laminación cruzada de bajo

ángulo y una franja de menor potencia de microconglomerado con cantos blandos. A techo hay areniscas de grano medio a grueso. La secuencia general de este cuerpo es granocreciente hasta la mitad de su potencia y grandecreciente hasta el techo.

El segundo cuerpo tiene 35 cm de potencia y base canaliforme, en la que se encuentra sublitoarenita - litoarenita de grano grueso, que podría describirse también como microconglomerado no granosostenido debido a que tiene cantos blandos centimétricos. Hacia techo aparece arenisca de características similares de grano grueso que presenta estratificación cruzada en surco. El cuerpo representa una sucesión granodecreciente (Figura 11C)

El cuerpo superior es tabular y tiene 35 cm de potencia. La sublitoarenita - cuarzoarenita en este cuerpo tiene tamaño de grano de grueso a medio, en sucesión granodecreciente. A base aparecen unas estructuras que probablemente correspondan con *flames* de lutita, aunque también podría tratarse de cantos blandos de forma irregular. A techo aparece estratificación cruzada planar, laminación horizontal, *climbing ripples* y laminación cruzada asociada muy probablemente a ripples de oscilación. Los *climbing ripples* indican una paleocorriente con tendencia WNW y la estratificación cruzada planar indica sentido norte (Figura 11D).

TRAMO 27: 1,90 metros de areniscas - limolitas y lutitas de color rojo: Son cuarzoarenitas - cuarzograuvacas de grano muy fino en la base, que podrían denominarse incluso como limolitas. Forman dos cuerpos tabulares que presentan laminación horizontal y probablemente ripples. En el sedimento fino aparecen impresiones de gotas de lluvia y sus moldes (Figura 11E). Las lutitas forman dos niveles de espesor decimétrico. Grosso modo, el tramo forma una sucesión granodecreciente. A este tramo pertenecen las muestras TIER 5 y TIER 6.

TRAMO 28: 1,75 metros de arenisca y lutitas de color rojo y microconglomerado - arenisca de color amarillento: La base tiene geometría canaliforme y es erosiva. Aparecen microconglomerados basales que podrían describirse también como litoarenitas de grano muy grueso y que presentan cantos blandos con un tamaño en torno a 1cm, alcanzando un tamaño máximo de 4,5cm. Los cantos son de lutita con color rojo a verdoso, el microconglomerado es de color amarillento. Este nivel es granodecreciente y alcanza una potencia de 30cm.

Tras este nivel aparece otro de sublitoarenitas de grano medio y 1,25 metros de potencia. Se dispone en un coset de estratificación cruzada en surco con cuerpos lenticulares de base y techo curvo. Se aprecia en el nivel un estratocrecimiento. Los surcos tienen dirección NW-SE. A techo hay un nivel de lutitas rojas de unos 20cm dispuestas en un cuerpo lenticular.

TRAMO 29: 1,25 metros de arenisca roja: Sublitoarenita de grano medio dispuesta en cuerpos tabulares en la base, que lateralmente evolucionan a surcos con estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar que indica una dirección de paleocorriente N-S y se dispone en un set cuneiforme. De base a techo aparece estratificación cruzada en surco, estratificación horizontal y de bajo ángulo y finalmente estratificación cruzada planar.

TRAMO 30: 1,05 metros de arenisca roja: Sublitoarenita de grano medio que presenta estratificación horizontal y se dispone en cuerpos aproximadamente tabulares. En los 35 cm más a techo del tramo hay estratificación cruzada planar que indica una paleocorriente N-S.

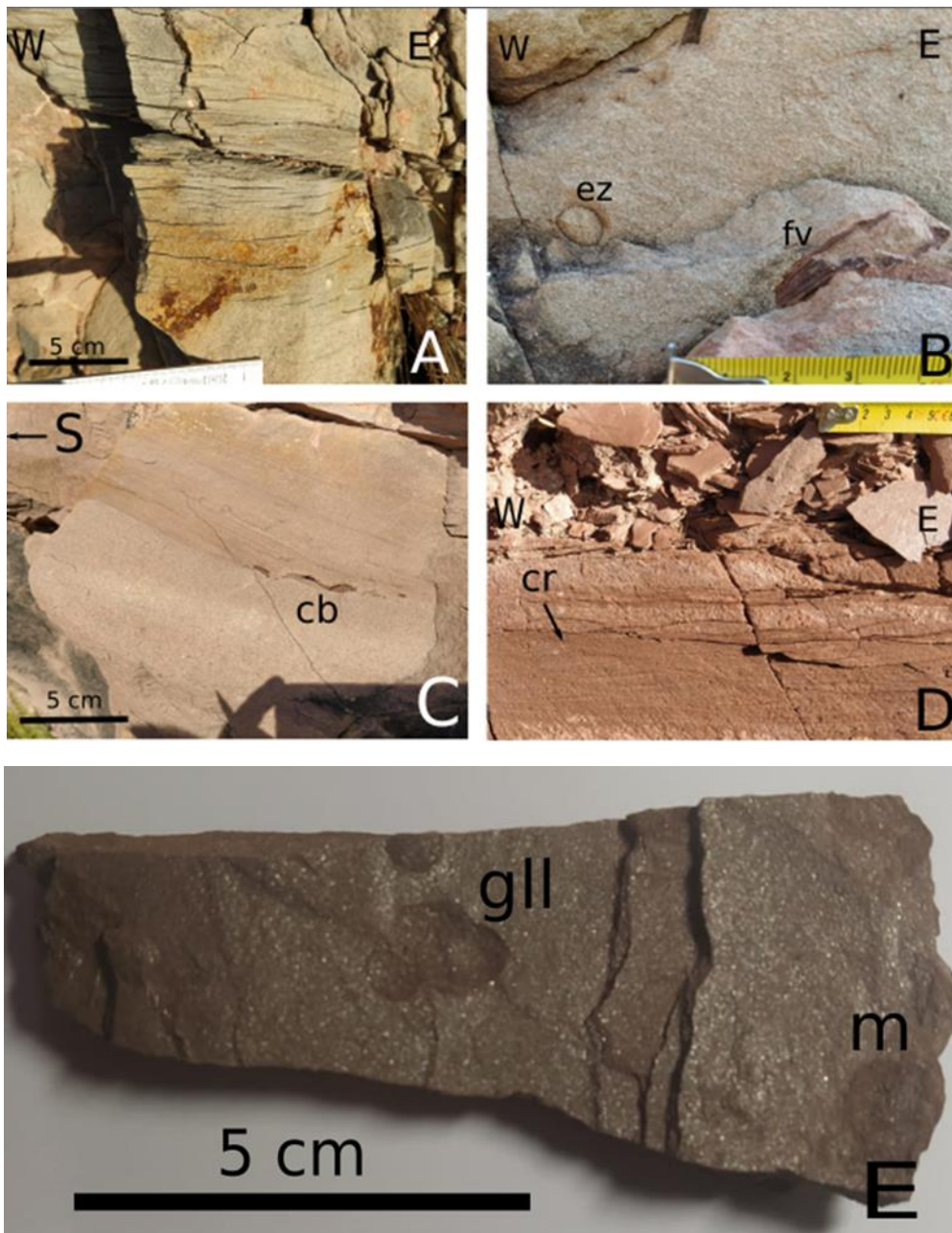


Figura 11: (A) Detalle del nivel dentro del Tramo 23 en el que aparece laminación cruzada asociada probablemente a ripples de oleaje. (B) Base del tramo 24 en la que aparecen fragmentos fósiles de vegetales y un fósil que corresponde a un erizo (ez: erizo; fv: fragmento vegetal). (C) Detalle del Tramo 26, pueden verse catos blandos (cb) en la base de un nivel con estratificación cruzada en surco. (D) Nivel superior del Tramo 26, en el que aparecen climbing ripples (cr) entre otras estructuras. (E) Muestra tomada en el Tramo 27 (gll: impresiones de gotas de lluvia; m: molde de impresiones de gotas de lluvia).

TRAMO 31: 4,5 metros de alternancia de areniscas y lutitas de color rojo (Figura 12): Las areniscas forman cuerpos tabulares de potencia aproximada 0,5 metros. Las condiciones de acceso al afloramiento no permiten mayor detalle en este tramo.

TRAMO 32: 3 metros de arenisca roja.

TRAMO 33: 1,5 metros de lutitas rojas.

TRAMO 34: 4,5 de areniscas de color blanquecino en superficie.

TRAMO 35: 18 metros de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas.

TRAMO 36: 4 metros de areniscas rojas y grises: Se trata de un tramo invertido y las areniscas presentan estratificación cruzada en surco. Su posición estratigráfica no es segura.



Figura 12: Tramos finales de la columna en los que la sucesión se encuentra en zonas de difícil acceso o se ven afectados por fallas y pliegues de escala métrica que impiden seguir la serie.

5: DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A partir del estudio estructural y estratigráfico en la zona de Tierga, se puede establecer un modelo esquemático para la evolución geológica y una interpretación paleoambiental para la facies Buntsandstein. Para una exposición clara de estas interpretaciones se ha decidido dividir la exposición en tres subapartados.

5.1: EVOLUCIÓN DE LA RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Para realizar una interpretación aproximada de la estructura tectónica y sedimentología de la zona de estudio es importante conocer la historia geológica del entorno de Tierga, por tanto, en este apartado se expone la evolución de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, centrada en su extremo noroeste.

5.1.1: Evolución de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico

En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica aparecen sedimentos de edad Pérmico Superior que están representados por la Formación Conglomerados y lutitas de Araviana (Arribas., 1985) y representan el comienzo de la sedimentación de la primera etapa del Rift Mesozoico Ibérico. Esta primera etapa supone una fase de rifting que abarca el Pérmico Superior y el Triásico (Figura 13). En este mismo sector, durante el final del Pérmico y el comienzo del Triásico, tiene lugar una generalización de la subsidencia que permite la ampliación de las áreas de depósito y una sedimentación de grandes espesores, entre 200 y 600m, lo que explica el espesor de la facies Buntsandstein en la zona estudiada (Muñoz et al., 1995; Arche y López Gómez., 1996).

Tras la etapa inicial de rifting tiene lugar el máximo desarrollo del rift durante el Anisiense – Ladiniense. En diferentes áreas de la Cordillera Ibérica, incluido el sector noroeste la Rama Aragonesa, se han identificado secuencias que representan transgresiones del Tethys hacia el interior de Iberia desde el este. En la zona del Moncayo, la primera transgresión estaría representada por la Formación Lutitas y Areniscas de Calcena (Meléndez *et al.*, 1995), cuyo tramo superior, junto al tramo M2 del Muschelkalk,

representa una caída del nivel del mar (Arribas., 1985). Por otra parte, el tramo M3 del Muschelkalk corresponde con la segunda transgresión marina, más importante que la anterior y en la que se identifican, a su vez, dos pulsos de invasión marina englobados en un mismo episodio de transgresión (Calvet y Tucker., 1988; Meléndez et al. 1995). El tramo M3 se define como una rampa carbonatada somera con nivel del mar más elevado (Figura 13)

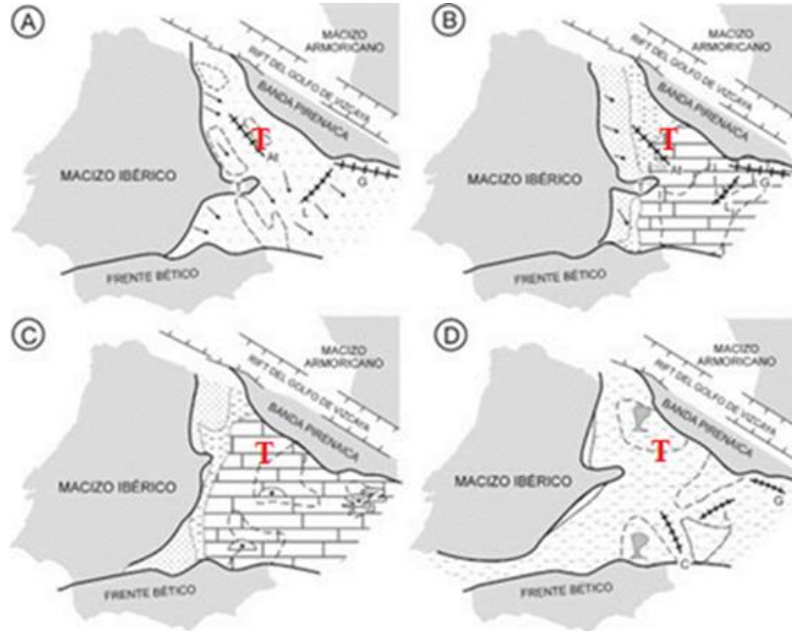


Figura 13: Esquema paleogeográfico y distribución de facies durante el Triásico en la Cordillera Ibérica: (A) Facies Buntsandstein, Triásico Inferior. (B) Facies Muschelkalk (M2), Anisiense. (C) Facies Muschelkalk (M3), Ladiniense. (D) Facies Keuper (Triásico Superior). T: Tiera (Modificado de Sopena et al., 1988)

Tras la facies Muschelkalk se deposita, en el Triásico Superior (Carniense – Noriense), la facies Keuper, que representa aproximadamente las últimas etapas de la actividad del Rift Ibérico. En esta etapa tiene lugar un episodio de magmatismo subvolcánico (pre – Hettangiense), descrito ampliamente en la Rama Aragonesa, en el que se emplaza un *Sill* formado por “ofitas” (Lago et al., 1996).

La Formación Imón (Noriense - Rhaetiense) también se ha descrito para esta zona de la Cordillera Ibérica y supone un episodio transgresivo sobre la facies Keuper que supone el inicio de varios ciclos de transgresión – regresión a lo largo del Jurásico Inferior y Medio (Gómez y Goy., 1998). La Formación Cortes de Tajuña, de edad Hettangiense – Sinemuriense, corresponde con el episodio transgresivo complementario a la regresión anterior. La Formación Cortes de Tajuña y la Formación evaporítica Yesos de Lécera, esta última identificada únicamente en la Rama Aragonesa, son equivalentes laterales dentro de este episodio regresivo. Las brechas de la Fm Cortes de Tajuña corresponderían al colapso del tramo evaporítico y la Fm Lécera a los yesos que no llegaron a disolverse, motivo por el cuál aparece un cambio lateral entre estas formaciones (Gómez y Goy., 1998).

Tras esta etapa post - rift comienza la segunda etapa de rifting activo, que abarca desde el Jurásico Superior (Oxfordiense) hasta el Cretácico Inferior (Albiense). Se trata de un periodo marcado por la presencia de grandes zonas de subsidencia, con elevadas tasas de sedimentación. Ya en el Cretácico Superior comienza a establecerse una segunda etapa post – rift, en la que se da el mayor ascenso eustático del Mesozoico. (Salas et al., 2001).

Las fallas principales que actúan durante los procesos del rifting del Mesozoico, identificadas en la zona del Moncayo y otras áreas de la Rama Aragonesa, enlazan en la mayoría de los casos con el basamento Paleozoico, ya que se forman a partir de estructuras hercínicas previas (Gimerá, 2004). La dirección de estas estructuras tiende a NW – SE.

5.1.2: Estructuración alpina del sector noroeste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica

La estructuración Alpina de la Cordillera Ibérica comienza en el Santoniense y se desarrolla principalmente en el Eoceno. La zona, que previamente había experimentado las distintas etapas del rift Mesozoico, presentaba una corteza debilitada por lo que pudo asimilar fácilmente la deformación compresiva de esta etapa (Álvaro *et al.*, 1979; Álvaro., 1987).

La principal dirección estructural en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica es NW – SE, sin embargo, se han descrito diferentes variaciones estructurales en distintos lugares de la Rama Aragonesa. Al igual que ocurre en la zona de Tierga, esta dirección estructural dominante desaparece y la orientación de las distintas estructuras es variada. Esto se debe a que la estructuración durante esta etapa es compleja y hacer una separación en etapas bien definidas es difícil, pues pueden llegar a actuar a la vez varios campos de esfuerzo (Simón y Paricio., 1988; Simón., 1990). No obstante, en estudios posteriores realizados en el cabalgamiento de Utrillas (Teruel) se han podido identificar varias etapas compresivas, mediante el estudio de lineaciones de disolución en cantos de conglomerados de esta época y otros indicadores de paleoesfuerzos (Simón y Liesa., 2011; Simón., 2019). En este contexto se diferencia una dirección de paleoesfuerzos NE – SW y otra NNE – SSW, que corresponderían, respectivamente, con los campos Ibérico y Pirenaico. Además, se han identificado un campo de esfuerzos de dirección ESE que podría corresponder al campo bético y otro bético tardío NNW – SSE (compresión Guadarrama).

5.2: MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA ZONA DE TIERGA

El principal problema a la hora de realizar una interpretación detallada de la evolución estructural de la zona estudiada es la ausencia de indicadores cinemáticos de las estructuras principales, por lo que la propuesta evolutiva se ha elaborado en base a la cartografía, los cortes geológicos y los datos de dirección y buzamiento tomados en campo. Con estos datos se pueden proponer una serie de etapas evolutivas:

Etapas 1 (Figura 14.1): La primera etapa que afectaría a la zona de estudio sería extensiva, bajo un campo de esfuerzos de dirección aproximada NNE – SSW, y generaría la falla que posteriormente se reactiva como Cabalgamiento de Valdelosa. Esta suposición se hace por la presencia en el bloque superior de la Formación Lécera y su ausencia en el bloque inferior. La falla se habría formado simultáneamente a la sedimentación de la Formación Cortes de Tajuña por lo que, probablemente, la presencia de la Formación Lécera en el bloque superior se deba a la formación de una pequeña cuenca sedimentaria durante esta época en el bloque superior de la falla, en la que los yesos podrían haberse conservado mientras que en el bloque inferior se habrían disuelto, generando las brechas de la Formación Cortes de Tajuña (Figura 14A). La falla enlaza con el zócalo Paleozoico. Esta etapa coincidiría con los últimos momentos de activación del primer rift del Mesozoico.

Etapas 2 (Figura 14B): Se trata de una etapa compresiva que pertenecería a la Orogenia Alpina. La dirección de las estructuras generadas es WNW – ESE, con una dirección de acortamiento NNE – SSW. Esta etapa habría generado los cabalgamientos secundarios que formarían los “horses” asociados a la falla de Valdelosa, que se habría reactivado como cabalgamiento en esta época, englobando estos cabalgamientos de menor desarrollo. El cabalgamiento principal adquiere una morfología de rampa - rellano. Tanto el cabalgamiento como otras estructuras generadas en esta etapa, por ejemplo el anticlinal de bloque inferior, tienen vergencia sur. El isleto tectónico de la zona central del mapa correspondería con la rampa de este cabalgamiento.

Etapa 3: La tercera etapa es también compresiva (Figura 14C) y generaría estructuras de dirección NNW – SSE. Al noroeste del mapa hay un cabalgamiento de esta dirección que corta la traza el Cabalgamiento de Valdelosa, lo que permite deducir que es posterior. Esta etapa compresiva provoca un cambio de dirección en otras estructuras, que tienden a adquirir la dirección de estructuración de esta etapa (NNW – SSE). Esta etapa genera estructuras de vergencia norte y es probable que verticalice estructuras previas.

Etapa 4 (Figura 14D): Última etapa compresiva, que genera estructuras de dirección NE – SW a ENE – WSW que aparecen en el sector centro – occidental del mapa, bajo un campo de esfuerzos que probablemente tuviese una orientación NW – SE. Esta etapa supone la formación de un gran pliegue de fondo en rodilla que afecta al Mesozoico de este sector, y supone la verticalización del cabalgamiento de Valdelosa y el cambio de dirección de estructuras anteriores, hasta adquirir la correspondiente a esta etapa. El pliegue en rodilla y otras estructuras de esta etapa tienen vergencia norte.

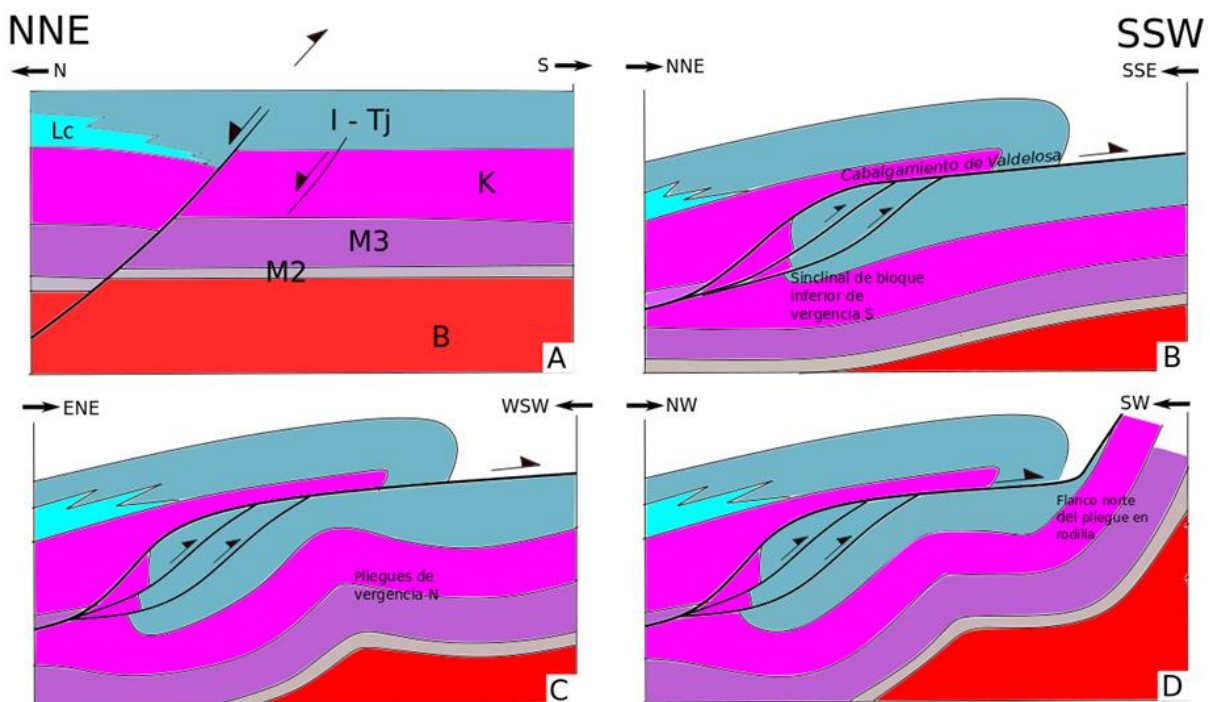


Figura 14: Evolución tectónica esquemática de la zona de Tierra. (A) Primera etapa, extensiva; (B) Segunda etapa, compresiva; (C) Tercera etapa, compresiva; (D) Cuarta etapa, compresiva. B: Facies Buntsandstein; M2 y M3: Tramos medio y superior de la facies Muschelkalk; K: Facies Kuper; I – Tj: Formación Imón – Cortes de Tajuña; Lc: Formación Lécera.

A pesar de que, en principio, pueden proponerse estas cuatro etapas, es necesario realizar algunas puntualizaciones sobre este modelo: (1) El afloramiento al este en el que aparece una repetición de la serie facies Keuper y Fm Imón – Cortes de Tajuña probablemente podría corresponder con un isleo tectónico pero esta afirmación no ha podido ser respaldada por datos debido a la presencia de los materiales del Mioceno fosilizando parcialmente esta estructura; (2) Los materiales del Mioceno están ligeramente basculados al norte, lo que implica la actuación de una etapa posterior a las descritas, de menor entidad, y que podría corresponder con alguna de las descritas en Simón y Liesa. (2011) para el Mioceno, como el campo Pirenaico, que una orientación concordante; (3) Atendiendo a la representación estereográfica (ver Figura 5) podemos estimar que las etapas antes descritas generan estructuras en las que predomina una dirección media E – W con dos variaciones: WNW – ESE y ENE – WSW. Esto puede deberse a que, como se describe en Ramírez del Pozo *et al.* (1978), en esta zona de la Cordillera Ibérica las estructuras tardi - hercínicas previas han condicionado la estructuración actual, lo que explicaría la presencia de

direcciones anómalas respecto a la general Ibérica, NW – SE. Suponiendo esto, se puede establecer que, aunque se podría explicar la morfología arqueada de las estructuras de la zona sin recurrir a cuatro etapas de deformación, la influencia del relieve tardi - hercínico ha provocado estos cambios de dirección.

5.3: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL: FACIES BUNTSANDSTEIN.

En numerosos estudios se han propuesto modelos paleoclimáticos para el Triásico Inferior europeo y, más en profundidad, de Iberia. En algunos de estos estudios se predicen precipitaciones inferiores a los 200mm al año, lo que indica un clima de gran aridez (Perón et al., 2005); por esta razón sería muy probable la presencia de grandes desiertos en Europa y el Norte de África en el Triásico Inferior (Bourquin et al., 2007). En la Cordillera Ibérica se han encontrado depósitos eólicos tipo *erg* pertenecientes a esta época, como el descrito por Soria *et al.* (2011) en el anticlinal de Montalbán, confirmando unas condiciones eminentemente áridas durante el Triásico Inferior. Sin embargo, la interpretación paleoambiental del depósito de las facies Buntsandstein no es idéntica en toda la Cordillera Ibérica.

En la zona de la Sierra del Moncayo se ha descrito un depósito de esta unidad en un ambiente predominantemente fluvial e incluso aluvial. En la zona estudiada, por otra parte, aparecerían la Formación Tierga y la Formación Calcena, que quedarían englobadas en el Buntandstein y que se describen ampliamente en Arribas (1985) y Díez *et al.* (2007). En estos estudios se propone un paleoambiente sedimentario para la Formación Tierga que variaría de fluvial hasta llanura costera en sucesivos ciclos en los que las lutitas representarían una sedimentación lacustre; la Formación Calcena, por otro lado, hacia techo de la facies Buntsandstein, representaría un ambiente de llanura costera o marino somero (Díez *et al.* 2007). La sucesión completa de la facies Buntsandstein en esta área representaría un gran ciclo transgresivo con ciclos menores de transgresión – regresión (Figura 15).

En el Perfil de Tierga que se describe en este trabajo (ver Figura 11) aparecen una serie de estructuras sedimentarias y otras evidencias que hacen sospechar que los materiales estudiados podrían atribuirse a la Formación Tierga descrita en Arribas (1985) y Díez *et al.* (2007). La presencia de cuerpos cuneiformes y lenticulares de hasta 40 cm de potencia que presentan laminación paralela en el interior, y que en conjunto forman estratificación cruzada de gran escala, no parece acorde con la posibilidad de que la facies Buntsandstein en esta zona tenga un origen eólico, parece indicar más bien la presencia de bedforms generados por corrientes mareales u oleaje fuerte.

En varios tramos aparece laminación cruzada asociada a ripples de oscilación y, ocasionalmente, asociados a lutitas (estratificación flaser). Esto indica un ambiente en el que la acción de las mareas y olas tendría importancia en la formación de las citadas estructuras. Las paleocorrientes estimadas a partir de la estratificación cruzada parecen apoyar la hipótesis de que el depósito tuvo lugar en un ambiente de llanura costera o mareal, pues presentan sentidos opuestos en muchos niveles del perfil. Los cuerpos de morfología canaliforme que, en muchos casos, presentan en la base cantos blandos de composición lutítica, podrían representar canales mareales de la llanura, por los que el agua se canaliza cuando la marea baja.

La asignación de un origen mareal a una corriente no es fácil (Dabrio., *et al* 1994). Por tanto, en este trabajo se propone, a partir de los datos obtenidos, un ambiente de costa siliciclástica de energía mixta con predominio del oleaje, sobre todo en la parte superior. Esta interpretación coincide en parte con la citada Formación Tierga de Díez *et al.*, (2007) para la que se describen ciclos sucesivos de transgresión – regresión marina en los que el paleoambiente evoluciona de fluvial a mareal, aunque en el Perfil de Tierga no aparecen evidencias claras que puedan atribuirse a un ambiente puramente fluvial.

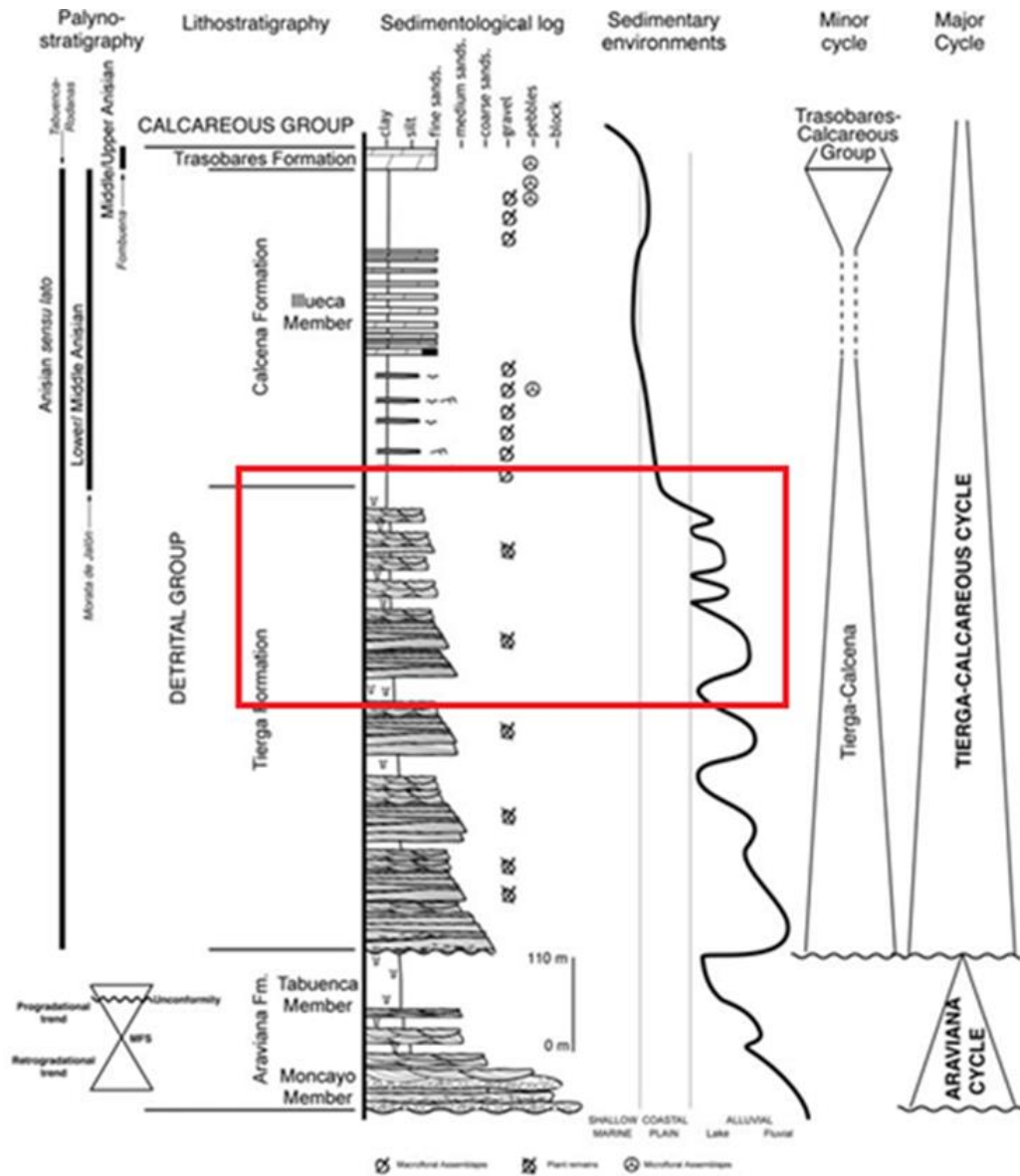


Figura 15: Sedimentología del Triásico Inferior y Medio en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, con los diferentes ciclos sedimentológicos y características paleoambientales. En rojo se ha rodeado la zona a la que probablemente corresponda el Perfil de Tierra. Modificado de Díez et al., (2007).

6: CONCLUSIONS

Cartographic, stratigraphic and structural data obtained in the Tierga area show the tectonic and sedimentary evolution of this sector through the Mesozoic. Besides, the collected data also help us to think about the different stages that could have formed the structures that appear and also allow to propose different stages that have formed the structures that appear.

Furthermore, stratigraphic and sedimentologic data allow to propose a most possible formation depositional paleoenvironment for Buntsandstein facies. The current structure of the studied area is a result of sedimentary and mainly compressive tectonic events that have occurred along time.

Some conclusions obtained from the taken data and the bibliographic review are:

- (1) Valdelosa Thrust was probably a normal fault formed during the sedimentation of Lécera and Cortes de Tajuña Formations. After its formation, at least three compressive stages took place during Eocene that reactivated Valdelosa normal fault as a thrust and caused the different direction changes in the structures seen in cartography that can be classified in two main directions trending WNW – ESE y ENE – WSW, according to the strike – dip data.
- (2) The difference between the tectonic structures directions and the typical direction of structures in Aragonese Branch could have been caused by the presence of underlying pre – hercynic reliefs thus, conditioning the tectonic structuring of the area.
- (3) The sedimentological characteristics of the upper portion of Buntsandstein facies, mostly the sedimentary structures provide data that allow us to exclude aeolian or fluvial origin, and propose a model in which this facies would form in a shallow marine environment, with tidal and waves environment.
- (4) Paleocurrents measured in the Buntsandstein facies suggest a dominant NW- SE and NE – SE wave action, with NNW – SSE oriented channels.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvaro, M. (1987): La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta* 3, 34-37.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución para la Cadena Celtibérica. *Acta Geología Hispánica*, 14, 172-177.
- Arche, A. y López – Gómez, J. (1996): Origin of the Permian – Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics*, 266, 443 -464.
- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de la facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geol.*, 41, 47 – 57.
- Bourquin, S., Durand, M., Diez, J. B., Broutin, J., y Fluteau, F. (2007): The Permian-Triassic boundary and Early Triassic sedimentation in Western European basins: an overview. *Journal of Iberian Geology*, 33(2), 221-236.
- Calvet, F. y Tucker, M. (1988): Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast. *Spain. Sedim. Geol.*, 57, 185 – 198.
- Dabrio, C.J. (1994): Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros. *Ciclos de Seminarios de Sedimentología – IGME*, Vol. 1, 131 – 191.
- Diez, J. B., Bourquin, S., Broutin, J., y Ferrer, J. (2007): The Iberian Permian Triassic ‘Buntsandstein’ of the Aragonian Branch of the Iberian range (Spain) in the West-European sequence stratigraphical framework: a combined palynological and sedimentological approach. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(3), 179-195.
- Gimerá, J. (2004): Cadenas de cobertera: Las cadenas Ibérica y Costero Catalana. En: *Geología de España* (J.A Vera, Ed.), SGE - IGME, 602 – 617.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1988): Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico – Jurásico en la región de Lécerca (Zaragoza). *Geogaceta*, 23, 63 – 66.
- Lago, M., Dumitrescu, R., Bastida, J., Arranz, E., Gil, A., Pocoví, A., Lapuente, M.P. y Vaquer, R. (1996): Características del magmatismo alcalino y subalcalino pre – Hettangiense del borde SE de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 20, 159 – 181
- Melendez, A., Aurell, M., Bádenas, B., y Soria, A. R. (1995): Las rampas carbonatadas del Triásico medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, 173. 199
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez – Moya, Y. (1995): Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, 129 – 171.
- Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F., y Guillocheau, F. (2005). Paleoenvironment reconstructions and climate simulations of the Early Triassic: impact of the water and sediment supply on the preservation of fluvial systems. *Geodinamica Acta*, 18(6), 431-446.
- Ramírez del Pozo, J., Aguilar Tomás, M., del Olmo Zamora, P., Aragonés Valls, E. y Hernández Samaniego, A. (1978): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Illueca (381). Servicio de publicaciones – Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 39 p., 1 mapa

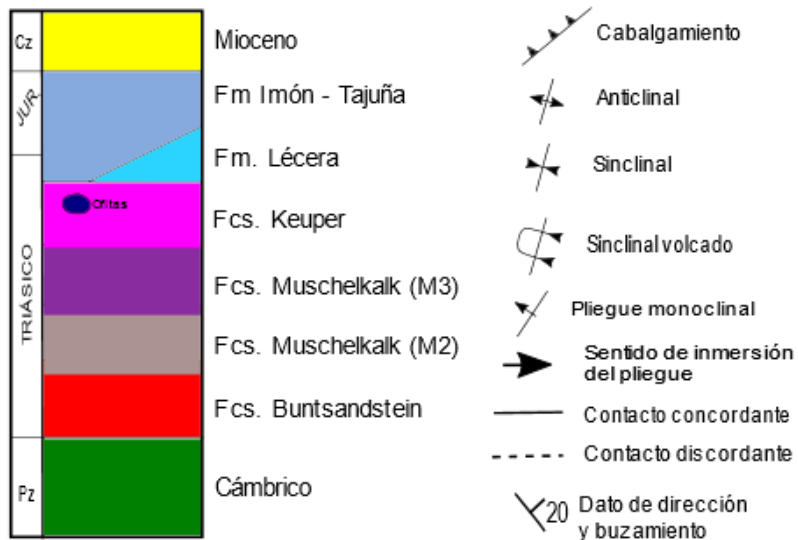
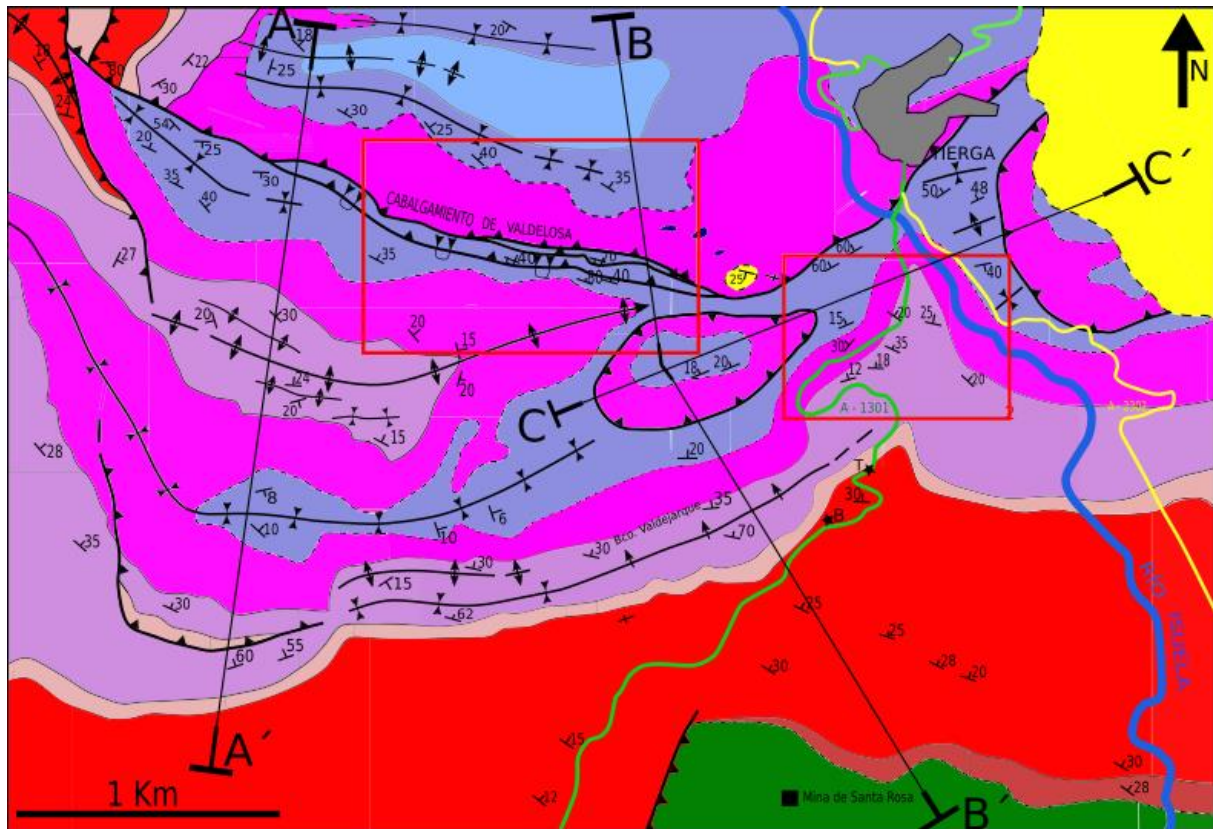
- Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín – Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic Inversion (Iberian Chain). En: *Peri – Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (W. Cavazza, A.H.F.R. Robertson, P. Ziegler y S. Craquin – Soleau, Eds.). *Mem. Mus. Nac. Hist. Natur.*, 186, 145 – 185.
- Sánchez – Moya., Y. y Sopena, A (2004): Cordillera Ibérica, El rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE - IGME, 484 – 522.
- Sopena, A. y De Vicente., G. (2004): Cordillera Ibérica, Rasgos generales. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE - IGME, 467 – 470.
- Sopena, A., López, J., Arche, A., Pérez – Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: *Triassic – Jurassic rifting continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Part B*, (W. Manspeizer, Ed.), *Developments of Geotectonics*, Elsevier, 757 – 786.
- Simón, J.L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. Conferencia. *Geogaceta*, 8, 123 – 130.
- Simón, J.L. (2019): Evolución de paleoesfuerzos registrada en la cuenca cenozoica de Montalbán (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 66, 111 – 114.
- Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2011): Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*; Vol 349, 77-97.
- Simón, J.L. y Paricio, J. (1988): Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica (algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerá al trabajo “Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía de la Cordillera Ibérica centro – oriental: la cuenca neógena inferior de Mijares. Teruel – Castellón”). *Estudios Geol.*, 44, 271 – 283.
- Soria, A. R., Liesa, C. L., Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., de Boer, P. L., y Meléndez, A. (2011). An early Triassic evolving erg system (Iberian Chain, NE Spain): palaeoclimate implications. *Terra Nova*, 23(2), 76-84.
- Wikipedia, versión en castellano (en línea). Tierga. Wikipedia, the Free Encyclopedia (última modificación, 26/05/2020). Disponible en: <<https://es.wikipedia.org/wiki/Tierga>>
- Yébenes, A., y Goy, A. (1977): Características, extensión y edad de la Formación Dolomías Tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica.*, Vol.4, 375 – 384.

ANEXOS

- ANEXO I: Mapa geológico (E 1:10.000) y mapas de cartografía de detalle (E 1:5.000).
- ANEXO II: Cortes geológicos.
- ANEXO III: Columna estratigráfica de la facies Buntsandstein.

ANEXO I: MAPAS GEOLÓGICOS

A: Mapa geológico realizado sobre el mapa topográfico (E. 1:10.000) y leyenda correspondiente a los tres mapas.



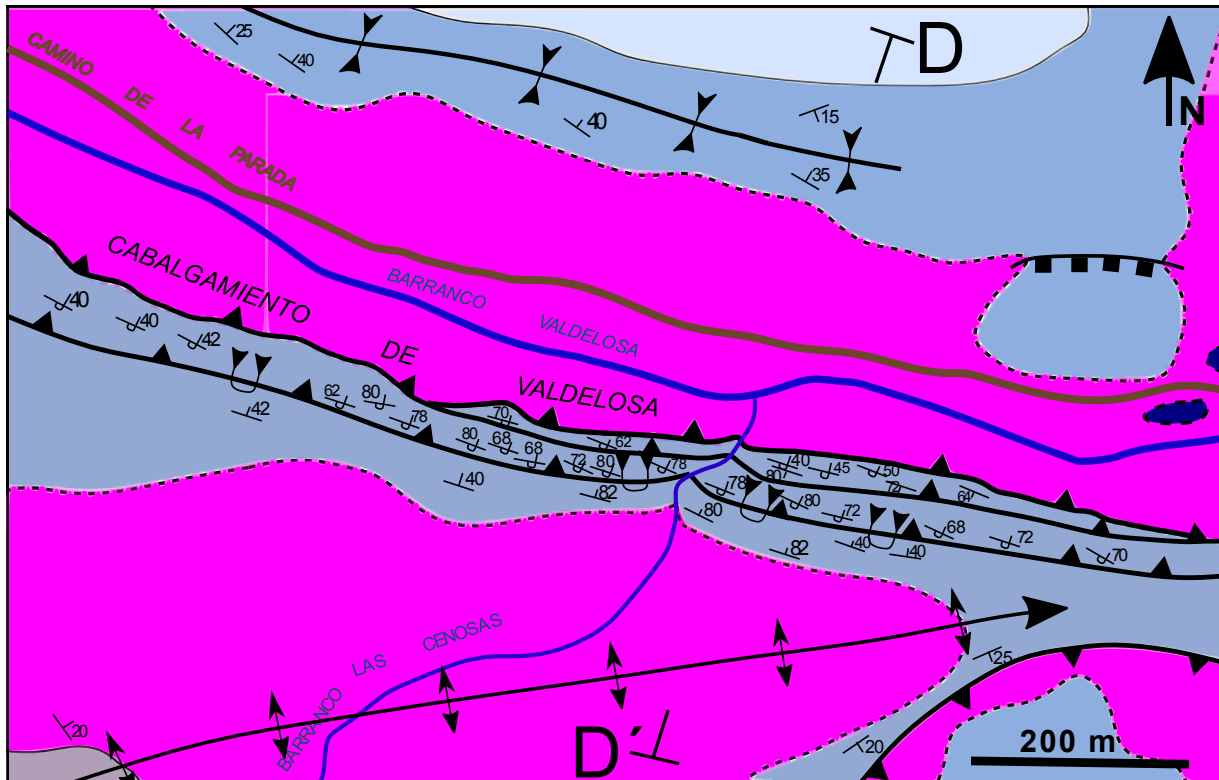
B ——— B' Traza de corte geológico

Cambio de dirección en traza de corte

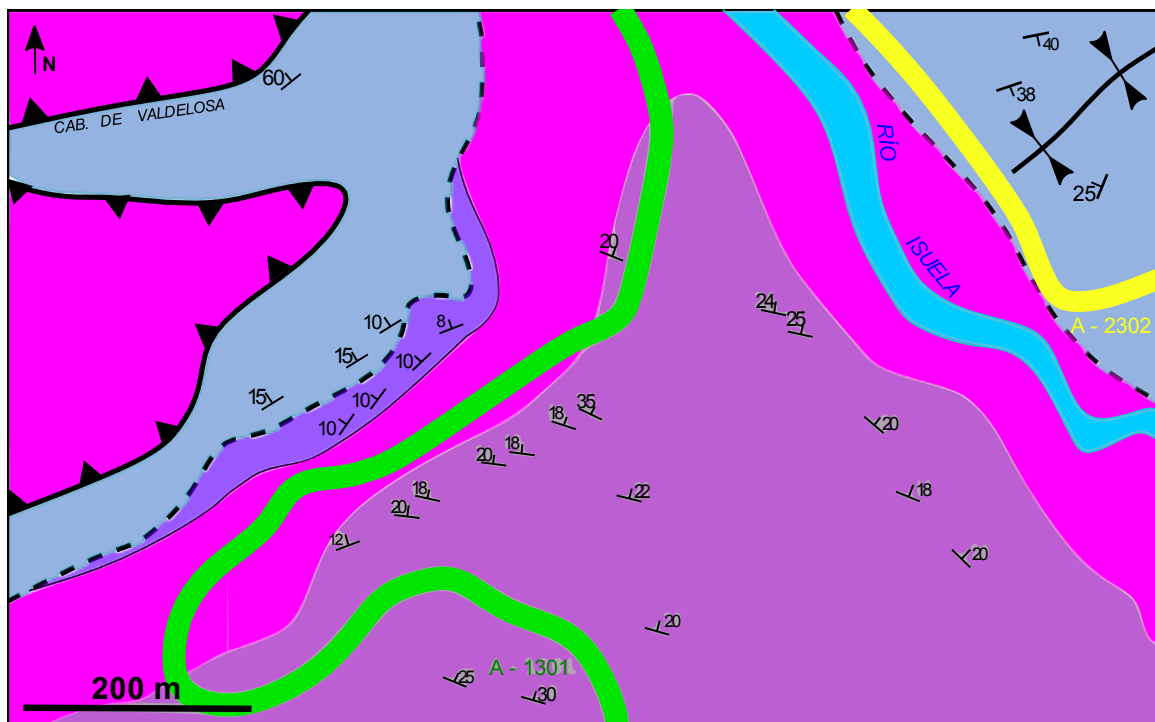
Zona de cartografía de detalle

Cartografía de detalle:

1: Cartografía de detalle en la zona aledaña al barranco de Valde losa en la que se muertra el cabalgamiento de mismo nombre y los dos asociados a este. Raalizado sobre el mapa topográfico de escala 1:5.000

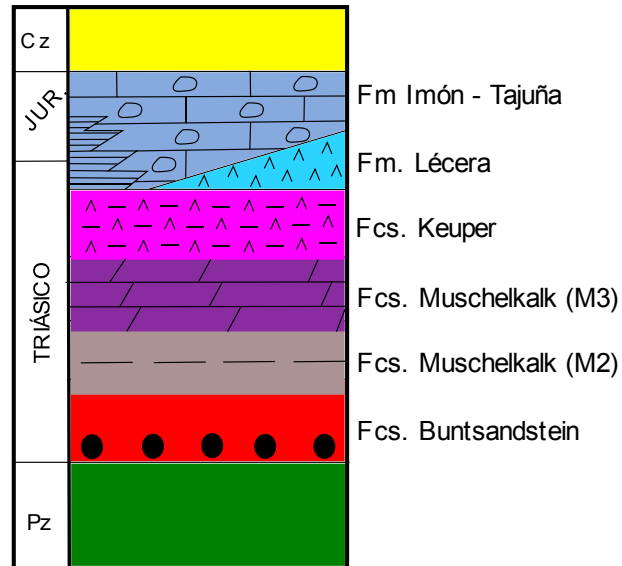








2: Cartografía de detalle en la zona cercana al rio Isuela, al sur de Tierga, realizada sobre el mapa topográfico a escala 1: 5.000.



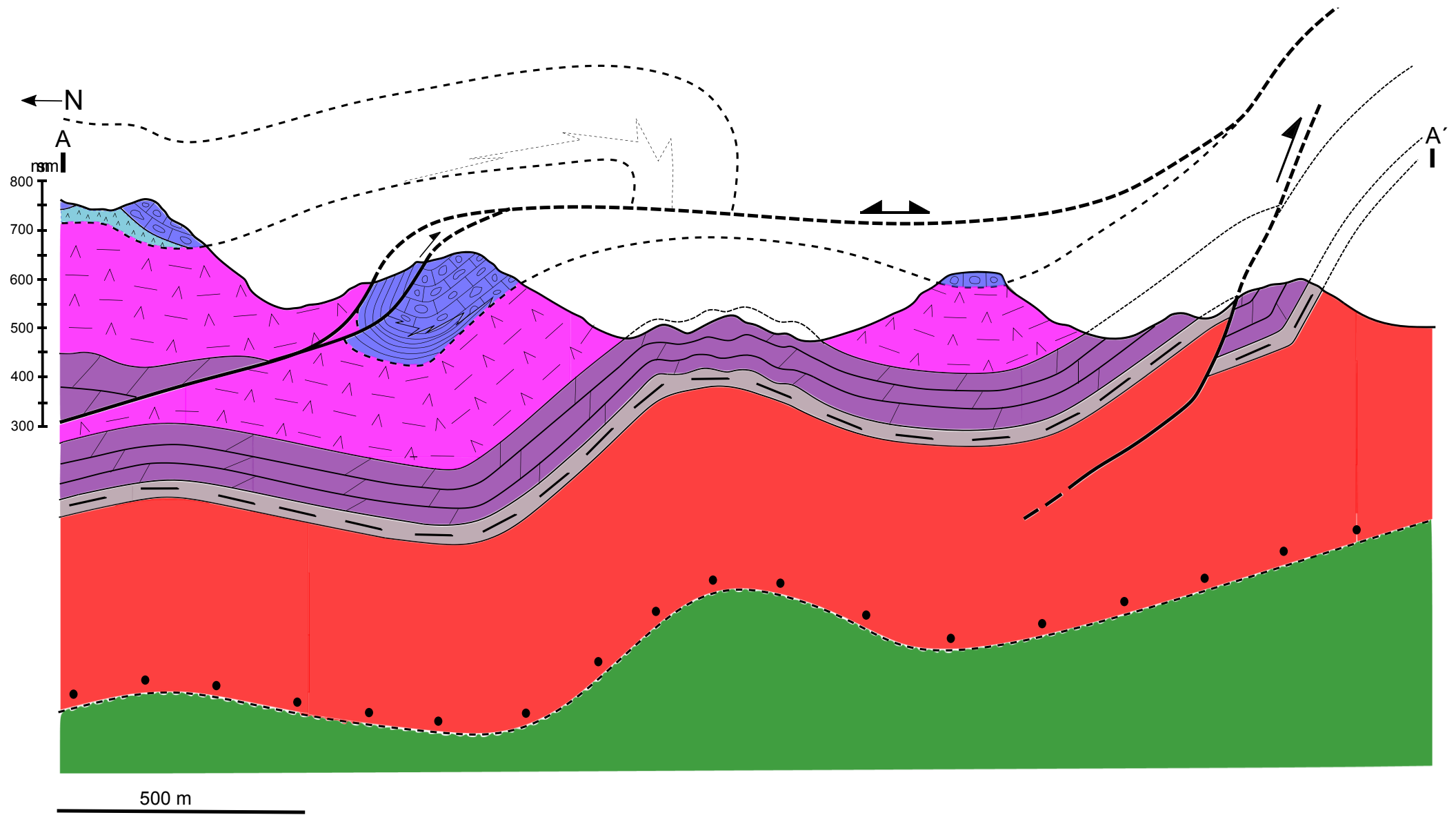
ANEXO II: CORTES GEOLÓGICOS

Leyenda:

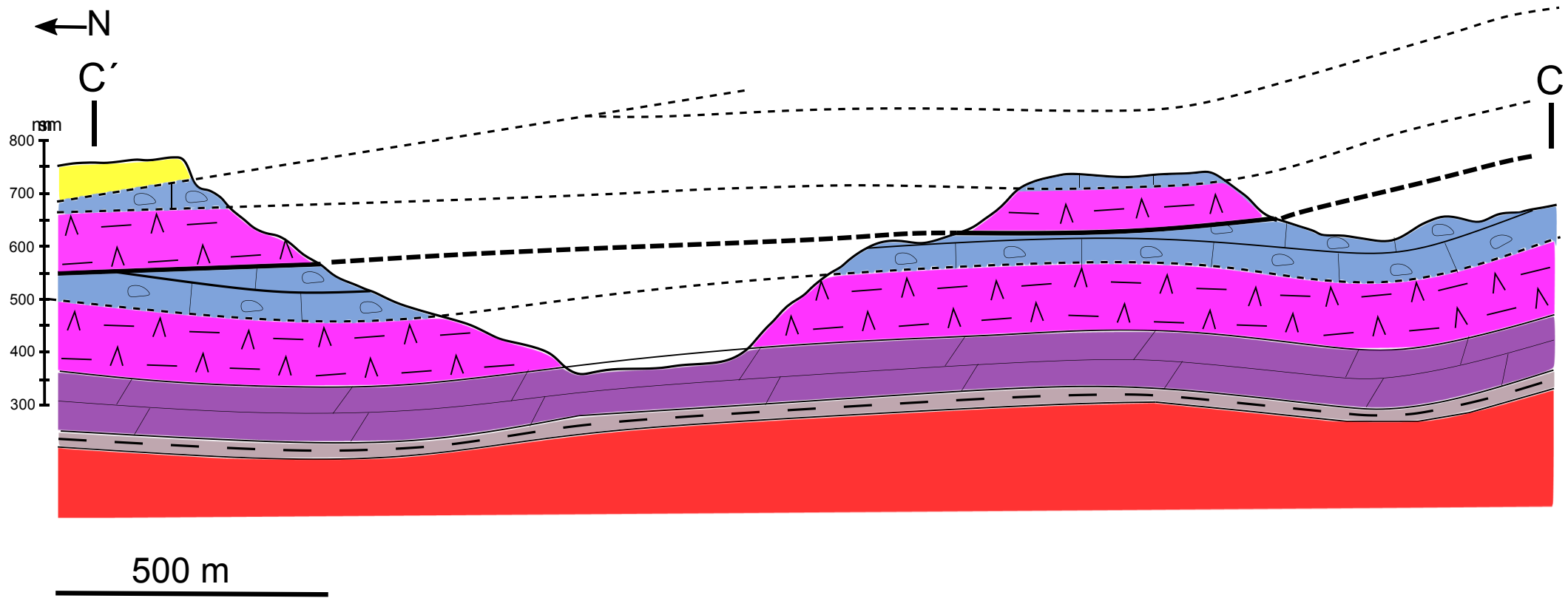


-  Contacto concordante
-  Contacto discordante
-  Traza de falla
-  Falla normal reactivada como cabalgamiento
-  Cabalgamiento
-  Cambio de dirección en la traza del corte

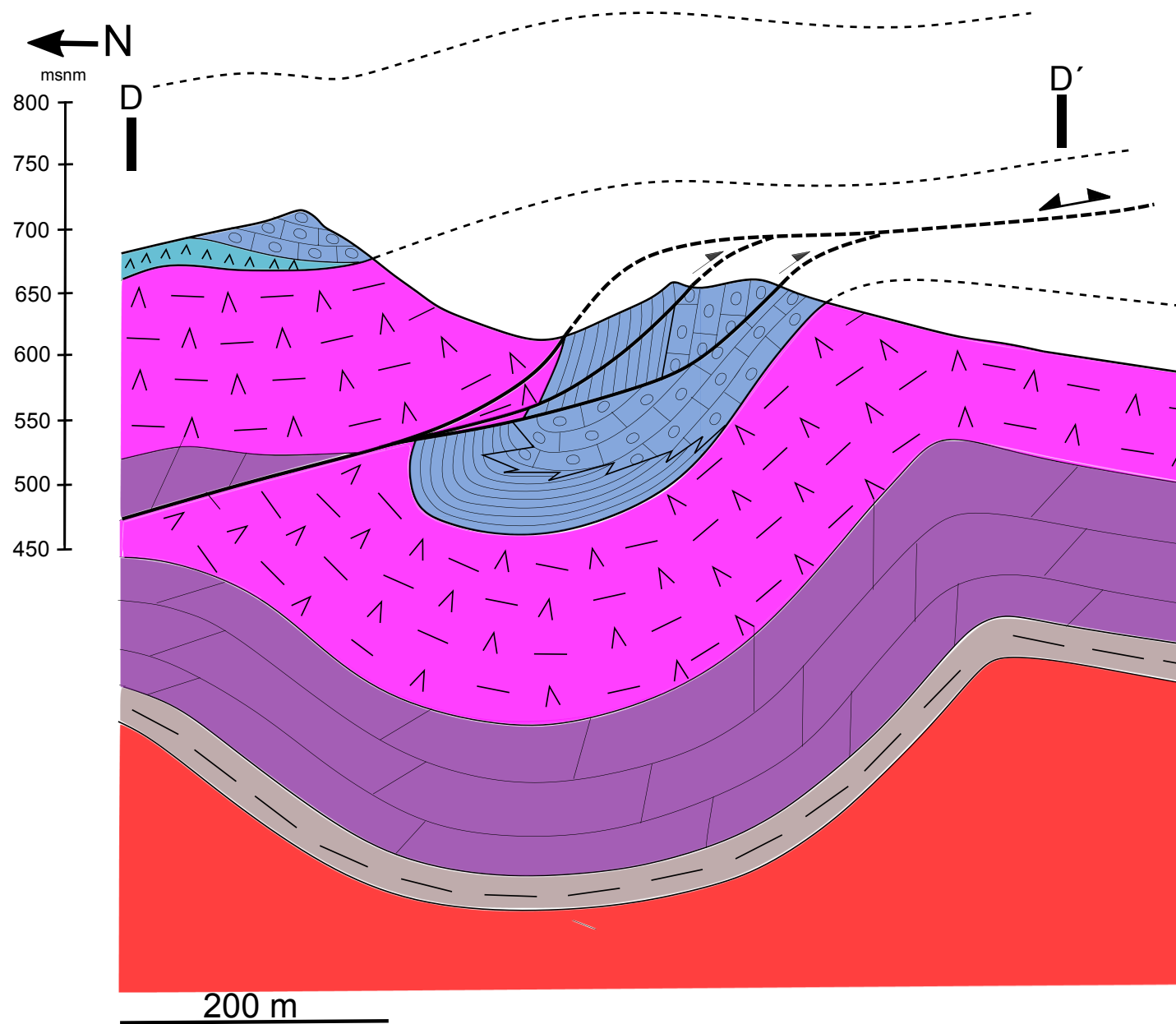
CORTE A - A' (E: 1:10.000)



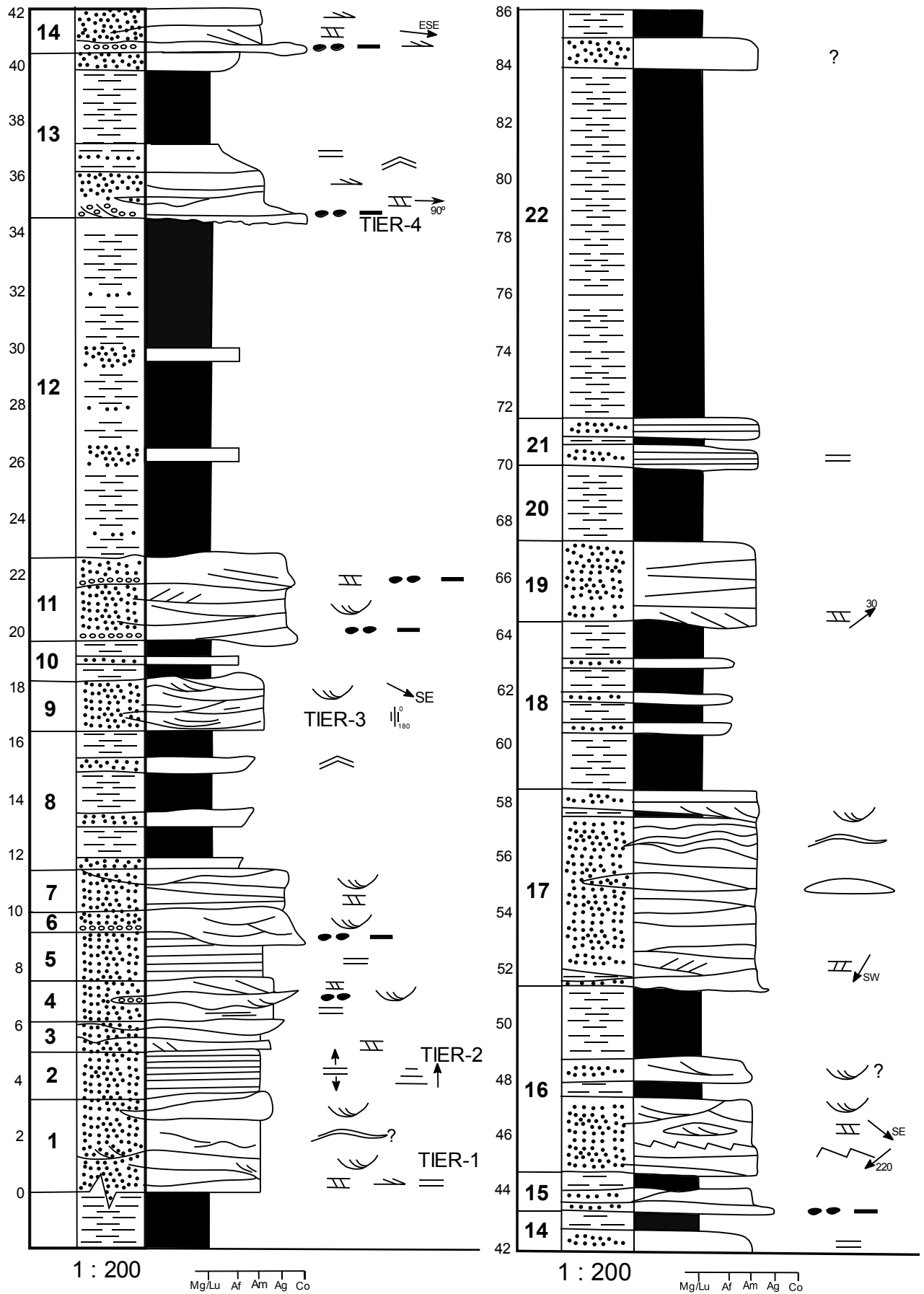
CORTE C - C' (E. 1:10.000)

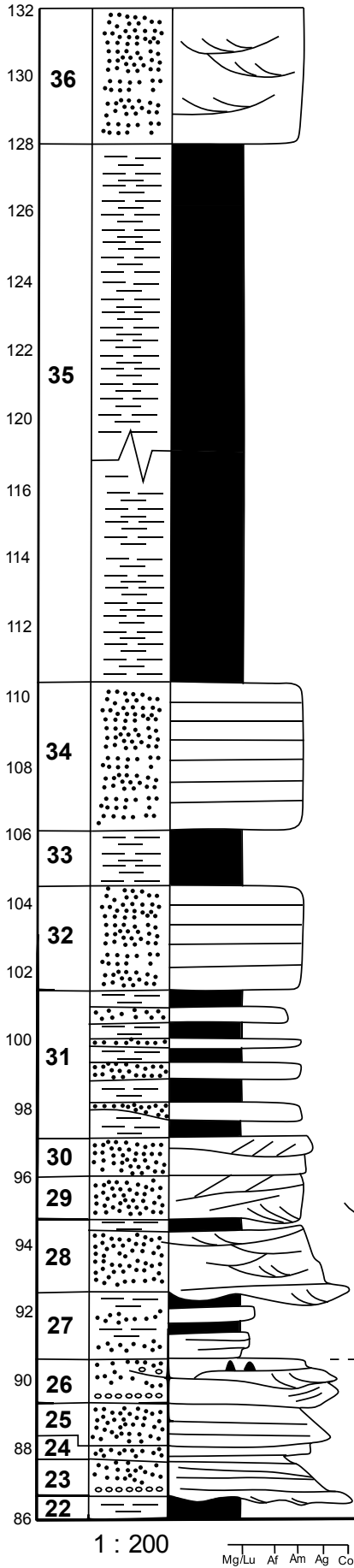


CORTE D – D' (E. 1:5.000)



ANEXO III: COLUMNA ESTRATIFRÁFICA (ESCALA 1:200)





Leyenda:

- Estratificación / laminación cruzada en surco
- Estratificación / laminación horizontal
- Estratificación / laminación cruzada planar
- Estratificación / laminación de bajo ángulo
- Laminación cruzada asociada a ripples de oleaje
- Ripples de oleaje
- Estructura tipo hummocky
- Climbing ripples
- Ripples unidireccionales
- Sentido de paleocorriente
- Flumes de lutita
- Restos de erizo
- Restos de vegetales
- Impresiones de gotas de lluvia
- Estratocrecimiento
- Cantos blandos
- Cantos planos
- Estructura que probablemente aparezca

Litología:

- Arenisca
- Lutita
- Conglomerado/ Microconglomerado
- Limolita

Dirección de canal

