



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Estudio macro y mesoestructural en la cubeta de Morés
(Cordillera Ibérica)

Macro and mesostructural study of the Morés subbasin
(Iberian Chain)

Autor

Raúl Lázaro González

Directores

Antonio María Casas Sáinz

Carlos Luis Liesa Carrera

Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias – Universidad de Zaragoza
Curso 2021/2022

Índice

1. Abstract	3
2. Introducción	4
2.1 Planteamiento y Antecedentes	4
2.2 Objetivos.....	4
3. Metodología	5
4. Situación geográfica y geológica	6
4.1 Evolución de la cordillera Ibérica.....	7
4.2 Estratigrafía.....	8
5. Presentación de los resultados	11
5.1. Estudio macroestructural	11
5.1.1 Cartografía.....	11
5.1.2 Cortes geológicos	12
5.2. Estudio mesoestructural.....	14
5.3 Estudio a pequeña escala.....	20
6. Interpretación y discusión de los resultados.....	22
6.1 Etapa de extensión (o distensiva) de la Cubeta de Morés.....	22
6.2 Etapa compresiva de la Cubeta de Morés.....	23
7. Conclusiones.....	24
8. Bibliografía	25
ANEXOS	26
Anexo I: Columna estratigráfica.....	26
Anexo II: Fotos de campo de unidades estratigráficas presentes en la zona.....	27
Anexo III: Cartografía de la cubeta de Morés.....	29
Anexo IV: Situación de los afloramientos estudiados y cortes	30
Anexo V: Bloque diagrama de la cubeta de Morés	31

1. Abstract

This structural study has been focused on the Morés subbasin. This basin is filled by a Mesozoic cover of Triassic materials overlying the Paleozoic.

To carry out this study, a bibliographical research, a cartography and a series of cross-sections of the study area have been realized. In addition, the treatment and analysis of data has been carried out using computer programs such as Stereonet.

The structure of the study area consists of faults and folds with NW-SE direction. These folds and faults affect both the Mesozoic cover and paleozoic basement materials. The structure of the Morés subbasin is defined by two large reverse faults, the Inogés fault to the SW and the Purroy fault to the NE (a normal fault in some segments). Both faults have a NW-SE direction and superimpose paleozoic materials on mesozoic cover materials.

Through the data taken in the different sectors of this subbasin (both stratification data, faults and joints measurement sites) two large stages have been differentiated.

The first stage is a distensive stage with two directions of σ_3 , one NW-SE direction and another NE-SW direction. And a second stage, which has a compressive character with a maximum compression axis along the NE-SW direction. This compression direction gives rise to structures with a NW-SE trend.

An evolutionary model of the study area is proposed. In this model a complex graben structure is considered. This structure was caused by the fracturing of the materials by Late-Hercynical faults that acted as normal faults. Mesozoic materials were sedimented coevally. This occurred during the previously named distensive stage. Subsequently, a reactivation of these Late-Hercynical faults would take place, but in this case they acted as reverse faults, thus causing a subbasin shortening and the formations of folds. This occurred during the compressive stage. Finally, the erosion and deposit of Quaternary materials took place.

2. Introducción

2.1 Planteamiento y Antecedentes

La cubeta de Morés, donde se centra el estudio, se compone de una serie de materiales mesozoicos de edad triásica que se apoyan de forma discordante sobre materiales paleozoicos. La cubeta alberga dos municipios, El Frasno y Sabiñan, ambos integrantes de la comarca Comunidad de Calatayud, provincia de Zaragoza (Aragón, España) y geológicamente situados en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (*figura 1*). Esta cuenca presenta unas estructuras con orientación NW-SE. El estudio se ha centrado en los materiales de edad mesozoica que componen la cubeta de Morés, sin enfatizar en exceso en otros materiales de edad paleozoica y cenozoica que están presentes en la zona.

Esta zona no ha sido estudiada detalladamente por otros autores previamente a excepción de los aspectos recogidos en las hojas 409 (Calatayud) y 410 (La Almunia de Doña Godina) de los Mapas Geológicos de España 1:50.000 (*Aragonés et al., 1980; Hernández et al., 1981*).

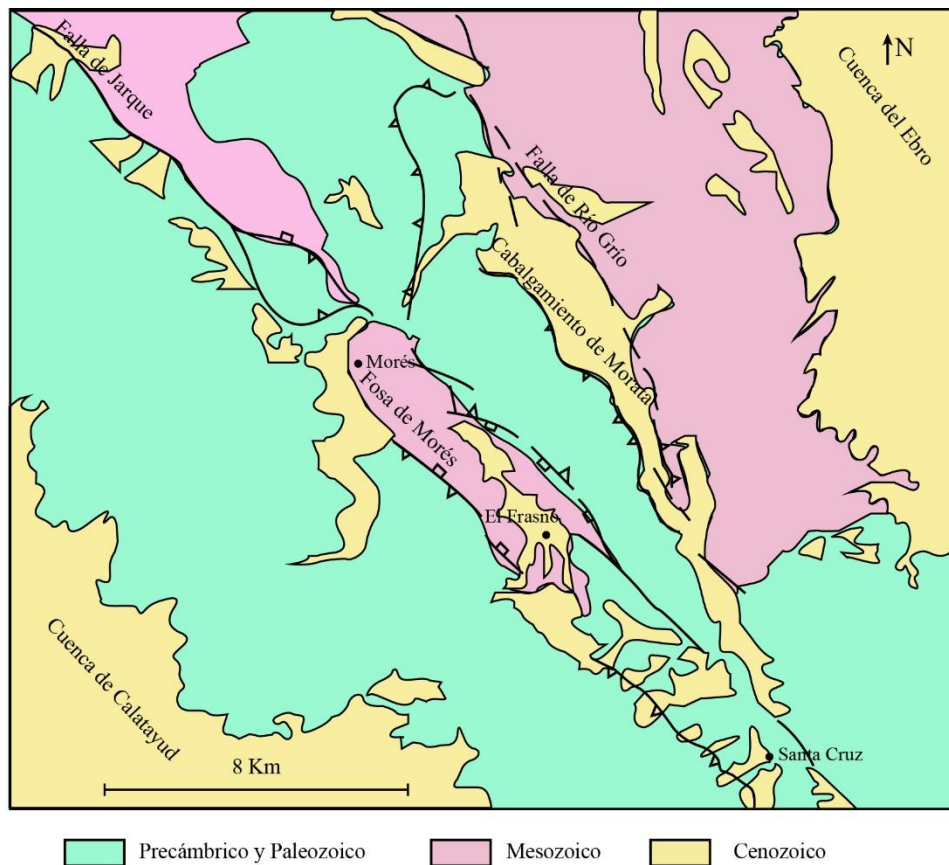


Figura 1. Situación de la zona de estudio (mapa modificado de Casas et al., 2016)

2.2 Objetivos

Se plantea como objetivo principal realizar un estudio estructural en la Cubeta de Morés (Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica) a partir de observaciones macro, mesoestructurales y a pequeña escala tomadas en el campo. Además, se busca aplicar la cartografía geológica a nivel de afloramiento y finalmente, reconstruir la evolución tectónica de la zona a partir de los datos tomados y establecer relaciones mesoestructurales – macroestructurales.

3. Metodología

El método de trabajo que ha dado pie a la realización de este estudio ha sido de tipo inductivo (figura 2). Las observaciones y tomas de datos en el campo, junto con el trabajo de gabinete han sido la base para la interpretación geométrica, cinemática y dinámica de las estructuras de la zona de estudio.

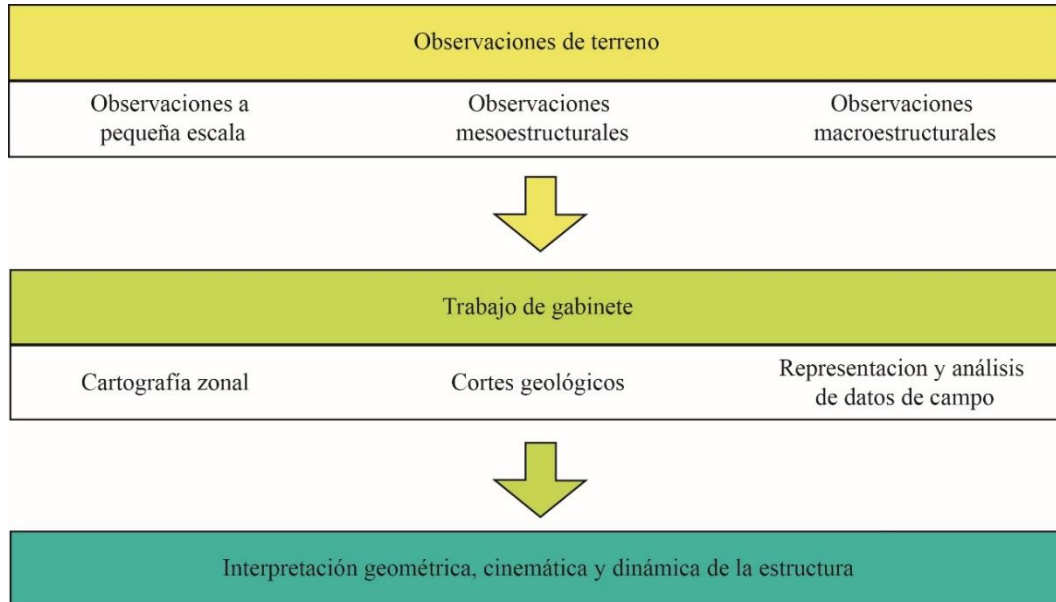


Figura 2. Diagrama de flujo que muestra las diferentes etapas del proceso de elaboración de este estudio. (Elaboración propia).

Para la realización de este estudio se han llevado a cabo una serie de jornadas sobre el terreno en las que se ha tomado la medida de un conjunto de datos tanto de estratificación, foliación, planos de falla, diaclasas, etc. (tomadas mediante el uso de la brújula) que junto a la cartografía y descripción recogidas en las hojas 409 (Calatayud) y 410 (La Almunia de Doña Godina) nos han ayudado a determinar las características de la cubeta de Morés.

En cuanto al trabajo de gabinete, una vez que se han realizado las observaciones a pie de campo, se ha procedido a la elaboración de la cartografía y al uso y análisis de ortoimágenes de alta resolución, donde se ha tomado como punto de partida la cartografía Magna (Aragóns et al., 1980; Hernández et al., 1981). Además de ello, a partir de esta cartografía y de los datos estructurales de campo se han elaborado una serie de cortes geológicos que atraviesan la zona de estudio. Finalmente, para la representación y análisis de los datos de estratificación, fracturas o diaclasas se ha utilizado el software *Stereonet* (Almendinger, 2022). Por otra parte, también se han utilizado programas como *Google Earth*, *Arcgis* o *Adobe Illustrator* para la elaboración de figuras y esquemas a nivel de afloramiento.

Finalmente, una vez que se han realizado las observaciones de campo y su tratamiento en gabinete, se ha llevado a cabo la interpretación de los resultados y su discusión en el contexto geológico regional.

4. Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se sitúa albergando las localidades de El Frasno y Sabilán, próximas a La Almunia de Doña Godina y Calatayud. Esta zona se sitúa a unos 70 km al suroeste de Zaragoza (Aragón, España). La zona presenta una serie de barrancos drenantes que llevan el agua hasta el río Jalón. Cercana a la sierra de Vicort, posee una altura aproximada de 550-600 m.s.n.m.

Este estudio se enmarca en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. Esta cordillera está compuesta por una cobertera de materiales mesozoicos apoyados sobre un zócalo paleozoico. La rama aragonesa contiene dos grandes dominios de rocas paleozoicas con dirección NW-SE separados por la cuenca de Calatayud-Daroca y delimitados al norte por la cuenca del Ebro y al sur por la cuenca de Almazán, ambas cenozoicas. El límite occidental de la rama aragonesa es la Sierra del Moncayo y el límite oriental es el anticlinal de Montalbán (Casas et al., 2016).

Dentro de la rama aragonesa nos vamos a centrar en la cubeta de Morés (figura 3), una cubeta compuesta por materiales triásicos de la serie germánica: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Esta serie se apoya sobre materiales paleozoicos muy plegados. Esta cubeta está compuesta por grandes estructuras como fallas y pliegues tanto anticlinales como sinclinales de dirección NW-SE. Está delimitada por dos grandes fracturas, al oeste se encuentra la falla de Inogés y al este, la falla de Purroy (Aragón et al., 1980; Hernández et al., 1981), ambos ponen en contacto materiales paleozoicos (cámbricos y ordovícicos) con materiales mesozoicos (triásicos).

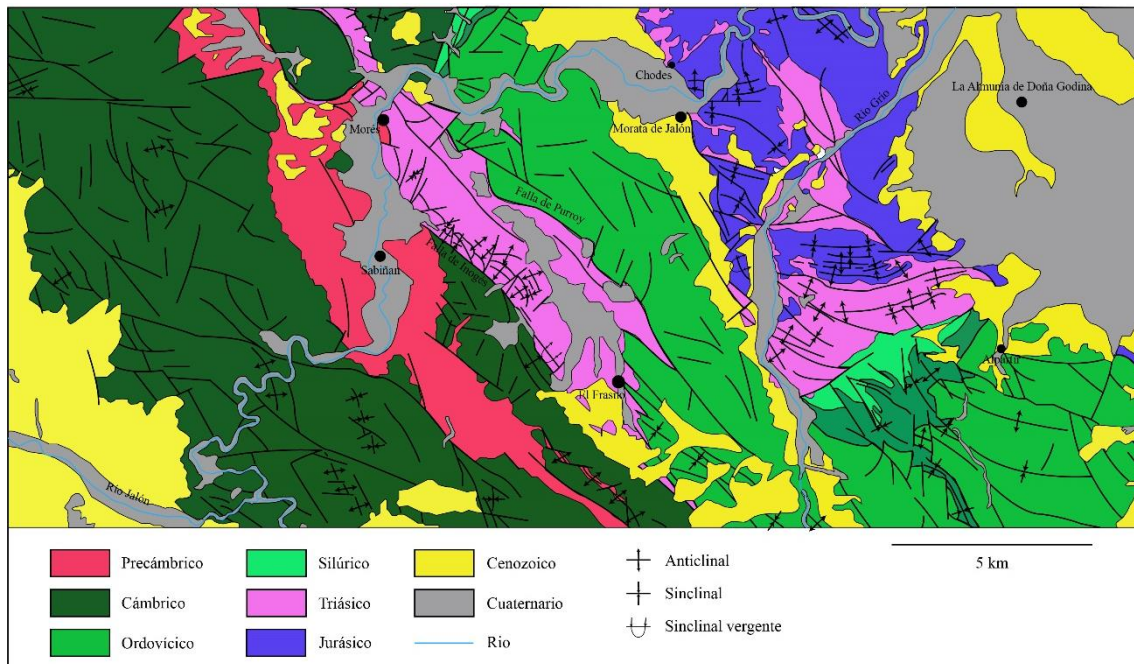


Figura 3. Situación de la zona de estudio (basado en las Hojas nº 409 (Calatayud) y 410 (La Almunia de Doña Godina) del Mapa Geológico Nacional (Aragón et al., 1980; Hernández et al., 1981).

4.1 Evolución de la cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica estaba formada en origen por un basamento de rocas paleozoicas y precámbricas estructuradas en el ciclo hercínico. Durante el Carbonífero tardío y Pérmico inferior se dio una etapa tectónica caracterizada por la formación de fallas de desgarre que cortaron a las estructuras hercínicas en dos sistemas, uno sinistral de direcciones NNE-SSW y NE-SW, y otro dextral de dirección NW-SE (Álvarez *et al.*, 1979). Como consecuencia de esta etapa, el macizo hercínico quedó dividido en un conjunto de bloques separados por fracturas, las cuales debido a sus características controlaron la evolución sedimentaria y tectogenética en el ciclo Alpino (Figura 4). Estas fracturas se reactivaron como fallas normales durante los periodos distensivos mesozoicos y como fallas inversas en los compresivos cenozoicos (Álvarez *et al.*, 1979). La cuenca de sedimentación ibérica se inició como un graben complejo, articulado sobre fallas tardihercínicas de dirección NW-SE, quedaba delimitado al suroeste por el macizo Ibérico y al noroeste por el del Ebro (Álvarez *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002). La distribución de espesores del Buntsandstein, siendo los depósitos más potentes en las zonas de surcos, refleja la geometría del graben, con varias fosas menores subsidentes de dirección NW-SE, separadas por umbrales controlados por fallas de zócalo. Se produce la sedimentación de series clásticas rojas de carácter fluvial que se depositan discordantes sobre el Pérmico y el basamento. Hacia el Triásico medio, las condiciones de hundimiento permiten el avance del primer episodio transgresivo procedente del sureste, donde ya se había instalado una plataforma somera sobre la cual se depositaron dos barras dolomíticas del Muschelkalk mediterráneo (Álvarez *et al.*, 1979). El Keuper se formó mediante una sedimentación evaporítica extensiva sobre las formaciones triásicas más antiguas y sobre el basamento de los bordes del aulacógeno.

A comienzos del Jurásico, el estiramiento cortical y el consiguiente adelgazamiento cortical dio lugar a una progresiva flexura de la corteza (Álvarez *et al.*, 1979). Esto originó la trasgresión liásica e instalación de una extensa plataforma carbonatada. La progresión del estiramiento culminó con una etapa de inestabilidad marcada por el comienzo de la fragmentación de la plataforma carbonatada en el Dogger y la lenta retirada del mar hacia el sureste, depositándose las facies calcáreas someras del Dogger inferior (Álvarez *et al.*, 1979). El efímero avance marino durante el Oxfordiense superior cede paso a unas condiciones regresivas durante el Jurásico terminal al iniciarse el periodo de rifting del Jurásico Superior – Cretácico Inferior. Este periodo se debe al movimiento relativo de África y Eurasia, que tiene como consecuencia la rotación de Iberia respecto a Europa. Esta rotación se inicia en el Kimmeridgiense y lleva consigo una inestabilidad tectónica durante el Jurásico Superior. La rotación de Iberia se completó creando un área oceánica en el Golfo de Vizcaya y Pirineos. Se registraron varios episodios de tectónica de bloques debido a reactivación de fracturas tardihercínicas, que causan las variaciones en la distribución de las facies del Cretácico Inferior. La tectónica distensiva eocretácica se plasmó en el movimiento de numerosos bloques controlados por fallas normales (Álvarez *et al.*, 1979). En el Aptiense y limitado a la parte oriental del aulacógeno tuvo lugar un breve episodio transgresivo, que es abortado por movimientos responsables de la emersión de casi toda el área celtibérica en el Albiense inferior (Álvarez *et al.*, 1979).

En el Cretácico Superior se reanudó el proceso de flexura cortical y el aulacógeno ibérico experimentó la última gran transgresión mesozoica. La regresión senoniense marca el fin de la historia marina del aulacógeno, se producen las primeras deformaciones y emersiones en las

áreas centrales, mientras sedimentos lagunares y terrígenos garumnenses se alojan en depresiones marginales (Álvaro *et al.*, 1979).

Con los movimientos del final del Cretácico superior, la Cordillera Ibérica entró dentro de una etapa de deformación compresional, estructurándose como una cadena de doble vergencia. Se dio lugar a la compresión desde dos direcciones, una casi longitudinal (SE-NW a ESE-WNW) y otra transversal (NNE-SSW). La compresión transversal fue la más importante y es la que originó las estructuras principales (de orientación NW-SE). La compresión longitudinal es más intensa en la zona de enlace con la Cadena Bética. En ambos bordes de la cadena, se localizan fajas de pliegues y cabalgamientos de bajo ángulo que representan un esquema tectónico de "piel fina". Algunas fallas de zócalo que fueron reactivadas como cabalgamientos de gran ángulo con componente horizontal dextral controlan la vergencia de las estructuras. Las fallas de zócalo NE-SW fueron reactivadas como desgarres senestrales, desplazando frentes de cabalgamiento y haces de pliegues (Álvaro *et al.*, 1979). Hasta el final del Oligoceno, todo el aulacógeno es comprimido desde ambos márgenes, pero a partir del Mioceno, se divide en dos zonas de evolución separadas por la falla Hespérica. Al NE de ésta, donde se encuentra la rama aragonesa, la última fase compresiva fue finioligocena sincrónica a la última fase de plegamiento del Pirineo. El Mioceno dio paso a una tectónica distensiva relacionada con la formación de la cuenca de Valencia, la fosa de Calatayud-Teruel se formó en relación con esta distensión (Álvaro *et al.*, 1979).

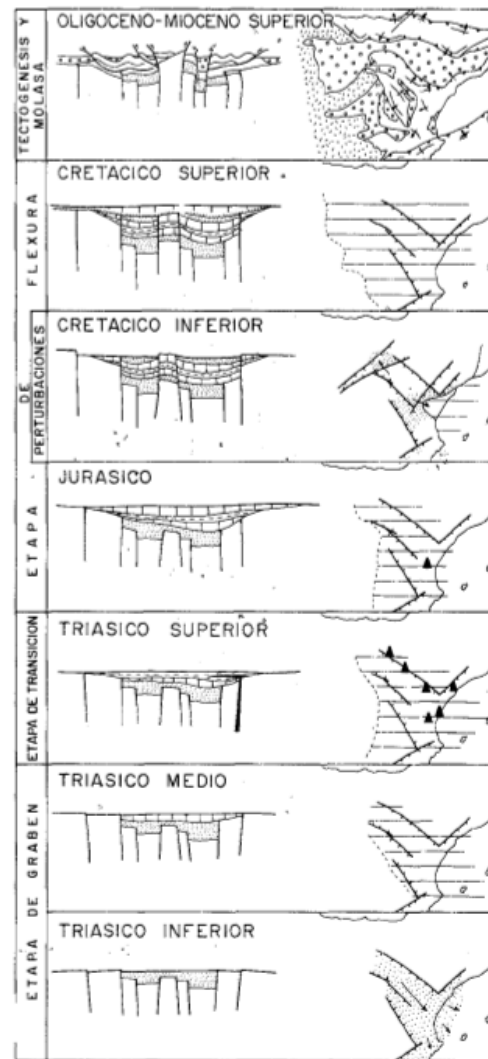


Figura 4. Representación esquemática de la evolución de la Cordillera Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979).

4.2 Estratigrafía

La estratigrafía de la zona está compuesta por materiales paleozoicos y mesozoicos, e incluye (Anexo 1):

Cámbrico inferior: los niveles que afloran en esta zona son los tramos inferiores de la serie y están caracterizados por ser una litología detrítica gruesa y por la ausencia de fósiles.

- **Cuarcitas de Bámbola (CA₁₁^a):** Comprende una potente serie de cuarcitas, de tonos claros, en bancos gruesos con estratificación cruzada, muy compactas, dando lugar a relieves topográficos importantes. Posee una potencia de 300-400 m. En líneas generales, al ascender en la serie disminuye el tamaño de grano, pasándose de niveles

de microconglomerados en su base a areniscas y ortocuarcitas de grano fino a techo (*Hernández et al., 1981*).

- *Capas de Embid (CA₁₁)*: Una serie alternante de areniscas y limolitas que, hacia techo, se hace más cuarcítica. Sus colores verdes oscuros contrastan con los de la unidad anterior. Presentan estructuras de corriente y abundantes pistas orgánicas. Se estima una potencia de 250 m. Tanto las limolitas como las areniscas están constituidas fundamentalmente por granos detríticos de cuarzo, plagioclasa y matriz sericítico-clorítica (*Hernández et al., 1981*).
- *Dolomías de Ribota (CA₁₂)*: Tramo de dolomías masivas, ocre en superficie y gris oscuro en fractura fresca, que presenta intercalaciones de pizarras verdes. Son dolomías secundarias, de grano grueso a muy grueso, conteniendo cuarzos idiomorfos y matriz arcillosa. Localmente pueden estar muy silicificadas. Las pizarras de las intercalaciones pueden presentar restos fósiles. La potencia es de unos 80 m (*Hernández et al., 1981*).

Ordovícico: están presentes materiales del Tremadociense y del Skiddawiense.

Tremadociense: están compuesto por las “Pizarras de Corzas” y las “Capas de Algairén”.

- *Pizarras de Corzas (O₁₁^P)*: Las pizarras contienen algunas intercalaciones arenosas y su color es verde oscuro a azulado (*Hernández et al., 1981*).
- *Capas de Algairén (O₁₁)*: Por debajo de la Cuarcita Armoricana se reconoce una sucesión predominantemente cuarcítica que puede correlacionarse con la Formación Dehesa (*figura 1 del Anexo II*). Su potencia es superior a 1000 m. Tanto las areniscas como las limolitas están formadas por granos de cuarzo detrítico, de feldespato potásico y plagioclasas, láminas de moscovita, óxidos de hierro y matriz clorítica. En areniscas menos ricas en matriz, los granos de cuarzo se suturan por procesos de presión – disolución. Es frecuente la presencia de estratificación cruzada, huellas de sobrecarga y pistas (*Hernández et al., 1981*).

Skiddawiense: La “Cuarcita Armoricana” recubre en aparente concordancia al Tremadociense. Consta de tres niveles bien diferenciados (*figura 2 del Anexo II*):

- *Nivel inferior (O₁₂^{q1})*: Formado por ortocuarcitas claras de aspecto vítreo, con estratificación cruzada, de unos 20 m de potencia. Los granos presentan crecimientos secundarios (*Hernández et al., 1981*).
- *Nivel medio (O₁₂)*: De cuarcitas de grano fino y color grisáceo de tonos claros a oscuros, con “ripple-marks” y laminación horizontal y lenticular, con unos 100 m de potencia con cruzianas (*Hernández et al., 1981*).
- *Nivel superior (O₁₂^{q2})*: De características análogas al nivel inferior, con unos 150 m de espesor. Las areniscas contienen matriz de sericita y presentan contactos de presión-disolución (*Hernández et al., 1981*).

Triásico: Se han reconocido sedimentos de las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

Buntsandstein: Se han separado tres tramos litológicos, que regionalmente tienen representatividad. Presentan variaciones laterales de potencia en estos tramos que pueden ser importantes.

- *Tramo basal (T_{G1}):* Está constituido por conglomerados rojizos de cantos de cuarcita, que no sobrepasan los 5 cm de diámetro, y matriz arcillo-arenosa, con costras de limonita (*figura 3 del Anexo II*). Inmediatamente encima se sitúa un tramo de limolitas rojas. Posee un espesor mínimo de 40-50 m (*Hernández et al., 1981*).
- *Tramo medio (T_{G1}^S):* Fundamentalmente arenoso, comprende ritmos sedimentarios constituidos por areniscas rojas de grano fino a medio, subredondeados, con matriz arcillosa y cemento silíceo que presenta algunas intercalaciones de arcillas y limolitas rojas (*figura 4 del Anexo II*). Tiene una potencia de 133 m aproximadamente (*Hernández et al., 1981*).
- *Tramo superior (T_{G1}^I):* Constituido fundamentalmente por limolitas y limolitas arcillosas rojas laminadas, con finas intercalaciones de areniscas rojas y blanco-verdosas con moscovita, en lajas de 3 a 8 cm, con estratificación cruzada. Por encima se sitúan unas arcillas rojas y verdes con pequeñas laminas calcáreas amarillentas (*figura 5 del Anexo II*). Este tramo alcanza una potencia de 107 m (*Hernández et al., 1981*).

Muschelkalk: En la cartografía se han separado dos tramos o unidades litológicas que presentan continuidad regionalmente:

- *Tramo inferior (T_{G2}):* Está representado en la base por 12 m de margas grises y calizas arcillosas tableadas. A techo se encuentra un paquete masivo de arcillas rojas con intercalaciones de limolitas rojas en la parte inferior, y yesíferas en la superior. La potencia de este tramo es de 57 metros, aunque lateralmente presenta variaciones por el deslizamiento del tramo superior sobre el tramo plástico subyacente (*Hernández et al., 1981*).
- *Tramo superior (T_{G2}^C):* Fundamentalmente dolomítico, está representado en la base por arcillas verdes amarillentas con intercalaciones arenosas y unas dolomías amarillentas laminadas. El resto del tramo lo constituyen unas dolomías negruzcas, masivas en la base, parcialmente brechificadas, dolomicritas; hacia techo se hacen más tableadas y microcristalinas (*figura 6 del Anexo II*). La potencia de toda la unidad dolomítica es de 51 m, aunque cabe la posibilidad de que falten los niveles superiores (*Hernández et al., 1981*).

Keuper: está constituido por arcillas varioladas y abigarradas (tonos rojos, amarillentos y verdes) con niveles intercalados de yesos rojos. Posee una potencia de 50 a 70 m (*Hernández et al., 1981*).

Cuaternario: Materiales coluviales. Se han señalado en la cartografía sólo los de gran desarrollo que no permiten la interpretación de la estructura geológica subyacente (Hernández et al., 1981). Además, también están presentes materiales cuaternarios indiferenciados.

5. Presentación de los resultados

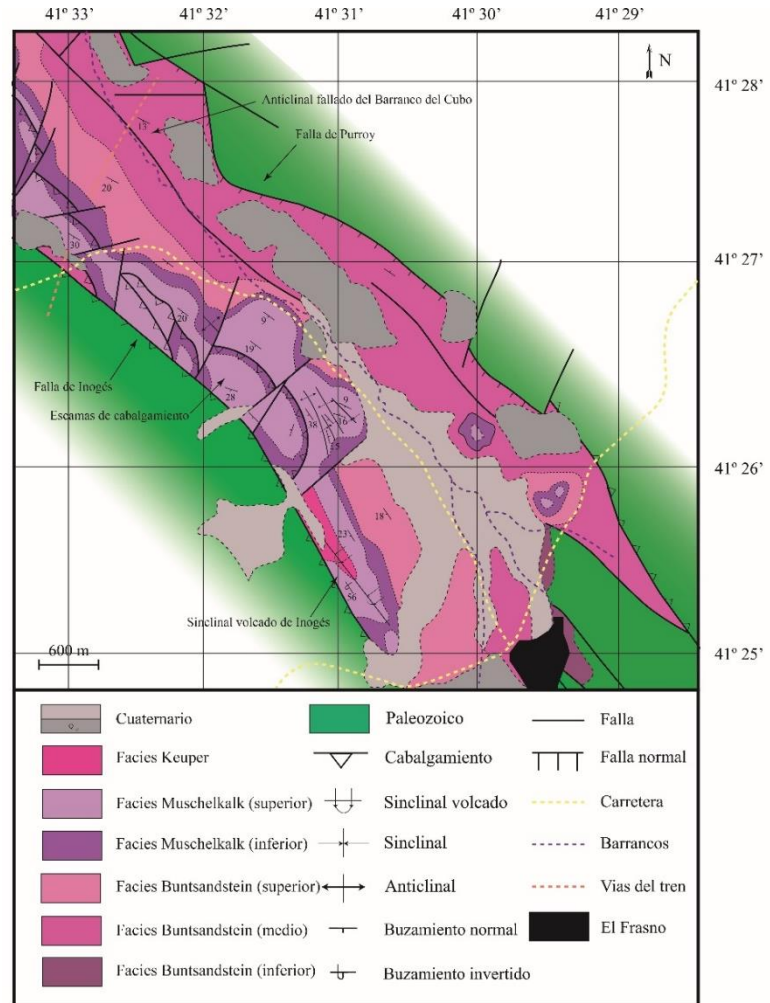
5.1. Estudio macroestructural

5.1.1 Cartografía

Todos los materiales que han sido descritos anteriormente están presentes en la zona. Su distribución se puede observar en la cartografía de la cubeta de Morés (figura 5).

Esta cartografía se ha realizado sobre un mapa de 1: 23.000 Y cubre una superficie aproximada de 18.2 km².

Figura 5. Cartografía de la cubeta de Morés (modificado de Aragonés et al., 1980; Hernández et al., 1981). Ampliado en ANEXO III).



La cubeta de Morés se delimita por dos grandes fallas, la Falla de Inogés, situada al suroeste y que posee un carácter inverso y la falla de Purroy, situada al noreste y que presenta dos direcciones de desplazamiento, una de ellas identificada como normal (esta falla se encuentra segmentada, al sur de la cuenca se observa como una falla inversa y al norte se observa como normal). La cubeta está compuesta por una serie de materiales mesozoicos de edad triásica y presenta una serie de estructuras características entre las que destacan:

- El *anticlinal fallado del Barranco del Cubo o Barranco de Trasmont*, el cual se sitúa en el centro de la cuenca y está compuesto por toda la serie de materiales del Buntsandstein y Muschelkalk de forma concordante. Esta estructura está fallada por fracturas de dirección NW-SE que afloran en materiales blandos.

- El *sinclinal volcado de Inogés*, situado al suroeste de la zona, el cual está compuesto en su núcleo por materiales del Muschelkalk y Keuper y cuyos flancos buzcan hacia el sur. Limita al suroeste con la falla de Inogés e inmediatamente al noreste con el anticlinal del Barranco del Cubo.
- Una estructura en forma de *escamas de cabalgamiento* que se sitúa en el margen suroeste de la cuenca y que está compuesta por materiales del Buntsandstein y Muschelkalk. Estas escamas se encuentran superpuestas sobre materiales del Muschelkalk que componen el flanco sur del *anticlinal fallado del Barranco del Cubo*. Estas escamas están subdivididas transversalmente por un conjunto de fallas con cierto componente direccional. Limitan al suroeste con la falla de Inogés y al sur con el sinclinal vergente.

5.1.2 Cortes geológicos

Para mostrar la estructura de la cuenca se han realizado un conjunto de tres cortes transversales de orientación SW – NE y subparalelos entre sí. Estos están situados en la cartografía (*Anexo IV*).

El corte I (*figura 6*) es el situado más al sur, en éste se puede observar, de SW a NE, la falla inversa de Inogés que superpone los materiales paleozoicos sobre la cobertera mesozoica y el sinclinal volcado cuyos dos flancos buzcan hacia el sur. En la zona central las capas del Buntsandstein buzcan ligeramente hacia el sur hasta llegar a estar subhorizontales en la zona central. Se observa una estructura en forma de horts en los materiales triásicos, individualizado del resto de la cuenca por dos fallas de carácter normal no aflorantes en esta zona cubiertas por materiales cuaternarios. Al NE se observa la falla de Purroy de carácter inverso y unos materiales que comienzan a buzcan al N.

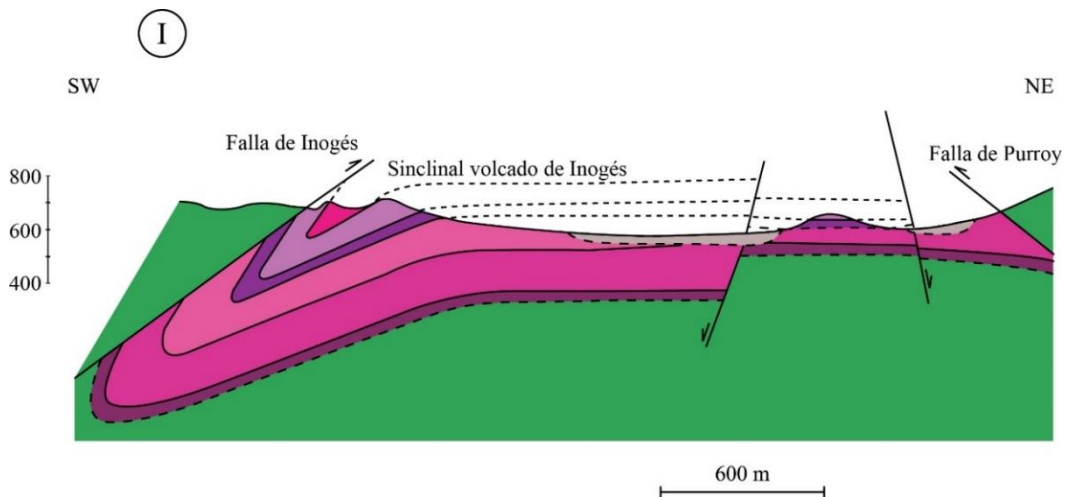


Figura 6. Corte I de la cubeta de Morés (Unidades como en la figura 5 y situado en Anexo IV).

En el corte II (*figura 7*) se puede observar en la parte SW del corte el cabalgamiento de la falla de Inogés que está compuesto por materiales paleozoicos; en el bloque inferior de este cabalgamiento se sitúa una escama de cabalgamiento compuesta por materiales del Buntsandstein superior y del Muschelkalk, que se enraíza en profundidad con la falla de Inogés.

En el bloque inferior de la escama descrita anteriormente de materiales triásicos se encuentra una serie de materiales triásicos pertenecientes al Buntsandstein y Muschelkalk que presentan una estructura monoclinual con buzamiento sur, el cual se vuelve subhorizontal hacia el centro de la cuenca. Además, se observan dos fallas normales, una en el centro de la cuenca que se denomina la falla de El Frasno y otra al NE, que representaría a la falla de Purroy. Todas las fallas poseen una orientación NW-SE y afectan a toda la serie triásica y al material paleozoico subyacente. La falla de Purroy en esta sección muestra un buzamiento (70°) hacia el suroeste y un salto normal mínimo de 200 m, de modo que la parte superior del tramo medio del Buntsandstein está en contacto con el Paleozoico del bloque inferior.

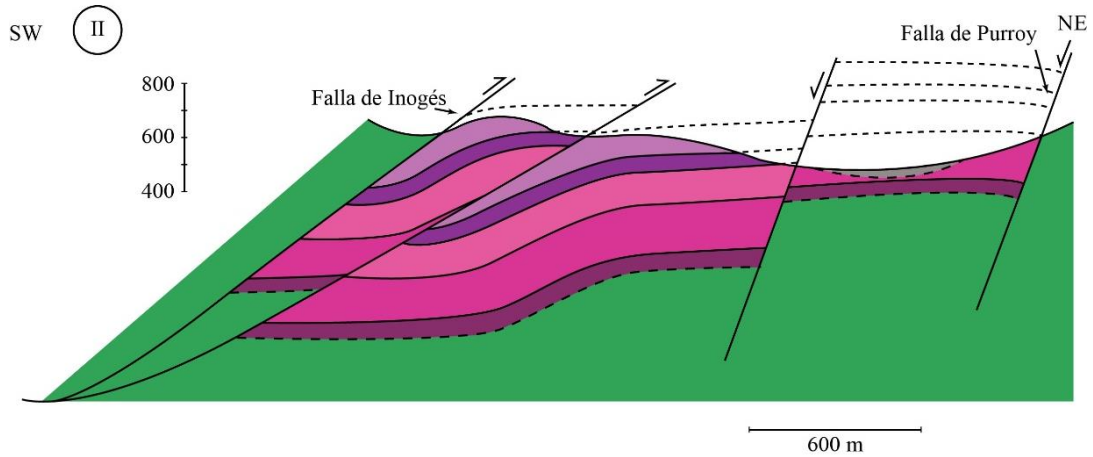


Figura 7. Corte II de la cubeta de Morés (unidades como en figura 5 y situado en Anexo IV).

En el corte III (figura 8) el cabalgamiento de Inogés se representa con un conjunto de tres cabalgamientos que se enraízan en profundidad. La lámina de cabalgamiento situada más al suroeste está compuesta por materiales paleozoicos, la segunda lámina de cabalgamiento se compone de materiales paleozoicos y del Buntsandstein medio-superior parcialmente cubiertos por depósitos cuaternarios y la tercera lámina de cabalgamiento, la situada más al noreste, se compone de materiales del Buntsandstein y Muschelkalk. En la parte central del corte se observa un anticlinal fallado por dos fallas normales, una normal correspondiente a la falla de El Frasno y una segunda falla normal que coincide con la charnela del anticlinal. Además, al NE se observa la falla de Purroy que presenta una orientación NW-SE y un buzamiento en torno a $45-50^\circ$ hacia el sur, esta falla con salto normal afecta a materiales paleozoicos y mesozoicos.

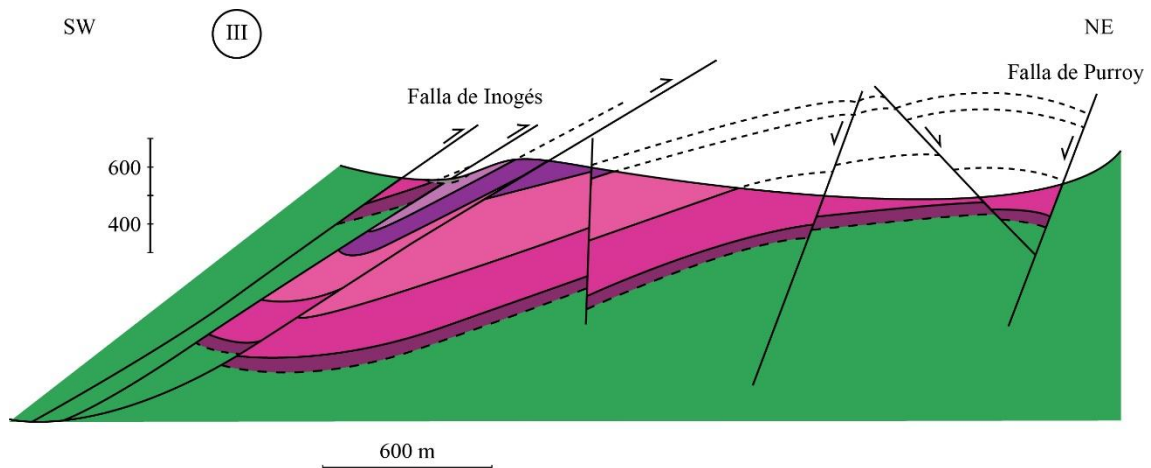


Figura 8. Corte III de la cubeta de Morés (unidades como en Figura 5 y situado en Anexo IV).

5.2. Estudio mesoestructural

Para la elaboración del estudio mesoestructural se ha llevado a cabo la observación, medida e interpretación de los materiales y de las estructuras que los afectan en varios afloramientos, algunos de ellos relacionados con infraestructuras viales o ferroviarias. A continuación, se mostrarán los principales afloramientos estudiados. La situación de estos afloramientos se recoge en *Anexo IV*.

Fracturas del tramo medio-basal del Buntsandstein al pie de la carretera

En el ramal de entrada a El Frasno desde la autovía A2 encontramos un afloramiento donde se observa de manera concordante el contacto entre materiales arcillosos y limolíticos rojizos pertenecientes al tramo basal del Buntsandstein, con unos niveles de areniscas color beige con laminación y manchas anaranjadas producidas por oxidación pertenecientes al tramo medio del Buntsandstein (*figura 9*). Además, su base es ligeramente acanalada. La serie se presenta subhorizontal con una leve inclinación hacia el sur.

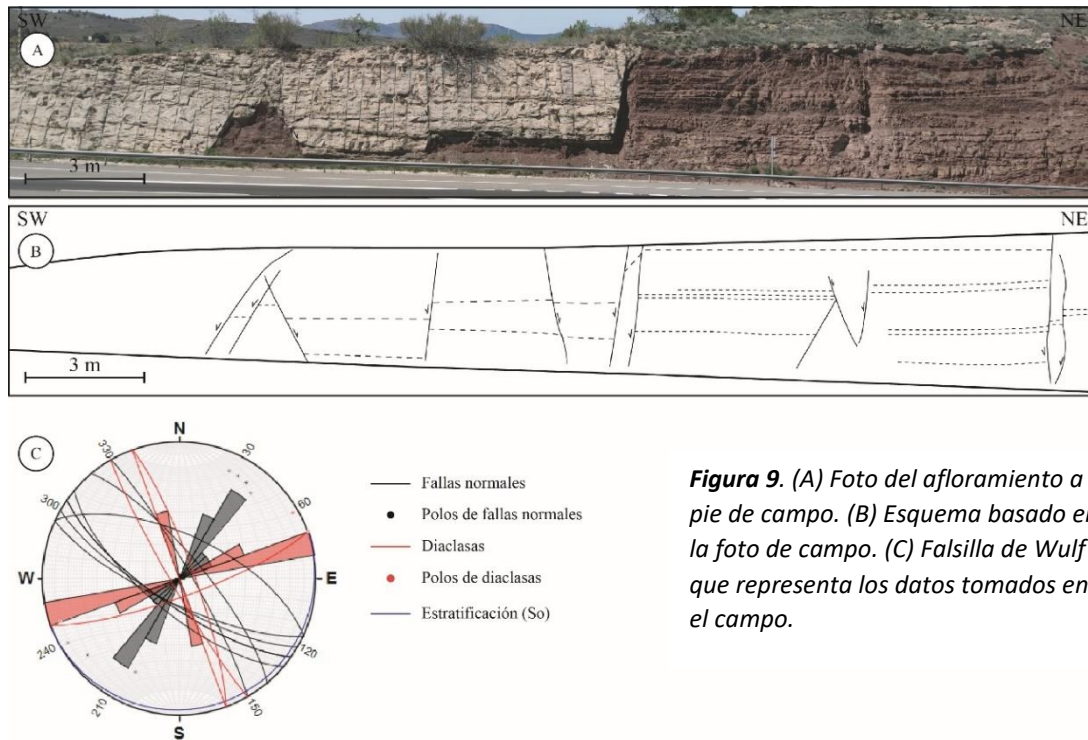


Figura 9. (A) Foto del afloramiento a pie de campo. (B) Esquema basado en la foto de campo. (C) Falsilla de Wulff que representa los datos tomados en el campo.

Estos materiales están fracturados por una serie de fallas de carácter normal, cuyos planos de gran buzamiento se observan con facilidad debido a los materiales afectados. Para el análisis de los datos se han diferenciado en dos tipos de fracturas, las fallas con desplazamiento que afectan a ambos materiales y las fracturas sin desplazamiento, es decir, diaclasas que están presentes en los materiales limolíticos del Buntsandstein inferior. Se observan dos familias de fallas normales que se encuentran formando un sistema conjugado con una dirección NW-SE y buzamientos de aproximadamente 60 – 70° al NE o SW, según la familia, y dos familias de diaclasas, una con dirección NNW-SSE y otra ENE-WSW. Si aplicamos el modelo de fallas conjugadas de Anderson (1951) las fallas nos indican una dirección de distensión NE-SW y las diaclasas nos indican dos direcciones de tracción, la familia NNW-SSE indica una dirección WSW-ENE y la familia ENE-WSW indica una dirección de tracción NNW-SSE.

Estructura plegada del túnel de Morata II

Al SE de la zona de estudio se encuentra un afloramiento (*figura 10*) fruto del corte de la carretera A2, a la salida del túnel, que nos muestra una estructura muy destacable. Esta estructura está compuesta por materiales blandos como arcillas y limolitas ferruginosas rojas pertenecientes al tramo medio del Buntsandstein. Justo al NE de este punto las rocas paleozoicas están superpuestas a estos materiales triásicos por la presencia de la falla de Purroy (*figura 6*).

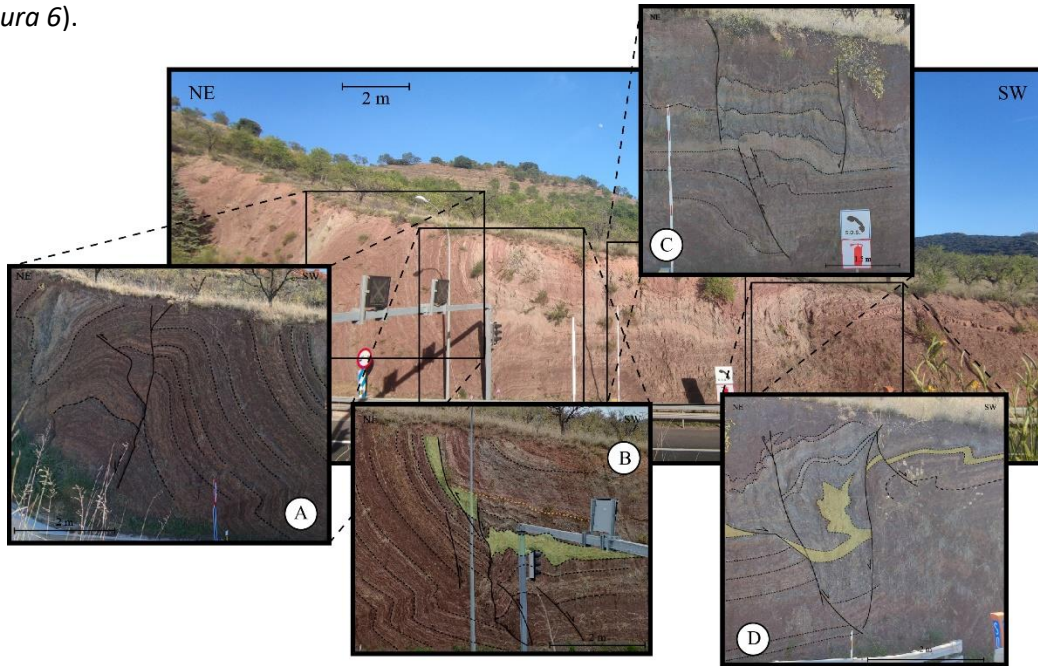


Figura 10. Estructura plegada del túnel de Morata II.

Esta estructura se ha separado en cuatro secciones: La sección A nos muestra un pliegue anticlinal el cual está fracturado por su plano axial, por un plano de falla curvado. La sección B es una continuación inmediata de la sección A y nos muestra cómo un conjunto de finas capas dan lugar a un pliegue en caja y donde se observan un conjunto de fallas, algunas de carácter normal y otras de carácter inverso, como se muestra en la figura. También se observa un estrato que fosiliza la falla normal de mayor longitud (éste está representado por una línea discontinua de color anaranjado). En la sección C se observa un par de fallas normales que poseen un buzamiento contrario, que daría lugar a esta estructura debido a una primera etapa de formación del graben de manera sinsedimentaria y una posterior etapa de reactivación compresiva del graben produciendo un acortamiento y plegamiento de los materiales blandos que lo componen. También se observa un par de fallas inversas subparalelas. La sección D representa una estructura similar a la de la sección C, con dos fallas de carácter normal conjugadas que producen que el material blando se deforme de la misma forma que la descrita anteriormente. A ambos lados de esta estructura destacan dos pequeñas fracturas de carácter normal donde se observa con claridad el desplazamiento de finas capas índice.

Sinclinal volcado de Inogés

Al suroeste de la zona de estudio se encuentra un pliegue sinclinal (*figura 11*) con ambos flancos con buzamiento sur, disponiéndose el flanco norte con una polaridad normal y suave buzamiento (18-23°) y el flanco sur con una polaridad invertida y buzamientos algo más elevados (56°). Este sinclinal se compone de un núcleo de materiales blandos del Keuper, apoyados sobre

el resto de la serie perteneciente al Muschelkalk (fundamentalmente dolomítico masivo a techo y tableado con intercalaciones de margas a la base) y al Buntsandstein.

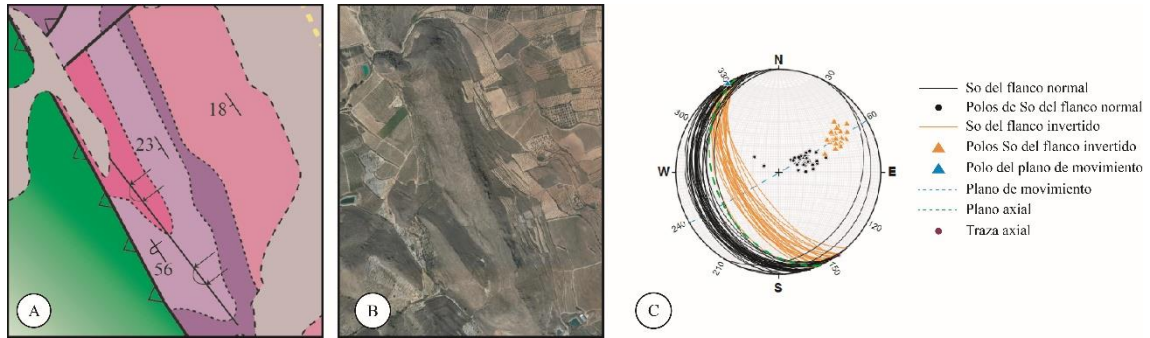


Figura 11. (A) Sección de la cartografía donde se muestra la estructura. (B) Imagen aérea de la estructura (extraída de Google Earth). (C) Falsilla de Wulff que muestra los datos pertenecientes al sinclinal.

Como se observa en el estereograma (figura 11C), se ha determinado que el pliegue tiene una línea de charnela subhorizontal en dirección NW-SE (156°) y que su plano axial, de igual dirección, tiene un buzamiento medio (38°) hacia el suroeste. Además, también se ha determinado una dirección de movimiento SW – NE. Según la clasificación de Turner y Weiss (1963) basada en la posición de la charnela y de la superficie axial se clasificaría como un sinclinal horizontal moderadamente inclinado. El corte en sección de esta estructura se representa en el Corte I de la cubeta de Morés (figura 6).

Lámina de cabalgamiento central

Se trata de una escama de cabalgamiento localizada en la parte central de la zona de estudio (Anexo IV) y compuesta por materiales aflorantes del Muschelkalk, este cabalgamiento se enraíza con el cabalgamiento de materiales paleozoicos cámbricos que se sitúa más al suroeste. Esta escama se apoya sobre materiales también del Muschelkalk y del Buntsandstein que componen el flanco sur del anticlinal fallado del Barranco del Cubo (figura 12).

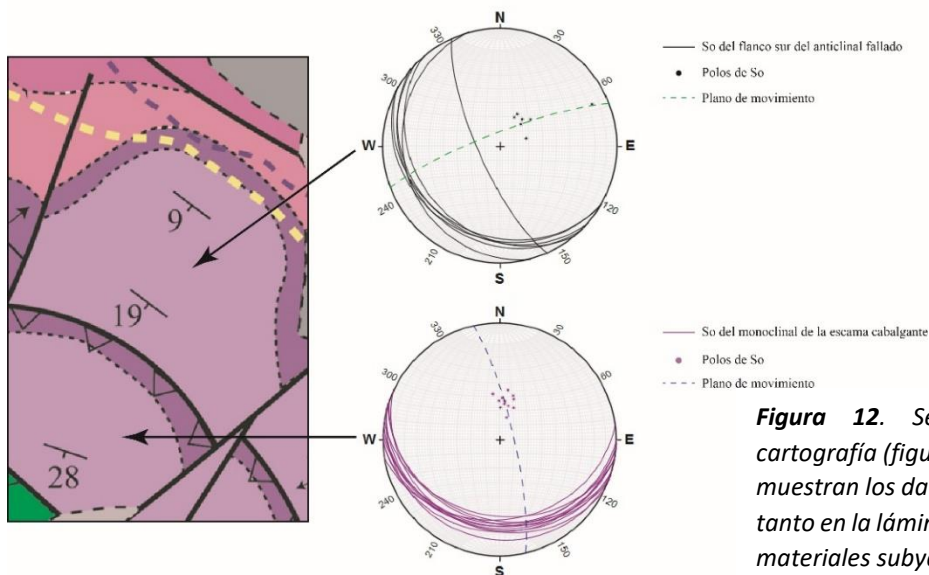


Figura 12. Sección extraída de la cartografía (figura 5). Las falsillas de Wulff muestran los datos recogidos en el campo tanto en la lámina cabalgante como en los materiales subyacentes.

Las dos partes muestran materiales con un suave buzamiento sur (15-30°). Si nos centramos en la lámina de cabalgamiento observamos que las capas se disponen en una orientación WNW-ESE y una dirección de movimiento NNW-SSE, mientras que las capas que se sitúan de manera infrayacente poseen una dirección NW-SE y una dirección de movimiento en NE-SW. El corte en sección de esta figura queda representado en el corte II (figura 7).

Cabalgamientos cercanos a la mina

Desplazándonos un poco más al norte de la lámina de cabalgamiento central, nos encontramos con una zona que fue cartografiada por algunos autores como dos láminas cabalgantes que al igual que las anteriormente observadas cabalgarían sobre materiales del Muschelkalk y cuyas fallas se enraizarían en profundidad. Estas estructuras a nivel de afloramiento no se pueden observar ya que esta zona está ocupada por una cantera y además está prohibido su paso.

En la zona próxima a la mina se pudieron tomar datos de estratificación sobre unos materiales dolomíticos bien estratificados pertenecientes al Muschelkalk (figura 13).

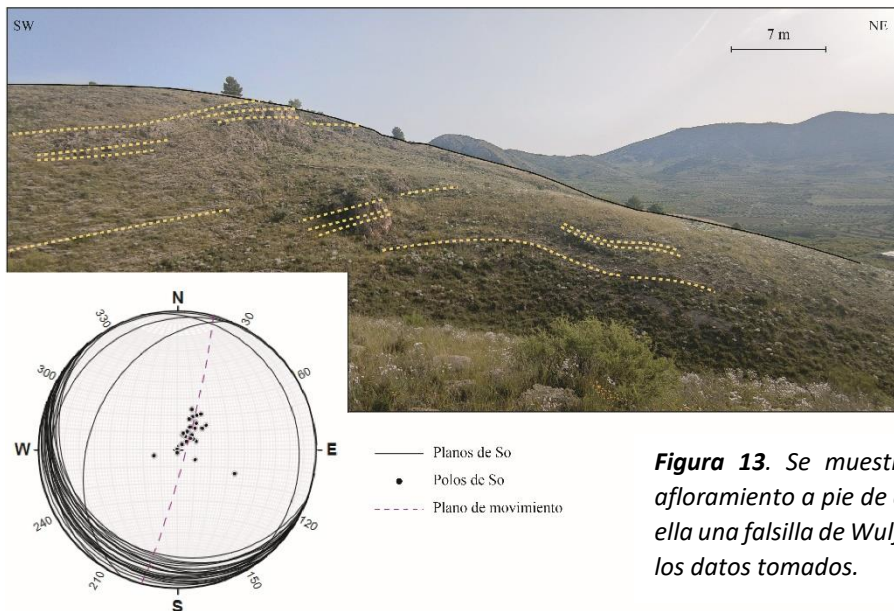


Figura 13. Se muestra una foto de afloramiento a pie de campo y junto a ella una falsilla de Wulf que representa los datos tomados.

Se nos presentan unas capas de dirección NW – SE y un suave buzamiento SW, cuyos polos nos muestran un plano de movimiento del pliegue NNE-SSW.

Túnel de la vía del tren sur

Esta zona se sitúa al NE, presenta una estructura compuesta de una serie de tres cabalgamientos que se enraízan en profundidad. Como se ha hablado anteriormente en el apartado *Cortes geológicos (figura 8)*, estos cabalgamientos se componen, empezando por el más al SW, de materiales paleozoicos de edad cámbrica, el segundo por materiales del Buntsandstein medio – inferior, cuyo plano es cubierto por materiales cuaternarios, y el situado más al NE se compone de materiales del Muschelkalk diaclasados. Este último cabalgamiento (figura 14) presenta unos materiales con un buzamiento en torno a 35-40° hacia el sur y cuyo plano de cabalgamiento es cortado por una falla direccional dextra. El bloque superior del cabalgamiento más al NE, se apoya sobre la serie triásica que compone el flanco suroeste del

anticlinal fallado del Barranco del Cubo cuyos materiales buzcan en torno a 16-20° hacia el sur (figura 14).

Su corte en sección se muestra en el corte III de la cubeta de Morés (figura 8).



Figura 14. Esquema de la zona de cabalgamiento de los materiales del Muschelkalk sobre el resto de la serie. A sus márgenes, las falsillas de Wulf muestran los datos de So tomados en el campo.

Túnel de la vía del tren norte

Al norte de la cubeta de Morés, la construcción de las vías del tren de alta velocidad nos permite observar un perfil (figura 15) compuesto de materiales en concordancia del Buntsandstein medio – basal (el tramo basal está compuesto por arcillas rojizas y el tramo medio por una unidad de calizas color beige laminadas seguidas de arcillas y limolitas rojizas). Estos materiales triásicos componen el bloque superior de la falla normal de Purroy, que los pone en contacto con materiales ordovícicos muy plegados y fracturados (los cuales componen el bloque inferior). Los materiales triásicos están afectados por una serie de fallas de carácter normal que seccionan la zona de charnela del antiforame. La falla que pone en contacto los materiales paleozoicos con los mesozoicos parece tener asociada un pliegue de roll-over, produciendo un mayor espesor de las capas en la zona del contacto. Esto también explicaría la presencia de las fallas inversas que se observa en la figura, pudiendo ser en origen una falla normal y que debido a la acción del pliegue de roll – over, los materiales sufran una rotación disponiendo los materiales como en la actualidad.

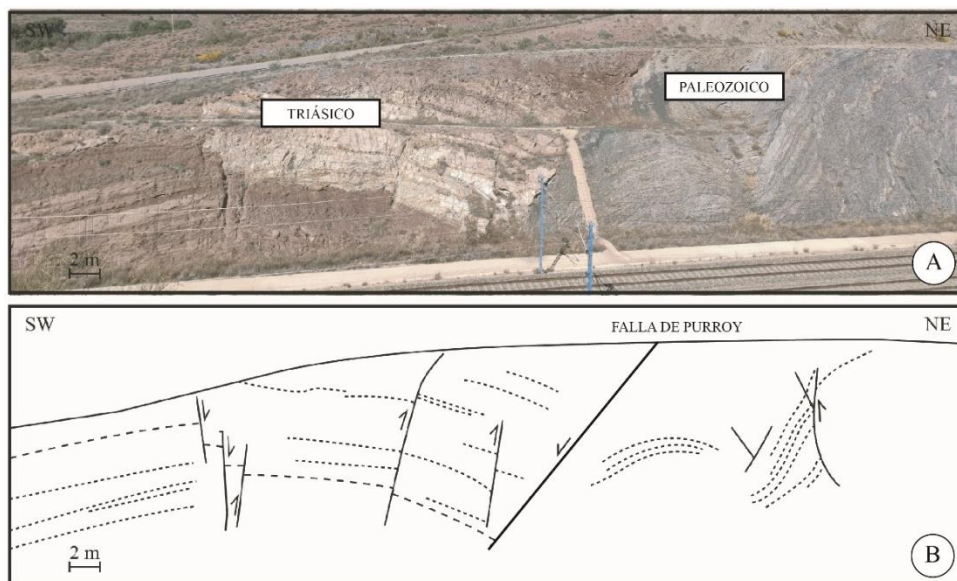


Figura 15. (A) Foto a pie de campo del Túnel de la vía del tren norte. (B) Esquema de la estructura.

Materiales paleozoicos sobre el túnel de Morata II

En el límite este de la cubeta de Morés, tras la falla de Purroy, afloran los materiales paleozoicos de edad ordovícica pertenecientes a las Capas de Algairén (figura 16). Son areniscas / cuarcitas muy plegadas y fracturadas. Nos encontramos con dos cortes en los taludes producidos por la construcción del camino, el primero de ellos (figura 16A) presenta un conjunto de fracturas de carácter inverso de dirección NW – SE y el segundo (figura 16B; figura 16C), una serie de pliegues cuya charnela presenta una inmersión hacia el NW.

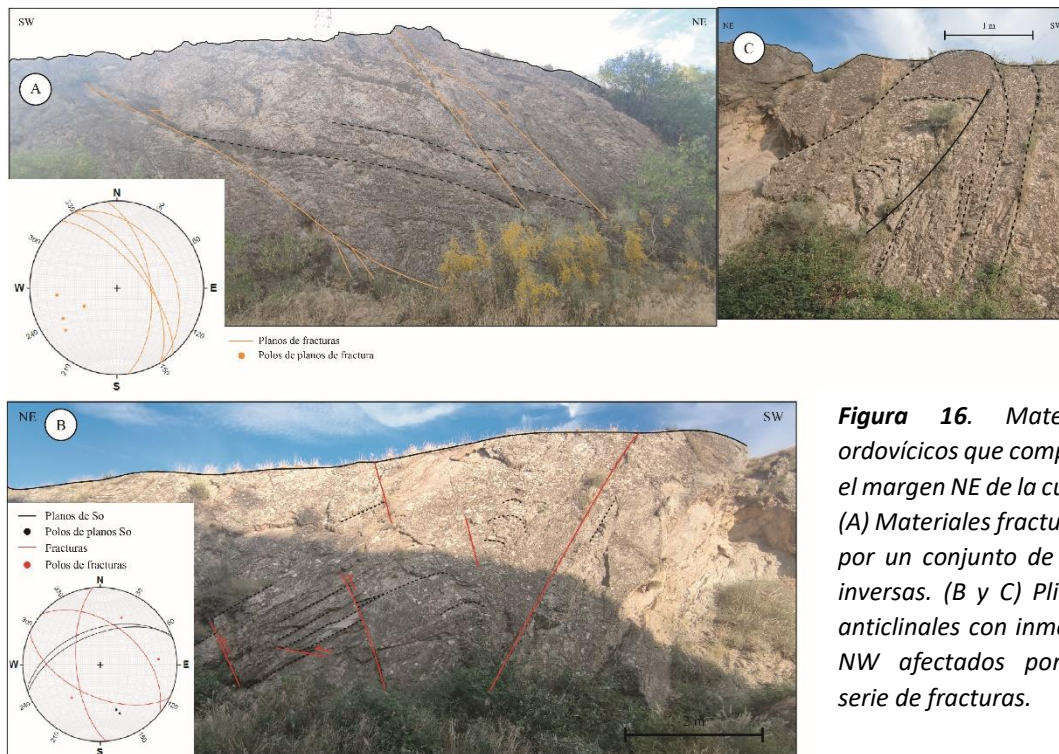
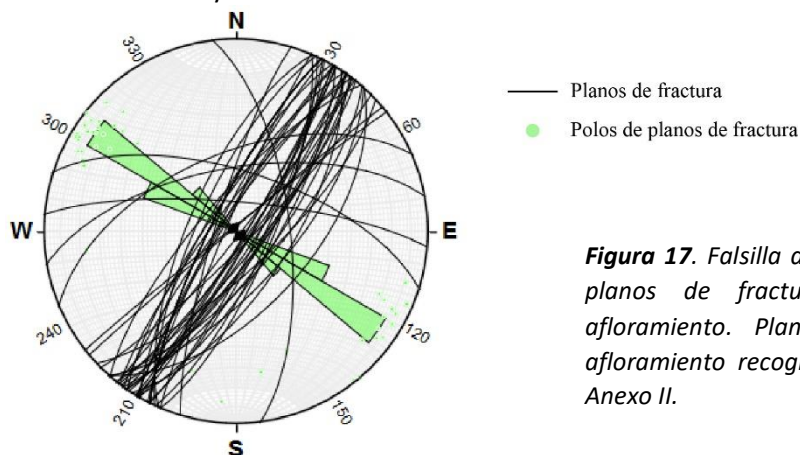


Figura 16. Materiales ordovícicos que componen el margen NE de la cubeta. (A) Materiales fracturados por un conjunto de fallas inversas. (B y C) Pliegues anticlinales con inmersión NW afectados por una serie de fracturas.

Planos de fractura en el Buntsandstein superior

En la zona cercana a la salida del tren se sitúa un talud, creado debido a la construcción de un aparcamiento, donde se puede observar un conjunto de planos de fallas conjugadas de carácter normal (situación en Anexo IV). Estas fracturas afectan a materiales limolíticos del Buntsandstein superior (figura 5 del Anexo II). Las dos familias de fallas conjugadas tienen una dirección NE-SW y buzamientos altos tanto hacia el NW como al SE. La posición de los polos de



estas fracturas nos determina un diagrama en rosa con una dirección destacable NW-SE (figura 17).

Figura 17. Falsilla de Wulf que recoge los planos de fractura tomados en el afloramiento. Planos pertenecientes al afloramiento recogido en la figura 5 del Anexo II.

5.3 Estudio a pequeña escala

Para la realización de este apartado se han llevado a cabo un conjunto de estaciones de diaclasas distribuidas a lo largo de la zona de estudio (*figura 18*). Estas estaciones se encuentran tanto en materiales paleozoicos ordovícicos como en materiales mesozoicos triásicos (facies Buntsandstein y Muschelkalk).

Estación 1: Diaclasas sobre materiales paleozoicos de edad ordovícica situados en los materiales del bloque superior de la falla inversa de Purroy. Las diaclasas se encuentran abiertas. Los materiales presentan una estratificación media (So) de 095/36 N. Una vez restituidas estas diaclasas se observan dos familias de planos, las dos presentan una dirección E-W, pero unas buzan unos 50° al N y las otras buzan hacia el S. La distribución de los polos de estas fracturas nos muestra un diagrama en rosa de dirección N-S.

Estación 2: Diaclasas sobre materiales arcillosos y limolíticos rojizos del Buntsandstein inferior en la zona cercana a El Frasnó. Diaclasas sin apertura o de 1 mm. Presentan una estratificación de 070/05 E. Una vez restituidas se observan dos familias de diaclasas, una de dirección 70°, cuyos polos dan una dirección en torno a 165°, y otra de dirección 160°, cuyos polos dan una dirección en torno a 75°. Es decir, las dos familias son ortogonales.

Las siguientes estaciones están realizadas mediante el análisis de fotografías de campo y su posterior restitución mediante el dato de estratificación:

Estación 3: Diaclasas en materiales del Muschelkalk en el flanco invertido del sinclinal volcado de Inogés. En estos materiales se pueden observar tres familias de diaclasas en las que se puede determinar una cronología relativa debido a sus características y sus relaciones de corte. La primera familia sería la de dirección 150°, la segunda familia sería la de dirección 60°, y la última la de 120°.

Estación 4: Diaclasas que al igual que en la estación anterior están afectando a materiales dolomíticos del Muschelkalk que componen el flanco invertido del sinclinal volcado de Inogés. Sin apertura o menor a 1 mm. Plano de estratificación (So) de 146/56 SW e invertido. Una vez restituidos los datos se observan dos familias de diaclasas donde se puede determinar una cronología relativa, la primera de ellas presenta una dirección prácticamente N-S y la segunda, presenta una dirección aproximada de 110°.

Estación 5: Diaclasas que afectan a materiales del Muschelkalk que componen la parte superior de la serie triásica del flanco sur del anticlinal fallado del Barranco del Cubo. No presentan apertura. Se distinguen dos familias de diaclasas, una de dirección 120° y otra de 50°.

Estación 6: Diaclasa afectando a materiales del Muschelkalk superior de la lámina de cabalgamiento central. Plano de estratificación (So) de 110/30 S. Se observan tres familias de diaclasas, donde se puede determinar su cronología relativa. La primera familia en formarse sería la de dirección 15-20° la cual posee una apertura de 1 mm, la segunda sería la de 130° sin apertura y a última sería la de dirección 80°.

Estación 7: Diaclasas que al igual que la estación anterior afectan a materiales del Muschelkalk superior de la lámina de cabalgamiento central. Plano de estratificación (So) de 090/27 S. Se observan tres familias de diaclasas, donde se puede determinar una cronología relativa. La primera en formarse sería la de dirección 20° (la cual no se ve reflejada en la estereográfica

debido a que su amplio espaciado hace que no estén presentes en gran cantidad), la segunda sería la de 130° y la última sería la de 70°.

Estación 8: Diaclasas que afectan a los materiales del Muschelkalk cercanos a los cabalgamientos de las minas. Plano de estratificación (So) de 115/21 S. Se observan dos familias de diaclasas, donde se puede determinar una cronología relativa. La primera familia sería la de dirección 110° (la cual presenta una mayor longitud) y la segunda sería la de aproximadamente 30°. Las dos familias se presentan prácticamente ortogonales. Posee una arquitectura en H.

Estación 9: Diaclasas que afectan a materiales del Muschelkalk superior en el cabalgamiento situado en las vías del tren. Plano de estratificación (So) de 138/46 S. Parte de estas diaclasas presentan apertura posiblemente debida a la disolución. Se pueden observar dos familias de diaclasas y donde se puede determinar cronología relativa. La primera en formarse sería la de dirección 150° y la segunda la de dirección 80-90°.

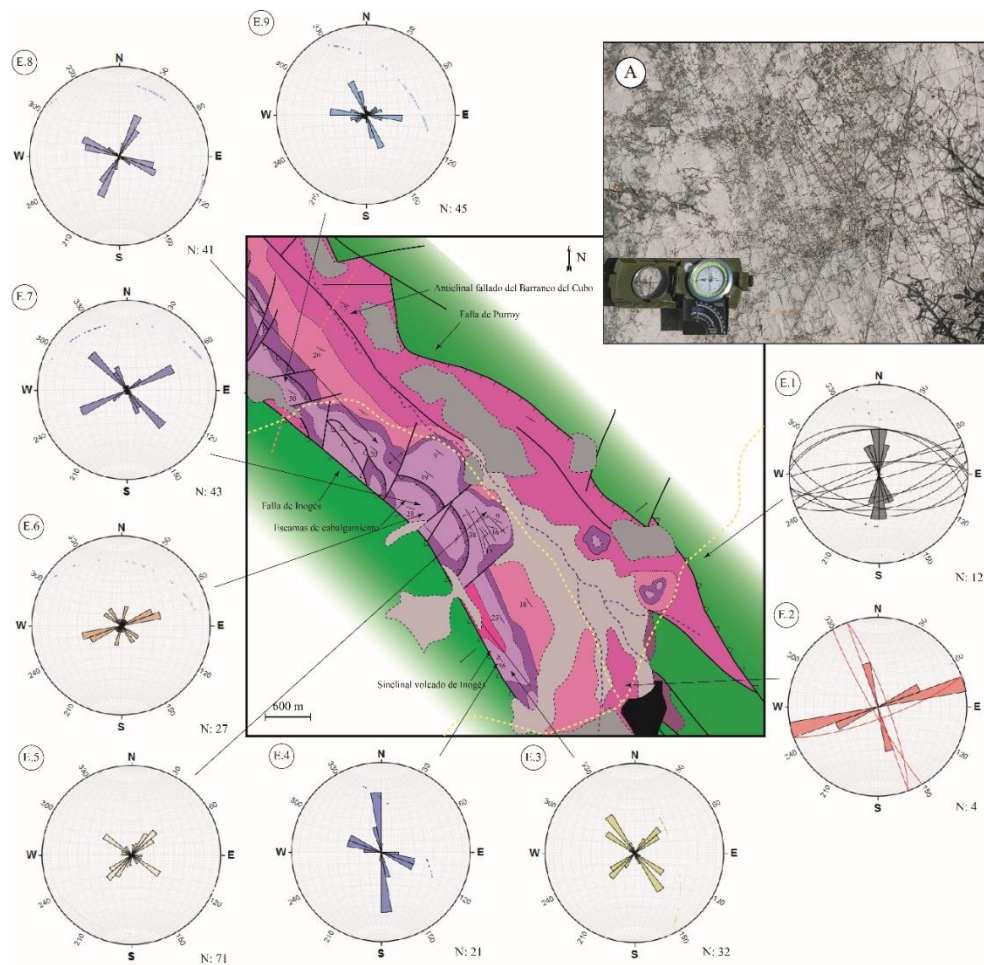


Figura 18. Cartografía de la cubeta de Morés que recoge la situación de cada estación de diaclasas analizada (estas diaclasas han sido restituidas respecto a su estratificación). Las estaciones 1 y 2 muestran los planos de diaclasas y la dirección de tracción determinada respecto a los polos de las propias diaclasas. Las estaciones de la 3 a la 9 muestran un diagrama en rosa de las direcciones de las familias de diaclasas. (A) Imagen a pie de campo de la estación 6 (E.6) donde se pueden observar las relaciones de corte que nos indica la cronología anteriormente descrita en la estación.

6. Interpretación y discusión de los resultados

El problema principal a la hora de realizar una interpretación sobre la evolución estructural de la Cubeta de Morés es la ausencia de indicadores cinemáticos en las estructuras de la zona. Por ello, la evolución de la zona se ha realizado en base a la cartografía, a los cortes y a las observaciones a escala mesoestructural y a pequeña escala. Se ha desarrollado un bloque

diagrama de la zona para una mejor visualización de la estructura (figura 19).

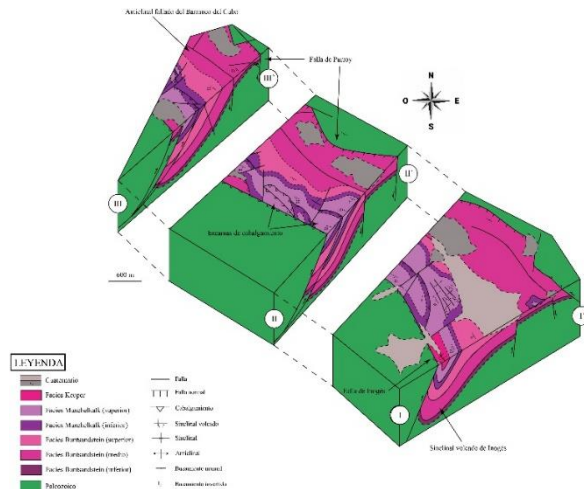


Figura 19. Bloque diagrama de la cubeta de Morés. Se observa la cartografía junto a los cortes anteriormente mostrados. (Ampliado en anexo V).

6.1 Etapa de extensión (o distensiva) de la Cubeta de Morés

Partimos de un escenario en el que se refleja la presencia de materiales paleozoicos fracturados por fallas normales que indican una etapa distensiva creando una “estructura en horsts y grabens” (figura 20A). Sobre estos materiales paleozoicos comienza a sedimentar una serie de materiales mesozoicos de edad triásica comenzando por materiales del Buntsandstein de manera sinsedimentaria a la acción de las fallas normales de dirección NW-SE (fallas de Purroy e Inogés) que estructuran esta cuenca (figura 20B). Esto explica la presencia de una mayor potencia de estos materiales en las zonas de surcos y una menor presencia (o en algún caso ausencia) en los altos. Esta situación se mantiene durante la sedimentación de los materiales triásicos del Muschelkalk y del Keuper (figura 20C).

Este periodo distensivo queda reflejado en la cuenca a pequeña escala en afloramientos y estaciones de diaclasas. El afloramiento “Fracturas del tramo medio-basal del Buntsandstein al pie de la carretera” (Figura 9C) nos muestra un sistema de fallas normales conjugadas que podemos interpretar mediante el *modelo de fallas conjugadas de Anderson*, esto nos proporciona una dirección de distensión σ_3 NE-SW (aproximadamente de 30-40°), un σ_2 de dirección NW-SE (aproximadamente 130-140°) y un σ_1 prácticamente vertical. Esta dirección de extensión principal NE-SW es compatible con la dirección NW-SE de las fallas principales que definen la cubeta triásica de Morés. En el afloramiento “Planos de fractura en el Buntsandstein superior” (figura 17) se obtiene una dirección de distensión σ_3 NW-SE (aproximadamente de 120-130°), un σ_2 de dirección NE-SW (aproximadamente de 30-40°) y un σ_1 vertical. Esta dirección de extensión es aproximadamente paralela a las fallas principales y puede ser el resultado del intercambio de ejes de esfuerzos σ_2 y σ_3 que se produce en relación con las fallas (Simón et al., 1999). Estas evidencias a nivel de afloramiento son apoyadas por los resultados obtenidos del estudio de estaciones de diaclasas. Las diaclasas al ser unas estructuras que se producen por tracción, la orientación de éstas nos indica una dirección perpendicular de distensión (o tracción). En primer lugar, se determina que la zona ha sido afectada por una

distensión NNW-SSE, en torno a una dirección 160-180°. Posteriormente esta tracción cambia a una dirección ENE-WSW (aproximadamente 60-70°). Conforme avanzamos en el tiempo, en los materiales del Buntsandstein superior y Muschelkalk, queda reflejado un nuevo episodio de distensión de dirección NW-SE (en torno a 110-120°), al que le siguen, un episodio de distensión NNE-SSW (de aproximadamente 20-40°), uno de dirección NW-SE (de aproximadamente 30°) y finalmente un episodio de distensión NE-SW (de aproximadamente 120°). Lo que nos indica que durante esta etapa distensiva se dio lugar a intercambios de esfuerzos entre σ_2 y σ_3 , ya que estos intercambios quedan reflejados en dos familias de diaclasas a nivel general, unas de dirección NW-SE y otras de dirección NE-SW.

Hay un vacío de información en lo que se refiere al resto de la era mesozoica debido a que está presente una ausencia de materiales en el registro geológico.

6.2 Etapa compresiva de la Cubeta de Morés

Más adelante en el tiempo, durante el Cenozoico, se da lugar a una etapa de compresión producida por el choque de la placa Ibérica contra la Euroasiática debido al empuje de África durante la Orogenia Alpina. Esto da lugar a una reactivación de fallas normales hercínicas en fallas inversas dando lugar a cabalgamientos, estructuras plegadas de dirección NW-SE y a un acortamiento (figura 20D). Esto queda reflejado en la Cubeta de Morés de diversas formas. En primer lugar, se produce una reactivación de las fallas que delimitan la cuenca (falla de Inogés y falla de Purroy, esta última será seccionada y basculada en la zona más al sur, donde pasa a tener buzamiento hacia el noreste y es invertida, de modo que los materiales paleozoicos cabalgan sobre las areniscas y limolitas rojas triásicas (afloramiento “Estructura plegada del túnel de morata II” (figura 10)). Además, las estructuras de la zona como el “sinclinal volcado de Inogés” (figura 11) nos muestra un plano axial NW-SE (de dirección 156°) de buzamiento sur y una dirección de movimiento (o de acortamiento) NE-SW en torno a unos 60°. Las estructuras observadas en la zona cercana a la mina (figura 13) y en el flanco sur del anticlinal fallado del barranco del Cubo que compone el bloque inferior de la escama de cabalgamiento central (figura 12) apoyan esta interpretación debido a que los resultados son coherentes con una compresión NE-SW. Esta compresión también es observable en los afloramientos “Túnel de la vía del tren norte” (figura 15) y “Estructura plegada del túnel de Morata II” (figura 10), en esta última se pueden observar un pliegue anticlinal y un pliegue en caja producido por una compresión NE-SW, además de dos estructuras donde se refleja una reactivación de fallas normales a inversas, reflejo de las dos etapas descritas.

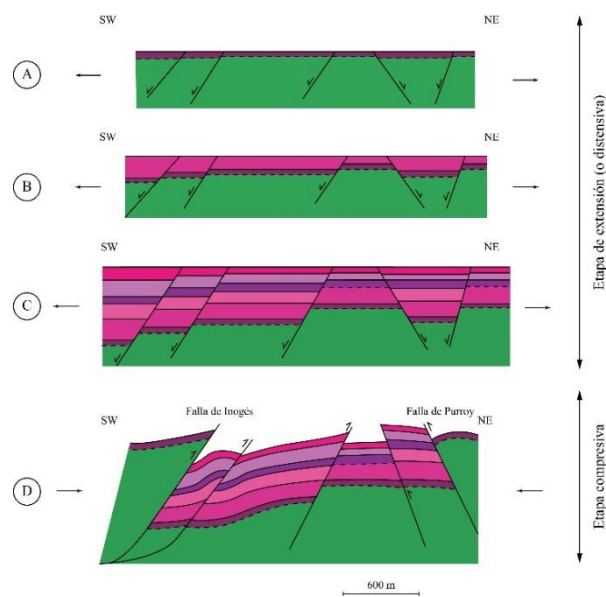


Figura 20: Propuesta de evolución geológica de la cubeta de Morés. Muestra tres estadios que reflejan una etapa distensiva perteneciente al mesozoico y un cuarto estadio donde se muestra la etapa compresiva originada por la Orogenia Alpina. Posteriormente a la etapa compresiva se produciría la erosión de los materiales y el depósito de los materiales cuaternarios, tanto los de origen fluvial como los aluviales (unidades como en la figura 5).

7. Conclusiones

El estudio macro y mesoestructural realizado en la cubeta de Morés refuerza la información recogida en los artículos y libros que se han tomado como referencia.

Se han determinado dos etapas a grandes rasgos, una etapa distensiva triásica que ha dado lugar a la cubeta de Morés, caracterizada por fallas normales de orientación NW-SE (fallas de Purroy e Inogés), de escala kilométrica y saltos hectométricos, que determinan la orientación estructural de la cubeta. Esta etapa extensional ha quedado reflejada tanto en sistemas conjugados de fallas normales de menor escala con sedimentos sintectónicos asociados como en estaciones de diaclasas donde se distinguen dos grandes familias, una de dirección NW-SE y otra NE-SW, las cuales se van intercalando debido a los intercambios entre esfuerzos σ_2 y σ_3 .

La segunda etapa es de carácter compresivo debido al choque de Iberia contra Eurasia durante la Orogenia Alpina. En esta segunda etapa se produce la reactivación e inversión, a distintas escalas, de las fallas normales triásicas dando lugar a pliegues y cabalgamientos de dirección principal NW-SE. Esto se observa en la dirección de las estructuras presentes en la zona, todas ellas de dirección NW-SE y mostrando en el caso de los pliegues una dirección de movimiento NE-SW (o NNE-SSW). Esta etapa se produce durante el Oligoceno – Mioceno.

The macro and mesostructural study carried out in the Morés subbasin reinforces the information gathered in the articles and books that have been taken as a reference

Broadly speaking, two stages have been determined, a triassic distensional stage which has given rise to the Morés subbasin, characterised by NW-SE oriented normal faults (Purroy and Inogés faults), of kilometric scale and hectometric jumps, which determine the structural orientation of the basin. This extensional stage has been reflected both in conjugate systems of smaller-scale normal faults with associated syntectonic sediments and in the joints stations where two large families can be distinguished, one NW-SE and the other NE-SW, which are intercalated due to the exchanges between σ_2 and σ_3 stresses.

The second stage is of a compressional character due to the collision of Iberia with Eurasia during the Alpine Orogeny. In this second stage, the triassic normal faults are reactivated and inverted at different scales, giving rise to folds and thrusts mainly in a NW-SE direction. This is observed in the direction of the structures present in the area, all of them NW-SE in direction and showing in the case of the folds a NE-SW (or NNE-SSW) direction of movement. This stage occurs during the Oligocene – Miocene.

8. Bibliografía

Allmendinger, R.W. (2022): Stereonet 11.4.2. Geological software for Mac, Windows and Linux to plot, visualize and analyze orientation data including lines, planes, arcs, and cones (small circles). Disponible en: <https://www.rickallmendinger.net/stereonet>

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.

Aragonés, E., Hernández, A., Ramirez, J. y Aguilar, M.J. (1980): Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 410 (La Almunia de Doña Godina). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda serie (MAGNA), Primera edición, IGME, Madrid, 40 p.

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 367-400.

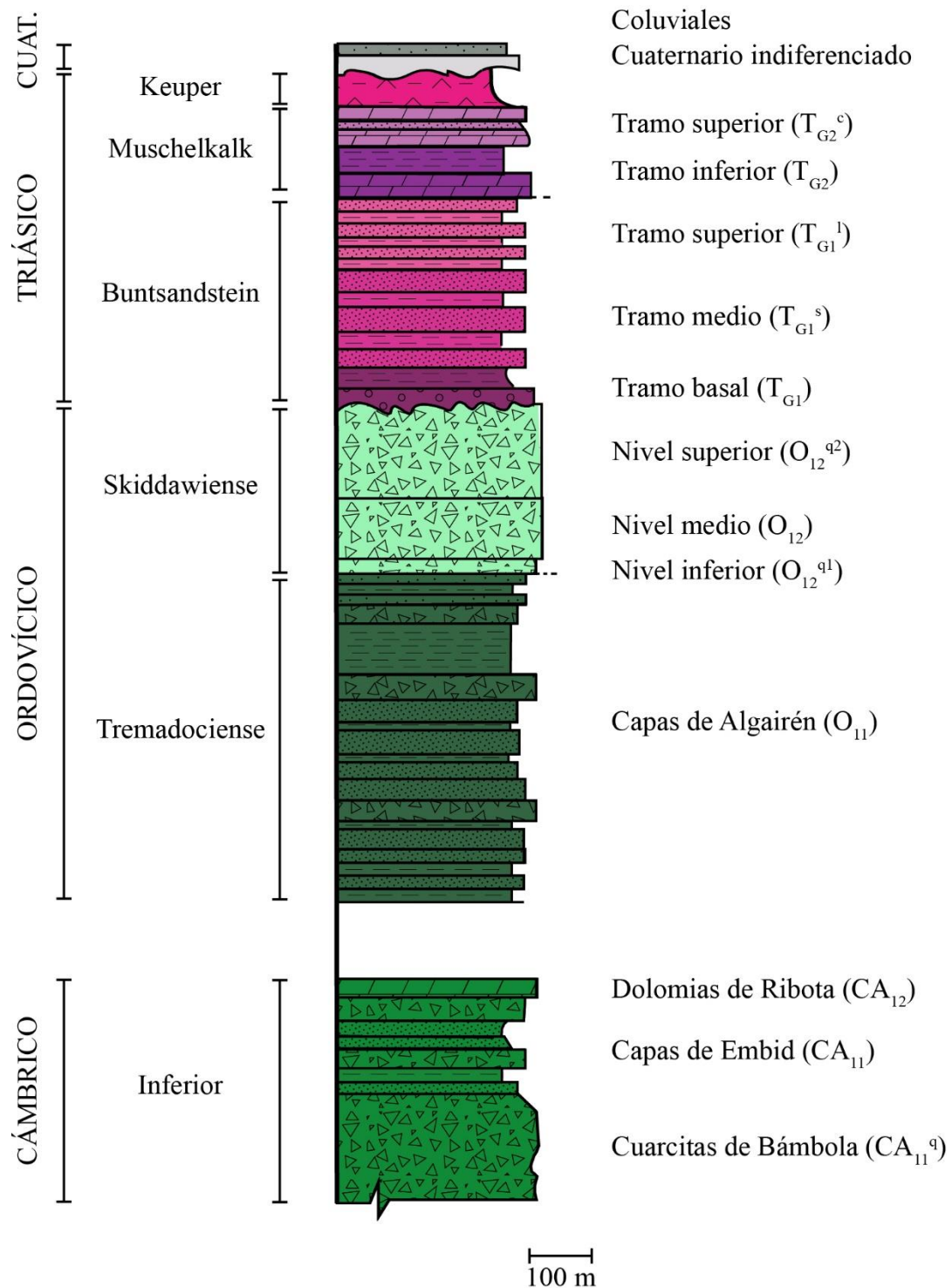
Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gíl, A., Román, T. y Pocoví, A., (2016): Deformación varisca, tardivarisca y alpina en la Rama Aragonesa de la cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-temas*, 16 (2): 495-498.

Hernández, A., Aragonés, E., Ramirez, J. y Aguilar, M.J. (1981): Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 409 (Calatayud). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Segunda serie (MAGNA), Primera edición, IGME, Madrid 44 p.

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Maestro, A. (1999): Stress perturbations registered by jointing near strike-slip, normal and reverse faults: Examples from the Ebro basin, Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7): 15141-15153.

ANEXOS

Anexo I: Columna estratigráfica



Anexo II: Fotos de campo de unidades estratigráficas presentes en la zona

Figura 1. Unidad Capas de Algairén muy plegada y fracturada, al noreste de la cubeta.



Figura 2. Cuarcita Armoricana de edad Skiddawiense situada en el margen noreste de la zona de estudio.

Figura 3. Cuerpo lenticular de conglomerados con cantos de cuarcita paleozoica (derecha). Este cuerpo pertenece al tramo del Buntsandstein inferior. Está individualizado por dos discordancias, tanto en la parte inferior como en la superior.



Figura 4. Areniscas blancas con laminación, con manchas de oxidación anaranjadas y estratificación acanalada – ondulada. Pertenecientes al tramo medio del Buntsandstein. Están en contacto con materiales rojizos lutíticos y limolíticos del tramo inferior del Buntsandstein.

Figura 5. *Limolitas rojizas fracturadas pertenecientes al Buntsandstein superior. Planos representados en la Figura 17 de la memoria.*

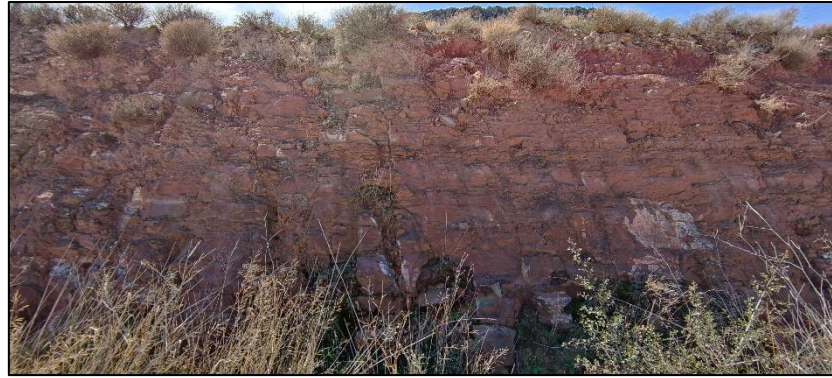
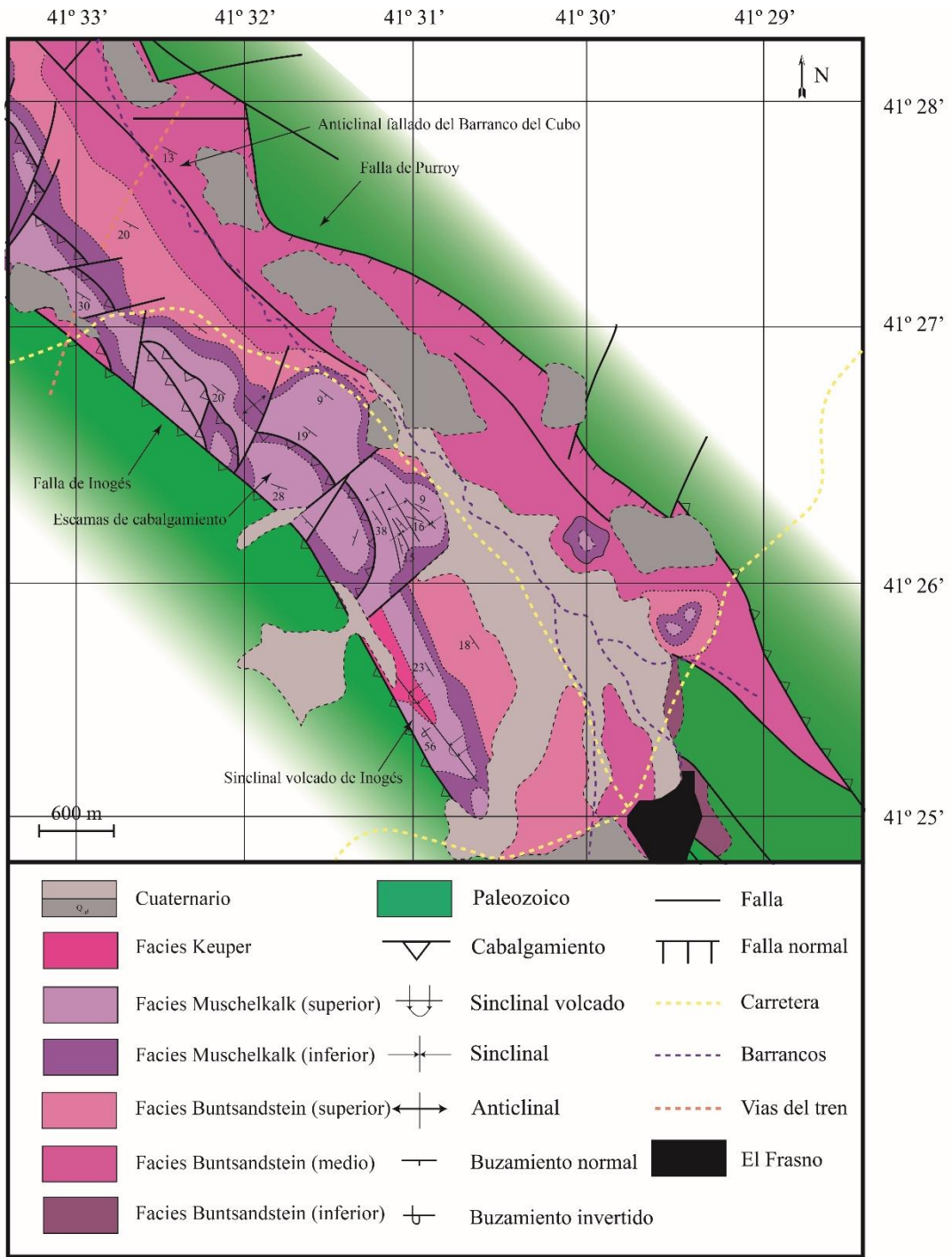
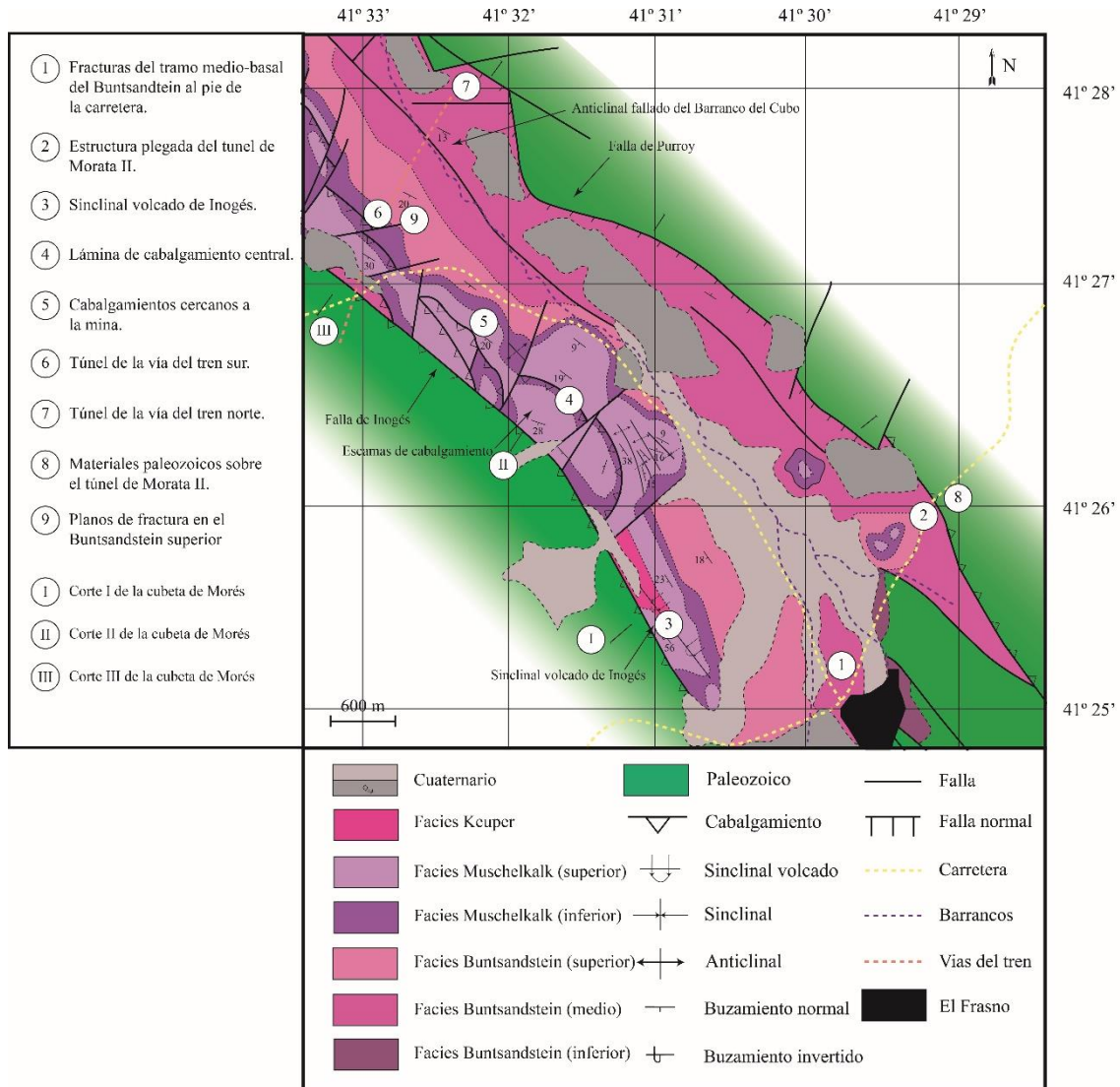


Figura 6. *Materiales dolomíticos tableados pertenecientes al Muschelkalk situados en las cercanías de la cantera. El análisis de estos materiales está presente en el apartado de Estudio mesoestructural “Cabalgamientos cercanos a la mina” (figura 13 de la memoria).*

Anexo III: Cartografía de la cubeta de Morés



Anexo IV: Situación de los afloramientos estudiados y cortes



Anexo V: Bloque diagrama de la cubeta de Morés

